

## MODELO SEDIMENTARIO DE LOS LAGOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DEL DUERO. SECTOR CENTRO-OCCIDENTAL\*

A. CORROCHANO\*\*, B. FERNÁNDEZ MACARRO\*\*\*, C. RECIO\*\*\*,  
J. A. BLANCO\*\*\*, I. VALLADARES\*\*

**RESUMEN.**— En los sedimentos neógenos más internos de la Cuenca del Duero, se han identificado tres asociaciones de facies (A, B y C). Su sucesión vertical establece un modelo sedimentario que comienza por facies fluviales y termina con facies lacustres. Estas últimas tienen procesos sedimentarios sobrepuestos que se atribuyen a condiciones palustres.

La asociación A corresponde a canales fluviales de elevada sinuosidad y llanuras de inundación con potentes calcretas.

La asociación B pertenece a una llanura de fango, en la que los procesos fundamentales han sido: acumulación de fango, oscilaciones del nivel freático y periodos largos de exposición subaérea. Dos zonas se han identificado dentro de esta llanura: una relativamente bien drenada y otra con ausencia total de drenaje.

La asociación C ha sido depositada en lagos extensos, muy someros y con fuertes oscilaciones del nivel del agua. La zona litoral está definida por dos litofacies: detrítica (limolitas y arenas finas) y calcárea (Wackestone). La zona central está dominada por la sedimentación de margas; estas condiciones en la zona central, son interrumpidas únicamente por delgados niveles de Packstones que han sido interpretados como canales que proceden de la zona litoral.

Sobre todo este contexto deposicional se instalan facies palustres. Éstas se caracterizan por la instalación de vegetación sobre las litofacies litorales lacustres (calizas radiculares), y el desarrollo de intensos procesos edáficos, acompañados de la sedimentación de arcillas negras. A excepción de las calizas packstones, el resto de las litofacies lacustres están afectadas por estos procesos pedogenéticos.

**SUMMARY.**— In the inner neogene sediments of the Duero Basin, three facies associations have been identified: A, B and C. Their vertical succession establishes a sedimentary pattern of evolution in the Basin, which begins with fluvial facies and

\* Trabajo financiado por el Programa de Investigación nº 1785/82 de la CAICYT.

\*\* Departamento de Estratigrafía, Universidad de Salamanca.

\*\*\* Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Salamanca.

finishes with lacustrine facies. The latter have post-sedimentary processes superposed, due to palustrine conditions.

The association A was deposited in fluvial channels of high sinuosity and flood plains with thick calcretes.

The association B was deposited in a mud flat. The main processes were: mud accumulation, freatic level oscillations and long periods of subaerial exposures. Two areas have been identified in this mud flat: one is quite well drained and the other is not drained in the least.

The association C belonged to broad lakes, which were very shallow and which had strong oscillations of the water level. The nearshore zone is formed by two lithofacies: detrital and calcareous (wackestone). The central area is dominated by marles sedimentation. The above-mentioned conditions in the central zone are only interrupted by thin beds of packstone, which are interpreted as channel coming from the nearshore.

On this depositional context palustrine facies are placed. These are characterised by vegetation colonization over nearshore lacustrine lithofacies (wackestone with roots), and by the development of intense pedogenetic processes, accompanied by the sedimentation of black claystones. With the exception of packstones, the other lacustrine lithofacies are affected by pedogenetic processes.

Palabras clave: Cuenca del Duero, sedimentación continental, fluvial, lacustre, llanura de fango, palustre, procesos pedogenéticos, minerales de arcilla.

Key Words: Duero Basin, continental sedimentation, fluvial, mud flat, lacustrine, palustrine, pedogenetic processes, clay minerals.

## INTRODUCCIÓN

Este trabajo muestra los primeros resultados del estudio realizado en los sedimentos lacustres situados entre Urueña (Valladolid) y Torremormojón (Palencia), Fig. 1, que se encuentran caracterizados bioestratigráficamente por ÁLVAREZ SIERRA, GARCÍA MORENO y LÓPEZ MARTÍNEZ (en este volumen). Estos sedimentos constituyen el techo de una megasecuencia positiva (CORROCHANO y PEÑA DOS REIS, en este volumen) que integra facies de abanicos aluviales, fluviales, lacustres y palustres, originadas durante la evolución endorreica de la Cuenca del Duero.

Desde un punto de vista regional, forman parte de un conjunto sedimentario depositado en la zona central o interna de la Cuenca entre el Mioceno Medio y el final del Vallesiense, Fig. 2, (LÓPEZ MARTÍNEZ y BORJA SÁNCHEZ, 1982). En él se distinguen las siguientes unidades: Facies Dueñas, F. Tierra de Campos, F. de la Serna, F. de las Cuestas y F. de los Páramos.

Todas estas «facies» son equivalentes a los complejos de abanicos aluviales desarrollados al Norte de la Cuenca, en el margen de la Cordillera Cantábrica

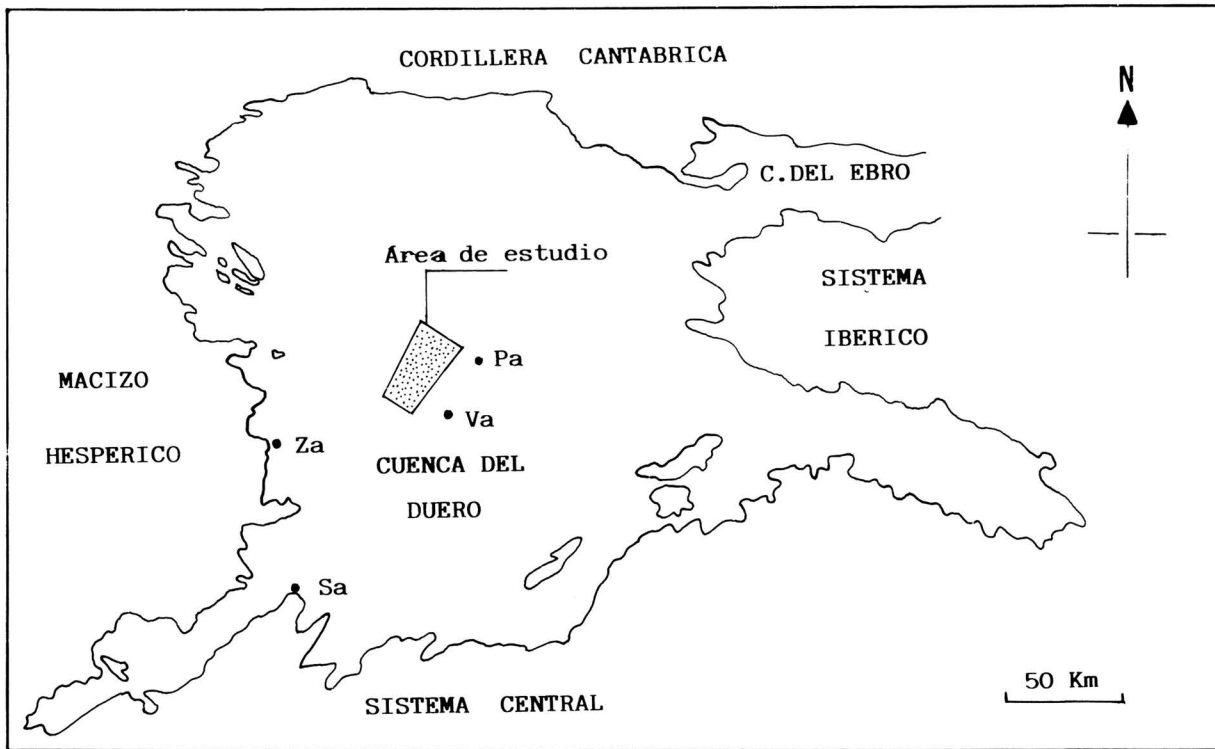


Figura 1. Situación del área de estudio.

CRONOL ABSOL 10 <sup>6</sup> años	GEOCRONOLOG	EDADES DE MAMIFEROS	BIOZONA CIÓN DE MEIN 1975	DISTRIBUCION DE FACIES
9.5	MIOCENO superior	TUROLIENSE	MN 13	PARAMO CUESTAS DE LA SERNA
			MN 12	
			MN 11	
12.5	?	VALLESIENSE	MN 10	TRANSICION TIERRA DE CAMPOS DUENAS
			MN 9	
			MN 8	
16	inferior	ASTARACIENSE	MN 7	?
			MN 6	
			MN 5	
		ORLEANIENSE		

Figura 2. Serie general del Mioceno del sector Central de la Cuenca del Duero. Según LÓPEZ MARTÍNEZ y BORJA SÁNCHEZ (1982).

(PORTERO et al., en prensa), Fig. 3. La «Facies Tierra de Campos» (HERNÁNDEZ PACHECO, 1915) y la «Facies de la Serna» (PORTERO et al., 1982) se caracterizan por el predominio de fangos; según SÁNCHEZ DE LA TORRE (1982) se han depositado en grandes llanuras aluviales situadas en las orlas externas de los complejos de abanicos. La «Facies Dueñas» (PORTERO et al., 1982) y la «Facies de las Cuestas» (HERNÁNDEZ PACHECO, 1915), cuyas litologías dominantes son margas, calizas y yesos, se han depositado en playas carbonatadas y salinas. La «Facies de Zaratán» (SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1982), situada en el tránsito entre «Tierra de Campos» y «Cuestas», y caracterizada por la abundancia de niveles carbonosos, indica un periodo de gran estabilidad con el desarrollo de ciénagas. Por último, la «Facies de los Páramos» (HERNÁNDEZ PACHECO, 1915) con una mayor concentración de niveles carbonatados, marca la expansividad de los ambientes lacustres-palustres.

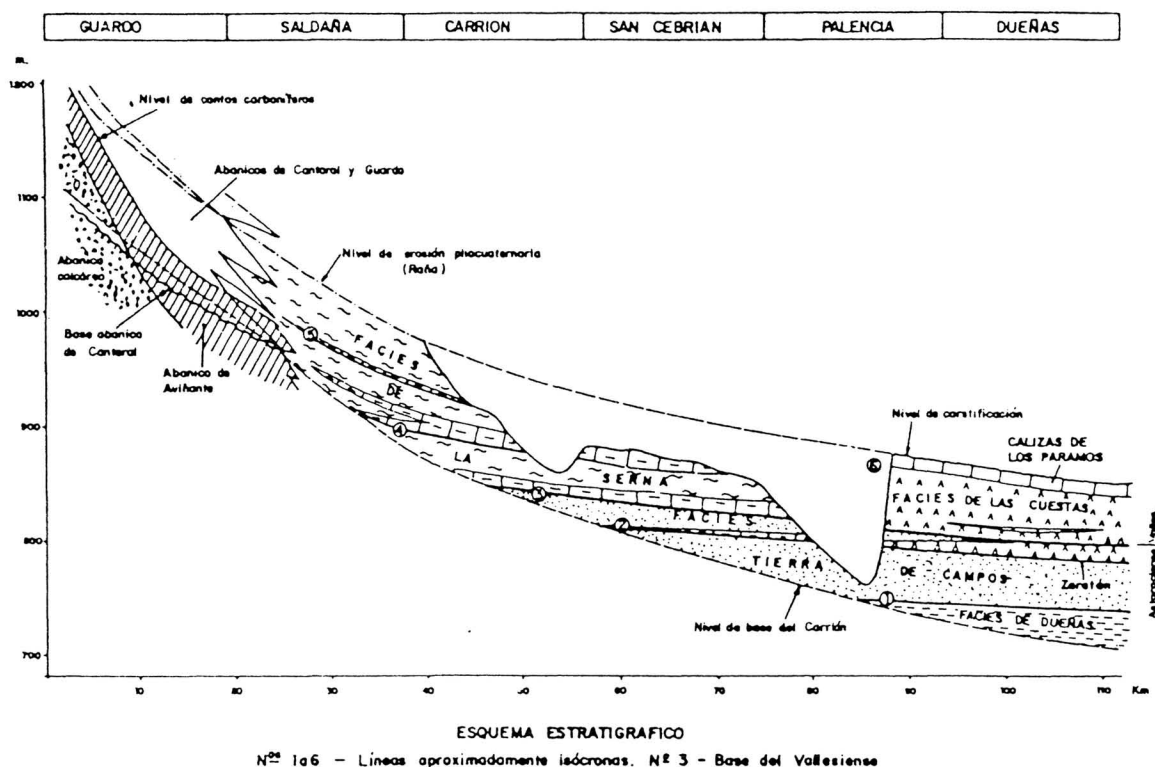


Figura 3. Corte transversal mostrando la relación entre los abanicos aluviales del Norte con las facies centrales de la Cuenca. Según PORTERO et al. (in press).

## ASOCIACIÓN DE FACIES

Las secciones estudiadas están compuestas por terrígenos y carbonatos, lo cual manifiesta el carácter mixto de la sedimentación en este área. Atendiendo a las litofacies, mineralogía de sus componentes y secuencias, se han distinguido tres asociaciones de facies: A, B y C.

## **Asociación de facies A**

Aunque no está presente en todas las secciones, por lo que no se ha profundizado en su estudio, es la asociación que ocupa la posición estratigráfica más baja.

En los puntos en los que se ha observado consta de areniscas de grano fino y fangos, ambos de color rojo, que están ordenados en secuencias positivas cuyo espesor oscila entre 6 y 12 m. El límite inferior es erosivo disponiéndose sobre él en ocasiones un conglomerado, de pocos centímetros de espesor, formado casi exclusivamente por intraclastos. El término inferior de las secuencias lo constituyen areniscas de grano fino masivas, aunque en ocasiones se observa estratificación cruzada de tipo épsilon (ALLEN, 1963). La parte alta de la secuencia son limolitas y arcillas, entre las que se intercalan calcretas de hasta 1 m. de espesor y niveles centimétricos de areniscas con intraclastos y laminación cruzada.

## **Asociación de facies B, mineralogía y procesos postdeposicionales**

Esta asociación, Fig. 4, se caracteriza por el predominio de limolitas con algunas intercalaciones de areniscas y escasos carbonatos. Las limolitas son de color rojo y están muy homogeneizadas por la intensa marmorización y bioturbación que las afecta.

Intercalados entre las limolitas se han observado niveles arenosos con base erosiva y gran extensión lateral. Son areniscas de grano muy fino a fino con laminaciones, intraclastos y abundantes restos de microvertebrados, ostrácodos y gasterópodos, Fig. 5, cuyo espesor es muy reducido, siendo el más frecuente menor de 0,25 m.

También existen unas microsecuencias positivas en la base de la serie formadas por areniscas, limos y arcillas con delgados niveles de calizas radicales a techo y grandes cristales de yeso diagenético.

La fracción detrítica está constituida por cuarzo como mineral dominante, micas y feldespatos, esencialmente albita y microclina, en proporciones muy bajas. Este carácter arcósico de los limos ya ha sido puesto de manifiesto con anterioridad por PELÁEZ DE LUCAS (1977), ligándolo a un área fuente situada al NO. Las micas aparecen irregularmente distribuidas, reconociéndose biotitas, micas blancas y cloritas. Las micas blancas presentan una alteración incipiente según las líneas de exfoliación y en sus bordes, que se manifiesta por una acumulación de hidróxidos de hierro y ligeras rubefacciones. Las biotitas y cloritas aparecen, en cambio, intensamente alteradas, con rubefacción importante y reemplazamiento más o menos completo por una pasta de arcillas e hidróxidos de hierro. La matriz es arcillosa y escasa. Frecuentemente estos depósitos están afectados por procesos postdeposicionales.

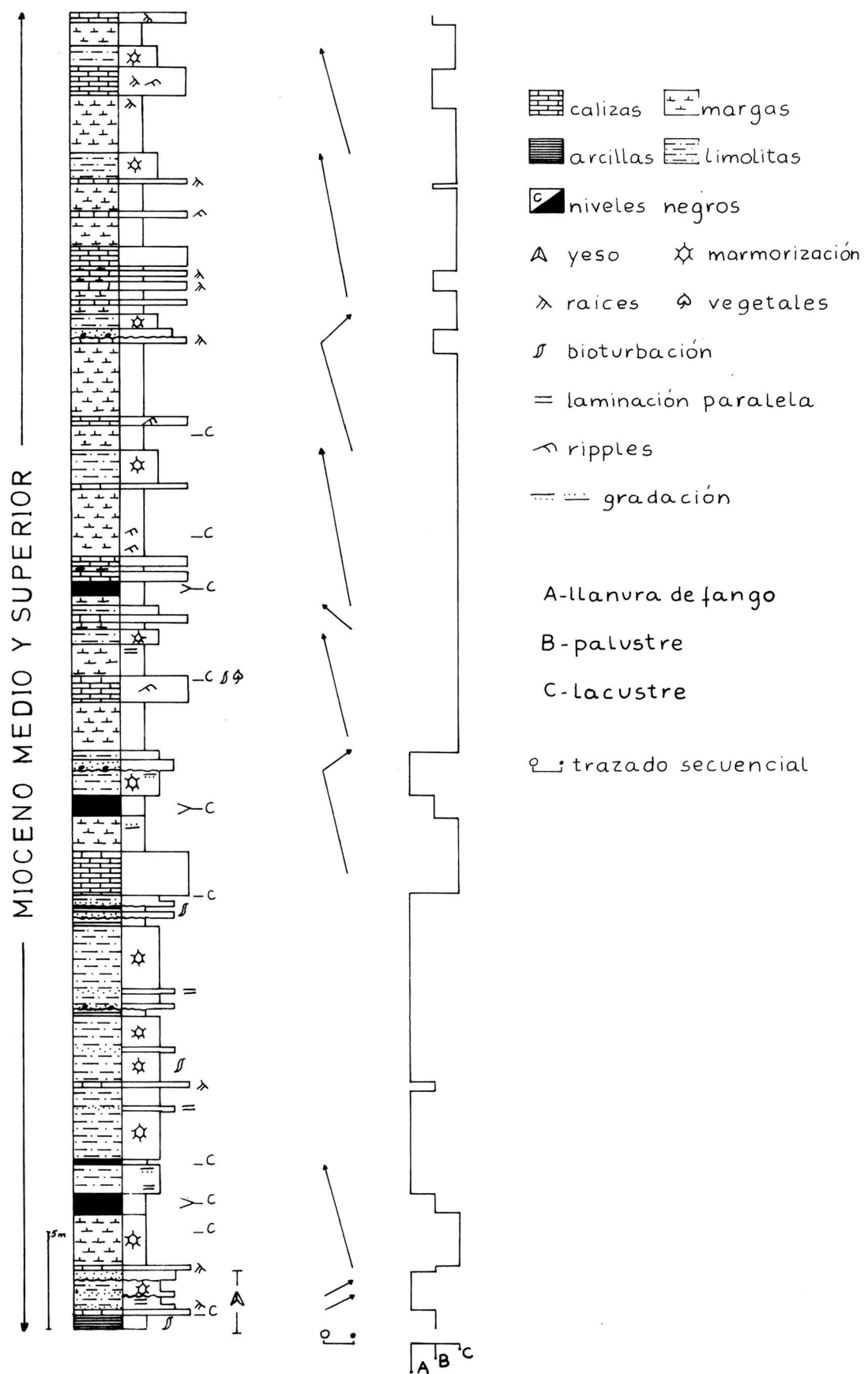


Figura 4. Columna estratigráfica de Torremormojón (Palencia).

El estudio petrográfico ha revelado la existencia de dos tipos de procesos post-sedimentarios que afectan a los sedimentos limo-arenosos.

En primer lugar, una rubefacción intensa y generalizada que se manifiesta al microscopio por finas películas rojizas que bordean los granos y que es especialmente importante en los depósitos de menor granulometría. La generalización de este proceso se atribuye a la escasez de matriz y la consecuente elevada porosidad inicial del sedimento.

En segundo lugar, unos encostramientos calcáreos incipientes asociados a trazas de paleoedafizaciones. A escala macroscópica, estos encostramientos no son visibles. Al microscopio, sin embargo, aparecen frecuentes rasgos edáficos, como removilizaciones de la escasa matriz que conducen a organizaciones de tipo esquelsépico (BREWER, 1964). Cortando esta reorganización matricial, aparecen nódulos de fango micrítico-arcilloso con límites difusos y tamaño milimétrico, Fig. 6. La característica fundamental es el reemplazamiento epigenético que este fango provoca sobre todo tipo de granos detríticos. Esta disposición nodular, así como el proceso epigenético descrito, implican encostramientos calcáreos, que son de naturaleza calcítica excepto en la parte inferior de la serie, Fig. 4 —zona de yesos— donde el carbonato es dolomita.

La asociación mineralógica de la fracción menor de  $2\ \mu$  en los depósitos limo-arenosos, Fig. 7 (L y Ar), es illita dominante, clorita y caolinita en menor cantidad, y goethita, esmectita y minerales interestratificados en cantidades variables. La asociación illita-clorita-caolinita es muy constante en toda la serie. Por lo que respecta a la asociación goethita-esmectita-minerales interestratificados se caracteriza por su variabilidad cuantitativa. Comparando ambas, se constata la existencia de una proporción inversa entre las reflexiones a  $7\ \text{Å}$  (clorita + caolinita) -  $10\ \text{Å}$  (illita) y la reflexión a  $15\ \text{Å}$  (esmectita), lo cual se correlaciona con la alteración de la clorita y biotita observada al microscopio.

Estos caracteres llevan a subdividir la asociación mineralógica en dos:

- 1) Asociación detrítica (illita-clorita-caolinita y posiblemente parte de las esmectitas).
- 2) Asociación de neoformación (esmectitas-minerales interestratificados-goethita).

En las microsecuencias de la base de la serie, la presencia de dolomita y la mineralogía de las arcillas son diferencias importantes con respecto al resto. Aunque el aporte detrítico sigue siendo el mismo, se ha detectado la presencia de sepiolita, Fig. 7 (Av), lo que indica condiciones de fuerte confinamiento del medio (TRAUTH, 1977).

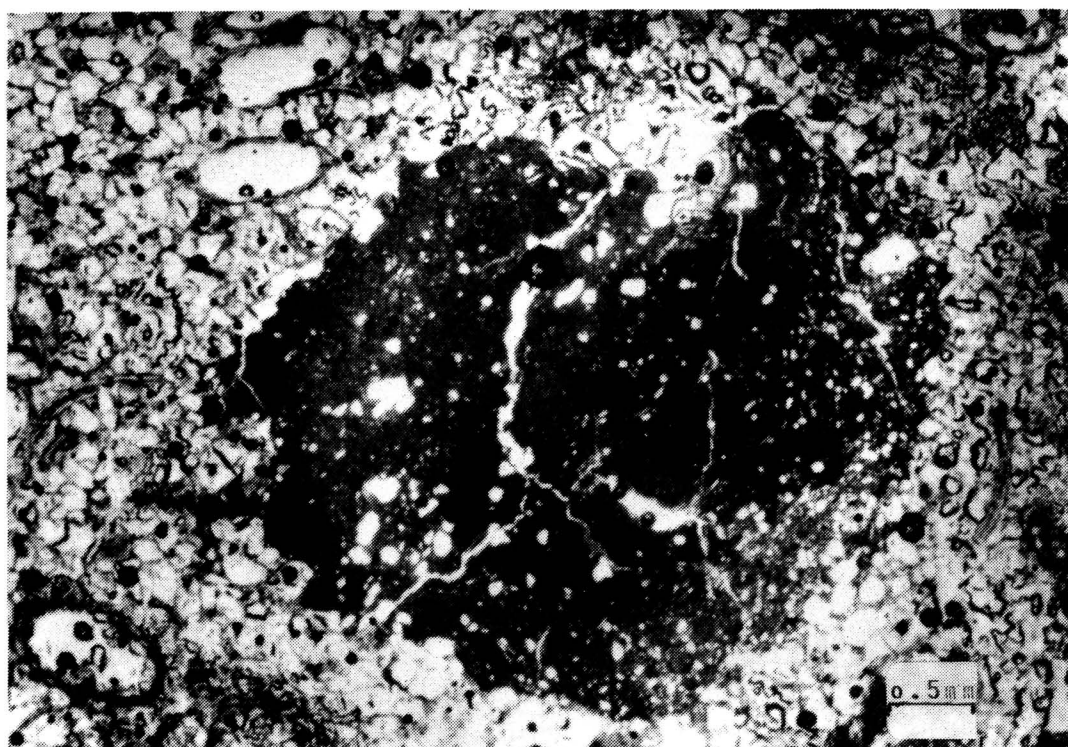
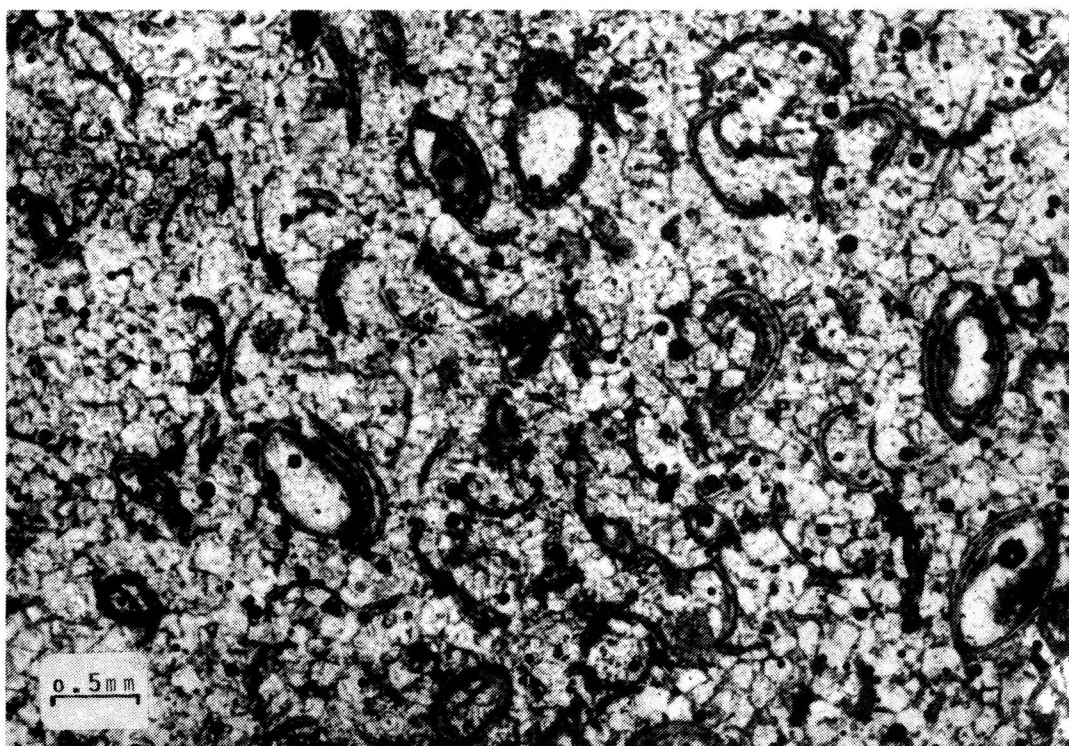


Figura 5. Arenisca de grano muy fino con ostrácodos.  
Figura 6. Encostramiento calcáreo nodular en arena fina.



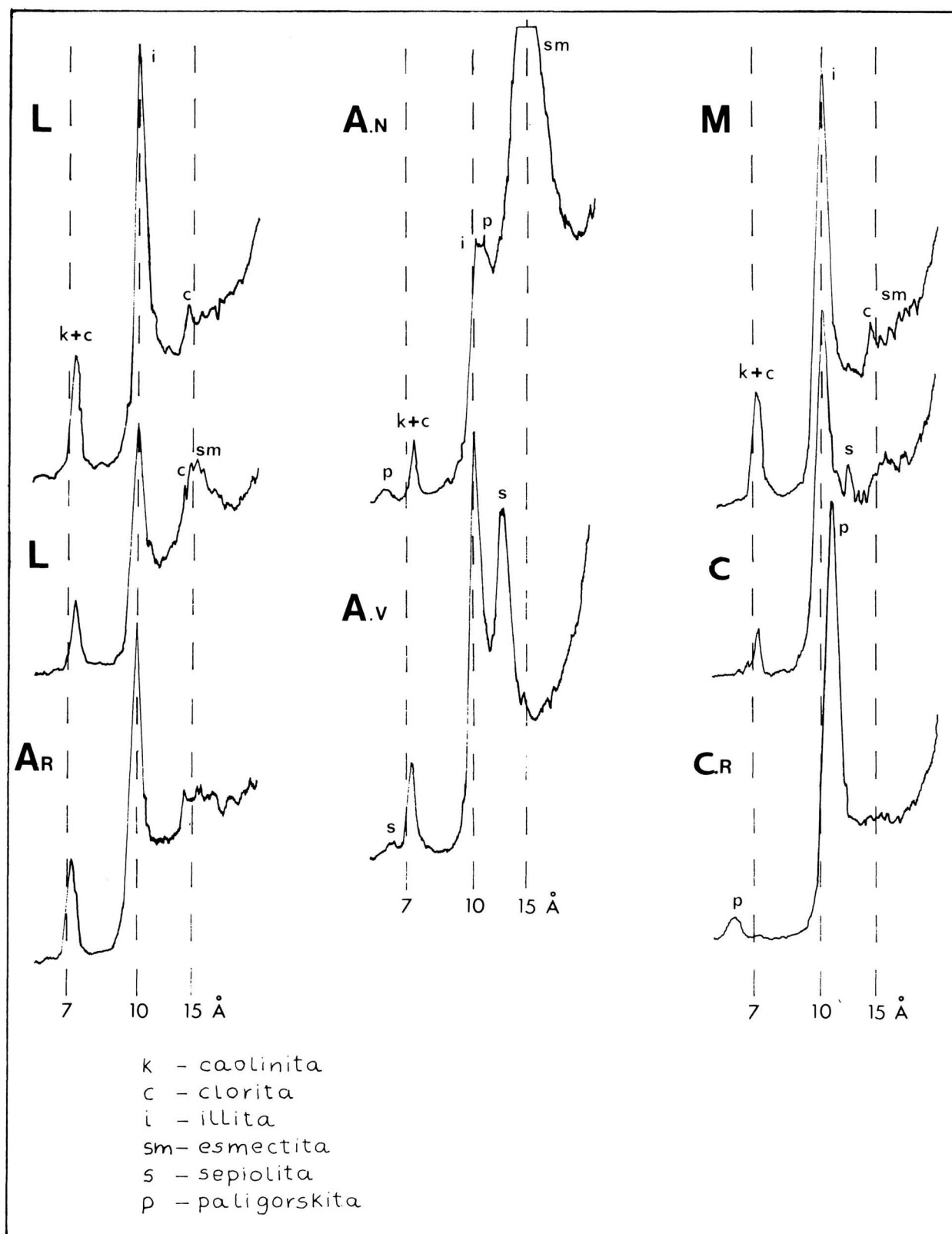


Figura 7. Difractograma de R.X. de las litofacies más características: (L) limos, (Ar) arenas, (A.n) arcillas negras, (A.v.) arcillas verdes, (M) margas, (C) calizas y (C.R.) calizas con raíces.

### Asociación de facies C, mineralogía y procesos postdeposicionales

Esta asociación de facies, Fig. 4, consta de secuencias negativas complejas que tienen carbonatos en la base y terrígenos hacia el techo, siendo su espesor

medio del orden de 7 m. En el techo de las mismas, a veces se encuentran niveles de arcillas negras y calizas radicales que indican el comienzo de condiciones subaéreas con desarrollo de procesos edáficos que se describirán más adelante.

Se presentan cuatro litofacies: margas, arcillas negras, calizas y limolitas. Sobre la mayor parte de ellas se implantan posteriormente procesos pedogenéticos más o menos desarrollados.

*Limolitas.* - Las características de las limolitas son las mismas que las descritas para la asociación de facies B. Únicamente destacan la gradación negativa que poseen y la presencia, en ocasiones en el techo de las mismas, de pequeños ciclos granodecrecientes de arenas y limos, con base erosiva. En la base de estos ciclos hay intraclastos, restos de microvertebrados, ostrácodos, foraminíferos y gasterópodos.

*Margas y calizas.* - Una característica generalizada de los depósitos margosos es la presencia de granos detríticos de cuarzo y algunas micas, dispersos en una matriz arcilloso-carbonatada, sin apenas organización sedimentaria visible. Frecuentemente aparecen restos de ostrácodos, foraminíferos y algunas charofitas, Fig. 8.

Cuando las margas no han sufrido transformaciones posteriores al depósito, hecho poco frecuente, presentan al microscopio un aspecto homogéneo. Los carbonatos apenas son visibles, como consecuencia de los grumos arcillosos que resultan de la floculación en este medio carbonatado. Sin embargo, lo más característico es la presencia de transformaciones postsedimentarias que han afectado a la textura original. Estas transformaciones son debidas a la instalación de condiciones palustres con una importante actividad biológica, acompañada de procesos edáficos que atestiguan las oscilaciones del nivel del agua. Las transformaciones se inician con la formación de nódulos de tamaño variable, en general milimétricos, en cuyo interior la textura original de la marga se conserva. En los espacios internodulares, dicha textura comienza a estar modificada. La modificación se manifiesta en una reorientación del componente arcilloso con separación del carbonatado y en una orientación de las arcillas alrededor de los escasos elementos detríticos (separaciones plásmicas y organización de tipo esquelsépico, Fig. 9). Si estas transformaciones progresan, el espacio internodular se generaliza y la textura original puede perderse al desaparecer los nódulos. Es interesante resaltar que al alcanzarse este estadio, la separación arcillas-carbonatos es tal que los restos de organismos con caparazón calcáreo —ostrácodos y foraminíferos— desaparecen completamente.

Otras manifestaciones de los procesos descritos consisten en rubefacciones generalizadas alrededor de los nódulos y fundamentalmente alrededor de todo tipo de huecos. Estos aparecen bordeados por una orla más o menos neta de hidróxi-

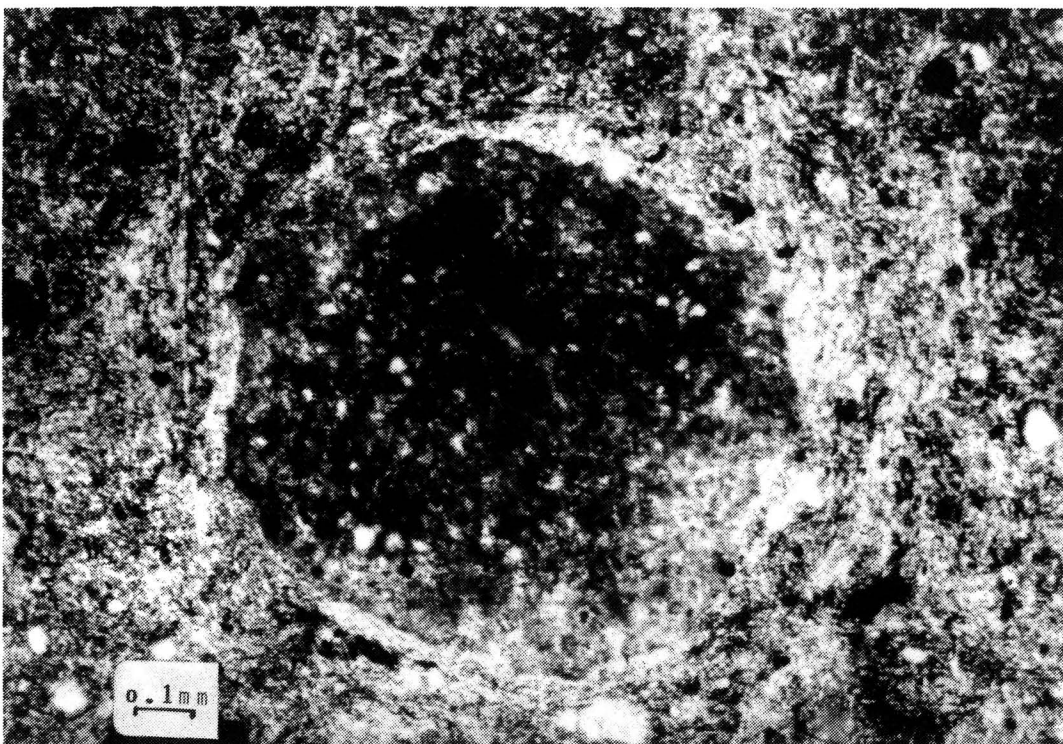
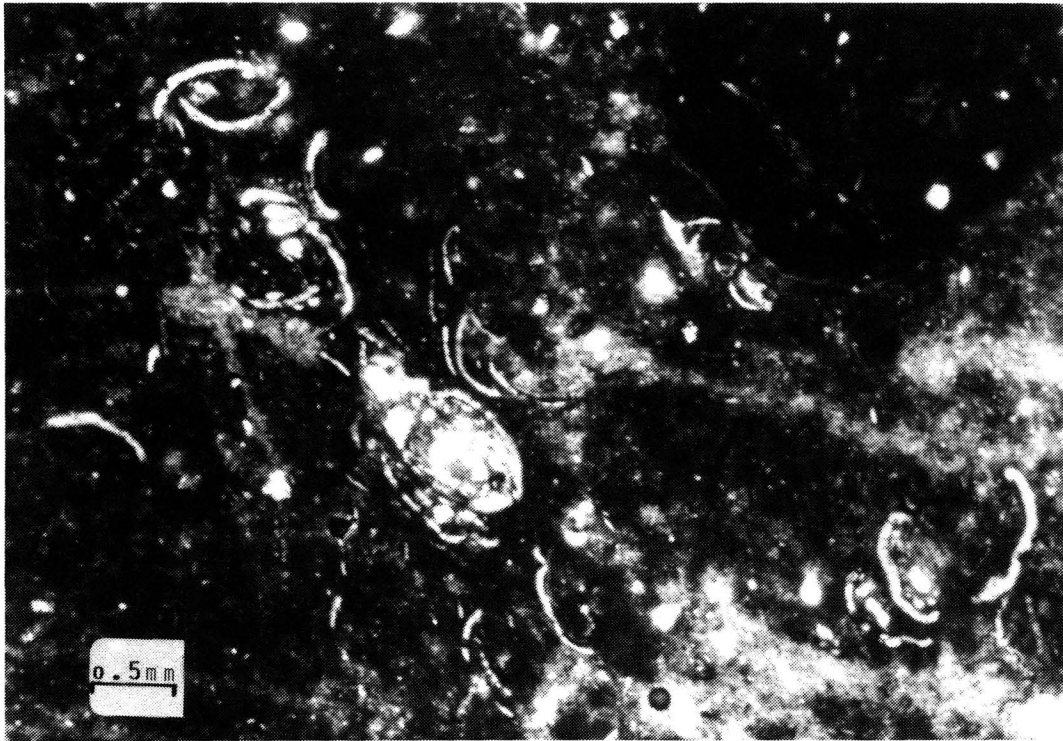


Figura 8. Marga con ostrácodos.

Figura 9. Procesos edáficos en una marga: nódulo con la textura original. Alrededor pérdida de carbonato y reorganización de arcillas.

dos de hierro, que atestiguan procesos de hidromorfismo. Además las arcillas se organizan en capas finas que pueden interpretarse como cuasi-cutanes de iluvación. También existen estriotúbulos y cámaras producidas por actividad orgánica.

Por último, señalar que al igual que ocurría con los encostramientos en la asociación de facies B, el componente carbonatado es calcita.

Las calizas se presentan bajo dos tipos de microfacies:

a) *Wackestones*.- En general se trata de biomicritas que ocasionalmente pueden tener intraclastos dolomíticos. Los bioclastos más característicos son ostrácodos y tallos y oogonios de charofitas, Fig. 10, aunque de forma muy puntual pueden ser muy abundantes los foraminíferos; también aparecen asociados pero siempre en proporciones mucho menores gasterópodos y otros moluscos. Los bioclastos son de muy pequeño tamaño, caracterizándose esta facies por un calibre bastante bueno. La matriz es micrítica. La porosidad es elevada predominando la de tipo fenestral que generalmente se conserva abierta, ya que el cemento esparítico es muy escaso o inexistente. Cuando hay algo de cemento esparítico es de tipo drúsico, tapizando las paredes de los poros, pero sin que llegue a cerrar completamente éstos. El contenido en detríticos es muy escaso, pues no supera nunca el 2%. Se trata de cuarzo tamaño limo y algo de arena fina, que puede empezar a ser corroído por la calcita, y muy escasas micas. Frecuentemente se asocian pequeñas colonias de *Microcodium*, que a veces están disgregadas y sus prismas forman parte de los bioclastos.

Los procesos pedogenéticos más intensos que afectan a las facies carbonatadas se dan siempre en esta microfacies, siendo frecuente que en campo se identifique como nivel radicular. Estos procesos se manifiestan por la existencia de nódulos ferruginosos de límites netos y difusos, concreciones con la periferia más ferruginosa que el núcleo, agrietamiento curvo y recto que afecta al interior y a los bordes de los nódulos y a la matriz. Es frecuente la concentración de arcillas debida a estos procesos pedogenéticos, que a menudo rellenan estriotúbulos, con frecuentes fragmentos desprendidos de las paredes de la cavidad.

b) *Packstones*.- Es una microfacies muy escasa comparativamente con la anterior. Son biomicritas a veces con abundantes pellets y a menudo con algo de dolomitización. Entre los bioclastos predominan, Fig. 11, ostrácodos y foraminíferos y son más escasos tallos y oogonios de charofitas, gasterópodos y otros moluscos. Aunque en un porcentaje muy bajo suele haber intraclastos dolomíticos y a veces intraclastos con un elevado contenido en hierro, que probablemente corresponden a la erosión de algún nivel fuertemente afectado por procesos pedogenéticos. La matriz es dolomicrita algo recristalizada a microesparita. La porosidad es inter- e intragranular y está abierta ya que no se observa ningún cemento. Hay un contenido relativamente elevado en detríticos, entre 10-25%. Predo-

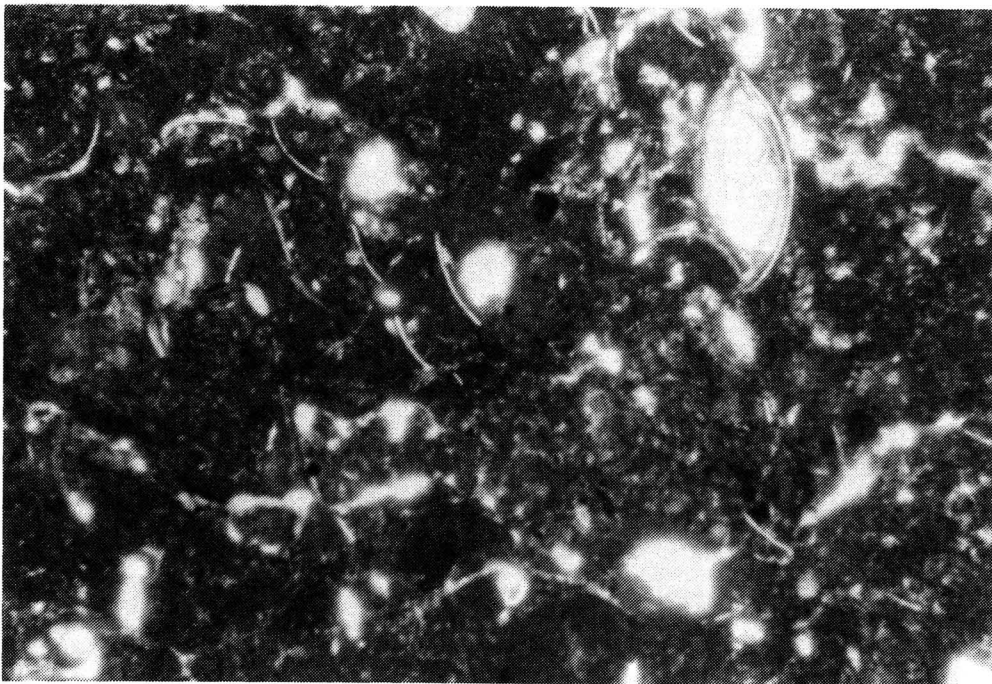
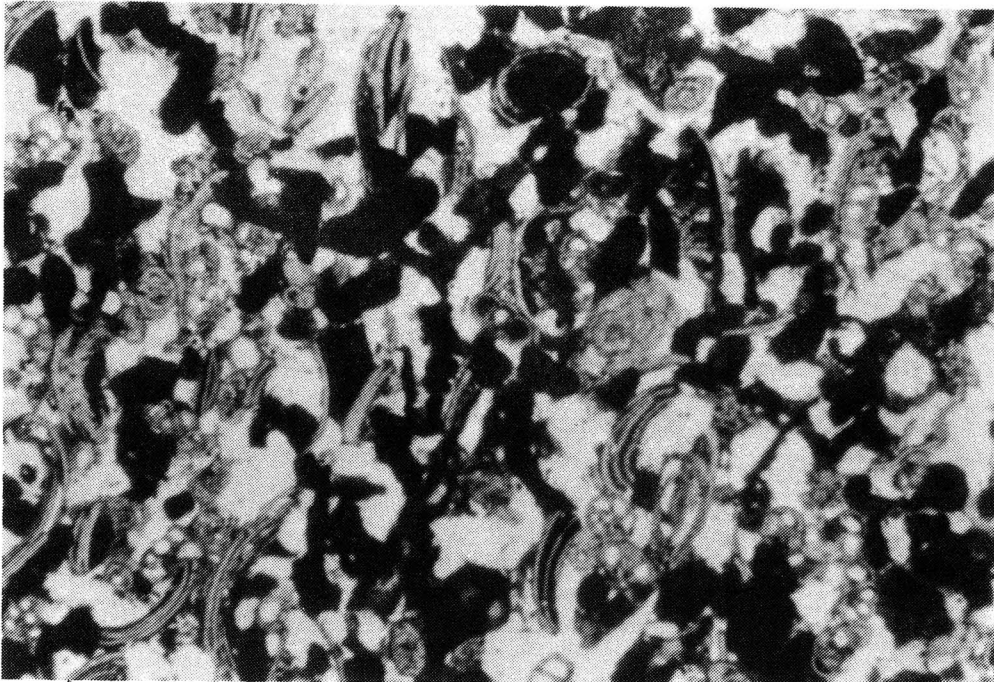


Figura 10. Caliza wackestone. Se puede observar valvas de ostrácodos muy finas, porosidad fenestral e inicio de nódulos en el ángulo inferior izquierdo. NP, X9.

Figura 11. Caliza Packstone. Se puede observar ostrácodos, foraminíferos, intraclastos y granos de cuarzo. Abundante porosidad abierta. NP, X8.

mina cuarzo tamaño limo y menor cantidad de tamaño arena fina, y en cantidades menores hay moscovita y glauconita. Es frecuente que los granos de cuarzo estén siendo corroídos por el carbonato. En general es una facies con un calibrado bastante bueno y en la que aparecen gradaciones y ripples.

En la fracción menor de  $2\mu$  de las calizas y margas, salvo en algunas calizas radicales que serán tratadas posteriormente, el aporte detrítico (illita-clorita-caolinita) es el mismo de la asociación de facies B. Por el contrario, la mineralogía neoformada es bastante compleja. En la Fig. 7 (M y C) se observa que los procesos de neoformación son escasos y diversos. Se manifiestan por asociaciones de minerales interestratificados, esmectitas, sepiolita y trazas de goethita, siempre en pequeñas cantidades y sin que los datos disponibles permitan extraer conclusiones definitivas. Únicamente se ha observado que el grado de edafización es proporcional a la cantidad de goethita, estando en cualquier caso este mineral representado en ínfimas cantidades.

Los niveles de calizas radicales (wackestones) y dentro de estos los que presentan mayor grado de edafización, que se acompaña a veces de procesos de karsificación incipiente, merecen una atención especial. La mineralogía de la fracción inferior a  $2\mu$ , tal y como se representa en la Fig. 7 (C.R) está constituida por paligorskita con algunas esmectitas, y trazas de illita como único testigo del aporte detrítico. En estos niveles es precisamente donde se han observado las mayores cantidades de goethita.

*Arcillas negras.*- Son arcillas y margas negras que tienen abundantes detríticos de tamaño arena e incluso gravilla. Poseen restos de vegetales, microvertebrados, peces, reptiles, ostrácodos y charofitas. Su espesor es variable, oscilando entre pocos milímetros y un metro.

Una propiedad importante de estos niveles es la relativa importancia del componente carbonatado. La mineralogía de la fracción menor de  $2\mu$  suele diferir del resto de las litofacies. En la Fig. 7 (A. N) se encuentra representado un caso extremo de la misma, en el que se observa una neoformación importante de esmectitas, acompañada de cantidades apreciables de paligorskita. De forma general, esta mineralogía indica un confinamiento del medio superior al de las margas y calizas.

## INTERPRETACIÓN Y MODELO SEDIMENTARIO

Las asociaciones de facies cuyas características se han descrito se suceden en la vertical, Fig. 4, dando un modelo de sedimentación del relleno de este sector de la Cuenca que comienza con ambientes fluviales y termina con ambientes lacustres-palustres.

A pesar de las escasas observaciones, la asociación de facies A se asimila a un ambiente fluvial de elevada sinuosidad. Se caracteriza por canales de arenas finas con acreciones laterales debido al crecimiento de barras de meandro y depósitos de desbordamiento sobre la llanura de inundación. En éstos es frecuente el desarrollo de suelos calcimorfos.

La asociación de facies B se interpreta como el depósito sobre una llanura de fango que tiene frecuentes oscilaciones del nivel freático, con prolongados periodos de exposición subaérea. Esto se justifica por la rubefacción generalizada del depósito y los encostramientos carbonatados incipientes y episódicos.

Los ciclos granodecrecientes identificados dentro de esta asociación apuntan hacia dos tipos de condiciones ambientales dentro de la llanura de fango. Por una parte los ciclos situados en la base de la serie, Fig. 4, con yesos diagenéticos y carbonatos radiculares a techo indican condiciones restringidas, con ausencia casi total de drenaje. Se desarrollan en zonas topográficas deprimidas de la llanura de fango, en las que se instalan charcas relativamente estables colonizadas por la vegetación. Estas charcas reciben un aporte relativamente importante en  $\text{SiO}_4\text{H}_4$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , a través de la capa freática, procedente sin duda de los encostramientos calcáreos liberadores de estos iones. Este aporte unido a los de arcillas detríticas en el medio citado explican la neoformación de arcillas magnesianas (sepiolita).

Por otra parte las areniscas intercaladas entre las limolitas, en el tramo medio de la asociación, corresponden a los depósitos dejados por láminas de agua de escasa profundidad. Éstas drenaban temporalmente la llanura de fango, interrumpiendo las condiciones de exposición subaérea y la acumulación de fango.

La asociación de facies C corresponde a un ambiente lacustre. Se trataría de lagos muy someros con importantes oscilaciones del nivel del agua, lo que posibilitaría la instalación de procesos edáficos, marcadores de ambientes palustres, sobre las distintas litofacies. Se llama facies palustre en este trabajo a las facies lacustres afectadas por importantes procesos edáficos (FREYET y PLAZIAT, 1982).

Las litofacies lacustres aquí identificadas corresponden tanto a las zonas marginales como a las centrales del lago. Las zonas marginales están caracterizadas por limolitas y calizas wackestone que corresponden a depósitos litorales en el sentido de RYDER et al. (1976), LINK y OSBORNE (1978) y CABRERA et al. (1985).

Las limolitas, Fig. 12, se interpretan como facies litorales en las zonas marginales del lago. Estas zonas están sometidas a la influencia de la sedimentación detrítica, con canales pequeños y esporádicos que introducen terrígenos en la cuenca lacustre, modificando temporalmente las áreas litorales dominadas por sedimentación carbonatada. Estos canales están ligados a las zonas terminales de los complejos de abanicos aluviales del bordè Norte de la Cuenca.

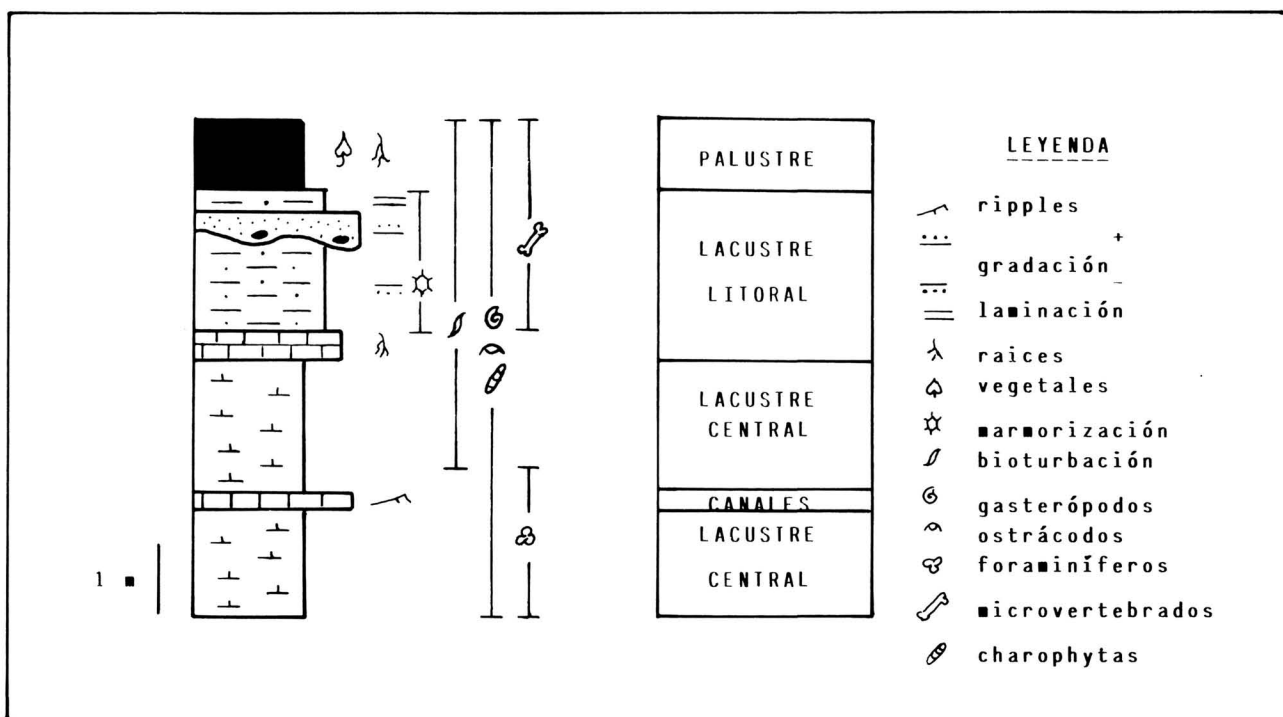


Figura 12. Secuencia característica de la Asociación de facies C.

La facies calcárea litoral (wackestone), Fig. 12, indica una cierta energía en el medio que permite una buena clasificación del sedimento y un retrabajamiento de los clastos formados por desecación. Esto indica oscilaciones del nivel del agua del lago con desecación —aguas bajas— y retrabajamiento de los clastos producidos —aguas altas— (FREYDET y PLAZIAT, 1982).

Las zonas centrales del lago vienen caracterizadas por facies margosas. Dentro de éstas se pueden diferenciar dos tipos. Unas no afectadas por procesos edáficos, que son escasas, y corresponden a las zonas más centrales del lago, y otras más abundantes, que sí se encuentran afectadas por estos procesos. Esto indicaría que el desarrollo de procesos pedogenéticos se da incluso en zonas muy internas del lago.

Las calizas packstone por sus características se interpretan como pequeños canales que atravesando toda la zona litoral van a parar a las zonas centrales del lago, intercalándose entre las facies margosas características de estas zonas, Fig. 12. Estos canales eran de pequeña envergadura y muy episódicos, dada la escasa representación que esta facies tiene en la secuencia.

Sobre este contexto deposicional se instalan facies palustres con niveles radiculares con paligorskita, intensa marmorización y edafización en las litofacies y con sedimentación de arcillas negras, sobre todo en las zonas litorales, lo cual indica una lámina de agua de poco espesor o en muchos momentos inexistente en toda la zona litoral e incluso en las zonas centrales del lago. Todo esto es un claro indicio de la fluctuación de los márgenes del lago causada por el ascenso



y descenso del nivel del agua con la instalación de facies palustres en las etapas de descenso. Estas oscilaciones llegan a afectar a las zonas internas del lago.

Por otro lado las packstone que no están afectadas por procesos edáficos, pero que sí presentan clastos carbonatados procedentes de la erosión de niveles afectados por ellos, claramente indican su origen canalizado y su circulación a través de la zona litoral donde se estaban desarrollando los suelos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la desinteresada colaboración de Philippe Larqué y sus colaboradores del Centre de Geochimie de la Surface, Univ. «Louis Pasteur» de Strasbourg (Francia) así como a M. Sánchez Camazano de la Unidad de Físico-Química de Arcillas del I.O.A.T.O. de Salamanca.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J. R. L. (1963): The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93-114.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M. A.; GARCÍA-MORENO, E. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N.: Paleontología y Bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. (en este volumen).
- BREWER, R. (1964): Fabric and mineral analysis of soils. *J. Wiley, New York, London*. 470 p.
- CABRERA, L.; COLOMBO, F. y ROBLES, S. (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene Marginal Alluvial Systems of the SE. Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. 6<sup>th</sup> *European Regional Meeting. Excursion Guidebook (Ed. M. D. Milá y J. Rosell). Lleida Spain*. pp. 395-492.
- CORROCHANO, A. y PENA DOS REIS, R.: Analogías y diferencias en la evolución sedimentaria de las Cuencas del Duero, Occidental Portuguesa y Lousã (Península Ibérica). (en este volumen).
- FREYDET, P. y PLAZIAT, J.-C. (1982): Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 213 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915): Geología y paleontología del Mioceno de Palencia. *Junta Ampl. Est. e Inv. Cientif. Comunicación de Inv. Paleont. y Prehist*, 5.
- LINK, M. H. y OSBORNE, R. H. (1978): Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California, *Modern and Ancient Lake Sediments (Ed. A. Matter and M. E. Tucker). Spec. Publs int. Ass. Sediments*. 2, 169-187.

- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. y BORJA SÁNCHEZ, F. (1982): Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: Listas faunísticas preliminares e implicaciones bioestratigráficas y paleofisiográficas. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geológico-Mineros*, VI, parte I, 341-353.
- PELÁEZ DE LUCAS, M. I. (1977): Sedimentología del Mioceno entre Medina de Rioseco-Tordesillas-Zaratán. *Tesis de Licenciatura. Oviedo*.
- PORTERO, J. M.; OLMO, P. y OLIVE, A.: El Neógeno de la Transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. *Geología de España. Libro homenaje a J. M. Ríos. (En prensa)*.
- PORTERO, J. M.; OLMO, P. del; RAMÍREZ DEL POZO, J. y VARGAS ALONSO, I. (1982): Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geológico-Mineros*, VI, parte I, 10-37.
- RYDER, R. T.; FOUCH, T. D. y ELISON, J. H. (1976): Early Tertiary sedimentation in the Western Uinta Basin, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 496-512.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1982): Características de la sedimentación miocena en la zona Norte de la Cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979. Temas Geológico-Mineros*, VI, parte II, 701-705.
- TRAUTH, N. (1977): Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France) et Jbel Ghassoul (Maroc). *Sciences Géologiques*, 49, 195 p.