

TRANSICIÓN DE ABANICOS ALUVIALES A EVAPORITAS EN EL MIOCENO DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE MADRID (SECTOR BARAJAS DE MELO-ILLANA)

J.P.Rodríguez Aranda, J.P.Calvo y S.Ordóñez (1)

(1) Dpto. Petrología y Geoquímica. Facultad de CC. Geológicas. Univ. Complutense. 28040.- MADRID

RESUMEN

La sedimentación de las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid en el Sector Barajas de Melo-Illana, tuvo lugar mediante sistemas de abanicos aluviales áridos o semiáridos que gradaban desde la Sierra de Altomira al Oeste hacia un ambiente de lago salino. Los sistemas de abanicos aluviales tienen un escaso desarrollo en sentido axial, menos de 3 km, presentando en la Unidad Inferior una transición proximal-distal clara, desde depósitos de flujo en masa, con cantos de yeso, a sedimentos de flujos acuosos canalizados, y de estos últimos a niveles tabulares, originados por mantos de arroyada. Las facies lacustres de la Unidad Inferior constan de sales solubles en profundidad, que en afloramiento se muestran transformadas a yesos secundarios. Por el contrario, los sedimentos lacustres salinos de la Unidad Intermedia son yesos primarios de precipitación química bajo lámina de agua y yesos detríticos. Entre ambas unidades, Inferior e Intermedia, se puede definir una ruptura sedimentaria correlacionable con las definidas a nivel cuencal.

Las facies detríticas aluviales de borde de la Unidad Inferior presentan una cementación yesífera nodular, originalmente anhidrítica, generada a partir de flujos subterráneos procedentes de la Sierra de Altomira. El sulfato cálcico cementante proviene del lixiviado de las formaciones evaporíticas cretácicas y de edad paleógena de dicha sierra y, en menor medida, de la disolución de clastos y matriz yesífera deposicional de las propias facies detríticas. Asimismo estos flujos han aportado grandes cantidades de solutos a la cuenca evaporítica lacustre.

Palabras clave: Cuenca de Madrid, Mioceno, borde de cuenca, abanico aluvial, llanura lutítica, lago salino, cementación yesífera, flujos subterráneos, reciclaje de evaporitas.

ABSTRACT

The sediments that form the Lower and Intermediate Units of the Miocene in the Barajas de Melo-Illana region were deposited in arid to semi-arid alluvial-fan systems that graded axially into a saline lake environment. The fanheads attached to the Altomira Range. Areal extent of the alluvial fans of the Lower Unit is short (less than 3 km in length) and the distribution of facies within the fans shows a typical zonation from proximal to distal areas. The proximal facies are characterized by mass flow deposits that contain abundant clasts of gypsum; distally, these deposits evolve to channelised gravel and sandstone units and furtherly to tabular-bedded sandstones and siltstones originated from sheet floods. The lacustrine facies of the Lower Unit consist of evaporites that occur as gypsum deposits in outcrops but contain abundant soluble salts in subsurface. Contrarily, the lacustrine facies of the Intermediate Unit consist of primary gypsum formed by chemical precipitation as well as detrital gypsum deposits.

The detrital facies that form the marginal deposits of the Lower Unit close to Altomira Range are highly cemented by nodular gypsum. The gypsum was initially anhydrite and was precipitated from groundwater flows coming from Altomira Range. The calcium sulphate that form the cement was derived by leaching of Cretaceous and Paleogene evaporite formations set in the Altomira Range. Dissolution of both gypsum and matrix of the primary detrital facies could also account for the supply of calcium sulphate. It is also assumed that those flows yielded a large amount of solutes that fed the saline lake in the basin.

Key words: Madrid Basin, Miocene, alluvial fan, mud flat saline lake, gypsum cementation, groundwater flows, recycling of evaporites.

Rodríguez Aranda, J.P., Calvo, J.P. y Ordóñez, S. (1991): Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Sector Barajas de Melo-Illana). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 33-50

Rodríguez Aranda, J.P., Calvo, J.P. and Ordóñez, S. (1991): Transition from alluvial fans to evaporites in the Miocene of the eastern margin of the Madrid Basin (Barajas de Melo-Illana Sector). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 33-50

1. INTRODUCCIÓN

Los sedimentos neógenos del Sector Barajas de Melo-Illana, provincias de Cuenca y Guadalajara (fig. 1), se encuadran desde un punto de vista geológico en la denominada Cuenca de Madrid (Megías *et al.*, 1980). Para dicho sector, la alineación montañosa de la Sierra de Altomira constituye el borde oriental de la cuenca.

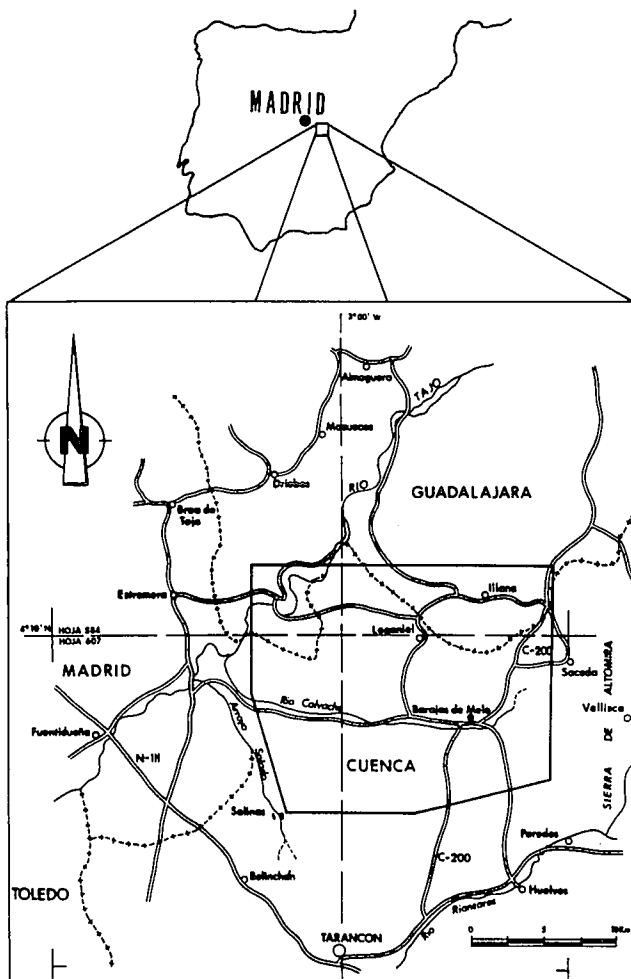


Fig. 1.-Situación geográfica de la zona de estudio.
Fig. 1.-Location map of the study area.

La estratigrafía de los depósitos neógenos de la Cuenca de Madrid ha sido establecida en su versión más reciente por diversos autores (Alberdi *et al.*, 1983; Junco y Calvo, 1983; Antunes *et al.*, 1987; etc.). Estos autores distinguen tres unidades tectosedimentarias mayores separadas por disconformidades o sus correspondientes paraconformidades: Inferior, Intermedia y Superior. Las dos primeras se depositaron bajo un régimen de sedimentación continental endorréico (Calvo *et al.*, 1989 a); sin embargo, para la Unidad Superior se han descrito asociaciones y distribuciones de facies que sugieren una sedimentación bajo un régimen igualmente continental pero de carácter posiblemente exorréico (Capote y Carro, 1968; San José, 1975). Las tres unidades

mayores mencionadas anteriormente se han identificado en la zona de estudio (fig. 2).

Con los trabajos de Riba (1957) y Benayas *et al.* (1960) se empiezan a considerar como un rasgo esencial de la arquitectura del Neógeno de la Cuenca de Madrid los cambios laterales de facies entre los sedimentos detríticos, que orlan los bordes de la cuenca, y los materiales evaporíticos y carbonáticos, que afloran hacia el centro de aquella. Estos cambios laterales de facies son frecuentes y marcados en el Sector Barajas de Melo-Illana.

Por otro lado, la importancia de los sedimentos salinos en el área de estudio ya fue manifestada por Mingarro (1966), quien cita la presencia de sales solubles en las vertientes del valle del río Calvache. Esta importancia también se refleja en la existencia de manantiales de aguas cloruradas y sulfatado sódicas. Tal es el caso de las Salinas de Belinchón (Arandilla *et al.*, 1975) (fig. 1).

En el momento actual, la información geológica de carácter amplio existente sobre la zona estudiada consiste esencialmente en los mapas geológicos de la serie MAGNA de escala 1:50.000, hojas de "Tarancón" (Arandilla *et al.*, 1975) y "Mondejar" (San José, 1975), y del estudio de Fort *et al.* (1982) en el Sector Pastrana-Illana. Se deben reseñar de igual modo las referencias a la zona de algunos trabajos temáticos como son el estudio hidrogeológico de Mingarro (1966), la síntesis sobre la tectónica postmiocena de Capote y Fernández-Casals (1978), el estudio de las rocas silíceas miocenas de la Cuenca del Tajo realizado por Bustillo (1976) y los artículos sobre los depósitos terciarios de yesos detríticos en la Cuenca de Madrid de Megías *et al.* (1981, 1982).

El presente trabajo tiene como objetivos por una parte, el establecimiento de la litoestratigrafía de los depósitos neógenos que afloran en el Sector Barajas de Melo-Illana, y por otra, la caracterización petrológica y sedimentológica de los materiales que constituyen las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno en este área. A partir de esta caracterización se proponen sendos modelos sedimentarios y paleogeográficos. Asimismo se ha estudiado de un modo particular la cementación yesífera que presentan las facies detríticas de borde de la Unidad Inferior, y se ha interpretado su génesis. Para cumplir con estos objetivos se ha confeccionado una nueva cartografía geológica a escala 1:50.000, se han levantado 12 columnas estratigráficas y 2 cortes geológicos y se han analizado un total de 75 muestras mediante microscopio petrográfico y/o difracción de Rayos-X.

2. ENCUADRE GEOLÓGICO DE LA ZONA

A grandes rasgos, se pueden diferenciar en el área estudiada tres grandes conjuntos de materiales de acuerdo con su disposición estructural y sus características estratigráficas.

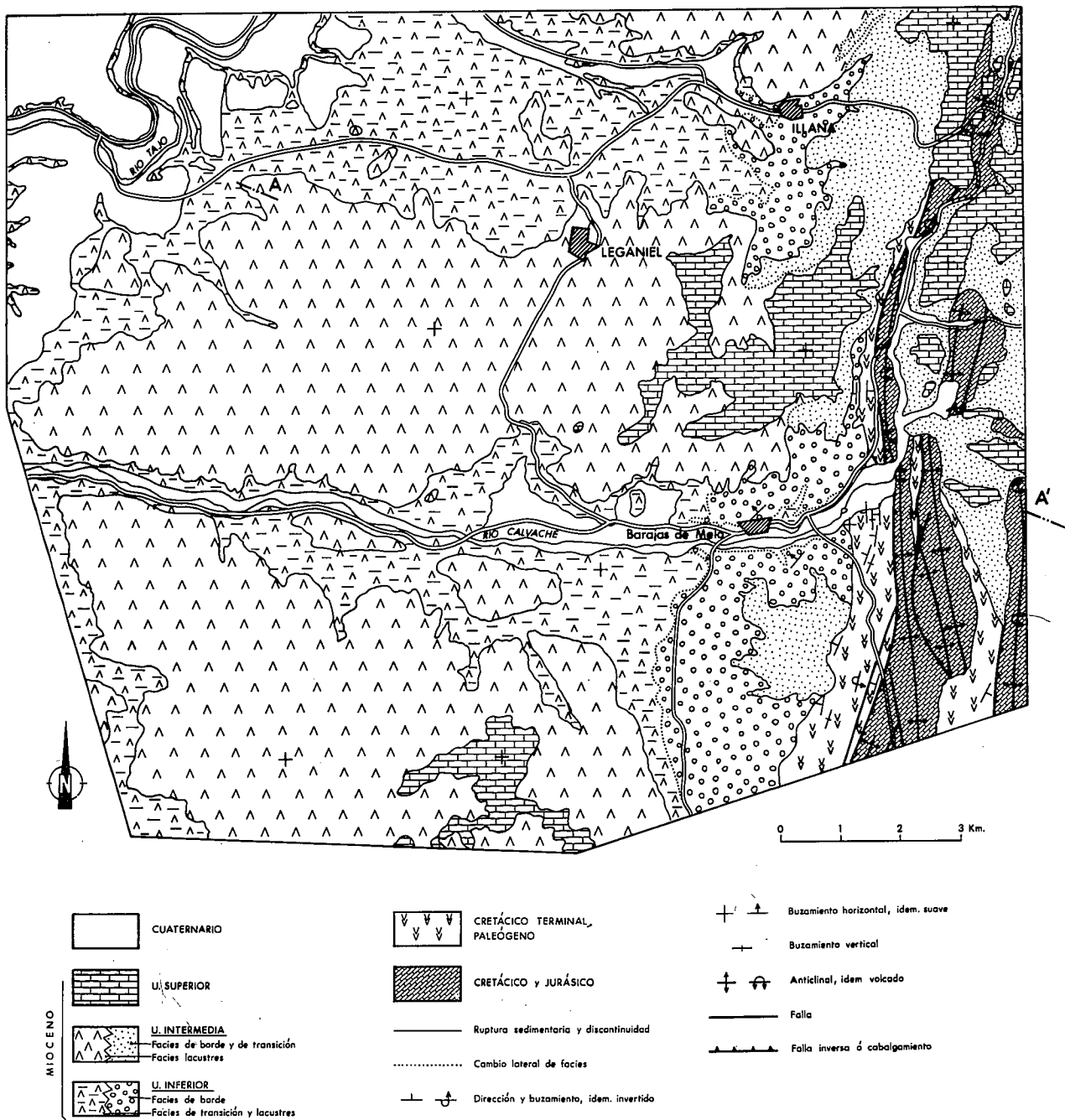


Fig. 2.-Esquema geológico de la zona de estudio. Parcialmente basado en San José (1975) y Arandilla *et al.* (1975).
 Fig. 2.-Geologic sketch map of the study area. Partially based on San José (1975) and Arandilla *et al.* (1975).

2.1.- Mesozoico-Paleoceno

El primer conjunto corresponde a los materiales mesozoicos y paleógenos (Sánchez Soria y Pignatelli, 1967; Arandilla *et al.*, 1975) que afloran en la parte oriental de la zona (fig. 2). Este conjunto consta principalmente de carbonatos, yesos y, en menor proporción, sedimentos terrígenos, y está afectado por una fuerte tectónica compresiva. Dicha tectónica se manifiesta en numerosos pliegues y cabalgamientos (vergentes al Oeste), fallas y discordancias, de dirección predominante N-S. En la figura 2 se pueden apreciar los

frentes de cabalgamiento y una discordancia progresiva en el Paleógeno. Las rocas y sedimentos mesozoicos y paleógenos constituyen los relieves que forman las estribaciones de la Sierra de Altomira.

2.2.- Mioceno

El segundo conjunto está representado por el Mioceno, el cual ocupa aproximadamente las tres cuartas partes de la superficie cartografiada (fig. 2). Aparece prácticamente horizontal, aunque es detectable un suave

buzamiento regional de 5.º-7.º, con tendencias hacia el NW o SW. El Mioceno descansa en discordancia progresiva y angular sobre los materiales paleógenos y discordancia angular sobre el Mesozoico. En ocasiones, donde los sedimentos miocenos se apoyan sobre la serie paleógena muestran buzamientos de hasta 40º W, pero al alejarse de la zona de contacto tienden a disponerse horizontales (fig. 6-A).

Este Mioceno se puede correlacionar geométricamente y desde un punto de vista litoestratigráfico con los afloramientos de esta edad de las zonas colindantes (Arandilla *et al.*, 1975; San José, 1975; Megías *et al.*, 1982; Calvo *et al.*, 1984; Calvo *et al.*, 1989a).

Dentro de los depósitos miocenos de la zona, tan solo se ha encontrado un resto paleontológico, clasificado por el Dr. J. Morales (comunicación personal, 1989) como un molar decimal de Paleomerícido; tentativamente se atribuye al Aragoniense Inferior (Rambliense), teniendo en cuenta la dispersión temporal de este hallazgo y la posición de los niveles en que fue encontrado.

En el conjunto Mioceno se han distinguido las tres unidades tectosedimentarias mayores definidas en la Cuenca de Madrid (Junco y Calvo, 1983), que, a su vez dentro de nuestra zona, se subdividen en diez unidades litoestratigráficas (fig. 3 y 4):

a) *Unidad inferior*: Incluye una serie de unidades que gradan lateralmente, partiendo de la Sierra de Al-

tomira hacia el Noroeste, desde depósitos detríticos, a través de facies lutíticas, a evaporitas (figs. 3 y 4). La potencia máxima visible de los depósitos detríticos, que suelen mostrar un típico color rojo salmón, normalmente no sobrepasa los 60 m; sin embargo, en la serie evaporítica y lutítica se han medido espesores de más de 100 m.

b) *Unidad Intermedia*: Análogamente a la Unidad Inferior, se compone de varias unidades litoestratigráficas que se relacionan entre sí mediante cambios laterales de facies. Los sedimentos detríticos tienen un espesor muy variable, desde pocos metros a 60 m, y gradan rápidamente hacia el Oeste a una sucesión yesífera color crema de unos 100 m de potencia máxima. El límite inferior de esta unidad viene representado por un nivel de lutitas verdes con carbonatos, de un espesor medio de unos 3 m y de gran continuidad a lo largo de la zona. Donde las dos unidades mayores, Inferior e Intermedia, presentan facies detríticas gruesas el límite entre ambas resulta difícil de establecer.

En las zonas adyacentes a la Sierra de Altomira, la Unidad Intermedia adopta una disposición en onlap sobre la Unidad Inferior, llegando a adosarse directamente sobre los relieves de dicha sierra (fig. 3).

Las características del límite entre la U. Inferior y a U. Intermedia nos permiten definirlo como una ruptura sedimentaria (Megías *et al.*, 1980), correlacionable con las distinguidas a nivel cuencial (Calvo *et al.*,

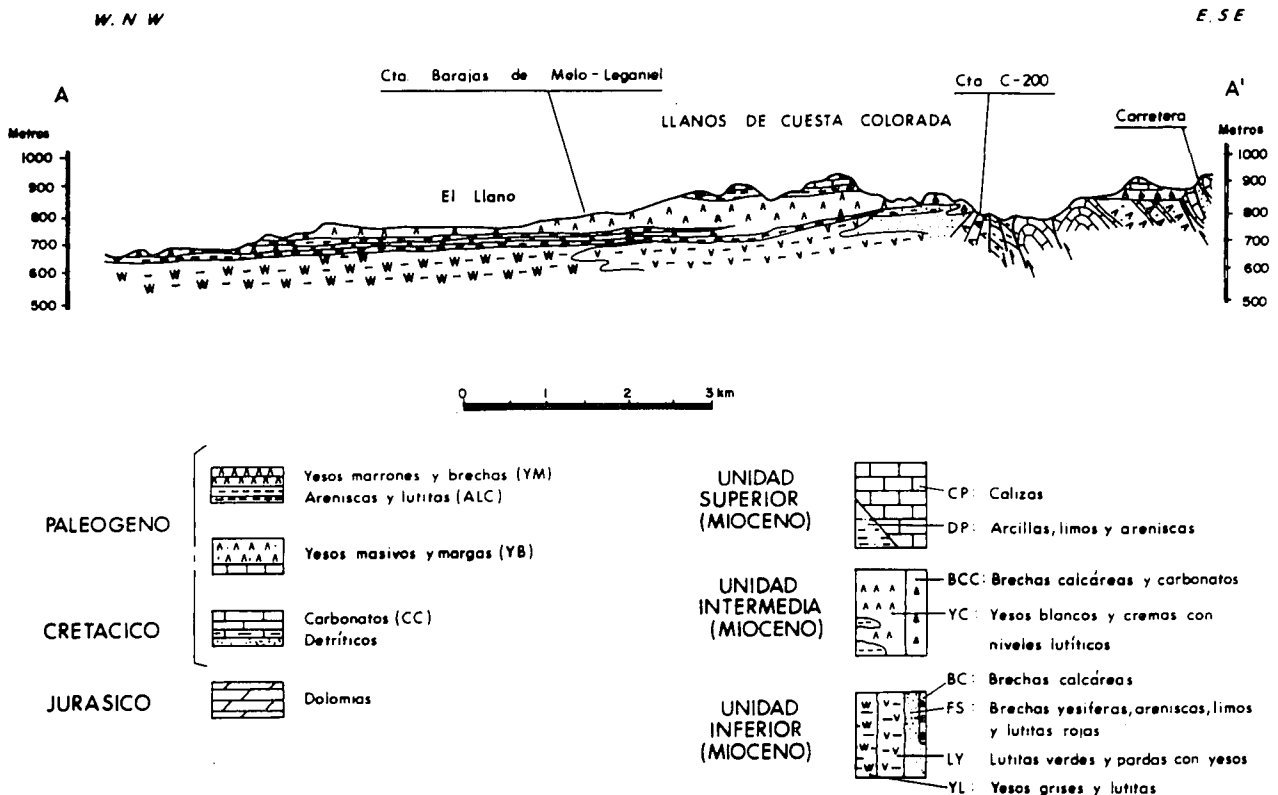


Fig. 3.-Corte geológico transversal del área cartografiada. Situación en la fig. 2.
Fig. 3.-Transverse geologic profile of the mapped area. Location on fig. 2.

1984; Ordóñez *et al.*, 1985; Alonso Zarza *et al.*, 1989).

c) *Unidad Superior*: Se apoya en discordancia erosiva sobre la Unidad Intermedia así como sobre el conjunto Mesozoico-Paleógeno. Consta de dos unidades litoestratigráficas: una detrítica basal predominantemente arcillosa, de 0 a 15 m de potencia; y otra carbonática de naturaleza micrítica, con un espesor medio inferior a 20 m, cuyo techo está karstificado.

2.3.- Cuaternario

Por último, el tercer conjunto diferenciado corresponde a depósitos cuaternarios, los cuales se superponen horizontalmente, salvo excepciones debidas a neotectónica, al resto de los materiales. Destacan dentro de este conjunto las terrazas y sedimentos aluviales de fondo de valle de los ríos Tajo y Calvache.

3. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Se ha realizado un análisis sedimentológico detallado de los depósitos miocenos de las Unidades Inferior e Intermedia, los cuales se distribuyen según un modelo sedimentario de transición de abanicos aluviales a evaporitas. La Unidad Superior queda fuera del presente estudio por la escasa jerarquización que presenta en la distribución de facies. Un estudio más significa-

tivo de esta última unidad exigiría el análisis de un área mucho más amplia dentro de la cuenca.

El análisis sedimentológico se basa en la definición de facies y su agrupación natural en asociaciones y secuencias, se han analizado para ello 12 columnas estratigráficas (algunas de las cuales se encuentran en la fig. 5) y numerosos afloramientos puntuales.

El conjunto Mesozoico-Paleógeno de la Sierra de Altomira ha representado el papel de borde de cuenca y área fuente para las Unidades Inferior e Intermedia en este sector de la Cuenca de Madrid, tal como corroboran las observaciones sedimentológicas realizadas. La litología de este borde, predominantemente carbonática y yesífera (fig. 4), ha condicionado la composición de las facies detríticas que proceden de él; en éstas, los relativamente escasos minerales siliciclásticos son heredados de los sedimentos terrígenos paleógenos y de las formaciones detríticas de la base del Cretácico.

Por otro lado, el funcionamiento tectónico del borde de cuenca, que es patente durante el Oligoceno y Mioceno inferior (Capote y Carro, 1970; Manera, 1981; Calvo *et al.*, 1989 b), ha controlado la sedimentación y desarrollo de los sistemas de abanicos aluviales que partían de la Sierra de Altomira hacia el Oeste.

A continuación se describen someramente las facies detríticas de borde de cuenca, de transición y lacustres de las Unidades Inferior e Intermedia, y se interpretan sus ambientes deposicionales.

3.1.- Unidad Inferior

3.1.1.- Facies detríticas de borde de cuenca

a) Descripción

Se han distinguido facies de brechas, de areniscas y lutíticas.

— Las facies de *brechas* se componen esencialmente de clastos angulosos y subangulosos de 1 a 10 cm de tamaño medio, centil muy variable y composición dolomítica; en las zonas próximas al contacto Mioceno-Paleógeno pueden presentar proporciones notables de clastos de yeso, procedentes de la erosión de la formación yesífera paleógena (fig. 4). Suelen hallarse cantos de cuarcita en baja proporción. La matriz puede ser arenosa de composición litarenítica y/o lutítica.

Existen cuerpos de brechas tanto de carácter matriz-sostenido, cuyo extremo lo constituyen sedimentos lutíticos arenosos con cantos dispersos, como de carácter clasto-sostenido. Estos últimos tienen una geometría que varía desde canaliforme a tabular, y su estructura interna es masiva o con una cierta estratificación horizontal (fig. 6-B y C). Por lo general, los cuerpos canaliformes tienen un espesor máximo medio de 1 a 2 m y una anchura de 4 a 6 m.

Salvo en algunos sedimentos matriz-sostenidos (unidad de Brechas Calcáreas, fig. 4) adosados a la Sierra de Altomira, las facies brechoides presentan un cemento yesífero alabastrino nodular. (fig. 6c)

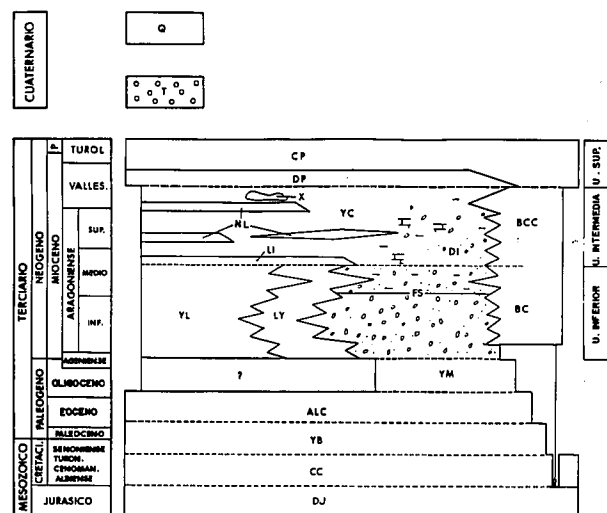


Fig. 4.- Columna de yacencias de las diferentes unidades y conjuntos litoestratigráficos aflorantes en el Sector Barajas de Melomillana. DJ: Dolomías Jurásicas; CC: Carbonatos Cretácicos; YB: Yesos Basales; ALC: Areniscas, Lutitas y Carbonatos; YM: Yesos Marrones; BC: Brechas Calcáreas; FS: Facies Salmón; LY: Lutitas con Yesos; YL: Yesos con lutitas; LI: Lutitas de la U. Intermedia; BCC: Brechas Calcáreas y Carbonatos; DI: Detríticos de la U. Intermedia; NL: Niveles Lutíticos; YC: Yesos Crema; X: Niveles de Sflex; DP: Detríticos del Páramo; CP: Calizas del Páramo; T: Terrazas Fluviales; Q: Cuaternario reciente y actual.

Fig. 4.- Composite lithostratigraphic log of the Barajas de Melomillana Sector.

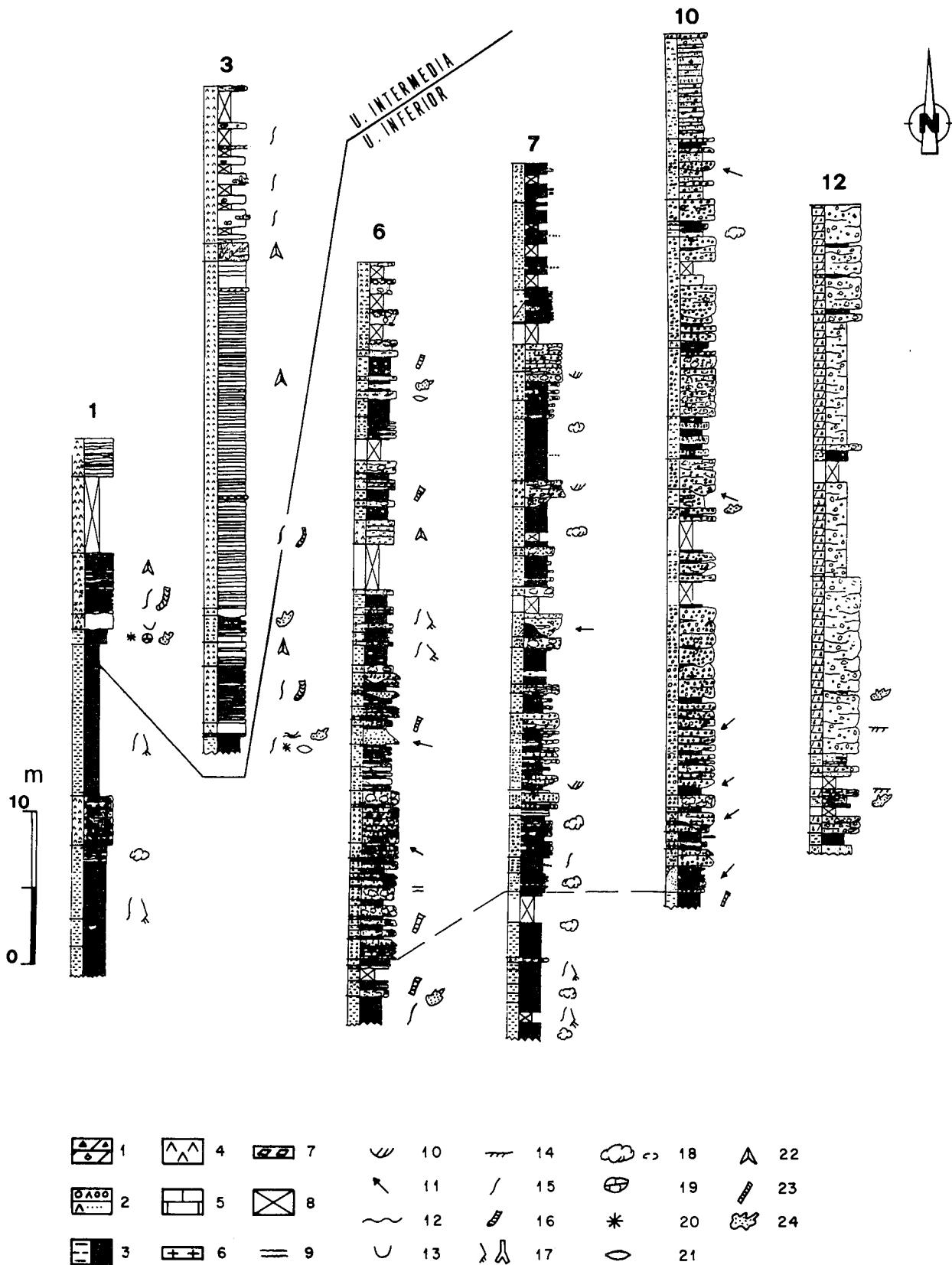


Fig. 5.-Columnas estratigráficas significativas del Mioceno del área de estudio. Línea de abatimiento aproximada según cota topográfica, longitud: 4 Km. LEYENDA: 1.- Brechas calcáreas. 2.- Brechas y areniscas con cemento yesífero. 3.- Lutitas. 4.- Yesos. 5.- Carbonatos. 6.- Sílex. 7.- Glauberita. 8.- Tramo cubierto. 9.- Estratificación paralela. 10.- Estratificación cruzada de surco. 11.- Paleocorriente. 12.- Base deformada o erosiva. 13.- Huella de carga. 14.- Superficie rubefactada. 15.- Bioturbación. 16.- Estriotúbulo. 17.-Huellas de raíces y rizolitos. 18.- Nódulos de yeso. 19.- Nódulos de carbonato. 20.- Rosetas de yeso. 21.- Lenticulas de yeso. 22.- Pseudoselenitas. 23.- Grietas con yeso fibroso. 24.- Eflorescencias salinas actuales.

— Las facies de areniscas muestran una composición litarenítica, fundamentalmente granos de dolomía (monocristalina, doloesparita y dolomicrita) y cuarzo mono y policristalino; como accesorios se han distinguido feldespatos, turmalina, yeso, opacos, fragmentos de roca metamórfica, etc. El tamaño de grano varía de arenas finas a muy gruesas con cantos dispersos, y la selección, al igual que la redondez, de moderada a baja.

Se distribuyen en niveles de espesor centimétrico a decimétrico con gran extensión lateral y con laminación paralela, o bien en cuerpos discontinuos, a techo de los de los bancos de brechas y entre ellos, o rellenando pequeñas acanaladuras (*scours*), fig. 6-C.

Las areniscas típicamente están cementadas y reemplazadas por yeso micronodular con texturas poiquilóticas (fig. 8-A), aunque en otras ocasiones incluyen pequeñas lenticulas de yeso.

Las direcciones de paleocorrientes medidas en los canales y pequeñas acanaladuras tienen un rango de variación desde SW a N.

— Las facies *lutíticas* asociadas a los sedimentos de brechas y areniscas presentan un color rojizo asalmonado muy característico. Comúnmente son masivas pero, a veces, se observan laminaciones paralelas bien definidas. La composición de la fracción arcillosa es paligorskítica con proporciones variables de illita y clorita e indicios de caolinita. Generalmente tiene granos y cantos finos dispersos de cuarzo y carbonatos.

Se suelen encontrar nódulos y micronódulos de yeso en su seno, desarrollándose los micronódulos en los niveles más arenosos y limolíticos. También son frecuentes las grietas rellenas de yeso fibroso.

Se distribuyen en bancos tabulares de continuidad lateral relacionada directamente con el espesor, éste oscila de pocos centímetros a 4 m, y la continuidad lateral desde pocos metros a cientos de metros.

b) Asociaciones de facies y secuencias

Las facies descritas se agrupan en asociaciones (fig. 7-A, B y F) que pueden tener carácter secuencial (fig. 7-C, D y E).

Las asociaciones A y B son típicas de los sedimentos próximos a la Sierra de Altomira. Las secuencias C y D constituyen la mayor parte de los depósitos detríticos aflorantes de la Unidad Inferior, siendo la secuencia C más abundante hacia la base y techo de la sucesión, así como hacia el Oeste. La secuencia E caracteriza a la base y a los términos más distales de la sucesión detrítica de borde. La asociación F y la asociación de facies de la secuencia E son frecuentes hacia el techo de la serie.

c) Interpretación

Las asociaciones A y B con sedimentos matriz-

sostenidos representan depósitos de flujo en masa (flujos densos de derrubios y coladas de fango) que pueden intercalar depósitos de flujos acuosos (asociación B). Estas asociaciones son características de la zona proximal de abanico aluvial (Hooke, 1967; etc.) y/o de depósitos de ladera (asociación A).

La secuencia D representa facies de relleno de canal que pueden estar fosilizadas por sedimentos de inundación (Miall, 1985) o pueden ser parcialmente erosionadas por otros cuerpos de brechas. La secuencia C se corresponde con un primer episodio de depósito mediante un flujo altamente energético no confinado (manto de arroyada), o bien semiconfinado a expensas de la paleomorfología deposicional, y un segundo episodio, no siempre presente, de sedimentación lutítica en inundaciones.

La distribución de las secuencias C y D, típicas de la zona media de abanico aluvial, nos indica un funcionamiento del sistema en las partes internas de dicha zona mediante flujos canalizados que pierden su confinamiento hacia el Oeste.

La asociación de la secuencia E y la asociación F se corresponden con una sedimentación de carga predominantemente arenosa por mantos de arroyada (*sheet-floods*) en un ambiente de llanura arenosa (*sand-flat* de Hardie *et al.*, 1978). Caracterizarían pues a la zona distal de los abanicos aluviales.

En conjunto, se han diferenciado dos sistemas de abanicos aluviales (fig. 10-A), que se identifican con las unidades litoestratigráficas Facies Salmón y Brechas Calcáreas (fig. 4):

(1) El primer sistema (unidad de Brechas Calcáreas), que incluye también depósitos de ladera, tiene un desarrollo lateral muy escaso, menor de 1 km, y sus facies no presentan cantos de yeso ni cementación yesífera. Únicamente se reconocen sedimentos de flujo en masa (asociación A).

(2) El segundo sistema (Facies Salmón) está estructurado según una polaridad SE-NW y su desarrollo lateral llega a 3 Km. Muestra una zonación proximal-distal clara, desde facies de flujo en masa a facies canalizadas y de éstas a depósitos de flujos acuosos no confinados, con disminución del tamaño de grano hacia el Oeste (asociaciones y secuencias B, C, D, E y F).

Ambos sistemas coalescen lateralmente y representan ejemplos de abanicos aluviales áridos o semiáridos de baja eficacia de transporte (Colombo, 1989), asociados con depósitos de ladera.

3.1.2.- Facies de transición

a) Descripción

Están constituidas por materiales lutíticos estructurados en bancos tabulares, a veces con pasadas are-

Fig. 5.- Selected Miocene stratigraphic columns and their correlation in the study area. LEGEND: 1.- Calcareous breccia. 2.- Breccias and sandstones with gypsum cement. 3.- Mudstones. 4.- Gypsum. 5.- Carbonates. 6.- Chert. 7.- Glauberite. 8.- Covered level. 9.- Horizontal bedding. 10.- Trough cross-bedding. 11.- Palaeocurrent. 12.- Deformed or erosional base. 13.- Load cast. 14.- Reddened surface. 15.- Bioturbation. 16.- Striotubule. 17.- Root traces and rhizoliths. 18.- Nodular gypsum. 19.- Nodular carbonate. 20.- Rosette-like gypsum aggregate. 21.- Lenticular gypsum. 22.- Pseudoselenitic gypsum. 23.- Fibrous gypsum veins. 24.- Recent saline efflorescences.

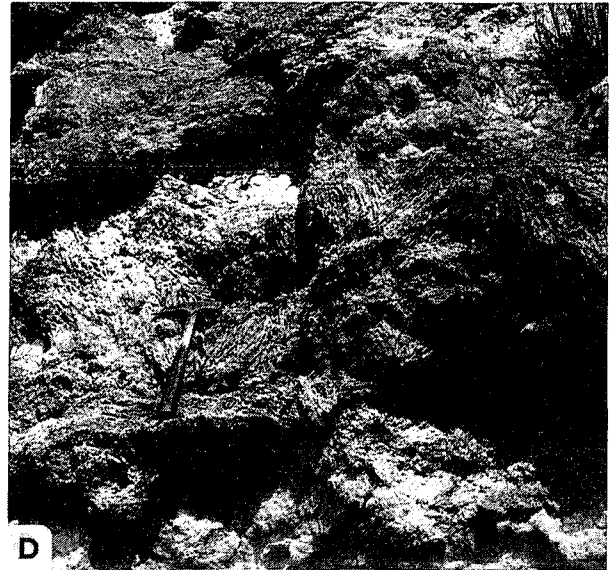
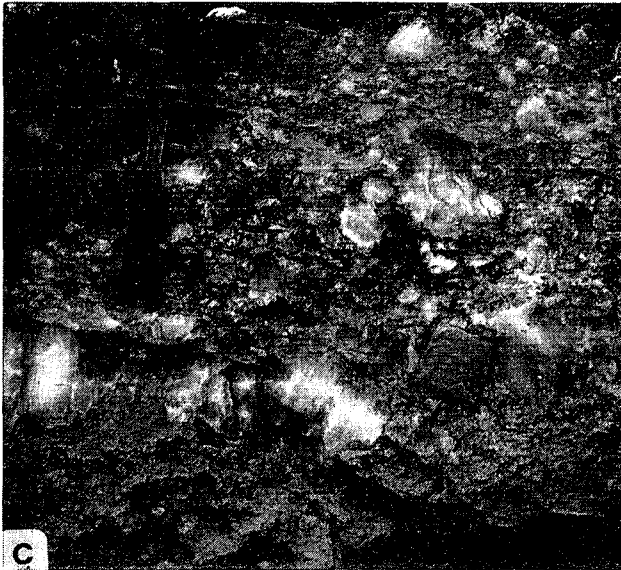
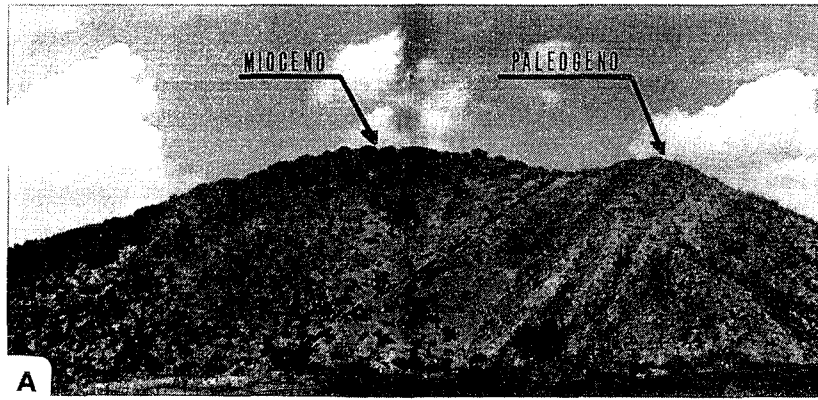


Fig. 6.-A: Discordancia progresiva Mioceno-Paleógeno en el Km 55 de la C-200. B: panorámica del Barranco de Carro-Uclés, facies detríticas de borde de cuenca de la Unidad Inferior. C: detalle de las facies detríticas de la Unidad Inferior, observese la gran proporción de cemento yesífero nodular. D: yesos fibrosorradiales en la Unidad Inferior, Leganiel.

Fig. 6.-A: progressive discordance between the Paleogene and Miocene near Barajas de Melo (Km 55, C-200). B: General view of the detrital facies of the Lower Unit in the Carro-Uclés Creek. C: Close-up view of the detrital facies of the Lower Unit exhibiting profuse cementation by nodular gypsum. D: Fibrous radiaxial gypsum fabrics of the Lower Unit near Leganiel.

nosas y de brechas finas. Se disponen al Oeste de las facies detríticas descritas anteriormente en cambio lateral de facies. Las lutitas tienen colores pardos, verdes o rojizos y presentan abundante bioturbación por raíces, siendo su composición illítico-esmectítica o paligorskítica con contenidos variables en esmectita e illi-

ta. Muestran nódulos y niveles de yeso alabastrino más abundantes hacia el Oeste y ocasionalmente rosetas y cristales lenticulares de yeso. En estas facies se han encontrado niveles centimétricos de glauberita parcialmente yesificada (fig. 8-B).

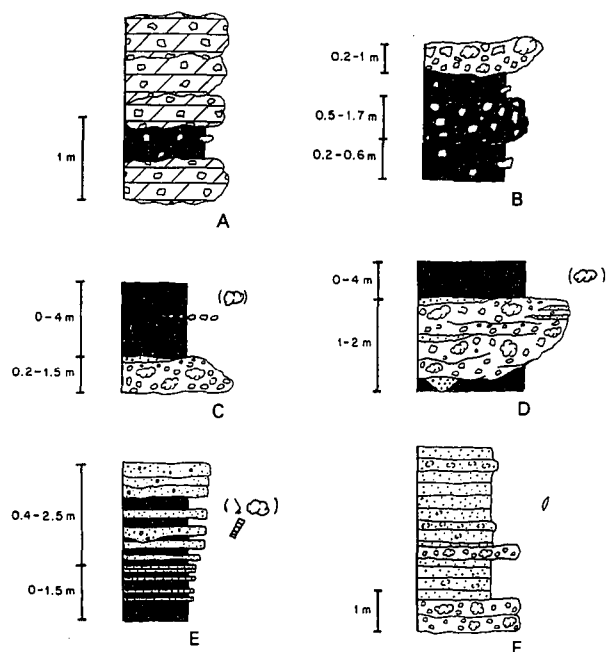


Fig. 7.-Asociaciones de facies y secuencias de abanico aluvial reconocidas en el Mioceno de la zona de estudio. Leyenda en la fig. 5. Ver explicación en el texto.

Fig. 7.-Facies assemblages and sequences of alluvial fan in the Miocene of the study area. Legend on fig. 5. See explanation in the text.

b) Asociaciones de facies y secuencias

Se han definido dos secuencias, una positiva (fig. 9-A) y otra negativa (fig. 9-B). Además se han esquematizado las asociaciones de facies de paleosuelos (fig. 9-C) y de sedimentos glauberíticos (fig. 9-D).

c) Interpretación

Las secuencias A y B representan un ambiente de llanura lutítica-sabkha (*dry mudflat - saline mudflat* de Hardie *et al.*, 1978), que se abastecía de sedimentos finos a partir de arroyadas difusas procedentes de los abanicos aluviales adyacentes. Los nódulos y niveles de yeso son generalmente resultado de la hidratación de una fase anhidrítica original, precipitada en el seno de las lutitas mediante "bombeo por evaporación" (Hsü y Siegenthaler, 1969) y/o por ascenso de aguas capilares (Sherman, 1966). La secuencia A, la más común, se interpreta como retracción de llanura lutítica a favor de sabkha sulfatada (*saline mudflat*). La secuencia B suele aparecer en el tránsito vertical desde las facies de transición a las facies detríticas de borde y refleja los primeros estadios de progradación del sistema de abanicos aluviales sobre los ambientes de llanura lutítica-sabkha.

Los sedimentos glauberíticos (asociación D) se suponen generados por precipitación a partir de la evaporación de pequeñas charcas efímeras, dada su distribución tabular con intercalaciones de finos niveles lutíticos.

3.1.3.- Facies lacustres

a) Descripción

Aparecen al Oeste de las facies de transición cambiando lateralmente a estas últimas.

Constan fundamentalmente de yesos de carácter secundario (Murray, 1964) que suelen estructurarse en bancos tabulares decimétricos con intercalaciones de lutitas verdes. Los yesos normalmente son macrocristalinos y presentan numerosas inclusiones de anhidrita y carbonatos (Fort *et al.*, 1982). Se han descrito también morfologías fibrosoriales de orden centimétrico a decimétrico con pseudomorfo de glauberita y estructuras nodulares alabastrinas (fig. 6-D). En relación con las morfologías fibrosoriales se encuentran restos de niveles de dolomicrita con pseudomorfo yesíferos rómbicos de cristales de glauberita.

Las intercalaciones lutíticas muestran comunmente eflorescencias pulverulentas de sales actuales (bischofita, epsomita ...).

b) Asociaciones de facies y secuencias

La asociación característica es lutita-yeso y en ocasiones niveles delgados de dolomías. No obstante, resulta complicado definir asociaciones de facies con sentido sedimentario dada la naturaleza diagenética de los yesos aflorantes.

c) Interpretación

Los sedimentos evaporíticos se han depositado en un ambiente de lago salino. Las características de este ambiente son difíciles de precisar; sin embargo, queda patente la alta salinidad del cuerpo de agua en las facies primarias de precipitación:

— anhidrita, de la que sólo se encuentran restos a modo de inclusiones en los yesos macrocristalinos (Shearman, 1966).

— glauberita de la que únicamente se hallan pseudomorfo. Según Ordóñez *et al.* (1982), la presencia de glauberita está ligada a salmueras de alta salinidad.

Las frecuentes eflorescencias actuales de sales solubles, formadas por capilaridad sobre las lutitas, y la relativa abundancia de manantiales de aguas cloruradas y sulfatado sódicas en la zona (Salinas de Belinchón, fig. 1) son indicios de la presencia de sales solubles en profundidad. Ordóñez *et al.* (1977), García del Cura *et al.* (1979), Ortí *et al.* (1979) y Ordóñez *et al.* (1982) han descrito facies salinas (anhidrita, glauberita, polihalita, halita, magnesita, etc.) en la Unidad Inferior en puntos muy diversos de la Cuenca de Madrid.

Por otro lado, las facies de lutitas verdes representan episodios de decantación lacustre.

De acuerdo con el modelo sedimentario general propuesto por García del Cura *et al.* (1979), Ordóñez *et al.* (1982) y Calvo *et al.* (1989 a), los sedimentos evaporíticos del área de estudio pertenecientes a la Unidad Inferior se corresponderían con las facies marginales de un gran lago hipersalino perenne de carácter somero.

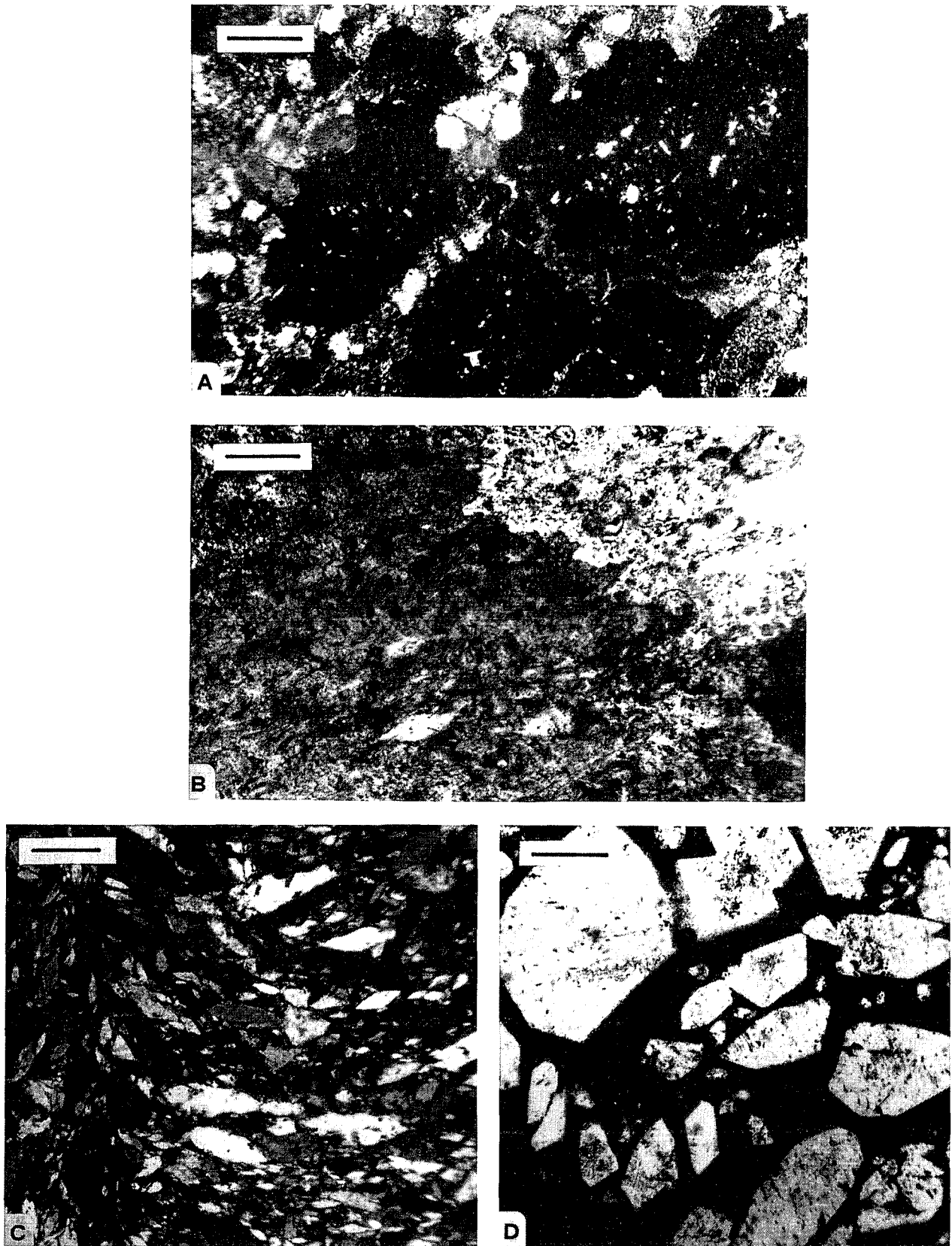


Fig. 8.-Microfotografías, barra de la escala = 250 μ . A: Facies de areniscas de la Unidad Inferior, se puede observar un cemento yesífero poiquilotópico (extinguido) con inclusiones de anhidrita superpuesto a una textura micronodular (N X). B: glauberita (ángulo superior derecho) parcialmente yesificada, se pueden apreciar pseudomorfos con morfología rómbica (N X). C: estriotúbulo en yesos lenticulares de la Unidad Intermedia (N X). D: yesos detríticos de la Unidad Intermedia (N =).

Fig. 8.-A: photomicrograph of sandstones cemented by poikilotopic gypsum developed on previous micronodules with anhydrite relicts, Lower Unit. B: partially gypsified glauberite; rhombs of pseudomorphs of glauberite are recognized in the lower part of the photograph, Lower Unit. C: detail of striotubules filled up by lenticular gypsum, Intermediate Unit. D: microphotograph of detrital gypsum grains within a dolomicrite matrix, Intermediate Unit. Scale bar = 250 μ in all the microphotographs.

3.2.- Unidad intermedia

3.2.1.- Facies detríticas de borde de cuenca y de transición

a) Descripción

Las facies detríticas de borde de la Unidad Intermedia poseen características bastante similares a sus análogas de la Unidad Inferior, si bien su desarrollo lateral es bastante menor (fig. 2), los sedimentos gruesos son notablemente más escasos y la proporción de facies detríticas cementadas por yeso está muy reducida.

Tal y como ocurre en la Unidad Inferior, se distinguen unas facies de brechas calcáreas sin cementación ni clastos yesíferos y unas facies rojizas de lutitas, areniscas y brechas, estas últimas suelen aflorar relativamente mal.

A diferencia de la Unidad Inferior, no se aprecia una orla bien desarrollada compuesta por facies de transición; sin embargo, puede observarse como en algunos puntos de la zona de estudio las facies de brechas calcáreas gradan hacia el Oeste a carbonatos arenosos micríticos y/o con textura cristalina, que incluyen moldes de cristales de yeso.

b) Interpretación

Los sedimentos detríticos de borde representan depósitos de abanicos aluviales áridos o semiáridos de baja eficacia de transporte (Colombo, 1989) y depósitos de ladera.

Por un lado se diferencian los sistemas aluviales que parten desde la Sierra de Altomira hacia el Oeste y que gradan rápidamente a las facies de transición (mudflat carbonático) o lacustres de centro de cuenca. Por otro, los sistemas de depósitos de ladera y conos de deyección que rellenan pequeñas cubetas en la propia Sierra de Altomira (fig. 10-B).

3.2.2.- Facies lacustres

a) Descripción

Se componen esencialmente de yesos primarios (Murray, 1964) y carbonatos, que se estructuran en bancos tabulares de orden decimétrico a métrico. Se observan también niveles lutíticos de espesor variable.

— Las facies de yeso constan de cristales lenticulares, en menor proporción tabulares o idiomorfos, generalmente de tamaño inferior a 2 mm. Pueden presentar matriz carbonática o lutítica, o bien carecer de ella. Cuando la proporción de matriz micrítica es superior al 50% del volumen de la roca, ésta se considera un *carbonato yesífero*. Se han distinguido varias subfacies entre las que destacamos las dos que describimos a continuación:

- *Yesos lenticulares (carbonatos yesíferos)*: constituidos por cristales lenticulares de tamaño arena y raros individuos seleníticos aislados. Típicamente esta subfacies se ve afectada por bioturbaciones tubulares,

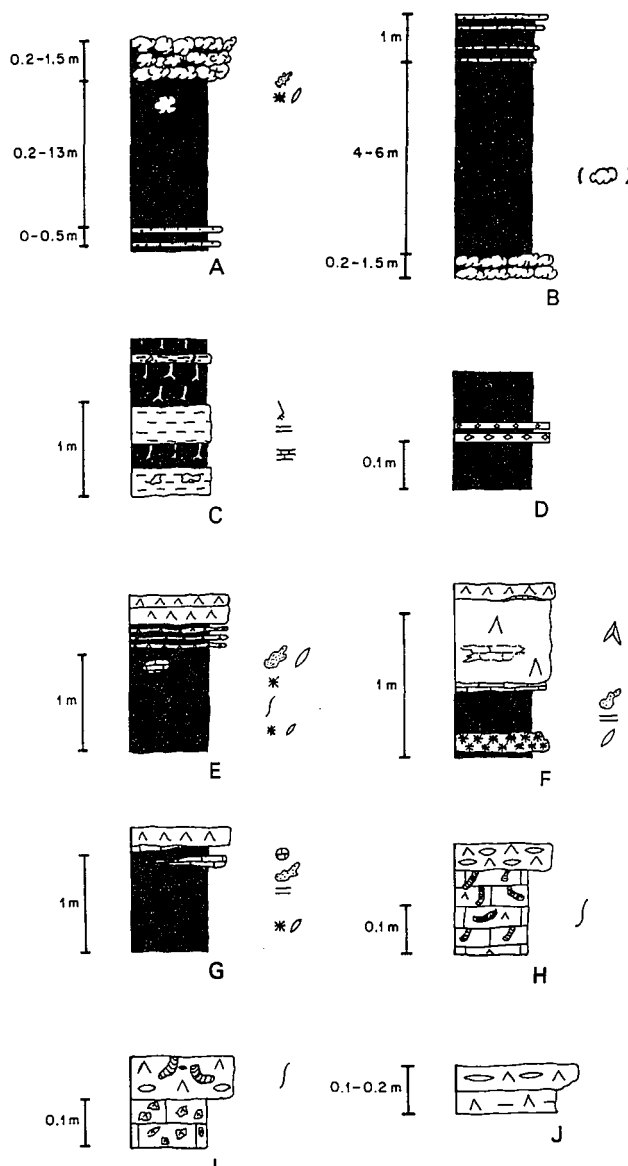


Fig. 9.- Asociaciones de facies y secuencias de llanura lutítica y lago salino reconocidas en el Mioceno de la zona de estudio. Leyenda en la fig. 5. Ver explicación en el texto.

Fig. 9.- Facies assemblages and sequences of mudflat and saline lake in the Miocene of the study area. Legend on fig. 5. See explanation in the text.

de escala milimétrica a centimétrica, a modo de estriótubulos (Brewer, 1964) (fig. 8-C).

- *Yesos detríticos*: Constan de cristales idiomorfos y subidiomorfos tamaño arena, mal seleccionados, que muestran señales de retrabajamiento (bordes desgastados y cierta redondez) y que se incluyen en una pasta dolomicrítica, siendo comunes las texturas matriz-sostenidas (fig. 8-D).

Los sedimentos yesíferos suelen presentar silicificaciones nodulares o de aspecto tobáceo (Bustillo, 1976; Bustillo y Díaz Molina, 1980), que pueden llegar a formar niveles discontinuos.

— Las *facies lutíticas* y de *carbonatos* son frecuentes a base de la Unidad Intermedia, en el nivel de luti-

tas verdes mencionado en el capítulo de encuadre geológico:

- Las *lutitas* son de color verde y composición illítico-esmectítica con cierta proporción de paligorskita, caolinita y dolomita. Presentan cristales lenticulares y rosetas de yeso, así como eflorescencias salinas pulverulentas actuales (bischofita, epsomita, halita ...).

- Intercalados entre las lutitas aparecen niveles centimétricos discontinuos, tableados o laminados, de carbonatos micríticos o dolomicríticos y nódulos de carbonato. Estos carbonatos pueden estar yesificados (fig. 9-F).

b) Asociaciones de facies y secuencias

Las secuencias E, F y G (fig. 9) son características de la base de la Unidad Intermedia mientras que las secuencias H, I y J de la misma figura lo son de la formación yesífera color crema.

c) Interpretación

Para las secuencias E, F y G, las facies de lutitas verdes con rosetas y cristales de yeso desplazativos se interpretan como el resultado de una primera sedimentación lacustre lutítica, y un posterior crecimiento intersticial de sulfatos tras una retracción del lago, en un ambiente de llanura lutítica salina. Los niveles de carbonatos se han identificado con sedimentos de charcas efímeras y velos algáceos y los nódulos con procesos edáficos (Freytet y Plaziat, 1982); representarían los primeros estadios de una nueva expansión lacustre, culminada por la facies de yesos.

Las secuencias H, I y J (fig. 9) se corresponden con una sedimentación lacustre de tipo salino. En este marco, los yesos lenticulares se interpretan como de precipitación química bajo lámina de agua (Fort *et al.*, 1982; Ortí, 1989; Salvany, 1989). El cuerpo lacustre sufría episodios de mayor o menor salinidad que se reflejan en las secuencias H (carbonatos yesíferos-yesos lenticulares) y J (distribución cristalocreciente relacionada con disminución de salinidad, Ortí, 1989).

Los yesos detríticos representan flujos turbidíticos (Megías *et al.*, 1982) que removilizaban los cristales precipitados previamente en la misma cuenca de sedimentación (Mediavilla, 1986-1987). Los flujos turbidíticos se generarían cuando mantos de arroyada, procedentes de los ambientes aluviales adyacentes, se introdujeran en el cuerpo de agua lacustre (Hardie *et al.*, 1978). Fossilizando los niveles turbidíticos se encuentran yesos lenticulares de precipitación química lacustre (secuencia I).

El espesor decimétrico de las secuencias, la intensa bioturbación (*burrows* principalmente y raíces) y la gran continuidad lateral de los bancos que presentan las facies lacustres, nos hacen pensar en un cuerpo de agua de escasa profundidad pero de una cierta estabilidad.

Las silicificaciones que afectan a los materiales yesíferos tienen morfologías nodulares-botroidales y tobáceas; en este último caso, la silicificación mimetiza la estructura bioturbada del yeso (Bustillo y Díaz Mo-

lina, 1980). Su génesis, probablemente poco posterior a la sedimentación de la roca caja, puede estar ligada a la desecación periódica del lago salino (Bustillo y Díaz Molina, 1980); y/o a las reacciones químicas debidas a la mezcla de aguas relativamente ácidas y cargadas en sílice, procedentes de la Sierra de Altomira, con las salmueras lacustres alcalinas (Salvany, 1989).

4. PROCESOS POSTSEDIMENTARIOS

Entre los procesos postsedimentarios que han sufrido los materiales miocenos llama la atención, por su interés petrológico, la cementación yesífera de las facies detríticas de la Unidad Inferior. Seguidamente se describe esta cementación y se propone un modelo genético.

Cementación yesífera vs. yesos detríticos

Los cuerpos de brechas y areniscas de las facies detríticas de borde de la Unidad Inferior presentan una gran proporción de yeso con texturas nodular y micronodular. Los nódulos y micronódulos se desarrollan tanto sobre la matriz como sobre los clastos del esqueleto, habiendo cementado la porosidad primaria. El valor medio del volumen de yeso respecto al total de la roca cementada puede variar del 20 al 80 % de unos cuerpos a otros. Estas cifras dan una idea del grado de reemplazamiento, fundamentalmente de la matriz, que ha sufrido el sedimento original. Como consecuencia del proceso de nodulización, la matriz y los clastos aparecen típicamente desplazados por la fase cementante, este hecho junto al reemplazamiento da lugar en muchos casos a una fábrica con carácter flotante (clastos dispersos en el seno de una pasta yesífera).

Existe una relación bastante directa entre el diámetro de los nódulos y el tamaño medio de los clastos del sedimento, es decir, del tamaño de poro. Así, las facies de brechas muestran nódulos alabastrinos blancos de un diámetro que oscila de 1 cm a 1 m mientras que en las facies de areniscas los nódulos (micronódulos) miden de 1 a 50 mm.

El cemento yesífero incluye pequeños cristales de anhidrita, hecho que indica una precipitación original de dicho mineral (Shearman, 1966; Ortí, 1977). Además, en las facies de areniscas se observan al microscopio texturas poiquilóticas de grandes cristales con extinción no uniforme superpuestas a la micronodular (fig. 8-A), en las cuales un cristal puede englobar varios micronódulos. Estas texturas son típicas de hidratación de anhidrita (Holliday, 1970).

La particularidad de la nodulización yesífera descrita reside en el carácter clástico grueso de los depósitos cementados y en la gran proporción de nódulos que presentan éstos respecto a la que se observa en las facies lutíticas de transición adyacentes. En los modelos de sedimentación endorreicos de clima árido, son los sedimentos finos de transición los que desarrollan en la diagénesis temprana nódulos de evaporitas mediante los procesos de "bombeo por evaporación" (Hsü y

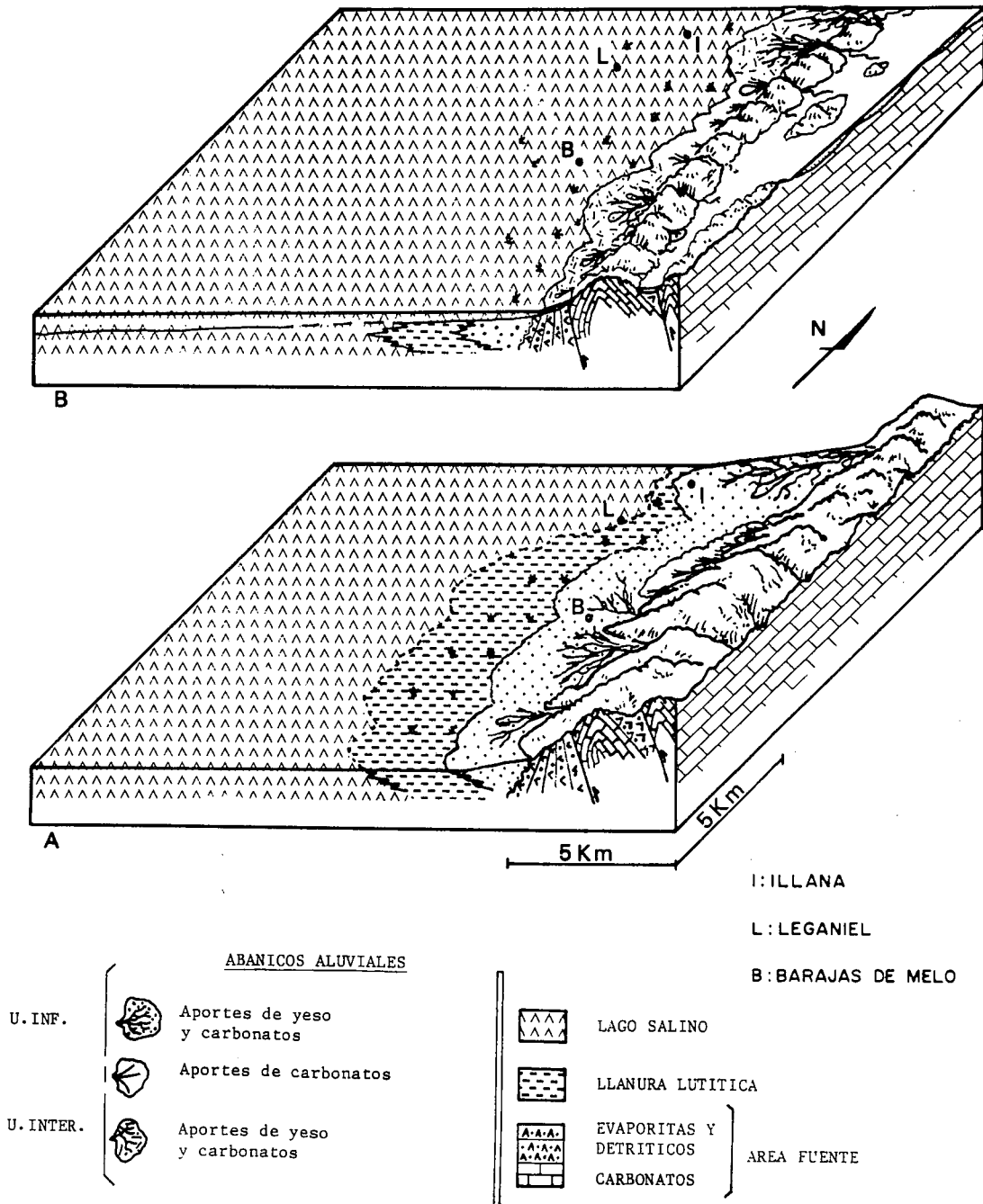


Fig. 10.- Modelos paleogeográficos propuestos para las Unidades Inferior (A) e Intermedia (B) del Mioceno de la zona de estudio.
 Fig. 10.- Paleogeographical models for the Lower Unit (A) and Intermediate Unit (B) of the Miocene of the study area.

Siegenthaler, 1969) y ascenso capilar (Hunt *et al.*, 1966; Shearman, 1966; Hardie *et al.*, 1978), ya que se encuentran hacia los ambientes de mayor aridez. Por nuestra parte, no se han hallado en la bibliografía ejemplos bien documentados de cementaciones similares a la tratada en este capítulo, aunque existen algunas referencias a cementaciones nodulares yesíferas en las formaciones mesinienses de Italia y España (Schreiber *et al.*, 1976, Hardie y Eugster, 1971, Santisteban, 1981).

Para determinar la génesis de la cementación, primero conviene especificar las dos posibles fuentes de las grandes cantidades de sulfato cálcico presentes en

los sedimentos, dentro del contexto geológico en que nos movemos. Hemos estimado, por defecto, en más de 12 Hm³ el volumen de yeso por kilómetro de área fuente para un cuerpo de sedimentos con morfología de cuña, una extensión lateral de 2 km y 60 m de potencia máxima; este valor equivale a 7,4 Hm³ de anhídrita original, suponiendo un aumento de volumen extremo en la hidratación del 132% (Rodríguez Aranda, 1990). Las dos posibles fuentes son:

- 1) Disolución de los clastos de yeso y matriz yesífera presentes inicialmente en los depósitos detríticos.

Este proceso ha sido observado por otros autores, como es el caso de Santisteban (1981).

2) Lixiviado directo de las formaciones evaporíticas antiguas de la Sierra de Altomira (fig. 4). En el sondeo de Tribaldos (Querol, 1989), al sur de la zona de estudio, la serie cretácico-paleógena con sedimentos evaporíticos alcanza un espesor de más de 900 m.

Probablemente ambos mecanismos hayan funcionado simultáneamente, aunque pensamos que el segundo de ellos tuvo una importancia cuantitativa mayor. Esta afirmación se apoya en que la cantidad de yeso detrítico presente en las facies aluviales no es suficiente para generar los grandes volúmenes de anhidrita considerados, y en que la cementación suele ser más abundante hacia las partes más alejadas del borde de cuenca donde cabe esperar menos yeso detrítico.

El aporte de este sulfato cálcico se ha podido realizar mediante dos vías: flujos de escorrentía simultáneos a la sedimentación de las facies detríticas y/o flujos subterráneos. Interpretamos que el aporte principal se ha verificado mediante flujos subterráneos, según un modelo hidrogeológico (fig. 11) bastante similar al que actualmente se observa, por ejemplo, en Saline Valley (Eugster y Hardie, 1978) y Bristol Dry Lake (Rosen y Warren, 1990). Esta interpretación se basa en la distribución de la cementación, en los grandes volúmenes de agua que implica la precipitación de la fase anhidrítica original, en la presencia deducida de zonas con relativa humedad al pie de los abanicos (lutitas bioturbadas) y, sobre todo, en la necesidad de un sistema hidrogeológico abierto con introducción continua de sulfato cálcico. Se ha calculado en $8.000 \text{ Hm}^3/\text{Km}$ de área fuente, el volumen de agua mínimo para producir $7,4 \text{ Hm}^3$ de anhidrita. Según el modelo de Eugster y Hardie (1978), en el área fuente existe un acuífero que desagua hacia la base del frente montañoso por medio de un sistema de surgencias, nada más salir, las aguas de surgencia se vuelven a infiltrar en los sedimentos gruesos aluviales, que poseen una gran permeabilidad, y viajan por ellos hasta el ambiente de llanura lutítica (playa). En nuestro caso, el acuífero desarrollado en el frente montañoso tendría carácter kárstico, de acuerdo con la naturaleza carbonática y yesífera del área fuente, lo cual favorecería una alta tasa de infiltración y que el aporte de aguas a las facies aluviales pudiera haberse realizado directamente a través de flujos subterráneos (fig. 11).

Las facies detríticas de borde de la Unidad Inferior se comportarían como un acuífero no confinado de carácter multicapa. En este acuífero la precipitación de anhidrita (¿y yeso?) se produciría según cuatro condicionantes fundamentales: (1) la alta concentración de partida en SO_4Ca de las aguas, pues proceden del lixiviado de depósitos evaporíticos, (2) la disolución de los clastos de yeso y matriz yesífera deposicionales, (3) el grado de confinamiento relativo de cada cuerpo de brechas y areniscas, originado por la alternancia con lutitas y la propia cementación y (4) la evaporación a través de los sedimentos aluviales, que provocaría la sobresaturación en anhidrita (fig. 11).

El acuífero descargaría hacia la cuenca evaporítica por gradiente gravitatorio; cuando el agua llegara a los niveles prácticamente impermeables de la llanura lutítica, saldría a la superficie para generar humedales, donde la colonización vegetal estaría favorecida, de ahí el intenso grado de bioturbación que presentan las facies de llanura lutítica (fig. 9-C). Por otro lado, una cantidad importante de aguas quedaría atrapada en el seno de los sedimentos aluviales. Estas aguas, como consecuencia de los citados factores (1), (2), (3) y (4), serían las responsables de la cementación anhidrítica, "de novo" o más probablemente por reemplazamiento de un cemento yesífero precursor. En la cementación se originarían los típicos mosaicos nodulares de sistemas abiertos con introducción de sulfato cálcico (Ortí y Rosell, 1981).

Una vez quedó sellado el acuífero de las facies detríticas de borde por las facies de llanura lutítica (fig. 3), la salida de aguas hacia el centro de cuenca sería muy lenta o nula, con lo cual, la introducción de nuevos aportes de aguas sulfatado cálcicas al sistema disminuiría notablemente y los procesos de anhidritización no progresarían. Esta introducción de SO_4Ca se vería también disminuida, al haberse desmantelado prácticamente las series evaporíticas aflorantes en la Sierra de Altomira. Parece pues lógico pensar que la cementación anhidrítica original tuvo lugar durante la sedimentación de la Unidad Inferior y dejó de ser efectiva al término de ésta.

La hidratación a yeso de la fase cementante anhidrítica se supone un proceso relativamente reciente (Fort *et al.*, 1982), asociado a aguas meteóricas, conforme se producía la exhumación de los materiales; sin embargo, la posible influencia de las aguas aportadas por el sistema lacustre yesífero de la Unidad Intermedia es una cuestión todavía poco clara. En la yesificación se generarían las texturas poiquilotópicas superpuestas a las nodulares (fig. 8-A), y, en ocasiones, morfologías pseudoseníticas tardías de grandes cristales que incluyen cantos de carbonato. De cualquier modo, la fábrica nodular actual del cemento yesífero puede ser debida parcialmente al propio proceso de hidratación (Holliday, 1970). Esta hidratación se produciría en el seno de un sistema relativamente abierto sin cambios de volumen considerables, y a ella están ligadas multitud de grietas rellenas de yeso fibroso (Holliday, 1970) que se adentran en los bancos lutíticos desde los cuerpos de brechas y areniscas o bien rodean los nódulos de yeso.

El sistema hidrogeológico sugerido en este capítulo (fig. 11) debió de constituir la principal vía de aporte de iones sulfato a la cuenca evaporítica lacustre de la zona de estudio durante la sedimentación de la Unidad Inferior del Mioceno. Probablemente, a partir de las aguas de surgencia precipitarían en la llanura lutítica delgados niveles salinos (fig. 9-D), que se removilizarían por disolución hasta la cuenca lacustre mediante avenidas esporádicas procedentes de los sistemas de abanicos aluviales. Los sedimentos salinos de la Unidad Inferior serían, por tanto, reciclados de las formaciones evaporíticas antiguas aflorantes en la Sierra de

Altomira. Esta opinión es compartida por otros autores que la consideran a nivel regional para la Cuenca de Madrid, y está corroborada por los datos isotópicos existentes hasta el momento actual (Ordóñez *et al.*, 1983 y 1987; Utrilla *et al.*, 1987; Ortí *et al.*, 1988; Calvo *et al.*, 1989 a).

5. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRÁFICA DURANTE EL MIOCENO

La actividad tectónica en el contexto geodinámico de la Sierra de Altomira es patente desde el Eoceno hasta el Mioceno inferior, si bien la estructuración prácticamente definitiva de dicha sierra tuvo lugar entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (Capote y Carro, 1970; Sánchez Soria, 1973; Manera, 1981; Megías *et al.*, 1982; Torres y Zapata, 1986-1987).

5.1.- Unidad inferior

Durante la sedimentación de la Unidad Inferior del Mioceno (Ageniense-Aragoniense Medio, Calvo *et al.*, 1989 a) la actividad tectónica se manifiesta en la zona de estudio por una discordancia progresiva o angular a base de la unidad (fig.6 A), y por la estructuración secuencial de sus facies detríticas (fig.3, 4 y 5). Las fa-

cies detríticas se estructuran según dos megasecuencias: la primera estrato y granocreciente y la segunda grano-decreciente. Esta estructuración refleja un primer episodio de progradación de los sistemas de abanicos aluviales a partir del relieve activo de la Sierra de Altomira, y un segundo episodio de retrogradación de los sistemas aluviales por la atenuación de la actividad tectónica y la consiguiente pérdida de relieve en la sierra, de acuerdo con un modelo semejante al descrito por Heward (1978). En la figura 10-A se esquematiza el modelo paleogeográfico de la Unidad Inferior para el momento de máxima expansión de los sistemas de abanicos aluviales.

Respecto a los sedimentos evaporíticos de la Unidad Inferior cabe volver a resaltar su carácter hipersalino y el modelo de aporte de solutos a la cuenca evaporítica (fig. 11).

5.2.- Unidad intermedia

En la zona de estudio, la Unidad Intermedia (Aragoniense Medio-Vallesiense, Calvo *et al.*, 1989 a) se corresponde con un cambio muy neto en las condiciones y características de la sedimentación en relación con la Unidad Inferior: menor aridez del medio (López Martínez *et al.*, 1985), depósitos evaporíticos propios de condiciones de menor salinidad, actividad tectónica prácticamente nula, mayor expansión de los sistemas lacustres, escaso desarrollo de facies de transición y de bor-

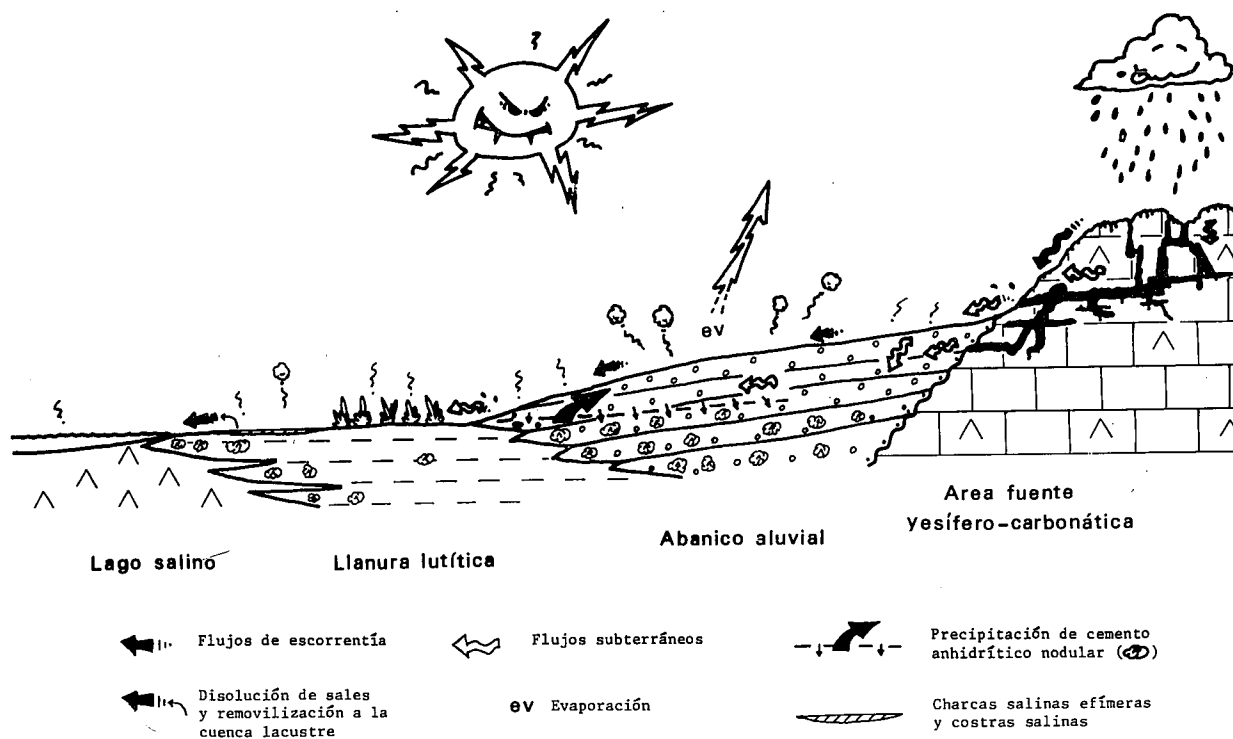


Fig. 11.- Esquema hidrogeológico idealizado para la Unidad Inferior del Mioceno en la zona de estudio, aplicado a la génesis de la cementación anhidrítica original de las facies de borde y al modelo de aporte de sales a la cuenca lacustre evaporítica. Explicación en el texto.
 Fig. 11.- Idealized hydrogeological sketch for the Lower Unit of the Miocene in the study area, modelled to explain the origin of cementation by anhydrite of the detrital facies as well as the supply of solutes to the lake basin. See explanation in the text.

de de cuenca, etc. Estas características junto con la disposición en *onlap* de la Unidad Intermedia sobre la Unidad Inferior hacia el borde de cuenca nos permiten definir una ruptura sedimentaria (Megias *et al.*, 1980) entre ambas unidades. Dicha ruptura suele ser perfectamente cartografiada y se puede seguir igualmente en amplias zonas de la Cuenca de Madrid. En la figura 10-B se ha representado una aproximación del modelo paleogeográfico de la Unidad Intermedia.

6. CONCLUSIONES

1) Se han distinguido tres unidades tectosedimentarias en el Neógeno de la zona de estudio separadas por rupturas sedimentarias: Inferior, Intermedia y Superior. Estas unidades son correlacionables con las definidas previamente por otros autores a nivel cuencal.

2) Los sedimentos de las Unidades Inferior e Intermedia se distribuyen según un modelo proximal-distal: abanicos aluviales áridos o semiáridos de baja eficacia de transporte-lago salino; dentro de este modelo la Sierra de Altomira representa el borde de cuenca.

3) La actividad tectónica en el borde de cuenca es patente durante la sedimentación de la base de la Unidad Inferior y se atenúa hacia su término. Así, se observa, a base de esta unidad, una discordancia progresiva o angular y, en conjunto, una estructuración vertical de las facies detríticas según dos macrosecuencias (negativa-positiva) que reflejan un ciclo de progradación-retrogradación de los sistemas de abanicos aluviales.

4) Durante la sedimentación de la Unidad Intermedia la actividad tectónica en el borde de cuenca es prácticamente nula, disponiéndose ésta en *onlap* sobre la Unidad Inferior, llegando a adosarse directamente sobre los relieves de la Sierra de Altomira. Asimismo se aprecia una expansión muy neta de las facies lacustres y una retracción de las facies aluviales respecto a la Unidad Inferior.

5) El sistema de abanicos aluviales mejor desarro-

llado de la Unidad Inferior (Facies Salmón) muestra una gradación clara SE-NW desde depósitos de flujo en masa a cuerpos canalizados, los cuales cambian a depósitos de carácter no confinado. En las facies más proximales de abanico son comunes los clastos de yeso, heredados de la formación yesífera paleógena que aflora en el margen de la Sierra de Altomira. Las facies distales de abanico evolucionan lateralmente a una orla litítica y de ahí a sedimentos lacustres salinos.

6) Los materiales evaporíticos lacustres de la Unidad Inferior constan de sales solubles en profundidad (anhidrita, glauberita, halita) que en afloramiento se muestran normalmente como yesos secundarios. Por el contrario, los sedimentos salinos de la Unidad Intermedia son yesos primarios de precipitación química o bien yesos detríticos de removilización de aquellos.

7) La cementación yesífera nodular presente en las facies detríticas de borde de cuenca de la Unidad Inferior se ha generado por flujos subterráneos cargados en sulfato cálcico. A partir de estos flujos precipitaría un cemento anhidrítico original, posteriormente yesificado. Los sulfatos procederían principalmente del lixiviado (reciclado) de las formaciones evaporíticas antiguas aflorantes en la Sierra de Altomira. Asimismo los sulfatos procedentes de este lixiviado se interpretan como un elemento sustancial para la generación, al menos en la zona de estudio, de las facies lacustres evaporíticas de la Unidad Inferior del Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro más sincero agradecimiento a la Dra. A.M. Alonso Zarza y a E. Sanz por sus sugerencias y apoyo en la elaboración de este trabajo. Del mismo modo, agradecemos profundamente la colaboración de la Dra. M.A. García del Cura y del Dr. R. Fort, así como la clasificación del resto paleontológico por el Dr. J. Morales y los dibujos de F. Martín Bernáldez.

BIBLIOGRAFÍA

- Alberdi, M.T., Hoyos, M., Junco, F., López Martínez, M., Morales, J., Sese, C. y Soria, D. (1983): Bioestratigrafie et evolution sedimentaire de l'aire de Madrid. In: *Interin Coll. on Mediterranean, Neogene Continental Paleoclimatic Evolution*, Montpellier, April: Abstract, 18-23.
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1989): El Mioceno del Margen NE de la Cuenca de Madrid. Litoestratigrafía y sistemas deposicionales mayores. *XII Congr. Esp. Sedim.*, Bilbao: Com., 179-182.
- Antunes, M.T., Pais, J., Calvo, J.P., Ordoñez, S., Hoyos, M., Morales, J. y Sese, C. (1987): Ensayo de correlación entre las áreas de Madrid y Lisboa (Cuenca Alta y Baja del Río Tajo). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 85-102.
- Arandilla, P., Ferreira, D., Hernández, A. y Del Olmo, P. (1975): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 607 (Tarancón del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Serie MAGNA. IGME.*
- Benayas, J., Pérez, J. y Riba, O. (1960): Asociación de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *An. Edafol.*, 19: 635-671.
- Brewer, R. (1964): *Fabric and mineral analysis of soils*. John Wiley & Sons Inc., London: 470 p.
- Bustillo, M.A. (1976): Estudio petrológico de las rocas silíceas de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 32: 451-457.
- Bustillo, M.A. y Díaz Molina, M. (1980): Sílex tobáceos en el Mioceno Inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silicificaciones de paleosuelos en ambiente lago-playa. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 78: 227-241.
- Calvo, J.P., Ordoñez, S., Hoyos, M. y García del Cura, M.A. (1984): Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2: 145-176.

- Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M., García del Cura, M.A., Sanz, E., Hoyos, M., Ordóñez, S. y Pozo, M. (1989a): *Sistemas lacustres miocenos en la Cuenca de Madrid*. Guía de Campo V Reunión del Grupo Español de Trabajo IGCP-219: 79 p.
- Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M. y García del Cura, M.A. (1989b): Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 70: 199-214.
- Capote, R. y Carro, S. (1968): Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Estudios Geol.*, 24: 91-95.
- Capote, R. y Carro, S. (1970): Contribución al conocimiento de la Región NE de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 26: 1-15.
- Capote, R. y Fernández-Casals, M.J. (1978): La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. Min.*, 89(2): 114-122.
- Colombo, F. (1989): Abanicos Aluviales. In: *Sedimentología* (A.Arche, Coord.), CSIC., Nuevas Tendencias, 1: 143-218.
- Eugster, H.P. y Hardie, L.A. (1978): Saline lakes. In: *Physics and Chemistry of lakes* (A.Lerman, ed.), Springer Verlag: 237-293.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contribution to Sedim.*, Schweizerbart: 213 p.
- Fort, R., Calvo, J.P. y Ordóñez, S. (1982): Contribución al conocimiento de la geología del borde oriental de la Cuenca de Madrid (sector Pastrana-Illana). *Tecniterrae*, 296: 23-40.
- García del Cura, M.A., Ordóñez, S. y López Aguayo, F. (1979): Estudio petrológico de la Unidad Salina de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 35: 325-339.
- Hardie, L. y Eugster, H.P. (1971): The depositional environment of marine evaporites a case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology*, 16: 187-220.
- Hardie, L., Smoot, J.P. y Eugster, H.P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: *Modern and ancient lake sediments* (A.Matter y M.Tucker, eds.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 2: 7-41.
- Heward, A.P. (1978): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westfalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D.Miall, ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 669-702.
- Holliday, D.W. (1970): The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *Jour. Sed. Petrol.*, 40: 734-744.
- Hooke, R.L. (1967): Processes on arid region alluvial fan. *Jour. Geol.*, 75: 430-460.
- Hsü, K.J. y Siegenthaler, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomitic problem. *Sedimentology*, 12: 11-25.
- Hunt, C.B., Robinson, T.W., Bowles, W.A. y Washburn, A.I. (1966): Hydrological Basin, Death Valley, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 494-B: 138 p.
- Junco, F. y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. In: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos, IGME, 2: 534-543.
- López Martínez, M., Agustí, J., Cabrera, L., Calvo, J.P., Civis, J., Corrochano, A., Daams, M., Díaz, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martínez, J., Morales, J., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C. y Torres, C. (1985): Approach to the Spanish Continental Neogene Synthesis and paleoclimatic interpretation. *An. Ins. Geol. Publici Hungarici*, 70: 383-391.
- Manera, A. (1981): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo SO de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 37: 233-243.
- Mediavilla, R.M. (1986-1987): Sedimentología de los yesos del sector central de la depresión del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 35-44.
- Megías, A.G., Ordóñez, S. y Calvo, J.P. (1980): Rupturas sedimentarias en series continentales. Aplicación a la Cuenca de Madrid. *IX Congr. Nac. de Sedim.*, Salamanca, Actas, 2: 666-680.
- Megías, A.G., Ordóñez, S. y Calvo, J.P. (1981): Tertiary clastic gypsum deposits in the Madrid Basin. *I.A.S. II European Meeting*, Bologna: Abstract, 109-112.
- Megías, A.G., Ordóñez, S., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1982): Sedimentos de flujo gravitacional yesíferos y facies asociadas en la Cuenca Neógena de Madrid, España. *V Congr. Latinoam. Geol.*, Argentina, Actas, 2: 311-328.
- Miall, A. (1985): Architectural elements analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Reviews*, 22: 261-308.
- Mingarro, F. (1966): Estudio hidrogeológico de la Sierra de Altomira. *Bol. Ins. Geol. Min. España*, 77: 141-222.
- Murray, R.C. (1964): Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Jour. Sed. Petrol.*, 54: 512-523.
- Ordóñez, S., López Aguayo, F. y García del Cura, M.A. (1977): Contribución al conocimiento de la mineralogía del yacimiento de sales de Villarrubia de Santiago (Toledo). *Estudios Geol.*, 33: 167-171.
- Ordóñez, S., Mendiña, J. y García del Cura, M.A. (1982): El sulfato sódico natural en España. *Tecniterrae*, 46: 16-32.
- Ordóñez, S., Fontes, J.Ch. y García del Cura, M.A. (1983): Contribución al conocimiento de la sedimentogénesis evaporítica en las cuencas neógenas de Madrid y del Duero, en base a datos de isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$. *X Congr. Nac. Sedim.*, Menorca: Com., 49-52.
- Ordóñez, S., Hoyos, M., García del Cura, M.A. y Calvo, J.P. (1985): Middle Miocene paleokarst in the Madrid Basin (Spain). A complex karstic system. *6th European Reg. Meeting. I.A.S.*, Leida: 624-627.
- Ordóñez, S., Fontes, J.Ch. y García del Cura, M.A. (1987): Estudio isotópico (^{18}O , ^{13}C) de la paragénesis sulfatada sódica, calcosódica y cálcica de la Unidad Salina de la Cuenca de Madrid. *II Congr. Geoquímica de España*: Abstract, 95-98.
- Ortí, F. (1977): Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y a su origen. *Ins. de Inv. Geol. Univ. de Barcelona*, 32: 87-152.
- Ortí, F. (1989): Evaporitas marinas. In: *Sedimentología* (A.Arche, Coord.), CSIC., Nuevas Tendencias, 2: 89-177.
- Ortí, F., Pueyo, J.J. y San Miguel, A. (1979): Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago, Toledo (Terciario continental de la cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Min.*, 94: 347-373.
- Ortí, F. y Rosell, L. (1981): Fábricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geol. Hisp.*, 16-4: 235-255.
- Ortí, F., Rosell, L., Utrilla, R., Inglés, M., Pueyo, J. y Pierre, C. (1988): Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica durante el ciclo alpino. *II Congreso Geol. España, S.G.E.*, Com., 1: 421-424.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. Mapas y memoria explicativa*, E.T.S. Ing. de Minas, Univ. Politécnica de Madrid: 48 p.
- Riba, O. (1957): *Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid*. INQUA V Congress Intern., Libre guide de l'excursion: 5-55.
- Rodríguez Aranda, J.P. (1990): *La sedimentación neógena en el margen oriental de la Cuenca de Madrid (Barajas de Melo-Tarancón): Transición de abanicos aluviales a evaporitas*. Tesis de Licenciatura, Fac. CC. Geol., Univ. Com-

- plutense de Madrid: 143 p.
- Rosen, M.R. y Warren, J.K. (1990): The origin and significance of groundwater-seepage gypsum from Bristol Dry Lake, California, USA. *Sedimentology*, 37: 983-996.
- Salvany, J.M. (1989): Aspectos petrológicos y sedimentológicos de los yesos de Alicos y Monteagudo (Navarra): Mioceno de la Cuenca del Ebro. *Turiano*, 9: 121-146.
- San José, M.A. (1975): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 584 (Mondéjar) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. Serie MAGNA. IGME.
- Sánchez Soria, P. (1973): *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. Tesis, Universidad Complutense, Madrid: 297 p.
- Sánchez Soria, P. y Pignatelli, R. (1967): Notas geológicas de la Sierra de Altomira. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 65: 231-240.
- Santisteban, C. (1981): *Petrología y Sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la Cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la "Teoría de la Crisis de Salinidad"*. Tesis, Universidad de Barcelona: 509 p.
- Schreiber, B.C., Friedman, G.M., Decima, A. y Schreiber, E. (1976): Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, 23: 729-760.
- Shearman, D.J. (1966): Origin of evaporites by diagenesis. *Trans. Ins. Min. Metal.*, 75-B: 208-215.
- Torres, T. y Zapata, J.L. (1986-1987): Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 2: 437-442.
- Utrilla, R., Pierre, C., Ortí, F., Rosell, L., Inglés, M. y Pueyo, J.J. (1987): Estudio isotópico de los sulfatos en formaciones evaporíticas mesozoicas marinas y terciarias continentales: Aplicación a la Cuenca del Tajo. *II Congr. Geoquímica España*, Soria: Abstract, 91-94.

Recibido el 21 de octubre de 1990

Aceptado el 6 de febrero de 1991