ACTA GEOLOGICA HISPANICA, v. 26 (1991), nº 2, pàgs. 97 - 131

Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca terciaria del Duero (sector centro-oriental, Valladolid-Peñafiel-Sacramenia-Cuéllar).

I. ARMENTEROS.

Dpto. Geología. Univ. de Salamanca. 37071 Salamanca.

RESUMEN

La sucesión estratigráfica miocena del sector centro-oriental de la Cuenca terciaria del Duero está integrada por cinco unidades litoestratigráficas informales: 1) Unidad margosa (U.1 ≈ «facies Dueñas»); 2) Unidad Lutítica (U.2≈ «arcilla de la Tierra de Campos»); 3) Unidad Margoso-Yesífera (U.3 ≈ «facies Cuestas»); 4) U. carbonática (U.4 ≈ «calizas de los páramos»); 5) U. Carbonática-Siliciclástica (U.5 ≈ «U. Superior»).

El estudio sedimentológico permite diferenciar cuatro asociaciones de facies sedimentarias: (A) asociaciones «siliciclásticas», exclusivas en U.2 y abundantes en U.5 y U.3 en el sector oriental; (B) asociaciones margosas lacustres, constituyentes exclusivos de U.2 y muy abundantes en U.3; (C) asociaciones carbonatadas lacustres, integrantes mayoritarias de U.4, abundantes en U.5 y formando niveles dispersos en U.3; (D) asociaciones «yesíferas» lacustres, tanto de yeso diagenético (intersticial) como de yeso sedimentario (de origen clástico o químico), que son integrantes principales de U.3 y están prácticamente ausentes en el resto.

La asociación A representa medios fluviales de alta sinuosidad. Las asociaciones B corresponden a medios lacustres con omnipresente aporte terrígeno siliciclástico y caracterizan diversos subambientes: lacustre abierto (B1); lacustre marginal-«mud flat» (B2); lacustre litoral (B3); y lacustre-pantanoso (B4). Las asociaciones C definen medios lacustres carbonatados en momentos de escaso aporte terrígeno a la cuenca (sedimentación de U.4), y se encuadran en dos subambientes principales: lacustre somero central (C1) y lacustre marginal/palustre (C2). Las asociaciones D corresponden a medios lacustres evaporíticos con precipitación de calcita y de yeso; además, es frecuente la dolomitización temprana de los fangos calcíticos y el aporte siliciclástico es intermitente. Se enmarcan en diversos contextos ambientales: 1) áreas de «dry/saline mud flats» (D1, margas con yeso intersticial); 2) lagunas someras evaporíticas (D2, asociación algal-yesífera); 3) áreas lacustres centrales -tipo lago-playa- rodeadas de amplias «saline mud flats» (D3, asociación de yeso detrítico); 4) áreas lacustres centrales -tipo lago-playa- (D4, asociación de yeso laminado químico).

Las asociaciones de facies telodiagenéticas (E1 y E2) se ligan a diversos procesos relacionados con la evolución de la superficie morfológica pliopleistocena. Se desarrollan sobre el techo de U3 (E1) y sobre la U4 (E2).

La distribución de asociaciones de facies y su ordenación en la sucesión estratigráfica regional permiten reconocer tres sistemas sedimentarios separados por discontinuidades: del primero forma parte la U.1, el segundo agrupa U.2, U.3 y U.4, y el tercero está integrado por U.5.

Palabras clave: Cuenca del Duero. Neógeno. Estratigrafía. Sedimentología. Lacustre. Carbonatos. Yesos y arcillas.

ABSTRACT

The Miocene successions of the central-eastern region of Duero Basin can be grouped into five informal lithostratigraphic units, named: Marly Unit (U.1); Lutitic Unit (U.2); Marly-Gypsiferous Unit (U.3); Carbonate Unit (U.4); Carbonate-Siliciclastic Unit (U.5). Deposition of these successions took place in alluvial-flats with meandering channels (association of facies A), and lacustrine environments (associations of facies B, C and D). Association B is mostly composed of marls and represents open to semiclosed shallow lakes with moderate terrigenous influx. Association C is mostly carbonated and was formed in low-gradient ramp margins-low energy shallow lakes. Association D is gypsiferous and reflects dry/saline mud flats, playa-lake and evaporitic ponds.

An ulterior alteration, related to the development of a morphological Plio-Pleistocene surface, affected the top of the Marly-gypsiferous and Carbonate Units, giving rise to two telodiagenetic facies associations (E1 and E2).

Consequently, the distribution of facies association and their general sequence enable us to recognize three depositional systems separated by discontinuities: the first contains U.1, the second assembles U.2, U.3 and U.4, and the third is formed by U.5.

Key words: Duero Basin. Neogene. Stratigraphy. Sedimentology. Carbonate/gypsiferous lacustrine systems.

INTRODUCCION

Las rocas estudiadas corresponden a la sedimentación continental miocena de la Cuenca del Duero e integran el registro comprendido entre el Aragoniense superior (MN7, López Martínez y Borja Sanchíz, 1982) y, como mínimo, el Vallesiense inferior (MN9, Alberdi *et al.*, 1981).

Ocupan el sector centro-oriental de la Cuenca (Fig. 1A), correspondiente a la parte suroriental de la provincia de Valladolid (Peñafiel-Iscar-Sardón de Duero) y a la franja septentrional de la de Segovia (Cuéllar-Fuentidueña). El sector estudiado está delimitado por el río Duero al Norte, el río Duratón al Este, los ríos Cega-Eresma al Oeste y la Tierra de Pinares segoviana al Sur.

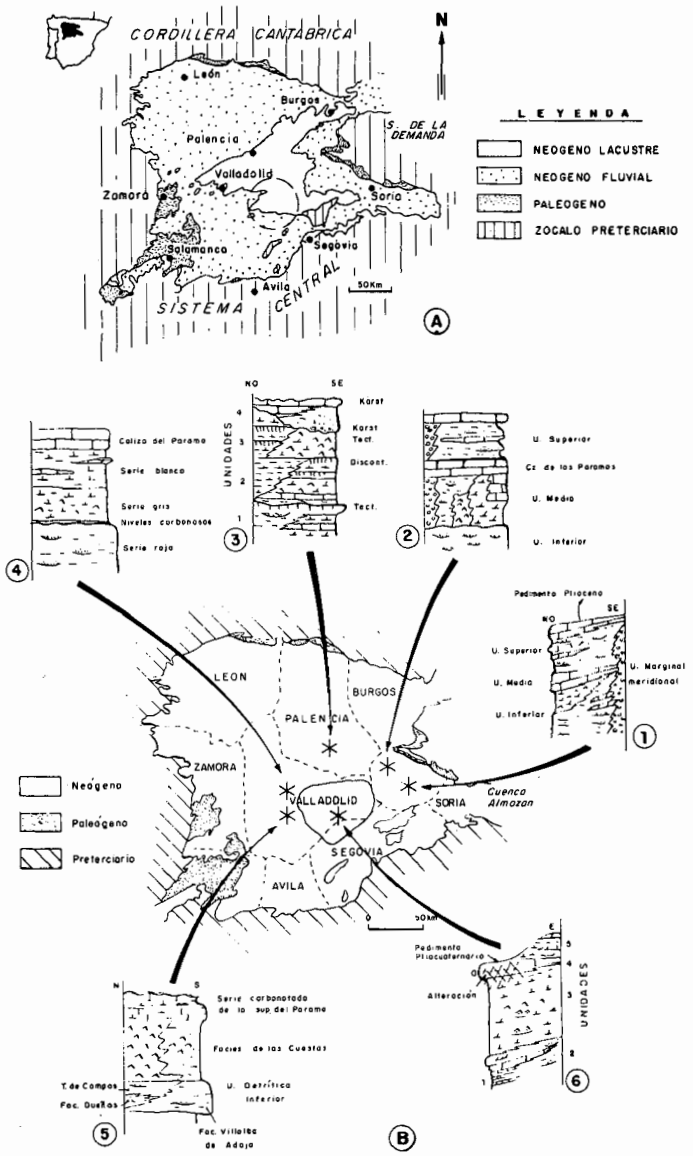


Figura 1.- A: Situación geológica del área de estudio. B: Divisiones litoestratigráficas neógenas de diferentes sectores del Neógeno de la Depresión del Duero: (1) Armenteros 1986a; (2) García del Cura 1974; (3) Mediavilla y Dabrio, 1988; (4) García Abbad y Rey Salgado, 1973; (5) Portero et al. 1983; (6) división propuesta.

Figure 1.- A: Geological situation of the area studied. B: Lithostratigraphic neogene divisions of different Neogene sectors of the Duero Basin: (1) Armenteros 1986a; (2) García del Cura 1974; (3) Mediavilla and Dabrio, 1986; (4) García Abbad and Rey Salgado, 1973; (5) Portero et al. 1983; (6) Proposed division.

Morfológicamente se distingue una planicie elevada (páramo) recortada por la erosión cuaternaria de la red fluvial del río Duero. Su pendiente declina desde los 930 metros al este (Fuentidueña) hasta los 850 metros al oeste (Olmedo-Portillo). Incluye los restos de un pedimento plio-pleistoceno que en su caída hacia el noroeste, bisela la serie miocena de tal forma que aparecen niveles cada vez más antiguos en esa dirección (Molina y Armenteros, 1986).

El objetivo fundamental del trabajo es la realización del armazón estratigráfico, de su correlación con otros sectores de la cuenca y del estudio sedimentológico de las diferentes unidades miocenas reconocidas. La escasez de trabajos en gran parte de este sector justifica el interés de este estudio.

ESTRATIGRAFIA DE LA REGION CENTRO-ORIENTAL

En los trabajos de Hernández Pacheco (1915) y Hernández Pacheco (1930) se establece la división estratigráfica del Mioceno de la Cuenca del Duero en sus tres clásicos horizontes («arcillas de la Tierra de Campos», más de 100 metros, «margas yesíferas», entre 100 y 120 metros, y «calizas del páramo», en general menos de 10 metros). Esta división litoestratigráfica fue útil, a grandes rasgos, hasta la década de los setenta para la región central de la Cuenca, perdiendo valor hacia sus márgenes y en otras regiones de aquella debido a los cambios oblicuos de facies (Armenteros, 1986a).

Más recientemente, al noroeste (entorno de Valladolid), Garcia Abbad y Rey Salgado (1973) distinguen cinco formaciones (Fig.1B, nº 4); la segunda -nivel condensado carbonoso- representaría una discontinuidad sedimentaria. En esta misma zona, aunque en un sector más amplio (mapas geológicos de Cigales, Valladolid, Portillo y Olmedo), destaca la división litoestratigráfica establecida durante la ejecución cartográfica geológica (síntesis en Portero et al., 1982 y Portero *et al.*, 1983), que aparece reflejada en la Fig. 1B (nº 5) y que ha servido de armazón estratigráfico guía para este trabajo.

Al NE, zona de Palencia, Mediavilla y Dabrio (Fig. 1B , nº 3; 1986, 1988) distinguen cuatro unidades: Basal (T. de Campos), Inferior (Facies Cuestas), Media (Facies Cuestas) y Superior («serie carbonatada de la superficie del Páramo»). Reconocen sendas discontinuidades a techo de cada una de las cuatro unidades.

En el sector suroriental de la Cuenca (zona de Aranda de Duero), García del Cura (Fig. 1B, nº 2; 1974, 1975) establece tres unidades litoestratigráficas miocenas: U. Inferior (equivalente a Tierra de Campos); U. Media (equivalente de Facies Cuestas), a cuyo techo se sitúa la «caliza de los páramos»; y la U. Superior detrítico-carbonática. En este mismo sector, Armenteros (1986a, b) define tres unidades mayores: U. Inferior (siliciclástica fluvial; en buena parte, equivalente lateral de F. Cuestas), U. Media (carbonatada lacustre, s.l.; equivalente al techo de F. Cuestas y aproximadamente a las «calizas inferiores de la superficie del páramo») y U. Superior (siliciclástico-carbonatada fluvio-lacustre). La U. Superior está bien representada en las zonas periféricas de la mitad oriental de la Depresón (fig. 1B, nº 1). Fue reconocida por Royo y Gómez (1926) al NO de Burgos y por San Miguel de la Cámara (1947, 1952) al N y S de Aranda de Duero; desaparece por erosión hacia el O y centro de la Cuenca de forma progresiva, pudiendo quedar algún registro de su parte basal en la región central.(parte superior de la «serie carbonatada de la superficie páramo» de Portero *et al.*, 1982, 1983).

LITOESTRATIGRAFIA DE LA ZONA DE ESTUDIO

El levantamiento de columnas estratigráficas en diversos puntos (Fig. 2A) y el análisis de facies y asociaciones de facies, descrito en el apartado siguiente de este trabajo, han permitido establecer un esquema de correlación (Fig. 2B) y el armazón estratigráfico (Fig. 3) de este sector de la cuenca del Duero. De esta forma, se han reconocido cinco unidades litoestratigráficas: 1) U. Margosa; 2) U. Lutítica; 3) U. Margoso-yesífera; 4) U. Carbonática; y 5) U. Carbonático-siliciclástica (Fig. 1B, nº 6)..

1) *Unidad Margosa.* Aflora principalmente en el ángulo noroccidental de la zona (área de Sardón-Tudela), presentando buenos cortes junto al río Duero. Presenta un espesor visible de 35 metros y está constituida por margas verdes, a veces pardo-rojizas, que alternan con calizas (dolomías) blancas (Armenteros et al., 1989). Contienen restos de caráceas, ostrácodos, gasterópodos y foraminíferos. Equivale a lo que en las zonas de Valladolid-Palencia se ha denominado facies Dueñas (del Olmo y Portero, 1982a) y pasa lateralmente (tanto hacia el Este, como hacia el Oeste y Sur) a facies aluviales.

2) *U. Lutítica.* Aflora en los valles fluviales y en la parte inferior de las cuestas; principalmente se observa en los valles de los ríos Cega-Pirón y Eresma-Adaja, al oeste, y Duero, al norte. Su espesor máximo es de 20 metros. Está constituida por lutitas pardorrojizas que incluyen cuerpos canalizados arenosos (litarenitas) con acreciones laterales (Armenteros *et al.*, 1989). Las lutitas presentan encostramientos carbonatados nodulares

dispersos y, en el sector oriental, yesos intersticiales. En la zona centro-oriental, el sentido de las paleocorrientes es hacia el Oeste, produciéndose en esta dirección un cambio lateral de facies con la U.3 (fig. 3). Al Sur de la zona de estudio (área de Iscar) y en los valles de los ríos Cega y Pirón, los cuerpos arenosos son de naturaleza arcósica (procedentes del Sur).

3) *U. Margoso-Yesífera.* Es la mejor representada. Su espesor máximo supera los 70 metros en algunos puntos (zona noroccidental). Su límite superior desciende de Este a Oeste con una pendiente menor del 0.5 por mil (apenas si presenta cambio lateral con la unidad suprayacente); su límite inferior, en cambio, muestra una pendiente de casi el 5 por mil en la misma dirección

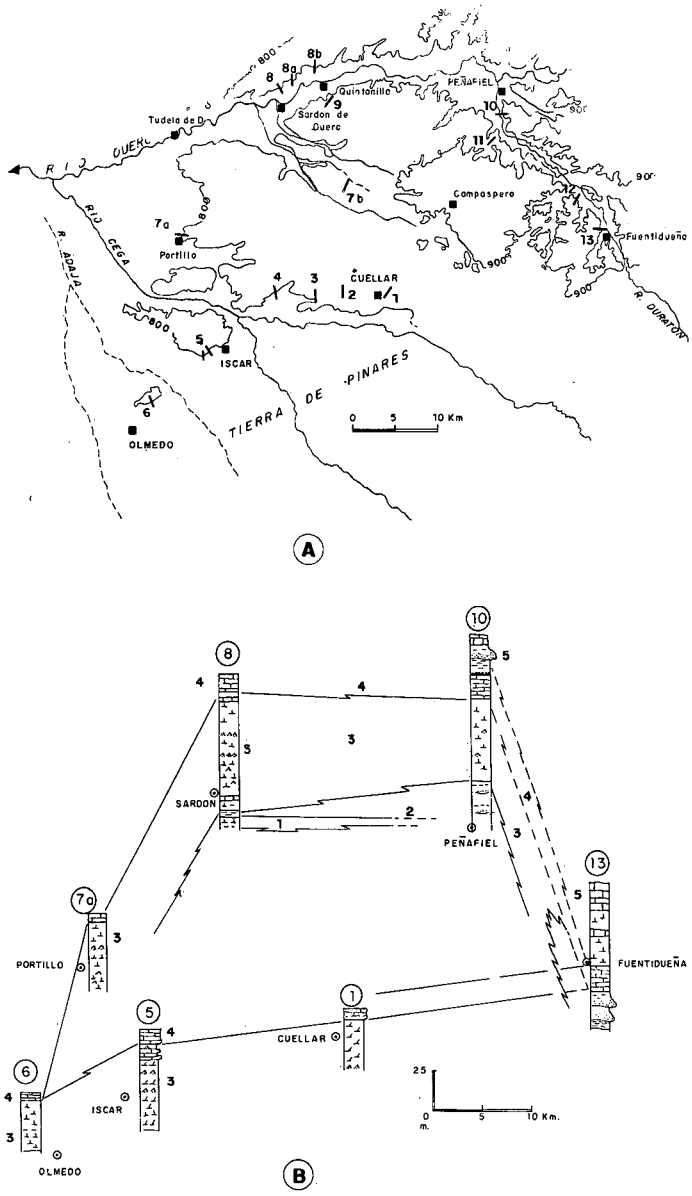


Figura 2.- A: Localización de los principales perfiles estudiados: (1) Cuéllar, (2) Torregutiérrez, (3) S. Cristóbal, (4) Vallelado, (5) Iscar, (6) Olmedo, (7a) Portillo, (7B) Cogeces del Monte, (8) Sardón, (8a) Granja de Sardón, (8b) Olivares, (9) Quintanilla, (9a) Cantera Quintanilla, (10) Peñafiel, (11) Molpeceres, (12) Laguna Contreras, (13) Fuentidueña. B: Correlación litoestratigráfica simplificada de las columnas estratigráficas más representativas. Los números se refieren a las unidades litoestratigráficas definidas en este trabajo: 1 U. Margosa; 2 U. Lutítica; 3 U. Margoso-Yesífera.; 4 U. Carbonática; 5 U. Carbonático-siliciclástica. Símbolos en Fig. 4.

Figure 2.- A: Location of the main profiles studied: (1) Cuéllar, (2) Torregutiérrez, (3) S. Cristóbal, (4) Vallelado, (5) Iscar, (6) Olmedo, (7a) Portillo, (7b) Cogeces del Monte, (8) Sardón, (8a) Granja de Sardón, (8b) Olivares, (9) Quintanilla, (10) Peñafiel, (11) Molpeceres, (12) Laguna Contreras, (13) Fuentidueña. B: Simplified lithostratigraphic correlation of the most representative stratigraphic columns. Numbers refer to the lithostratigraphic units defined in this work: 1 Marly U.; 2 Luthitic U.; 3 Marly-gypsiferous U.; 4 Carbonate U.; 5 Carbonate-siliciclastic U.. Symbols in Fig. 4.

y está en claro cambio de facies con la unidad fluvial procedente del este (Armenteros, 1986b), hecho que puede observarse remontando el río Duero (Fig. 3). Está constituida por margas calizo-dolomíticas blancas, grises y verdes, entre las que se intercalan arcillas verdes y diversas facies de yesos. En el sector noroccidental y en el tramo basal de la unidad (Armenteros *et al.*, 1989), destaca un nivel guía formado por margas y lutitas de colores oscuros, que son ricas en restos fósiles (gasterópodos, caráceas, ostrácodos y restos vegetales); se continúa hacia el Oeste (Valladolid) y se pierde paulatinamente hacia el Este y, de forma más rápida hacia el Sur. Hacia el Oeste (área de Cuéllar-Portillo-Quintanilla de Abajo-Sardón) y hacia la mitad de la unidad existen niveles (de 1 a 3 metros de potencia) de roca de yeso ("gypsite", denominada aljez en la zona), reconocida en las secciones representadas en las figuras 9, 14, 15 y 17. También existen niveles de margas fosilíferas, que se intercalan en diversos lugares de la unidad (secciones de las figuras 8, 9, 10 y 17A) y travertinos (área de Peñafiel-Quintanilla de Arriba; sección de la Fig. 6). En toda la unidad son frecuentes los rasgos de emersión (grietas de desecación, edafización -rizolitos, estructuras prismáticas y poliédricas, costras carbonatadas de aspecto tobáceo-). El tramo superior de la Unidad constituye el tránsito a la unidad suprayacente, y está formado por una alternancia de calizas neomórficas (con numerosos moldes de yeso intersticial) y de margas que se van haciendo minoritarias a techo (techo de las secciones de las figuras 8, 14, 15 y 17A). Se corresponde con las facies Cuestas y el tramo margoso-calizo superior es un equivalente del nivel de tránsito a la «serie carbonatada de la superficie del Páramo» (Portero y del Olmo, 1982).

4) *U. Carbonática.* Forma el techo de la serie miocena en la mayor parte de la zona de estudio y suele constituir la cornisa que orla la superficie del páramo en torno a la red de drenaje. Su espesor disminuye desde los 12 metros en la parte oriental (Fig. 6, Peñafiel) hasta que, por erosión, llega a desaparecer en la parte occidental (Olmedo, Iscar, Portillo, Villabáñez). Su pendiente cae hacia el Oeste-Noroeste y es inferior al 0.4 por mil. Está formada por calizas (dolomías)

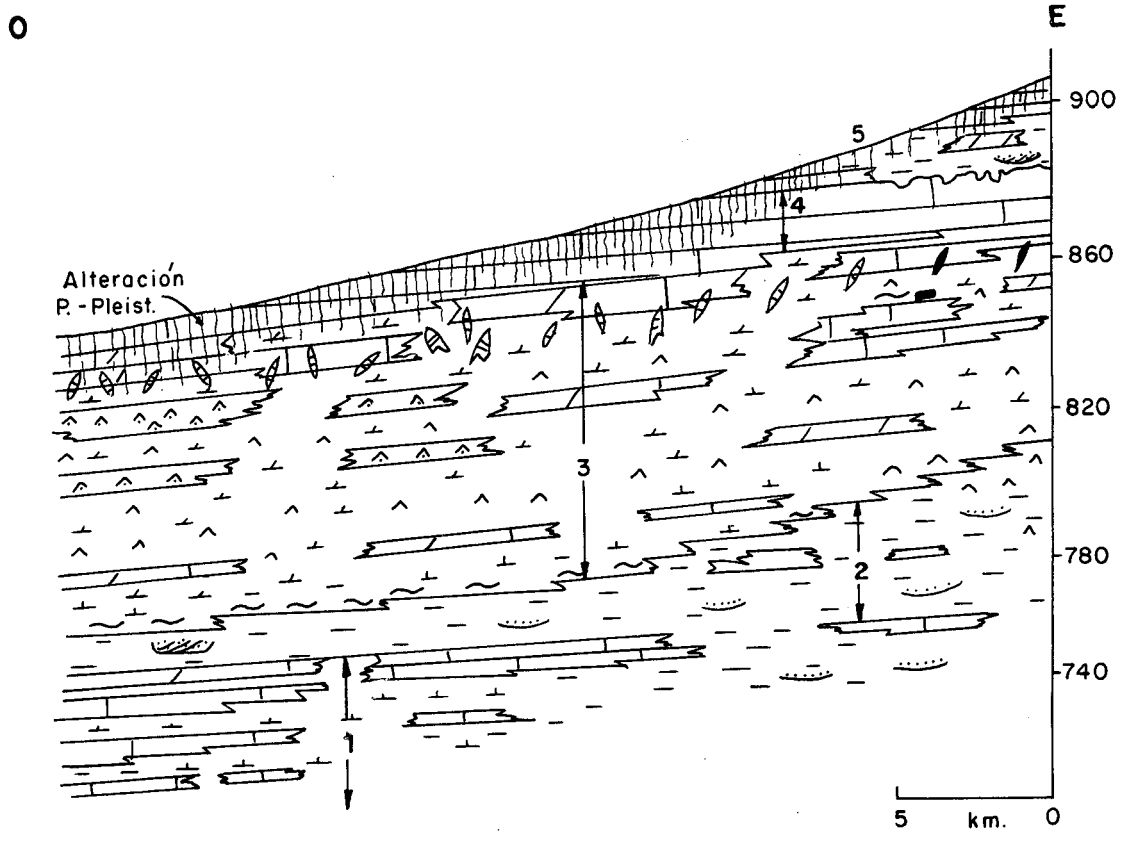


Figura 3.- Corte geológico (ONO-ESE) a lo largo de la línea aproximada Peñafiel-Sardón. Los números se refieren a las unidades referidas en la Fig. 2B. Símbolos en Fig. 4..

Figure 3.- Geological cross section (WNW-ESE) along the approximate Peñafiel-Sardón line. Numbers correspond to the units referred to in Fig. 2B. Symbols in Fig. 4.

muy compactas y de colores grisáceos, entre las que se reconocen micritas fosilíferas, micritas grumosas, biomicritas, intramicritas en orden de abundancia; es frecuente la porosidad fenestral y la existencia de nodulización, rizolitos, brechificación, etc., (secciones de las Figs. 6, 11).

5) *U. Siliciclástico-Carbonática.* En el sector suroriental, área de Fuentidueña (sección de Fuentidueña en Fig. 2B), está constituida por una alternancia de margas y de calizas, salvo en una estrecha orla en torno al zócalo de Honrubia donde se halla formada por lutitas, arenas y gravas; termina en un nivel de calizas que es expansivo sobre el zócalo preterciario. Bajo este nivel y junto al paleorrelieve cretácico recién exhumado se sitúa el yacimiento vallesiense (NM9, Alberdi *et al.*, 1981) de los Valles de Fuentidueña. Al noreste, entorno de Peñafiel, la serie está formada por lutitas y arenas que hacia el techo dan paso a un nivel calizo (Fig. 5). En el resto de la región estudiada esta unidad no aflora ya que ha sido eliminada por la superficie morfológica plio-pleistocena (Molina y Armenteros, 1986).

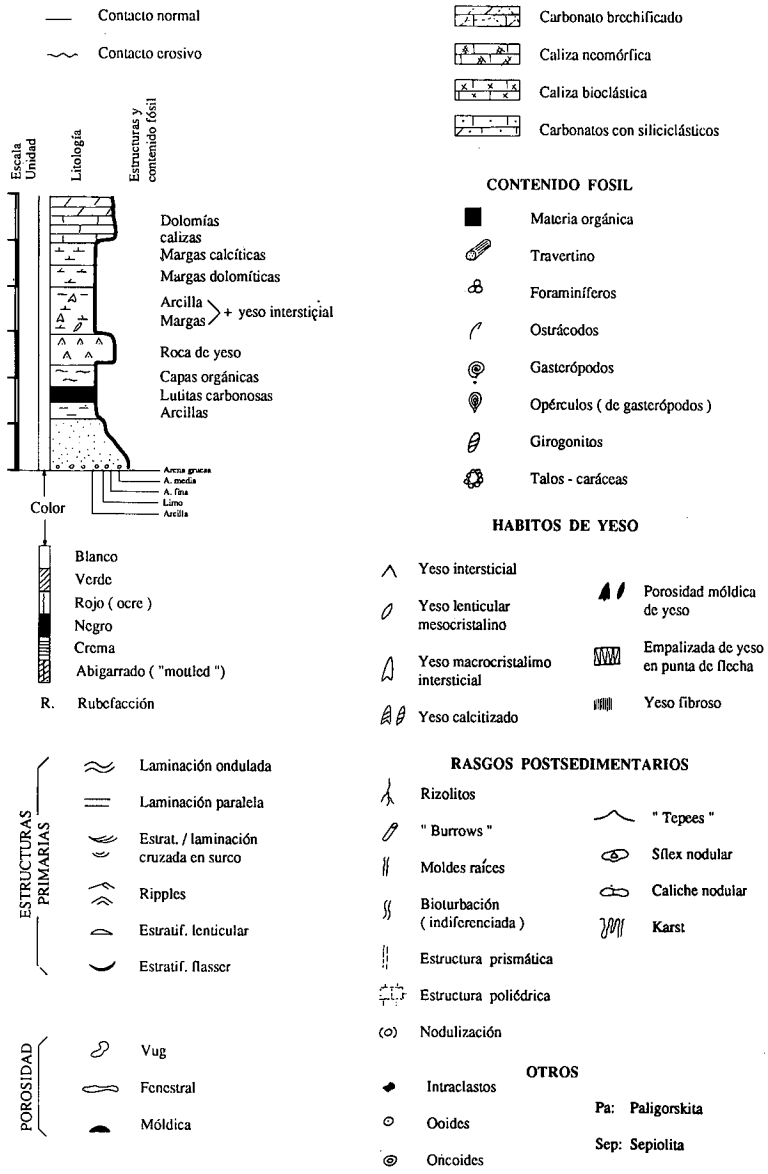


Figura 4. Símbolos utilizados en las figuras de este trabajo. Figure 4. Symbols used for the figures in this paper.

ASOCIACIONES DE FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

La interpretación de los sistemas sedimentarios que dieron lugar a las unidades estratigráficas, descritas en el apartado anterior, se hará a partir del análisis de facies llevado a cabo en las sucesiones estratigráficas realizadas (Fig. 2A). Este análisis ha establecido 5 principales asociaciones de facies, cuyas características esenciales e interpretación aparecen sintetizadas en las Tablas I y II:

A) Asociación de facies fluvial.

B) Asociaciones de facies lacustres margosas.

C) Asociaciones de facies lacustres carbonatadas.

D) Asociaciones de facies lacustres yesíferas.

E) Asociaciones de facies carbonatadas telodiagenéticas.

Se excluye aquí el análisis de facies de la estrecha orla de abanicos aluviales que aflora localmente en torno al zócalo de Honrubia (Armenteros, 1986b; Armenteros *et al.*, 1992).

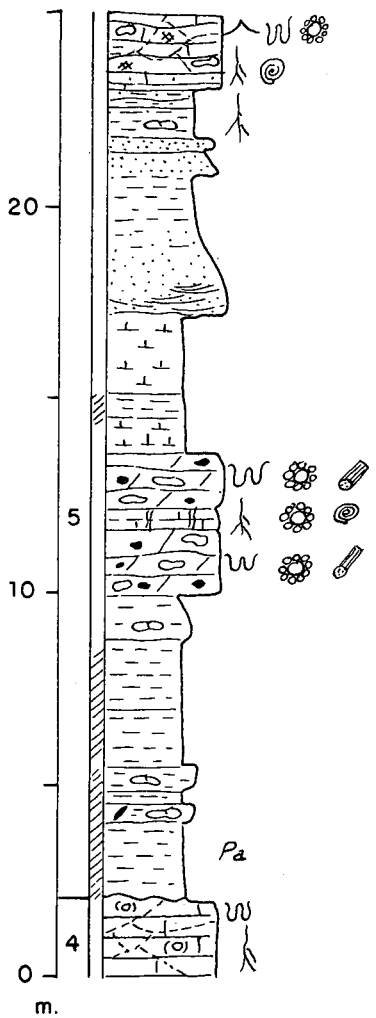


Figura 5.- Sección de Molpeceres (11 en Fig. 2A). Asociación (as.) facies (fac.) fluvial (A), margosa (B2) y carbonatada (C1).

Figure 5.- Molpeceres section (11 in Fig. 2A). Marly (B2) and carbonate (C1) facies (fac.) association (as.).

Asociación de facies fluvial (A)

Se encuentra representada por secuencias granodecrecientes constituidas por las facies de arenas (litarenitas y, en el sector meridional, arcosas de grano fino a medio) y de lutitas pardorrojizas (Figs. 6 y 7A). Las facies arenosas forman cuerpos lenticulares a tabulares con granoselección positiva, cuya relación anchura/espesor inferior a 40; en ocasiones, muestran estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada *epsilon*. Las lutitas están intensamente bioturbadas y la fracción arcillosa está dominada por illita y caolinita, con cantidades menores y más variables de esmectita y clorita.

Ambas facies registran respectivamente la sedimentación de canal -activo y abandonado- y la subsiguiente acreción vertical de llanura de inundación. La observación de acreciones laterales en el término arenoso y la dispersión de los rellenos canalizados refieren una sedimentación debida a sistemas fluviales distales. Esta asociación es dominante en la U. Lutítica (U.2) y, en menor medida, en U.5 (Fig. 5). La rubefacción general de las facies está indicando condiciones de exposición prolongada y es consecuencia de un drenaje eficiente. La presencia de yeso intersticial en las facies lutíticas que son equivalentes laterales de la U.3 (Fig. 6) indica un bajo drenaje climático; esta situación tendría lugar en un medio semejante al de una llanura lutítica seca (*dry mudflat* de Hardie *et al.*, 1978).

Asociaciones de facies lacustres margosas (B)

Es el grupo de asociaciones más complejo, y está ampliamente representado en las unidades 1 y 3. Se han reconocido las siguientes asociaciones de facies: B1 (asociación lacustre central), B2 (asociación lacustre marginal), B3 (asociación lacustre litoral bioclástica) y B4 (asociación pantanosa).

Asociaciones de facies	Interpretación	Suministro sedimento	Ubicaciones principales
A, Cuerpos arenosos lenticulares dispersos en lutitas pardorrojizas.	Fluvial distal (meandriforme y llanuras aluviales)	Alto	U2 (U5)
B1, Margas verdes y blancas (restos fósiles, *burrowing*, sin rasgos de emersión)	Areas centrales de lagos abiertos someros no estratificados.	Moderado	U3 (zona occidental)
B2, Calizas (dolom.) margosas blancas y margas (dolom.) verdes, a veces rojizas, con abundantes rasgos de emersión.	Lacustre marginal ligado a llanuras aluviales, con tendencia al confinamiento	Moderado	U1, U3
B3, Calizas fosilíferas (laminación horizontal y *ripples* simétricos) y margas con restos fósiles dispersos.	Lacustre litoral en lagos abiertos someros de baja pendiente y energía moderada.	Moderado	U3.
B4, Calizas fosilíferas blanco-grisáceas y margas arcillosas oscuras con restos vegetales.	Areas pantanosas en ambientes marginales de lagos abiertos de baja pendiente.	Moderado	U3 (tramo basal del sector O.)
C1, Calizas fosilíferas deleznables y calizas cementadas con leves rasgos de exposición.	Lagos carbonatados someros de energía y pendiente bajas, márgenes fluctuantes, que desarrollan amb. palustres con moderada diagénesis vadosa	Escaso	U4 (techo)
C2, Dolomías (calizas) masivas y dolomías (Cz) con seudoestratificación, rizolitos, nodulización,brechificación *tepees*, moldes de yeso....	Lagos carbonatados someros de energía y pendiente bajas con márgenes fluctuantes, que desarrollan amb. palustres con intensa diagénesis vadosa	Escaso	U3 (transición a U4)
D1, Margas (dolomíticas generalmente) verdes con yeso intersticial meso y macro-cristalino).	*Dry/saline mud flat*	Moderado	U3 (muy repartida)
D2, Margas con yeso intersticial disperso y margas laminadas con yeso intersticial apiñado, que suele estar calcitizado.	Lagunas someras evaporíticas con desarrollo de mallas algales.	Moderado e intermitente	U3 (techo)
D3, Litofacies de yesos clástico lenticular de grano grueso entre margas verdes con yeso intersticial.	Lago-playa con depósito de yeso formado dentro y en torno al lago y retrabajado por flujos laminares y acción de oleaje.	Moderado e intermitente	U3.
D4, Yeso laminado de prec. química y margas.	Lago-playa (*salt-pan*), con precipitación sobre la interfase sedimento-agua.	Moderado e intermitente	U3 (escasamente representada)
E1, Calizas mesocristalinas y margas con ondulaciones irregulares.	Alteración (reemplazamiento) ligada a una superficie pliopleistocena.	?	El sustrato es el techo de U3.
E2, Caliza fresca carstificada sobre otra muy alterada (mesocristalina) deleznable.	Alteración (neomorfismos carbonatados, carstificación y formación de costras), ligada a una superficie pliopleistocena.	Moderado e intermitente	El sustrato es U4.

TABLA I

B1. Asociación lacustre central (Fig. 7B1).

Es frecuente en la U. 3. Está formada por un término margoso de color verde y otro margoso blanco entre los que existe un paso gradual. En general son masivos y presentan un tipo de bioturbación consistente en tubos cilíndricos (a veces arrosariados) y cavidades aplanadas subhorizontales, de diámetro centimétrico, que se rellenan por un material de diferente coloración (verde o crema). El contenido fósil es escaso, reconociéndose ostrácodos dispersos, restos de moluscos y de caráceas; son más frecuentes en el término más carbonatado. Está representada fundamentalmente en la U. 3 (Fig. 8). Los rasgos de emersión son escasos o nulos.

Estos ciclos registran un aumento del contenido en carbonato desde el término verde al blanco, hecho que puede deberse a dos causas principales: a) paso de una sedimentación más profunda (margas verdes) a otra más somera (margas blancas); y (o) b) alternancias de momentos de mayor aporte siliciclástico al lago con otros de menor influjo terrígeno. La primera causa originaría una somerización lacustre, mientras que la segunda daría cuenta de la disminución de los aportes al lago, el cual, sin grandes fluctuaciones de sus márgenes (lago abierto), pasaría a estar más concentrado. Estos ciclos registran en definitiva una sedimentación en lagos abiertos no estratificados (Dean y Fouch, 1983; Arribas Mocoroa, 1986).

B2: Asociación lacustre marginal (Fig. 7B2).

Es la asociación mayoritaria de U1, y es abundante dentro de U3. Está formada por la alternancia de calizas margosas (*wackestone*) y facies margosas de tonos verdes (Lám. 1a). Suelen presentar un tránsito gradual y, en ocasiones, constituyen ciclos simétricos. Ambos términos forman extensos niveles tabulares - su continuidad lateral puede seguirse cientos de metros- de espesor variable (entre 0.2 y 2 metros). Son de estructura masiva o bien pueden presentar estructura prismático-columnar (Fig. 9), y se disgregan según elementos poliédricos irregulares. Su coloración es variable (verde, pardorrojiza, blanco-grisácea o crema) y el contenido en carbonato varía entre 60 y 85 %, siendo éste de composición calcítica, dolomítica o mezcla. En ocasiones, contienen niveles centimétricos con yeso intersticial (lenticular y en agregados en roseta), semejantes a la *crôute de nappe*, que generalmente han sido sustituidos por calcita; otras veces, las macrolentículas de yeso se ordenan a lo largo de tubos radiculares de hasta 60 centímetros de longitud (techo de Fig. 8 y detalle de Fig. 9). En lámina delgada, se reconocen restos fósiles (gasterópodos, ostrácodos,

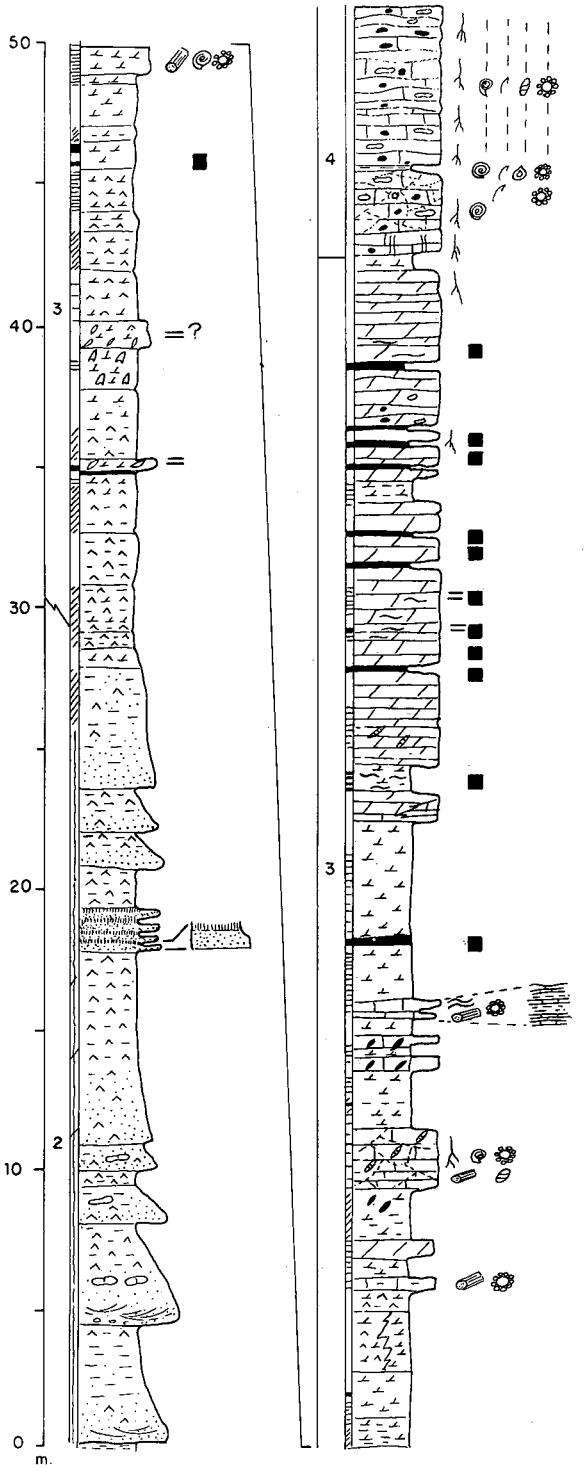


Figura 6.- Sección de Peñafiel (10 en Fig. 2A). Tramo (T.). inferior (inf.): as. fac. fluvial (A); T. medio (med.): as. fac. margosa (B2) y yesífera (D1); T. superior (sup.): as. fac. margosa (B2) y, a techo, carbonatada (C1).

Figure 6.- Peñafiel section (10 in Fig. 2A). Lower (low.) Tract (T): fluvial fac. as. (A); Middle (mid.) T.: marly fac. as. (B2) and gypsiferous (D1); Upper (up.) T.: marly fac. as. (B2), and top, carbonate fac. as. (C1).

foraminíferos y caráceas) dispersos así como intensa bioturbación (*burrows*); se aprecia, en mayor o menor grado, separación del plasma arcilloso que muestra una ordenación según una fábrica-b en moteado. La composición de la fracción arcillosa está constituida por illita, caolinita y esmectitas, sobre todo para esta facies en la U. 1 (Armenteros *et al.*, 1989). En la U. 3, donde también es frecuente, se encuentra además paligorskita y sepiolita, coincidiendo con rasgos de severa exposición.

Esta ciclicidad representa la alternancia de condiciones lacustres con menor influencia terrígena (calizas margosas) con otras en la que aquélla es mayor (término margoso). Aunque ambos términos muestran rasgos de exposición, éstos son más intensos en el margoso (rubefacción, ordenación de arcillas); cuando afectan también las calizas provocan dolomitización, génesis de paligorskita, formación de trazas radiculares y, eventualmente, costras subsuperficiales de yeso.

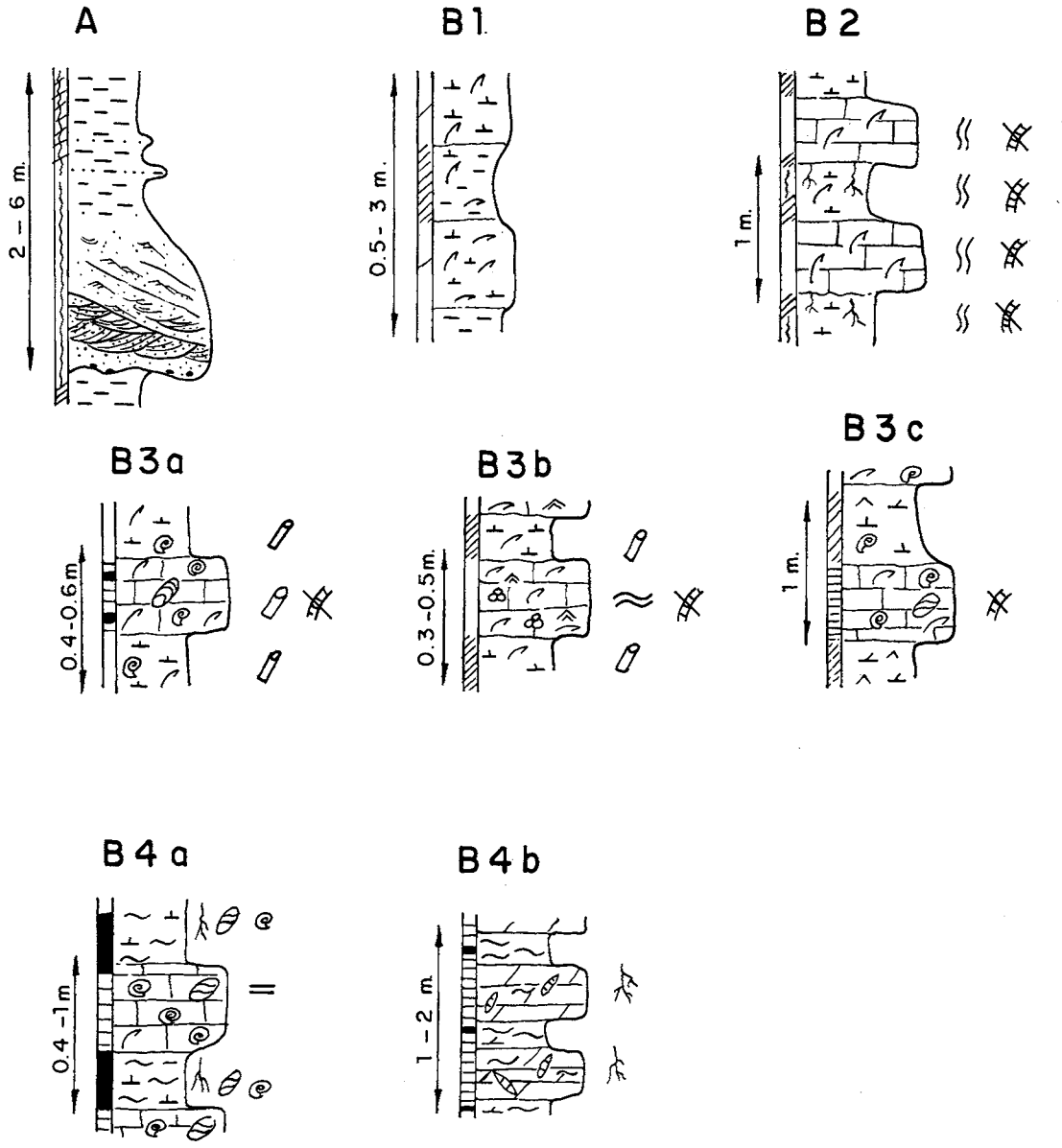


Figura 7.- A. Asociación de facies siliciclástica fluvial. B. Asociaciones de facies margosas lacustres. B1, as. central; B2, as. marginal; B3a, B3b y B3c, as. litorales bioclásticas; B4a y B4b, as. pantanosas.

Figure 7.- A. Association of fluvial siliciclastic facies. B. Associations of lacustrine marly facies. B1, central as.; B2, marginal as. B3a, B3b and B3c, bioclastic littoral as.; B4a and B4b, swampy as.

En conjunto la asociación corresponde a medio lacustre carbonático con variable influencia terrígena en el que alternan condiciones de llanura fangosa (*mud flat*) marginal, donde se deposita el término margoso, y otras lacustres de carácter litoral (facies más carbonatadas). La abundancia de rasgos de exposición está indicando una escasa profundidad y en algunos casos (presencia de yeso intersticial) puede apuntar a un confinamiento del medio. La ciclicidad puede ser debida a fluctuaciones periódicas de las márgenes del lago en respuesta a variaciones en el grado de apertura de la cuenca. La sucesión marga —caliza no indica somerización, ya que las margas presentan siempre rasgos de exposición más acentuada que las calizas, constituyendo estas últimas el término más lacustre. La presencia de dolomita y paligorskita marcaría una tendencia hacia sistemas lacustres más cerrados. Lateralmente cambian gradualmente a lutitas pardorrojizas de llanura aluvial..

B3: Asociación litoral bioclástica (Fig. 7B).

Se presenta en diversos niveles de la U.3., sobre todo en su tercio inferior (Figs. 9, 10 y 14). Está formada por una alternancia de facies calizas fosilíferas y de facies margosas con restos fósiles dispersos (Fig. 7B3: a y b; Lám. 1b). Las facies de calizas forman niveles deleznables de 5 a 60 centímetros de potencia, están constituidas esencialmente por fragmentos de conchas calcáreas y son de color gris, violeta o marrón oscuro. Contienen gasterópodos (*Gyraulus, Valvata, Planorbarius,* opérculos de *Bithynia*) y ostrácodos (*Cyprinotus, Ilyocypris, Cyprideis*); en menor medida, restos algales (caráceas) y foraminíferos (*Ammonia, Miliolidae*), (Civis *et al.*, 1989). Localmente se aprecian niveles decimétricos tabulares de tobas que están básicamente constituidos por encostramiento de caráceas (Fig. 6, base mitad superior). Son calizas (*pakestone/grainstone*) masivas o bien presentan laminación cruzada de muy bajo ángulo y laminación ondulada debida a ripples (*ripple bed*); también se han observado cuerpos decimétricos de base plana y techo convexo asignables a barras. Las facies margosas son mayoritariamente calcíticas, de color blanco verdoso y contienen ostrácodos, caráceas y restos de gasterópodos. Los límites entre las facies de calizas y margas suelen ser netos, sobre todo cuando las primeras muestran estructuras tractivas.

El paso de las margas a las calizas implica un cambio desde condiciones lacustres sublitorales de baja energía a otras más someras litorales con ligero aumento de la energía: es decir, se produce una somerización. Este proceso podría deberse a una progradación de las márgenes lacustres como consecuencia de un aumento en la producción carbonática biogénica

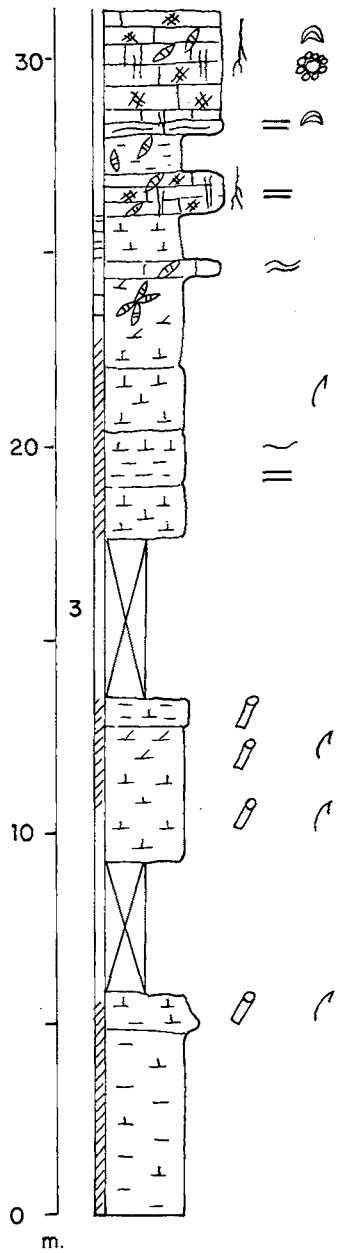


Figura 8.- Sección de Olmedo (6 en Fig. 2A). Dominio de as. fac. margosa (B1). T. sup.: as. fac. yesíferas (D1, D2?) y telodiagenéticas (E1, E2); estas últimas formadas a expensas de las anteriores. Símbolos en Fig. 4

Figure 8.- Olmedo section (6 in Fig. 2A). Predominence of marly fac. as. (B1). Upper T.: gypsiferous (D1, D2?) and telodiagenetic (E1, E2), fac. as. Two latter are formed at the expense of the former. Symbols in Fig. 4.

(Murphy y Wilkinson,1980), representando la evolución natural de un sistema lacustre hidrológicamente abierto, de escasa pendiente y de baja a moderada energía. Otras veces (Fig. 7B3c), los niveles calizos bioclásticos están asociados a facies de margas verdes con yeso intersticial (facies que será tratada en un apartado posterior). En este caso se interpretan como depósitos asociados a encharcamientos someros carbonáticos de carácter abierto, en zonas deprimidas de una llanura fangosa, durante etapas de mayor pluviometría en la cuenca.

B4: Asociación pantanosa (Fig. 7: B4a).

Está estrechamente relacionada con la anterior, asociándose a ella en la parte inferior de la U.3 dentro del sector noroccidental (Tudela-Valladolid). Está integrada por facies de calizas fosilíferas blancogrisáceas (similares a las calizas de la asoc. B3) y por facies arcilloso-margosas oscuras. Estas últimas constituyen niveles masivos de espesor decimétrico, compuestos por diversas proporciones de arcilla (illita y esmectitas) y carbonato (por lo general calcita); son ricas en materia orgánica y contienen restos de vegetales inidentificables, así como de caráceas y de algas cianofíceas. Además, presentan abundantes gasterópodos (*Gyraulus, Valvata* y, en menor medida, *Hydrobia* y opérculos de *Bithynia*) y algunos ostrácodos (*Ilyocypis*), (Civis *et al.*,1989). En ocasiones, se han observado trazas radiculares, y otras veces pueden formar niveles de arcillas dolomíticas acartonadas sepiolíticas de espesores centimétricos, que se incluyen en dolomías con rasgos de exposición (Fig. 6, mitad superior, Peñafiel; Fig7B4b).

La presencia de restos vegetales y de rasgos de emersión en las facies oscuras (orientación de arcillas; arcillas de transformación: esmectitas) indican que éste es el término más somero de la asociación, correspondiéndose con ambientes pantanosos marginales progradantes sobre áreas carbonatadas litorales. Sería similar a la parte superior de la secuencia de somerización propuesta por Murphy y Wilkinson (1980), pero en un lago de energía y pendiente bajos. El límite entre las facies oscuras y las calizas suprayacentes es neto, y señalaría el inicio de un nuevo ciclo transgresivo. Ocasionalmente, se observa una asociación de dolomías masivas con rasgos de exposición (yeso intersticial, rizolitos) y niveles centimétricos de arcillas negras sepiolíticas (techo de la U.3 en Peñafiel, Fig. 6). Estas últimas corresponderían a zonas lacustres pantanosas efímeras dentro de la zona de *dry mud flat* con desarrollo de yeso intersticial.

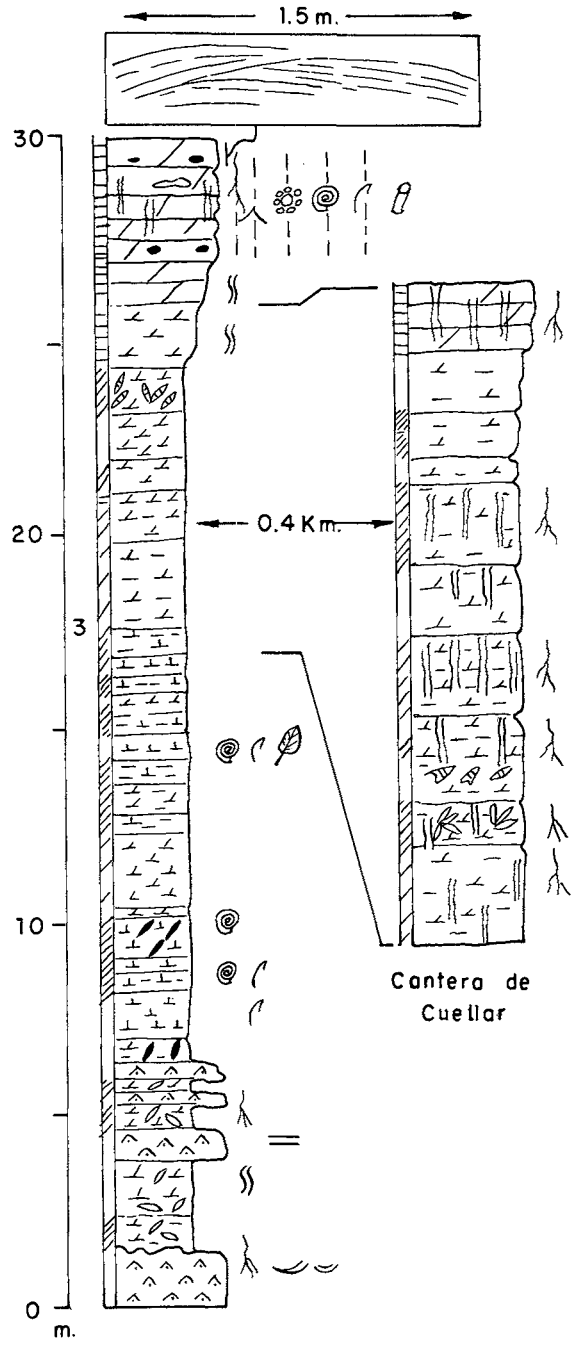


Figura 9.- Sección de Cuéllar. (1 en Fig. 2A). Tramo inferior (T. inf.): as. fac. yesíferas (D1, D3); T. med.: as. fac. margosas (B2 y niveles con B3); T. sup.: as. fac. carbonatada (C2). Símbolos en Fig. 4.

Figure 9.- Cuéllar section. (1 in Fig. 2A). Low. T.: gypsiferous fac. as. (D1, D3); Mid. T.: fac. as. (B2 and levels with B3); Up. T.: carbonate fac. as. (C2). Symbols in Fig. 4.

Asociaciones de facies lacustres carbonatadas (C).

En general, son compactas y están bien cementadas. Integran de forma casi exclusiva la U. Carbonática (U. 4), observándose también en el techo de la U.3 (tránsito a U.4). Dan las cornisas que orlan la superficie del páramo. Se reconocen dos asociaciones de facies que presentan formas transicionales entre sí: C1 (asociación lacustre somera central) y C2 (asoc. palustre). La C1 aparece bien representada a techo de U.4 mientras que la C2 se sitúa preferentemente en el paso de U.3 a U.4. (Fig.11). Ambas asociaciones reflejan un escaso aporte terrígeno al medio.

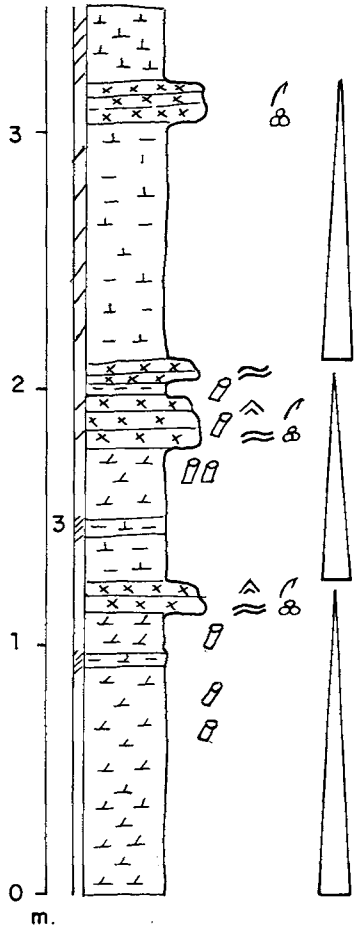


Figura 10.- Sección de Cogeces (7b en Fig. 2A). As. fac. margosa lacustre litoral (B3).

Figure 10.- Cogeces section (7b in Fig. 2A). Littoral lacustrine marly fac. as. (B3).

C1: Asociación lacustre somera central (Fig. 12A).

Se localiza en las unidades U4 (sobre todo hacia el techo: Fig. 6, techo de la sección) y U5 (Fig. 5, área de Peñafiel-Fuentidueña). Está formada por calizas fosilíferas (gasterópodos -*Valvata, Hydrobia, Bithynia,* opérculos de B. y *Lymnaea*-, caráceas -talos y girogonitos-, ostrácodos y estruturas criptalgales de algas filamentosas -poco frecuentes) deleznables de espesor centimétrico (≈ a la facies de calizas fosilíferas de las asociación B3 y B4) en la base, a las que siguen facies de calizas compactas, bien cementadas, constituidas por *mudstones* y *wackestones* fosilíferas con leves rasgos de emersión (rizolitos, nodulización y microbrechificación incipientes), (Lám.1d). El espesor de las secuencias oscila en torno al metro.

Esta secuencia corresponde a la evolución sedimentaria de lagos someros carbonáticos de pendiente y energía bajos, y representa una progresiva retracción del lago. En la etapa final puede producirse la exposición del registro lacustre, bien por el relleno progresivo del lago, bien por una caída progresiva del nivel del lago, o por ambas causas. No obstante, cabe advertir que, si se produce la exposición, ésta no es lo suficientemente duradera y (o) intensa como para borrar los rasgos sedimentarios, y en esto se diferencia de la siguiente asociación. La alternancia de episodios secos y lluviosos pudiera explicar la repetición de estos ciclos lacustres. Sin embargo, la interpretación anterior respondería a un esquema evolutivo simple, por cuanto el término compacto superior de la secuencia puede ser compuesto, revelando la existencia de episodios intermedios de exposición.

C2: Asociación palustre (Figs. 11 y 12A).

Se encuentra principalmente en la U4. La secuencia más habitual está constituida por un término inferior dolomítico (dolomicrita) masivo de color crema, a veces con estructura nodular, que presenta moldes de gasterópodos, ostrácodos y caráceas; pasa gradualmente a un término superior dolomítico (o calizo parcialmente dolomitizado) masivo, seudolaminado y (o) con rizolitos (Lám. 1c). La estructura seudolaminada se relaciona en detalle (sección pulida) con una red horizontal anastomosada de anchura centimétrica (*skew* y *craze planes* de brechificación), rellena de material más oscuro (sedimento interno) que engloba parcialmente el material original diagenetizado más claro (lám. 1d). En lámina delgada se aprecia una microestructura grumoso-peletoidal en la que destacan glaebulas con concrecionamiento cortical de diversa constitución (Armenteros, in prep.), porosidad filiforme submilimétrica, textura alveolar y microbrechificación (*skew* y *craze planes*), (Lám. 1e).

Se interpreta como una secuencia sedimentaria de carácter retractivo, propia de medios lacustres carbonáticos y someros de pendiente y energía bajas, que presentan una amplia orla palustre (Freytet, 1973); ésta

a veces llegaba a ser exclusiva en amplios sectores del paleopaisaje en el paso de la U3 a la U4. El delgado término basal, no siempre presente, indica una sedimentación lacustre somera con escasos rasgos de emersión durante su depósito. El bien desarrollado término superior refleja la sedimentación y los procesos diagenéticos que rigen la dinámica palustre, la cual representa la mayor parte del tiempo de formación de la secuencia. En este ambiente se desarrollaban numerosos procesos relacionados con la evolución de suelos hipercalcimorfos en climas con estación contrastada (Freytet y Plaziat, 1982). Por su parte la extensa dolomitización (de carácter temprano) y la presencia de moldes de yeso intersticial están indicando lagos cerrados de naturaleza evaporítica. En resumen, las secuencias representan una progradación de los ambientes palustres -dominantes- sobre los lacustres -subordinados.

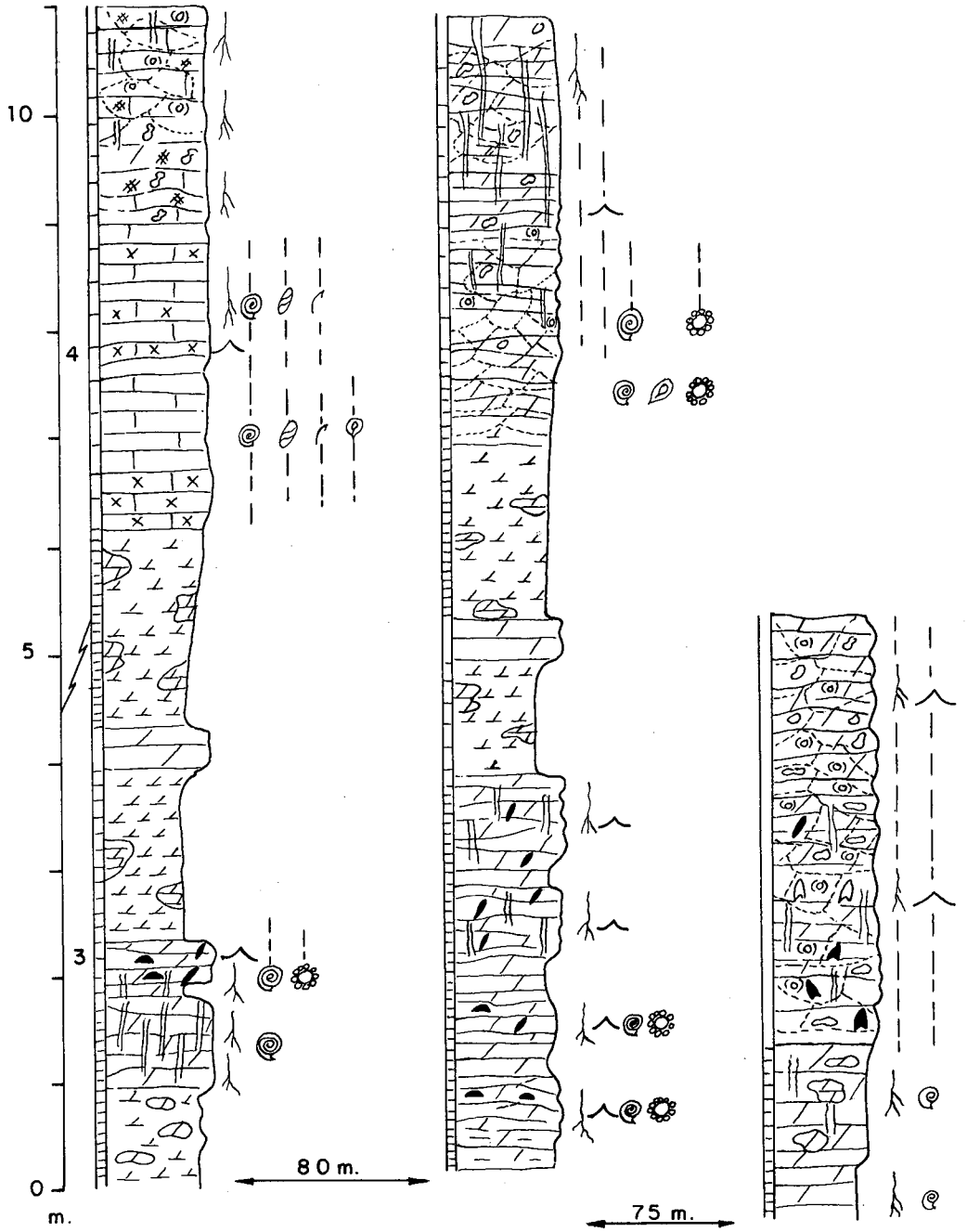


Figura 11.- Secciones de Torregutiérrez (2 en Fig. 2A). Dominio de as. fac carbonatadas palustres C2 (C1, entre los metros 6 y 9 en la sección de la izquierda).

Figure 11.- Torregutiérrez sections (2 in Fig. 2A). Predominence of palustrine carbonate fac. as C2 (C1, from metres 6 to 9 in the section at the left).

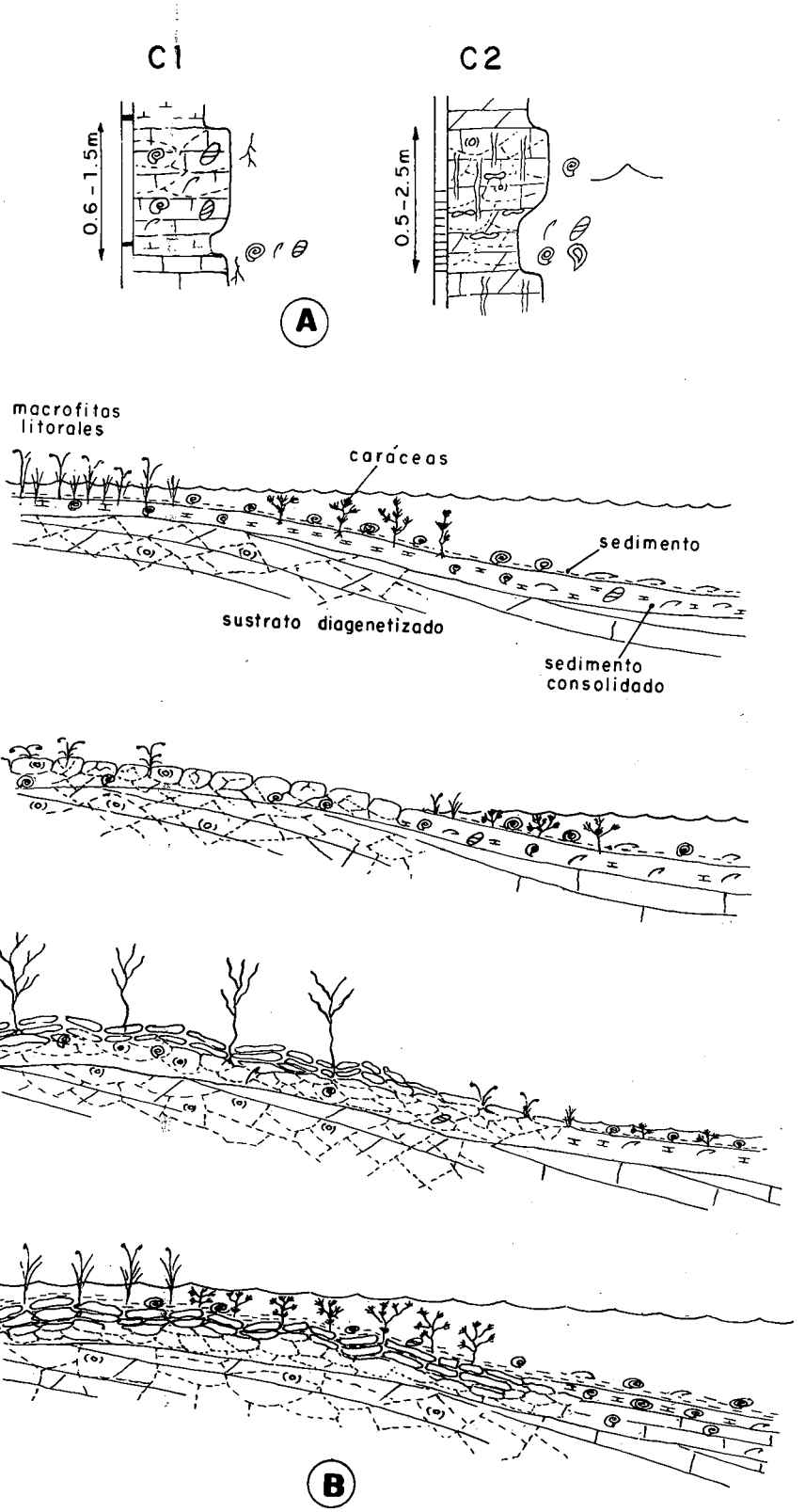


Figura 12.- A) Asociaciones de facies carbonatadas lacustres. C1: Asociación somera central. C2: Asociación palustre. B) Modelo sedimentológico conceptual para la formación de facies carbonatadas en lagos someros de energía y pendiente bajas. En los estadios 1 y 2 (fluctuación moderada de las márgenes) se desarrollaría la as. fac C1. En 3 y 4 (exposición prolongada), se desarrollaría la as. fac. C2.

Figure 12.- A) Associations of lacustrine carbonate facies. C1: Central shallow association. C2: Palustrine association. B) Conceptual sedimentological model for the formation of carbonate facies in shallow lakes of low energy and low gradient margins. In stages 1 and 2 (moderate fluctuation of the margins) the C1 fac. as would develop. In 3 and 4 (prolonged exposure), the C2 fac. as. would develop.

Asociaciones de facies lacustres yesíferas (D).

Las asociaciones yesíferas se encuentran principalmente en la U. margoso-yesífera (U3), de la que constituyen junto con las asociaciones lacustres margosas (B) los componentes mayoritarios. El grado de concentración, el tamaño, la morfología y la disposición de los cristales y granos de yeso son, junto a la asociaciones de facies, los criterios empleados para separar cuatro asociaciones de facies yesíferas: D1 (asociación de yeso intersticial), D2 (asoc. yesífero-algal), D3 (asoc. de yeso detrítico) y D4 (asoc. de yeso laminado químico).

D1: Asociación de yeso intersticial (Fig. 13A).

Se encuentra representada ampliamente en U.3 (Figs. 6, 9, 14, 15 y 17A). Registra la alternancia de capas margosas verdes con escaso o nulo contenido en yesos intersticiales y de otras en donde existe una alta concentración de yesos intersticiales (Lám. 2a). La representación fósil suele ser escasa o nula (ostrácodos y, en ocasiones, gasterópodos y caráceas). Su denominación alude a su emplazamiento, pero al mismo tiempo hace referencia a su génesis: los cristales de yeso se hallan en el seno de depósitos carbonáticos, margosos y lutíticos, entre los que se han formado. Dominan las arcillas neoformadas (sepiolita y esmectita, en proporciones variables), si bien aún es notoria la presencia de arcillas detríticas (illita), (Armenteros *et al.*, 1989). En función de la densidad de los cristales dentro del encajante se reconocen dos extremos: en el primero el encajante está claramente diferenciado, dispersándose en él los cristales; en el otro los cristales están tan apiñados que llegan a ser un componente continuo en la roca (*gypsite*). En este último caso, puede ser difícil de separar de las facies de yeso presentes en las asociaciones D3 y D4. En algunos niveles, puede observarse seudoestratificación como consecuencia de la concentración de yeso intersticial en horizontes de espesor similar o variable. Por su parte, teniendo en cuenta el tamaño de cristal se distinguen dos variedades. La variedad mesocristalina (≤ 2 mm) suele estar

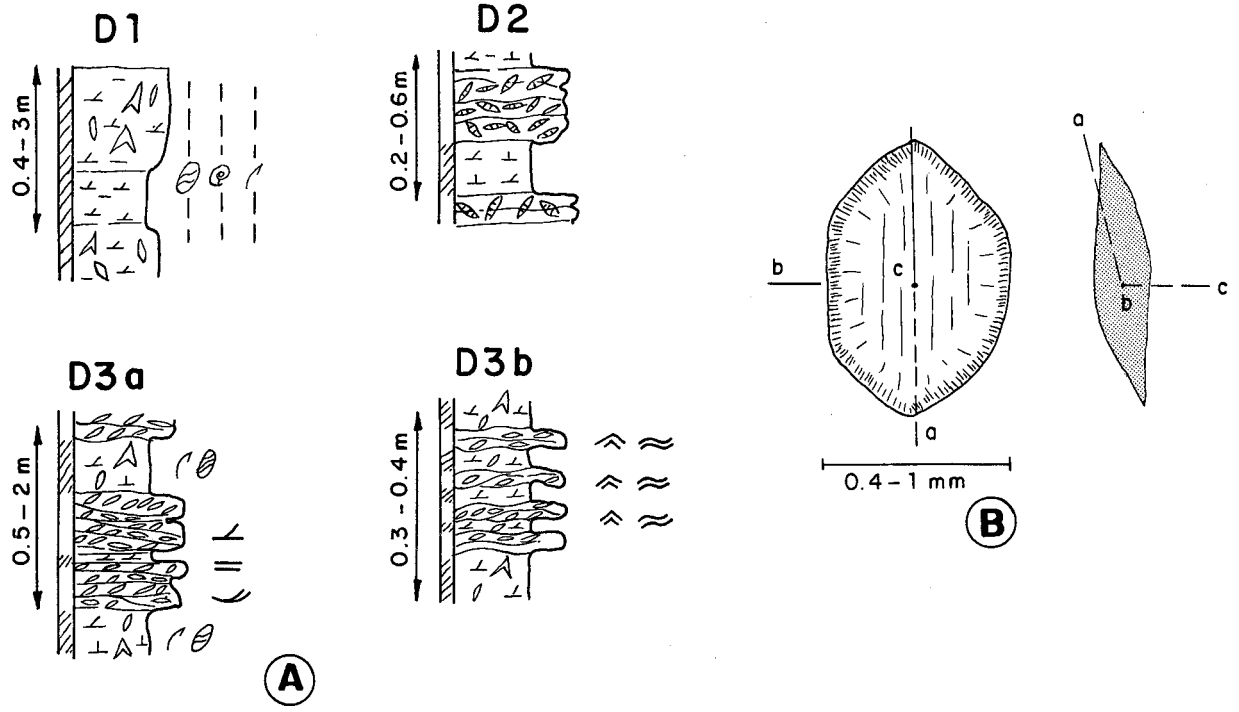


Figura 13.- A). Asociaciones de facies yesíferas lacustres. D1, as. fac. de yeso intersticial; D2, as. yesífero-algal; D3a y D3b, as. fac. de yeso detrítico. B). Esquemas de un cristal lenticular característico de las facies de yeso detrítico y de yeso intersticial mesocristalino: 1) sección seudohexagonal según el plano ab; 2) sección de exfoliación seudorrómbica paralela al plano ac. (a, b y c son los ejes cristalográficos).

Figure 13.- A). Associations of lacustrine gypsiferous facies. D1, interstitial gypsum fac. as.; D2, gypsiferous-algal as.; D3a and D3b, fac. as. of detritic gypsum. B). Patterns of a lenticular crystal characteristic of detritic gypsiferous facies and of mesocrystalline interstitial gypsum: 1) pseudohexagonal section in accordance with plan ab; 2) pseudorhombic exfoliation section parallel to plan ac. (a, b and c are the crystallographic axes).

formada por cristales lenticulares (Lám. 2b) aplanados según el eje c y muchas veces alargados ligeramente en la dirección del eje a (?); suelen presentar un contorno seudohexagonal cuando se observan perpendicularmente al plano ab. Es similar a la facies de yeso hemipiramidal (≈ forma prismática fundamental, {111}, en el sistema monoclínico; Arakel, 1980). La variedad macrocristalina (> 2 mm) presenta hábitos más distintos: cristales simples tabular-prismáticos y lenticulares, y maclas en cola de golondrina, que suelen contener impurezas del encajante margoso. Por lo general, los cristales presentan una disposición isotrópica dentro de la masa encajante. En ocasiones se han observado empalizadas subverticales constituidas por maclas en cola de golondrina que suelen apuntar hacia el techo (contrariamente a lo establecido para el yeso selenítico por la regla de Mottura).

La interpretación sedimentológica de los términos de esta secuencia es doble por cuanto el encajante margoso responde a un episodio sedimentario, mientras que el yeso intersticial representa un estadio diagenético que puede seguir de cerca a la sedimentación. Las facies margosas indican una sedimentación lacustre somera o de *mud flat*. En favor de esta consideración se presentan varios hechos: 1) formación de yeso intersticial (inclusión de masas de sedimento encajante en los cristales) de carácter desplazante; 2) frecuente dolomitización; y 3) restos fósiles escasos que indican condiciones lacustres litorales. Los dos primeros están muy relacionados y, aunque la dolomitización puede efectuarse sin el concurso de la precipitación de yeso (Eugster y Hardie, 1975, p.330), cuando éste existe -como es aquí el caso- la formación de dolomita sería fácil de explicar (Shinn, 1983). El yeso intersticial representa un precipitado postsedimentario correspondiente a momentos de sobresaturación de las aguas intersticiales con respecto a yeso. Aunque está claro que este proceso implica un estadio evaporítico, el problema estriba en conocer si esta precipitación ocurre subaéreamente o bien bajo un fondo lacustre. Su formación subaérea está ampliamente constatada por la interpretación de numerosas facies similares, actuales y fósiles, como precipitados primarios en la zona aireada sobre el nivel freático de diversos ambientes de zonas semiáridas: Kerr y Thompson, 1963 (Laguna Madre, Texas); Barzanji y Stoops, 1974, (suelos yesíferos de Iraq); Bertrand y Jelisejeff, 1974, (chott argelino); Dregne, 1976; Hardie *et al.*, 1978; Shearman, 1978; Carenas y Marfil, 1979; Arakel, 1980; Carenas *et al.*, 1982 (*playa lake* de La Mancha; Ortí Cabo, 1982; Watson, 1983, (zonas áridas africanas); Pueyo e Inglés, 1987, (lagos-playa de Aragón); Ortí, 1988, etc. Por otro lado, la existencia de facies yesíferas similares en lutitas rojas de llanura aluvial distal a las que pasan marginalmente (sector oriental, parte inferior de Fig. 6) refiere un origen en relación con un nivel freático subterráneo. En otros casos, las facies de yeso intersticial se han atribuido a un crecimiento sobre el fondo lacustre en la proximidad de la interfase agua-sedimento (Burne *et al.*, 1980; Truc, 1978, 1980). La aparente ausencia de rasgos de emersión en algunos casos pudiera ser debida a las actuales condiciones de afloramiento, a los cambios de volumen que resultan del crecimiento de los cristales, a los efectos compactacionales y (o) a la dolomitización del encajante margoso, entre otras causas. Es difícil, sin los pertinentes análisis químicos determinar la posible influencia de los materiales encajantes, de los compuestos orgánicos en el perfil del suelo y de los diferentes procesos sobre la distribución del yeso intersticial y sobre los hábitos cristalinos de los yesos. Cody (1979) y Cody y Cody (1988) relacionan la cantidad, tasa de crecimiento y morfología de los cristales con la actividad de ciertos compuestos orgánicos, abundantes en medios continentales, y llegan a la conclusión de que estos compuestos influyen positivamente en la lenticularidad de los cristales (ver explicación en la siguiente facies de yeso y en el apartado sobre el origen del yeso detrítico) y sobre la formación de agregados en roseta.

Apoyándose en las similaridades de esta facies con las de los ejemplos actuales y fósiles y basándose en las interpretaciones más extendidas sobre éstos, se propone que su formación tiene lugar en la zona aireada del suelo por encima del nivel freático y en estrecha relación con la zona de ascenso capilar, por cuyo motivo se le asigna un origen por «succión capilar». Ello implicaría una escasa profundidad del nivel superior de la salmuera. No se descarta, sin embargo, que pudieran darse acumulaciones de origen iluvial como las que forman los horizontes yesíferos de suelos en zonas áridas y semiáridas. El bajo grado de edafización observado apoya la primera hipótesis, si bien es necesario un sistemático estudio micromorfológico, geoquímico y mineralógico para confirmarla. La presencia en muchas ocasiones de restos fósiles en la marga encajante apunta a que la formación del yeso ocurría en amplias zonas lacustres temporalmente expuestas debido a su escasa profundidad y a los cambios hidrológicos en la cuenca.

Cuando uno de los términos de la asociación presenta una alta concentración de los cristales de yeso, el origen de éste sería el mismo, y el apiñamiento de los cristales en el encajante margoso se podría deber a causas diversas: elevada saturación de las aguas intersticiales, superposición de diversas fases de precipitación de yeso, tasa de evaporación, conductividad hidraúlica, etc. Una facies yesífera semejante ha sido atribuida por Watson (1983) a costras yesíferas formadas por el crecimiento de cristales en subsuperficie. También es posible que los niveles de yeso masivo (*gypsite*) representen una fase de intensa precipitación en el momento en que un cuerpo lacustre somero con-

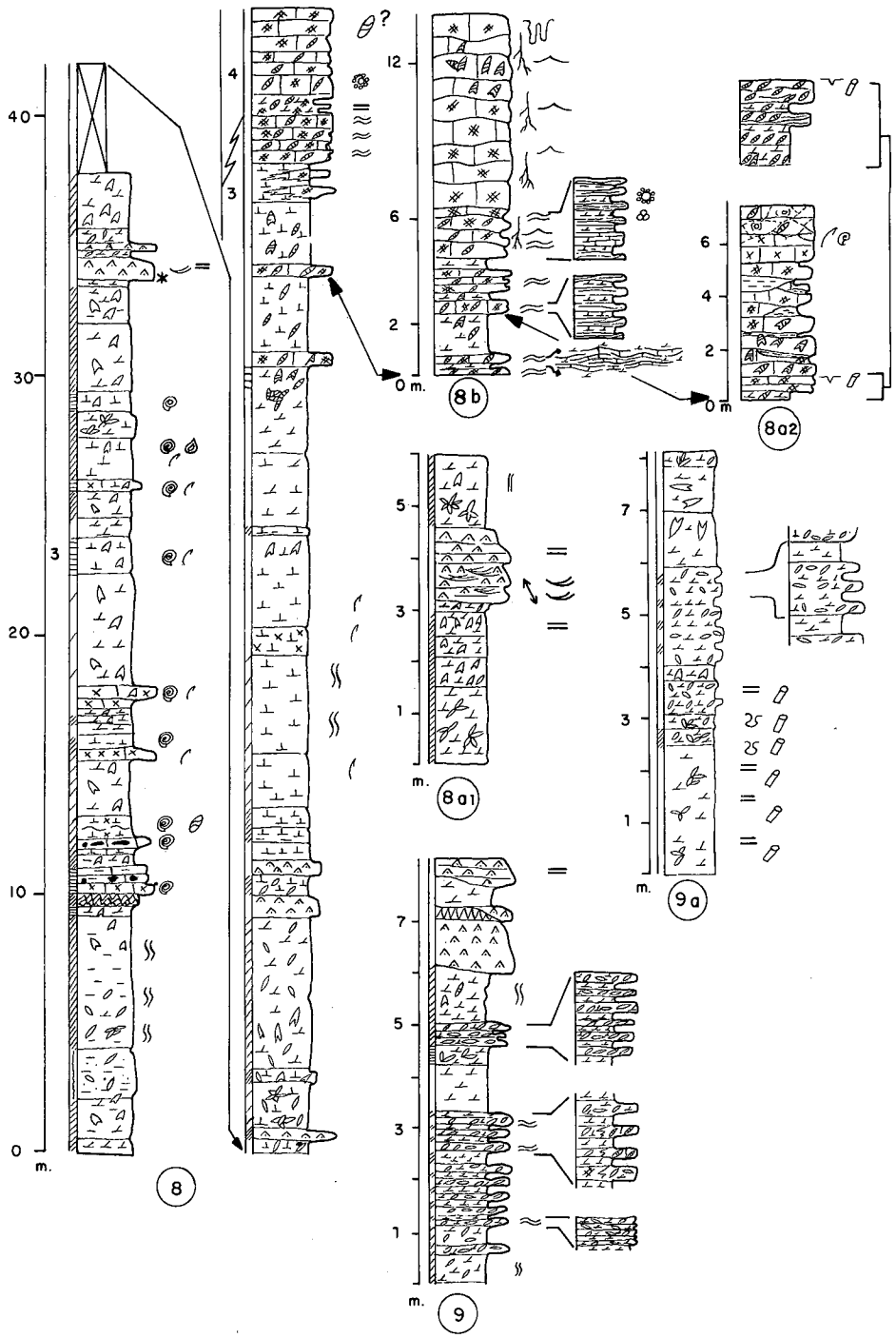


Figura 14.- Secciones de Sardón-Quintanilla y Olivares (8, 8a, 8b, 9 y 9b en Fig. 2A). El nivel del * en la sección 8 se correlaciona 8a1, 9 y 9a. Sección 8 (Sardón): Dominio de as. fac. yesíferas (D1, D3); as. fac. margosas B3 en el T. inf. y B1/B2 en el T. sup; a techo de éste, as. fac. telodiagenéticas (E1, E2) formadas a partir de D1 y D2 (?). Sección 8a1 (G. de Sardón): as. fac. yesíferas (D1, D3). Sección 8a2 (G. de Sardón): as. fac. telodiagenéticas (E1 y E2 a techo), formadas a expensas de D1 y D2.(ésta en detalle de la parte inferior); en el metro superior, as. fac. carbonatada (C1). Sección 8b: (Olivares) as. fac. yesífera (D2) en la base -véanse detalles- sustituida por la as. fac. telodiag. E1; T. sup., as. fac. telodiag. E2. Sección 9 (Quintanilla): as. fac. yesíferas (D1, D3). Sección 9a (Cantera Quintanilla): as. fac. yesífera (D1).

Figure 14.- Sections from Sardón-Quintanilla and Olivares (8, 8a, 8b, 9 and 9b in Fig. 2A). The level of * insection 8 correlates 8a1, 9 and 9a. Section 8 (Sardón): Predominence of gypsiferous fac. as (D1, D3); marly fac. as. B3 in the low. T. and B1/B2 in the up. T.; on the top of this, telodiagenetic fac. as (E1, E2) formed from D1 and D2 (?). Section 8a1 (G. Sardón): gypsiferous fac. as. ((D1, D3). Section 8a2 (G. Sardón): telodiagenetic fac. as (E1 and E2 on top), formed at the expense of D1 and D2. (this is shown in detail in the lower part); in the upper metre, carbonate fac. as. (C1). Section 8b: (Olivares) gypsiferous fac. as. (D2) at the base -see details- substituted by the telodiag. fac. as. E1; Up. T., telodiag. fac. as. E2. Section 9 (Quintanilla): gypsiferous fac. as (D1, D3). Section 9a (Quintanilla quarry): gypsiferous fac. as. (D1).

centrado da paso a un estadio de *salt pan* por desecación. En este caso los cristales crecerían entre el fango margoso que embebe la salmuera saturada casi a flor de superficie. La exposición del yeso clástico subacuático en salinas costeras actuales podría dar lugar a una facies yesífera masiva que por su textura es de difícil interpretación (Warren, 1982). No hay que descartar, sin embargo, la posibilidad de que en algunos casos esta facies masiva de yeso apiñado tenga que ver realmente con un precipitado bajo lámina libre de agua (Ortí, 1988).

En resumen, esta asociación representa una alternancia de episodios lacustres -depósito de margas- y episodios de exposición con nivel freático próximo a la superficie (*dry/saline mud flat*); durante estos últimos tendría lugar la formación de yeso debido a procesos de bombeo evaporítico a partir del nivel freático caído. El hecho de que no se observen antiguos niveles de costras superficiales no debería extrañar, dado su bajo potencial de preservación.

D2: Asociación yesífero-algal, (Fig. 13A).

Básicamente está formada por dos términos. El inferior (esp.: 2-40 centímetros) es margoso y presenta yeso intersticial disperso meso y macrocristalino y arcillas magnesianas de neoformación (sepiolita y paligorskita). El superior (esp.: 5-40 centímetros) está formado por yeso intersticial apiñado en margas y suele mostrar una estructura laminada con ondulaciones irregulares de amplitud subcentimétrica a pluricentimétrica (Lám. 3a). Se distinguen trazas de raíces y, en el techo, grietas de desecación y *tepees* centimétricos. Este tipo de asociación es muy frecuente a techo de la U. margoso-yesífera (Figs. 8, 14, 15 y 17A), y, cuando se halla en esta situación (como será tratado específicamente en la asociación E1), el yeso suele encontrarse calcitizado (Lám. 3c, 3d). Sin embargo, a pesar de este proceso sustitutorio es posible deducir la naturaleza del término superior laminado de esta asocación, que en condiciones normales sería de difícil preservación.

El análisis micromorfológico de las facies calcitizadas permite diferenciar una alternancia de laminas claras (0.3-7 mm) y oscuras (0.02-5 mm) de naturaleza microesparítica/seudoesparítica (véase descripción en fábrica **a** de la asoc. E1) en las que llegan a reconocerse vestigios de caráceas, foraminíferos (Ammonia) y numerosos contornos lenticulares (Ø: 0.1 a 2 mm) de yeso. En las láminas oscuras se encuentran estructuras alargadas, de 20 a 40 µm de espesor, constituidas por dos bandas microesparíticas que flanquean una tira central oscura; otras veces, se aprecian formas arborescentes oscuras (de pocas micras de grosor) constituidas por microesparita fina que pueden traspasar los contornos lenticulares. Estructuras semejantes han sido adscritas a algas cianofíceas (Truc, 1978, 1980; tipos A y B de Rouchy y Monty, 1981; Dronkert, 1985).

En conjunto la secuencia muestra el paso de una sedimentación lagunar somera con aportaciones mixtas lutítico-carbonáticas, a una sedimentación carbonática (término superior laminado) marcada por el desarrollo de mallas algales y, en momentos de exposición o máxima reducción lagunar, crecimiento de yeso lenticular mesocristalino en los espacios intermalla. La asociación de mallas algales y yeso lenticular ha sido descrita en medios actuales por: Davies (1970), Shearman (1978), Gavish (1980), Kushnir (1981), Shinn (1983), Purser (1985) y Hussain y Warren (1989). Ejemplos fósiles de una asociación similar son referidos por Shearman (1978) y por Truc (1978,1980, Cuenca evaporítica de Mormoiron, SE de Francia). De estos ejemplos, se deduce que esta asociación se relaciona con zonas lacustres someras propensas a la desecación, por lo que sus depósitos registran una secuencia progresiva de evaporación: carbonatos —>yeso. La secuencia representa una somerización del medio lagunar, bien por la progradación de las zonas marginales, bien por la progresiva desecación de estas en relación con el final de un ciclo climático seco. La presencia de arcillas magnesianas en el término margoso inferior indica la existencia de un medio confinado. A pesar de los intensos procesos diagenéticos sufridos, se puede deducir un aumento hacia el techo de las condiciones evaporíticas, guardando cierto parecido con secuencias progradantes de *sebkha* (Shearman, 1971, 1978; Shinn, 1983).

D3: Asociación de yeso detrítico, (Fig. 13A).

Está formada por la alternancia de facies de yeso detrítico y de facies de margas de tonos verdes. Aparece a lo largo del amplio sector central (Figs. 9, 14, 15 y 17A). Las facies margosas suelen presentar yeso intersticial, ostrácodos y restos de caráceas. Las facies de yeso equivalen a las facies *clastic gypsite* de Cadwell (1976). La característica composicional y textural más sobresaliente de éstas es su constitución por cristales lenticulares cuyo tamaño oscila entre arena muy fina y gruesa. Vistos en planta, presentan generalmente contornos seudohexagonales (Fig. 13B; Lám. 2c), apreciándose las trazas de exfoliación paralelas a (010), así como una ligera elongación según el eje a. Los cristales son achatados perpendicularmente al eje c, y su forma biconvexa es debida a la curvatura de las caras (111)/(111) y (103)/(102), (Dana y Ford, 1973, pág. 822; Cody, 1979; Carenas *et al.*, 1982; Cody y Cody, 1988). Los fragmentos de exfoliación presentan formas romboidales tipo *losange* cuando se observan

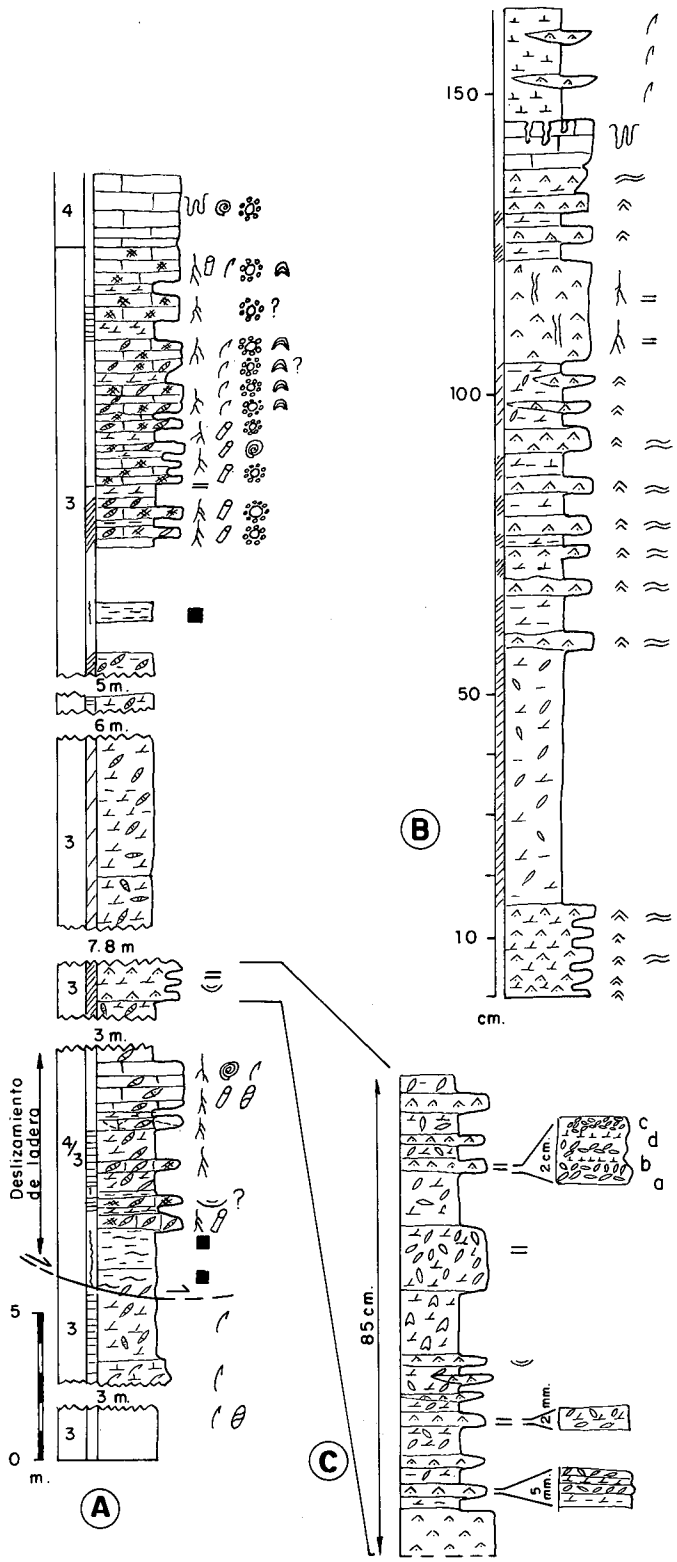


Figura 15.- Secciones de Iscar (5 en Fig. 2A). Dominio de as. fac yesíferas (D1, D2, D3, D4). T. sup. de A): as. fac telodiagenética (E1), formada a expensas de de D1 y de D2 (?). C) se sitúa 1 Km. al NO de A y al mismo nivel estratigráfico que B. Símbolos en Fig. 4.

Figure 15.- Iscar sections (5 in Fig. 2A). Predominence of gypsiferous fac. as. (D1, D2, D3, D4). Upper T of A): telodiagenetic fac. as. (E1), formed at the expense of D1 and of D2 (?). C) is located 1 Km. to the N of A and at the same stratigraphic level as B. Symbols in Fig. 4.

paralelamente al eje b (Fig. 13B; Lám. 2c). Constituyen una fábrica formada por una trabazón de los cristales, que generalmente presentan el plano mayor horizontal, favoreciendo así su imbricación. La matriz intergranular de margas o de arcillas es variable.

Se reconocen dos tipos de asociaciones clásticas. La primera presenta facies yesíferas constituidas por capas de límite inferior neto, cuyo espesor varía entre 2 y 8 centímetros; por lo general, alternan con otras de margas o arcillosas verdosas de similar espesor (Fig. 13A: D3a; Fig. 15C). Cada capa yesífera está formada, a su vez, por *sets* (dos o más) de láminas que se acuñan, mostrando muchas veces ondulaciones simétricas de 6 a 8 centímetros de longitud de onda (Lám. 2d), similares a *ripples* de oscilación. Otras veces presentan laminación cruzada en surco y laminación paralela. Se han observado bioturbaciones subverticales de varios centímetros de longitud y de 3 a 5 mm de diámetro; se rellenan por margas verdes y presentan formas enteroidales.

El segundo tipo está constituido por facies yesíferas en cuerpos tabulares de 0.3 a 2 metros, cuya anchura visible puede superar los 100 metros. Su límite inferior es neto, en ocasiones erosivo, generalmente plano, aunque puede mostrar depresiones locales de anchura decimétrica a métrica, de carácter canaliforme. Interiormente presentan una división en sets y capas tabulares, y se observan diversos tipos de estructura: laminación paralela horizontal, estratificación cruzada en surco a media y pequeña escala y laminación cruzada (Fig. 13: D3b; Fig. 14-8a1; Lám. 2e). Sin embargo es frecuente la carencia de estructuración -sobre todo en los niveles superiores de los cuerpos- y tan sólo se aprecia granoselección positiva y aumento de la matriz margosa hacia el techo, acompañadas muchas veces por una difusa laminación. Un rasgo característico de los niveles masivos o con laminación horizontal difusa es la existencia de una bioturbación vertical cilíndrica (Øm: 5mm) de varios centímetros de longitud. En algunos niveles laminados se aprecian deformaciones de carga que en sección muestran formas en «U», achatadas e inclinadas; son similares a estructuras atribuidas a pisadas de mamíferos (Truc, 1978, 1980).

La asoc. D3a es comparable a algunos tipos de estratificación heterolítica (*wave bedding*) definidos por Reineck (1972) en llanuras mareales siliciclásticas. Según este modelo se podría pensar en una alternancia de procesos de alta y baja energía, correlativos de las capas yesíferas y de las margoso-arcillosas. Estas últimas, que pueden comportar yeso intersticial, marcan periodos de dilución del cuerpo lacustre con llegada de terrígenos y (o) precipitación de carbonatos. Cada capa de yeso detrítico seguiría a la correspondiente fase evaporítica previa, durante la que se formaría el yeso primario (véase al respecto el apartado sobre origen del yeso detrítico) que posteriormente sería retrabajado; la capa lutítico-margosa representaría un término intermedio entre los extremos de máxima dilución (yeso detrítico) y de máxima concentración (yeso primario). El carácter somero está indicado por los rasgos sedimentológicos de las facies asociadas. Kendall (1984) interpreta niveles yesíferos semejantes, como depósitos de tormenta en las llanuras evaporíticas y Arakel (1980) atribuye la presencia de yeso detrítico con *ripples* y laminación cruzada al retrabajamiento del yeso precipitado en el fondo de lagunas someras. Para Warren (1982) los intervalos arcillosos son la respuesta a la introducción de terrígenos finos al lago salado en momentos de lluvias intensas. Una facies lacustre parecida se atribuye a retrabajamiento por oleaje (Mediavilla, 1986-1987). Alternancias similares representan un conjunto de llanuras inter-supramareales con episodios intermitentes de inundación y exposición (Aigner y Bachmann, 1989).

La facies yesífera D3b muestra rasgos de removilización a mayor escala. Las acanaladuras basales y la presencia de estratificaciones cruzada y horizontal indican capacidad erosiva y diversos grados de energía de los flujos. La interpretación hidrodinámica de la estratificación horizontal es más problemática, debido a la baja densidad del yeso (2.32 g/cc) y a la morfología de las partículas. Teniendo en cuenta ambos factores podría generarse en un lecho plano bajo régimen de flujo superior (Harms *et al.*, 1982). Una interpretación hidrodinámica similar por flujos de tormentas sobre llanuras mareales ha sido aplicada a yesos laminados miocenos (Eugster y Hardie, 1971). La existencia de laminación horizontal en cuerpos canalizados -escasos por otro lado- y en cuerpos tabulares podría indicar la sedimentación a partir de flujos laminares -localmente canalizados- que introducen materiales a un lago somero procedentes de la orla de *dry/saline mud flat*, en momentos de intensas lluvias y/o de alta escorrentía a la cuenca. La casi obliteración de la laminación está generalmente relacionada con la presencia de bioturbaciones cilíndricas, posiblemente relacionadas con insectos que habitan medios salinos (Pueyo e Inglés, 1987) y (o) con la alteración superficial de los yesos por exposición del fondo lacustre; ello sugeriría secuencias somerizantes con eventual exposición. En este caso la laminación tendría que ver más con un depósito químico que con un retrabajamiento mecánico (≈ asoc. D4). Este hecho debería advertir sobre la posibilidad de que a techo de un nivel de yeso retrabajado se deposite un nivel de yeso químico, en respuesta a un cambio de las condiciones del cuerpo lacustre (reducción, somerización y decrecimiento de la energía del medio). Los términos asociados de margas representan una sedimentación lacustre somera en los momentos

de menor concentración de sus aguas. La formación de yeso intersticial en las mismas se debe a la caída subterránea del nivel freático (ver asociación de yeso intersticial), hecho que va a tener sus consecuencias de cara a la formación del yeso clástico.

El retrabajamiento de los yesos es máximo en la etapa de alto influjo de agua a la cuenca. Durante ésta tendría lugar la eventual destrucción y arrastre hacia los lagos de las costras evaporíticas (superficiales y subsuperficiales) formadas con anterioridad sobre las llanuras marginales expuestas. La extensión, en muchos casos hectométrica, y las estructuras hidrodinámicas de los yesos detríticos indicarían la actuación de corrientes escasamente confinadas que transportaban la carga hasta amplias zonas deprimidas de la cuenca (*playa lakes* o zonas de *salt pans*), en donde o entorno a las cuales, tenía lugar el depósito y podían llegar a ser retrabajadas por la dinámica lacustre y, eventualmente exponerse (Fig. 16).

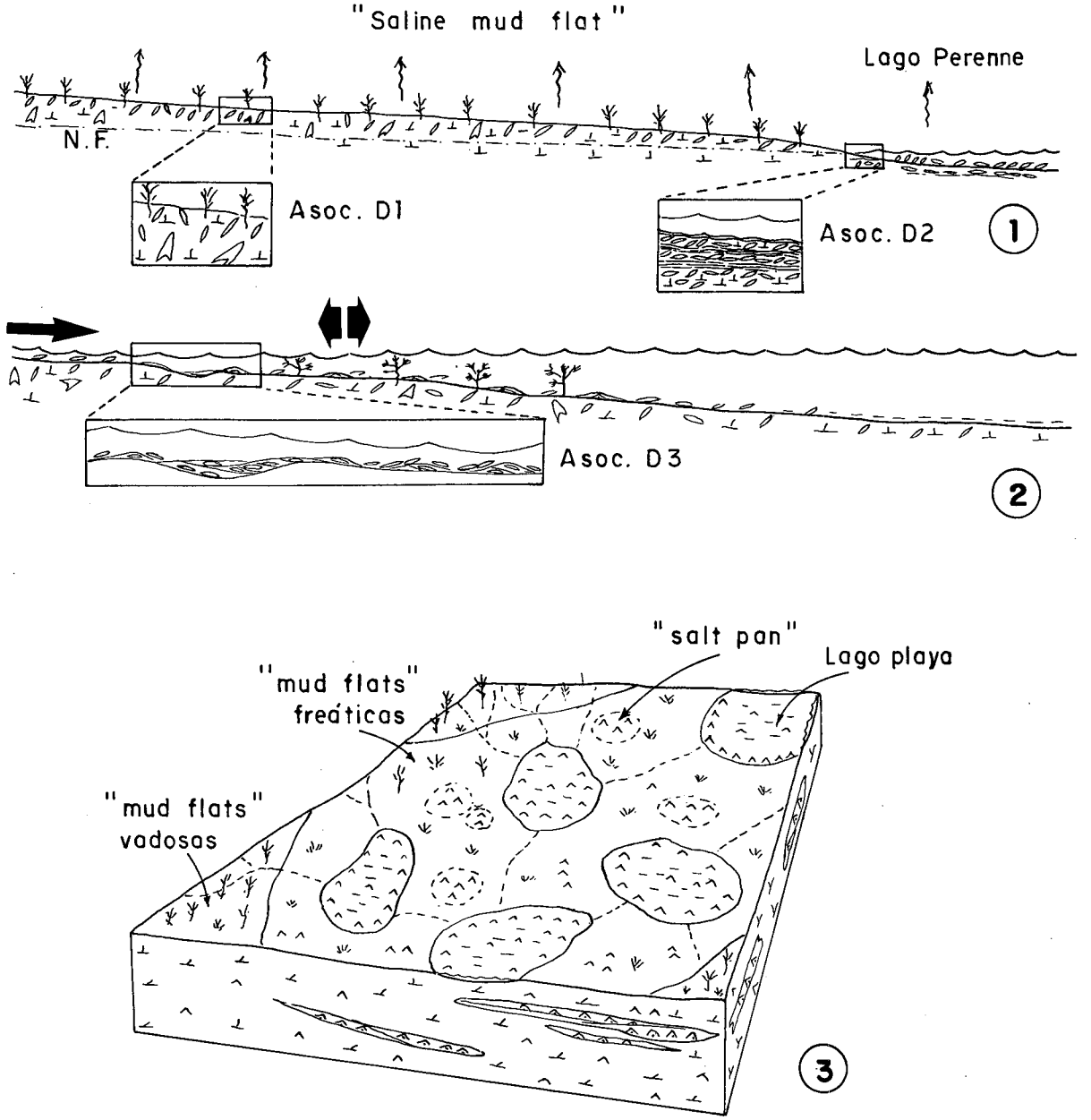


Figura 16.- Modelo sedimentológico conceptual para explicar la formación de las distintas acumulaciones de yeso. 1: etapa de exposición. 2: etapa de inundación. 3: reconstrucción paleogeográfica local de las zonas con precipitación y removilización de yeso; durante la etapa de caída de nivel, existen zonas lacustres inconexas (tipo lago-playa).

Figure 16.- Conceptual sedimentological model to explain the formation of different accumulations of gypsum. 1: exposure stage. 2: flood stage. 3: local paleogeographical reconstruction of the zones with precipitation and remobilization of gypsum; during the stage of the fall in level, there are unconnected lacustrine zones (playa-lake type).

Origen del yeso detrítico, (Fig. 16).

El predominio de hábitos lenticulares seudohexagonales permite apuntar en dónde y cómo se han originado los cristales de yeso. Es conocido que los hábitos de yeso están condicionados al menos por la salinidad, temperatura, tipo y cantidad de ácidos orgánicos disueltos y pH. En este sentido, Cody y Cody (1988) piensan que los hábitos lenticulares del yeso (correspondientes a un deficiente desarrollo cristalino), aunque no parecen tener una significación ambiental precisa, están positivamente influenciados por la presencia de compuestos orgánicos (que actúan de inhibidores del crecimiento), pH superior a 7.5, temperaturas ≥ 35 ºC y salinidades inferiores al 5 por mil; cuando se sobrepasa este última cifra, la densidad de nucleación desciende. La aparente ausencia de hábitos prismáticos en los yesos detríticos estaría principalmente justificada por las bajas salinidades y, sobre todo, por la presencia de abundantes ácidos húmicos, tan frecuentes en suelos desérticos y sedimentos de *playa lake* (Cody y Cody, 1988). Una de las fuentes del yeso detrítico pudiera estar en la facies de yeso laminado químico (asoc. D4) formado bajo lámina libre de agua (probablemente sobre el fondo, en la interfase agua/sedimento). A este respecto, Schreiber (1978) cita la formación subacuosa de cristales de yeso lenticular en diversos cuerpos someros de agua. Sin embargo, la aparente escasa representación de esta facies pudiera ser consecuencia de su eventual destrucción por procesos más energéticos que los reinantes en el medio donde se formó; no obstante, también pudiera deberse a que no es el material yesífero original mayoritario. La que parece fuente mayoritaria del yeso detrítico es el yeso intersticial mesocristalino, el cual está ampliamente repartido e íntimamente asociado a las facies yesíferas detríticas, formándose dentro de las amplias llanuras (*dry/saline mud flats*) adyacentes al lago (*playa lake*), o bien dentro de depresiones salinas (*salt pan*) en donde es un precipitado superficial característico en medios actuales (Dregne, 1976). Algunas veces este yeso lenticular, ahora calcitizado, está asociado a facies laminadas corrugadas (ver asoc. D2) que pueden presentar grietas de desecación. Aunque no se puede confirmar el origen de esta laminación, la observación de suaves formas domáticas de altura centimétrica y la crenulación de las láminas parecen indicar un origen algal (Shearman, 1978; Schreiber, 1978)

Al margen de su formación subacuosa en zonas lacustres someras, pudiera pensarse en otros posibles orígenes: 1) eflorescencias superficiales en áreas marginales a cuerpos de agua o en fondos lacustres expuestos (*salt pan*) ; 2) crecimientos de yeso intersticial en las proximidades de una interfase aire-suelo, situación muy extendida en numerosas zonas endorreicas actuales de regiones semiáridas (Dregne, 1976; Carenas y Marfil, 1979), lagunas de los Monegros (Pueyo e Inglés, 1987).

La proporción en que intervienen cada uno de estos orígenes, inferidos y probables, no es conocida. A esta incertidumbre contribuye el hecho de que al ser un sedimento retrabajado, los depósitos originales han sido reducidos y (o) posiblemente eliminados en muchos casos, como lo serían en el último caso la destrucción de las eflorescencias salinas. Arakel (1980) asigna los hábitos lenticulares (*hemipyramidal gypsite*) a un precipitado por debajo de la superficie del sedimento y dentro de la zona vadosa. Se propone que el yeso de estas zonas superficiales es una de las principales fuentes que explicarían la procedencia de los niveles de yeso detrítico.

D4: Asociación de yeso laminado químico, (Fig. 13A).

La facies yesífera a la que claramente se adscribe un origen químico subacuoso es minoritaria, y está formada por yesos con laminación paralela horizontal, patente por una alternancia de láminas milimétricas (3 a 6 mm cada una) diferentes. Suele formar niveles de escaso espesor (2 a 10 cm) que se asocian a otros de margas con yeso intersticial (Fig. 15B). Con lupa binocular se pueden apreciar cuatro tipos de láminas: a) yesos lenticulares mesocristalinos (Ø: 075-1.5 mm) apiñados dispuestos al azar; b) yesos lenticulares mesocristalinos (Ø; 2-4 mm) dispuestos subverticalmente, en aparente empalizada, y con una matriz margosa intersticial; c) yesos lenticulares micro a mesocristalinos (Ø ≤ 0.3 mm), fuertemente trabados, que semejan una textura sacaroidea; y d) finas (≤ 2 mm) láminas de margas que lateralmente se pierden entre las adyacentes de yesos (Fig. 15 B, detalle). Existen algunos ordenamientos básicos: a——> b——> d; c——>d. El primero es similar a unidades de yesoarenitas depositadas en lagos salinos cuaternarios de Australia (Warren, 1982). En algunos casos -como fue indicado dentro del apartado de la asoc. D3a-, existen niveles con laminación difusa (esp: 0.5 a 2 metros) que aparece desfigurada por una intensa bioturbación (Figs. 17A y 17B). Esta se halla formada por cilindros isodiamétricos (Ø: 3-12 mm), que micromorfológicamente y en sección longitudinal muestran una estructura en menisco (estriotúbulos) constituida por lentículas de yeso alineadas según el plano mayor (Armenteros *et al.*, 1990, Armenteros *et al.*, 1992).

Esta asociación se liga a áreas lacustres de tipo lago playa, emplazadas *dry/saline mud flats*. Su formación respondería a momentos de máxima sobresaturación del agua de la laguna, que podrían conducir eventualmente a una exposición del fondo (*salt pans*). En detalle, representaría el crecimiento de lentículas de yeso bajo lámina de agua y (o) en estrecho contacto con la superficie de sedimento. Las evidencias texturales de las lentículas de yeso en los diferentes tipos de

láminas y el contacto entre éstas pone de manifiesto el carácter de precipitado *in situ* de esta facies y la prácticamente nula actuación de flujos. Este hecho indicaría encharcamientos muy someros, donde las diferentes texturas de yeso responderían a cambios en los estados de saturación de las salmueras libres: el diferente tamaño de los cristales de unas láminas a otras sugeriría tasas de precipitación (≈ densidad de núcleos germinativos) que serían mayores en el caso de las texturas sacaroideas y menores en las de los cristales de yeso en aparente empalizada. Las láminas de margas indicarían periodos de refrescamiento o de expansión de los encharcamientos. Los estriotúbulos han sido asignados a *burrowing* en fangos salinos de lagos playa (Bustillo y Díaz Molina, 1980); bioturbaciones semejantes en medios salinos actuales han sido relacionadas con insectos (Pueyo e Inglés, 1987).

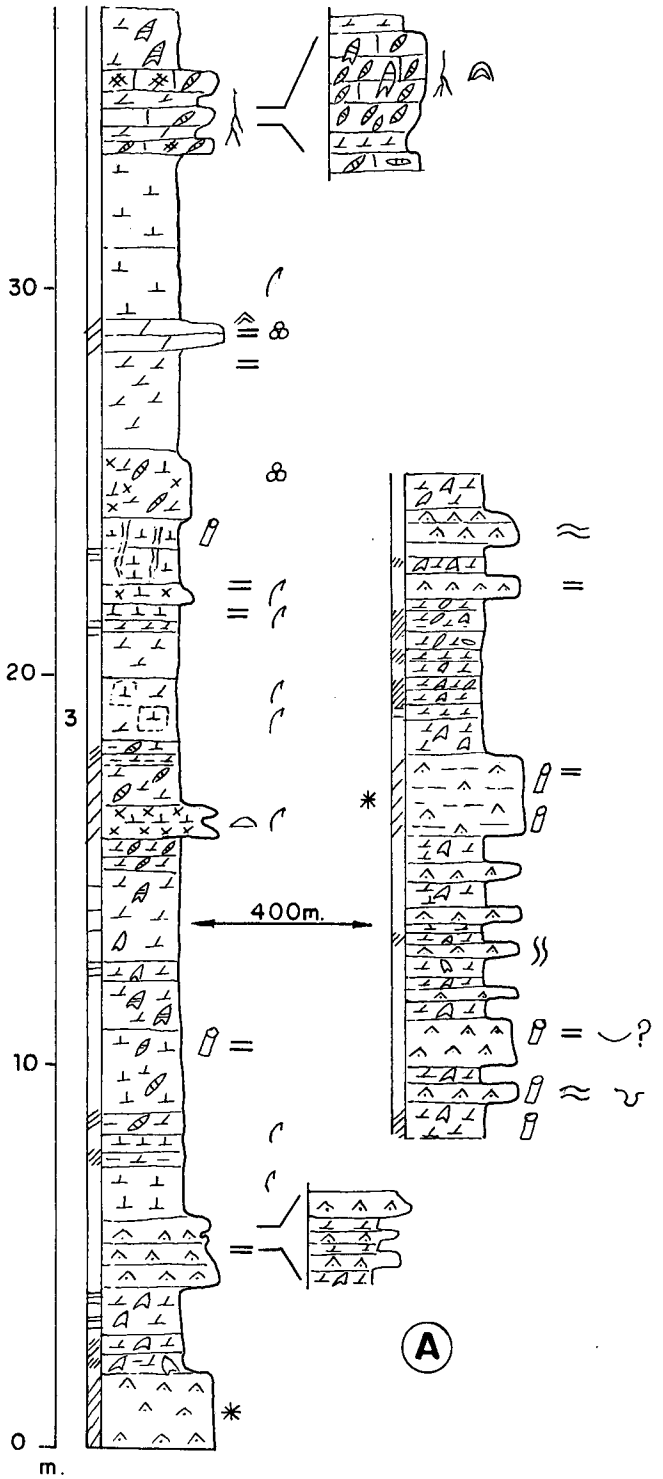


Figura 17A.- Sección de Portillo (7a en Fig. 2A). Los niveles marcados con * son correlacionables. T. inf.: as. fac. yesífera (D1, D3, D4). T. sup.: as. fac margosas (B2, B3). Techo: as. fac telodiagenética (E1). Símbolos en Fig. 4.

Figure 17A.- Portillo section (7a in Fig. 2 A). The levels marked with * are correlatable. Low. T.: gypsiferous fac. as. (D1, D3, D4). Up. T.: marly fac. as. (B2,B3). Top: telodiagenetic fac. as. (E1). Symbols in Fig. 4.

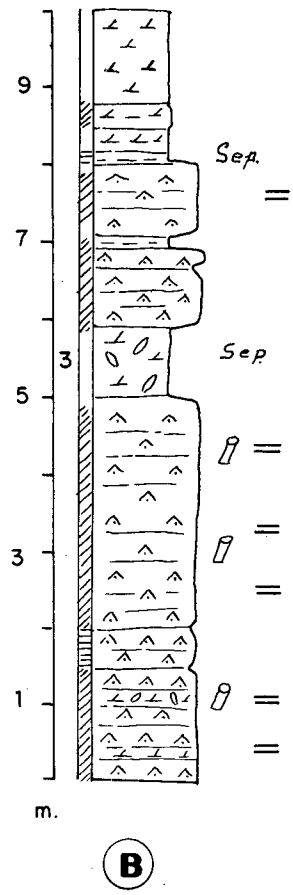


Figura 17B.- Sección de Laguna Contreras (12 en Fig. 2A). As. fac. yesífera laminada (D4).

Figure 17B.- Laguna Contreras section (12 in Fig. 2A). Laminate gypsiferous fac. as. (D4).

Asociaciones de facies carbonatadas telodiagenéticas (E).

Son muy frecuentes en los 10-20 metros superiores de la serie miocena (techo de U3 y U4) en la mitad noroccidental de la zona estudiada (Figs. 8, 14, 15 y 17A). Se han diferenciado dos asociaciones de facies, cuya diferencia resulta del material de partida y de su posición en el perfil de alteración cuando aparecen juntas: en la parte inferior la primera asociación (E1) y en la superior la segunda (E2).

Asociación telodiagenética (E1).

Está constituida por capas de calizas mesocristalinas, de 8 a 40 cm de espesor, que suelen intercalar margas y/o arcillas (sepiolita, paligorskita) de potencia inferior (Lám. 3a). Por lo general presentan ondulaciones decimétricas a métricas, que en muchos casos semejan formas en *tepee*, descartándose su origen tectónico. En muestra de mano presentan una textura mesocristalina, ya compacta, ya porosa. En el último caso tienen un aspecto detrítico, si bien suele reconocerse el carácter autigénico por la presencia de cristales romboédricos alargados según el eje c. Las facies originales y/o diagenéticas tempranas, que constituyen el sustrato sobre el que se ha desarrollado esta facies, son similares a muchas de las facies de la U3 (B2, D1, D2, D3 y D4). Así, en muchos casos, se aprecia una laminación subhorizontal y laminación ondulada que recuerda formas de *ripple* o estructuras algales (Lám. 3a). En algunos perfiles (Figs. 8 y 15A) se observan rizolitos, así como bioturbación en forma de pedotúbulos que presentan una estructura interna en menisco (estriotúbulos), constituida por la alineación de lentículas (antiguos yesos mesocristalinos; Øm: 0.1 mm) policristalinas de calcita. La gran extensión e intensidad de los procesos neomórficos impide un seguro reconocimiento de las microestructuras originales y de los restos fósiles.

Al microscopio, se reconocen tres tipos de mosaicos calcíticos neomórficos:

a) Fábrica de cristales anhedrales a subhedrales de tamaño variable (Ø: 0.03-0.8 mm; Øm: 0.1-0.2 mm); suele incluir una fase cementante intersticial -que puede ser importante- formada por cristales más límpidos. Frecuentemente se reconocen formas lenticulares (0.2-0.4 mm) orientadas o al azar, que muestran relación con una estructura laminada, reconocible en campo (Lám. 3c,d). Esta fábrica es la misma que la textura neomórfica descrita en la asociación D2 (algal yesífera).

b). Fábrica de cristales anhedrales a subhedrales de aspecto sucio y con límites difusos (Øm: 0.3 mm); los cristales pueden presentar pequeñas inclusiones de cristalitos equidimensionales (Ø; 5-10 μm). Suele ir asociada a la fábrica c.

c) Fábrica de «cristales» (en realidad son agregados de varios cristales) subhedrales a euhedrales de secciones subcirculares, ovoidales y poligonales (triangular-curvilínea, seudorrómbica, seudohexagonal, seudopentagonal), cuyo tamaño varía de 0.5 a 1.5 mm. Los «cristales» despliegan en sección una estructura radial, generalmente excéntrica, formada por «cristalitos» de contornos difusos, en forma de varillas que divergen del centro; en algunos casos ofrecen una extinción ondulante por sectores triangulares (Lám. 1s), y en otros los «cristales» presentan una cruz que los divide en sectores triangulares (Lám. 3e). Además pueden mostrar una estructura zonada concéntrica, formada por una alternancia de láminas claras y oscuras en torno a un núcleo, posiblemente monocristalino, claro-oscuro (Lám. 3e). La extensión superficial de estos espacios abarca entre el 10 y el 40 % de la superficie total, y en ellos aparecen moldeados los contornos euhedrales de los «cristales» de esta fábrica (Lám. 3f). Se aprecia una dispersión homogénea de los granos de cuarzo a través de la fábrica cristalina c y de los espacios intercristalinos.

Respecto a la distribución de estas tres microfacies, se ha observado que el desarrollo de la fábrica 3 se da a techo de los perfiles (dentro de los dos metros superiores), mientras que el de las otras dos se suele dar por debajo.

La disposición en la columna estratigráfica (a techo de la U. Margoso-yesífera) y las texturas diagenéticas descritas indican una diagénesis superficial inicial (telodiagénesis). Tanto las texturas y estructuras sedimentarias como aquellas diagenéticas tempranas (dolomías sinsedimentarias, yeso intersticial, rizolitos) se hallan borrados en buena medida por el conjunto de procesos telodiagenéticos. Además, el variado soporte litológico y la situación dentro del perfil de alteración han debido ejercer una influencia decisiva en el desarrollo de esta facies. Parece evidente en el caso de la fábrica 3, que ésta se desarrolla en algunas ocasiones a expensas de un mosaico dolomicroesparítico, por lo que pudiera pensarse que es el resultado de un proceso de dedolomitización. Este estaría fomentado por una baja relación Mg/Ca (probablemente inferior a 1/3) de las aguas intersticiales y por la disolución del yeso lenticular mesocristalino que formaba parte de las capas margosas y carbonáticas. La dedolomitización parece ser debida a la influencia de aguas meteóricas con baja relación Mg/Ca, lo cual estaría en relación con una superficie próxima y (o) con una zona hidrológica de recarga/tránsito. Sin embargo, existen posibilidades de que el

desarrollo de los cristales zonados no tenga que ver tanto con un proceso dedolomitización, como con un proceso de formación de caliche. Así, cristales semejantes (con estructura radial esferulítica) se han descrito en perfiles de caliche (Chafetz y Butler, 1980, Fig. 8; Wright y Peeters, 1989), en discontinuidades (Laurain y Meyers, 1979) y como precipitados de laboratorio a pH=10 (Domínguez Bella ,1988). Por otro lado y en función de la morfología de los mosaicos calcíticos neomórficos, se puede establecer una tasa de crecimiento decreciente desde la fábrica 1 a la 3. La zonación y euhedralidad de la fábrica 3 indicarían un lento crecimiento del cristal; para Calvo Sorando *et al.* (1980), existiría un grado bajo de saturación y de difusión de la solución. La existencia de una buena correlación entre euhedralidad y tamaño de cristal concuerda con lo anterior, señalando que la neoformación tuvo lugar a partir de pocos núcleos para el caso de la fábrica 3.

Los cambios de volumen originados por los procesos neomórficos serían los responsables de las ondulaciones métricas (en ocasiones con forma de *tepee*), habituales en los perfiles de techo de la U3. Se ha podido observar la estrecha relación existente entre E1 y la superficie mofológica plio-pleistocena que corta la serie miocena (Molina y Armenteros, 1986).

Asociación telodiagenética (E2).

Aparece relacionada, al igual que la anterior, con la superficie páramo actual (superficie poligénica de Pérez González, 1982; superficie inferior de Molina y Armenteros, 1986). Se conserva asociada casi siempre a calizas micríticas fosilíferas de U4 y, hacia el sector sureste, de U5. En un perfil típico del sector noroccidental se reconocen dos niveles (Lám 2b y Granja de Sardón, perfil 8a2 -parte superior- en Fig. 14). El nivel superior, de 1 a 3 metros, está caracterizado por la existencia de tubos cársticos de anchura centimétrica, en los que se observan diveros tipos de relleno: corteza espeleotémica local, costras laminares con texturas alveolares y sedimento interno pardorrojizo (lutitas, arenas y gravas finas). El inferior es un nivel deleznable calcítico de color pardo-rojizo, que incluye vestigios calizos, semejantes a la caliza fresca del techo, y jirones irregulares de arcilla roja (Lám. 3b). Este último nivel presenta microfacies que constituyen una transición desde fábricas microesparíticas (secciones rómbicas de Øm=6μm) a fábricas seudoesparíticas más anhedrales y de tamaño más variable (Ø: 30 a 200 μm); ambas presentan un reparto irregular. En relación con éstas se han observado texturas alveolares que contienen en ocasiones agujas de lublinita. En el exterior de los vestigios calizos contenidos en la masa alterada, se aprecia, a nivel de pocos milímetros, un paso gradual o bien neto a las texturas neomórficas anteriores. Las arcillas dominantes en ambos niveles de esta alteración son illita y caolinita (Molina y Armenteros, 1986; Pozo, 1987).

Se asigna a una alteración (neogénesis de reemplazamiento) de calizas y, en menor medida, de la alternancia de calizas, margas y arcillas (techo U.3). Se relaciona con un proceso complejo que incluye fenómenos cársticos y de encostramiento. Calvo Sorando *et al.* (1980) atribuyen un horizonte similar a una antigua superficie cárstica. El limitado espesor de esta alteración y el estrecho paralelismo con la superficie morfológica no descartaría el control de un paleonivel freático regional en el desarrollo de la misma. Los tubos cársticos se asocian a la zona de alteración de un perfil cárstico y el material lutítico-arenoso pardo-rojizo que los rellena parcialmente derivaría de una cubierta edáfica hoy barrida totalmente; ésta estaría relacionada con la presencia de costras laminadas edáficas y de texturas alveolares, tanto en el relleno cárstico como en la zona alterada. Esta superposición de rasgos cársticos y de costras carbonatadas edáficas parece sugerir que la alteración ligada a la citada superficie morfológica es compleja y debió estar regida por diferentes fases climáticas, húmedas y secas.

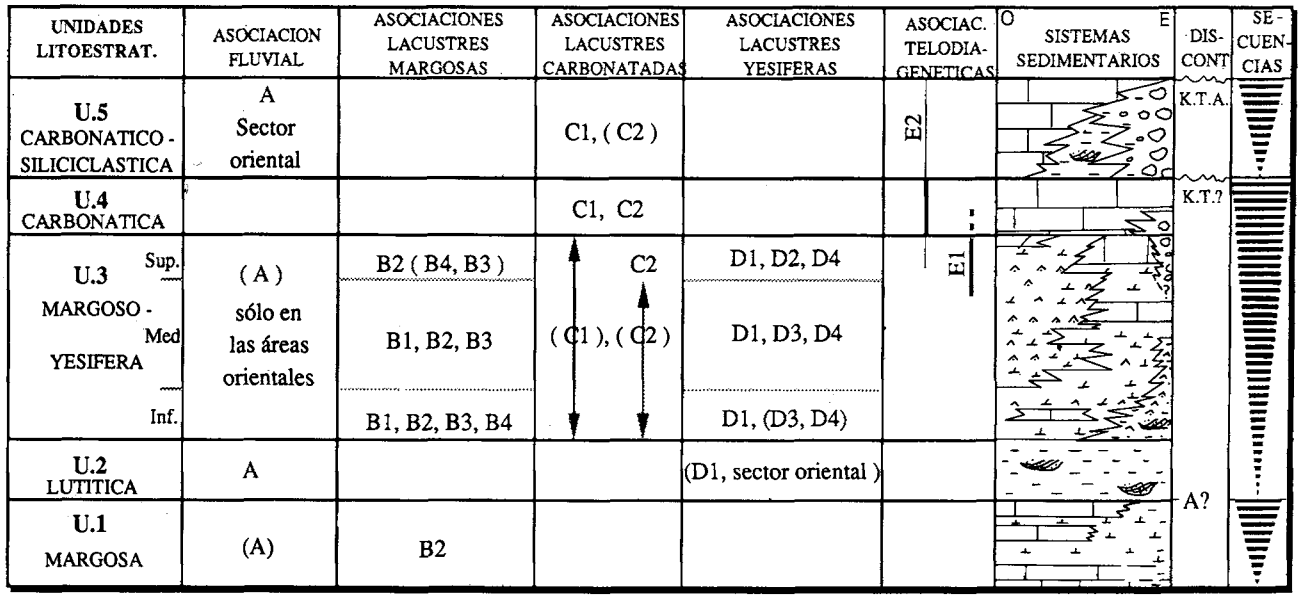
Relación entre las asociaciones E1 y E2.

Aunque es frecuente la observación independiente de ambas asociaciones, en algunas localidades (Sardón, Olivares; Fig. 8), puede observarse el tránsito gradual entre ellas. Las diferentes facies que presentan son principalmente debidas a la naturaleza del sustrato de partida. No obstante, el efecto resistente que ejercen los carbonatos cementados de la U4 ha debido de jugar un papel regulador sobre la formación de las alteraciones observadas en las dos asociaciones, ya que dicho nivel controló el desarrollo de la superficie morfológica postneógena y de sus productos asociados (E1 y E2). En un trabajo anterior se ha desarrollado la idea de que la asociación inferior (E1), elaborada sobre los materiales del techo de la U.3, pudiera corresponder a un episodio intramioceno, y, por tanto, anterior al tiempo en que tuvo lugar la formación de E2 (Armenteros, 1991). A la luz de los datos actuales esto no parece sostenible, favoreciéndose una formación conjunta de ambas asociaciones.

SINTESIS Y DISCUSION: EVOLUCION DE LOS SISTEMAS SEDIMENTARIOS

A partir del reconocimiento de las diversas asociaciones de facies y de los ambientes sedimentarios correspondientes, se pasa aquí a su integración en los

TABLA II



( ) : Representación menor. K: Karst. T : Tectónica. A : Alteración (procesos telodiagenéticos).
⩒ : Expansión facies lacustres

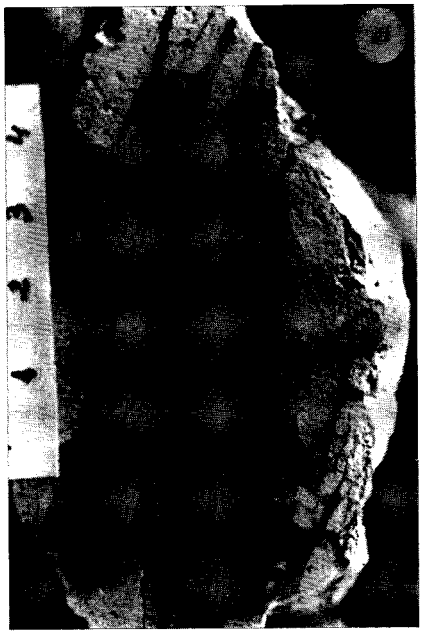
sistemas sedimentarios (*depositional systems* de Fischer *et al.*, 1969) representados en el armazón litoestratigráfico descrito en el apartado de Litoestratigrafía. La distribución de asociaciones de facies (Tabla II y Figs. 2B y 3) indica una variada evolución espacio-temporal de los sistemas sedimentarios. Se reconocen tres sistemas sedimentarios separados por discontinuidades: del primero forma parte la U.1, el segundo reune U.2, U.3 y U.4, siendo el más complejo, y el tercero está integrado por U.5 (Tabla II).

Primer sistema sedimentario.

Está representado en la región por U1 (U. margosa o «facies Dueñas» de del Olmo y Portero, 1982a), constituida por asociaciones de facies B2 (asociac. lacustre marginal, Fig. 7B), que registran la alternancia entre facies margosas con rasgos de exposición - mayor influencia terrígena- y facies carbonatadas, estas últimas más protegidas de esta influencia. Este registro corresponden a una sedimentación lacustre carbonatada abierta relacionada con las partes distales de una llanura lutítica. Es similar a la asociación de *marginal mud flat* y *littoral carbonate* del modelo de lago carbonatado establecido por Allen y Collinson (1986) para depósitos oligocenos de la Cuenca del Ebro. Lateralmente hacia el este, sur y oeste pasa a llanuras fangosas que forman la orla distal del complejo aluvial marginal de este primer sistema sedimentario (del Olmo y Portero, 1982b).

Segundo sistema sedimentario

En la zona estudiada está integrado por de asociaciones de facies fluviales distales (U.2), lacustres carbonatado evaporíticas (U.3) y lacustres carbonatadas (U.4), que marginalmente pasan a asociaciones de facies de llanura aluvial distal y de abanicos aluviales. Está separado del anterior sistema por un marcado cambio litológico. En este sentido, puede reconocerse en diversos puntos una alteración a techo de la U.1, consistente en el desarrollo de encostramientos carbonáticos, dolomitización y neoformación de paligorskita (Armenteros *et al.*, 1989). Estos hechos coinciden con un cambio en los medios sedimentarios, puesto que se se pasa a un medio fluvial, dominado por facies lutíticas en las que se intercalan cuerpos arenosos asignables a ríos de alta sinuosidad (U.2). Este episodio fluvial se relaciona con un dominio de los sistemas aluviales en la Cuenca del Duero, que pudiera marcar una etapa de apertura de ésta. Muestra un amplio desarrollo de los ambientes de llanura de inundación, ligados a las partes distales de diversos sistemas fluviales. Entre esos se reconoce uno proveniente del Este (¿-Noreste?), representado en la zona Norte (facies de Tierra de Campos) y un segundo proveniente del Oeste-Noroeste,registrado en toda la franja occi-



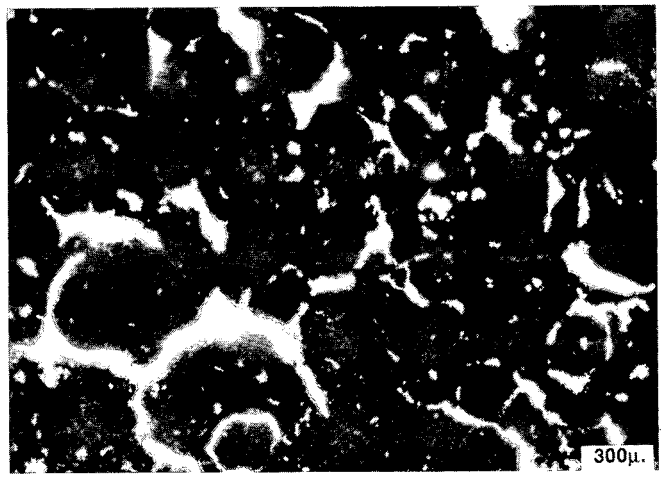


Lámina 1/Plate1

Foto a.- Asociación margosa lacustre marginal (B2): Alternancia de calizas margosas blancas (c) y margas verdes (m). U.1, proximidades de Sardón (Valladolid).

Photo a.- Marginal lacustrine marly association (B2): alternation of white marly limestones (c) and green marls (m). U.1, proximity of Sardón (Valladolid).

Foto b.- Asociación margosa litoral bioclástica (B3): alternancia de margas masivas (m) y de calizas fosilíferas (ostrácodos) laminadas (c). Parte inferior de U. 3, (La Cistérniga Valladolid).

Photo b.- Bioclastic littoral marly association (B3): alternation of massive marls (m) and of laminated fossiliferous limestone (ostracods) (c). Lower part of U. 3 (La Cistérniga Valladolid).

Foto c.- Asociación carbonatada palustre (C2). De muro a techo de la secuencia: 1 dolomías masivas; 2 dolomías con laminación irregular; y 3 dolomías con rizolitos. (U. 4, Torregutiérrez, Segovia).

Photo c.- Palustrine carbonate association (C2). From base to top of the sequence: 1 massive dolostones; 2 dolostones with irregular lamination; and 3 dolostones with rhizoliths (U.4, Torregutiérrez, Segovia).

Foto d.- Sección pulida del término laminado (2) de la foto anterior: brechificación (tipo «craze plane»), constituida por fragmentos dolomíticos blancos del material original diagenetizado, embebidos en un material dolomítico oscuro (sedimento interno).

Photo d.- Polished section of the laminated area (2) of the previous photo: brecciation («craze plane»), made up of white dolomitic fragments of the original diageneticized material, enclosed in a dark dolomitic material (internal sediment).

Foto e.- Microfacies característica de la asociación de facies carbonatada palustre (C2): el material micrítico homogéneo original tiende a formar una microestructura grumoso-peletoidal a través de la individualización de elementos nodulares. (U. 4, Fig. 11). Nícoles paralelos (NP).

Photo e.- Microfacies characteristic of the palustrine carbonate facies association (C2): the original homogenous micritic material tends to form a clotted pellet-like microstructure through the individualization of nodular elements. (U.4, Fig. 11). Plane polarized light (PPL).

Lámina 2/Plate2

Foto a.- Asociación de yeso intersticial (D1): los macrocristales de yeso se concentran sin ordenación aparente en niveles que alternan con otros de margas masivas. (U. 3, Fig. 14 -8-).

Photo a.- Interstitial gypsum association (D1): the gypsum macrocrystals are concentrated without any apparent order in levels that alternate with other massive marls. (U. 3, Fig. 14 -8-).

Foto b.- Yeso lenticular mesocristalino intersticial que se agrupa formando nódulos irregulares. El encajante es una marga dolomítica con sepiolita. (U. 3, Fig. 6, Valladolid). NP.

Photo b.- Interstitial mesocrystalline lenticular gypsum that groups clusters forming irregular nodules. The enclosing dolomitic marl has sepiolite. (U.3, Fig. 6, Valladolid). PPL.

Foto c.- Asociación de yeso detrítico (D3a): alternancia de yesoarenitas con laminación debida a ripples (en resalte) y de margas dolomíticas con yeso intersticial mesocristalino (no visible). En la base se aprecia un nivel con yeso intersticial macrocristalino. Corresponde al tramo central de la Fig. 15C. (U. 3, Valladolid).

Photo c.- Association of detritic gypsum (D3a): alternation of protrusive gypsarenite with lamination due to ripples and of dolomitic marls with mesocrystalline interstitial gypsum (not visible). At the base a level can be seen with macrocrystalline interstitial gypsum. This photo corresponds to the central tract of Fig. 15C. (U.3, Valladolid).

Foto d.- Asociación de yeso detrítico (D3b). Se observan tres sets de yesoarenitas. A pesar de la alteración, el set central muestra estratificación cruzada en surcos laxos. Corresponde a la sección 8a1 de la Fig. 14. (U. 3, Valladolid).

Photo d.- Association of detritic gypsum (D3b). Three sets of clastic gypsarenite can be observed. Despite the alteration, the central set shows cross-stratification in smooth troughs. This corresponds to section 8a1 from Fig. 14. (U.3, Valladolid).

Foto e.- Morfología de los cristales de yeso de una muestra disgregada de yesoarenita. Descansan sobre el plano mayor (≈ ab) y suelen presentar contornos seudohexagonales y esquinas algo romas; se observan esquirlas de exfoliación (e). Compárese con la fig. 13B. (U. 3, Fig. 15, Valladolid). Granos montados sobre una placa de vidrio, NP.

Photo e.- Morphology of the gypsum crystals of a washed sample of clastic gypsarenite. They rest on the greater bedding-plane (≈ab) and usually display pseudohexagonal contours and somewhat blunt corners; exfoliation splinters can be observed (e). Compare with fig. 13B. (U.3, Fig. 15, Vallodolid). Grains mounted on a glass plate, PPL.

Lámina 3/Plate3

Foto a.- Asociación telodiagenética E1: alternancia de niveles calizos laminados compactos (c) y de margas masivas. El resalte de los niveles calizos se debe al apiñamiento de yeso mesocristalino intersticial, ahora sustituido por calcita. El nivel laminado (c) es el resultado de la seudomorfismo de una antigua estructura algal-yesífera (asoc. D2). Corresponde al detalle basal de la sección 8a2 de la Fig. 14. (Techo de la U. 3, Sardón de Duero, Valladolid).

Photo a. Telodiagenetic association E1: alternation of compact laminated limestone levels (c) and of massive marls. The projection of the limestone levels is due to the crowding of interstitial mesocrystalline gypsum, now substituted by calcite. The laminated level (c) is the result of the pseudomorphism of an old algal-gypsiferous structure (asoc. D2). This corresponds to the basal detail of section 8a2 from Fig. 14. (top of U.3, Sardón de Duero, Valladolid).

Foto b.- Asociación telodiagenética E2: restos aislados de caliza (wackestone fosilífera) parcialmente alterada (c) entre un material calizo mesocristalino deleznable (alterita). A techo nivel continuo de calizas frescas (wackestone fosilífera). Sección en la cornisa del páramo, (U.4, próxima a Sardón, Valladolid).

Photo b.- Telodiagenetic association E2: isolated remains of limestone (fossilliferous wackestone) partially altered (c) among a crumbly mesocrystalline limestone material (alterite). At the top, continuous level of fresh limestone (fossilliferous wackestone). Section of the cornice of «páramo» (U.4, near Sardón, Valladolid).

Foto c.- Detalle de la asociación facial telodiagenética E1: finas películas micríticas anastomosadas forman una difusa lámina oscura (centro de la foto) dentro de un mosaico hipidiotópico esparítico-seudoesparítico, en el que se reconocen fantasmas lenticulares de antiguo yeso (y). Se Sitúa a techo de la sección 8 de la Fig. 14. (Techo de U. 3, Sardón, Valladolid). NP.

Photo c.- Detail of the telodiagenetic fac. as. E1: fine anastomosing micritic films form a diffuse dark section (center of the photo) within a hypidiotopic sparry-pseudosparry mosaic, in which lenticular ghost of older gypsum can be recognized (y). This is located at the top of section 8 in Fig. 14. (Top of U.3, Sardón, Valladolid). PPL.

Lámina 2 / Plate 2

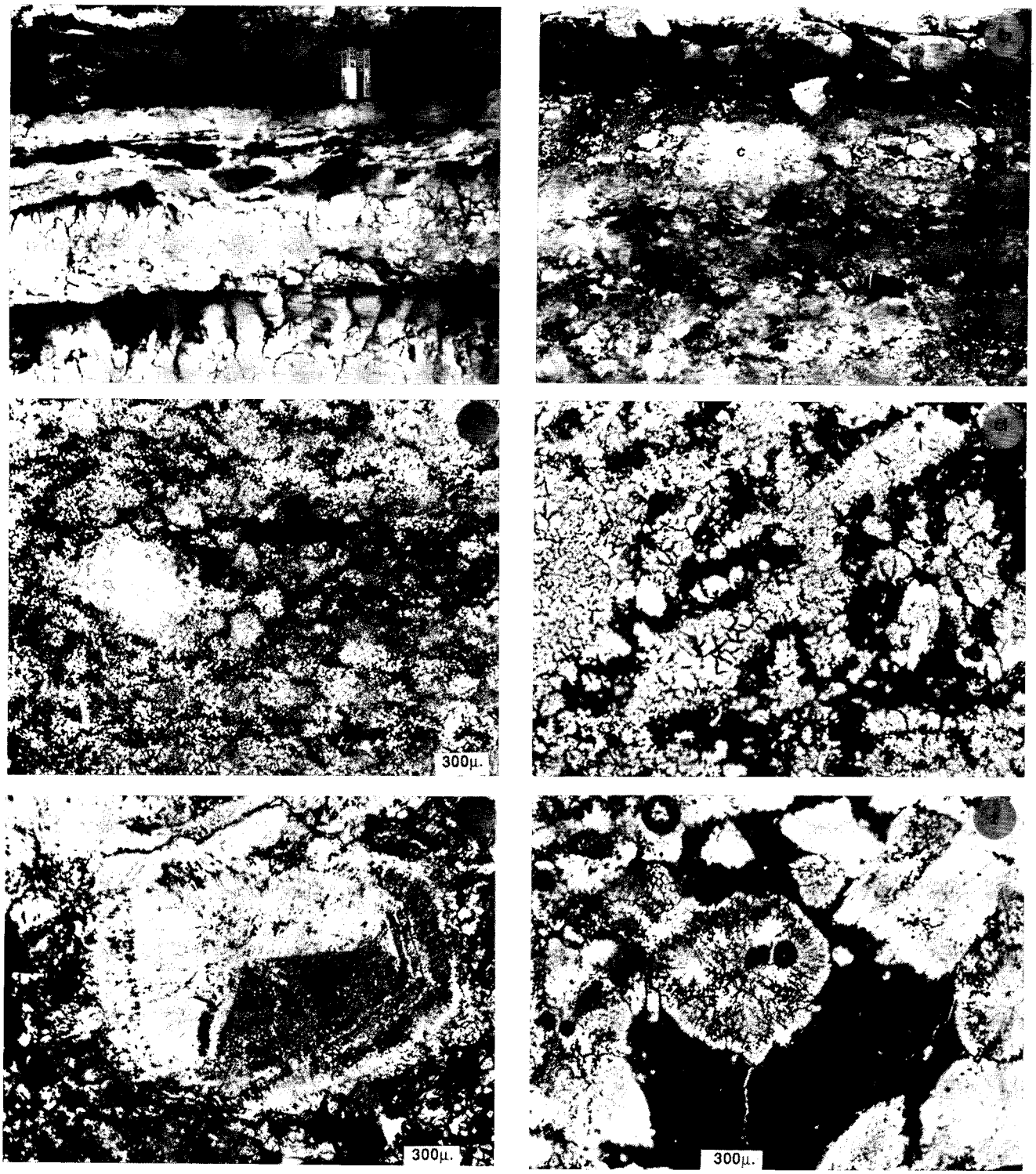


Foto d.- Detalle de la as. fac. telodiagenética E1: moldes lenticulares de yeso rellenos por esparita, que pueden mostrar un fino contorno micrítico (m), a veces incluido poiquilíticamente en los cristales de esparita. Se aprecian restos (en negro) del material encajante micrítico. Corresponde al detalle basal de la sección 8a2 de la Fig. 14. (Techo de U. 3, Sardón de Duero Valladolid). NP.

Photo d.- Detail of the telodiagenetic fac. as. E1: lenticular casts of gypsum filled with spar, that display a fine micritic contour (m), at times included in the poiquilotopic sparry crystals. Traces (in black) of micritic enclosing material can be observed. Photo corresponds to the basal detail of section 8a2 on Fig. 14. (Top of U.3, Sardón, Valladolid). PPL.

Foto e.- Detalle de la as. fac. telodiagenética El: fábrica neomórfica «c» idiotópica: sección de un cristal compuesto calcítico, que muestra los elementos integrantes y zonación concéntrica, bien patente en la orla exterior. Techo del perfil A de la Fig. 15. (Techo de U. 3, Iscar, Valladolid). Réplica de acetato, NP.

Photo e-. Detail of the telodiagenetic fac. as E1: idiotopic neomorphic «c» fabric: section of an calcitic compound crystal, which shows integrant elements and concentric zoning, clearly evident in the outer rim. Top of profile A of Fig. 15. (Top of U.3, Iscar, Valladolid). Acetate peel, PPL.

Foto f.- Detalle de la as. fac. telodiagenética E1: fábrica neomórfica «c» subidiotópica: se reconoce una estructura radial de los cristales que origina el contorno microdentado de éstos. Se conservan vestigios transformados (ahora dolomicroesparita) de la primitiva (?) dolomicrita. Misma localización que foto anterior. NP.

Photo f.- Detail of the telodiagenetic fac. as. E1: subidiotopic neomorphic «c» fabric: a radial structure of the crystals that give rise to their microdentate contour can be observed. There are still transformed remains (now dolomicrospar) of the primitive (?) dolomicrite. Same location as the previous photo. PPL.

dental (facies Pedrajas, Portero y del Olmo, 1982). Localmente dentro de U.2 se han observado secuencias negativas (espesor: 2-4 metros) asignables a progradaciones deltaicas, que dan paso a la instalación de los ambientes lacustres carbonatados de la base de U3. La escasez de estas secuencias tal vez esté influenciada, entre otros factores, por la pequeña profundidad de los lagos, por la pequeña importancia de los flujos y (o) por el contraste de densidades entre las aguas fluviales (más densas) y las aguas de la cuenca lacustre.

El paso de la U.2 a la U.3 (U. margoso-yesífera, - Facies Cuestas) está marcado en el área noroccidental del sector estudiado (Valladolid-Sardón) por la aparición de niveles margoso-lutíticos carbonosos, que alternan con calizas. Se atribuye esta asociación (B4) a una sedimentación lacustre pantanosa pasa lateralmente a otra lacustre litoral bioclástica (B3). El análisis de diversos perfiles en el tramo y los datos cartográficos parecen constatar que existe un paso gradual entre la unidad fluvial subyacente y la U.3, la cual comienza con estos niveles en el área citada. De este modo, se aprecia un paso progresivo desde facies lutíticas pardo-rojizas con moteado hidromórfico (llanura de inundación) a facies lutíticas oscuras que acaban alternando con calizas fosilíferas (alrededores de Tudela de Duero). Hacia el sur y, sobre todo, hacia el este (Peñafiel-Fuentidueña) del sector estudiado, se produce en la parte inferior de la U. 3 un cambio lateral (Figs. 2B y 3) a facies fluviales distales (*mudflat/ dry mud flat* y llanuras de inundación). Estos hechos ejemplifican que la U.2 es un tránsito latero-vertical a la U.3, por lo que se incluye en el mismo sistema sedimentario.

En el resto (≈ los 2/3 superiores) de U.3 se pueden diferenciar tres dominios paleogeográficos. I) Sector occidental (franja N-S, a lo largo de Valladolid y Olmedo): se continua al O y SO fuera del área de estudio, y presenta fundamentalmente asociaciones de facies lacustres margosas (B1, B3, B4 y B2, en orden de importancia decreciente) con algún desarrollo de facies lacustres carbonatadas (C2, hacia el techo) y yesíferas (D1, en su paso al sector central). Se caracteriza fundamentalmente por el predominio de sistemas lacustres carbonatados abiertos, sometidos a la influencia de los sistemas aluviales procedentes del SO y del O. II) Sector central (Cuéllar, Iscar, Portillo, Sardón): contiene asociaciones de facies lacustres margosas (B2, B3), carbonatadas (C2, abundantes hacia el techo) y yesíferas (D1, D2, D3 y D4). El predominio de las asociaciones margosas someras y de las facies yesíferas refieren un dominio lacustre de centro de cuenca, en donde alternaban, en el tiempo, una sedimentación margoso-carbonatada somera y otra de carácter evaporítico. Esta última se desarrollaría en un medio de *dry mud flat* que, hacia el centro, pasaría a *saline mud flat* con depocentros lacustres efímeros (tipo lago-playa). III) Sector oriental (zona de Peñafiel-Fuentidueña): en él dominan las asociaciones de facies margosas (B2 y, en menor medida, B3 y B4) y yesíferas (D1). Localmente se desarrolla la asociación fluvial (A) en las proximidades al borde de cuenca (Fuentidueña), y en Laguna Contreras (12 en Fig. 2A; Fig. 17B) aparece una asociación yesífera similar a D4 que se adscribe a una sedimentación tipo playa-lago en una cuenca marginal endorreica, desarrollada hacia la parte inferior de U.3 (Armenteros et al., 1990; Armenteros *et al.* 1992). Hacia el techo de la unidad, se aprecia la aparición de asociaciones lacustres carbonatadas someras (C1). En conjunto, este sector está caracterizado por dominios lacustres margosos someros con rasgos de exposición, que alternaban en la vertical y pasaban hacia el centro de cuenca (al Oeste) a ambientes de *dry mud flat.*

La U.3 presenta hacia el techo una disminución de los yeso y de la fracción arcillosa, simultáneos a un aumento de los carbonatos, hecho bien patente en el paso a la U.4.

La unidad superior de este sistema (U.4, U. Carbonática) está integrada fundamentalmente por el grupo de asociaciones carbonatadas (C). La asociación lacustre somera central (C1) está ampliamente representada a techo de U.4 y la palustre (C2), con intensa afectación por procesos diagenéticos, domina en el tránsito con la U.3 y en la base de U.4 (Fig. 11). Representan una situación especial en la cuenca relacionada con una fase de estabilidad tectónica, lo

cual explicaría el escaso aporte de terrígenos a la cuenca y la expansión de los medios lacustres sobre las orlas aluviales marginales (Armenteros, 1986a, b). La irrelevante presencia de yeso (C2) permite suponer que el condicionante tectónico debió llevar aparejado un cambio climático y (o) del modelo de drenaje en la cuenca. En consecuencia, las crisis de sequía no serían tan intensas como las correspondientes a los periodos más evaporíticos de la U.3. La U.4 se asigna a ambientes lacustres carbonatados (zona de estudio), que hacia el borde suroriental (zócalo de Honrubia-Pradales) pasa a medios de *mudflats* (lutíticas) con encostramientos carbonatados. El paso de la U.4 a la U.5 está marcado por un brusco cambio litológico en el área de Peñafiel, donde, además, se han apreciado rasgos de disolución cársticos a techo de la U.4 (Molpeceres). Este cambio se atribuye a una discontinuidad a escala cuencal, como ya ha sido advertido por otros autores en otros sectores de la Cuenca del Duero (García del Cura ,1974; Ordoñez *et al.*,1981; Mediavilla y Dabrio, 1988; Corrochano y Armenteros, 1989; y el autor en diversos puntos del sector SE de la C. del Duero y de la Cuenca de Almazán, inédito).

Tercer sistema sedimentario

Sobre la discontinuidad anterior se dispone la U.5 (U. Detrítico-Carbonatada), cuyas asociaciones de facies componen este tercer sistema. En la zona oriental (Peñafiel) están representados ambientes fluviales meandriformes (asoc. A) en la parte inferior (Fig. 5). En la zona suroriental (Fuentidueña) y en torno al zócalo de Honrubia, se desarrolla una estrecha orla de abanicos aluviales con facies Gms, Lm y P de Miall (1978), (Armenteros, 1986b). Pero los medios más extendidos y característicos de esta unidad son los correspondientes a lagos someros carbonatados de pendiente y energía bajas con mayor (asoc. C2) o menor (asoc. C1) desarrollo de facies palustres. Estos ambientes son expansivos hacia el techo de la unidad, que se conserva parcialmente, ya que está decapitada en la zona oriental y suroriental y desaparece totalmente en gran parte de la mitad occidental del sector estudiado. Ello se debe a la erosión efectuada por la superficie morfológica pliocuaternaria (Molina y Armenteros, 1986) ligada al borde suroriental de la Cuenca del Duero. Los procesos asociados a dicha superficie son los que dan cuenta del conjunto de asociaciones de facies telodiagenéticas (E1 y E2), bien desarrolladas en el sector noroccidental a expensas del techo de U.3 y de U.4. Estas alteritas representan una serie compleja de episodios de alteración, erosión y depósito -este último poco patente- que indican cambios climáticos y posiblemente tectónicos durante la evolución de esta superficie.

AGRADECIMIENTOS

La campaña básica de campo, realizada en el año 1986, fue subvencionada por la Caja de Ahorros de Salamanca. Posteriores estudios han sido financiados por el Proyecto de Investigación 0915/89 de la Consejería de Cultura y Bienestar Social de la Junta de Castilla y León. Algunas partes del trabajo se han beneficiado de las discusiones con J. A. Blanco, A. Corrochano y E. Molina, y de las críticas de dos revisores anónimos. Agradezco a F. Colombo su interés y las facilidades dadas; y a I. Romero por su inestimable labor de delineación. Dos lectores anónimos contribuyeron a mejorar este artículo.

BIBLIOGRAFIA

AIGNER, T. y BACHMANN G. H., 1989: Dynamic stratigraphic of a evaporite-to-red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. *Sedim. Geol.*, 62: 5-25.

ALBERDI, M.T., LOPEZ, N., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, D., 1981: Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de Los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37:503-511.

ALLEN, P.A. y COLLINSON, J.D., 1986: Lakes. *In*: H. G. Reading, ed. *Sedimentary Environments and Facies:* 63-94. Blackwell Scientific Publications. Oxford.

ARAKEL, A.V.,1980: Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman Lagoons, Western Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 50 (4): 1305-1326.

ARMENTEROS, I., 1986a: Evolución paleogeográfica miocena en el sureste de la Depresión del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia,* 23: 325-337.

ARMENTEROS, I., 1986b: *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero.* Edic. Diput. Salamanca. Ser. Castilla y León, nº 1: 471 p.

ARMENTEROS, I., 1991: Significado estratigráfico de dos alteraciones en el Mioceno superior de la Cuenca del Duero. *Geogaceta,* 10: 33-35.

ARMENTEROS, I.; ACOSTA, J.M. y BLANCO, J.A., 1989: Sedimentología y mineralogía de las facies fluvio-lacustres miocenas en el sector central de la Depresión del Duero (Este de Valladolid). *XII Congr. Esp. Sedim., Comunicaciones* 1: 11-14.

ARMENTEROS, I., BLANCO, J. A. y HERVALEJO, M.V., 1992: Sedimentación continental miocena y procesos diagenéticos en la cuenca de Sacramenia-Fuentidueña, Cuenca del Duero. III *Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamer. Geol.* (Salamanca), Libro Guía de Excursiones. (en prensa)

ARMENTEROS, I., FERNANDEZ MACARRO, B., RECIO, C y BLANCO J.A., 1986: Análisis sedimentológico y paleogeografía en el Mioceno del sector Sacramenia (Segovia)-Peñafiel (Valladolid). *Stvd. Geol. Salmanticensia,* 22: 247-262.

ARMENTEROS, I., HERVALEJO, M.V. y BLANCO, J.A., 1990: The clayey ensemble and silicifications of the paraevaporitic marginal series of the south east of the Neogene Duero Basin: mineralogy and geochemistry of its evolution. *Chem. Geol.*, 84: 194-197.

ARRIBAS, M.E., 1986: Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Iberica*, 10: 295-334.

BARZANJI, A.F. y STOOPS, G., 1974: Fabric and mineralogy of gypsum accumulations in some soils of Iraq. *10th Int. Congr. Soil Science, Moscow*, vol. VII: 271-277.

BERTRAND, J.P. y JELISEJEFF, A., 1974: Formation d'évaporites par des processes d'évaporation capillaire. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 16 (2): 161-170.

BURNE, R.V., BAULD, J. y DE DECKKER, P., 1980: Saline lake charophytes and their geological significance. *Jour. Sed. Petrol.*, 50 (1): 281-293.

BUSTILLO, M.A. y DIAZ MOLINA, M., 1980: Sílex «tobáceos» en el Mioceno inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silicificaciones de paleosuelos en ambiente de lago-playa. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 78: 227-241.

CALDWELL, R. H., 1976: *Holocene gypsum deposits of the Bullara Sunklan, Carnarvon Basin, Western Australia.* (Unpub. Ph D. Thesis) Univ. of West. Australia: 123 p.

CALVO SORANDO, J.P., GARCIA DEL CURA M.A. y ORDOÑEZ, S., 1980: Fábricas diagenéticas, retrodiagenéticas y karstificación en calizas continentales (sector NE prov. de Madrid). *Rev. Inst. Inv. Geol. Diput. Barcelona*, 34: 135-148.

CARENAS, B. y MARFIL R., 1979: Petrografía y geoquímica de yesos actuales continentales de la región manchega. *Estudios Geol.*, 35: 77-91.

CARENAS, B. y MARFIL, R. y de la PEÑA, J.A., 1982: Modes of formation and diagnostic features of recent gypsum in a continental environment, La Mancha (Spain). *Estudios Geol.*, 38: 345-359.

CIVIS J., ARMENTEROS I., VALLE M.F., GONZALEZ DELGADO J.A., RIVAS CARBALLO R., SIERRO F.J. y FLORES J.A., 1989: Moluscos, Ostrácodos y Palinología de las facies fluvio-lacustres del Neógeno del SE de la provincia de Valladolid (Cuenca del Duero). *Geogaceta*, 6: 78-81.

CODY, R.D., 1979: Lenticular gypsum: ocurrence in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *Jour. Sed. Petrol.*, 49: 1015-1028.

CODY, R.D. y CODY, A.M., 1988: Gypsum Nucleation and Cristal Morphology in Analog Saline Terrestrial Environments. *Jour. Sed.. Petrol.*, 58: 247-255.

CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I., 1989: Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 24 (3/4): 259-279.

CHAFETZ, H. y BUTLER J.C., 1980: Petrology of recent caliche pisolites, spherulites, and speleothem deposits from central Texas. *Sedimentology*, 27: 497-518.

DANA, E.S. y FORD, W.E., 1973: *Tratado de Mineralogía.* C.E.C.S.A.: 912 p.

DAVIES, G.R., 1970: Agal-Laminated Sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 13: 169-205.

DEAN, W.E. y FOUCH, T.D., 1983: Lacustrine Environment. *In*: P. A. Scholle, D. G. Bebout, C. H. Moore, eds. *Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 98-130.

DOMINGUEZ BELLA, S., 1988: *Estudio morfogenético y textural de agregados cristalinos de morfología inducida de CaCO3.* Univ. Complut. Madrid: 340 p.

DREGNE, H.E., 1976: Soils of arids regions. *Develop. in Soil Science*, 6:237 p.

DRONKERT, H., 1985: Evaporite models and Sedimentology of Messinian and Recent Evaporites. *Gua Papers of Geology*, Ser. 1, nº 24, 283 p.

EUGSTER, H.P. y HARDIE, L.A., 1971: The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology*, 16: 187-220.

EUGSTER, H.P. y HARDIE, L.A., 1975: Sedimentation in an Ancient Playa-Lake Complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 319-334.

FISCHER, W.L., BROWN, L.F., SCOTT, A.J. y MCGOWEN, J.H., 1969: Delta systems in the exploration for oil and gas. *Bur. Econ. Geol. Univ.* Texas, Austin: 78 p.

FREYTET, P.,1973: Petrography and paleoenvironment of continental carbonate deposition with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene Of Languedoc. *Sedim. Geol.*, 10: 25-60.

FREYTET, P. y PLAZIAT, J.C., 1982: Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern of France. Contrib. *Sedimentology* 12, 213 p.

GARCIA ABBAD, F.J. y REY SALGADO, J., 1973: Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. *Bol. Geol. Min.*, 84: 213-227.

GARCIA DEL CURA, M.A., 1974: Estudios sedimentológicos de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, 30: 579-597.

GARCIA DEL CURA, M.A., 1975: Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (Zona oriental). *In*: M.T. Alberdi y E. Aguirre, eds. *Actas I Coloquio Internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*: 77-82.

GAVISH, E., 1980: Recent sabkhas marginal to the southtern coasts of Sinai, Red Sea: 233-251. *In*: A. Nissenbaum, ed. *Hypersaline Brine and Evaporitic Environments.*

HARDIE, L.A. y EUGSTER, H.P., 1971: The depositional environment of marine evaporites: A case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology*, 16: 187-220.

HARDIE, L.A., SMOOT, J. P. y EUGSTER, H.P., 1978: Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *In*: A. Matter y M. E. Tucker, eds. *Modern and Ancient Lake Sediments. I. A. S., Spec. Public.*, 2: 7-41.

HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. y WALKER, R.G., 1982: Structures and sequences in clastic rocks. Lecture Notes: *S. E. P. M. Short Course* 9. Calgary.

HERNANDEZ PACHECO, E., 1915: Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Com. Inv. Paleont. Prehist., Mem.*, 5: 1-259.

HERNANDEZ PACHECO, F., 1930: Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid. *Com. Inv. Paleont. y Prehist. Mem.*, 37: 205 p.

HUSSAIN, M. y WARREN, J.K., 1989: Nodular and enterolithic gypsum: the «sabkha-tization» of Salt Flat playa, west Texas. *Sedim. Geol.*, 64: 13-24.

KENDALL, A.C., 1984: Evaporites. *In*: R. G. Walker, ed. *Facies Models*, 2nd ed. *Geosci. Can. Reprint Ser.* 1: 259-296.

KERR, S.D.Jr. y THOMPSON, A.F., 1963: Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 47 (9): 1726-1732.

KUSHNIR, J., 1981: Formation and early diagenesis of varved evaporite sediments in a coastal hypersaline pool. *Jour. Sedim.* Petrol., 51: 1193-1203.

LOPEZ MARTINEZ, N. y BORJA SANCHIZ, F., 1982: Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: Listas faunísticas preliminares e implicaciones biostratigráficas y paleofisiográficas. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España,* 6 (1): 341-356.

LAURAIN, M. y MEYER, R., 1979: Paléoaltération et paléosol: L'encroutement calcaire (calcrete)au sommet de la craie, sous les sédiments éocenes de la Montagne de Reims. *C. R. Acad. Sci. Paris,* 289 D: 1211-1214.

MEDIAVILLA LOPEZ, R.M ª, 1986-1987: Sedimentología de los yesos del sector central de la Depresión del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 35-44.

MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J., 1986: La sedimentación continental del Neógeno en el Sector Centro-Septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stvdia Geol. Salmant.*, 22: 111-132.

MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J., 1988: Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España,* 1: 187-196.

MIALL, A.D., 1978: Lithofacies type and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In*: A. D. Miall, ed. *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.

MOLINA, E. y ARMENTEROS, I. 1986: Los arrasamientos Plioceno y Plio-Pleistoceno en Sector Sur-Oriental de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.*, 22: 293-307.

MURPHY, D.H. y WILKINSON, B.H., 1980: Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology,* 27: 123-135.

del OLMO, P. y PORTERO, J.M., 1982a: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 311 *"Dueñas"*, 2ª Serie, del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000. IGME.

del OLMO, P. y PORTERO, J.M., 1982b: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 372 *"Valladolid"*, 2ª Serie, del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000. IGME.

ORDOÑEZ, S., GARCIA DEL CURA M. A. y LOPEZ AGUAYO, F., 1981: Chemical carbonated sediments in continental basin: the Duero Basin. *I.A.S. 2nd. Europ. Reg. Mtg.*, Bologna: 130-133.

ORTI, F., 1982: Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. y Miner. España, 6* (2): 485-506..

ORTI, F., 1988: Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario en la Península Ibérica: aspectos generales (1). II *Congr. Geol España:* 509-518.

PEREZ GONZALEZ, A., 1982: El cuaternario de la región central de la Cuencadel Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España,* 6 (2): 717-740.

PORTERO, J.M. y del OLMO, P., 1982: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 400 *"Portillo"*, 2ª Serie, del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000. IGME.

PORTERO GARCIA, J.M. del OLMO ZAMORA, P. y OLIVE DAVO, A., 1983: El Neógeno de la Transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. *Geología de España, Inst. Geol. y Min. de España,* T. 2: 494-502.

PORTERO GARCIA J.M. del OLMO ZAMORA, P. RAMIREZ del POZO, J. y VARGAS ALONSO, I.,1982: Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España,* 6 (1): 11-40.

POZO RODRIGUEZ, M., 1987: *Mineralogía y sedimentología de las «Facies de las Cuestas» en la zona central de la Cuenca del Duero: génesis de sepiolita y paligorskita.* Tesis Doctoral. Univ. Autón. Madrid (inéd.): 536 p.

PUEYO, J.J. e INGLES-URPINELL, M., 1987: Substrate mineralogy, pore brine composition, and diagenetic processes in the playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragón. *In*: R. Rodríguez Clemente e Y. Tardy, eds. *Geochemistry and Mineral Formation in Earth Surface*:: 351-372.

PURSER, B.H., 1985: Coastal Evaporitive Systems. *In:* G. M. Friedman y W. E. Krumbein, eds. *Hypersaline Ecosystems. The Gavish Sabkha*: 72-102. Springer Verlag, Berlín.

REINECK, H.E., 1972: Tidal Flats. *In*: J. K. Rigby y W. K. Hamblin, eds. *Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*,16: 146-159.

ROUCHY, J.M. y MONTY, C., 1981: Stromatolites and Criptalgal Laminites associated with Messinian Gypsum of Cyprus. *In*: C. Monty, ed. *Phanerozoic Stromatolites. Case Histories*: 155-180. Springer Verlag. Berlin.

ROYO y GOMEZ, J., 1926: Terciario continental de Burgos. *XIV Congr. Geol. Intern. Guía Excursiones,* A-6: 69 p.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., 1947: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 346 *"Aranda de Duero"*, 1ª serie, del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. IGME.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., 1952: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 375 *"Fuentelcésped"*, 1ª serie, del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. IGME.

SCHREIBER, B.C., 1978: Environments of subaqueous gypsum deposition. *In*: W. E. Dean y B. C. Schreiber, eds. *Marine Evaporites. Soc. Econ. Paleont. Miner., Oklahoma, Short Course* , 4: 43-73.

SHEARMAN, D.J., 1971: Marine evaporites: the calcium sulphate facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Seminar, University of Calgary,* 65 p.

SHEARMAN, D.J., 1978: Evaporites of coastal sabkhas. *In*: W. E. Dean y B. Ch. Schreiber, eds. *Marine Evaporites Soc. Econ. Paleont. Miner., Oklahoma, Short Course* 4: 6-42.

SHINN, E.A., 1983: Tidal flat environments. *In*: P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, eds. *Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 171-210.

TRUC. G., 1978: Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Palaeogene) of Mormoiron Basin, southeastern France. *In*: A. Matter y M. E. Tucker, eds. *Modern and Ancient Lake Sediments. I. A. S., Spec. Publ.*, 2: 189-203.

TRUC, G.,1980: Evaporites in a subsident continental basin (Ludian and Stampian of Mormorion-Pernes in southeastern France). Sequencial aspects of deposition primary facies and their diagenetic evolution. *Evaporite Deposits.* Editions Technip: 61-71 p

WARREN, J.K., 1982: The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology,* 29: 609-637.

WATSON, A., 1983: Gypsum crust. *In*: A.S. Goudie y K. Pye, eds. *Chemical Sediments and Geomorphology.* Academic Press, London: 133-161.

WRIGHT, V.P. y PEETERS, C., 1989: Origins of some Early Carboniferous calcrete fabrics revealed by cathodoluminiscence: implications for interpreting the sites of calcrete formation. *Sedim. Geol.*, 65: 345-353.