

FACIES FLUVIO-LACUSTRES DE LA UNIDAD SUPERIOR DE LA MUELA DE BORJA (CUENCA DEL EBRO): MODELO SEDIMENTARIO

M. Vázquez-Urbez, C. Arenas y G. Pardo.

Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Estratigrafía, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.

Resumen: En este artículo se presenta la estratigrafía y sedimentología de los depósitos fundamentalmente carbonatados que culminan la Muela de Borja (sector central de la Cuenca del Ebro). Estos materiales constituyen la UTS T₈ definida y datada como Vallesiense-Turoliense por Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989), y representan la unidad más moderna reconocida en el Terciario de la Cuenca del Ebro. La unidad presenta una evolución vertical granodecreciente y su espesor máximo alcanza los 59 m. Se han distinguido las siguientes facies: calizas oncolíticas, bioclásticas, intraclásticas y de tallos verticales, estromatolitos, margas masivas y/o laminadas, conglomerados monomícticos masivos granocrecientes o sin evolución definida, conglomerados polimícticos y areniscas con estratificación cruzada y lutitas masivas. Estas facies se asocian verticalmente en seis secuencias decimétricas a métricas que representan la superposición de los distintos ambientes (lacustre, palustre y aluvial) que se encuentran relacionados lateralmente. Como resultado del análisis de facies y de la distribución espacial y temporal de las mismas se ha establecido un modelo de sedimentación que explica la formación de los depósitos de la Muela de Borja: se trata de un sistema lacustre somero bordeado en sus márgenes sur y oeste por una red de canales oncolíticos poco sinuosos y áreas palustres asociadas que presentan gran movilidad lateral. Este modelo también recoge los eventos aluviales de carácter esporádico que suponen la invasión del sistema fluvio-lacustre en momentos concretos de su desarrollo.

Palabras clave: Facies lacustres, facies palustres, facies aluviales, modelo de sedimentación, Mioceno superior, Cuenca del Ebro, España.

Abstract: This paper shows the stratigraphy and sedimentology of the uppermost, mostly carbonate deposits of the Muela de Borja (Ebro Basin, central area). These deposits constitute the TSU T₈, described and dated as Vallesian-Turolian by Pérez *et al.* (1988) and Pérez (1989), and represent the latest unit known in the Tertiary fill of the Ebro Basin. The unit has a fining-upward vertical evolution and its maximum thickness is 59 m. The following facies have been recognized: oncolitic, bioclastic, intraclastic and in situ macrophyte stalk limestones, stromatolites, massive and/or laminated marls, monomictic massive conglomerates (coarsening-upward and without grain size change), polymictic conglomerates and sandstones with cross-stratification, and massive lutites. These facies are arranged vertically in six metre-to decimetre-thick sequences that represent the superposition of the different, laterally related environments (lacustrine, palustrine and alluvial). Facies analysis and facies distribution through space and time allowed a sedimentary model that explains the formation of the Muela de Borja deposits to be made: it consists of a shallow lacustrine system, bordered on its southern and western fringes by a low sinuosity oncolitic channel system and associated palustrine areas with frequent lateral shifts. This model also includes the sporadic alluvial events that entered the fluvio-lacustrine system at particular times.

Key words: Lacustrine facies, palustrine facies, alluvial facies, sedimentary model, late Miocene, Ebro Basin, Spain.

Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): modelo sedimentario. *Rev. Soc. Geol. España*. Vol 15 (1-2): 41-54

La Muela de Borja constituye una plataforma estructural que se alza en la margen derecha del río Ebro, en el sector centro-occidental de la Cuenca del Ebro, entre los ríos Queiles y Huecha y las localidades de Tarazona y Borja (Fig. 1).

Los depósitos que son objeto de estudio en este trabajo culminan la Muela de Borja y son mayoritariamente carbonatados. Se incluyen dentro de la unidad tectosedimentaria T₈ (Pérez, 1989), que es la unidad más moderna reconocida en el Terciario de la Cuenca del

Ebro. Los afloramientos de esta unidad (T₈) en la cuenca son escasos: además de los carbonatos de la Muela de Borja solamente ha sido caracterizada en el sector riojano, donde está formada por conglomerados, coronando las Sierras de Yerga, Cabí Monteros y Serradero (Muñoz, 1991).

No se ha encontrado ningún yacimiento paleontológico dentro de la UTS T₈ que permita establecer su cronología. Pérez (1989) y Villena *et al.* (1992) le atribuyen una edad Vallesiense-Turoliense, basada en los ya-

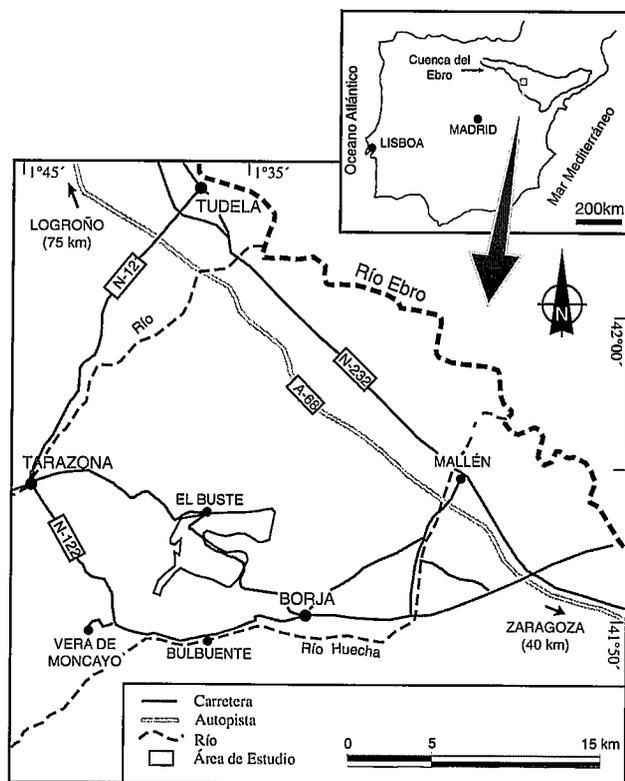


Figura 1.- Situación geográfica del área de estudio.

cimientos de vertebrados encontrados en depósitos infrayacentes (UTS T_7) en el área de Borja-Tarazona, asignados por Azanza (1986) y Azanza *et al.* (1988) al Aragoniense superior-Vallesiense.

Desde el punto de vista sedimentológico, Pérez (1989) señala la abundancia de calizas oncolíticas, que atribuye al depósito en un medio lacustre franco o abierto. Así pues, los ambientes de sedimentación del final del relleno Terciario de la Cuenca del Ebro en su sector central presentan un contraste acentuado con los de las unidades neógenas infrayacentes (T_5 a T_7 , Ageniense superior-Vallesiense), donde las facies oncolíticas son accidentales y la sedimentación lacustre corresponde a sistemas cerrados (Pérez, 1989; Pérez *et al.*, 1989; Arenas y Pardo, 1999).

El propósito de este trabajo es el análisis de las facies presentes en la unidad T_8 de la Muela de Borja y la elaboración de un modelo de sedimentación para la misma.

Estratigrafía

Los materiales estudiados se disponen de forma horizontal y se apoyan concordantes sobre los infrayacentes (UTS T_7 , Aragoniense superior-Vallesiense, Pérez, 1989). Se han realizado trece perfiles estratigráfico-sedimentológicos en la Muela de Borja, cuya distribución espacial puede verse en la figura 2A. En la figura 2B se presenta la correlación de once de estos perfiles efectuada mediante el seguimiento de trazas de capa en fotografía aérea (escala 1:18.000), aunque también se han utilizado otros criterios como la presencia de niveles de conglomerados calcáreos, que han permitido prolongar

la línea de correlación más significativa (L. II, Fig. 2B) hacia el sur.

El límite inferior de la unidad T_8 fue establecido por Pérez *et al.* (1988) en función de un cambio en la evolución vertical de granocreciente (unidad T_7) a granodecreciente (unidad T_8). Esta tendencia se aprecia en el conjunto del sector de Borja-Tarazona, donde la unidad T_7 consta de calizas, lutitas y areniscas, estas últimas más abundantes y potentes hacia el techo; mientras que la unidad T_8 de la Muela de Borja consta de calizas y margas con conglomerados y areniscas hacia la base, visibles en el perfil de Vulcafrailes (Fig. 2B). En el resto de los perfiles realizados la base de la unidad T_8 está totalmente cubierta por deslizamientos, coluviones y vegetación.

La unidad T_8 presenta una evolución vertical granodecreciente, con espesores que alcanzan en el sector estudiado los 59 m. Comienza con un paquete discontinuo de conglomerados polimícticos, areniscas y lutitas solamente visible en el sector noreste de la muela. Estos materiales detríticos siliciclásticos desaparecen enseguida para dar paso a los carbonatos dominantes en el resto de la unidad. Sin embargo, en los perfiles de Los Traches y Matamala la evolución vertical es más compleja, y está constituida por tres macrosecuencias granodecrecientes, de las cuales las dos superiores comienzan con un nivel de conglomerados calcáreos en la base. Las facies carbonatadas muestran abundantes cambios tanto en el espacio como en el tiempo.

El límite superior de la unidad T_8 no se conoce pues no existen depósitos terciarios de unidades más modernas sobre la T_8 , ni en la Muela de Borja, ni en el sector riojano de la cuenca.

Descripción de facies

Se han diferenciado facies carbonatadas y facies detríticas (carbonatadas y siliciclásticas). Las facies carbonatadas se describen según la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971).

Calizas oncolíticas (Co)

Esta facies es, junto con la de calizas bioclásticas, la más importante volumétricamente. Son calizas de color beige y marrón. Se disponen en estratos tabulares de 0,15 a 2 m de potencia (Fig. 3A) aunque, a veces, integran estratos lenticulares y cuerpos sigmoidales. Texturalmente son *floatstone-rudstones* y *rudstones* con matriz de oncolitos y *coated grains*, generalmente heterométricos; esporádicamente también presentan fragmentos de tallos rebozados por carbonato laminado, intraclastos y bioclastos. Los oncolitos tienen formas diversas, aunque dominan las geometrías cilíndricas sobre las esféricas y cónicas. Su forma es función de la partícula en torno a la que se desarrolla el oncolito (un fragmento de tallo, una partícula de micrita o un gasterópodo respectivamente). Sus dimensiones alcanzan 5,5 cm de diámetro, 10,5 cm de longitud y 2,7-3 cm el espesor total de las envueltas carbonatadas.

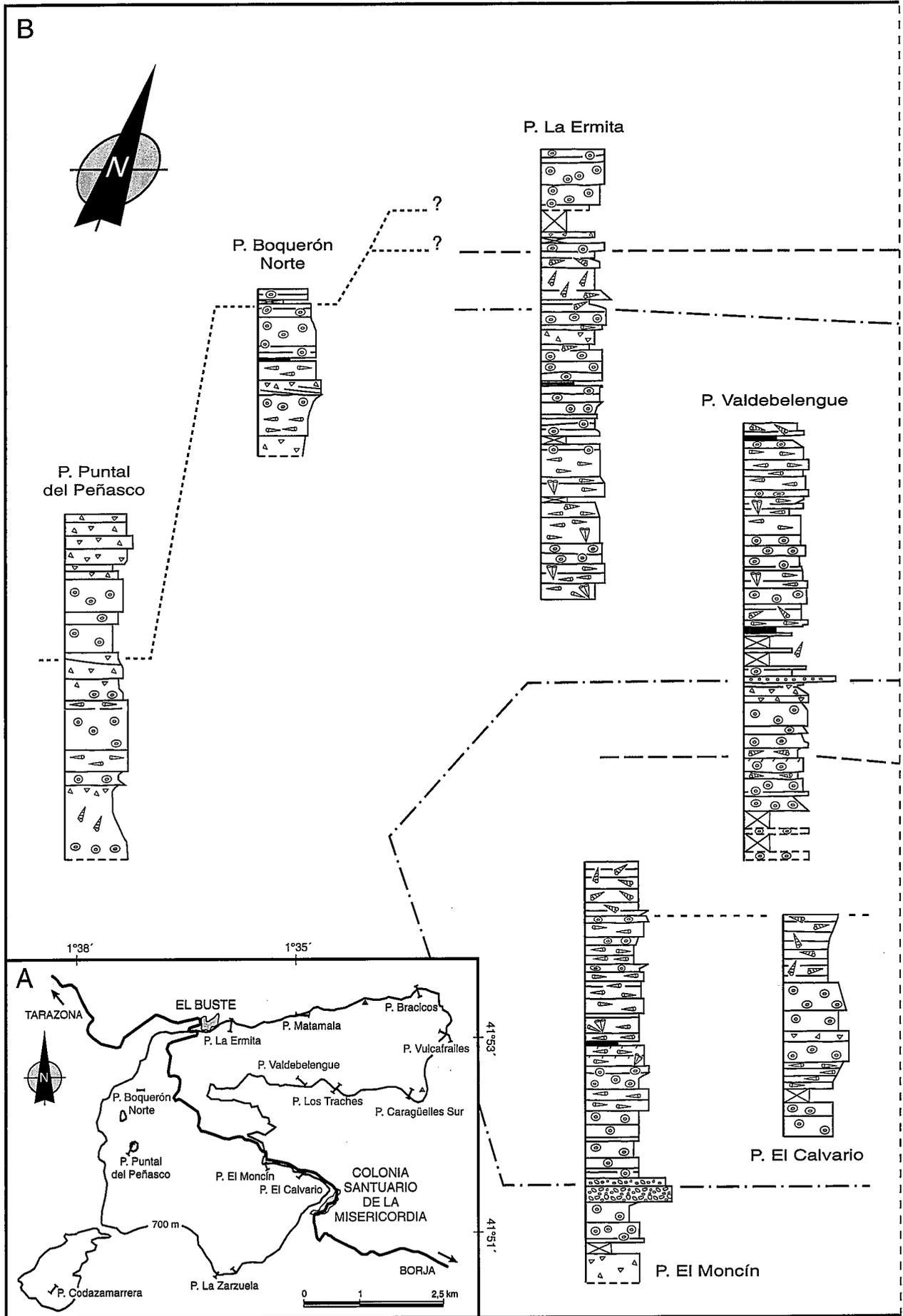
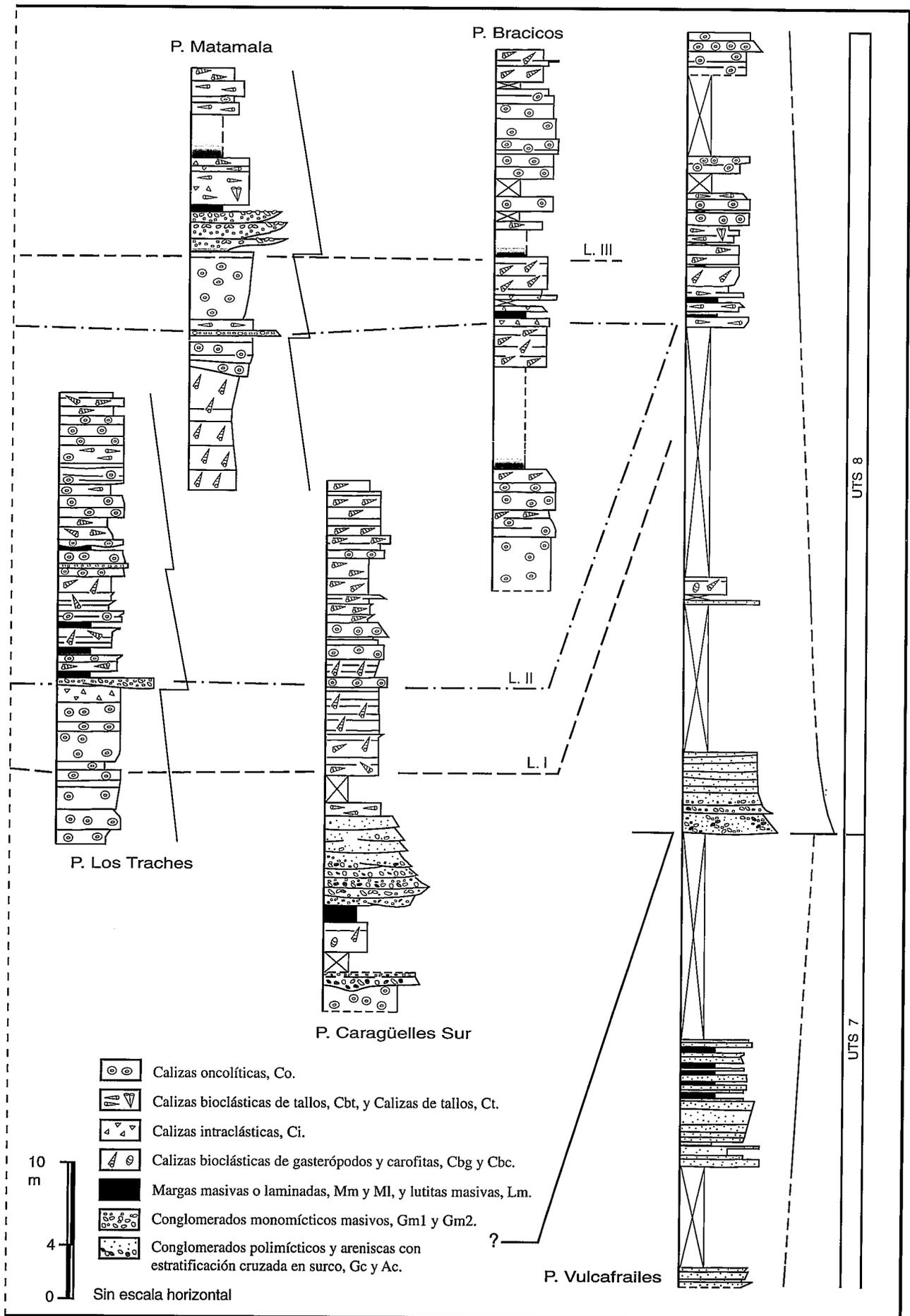


Figura 2.- A, situación de los perfiles estratigráficos; B, esquema de correlación realizado para once de los perfiles. En cada tramo se presentan las facies mayoritarias.



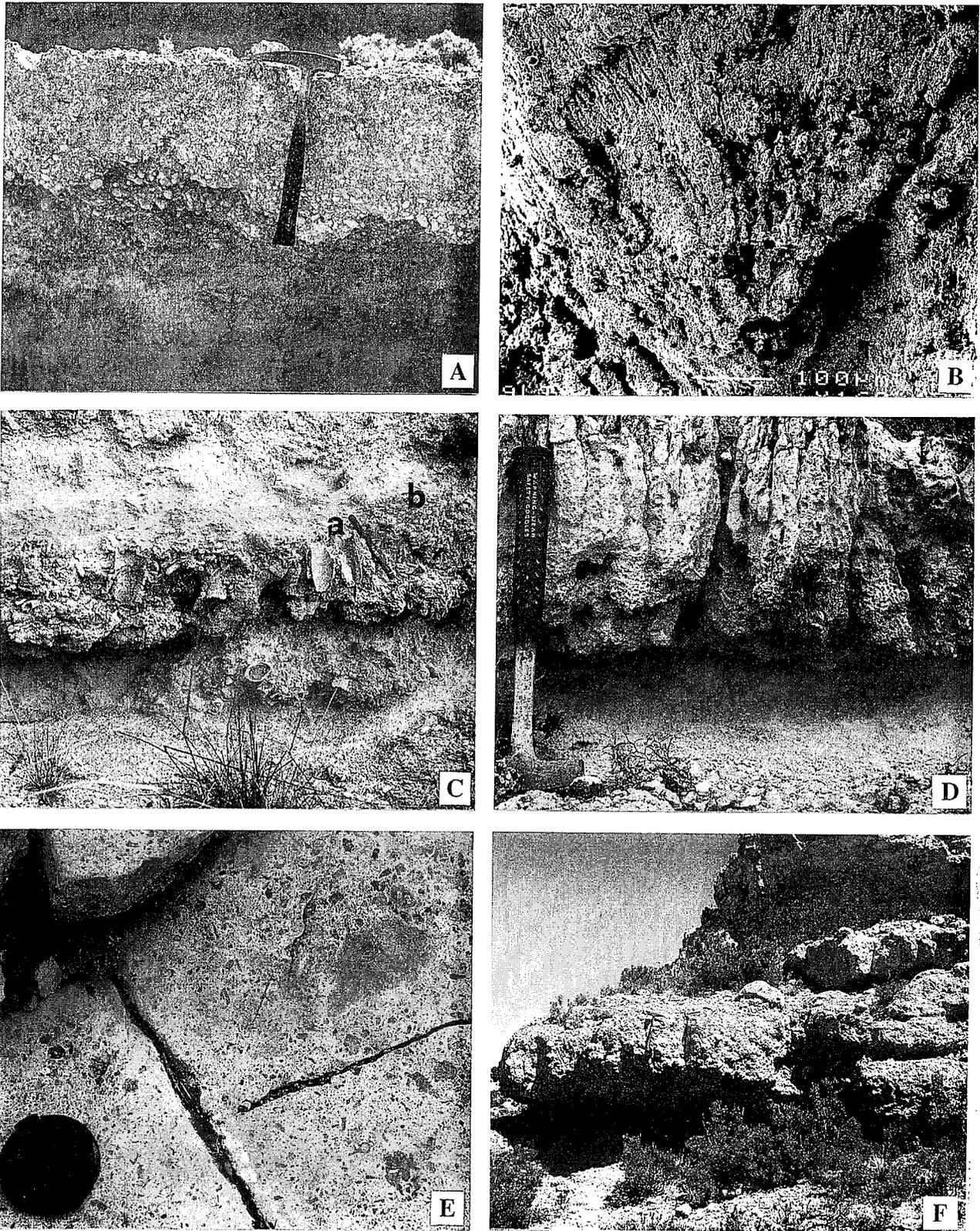


Figura 3.- Aspectos de algunas facies diferenciadas en la Muela de Borja. A, aspecto de campo de la facies de Calizas oncolíticas. B, un aspecto de esta facies en microscopio electrónico de barrido: agrupación en abanico de formas filamentosas. C, facies de Calizas de tallos verticales (a) y Calizas bioclásticas de tallos (b). D, Margas masivas y Calizas bioclásticas, organizadas según la secuencia 2c. E, Calizas intraclásticas. F, Lutitas masivas y Conglomerados monomicticos granocrecientes, organizados en una secuencia 5.

Las calizas oncolíticas mayoritariamente carecen de estructuras sedimentarias, aunque localmente presentan estratificación paralela y ondulada, causada por la alternancia de niveles centimétricos o decimétricos que contienen oncolitos de diferentes tamaños o que alter-

nan con niveles de otras facies carbonatadas. Más ocasional es la aparición de estratificación cruzada planar en *sets* de aproximadamente 1 m de potencia y estratificación cruzada de relleno de canal en *sets* de 1 a 1,20 m de espesor.

La estructura interna de los oncolitos, vista en microscopio óptico, se caracteriza por la alternancia de láminas concéntricas, oscuras de micrita y claras de microesparita y localmente de esparita. El número de envueltas es variable, entre 5 y 20 láminas, y en cuanto a su espesor, como norma general las láminas oscuras son más finas que las claras; los grosores mínimos son 50-100 μm y los máximos 100 μm a 1,8 mm. Las láminas son lisas o ligeramente onduladas y a veces se disponen constituyendo estructuras dómicas.

En algunos oncolitos se han distinguido, tanto en microscopio óptico como electrónico, formas filamentosas de micrita, normalmente aisladas y subperpendiculares a la laminación (diámetro que oscila entre 50-100 μm y 1 mm de longitud visible), aunque también se reconocen agrupaciones de filamentos en forma de abanico que recuerdan a las actuales *rivularias* (Fig. 3B).

Los *coated grains* son, comparativamente con los oncolitos, menos abundantes, presentan formas próximas a subsféricas, siempre bien redondeadas, con tamaños que alcanzan 0,5 cm de diámetro. Su estructura interna es idéntica a la de los oncolitos.

Existe abundante bibliografía que describe facies similares en medios fluviales y fluvio-lacustres de formaciones modernas (Casanova, 1987; Pedley, 1990) y antiguas (Ordóñez y García del Cura, 1977; Anadón y Zamarreño, 1981; Casanova, 1985; Armenteros, 1986; Sanz-Rubio *et al.*, 1996; Arenas *et al.*, 2000). Esta facies se formaría en áreas fluviales o lacustres someras sometidas a agitación, a las que llegarían aportes que incluirían abundantes fragmentos de tallos procedentes de zonas próximas, que servirían como núcleo para el crecimiento de oncolitos. En su desarrollo intervenirían microorganismos como cianobacterias y algas.

Calizas bioclásticas (Cb)

Son calizas de tonos beige, marrones y grises. Constituyen estratos generalmente tabulares, desde 0,10 a 1,50 m de potencia. Son *floatstones* de gasterópodos, de tallos incrustados de carbonato tumbados y/o fragmentados y de carofitas; junto a ellos, pero mucho menos abundantes, aparecen ostrácodos y otros bioclastos no identificables por su alta fragmentación. Se han caracterizado tres subfacies en función del componente predominante:

Floatstones de carofitas (Cbc). Esta subfacies está constituida mayoritariamente por oogonios y tallos de carofitas. Los oogonios no son visibles a simple vista y sólo se han distinguido en lámina delgada. Los tallos están cubiertos de carbonato y alcanzan un diámetro máximo de 0,2 cm. Pueden aparecer tumbados y/o rotos, dispuestos al azar o con sus ejes mayores paralelos a la estratificación.

Floatstones de gasterópodos (Cbg). Esta subfacies se compone fundamentalmente de gasterópodos, enteros y/o fragmentados. Las formas más comunes de las conchas encontradas completas son, por orden de abundancia, turbinadas, trocoidales y discoidales, siempre holostomadas. Carecen de ornamentación externa; solamente se aprecian las líneas de crecimiento.

Floatstones de tallos tumbados y/o rotos (Cbt). El componente dominante son los tallos de macrofitas tumbados y/o fragmentados de dimensiones variables, alcanzando hasta 4 cm de diámetro y 10 cm de longitud (Fig. 3C). Los tallos suelen estar desorganizados, pero a veces muestran una orientación preferente. Es frecuente que junto con los tallos se encuentren oncolitos (enteros y fragmentados) con diámetros de orden centimétrico y gasterópodos.

Carecen de estructuras sedimentarias internas. Localmente muestran bioturbación vertical y cavidades cónicas subverticales, además de nodulización en el techo de los estratos (Fig. 3D).

Las calizas bioclásticas son una facies común en ambientes lacustres y fluvio-lacustres, como se señala en numerosos trabajos (Pedley, 1990; Tucker y Wright, 1990; Anadón, 1992; Arenas, 1993; Sanz-Rubio *et al.*, 1996, etc.). Las subfacies de carofitas y gasterópodos se generarían en zonas lacustres y fluviales someras, más o menos tranquilas, a veces sometidas a corrientes. Sin embargo, los tallos tumbados y/o rotos denotan condiciones de más energía, capaces de romper y arrastrar los tallos vegetales en parte ya cubiertos de carbonato.

Calizas intraclásticas (Ci)

Son de color beige y ocre. Se disponen en estratos tabulares, ocasionalmente lenticulares, de 0,15 a 1,60 m de potencia, excepcionalmente hasta 6 m, con base canalizada y techo convexo. Texturalmente son *floatstone-rudstones* y *rudstones* con matriz de intraclastos de micrita, fragmentos de estromatolitos no concéntricos y oncolitos (Fig. 3E); minoritariamente se encuentran además oncolitos, *coated grains*, fragmentos de tallos y gasterópodos. Los intraclastos de micrita son de colores variados, presentan un tamaño máximo de 4-5 cm y varían desde bien redondeados hasta angulosos. Los fragmentos de estromatolitos tienen unas dimensiones de 3 a 7 cm, medidas a lo largo de su eje mayor. Por otro lado, los fragmentos de oncolitos tienen tamaños menores, 2-3 cm de diámetro máximo, y se diferencian de los anteriores porque conservan, al menos parcialmente, su disposición concéntrica.

Estas calizas prácticamente carecen de estructuras sedimentarias; sin embargo, localmente presentan estratificación horizontal originada por la alternancia de niveles con intraclastos de diferentes tamaños. También localmente se ha distinguido estratificación cruzada planar en *sets* de aproximadamente 1 m de potencia.

Esta facies se interpreta generada *in situ* como consecuencia de la somerización y colmatación de áreas palustres o lacustres someras, con los consiguientes procesos de desecación y brechificación (Freyt et al., 1982; Pérez, 1989; Arasa y Colombo, 1996). Sin embargo, en la mayoría de los casos estudiados en este trabajo, la presencia de intraclastos de diferentes facies, de micrita así como de calizas oncolíticas, estromatolíticas y bioclásticas, lleva a pensar en procesos que implican la erosión de facies previas durante episodios de

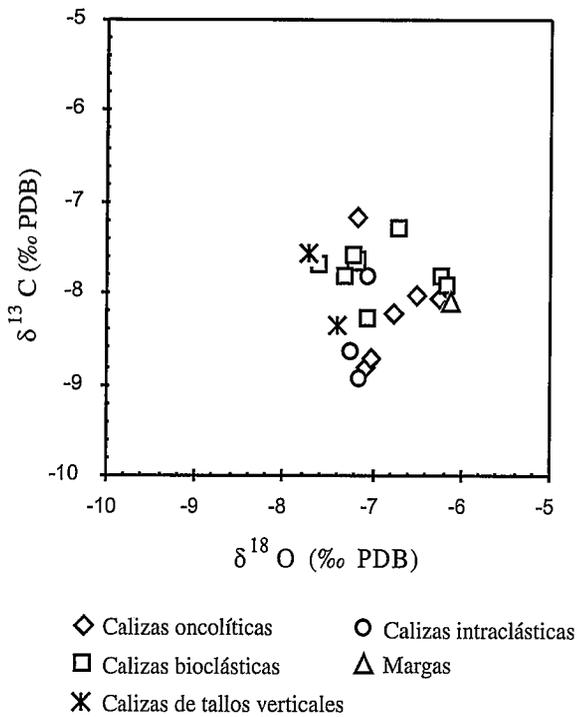


Figura 4.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de muestras de diferentes facies carbonatadas de los perfiles de Los Traches y de La Ermita.

avenida y su resedimentación en áreas lacustres someras. En algún caso, durante episodios excepcionales de descarga de los canales en el cuerpo de agua se originarían lóbulos con importante relieve.

Calizas de tallos verticales (Ct)

Son *boundstones* de color beige, ocre y marrón. Aunque se habla de tallos, no es propiamente el tallo lo que se encuentra, sino las envueltas carbonatadas formadas en torno a él. El interior suele estar vacío. Estos recubrimientos tienen espesores variables desde 0,2 hasta 3 cm (Fig. 3C). Los tallos se distribuyen formando pequeñas agrupaciones verticales o subverticales asimilables a arbustos englobados en barro micrítico o bien formando auténticas empalizadas de 15-20 cm de altura media y hasta 2 m de extensión lateral.

Esta facies suele constituir una parte minoritaria dentro de los estratos en que aparece, y así pasa lateral y verticalmente a los mayoritarios que son la facies de Calizas bioclásticas de tallos y la de Calizas oncolíticas.

Los recubrimientos carbonatados de los tallos están constituidos por una alternancia de láminas concéntricas claras y oscuras de calcita, en número que oscila desde 2-3 hasta un máximo de 18-20. Sus formas son variadas, desde lisas a onduladas con formas filamentosas micríticas aisladas (4-8 mm de diámetro y hasta 200 mm de longitud visible), subperpendiculares a la laminación, hasta morfologías dómicas, constituidas por agrupaciones compactas de formas microscópicas filamentosas también micríticas.

Las incrustaciones de tallos de macrofitas hidrófilas y semiacuáticas por calcita en zonas lacustres y/o fluviales someras con aguas enriquecidas en bicarbonato cálcico han sido citadas por numerosos autores como Ordóñez y García del Cura (1983), Pedley (1990), Freytet (1992), Sanz-Rubio *et al.* (1996), Arenas *et al.* (2000), etc. Así pues, la facies de tallos verticales se interpreta como generada en áreas fluviales y lacustres marginales pobladas por abundante vegetación hidrófila y con precipitación de carbonato en la parte sumergida de la planta, favorecida por la actividad de organismos como cianobacterias y algas filamentosas.

Estromatolitos (Ce)

Se agrupan en esta facies únicamente las incrustaciones calcáreas laminadas no concéntricas, ya que los estromatolitos concéntricos se consideran como facies aparte (Calizas oncolíticas, Co) debido a su gran abundancia y diferente significado ambiental. Son de color beige y forman parte de estratos tabulares de 0,60 a 1,20 m de potencia constituidos mayoritariamente por la facies de Calizas oncolíticas y, en menor medida, bioclásticas de tallos e intraclásticas. Alcanzan un espesor de

Muestra	Facies	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Mineralogía (% peso)	
				Calcita	Cuarzo y Feldespatos
LT-3	Co	-7,17	-7,18	98	2
LT-9	Cbg	-7,66	-7,17	97	3
LT-11	Co	-8,07	-6,26	100	-
LT-15b	M	-8,08	-6,13	51	49
LT-33	Cbg	-7,29	-6,70	100	-
LT-34b	Cbc	-8,30	-7,05	100	-
LT-35	Ci	-7,82	-7,07	100	-
LT-37	Co	-8,23	-6,77	87	13
LT-47	Cbg	-7,84	-6,22	100	-
LT-48	Cbc	-7,91	-6,17	100	-
LT-49b	Co	-8,01	-6,51	100	-
ER-2	Ct	-8,36	-7,41	100	-
ER-3	Ct	-7,58	-7,74	100	-
ER-10	Cbt	-7,59	-7,21	100	-
ER-15	Co	-8,80	-7,09	100	-
ER-21	Ci	-8,67	-7,23	100	-
ER-22	Ci	-8,94	-7,15	100	-
ER-23	Co	-8,73	-7,02	100	-
ER-26	Cbg	-7,83	-7,31	100	-
ER-30	Cbg	-7,71	-7,59	100	-

Tabla I.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB) y mineralógica (a partir de difracción de RX) de muestras de los perfiles de Los Traches (LT) y de La Ermita (ER).

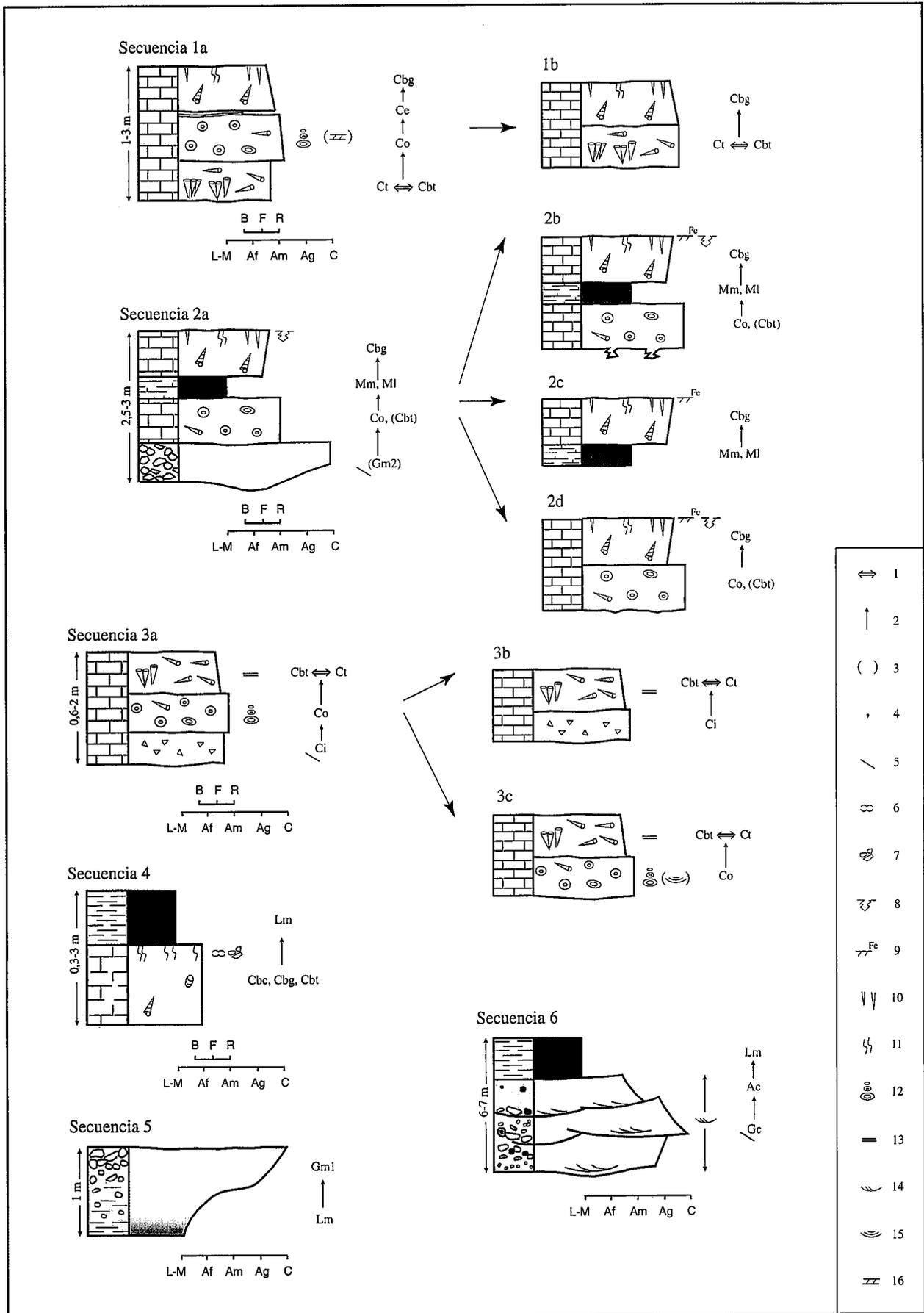


Figura 5.- Secuencias 1, 2, 3, 4, 5 y 6 en sus variantes completas e incompletas. (1, paso lateral; 2, paso vertical; 3, aparición ocasional; 4, términos alternativos; 5, base erosiva; 6, nodulización; 7, brechificación; 8, microcarstificación; 9, costras ferruginosas; 10, cavidades subverticales; 11, bioturbación; 12, variación del tamaño de los oncolitos; 13, laminación paralela; 14, estratificación cruzada en surco; 15, estratificación cruzada de relleno de canal; 16, estratificación cruzada planar). Para los símbolos de facies, véase leyenda de la figura 2.

7-8 cm y una extensión variable, de orden decimétrico a métrico. Vistos en sección, los estromatolitos están formados por una alternancia de láminas claras y oscuras, lisas u onduladas, de calcita micrítica, cuyos espesores máximos individuales son de 1 mm.

Microscópicamente, existen formas filamentosas que se disponen perpendiculares o subperpendiculares a la laminación y que pueden aparecer bien dispersas y aisladas (hasta 20 μm de diámetro y aproximadamente 300 μm de longitud visible) o bien agrupadas formando ramilletes con forma de hemiesferas, similares al género actual *Rivularia*.

Los estromatolitos no concéntricos se han descrito en numerosos ejemplos de sedimentación lacustre carbonatada (Anadón y Zamarreño, 1981; Casanova, 1985; Arenas *et al.*, 1993; Freytet y Verrecchia, 1998), pero también fluvial (Freytet y Plaziat, 1982; Ordóñez y García del Cura, 1983; Zamarreño *et al.*, 1997). Ya sea en ambientes lacustres o fluviales, el desarrollo de los estromatolitos no concéntricos en el área estudiada se produciría en áreas someras, generalmente marginales, sin excesiva agitación o en periodos de calma entre eventos energéticos, donde habría precipitación de calcita bioinducida formando tapices e incluso biohermos.

Margas (Mm, Ml)

Las margas presentan colores variados, dominando las beige y grises. Volumétricamente son minoritarias frente al resto de las facies carbonatadas. Se disponen en estratos tabulares (Fig. 3D) y excepcionalmente presentan geometrías lenticulares. Su potencia oscila desde 0,05 a 0,45 m. Contienen gasterópodos, y asociados a ellos, fragmentos vegetales carbonosos, oncolitos y fragmentos de tallos cubiertos de carbonato.

Las margas carecen de estructuras sedimentarias internas o bien presentan débil laminación paralela.

Se generan por decantación en cuerpos de agua de larga permanencia y escasa agitación.

La composición isotópica de las facies carbonatadas anteriormente descritas (20 muestras) oscila entre -8,95 y -7,2 ‰ PDB para el $\delta^{13}\text{C}$ y -7,75 a -6,1 ‰ PDB para el $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla I). La proyección de estos valores (Fig. 4) permite observar que los campos correspondientes a cada facies se superponen entre sí, señalando condiciones ambientales isotópicamente similares para todas las facies. En conjunto, indican aguas de origen meteórico, poco evaporadas y con influencia del CO_2 orgánico (Vázquez-Urbez, 2001).

Conglomerados polimícticos y areniscas con estratificación cruzada (Gc, Ac)

Se presentan en cuerpos conglomerático-arenosos de tonos marrones, ocres y anaranjados. Constituyen paquetes tabulares a escala de afloramiento, de 1,70 a 4 m de potencia, con la base erosiva, formados por unidades lenticulares de 0,40 a 0,70 m de espesor. Los conglomerados

son granosostenidos y heterométricos con clastos que alcanzan hasta 25 cm de diámetro máximo. Los clastos son calcáreos, parte de los cuales son de formaciones terciarias continentales infrayacentes, cuarcíticos y arenosos. Las areniscas son de grano medio a grueso y presentan clastos dispersos o acumulados en la base de los cuerpos lenticulares. Tanto conglomerados como areniscas muestran estratificación cruzada en surco, en *sets* de espesor decimétrico. Estas facies son similares a las descritas por Miall (1978) bajo la denominación de facies Gt y St.

Se interpretan como generados en cursos fluviales someros poco sinuosos que transportan gravas y arenas, y en cuyo fondo se desarrollarían *bed forms* tipo dunas.

Conglomerados monomícticos masivos, granocrecientes (Gm1) o sin evolución vertical definida (Gm2)

Los Gm1 se disponen en estratos tabulares de 1 a 1,20 m de potencia con base plana. Son granosostenidos y heterométricos, con clastos de caliza micrítica gris o beige que alcanzan un tamaño máximo de 40 cm (Fig. 3F). La matriz es lutítica de color rojo. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Los Gm2 se disponen en estratos tabulares de 0,40 a 1,50 m de potencia, con canalizaciones locales en la base. Son granosostenidos y heterométricos, con clastos de micrita gris, beige y negra que alcanzan un tamaño máximo de 15 cm. Domina el cemento carbonatado, aunque localmente se puede encontrar matriz lutítica amarilla. Carecen de estructuras sedimentarias internas.

Ambas facies representan el depósito de mantos de gravas a partir de flujos acuosos de alta energía, generalmente no canalizados.

Lutitas masivas (Lm)

Son de color rojo y naranja. Forman estratos tabulares de 0,10 a 0,25 m de potencia. Se asocian a facies de conglomerados Gc y Gm1 (Fig. 3F) y de areniscas. Contienen escasos fragmentos de tallos con envueltas carbonatadas y restos carbonosos. Carecen de estructuras sedimentarias internas. Se interpretan como formadas por decantación en llanuras de inundación.

Asociaciones de facies

Las facies descritas se asocian verticalmente en secuencias simples de espesor decimétrico a métrico (Fig. 5). Son todas ellas secuencias reales que se han observado en el campo, unas veces en su forma completa y otras incompletas.

Secuencia 1: Ct \leftrightarrow Cbt \rightarrow Co \rightarrow Ce \rightarrow Cbg

Cada una de las facies que integran esta secuencia se presenta en niveles de potencia variable entre 0,3 y 1,2 m, separadas por contactos netos o graduales.

En su forma completa (secuencia 1a) se interpreta como el paso de ambientes palustres con vegetación enraizada

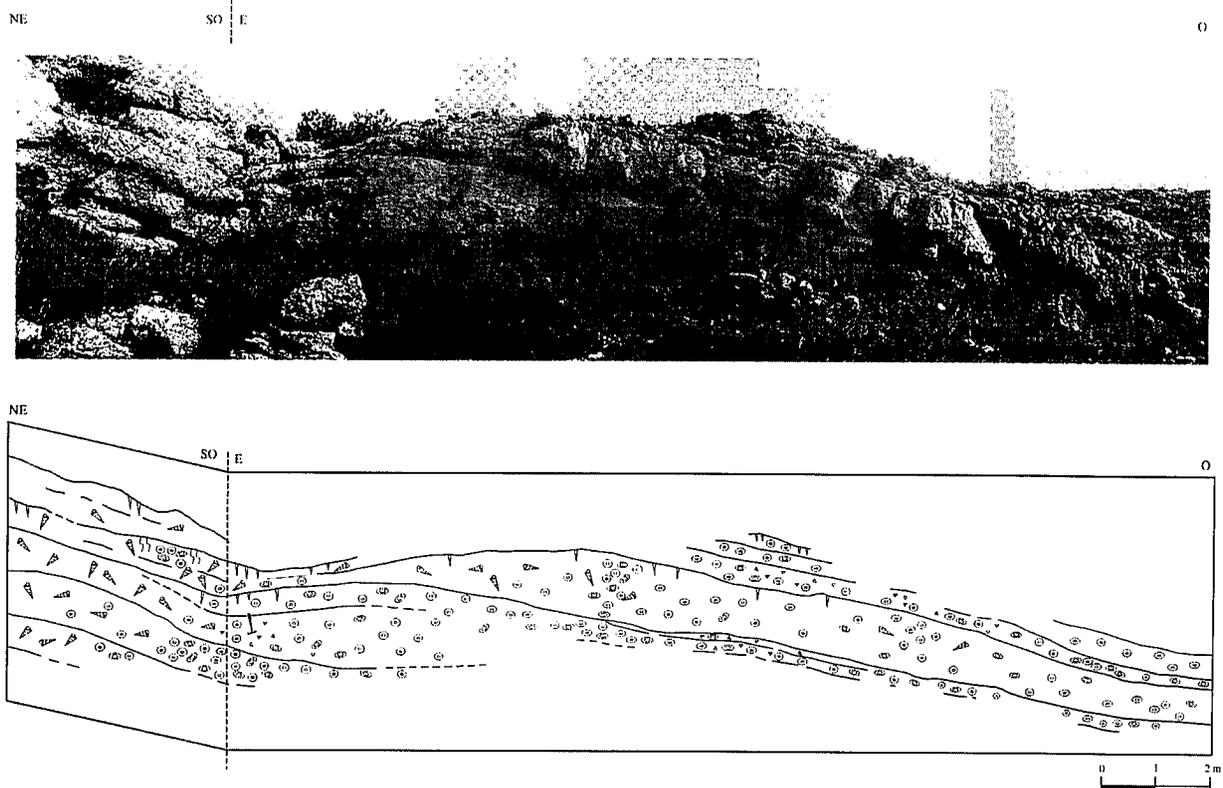


Figura 6.- Depósito de acrecimiento lateral en las facies carbonatadas de la Muela de Borja. Los estratos presentan una geometría próxima a sigmoidal con gran continuidad lateral, oscilando la potencia máxima de los cuerpos entre 0,70 y 1,40 m. Internamente están constituidos por Calizas oncolíticas que evolucionan lateral y verticalmente a Calizas bioclásticas de gasterópodos y, por tanto, se distingue la secuencia 2d. Leyenda de símbolos en las figuras 2 y 5.

zada hacia condiciones fluviales o fluvio-lacustres caracterizadas por el movimiento de las aguas, que permitirían la formación y acumulación de los oncolitos. Ocasionalmente, se observa el desarrollo de estromatolitos no concéntricos sobre los depósitos de oncolitos, posiblemente como consecuencia de la disminución de la energía de las corrientes fluviales. Este decrecimiento de la energía se relaciona con la implantación de un medio lacustre somero o con el desarrollo de charcas en los propios canales, donde vivían gasterópodos y cuya colmatación culminó con la colonización por vegetación, como indica la bioturbación encontrada en el techo de los estratos.

Una variación de la secuencia completa es la secuencia 1b: $Ct \Leftrightarrow Cbt \rightarrow Cbg$, que resulta de la ausencia de los términos de calizas oncolíticas y estromatolitos y que se interpreta como la instalación de ambientes lacustres que llegarían a situarse sobre áreas palustres caracterizadas por el desarrollo abundante de vegetación hidrófila.

Secuencia 2: $\setminus (Gm2) \rightarrow Co, (Cbt) \rightarrow Mm, Ml \rightarrow Cbg$

Las distintas facies que forman la secuencia aparecen en niveles de 0,2 a 1 m de espesor.

La secuencia completa (2a) es más bien local. Refleja un proceso de ascenso del nivel de base a partir de una inundación aluvial que supone erosión del sustrato y depósito de la carga en forma de mantos de gravas. Tras este episodio, se registra un desarrollo importante de facies

oncolíticas en cursos fluviales amplios y en zonas lacustres marginales. A continuación se instalan condiciones lacustres, con sedimentación de margas en condiciones tranquilas y, posteriormente, de la facies Calizas bioclásticas de gasterópodos en situaciones más someras y/o marginales, terminando con el establecimiento de condiciones palustres (bioturbación y microcarstificación).

Se han encontrado variaciones de esta secuencia completa que resultan de la ausencia de uno o más términos: *Secuencia 2b:* falta el término conglomerático, facies Gm2.

Secuencia 2c: ausencia de las facies Gm2 y de las Calizas oncolíticas, Co (Fig. 3D).

Secuencia 2d: faltan las facies conglomerática, Gm2, y margosa, Mm y Ml.

En las secuencias 2b y 2d las facies oncolíticas reflejarían el incremento de los aportes acuosos en el sistema de sedimentación y, por tanto, su significado es el de inundación inicial, pero sin aportes detríticos externos. La secuencia 2c representa la sedimentación en áreas lacustres no influenciadas por los procesos fluviales.

Secuencia 3: $\setminus Ci \rightarrow Co \rightarrow Cbt \Leftrightarrow Ct$

Esta integrada por niveles de entre 0,2 a 1 m de espesor de las distintas facies, separadas por contactos netos.

Esta secuencia, en su forma completa (3a), representa la instalación de condiciones fluvio-palustres tras

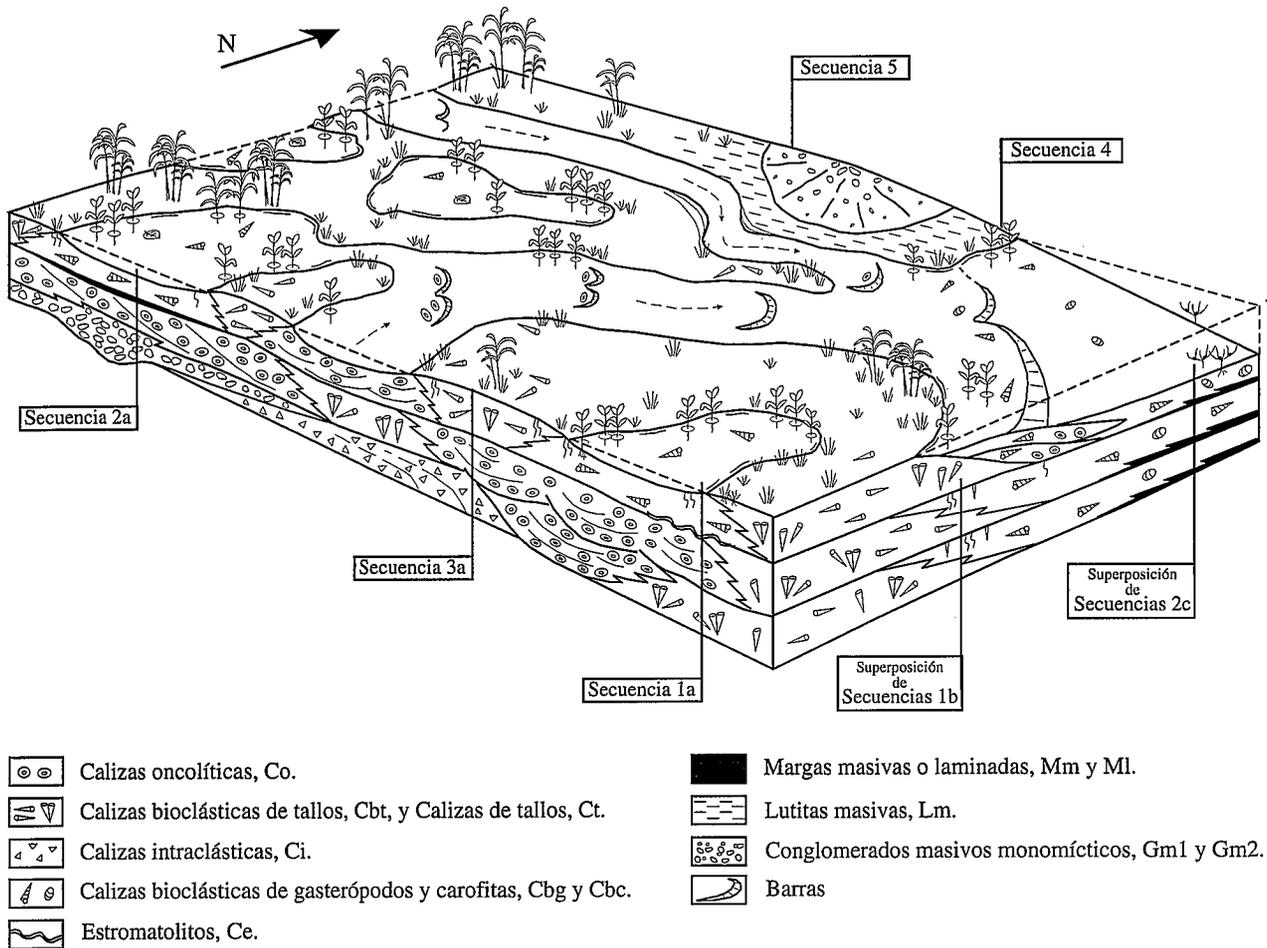


Figura 7.- Modelo de sedimentación para los depósitos de la unidad superior de la Muela de Borja.

un episodio de inundación rápida del sistema de sedimentación. Este evento es capaz de erosionar formaciones previas, cuyos fragmentos son transportados y depositados en forma de láminas o lóbulos dando lugar a la facies de Calizas intraclásticas, Ci. A continuación, con el descenso de la lámina de agua se implantarían canales someros y amplios donde se formarían oncolitos. En los márgenes de los canales y en las zonas encharcadas intercanales se desarrollaría una cobertera vegetal hidrófila en la que los tallos sumergidos se incrustarían de carbonato.

Se han encontrado dos variaciones incompletas: la secuencia 3b, cuando falta el término oncolítico, y la 3c, cuando falta el intraclástico. La primera de estas secuencias incompletas representa la sedimentación en situaciones preferentemente palustres tras la inundación inicial, mientras que la secuencia 3c refleja la inexistencia de tal evento o sectores del sistema no inundados por la lámina intraclástica.

Las facies que integran las secuencias descritas anteriormente se disponen mayoritariamente en estratos tabulares que pueden presentar ciertas irregularidades tanto en su base como en el techo de los estratos. Sin embargo, en varias zonas de la Muela de Borja estas geometrías son sustituidas por otras próximas a lenticulares, cuneiformes e incluso sigmoidales de extensión lateral visible de orden

decamétrico (Fig. 6). Estos depósitos están compuestos mayoritariamente por *rudstones* oncolíticos e intraclásticos pero también *floatstones* bioclásticos y en ellos se ha distinguido las secuencias 2d y 3. Se puede interpretar que estos depósitos se generan por acrecimiento lateral en tramos curvos de canales amplios y relativamente profundos que transportan oncolitos e intraclastos. En el caso de las facies Co y Cbg relacionadas dentro de un mismo cuerpo sigmoidal (Fig. 6) la construcción de los cuerpos implicaría simultáneamente al depósito de los oncolitos, la colonización de la orilla interna de los canales por comunidades lacustres.

Secuencia 4 : Cbc, Cbg, Cbt → Lm

Las calizas, de color beige y ocre, se hacen rosadas y rojizas hacia el límite con la facies Lm suprayacente, al tiempo que muestran bioturbación, nodulización e incluso brechificación (Fig. 5).

La secuencia supone una somerización progresiva, que conlleva el paso desde ambientes lacustres, donde vivían carofitas y gasterópodos y donde se acumularían fragmentos de tallos, hasta ambientes palustres, como demuestran los rasgos pedogenéticos, y finalmente el desarrollo de una llanura aluvial distal representada por las lutitas de color rojo.

Secuencia 5: Lm → Gm1

Los conglomerados se disponen en un cuerpo tabular de 0,35 a 0,8 m de potencia. El contacto entre ambas facies puede ser neto o gradual (Fig. 3F).

La secuencia representa la sedimentación de mantos de gravas sobre llanuras lutíticas. En conjunto, obedece a la sedimentación que tiene lugar a partir de flujos laminares que resultan del desconfinamiento de flujos canalizados. Secuencias similares, frecuentemente con geometría de lóbulos, se han descrito en partes proximales-medias de abanicos aluviales de corto desarrollo longitudinal (Allen, 1981; Pérez, 1989; Arenas, 1993).

Secuencia 6: Gc → Ac → Lm

Esta secuencia es propia de ambientes fluviales. Se trataría de cursos poco sinuosos cuyo relleno se produce por acrecimiento vertical debido a la migración de barras de crestas sinuosas por el fondo de los canales. Dicho relleno refleja un decrecimiento de las condiciones de energía del flujo con el tiempo, y finalmente la migración del sistema de canales activos y el paso a condiciones de sedimentación de llanura de inundación.

Modelo de sedimentación

El conocimiento de la distribución espacial y temporal de las facies (Fig. 2B) y de sus asociaciones en secuencias (Fig. 5) ha hecho posible el establecimiento de un modelo de sedimentación que explica la formación de los depósitos de la Muela de Borja. Se trata de un modelo complejo (Fig. 7) que resulta de la interacción de ambientes en que se dan procesos fluviales, palustres y lacustres. En conjunto, el depósito de la unidad T₈ en este sector se produjo en un sistema lacustre somero, bordeado en sus márgenes sur y oeste por una red de canales oncolíticos y zonas palustres asociadas. A partir de los frecuentes cambios laterales de facies (Fig. 2B) se deduce que este sistema fluvio-lacustre presentaba gran movilidad tanto en lo que se refiere al desplazamiento lateral de la red de canales como a la capacidad de expansión o retracción de las áreas lacustres.

Los cursos fluviales debieron ser mayoritariamente someros, amplios y poco sinuosos, aunque pudieron llegar a desarrollarse canales, de hasta 1,5 a 2m de profundidad y localmente con tramos curvos, considerando la potencia de algunos depósitos con estratificación cruzada de relleno de canal y con estratificación sigmoidal de gran escala (Fig. 6). En conjunto, estos canales registran un desarrollo importante de facies oncolíticas, las cuales a menudo se estructuraban en barras longitudinales o transversas de bajo relieve. En algunas partes de los cursos, el agua podría quedar remansada en forma de charcas poco profundas, donde vivirían gasterópodos y otros organismos acuáticos, y cuyos márgenes estarían densamente poblados por macrofitas hidrófilas, que serían núcleos de futuros oncolitos. Este tipo de charcas también podría desarrollarse de forma aislada en la

zona palustre entre canales, y su comunicación con los cursos fluviales dependería del nivel de las aguas.

Los canales oncolíticos desembocarían en un cuerpo de agua permanente, a veces originando barras oncolíticas e intraclásticas que crecían aguas adentro en los episodios de avenida. En las zonas internas de este cuerpo de agua se depositarían margas, mientras en las partes marginales se formarían facies de Calizas bioclásticas de carofitas y gasterópodos.

Una característica importante del sistema de sedimentación es la presencia de abundante vegetación hidrófila, tanto en los sectores marginales del lago como en las orillas de los cursos fluviales y las zonas encharcadas. La composición bicarbonatada de las aguas favorecería la precipitación de carbonato en la parte sumergida de las plantas.

En la figura 7, además de la sedimentación fluvio-lacustre, se ha querido representar los eventos aluviales de carácter esporádico que, procedentes del norte y del sur, suponen la invasión del sistema de sedimentación y quedan representados en el registro como las facies Gm1, Gm2 y Lm.

Sin embargo, los sistemas fluviales conglomeráticos y arenosos de la base de la unidad, facies Gc y Ac presentes en el sector oriental, no se incluyen en el modelo de sedimentación, debido al desconocimiento de sus equivalentes laterales en el resto de la Muela de Borja.

Exceptuando la base de la unidad y los eventos aluviales que invadieron el sistema fluvio-lacustre, las características sedimentológicas no variaron notablemente a lo largo del tiempo. Dichas características apuntan a un contexto de sedimentación hidrológicamente abierto. Esta interpretación está apoyada por la composición isotópica de las facies carbonatadas y la baja covariación existente entre los valores de δ¹³C y δ¹⁸O (Fig. 4) (Talbot y Kelts, 1990; Li y Ku, 1997). Por otra parte, el modelo de sedimentación para la unidad T₈ es radicalmente diferente de los propuestos para sistemas lacustres terciarios endorreicos correspondientes a unidades subyacentes de la Cuenca del Ebro (Arenas y Pardo, 1999), en los que las facies características de la Muela de Borja como Co, Ci, Cbt y Ct están ausentes. En cambio, presenta similitudes importantes con los depósitos de tobas de Urrea de Jalón, de posición temporal indefinida post-T₇ dentro de la Cuenca del Ebro, para cuya formación Arenas *et al.* (2000) proponen un ambiente fluvio-lacustre abierto.

Conclusiones

La sedimentación de la unidad T₈ en la Muela de Borja tuvo lugar mayoritariamente en un sistema fluvio-lacustre hidrológicamente abierto que presentaba gran movilidad de sus diversos subambientes.

Sólo durante el comienzo de la sedimentación de la unidad se registran aportes fluviales siliciclásticos en el sector noreste de la muela, que se interpretan relacionados con un sistema fluvial con procedencia noroccidental y paleocorrientes locales hacia el sur y que segu-

ramente formaría parte de un sistema colector (ya reconocido en unidades subyacentes por Villena *et al.*, 1996) que drenaría relieves de los márgenes de la Cuenca del Ebro. Este sistema no tiene representación en el resto de la unidad.

Durante el tiempo restante la sedimentación fue exclusivamente carbonatada, con canales oncolíticos del oeste y sur alimentando un lago somero, esencialmente carbonatado, situado al este y noreste de la muela. Estos ambientes estuvieron asociados a zonas palustres densamente pobladas por vegetación hidrófila. Durante momentos concretos, el sistema fluvio-lacustre recibió aportes conglomeráticos carbonatados, tanto desde el sur, dando lugar a mantos de gravas, como procedentes del norte y/o noroeste que conformaban depósitos de lóbulos referibles a las partes proximales y proximales-medias de abanicos aluviales. Esta situación sugiere que el sistema fluvio-lacustre carbonatado se enmarcaba en una depresión relativa, nivel de base local, cuya área fuente de sedimentos estaría constituida exclusivamente por los depósitos terciarios previos de la cuenca, como prueba la composición de las facies Gm.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0882-C03-02 de la Dirección General de Enseñanza Superior. M. Vázquez disfruta de una beca predoctoral de la Diputación General de Aragón. La difracción de rayos X fue realizada en el Servicio de Difracción de Rayos X en Polvo de la Universidad de Zaragoza; los análisis de isótopos estables fueron realizados por el Laboratorio de Analítica de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca y las observaciones de MEB en los servicios de Microscopía Electrónica de las universidades de Zaragoza y de Barcelona. Los autores agradecen las sugerencias y comentarios recibidos de los Dres. P. Anadón, J. P. Calvo y J. M. González Casado que han servido para mejorar el trabajo.

Referencias

- Allen, J. R. L. (1981): Sediments and process on a small stream-flow dominated, Devonian alluvial fan, Shetland Islands. *Sedimentary Geology*, 29: 31-66.
- Anadón, P. (1992): Lagos. En: *Sedimentología*, (A. Arche, Ed.). Colección Nuevas Tendencias, 1, CSIC; 219-271.
- Anadón, P. y Zamarreño, I. (1981): Paleogene non-marine algal deposits of the Ebro basin, Northeastern Spain. En: *Phanerozoic Stromatolites*, (Monty, Cl. Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 140-154.
- Arasa, A. y Colombo, F. (1996): Las facies palustres y fluviales del Paleógeno de Rossell (Baix Maestrat, Castellón). *Geogaceta*, 20 (2): 274-276.
- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1993): Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Bolletino Società Paleontologica Italiana*, sp. Vol. 1: 9-22.
- Arenas, C., Gutiérrez, F., Osácar, C. y Sancho, C. (2000): Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, 47: 883-909.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies models and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Armenteros, I. (1986): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero*. Tesis doctoral. Ed. Diputación de Salamanca, Serie Castilla y León nº 1. 471 p.
- Azanza, B. (1986): Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector oeste de la comarca de Borja. *Cuadernos de Estudios Borjanos*, 17-18: 63-126.
- Azanza, B., Canudo, I. y Cuenca, G. (1988): Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1: 261-264.
- Casanova, J. (1985): Les oncolites du Rift Est-Africain: morphométrie et paléoenvironnements. En: *110° Congrès National Sociétés Savantes*, 6: 345-357.
- Casanova, J. (1987): Limnologie des stromatolites en milieu continental (transition eaux douces-eaux salées). *Documents du Centre d'Études et de Recherches sur les Lacs, Anciens Lacs et Tourbières du Massif Central*, nº 1: 145-165.
- Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of carbonate rocks* (W. E. Ham, Ed.). American Association of Petroleum Geologist, memoir 1: 108-121.
- Embry, A. F. y Klovan, J. E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Freytet, P. (1992): Exemples de fossilisation de restes végétaux (algues, feuilles) par la calcite, en milieu fluvial et lacustre, dans l'actuel et dans l'ancien. *Bulletin de la Société Botanique de France*, 139: 69-74.
- Freytet, P. y Plaziat, J. C. (1982): *Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France*. (B. H. Purser, Ed.). Contributions to Sedimentology, 12: 213 p.
- Freytet, P. y Verrecchia, E. P. (1998): Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, 5: 535-463.
- Li, H.-C. y Ku, T.-L. (1997): $d^{13}C$ - $d^{18}O$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 69-80.
- Miall, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profiles models in braided rivers deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology*, (A. D. Miall, Ed.). *Canadian Society of Petroleum Geologists, memoir 5*: 597-604.
- Muñoz, A. (1991): *Análisis Tectosedimentario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja)*. Publicaciones Instituto de Estudios Riojanos, Serie Ciencias Tierra, 15. Logroño, 1992, 347 p.
- Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1977): Facies oncolíticas en medio continental: Aplicación al SE de la Cuenca del Duero. *Estudios Geológicos*, 33: 459-466.
- Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1983): Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems*, (J. D. Collison y J. Lewin, Eds.) Special Publications International Association of Sedimentologists, 6: 485-497.
- Pedley, H. M. (1990): Classification and environmental models

- of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.
- Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde Meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. 474 p.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J. y Arenas, C. (1988): Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*, (A. Pérez, A. Muñoz, y J. A. Sánchez, Eds.). Guía de Campo III Reunión Grupo Español de Trabajo PICG 219: 7-20.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. (1989): Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. *Acta Geológica Hispánica*, 24 (3-4): 243-257.
- Sanz-Rubio, E., Hoyos, M., Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S. y Calvo, J. P. (1996): Caracterización sedimentológica de los sistemas fluviolacustres y tobáceos del Mioceno Superior-Plioceno de la Cuenca de Calatayud. *Geogaceta*, 20 (2): 277-280.
- Talbot, M. R. y Kelts, K. (1990): Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En: *Lacustrine Basin Exploration. Case Studies and Modern Analogs*, (B. J. Katz, Ed.). American Association of Petroleum Geologist, memoir 50: 99-112.
- Tucker, M. E. y Wright, V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell. Oxford, London. 482 p.
- Vázquez-Urbez, M. (2001): *Estratigrafía y sedimentología de la unidad superior de la Muela de Borja (provincia de Zaragoza), Cuenca del Ebro*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza. 169 p.
- Villena, J., González, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. (1992): Síntesis estratigráfica del Terciario del borde sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 225-245.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996): Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: paleogeography and tectonic control. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend, y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press: 78-82.
- Zamarreño, I., Anadón, P. y Utrilla, R. (1997): Sedimentology and isotopic composition of Upper Paleocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology*, 44: 159-176.

Manuscrito recibido el 25 de octubre de 2001

Aceptado el manuscrito revisado el 5 de febrero de 2002