

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 10	Págs. 271-294	Madrid 1986
----------------------------	---------	---------------	-------------

LAS FACIES LACUSTRES DEL OLIGOCENO  
DE CAMPINS (VALLES ORIENTAL,  
PROVINCIA DE BARCELONA)

POR  
P. ANADÓN \*

**RESUMEN**

En los materiales oligocenos de Campins se han podido distinguir tres unidades principales. La unidad inferior y la superior están constituidas por areniscas arcósicas con intercalaciones de conglomerados y lutitas y poseen un origen aluvial. En la unidad intermedia, de origen lacustre, se han podido diferenciar unas facies lacustres someras, localizadas en la base y en el techo de la sucesión lacustre, y unas facies lacustres profundas. En éstas se han podido distinguir dos tipos extremos: carbonatadas y detríticas, observándose el paso gradual de unas a otras. El análisis sedimentológico de las diversas facies permite deducir que durante el depósito de las facies lacustres el lago fue meromíctico, con un fondo anóxico donde se formaban sedimentos ricos en materia orgánica. En zonas marginales del lago se depositaron materiales detríticos de grano grueso, principalmente por mecanismos de flujos gravitatorios de sedimentos. Tras la fase profunda, el lago se somerizó y finalmente sobre facies lacustres someras se depositaron materiales detríticos gruesos de origen aluvial.

**ABSTRACT**

The Oligocene Campins Basin is located close to the Vallès Fault which belongs to the Paleogene strike-slip fault system of the Catalan

---

\* Instituto «Jaime Almera», C.S.I.C. Calle Martí i Franqués, s/n. 08028 Barcelona.

Coastal Ranges (Fig. 1). During the Neogene the major faults of this system acted as normal faults that produced grabens. The Oligocene deposits of Campins are small remnants of an ancient Oligocene basin now located in a Neogene graben (Fig. 2). A basement-slice of paleozoic metamorphic rocks related to convergent wrenching along the Vallès Fault overthrust the Oligocene sediments of Campins (Fig. 2 and 3). The strike-slip in the Paleogene Vallès Fault produced also fault-gouge development. Several sequences of the basin fill deposits have been studied (Fig. 4) and three main units can be distinguished:

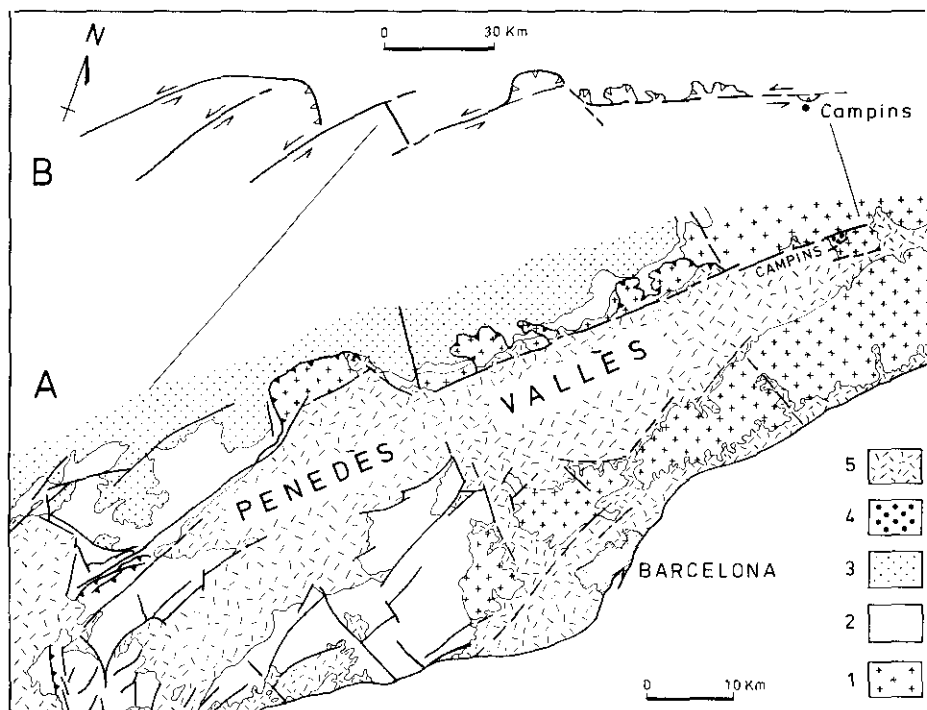


FIG. 1.—A. Localización de la cubeta oligocena de Campins en la Fosa Neógena del Vallès-Penedès. Leyenda: 1) Paleozoico (rocas metamórficas e intrusivas indiferenciadas). 2) Mesozoico. 3) Paleógeno de la Cuenca del Ebro. 4) Cubeta de Campins. 5) Neógeno y Cuaternario indiferenciados. B. Posición de la cubeta de Campins con respecto al sistema paleógeno de fallas en dirección de las Cadenas Costeras Catalanas.

FIG. 1.—A. Location of the Oligocene Campins Basin within the Vallès-Penedès Neogene Graben. 1) Paleozoic (Metasedimentary and intrusive rocks). 2) Mesozoic. 3) Palaeogene of the Ebro Basin. 4) Oligocene lacustrine deposits of Campins. 5) Neogene and Quaternary. B. Structural scheme of the palaeogene strike-slip fault system in the Catalan Coastal Ranges showing the location of the Campins Basin.

- Lower, alluvial, unit. Mainly composed by variegated arkosic sands with interbedded red mudstones and conglomerates. The thickness of this unit ranges from 100 to 400 m.
- Intermediate, lacustrine, unit (Fig. 4 and 5). The lower part of this unit up to 20 m thick is formed by variegated sandstones and mudstones, limestones and, locally, travertines or coal. These lower levels are interpreted as shallow lacustrine deposits and are overlain by deep lacustrine deposits up to 200 m thick. Two main facies can be differentiated in the deep lacustrine sediments: carbonate facies and clastic facies. The carbonate facies is formed by a complex arrangement of thin bedded limestones and dolostones, carbonate mudstones, massive and laminated mudstones and oil-shales. Varves (calcite, organic-rich clays couplets) are locally present. The uppermost levels of the carbonate facies are formed by carbonate mudstones with abundant mollusks, ostracods and charophyte remains. The clastic facies is formed mainly by massive or laminated siltstones, up to 5 m thick with interbedded sandstone to microconglomerate beds up to 1,5 m thick. The coarse grained sediments display massive or graded bedding. The gradation between the clastic and carbonate facies is observed.
- Upper, alluvial, unit. This unit overlies the carbonate facies of the intermediate unit. Is formed by red arkosic sandstones and conglomerates, up to 120 m thick.

The overall megasequence indicates a basin-formation phase, with related alluvial deposits followed by the development of a shallow lacustrine environment that evolves to a deep lacustrine environment. The sedimentary features indicate that in this phase the lake was meromictic and organic-rich sediments were formed mainly due to algal contribution. Coarse-grained terrigenous deposits accumulated in marginal zones. They were formed by mass-flow processes. Later, the studied sequences indicate a shallow water sedimentation phase and a late alluvial sedimentation phase.

## INTRODUCCION

La presencia de sedimentos lacustres en Campins (Vallès Oriental) ha suscitado desde su primera cita en el siglo pasado (MAURETA y THOS, 1881) un gran interés, no sólo por la diferencia notable de sus facies con el resto de materiales que colmatan la depresión del Vallès-Penedès donde se localizan, sino a causa de las diferentes edades a que han sido atribuidos. ALMERA (1883, 1907 y 1913) aportó intere-

santes datos sobre la estratigrafía de los niveles lacustres de Campins y los atribuyó al Aquitaniense. LLOPIS (1947) los atribuyó al Mioceno superior, negando el valor cronoestratigráfico de la fauna y flora citadas por ALMERA. BATALLER (1951) y FONTBOTE (1954) atribuyeron de nuevo al Aquitaniense los sedimentos lacustres de Campins. Con motivo de un estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales terciarios de las cercanías de Campins (ANADON, 1973) se localizan varios niveles con micromamíferos y carofitas que permiten datar como Oligoceno (Estampiense superior) dichas facies lacustres (ANADON y VILLALTA, 1975). Recientemente, los yacimientos de Campins han sido atribuidos al nivel biocronológico de Antoingt (VIANEY-LIAUD, 1979; RUSSELL *et al.*, 1982). En este trabajo se efectúa un estudio sedimentológico de las facies lacustres y se analiza el marco geológico y estructural en el que se originó la cubeta de Campins.

## MARCO GEOLOGICO

Los materiales oligocenos de Campins están constituidos por tres tramos o unidades principales (ANADON, 1973; ANADON y VILLALTA, 1975): unidad detrítica inferior de hasta 400 m de potencia, de origen aluvial; unidad media constituida por diversas facies lacustres de unos 200 m de potencia y unidad superior, detrítica, de unos 120 m de potencia.

Un primer hecho significativo es la presencia de materiales oligocenos en la fosa neógena del Vallès-Penedès (Fig. 1,A). La posición estratigráfica y estructural es asimismo peculiar. En efecto, el tramo inferior, de potencia muy variable, se apoya sobre granitoides que constituyen aquí el fondo de la depresión del Vallès. Al norte de la población de Campins, las unidades media y superior son cabalgadas por esquistos paleozoicos (Fig. 2). El plano de cabalgamiento o falla inversa localmente, en superficie, posee «buzamientos» desde 45° hasta 70° al N. Esta falla no coincide en su trazo con la falla N que limita la Fosa del Vallès. Según el meridiano de la población de Campins, la traza de la falla septentrional del Vallès queda a unos 500 m más al N (Fig. 3). En la zona de falla N del Vallès en este sector se observa la presencia de una franja de salbanda de falla (*fault gouge*) similar a la descrita en el Vallès Occidental (JULIA y SANTANACH, 1984), aunque más estrecha. En las cercanías de Campins la salbanda de falla incluye bloques de mármoles y granitoides y posee una anchura de hasta 50 m.

Por comparación con el área del Vallès Occidental (zona de Olesa de Montserrat-Esparreguera), el bloque de materiales paleozoicos cabalgantes sobre los sedimentos lacustres de Campins, y separado por

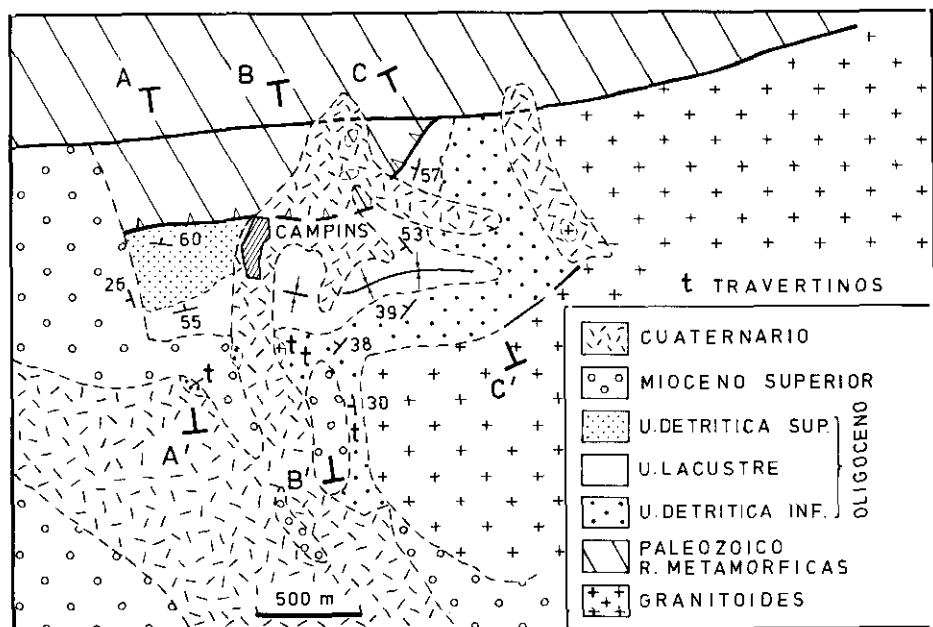


FIG. 2.—Mapa geológico esquemático de los alrededores de Campins mostrando la situación de los cortes de la Fig. 3.

FIG. 2.—Geologic sketch map of Campins area showing the orientation of cross-sections in Fig. 3.

una franja de Salbanda de falla (falla del Vallès), sería una escama cabalgante (*basement slice*) producida en una etapa de funcionamiento del sistema de fallas en dirección de las Cadenas Costeras Catalanas (Fig. 1,B). La presencia de una escama cabalgando hacia el Vallès Oriental contrasta con la vergencia hacia la cuenca del Ebro de las demás escamas cabalgantes. No obstante, vergencias de escamas cabalgantes a ambos lados de fallas en dirección han sido descritos, con estructuras similares, por WILCOX *et al.* (1973) y SYLVESTER y SMITH (1976) en la zona de la falla de San Andrés. Escamas vergentes a ambos lados de la falla pueden haberse producido sincrónicamente bajo el mismo movimiento en dirección de la falla. El sistema de fallas de las Cadenas Costeras Catalanas funcionó con certeza como sistema en dirección desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno inferior (GUIMERA, 1984; ANADON *et al.*, 1985). A partir del Oligoceno inferior y hasta el desarrollo de la fosa del Vallès-Penedès, no existen datos para precisar el momento de cambio en el régimen tectónico. La estructura del sector de Campins, sugiere la persistencia local de un *convergent wrenching* por lo menos hasta el Oligoceno superior.

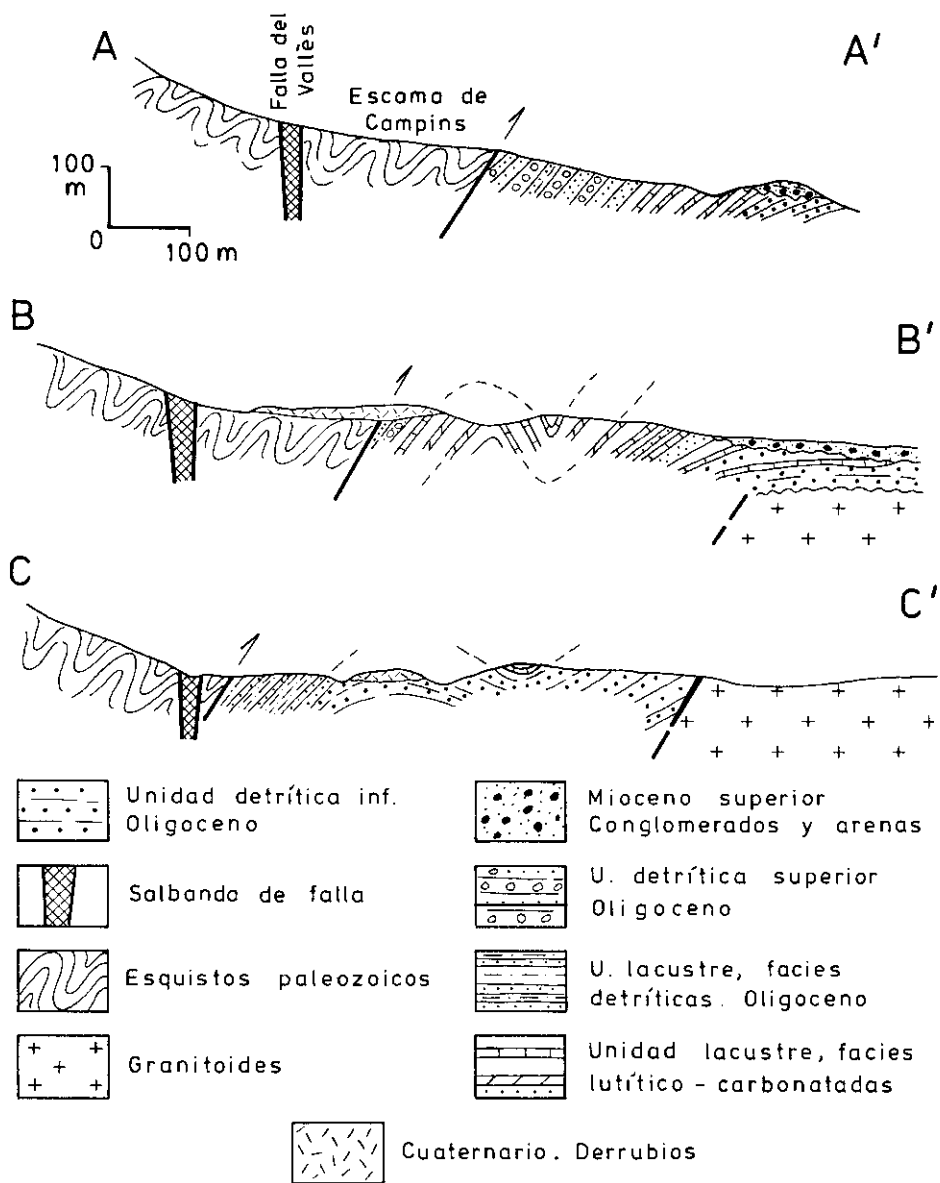


FIG. 3.—Cortes geológicos de la Cuenca de Campins. La localización de los mismos se muestra en la Fig. 2.

FIG. 3.—Schematic cross-section through the Campins Basin. See Fig. 2 for location.

Lo expuesto anteriormente sugiere que anteriormente al momento de formación de la fosa miocena del Vallès-Penedès se formó una cuenca con sedimentación lacustre durante el Oligoceno, de extensión difícil de valorar, que se desarrolló probablemente en relación al sistema de fallas en dirección de las Cadenas Costeras Catalanas. La actuación probable durante el Oligoceno superior de este sistema en condiciones locales de *convergent wrenching* dio lugar al emplazamiento de una escama cabalgando los materiales previamente depositados. Durante el Mioceno, aprovechando los planos de las fallas del sistema en dirección, tiene lugar la formación de la fosa del Vallès con la configuración aproximada actual (FONTBOTE, 1954). A otra escala, el desarrollo de una cuenca lacustre asociada a un sistema de fallas en dirección ha sido ilustrado por LINK y OSBORN (1975) en el Ridge Basin de California y por NEMEC *et al.* (1984) en el Hornelen Basin de Noruega.

## ESTRATIGRAFIA DEL OLIGOCENO DE CAMPINS

Los niveles basales de la sucesión oligocena de Campins se apoyan sobre los granitoides del fondo de la depresión del Vallès, y a su vez se encuentran en parte recubiertos en discordancia por un conjunto de lutitas arenosas, arenas y conglomerados que son atribuibles al Mioceno superior teniendo en cuenta los yacimientos de vertebrados fósiles más próximos (BATALLER, 1918, 1932; SOLE SABARIS, 1936). En los materiales oligocenos se han podido distinguir tres unidades deposicionales principales: unidad detrítica inferior, de origen aluvial; unidad intermedia detrítico-carbonatada, de origen lacustre, y unidad detrítica superior, de origen aluvial (ANADON, 1973; ANADON y VILLALTA, 1975). La Figura 4 presenta los perfiles estratigráficos realizados en los materiales oligocenos de Campins, su correlación y las unidades diferenciadas, que se describen a continuación.

### UNIDAD DETRÍTICA INFERIOR (ALUVIAL)

Aflora en la zona meridional y oriental del área estudiada. Los niveles basales yacen sobre los granitoides del fondo de la depresión del Vallès Oriental. Esta unidad posee una potencia muy variable, desde unos 35 a 40 m en la zona meridional (perfil CT, Fig. 4), hasta más de 400 m en la zona septentrional (perfil CJ, Fig. 4). En la zona meridional está constituida por niveles de hasta 5 m de potencia de areniscas arcósicas blancuzcas de grano muy grueso y microconglomerados que intercalan niveles de lutitas arenosas y de conglomerados.

En la zona septentrional esta unidad posee afloramientos de mala calidad. Se ha calculado una potencia de hasta 400 m por métodos geométricos, aunque es posible que existan repeticiones a causa de fallas. En esta zona las intercalaciones de lutitas arenosas rojas son abundantes y predomina el color rojizo en la matriz de las areniscas y conglomerados.

En general, los niveles de arenisca poseen potencia desde pocos centímetros hasta varios metros, poseen aspecto masivo o bien laminación horizontal difusa localmente remarcada por hiladas de granulos o cantos. No se ha observado la presencia de estratificación cruzada. Los contactos inferiores suelen ser erosivos, ondulados, y los superiores, transicionales rápidos.

Las areniscas y microconglomerados están poco cementados, poseen matriz limoso-arcillosa y están mal seleccionados, con un centilo de unos 4 mm de diámetro. Este, probablemente está condicionado por el tamaño de los fragmentos detríticos liberados por la arenización de los granitoides de donde proceden. La mediana es muy variable. El contenido en feldespatos de la fracción ligera de las areniscas es muy elevado, entre el 50 y el 70 por 100, predominando los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas. El resto lo constituyen granos de cuarzo angulosos. Los minerales pesados, aparte de los procedentes del área fuente plutónica incluyen otros procedentes de áreas fuentes constituidas por rocas metamórficas. En las areniscas y microconglomerados el porcentaje de matriz arcillosa llega a alcanzar el 20 por 100.

Los minerales arcillosos presentes, tanto en la matriz de los niveles arenosos como en los lutíticos, son predominantemente smectitas, acompañadas de pequeñas cantidades de illita y caolinita (ANADON, 1973).

Los conglomerados están constituidos fundamentalmente por cantos de aplita y, en mucha menor proporción, de micasquitos, aunque en la zona septentrional llegan a alcanzar un 30 por 100. La presencia de cantos de rocas graníticas es excepcional.

Los niveles de esta unidad se han originado en un ambiente de abanico aluvial, con área fuente predominantemente granítica y cuyos depósitos se caracterizan por una naturaleza predominantemente arenosa. Estas facies arenosas se originaron probablemente a partir de flujos de elevada densidad en ambiente subaéreo. En algunos momentos existieron medios palustres relacionados con estos abanicos, como lo demuestra la existencia de intercalaciones de lutitas verdosas o carófitas y restos de peces y mamíferos en los niveles superiores del perfil CJ.



## UNIDAD INTERMEDIA LACUSTRE

Sobre las facies arenosas de origen aluvial de la unidad inferior reposa un conjunto de materiales de origen lacustre que se han agrupado en la denominada unidad intermedia. Esta unidad posee una potencia de unos 200 m y está constituida fundamentalmente por tres tipos de facies: lacustres someras, lacustres carbonatadas profundas y lacustres detríticas profundas. Las características sedimentológicas de cada una de estas facies será descrita con detalle en apartados posteriores, por lo que aquí no serán objeto de una descripción sedimentológica.

## UNIDAD DETRÍTICA SUPERIOR

Se presenta únicamente en la zona NW de los afloramientos de materiales oligocenos. Está constituida por unos 120 m de microconglomerados y conglomerados de cantos de rocas intrusivas y micasquistos y areniscas arcósicas. Intercalan niveles poco potentes de limolitas y arcillas rojas. Yacen sobre las facies lacustres de la unidad intermedia y están afectados por el cabalgamiento de materiales paleozoicos de la escama de Campins.

Las características sedimentológicas son muy semejantes a las de la unidad detrítica inferior, a cuya descripción se remite al lector. Las diferencias más notables son que en la unidad detrítica superior el contenido de cantos de rocas metamórficas y de granitoides es algo mayor y el tamaño medio de los cantos también ha aumentado con respecto a la unidad detrítica inferior. Los materiales de la unidad que nos ocupa se depositaron en un ambiente de abanico aluvial en el que se sedimentaban predominantemente materiales arenosos y microconglomeráticos por corrientes tractivas y por flujos gravitatorios de sedimentos.

## LAS FACIES LACUSTRES

En los materiales de la unidad intermedia, de origen lacustre, se han podido diferenciar tres tipos de facies: facies lacustres someras, que se localizan en la base y a techo de la unidad; facies carbonatadas profundas, y facies detríticas profundas, existiendo un tránsito gradual entre estas dos últimas. No se ha observado el paso lateral de las facies lacustres profundas a unos equivalentes someros marginales en los afloramientos existentes.



## FACIES LACUSTRES SOMERAS

Estratigráficamente se localizan en la base y a techo de la unidad lacustre, marcando el tránsito entre las facies aluviales de las unidades inferior y superior y las facies lacustres profundas. En la base de la unidad lacustre presentan un espectro litológico muy variado constituido por areniscas arcósicas, lutitas más o menos carbonatadas, calizas micríticas, travertinos y más localmente lignitos. Las facies lacustres someras de la base de la unidad intermedia han podido caracterizarse fundamentalmente en la parte superior del perfil CT, en la base del perfil CG y en el perfil CQ (Fig. 4), con una potencia aproximada de unos 20 m. Las facies lacustres someras del techo de la unidad intermedia se caracterizan por una potencia de unos 15 a 20 m y están constituidas fundamentalmente por lutitas calcáreas gris verdosas que intercalan bancos delgados de calizas micríticas con moluscos y ostrácodos. El contenido fosilífero de estas facies es relativamente abundante y consta de gasterópodos y bivalvos lacustres, ostrácodos, restos de peces y carofitas. Han podido caracterizarse fundamentalmente en la base del perfil EC (Fig. 4).

La figura 5 muestra diversas sucesiones tipo de los materiales lacustres oligocenos de Compins. En ella, la columna CT(a), cuya posición estratigráfica se puede observar en la Figura 4, es un ejemplo de sucesión típica de las facies lacustres someras.

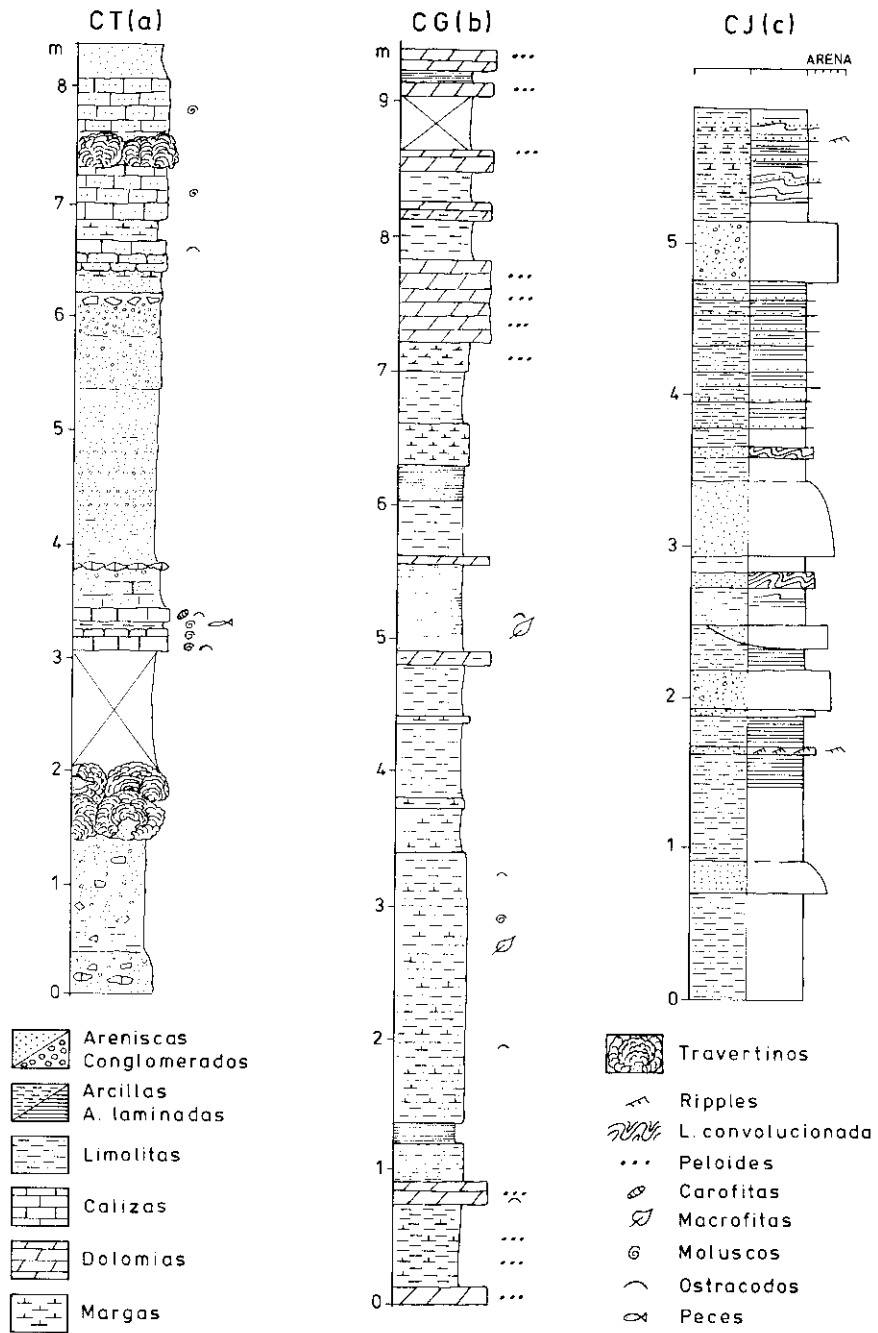
Las *calizas* se presentan, en general, en bancos de orden decimétrico, alternando con otras litofacies. Se han podido distinguir dos tipos principales. Uno está formado por calizas *mudstone* a *wackestone* con ostrácodos, gasterópodos y en menor proporción restos de carofitas. Presentan trazas de bioturbación remarcadas por antiguos huecos con relleno esparítico. El contenido en detríticos siliciclásticos, en general bajo, puede llegar a ser elevado. En algún caso se observa nodulación. El otro tipo de caliza presente se caracteriza por el gran contenido de granos revestidos con cubierta oolítica. Existen los términos de tránsito entre estas calizas detríticas y areniscas cuarzo-feldespáticas con cemento calcáreo. En algunos casos se ha observado la asociación directa de niveles de calizas detríticas con niveles de travertinos.

Los *travertinos* de Campins (Fig. 6a, b y c) se caracterizan por presentarse como masas globosas de hasta 1 m de diámetro, a veces soldadas entre sí, con la superficie externa de aspecto botrioidal, asemejándose a las calizas en *chou-fleur* descritas por BERTRAND-

---

FIG. 4.—Perfiles estratigráficos estudiados, correlación de los mismos y posición de las columnas detalladas de la Fig. 5 (a, b, c).

FIG. 4.—Studied sections and their correlation, also showing the location of the detailed sequences in Fig. 5 (a, b, c).



SARFATI *et al.* (1966). En lámina delgada (Fig. 6a) se observan masas globosas unidas entre sí, formadas por microsparita oscura, en cuyo interior se aprecian secciones circulares con relleno esparítico. Localmente, las masas globosas están recubiertas por bandas de calcita en empalizada que incluyen finísimas láminas oscuras paralelas al crecimiento. Estas láminas han sido interpretadas como materia orgánica incorporada durante el crecimiento de los cristales, debido quizá a cambios estacionales (IRION y MÜLLER, 1968). Recientemente CHAFETZ y FOLK (1984) definen los travertinos como una forma de carbonato de «agua dulce» depositado por procesos orgánicos e inorgánicos a partir de aguas de manantiales. Aunque este último extremo no ha podido comprobarse en el caso que se analiza aquí, las características morfológicas y petrológicas de estos depósitos coinciden con las expuestas por numerosos autores (IRION y MÜLLER, 1968; JULIA, 1980, 1983, y CHAFETZ y FOLK, 1984, entre otros). Únicamente se han observado travertinos en las facies lacustres someras de la base de la unidad lacustre, en la zona meridional de los afloramientos de Campins (Fig. 2).

Asociados a los depósitos carbonatados descritos, se presentan niveles de lutitas más o menos carbonatadas y areniscas.

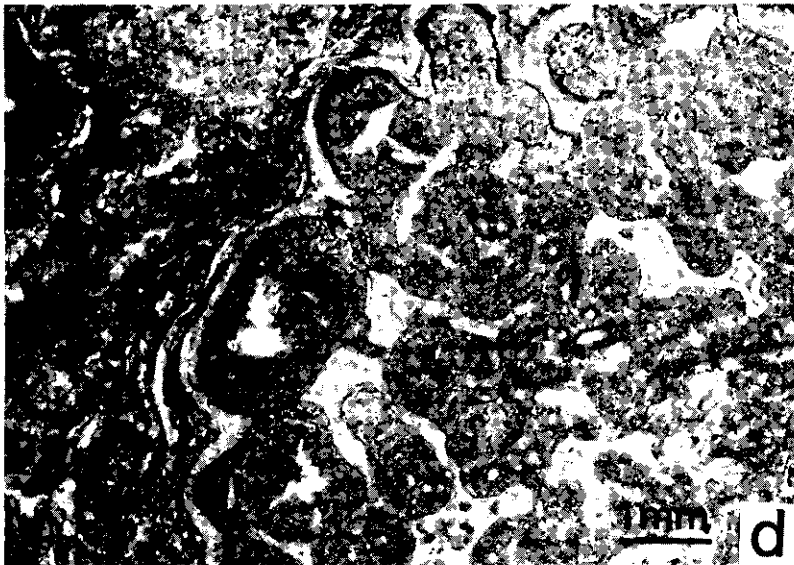
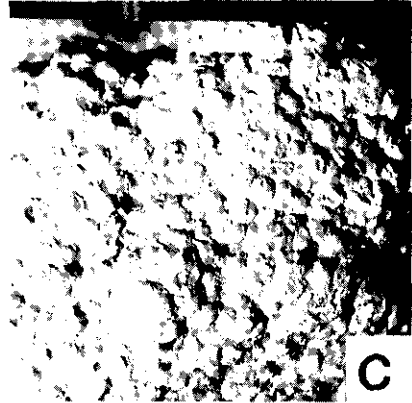
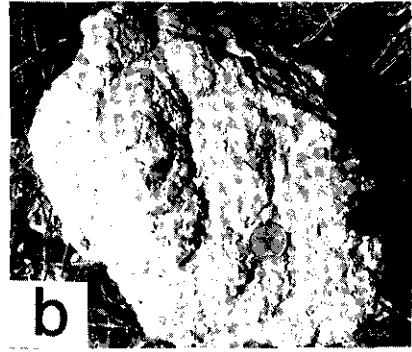
Las *lutitas* poseen color pardo, gris o blanco y un contenido en carbonato variable, pudiendo alcanzar hasta el 60 por 100. En algunos casos presentan abundantes restos fósiles de moluscos lacustres y carófitas, especialmente los niveles asociados a calizas. Los minerales de arcilla presentes son smectitas y en mucha menor proporción illitas.

Las *areniscas* se presentan en niveles de hasta varios metros de potencia. Su contenido en matriz lutítica y cemento carbonatado es muy variable, así como su tamaño de grano y selección. Los tipos más frecuentes son areniscas de grano grueso a microconglomerado con cantos de hasta 5 cm de aplita y pórfido, dispersos o en hiladas. Los colores son variables, desde rojizo a gris o amarillento. En algún caso, en niveles bajo horizontes travertínicos, presentan moteado a gran escala gris, blanco y ocre que recuerda algunas características de los suelos con pseudo-gley, es decir, sometidos a oscilaciones del nivel freático. Mientras algunos niveles de areniscas se han depositado en fondos lacustres someros, otros parecen haberse formado en condiciones subaéreas (medios aluviales), aunque secuencialmente se encuen-

---

FIG. 5.—Secuencias detalladas de facies lacustres (CT,a), facies lacustres carbonatadas profundas (CG,b) y facies lacustres detríticas profundas (CJ,c). Véase la Fig. 4 para su localización.

FIG. 5.—Detailed sequences of shallow lacustrine facies (CT,a), deep lacustrine carbonate facies (CG,b) and deep lacustrine detrital facies (CJ,c). See Fig. 4 for location.



tran asociados a depósitos originados en un ambiente lacustre somero. Esto puede deberse a las típicas retracciones y expansiones que sufren estos medios.

Los *lignitos* únicamente se han observado en las inmediaciones de Can Quaranta (CQ, Fig. 4). En dicho punto constituyen un tramo de 0,5 m de capas finas de lignito que alternan con limolitas calcáreas en niveles milimétricos, aunque alguna capa de lignito alcanza 5 cm. Este tramo contiene una abundante fauna de moluscos lacustres y ostrácodos. El tramo de lignitos se intercala entre limolitas calcáreas y areniscas que poseen abundantes restos de moluscos y micromamíferos (ANADON y VILLALTA, 1975).

#### FACIES LACUSTRES PROFUNDAS

El grueso de la unidad intermedia está constituido por las facies lacustres profundas, en las que se han podido distinguir dos tipos principales de asociaciones de facies: carbonatadas y detríticas, existiendo un tránsito entre unas y otras. Las facies carbonatadas se caracterizan fundamentalmente por una alternancia de niveles delgados de caliza y dolomía y tramos de hasta varios metros de lutitas y margas. Las facies detríticas se caracterizan por una alternancia de limolitas, a veces calcáreas y areniscas.

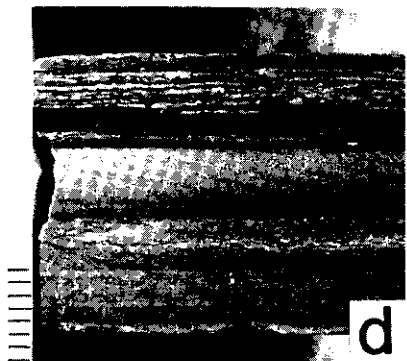
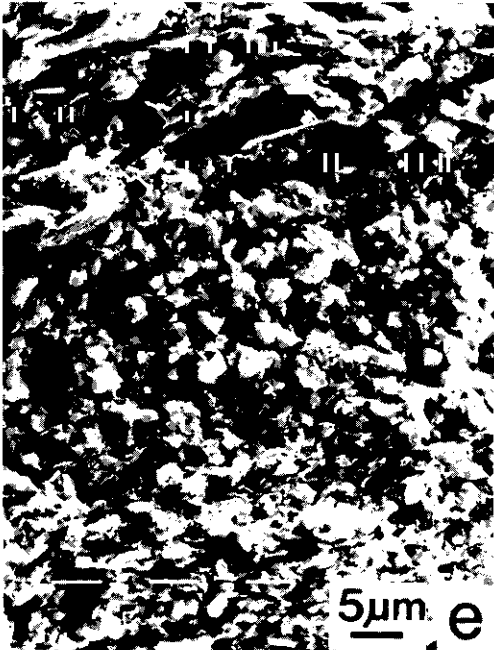
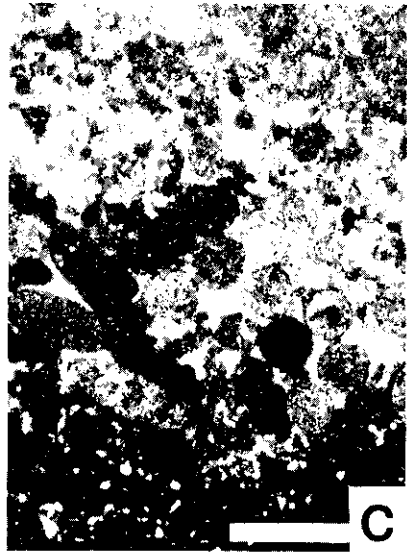
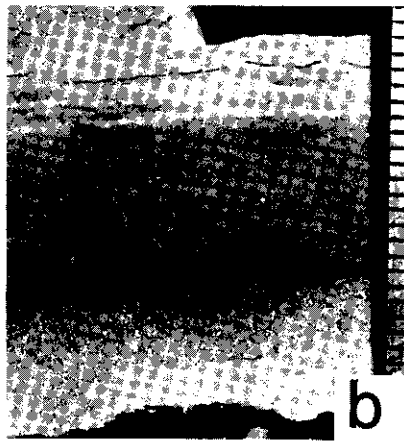
*Facies carbonatadas.* Están constituidas por una alternancia de niveles de caliza o dolomía y niveles de lutitas más o menos carbonatadas, a veces laminadas, que en ocasiones poseen un elevado contenido en materia orgánica (*oil shales*). Esporádicamente se ha detectado la presencia de ritmitas milimétricas de arcilla-carbonato («varvas»). La columna CG(b) de la Figura 5 es un ejemplo de secuencia de este tipo de facies.

Las *calizas* y *dolomías* se presentan en bancos delgados, rara vez alcanzan 20 cm de potencia, aunque existen tramos de hasta 1 m for-

---

FIG. 6.—Facies lacustres someras de la base de la Unidad intermedia. a) Nivel de travertino que yace sobre arcosas con hiladas de conglomerado. b) Aspecto de una masa globosa travertínica fragmentada. c) Detalle de la superficie con aspecto botrioidal de los travertinos. Escala en milímetros. d) Aspecto en lámina delgada de una masa travertínica. Antigua porosidad rellena de esparita y bandas de calcita en empalizada recubriendo algunas masas de aspecto globoso.

FIG. 6.—Shallow lacustrine facies from the lower part of the Intermediate Unit. a) Travertine overlying conglomeratic, arkosic sandstones. b) Fragment of a travertine subsferical construction. c) Bulbous surface of a travertine construction. Scale in mm. d) Microstructure of travertine. The ancient porosity is filled by sparry calcite. Several layers of elongated tiny calcite crystals radially oriented overlie the «bulbs».





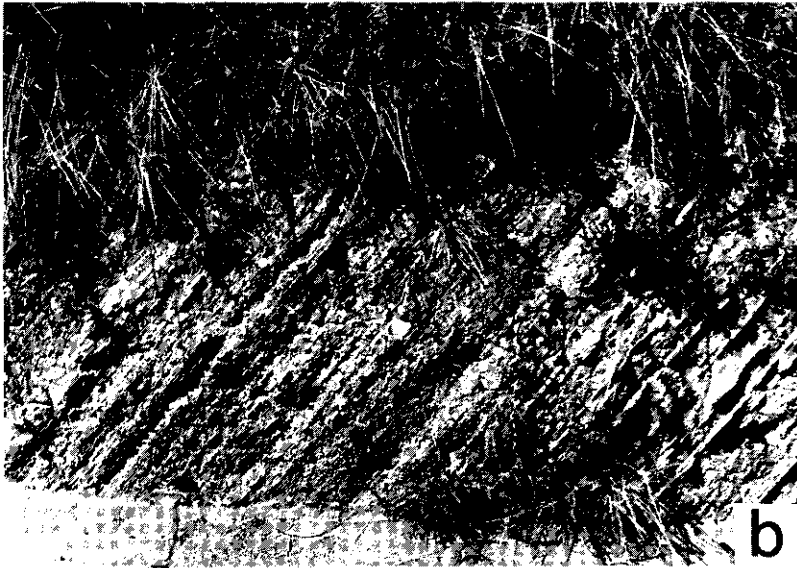
mados por varias capas (Fig. 7a). Mientras en las capas de caliza el mineral de carbonato es casi exclusivamente calcita, en el caso de las dolomías el contenido es muy variable, entre 0 y 20 por 100, correspondiendo el resto a dolomita estequiométrica. Las litofacias en ambos casos son muy semejantes, estando constituidos por micritas *mudstones*, a veces laminadas, con ostrócadadas poco abundantes. Es de destacar la presencia de abundantes niveles de peloides o granos de micrita de hasta 1 cm de espesor (*grainstones* y *packstones*) (Figura 7b y c). Las calizas son más abundantes en la base y techo de la sucesión lacustre profunda, mientras que en la parte central predominan las dolomías. Tanto en un caso como en otro, el contenido en fracción no carbonatada puede ser alto (hasta el 25 por 100). Numerosos niveles de caliza, salvo en las zonas más meteorizadas, poseen colores oscuros y olor fétido.

Las *lutitas* que alternan con los niveles de calizas y dolomías poseen un contenido en carbonatos muy variable, desde porcentajes de carbonatos inapreciables hasta contenidos que superan el 50 por 100 («margas»). La proporción de arcilla, limo y fracción arena es también variable. Las *lutitas* se presentan en niveles desde pocos milímetros a más de 2 m de potencia, generalmente poseen laminación y no presentan trazas de bioturbación. El contenido fosilífero es muy pobre, estando constituido por hojas de macrofitas bien conservadas y escasos restos de ostrácodos y gasterópodos. Algunos de los niveles lutíticos poseen un contenido bituminoso elevado (hasta 11,3 por 100 TOC \*) y un aspecto apergaminado y hojoso en afloramiento (*paper shales*, *oil shales*). Los minerales de arcillas presentes en las *lutitas* de facies lacustres profundas son principalmente smectita y pequeñas cantidades de illita.

\* J. García-Mallo (ENIEPSA), comunicación oral.

FIG. 7.—Facies lacustres carbonatadas profundas. a) Alternancia de niveles de carbonatos (caliza y dolomía) y niveles de *lutitas* laminadas. b) Sección pulida de una capa de dolomía con laminación en el techo y concentración de peloides en la base del nivel. Escala en mm. c) Lámina delgada de un nivel de peloides (*grainstone*) dolomítico (barra=0,5 mm). d) *Lutitas* laminadas, y a techo nivel de ritmitas de caliza-arcilla organógena. e) Detalle (SEM) de una lámina de caliza entre dos láminas de arcilla. Obsérvese el aspecto poliédrico de los cristales de calcita (centro) y la orientación de los minerales arcillosos (parte superior e inferior). Escala: barra=5  $\mu$ m.

FIG. 7.—Deep carbonate lacustrine facies. a) Alternating carbonate (limestone and dolostone) and laminated mudstone layers. b) Polished slab of dolostone bed showing laminated top and pelloid concentration at base. Scale in mm. c) Dolomitic grainstone of pelloids. Scale bar=0,5 mm. d) Laminated mudstones. A rithmite level (calcite-clay couplets) at top. e) SEM of a calcite layer between two clay layers. Note the polyhedral shape of the calcite crystals (central part of the micrograph) and the orientation of the clay minerals (upper and lower parts of the micrograph). Scale bar=5  $\mu$ m.



Los estudios geoquímicos preliminares efectuados en los materiales bituminosos de las facies profundas apuntan hacia una materia orgánica fundamentalmente originada a partir de algas, con transformaciones bacterianas, y poco madura (X. de las Heras, comunicación oral).

Localmente se ha detectado la presencia de unas *ritmitas* en que alternan láminas de carbonato (calcita) y láminas de arcillas ricas en materia orgánica (Fig. 7d). El espesor de las láminas es del orden de décimas de milímetro y poseen un aspecto muy semejante al de las varvas descritas por BRADLEY (1948) en la Green River Fm. La calcita se presenta en cristales de aspecto poliédrico de unos 5  $\mu\text{m}$  de diámetro (Fig. 7e). Cristales semejantes, aunque de mayor tamaño (15-20  $\mu\text{m}$ ) han sido descritos por KELTS y HSU (1978) en la base de las láminas claras calcíticas de varvas no glaciares del lago Zürich (eutrófico y meromítico).

*Facies detríticas.* Típicamente están constituidas por una alternancia de bancos de areniscas y microconglomerados de hasta 2,5 m de potencia y tramos de hasta 6 m de limolitas con intercalaciones de niveles delgados de areniscas (Fig. 8a). Estas características se observan en la zona NE de los afloramientos de Campins y hacia el SW los niveles detríticos gruesos pierden espesor, se incrementa el contenido total en carbonatos y progresivamente pasan a las facies lacustres profundas carbonatadas descritas anteriormente (Fig. 8b). La columna CJ(c) de la Figura 5 ilustra una típica sucesión de niveles de las facies detríticas.

Las areniscas y microconglomerados se presentan en niveles del orden de 1 m de potencia, excepcionalmente alcanzan 2,5 m. Poseen base plana y neta, mientras que la parte superior del nivel suele pasar transicionalmente a limolitas. El tamaño de grano de las areniscas es variable, de medio a muy grueso, generalmente con granodecrecencia hacia el techo de las capas. Los conglomerados suelen poseer cantos de pequeño tamaño (0,5-1 cm), rara vez alcanzan 5 cm, y matriz arenosa muy abundante. Existe una gradación entre areniscas conglomeráticas y conglomerados. La composición litológica y mineralógica de los cantos y granos es muy similar a la descrita para los materiales de la unidad detrítica inferior.

---

FIG. 8.—*Facies lacustres detríticas profundas.* a) Alternancia de bancos de areniscas y microconglomerados y niveles de limolitas laminadas. b) *Facies de tránsito entre las lacustres profundas detríticas y carbonatadas.* Los niveles detríticos son más escasos y menos potentes que en la Fig. 8a.

FIG. 8.—*Deep detrital lacustrine facies.* a) Sandstone-microconglomerate beds alternating with laminated siltstones. b) *Transitional facies between detrital and carbonate facies.* Sandstone beds are thinner and in lesser proportion than in Fig. 8a.

La selección de estos niveles detríticos gruesos es muy mala, no se han observado estructuras tractivas y generalmente poseen gradación normal o aspecto masivo. Sólo una capa ha mostrado gradación inversa. La gradación afecta en unos casos a los tamaños más gruesos y en otros a todo el conjunto. Todas estas características apuntan hacia depósitos de flujos gravitatorios de sedimentos y de corrientes de turbidez de elevada densidad.

Las *limolitas* poseen color gris verdoso y se presentan en tramos de hasta 6 m de potencia. A menudo poseen laminación, pero en muchos casos aparecen como niveles de aspecto masivo y fractura concoide. El contenido en carbonato es muy bajo (no supera el 10 por 100 en general), aunque unos pocos niveles superan el 40 por 100. Contienen cristales de pirita microscópicos. Intercalados en los tramos limolíticos a veces se presentan niveles delgados de arenisca, con laminación *ripple* o convolucionada.

En el depósito de las facies detríticas han intervenido dos tipos de mecanismos: decantación a partir de sedimentos en suspensión, que originarían los niveles de limolitas, y los ya mencionados flujos gravitatorios de sedimentos y corrientes de turbidez de elevada densidad que darían lugar a los niveles de arenisca y conglomerados. En algún caso existirían corrientes tractivas sobre el fondo, como lo prueban los niveles de areniscas con laminación *ripple*.

## CARACTERISTICAS DE LA SEDIMENTACION LACUSTRE. DISCUSION

La limitada extensión de los afloramientos oligocenos de Campins y las características de las sucesiones observadas impiden valorar la posible extensión original de la cubeta. Otro factor que impide elaborar un modelo completo de la sedimentación lacustre en esta cubeta es la falta de registro de las facies someras equivalentes laterales de las facies profundas lacustres. La presencia de facies lacustres someras en la base y techo de la sucesión lacustre profunda aporta algunos datos sobre las posibles características de la sedimentación en zonas someras durante la fase de lago profundo.

El término lago profundo o facies profundas en el presente trabajo no posee un valor absoluto. Por el momento no se poseen datos para asignar unos valores concretos a la profundidad del lago, no obstante se emplean dichos términos para indicar un cuerpo de agua con la suficiente profundidad como para mantener una estratificación permanente de las aguas, en contraposición con los cuerpos de agua someros, donde la escasa profundidad no lo permitiría. En este sentido, un

lago con unos 25 m de profundidad máxima, dependiendo de otras características, podría ser un lago profundo.

Teniendo en cuenta las observaciones y limitaciones efectuadas hasta aquí, a continuación se exponen las principales características de la sedimentación lacustre oligocena de Campins.

Concomitante a la fase inicial de formación de la cubeta, el relleno de la misma se efectuó, en una primera parte, por facies aluviales (unidad detrítica inferior), en la que ocasionalmente tuvieron lugar algunos episodios lacustres someros. A partir de un momento dado, durante el Oligoceno superior, en el área estudiada se pasó a un régimen endorreico y sobre las facies aluviales mencionadas tuvo lugar la instalación de un medio lacustre somero, sometido a frecuentes aportes detríticos de ambientes aluviales relacionados. En el medio lacustre somero se originaron los niveles de calizas bioturbadas y margas fosilíferas, y localmente travertinos o lignitos. En la vertical, las facies lacustres someras dan paso a las denominadas aquí facies lacustres profundas. Entre éstas, las carbonatadas, constituidas por niveles de calizas y dolomías que alternan con tramos lutíticos, presentan las siguientes características:

- Estratificación fina y laminación bien preservada (varvas ocasionales).
- Ausencia de bioturbación.
- Fauna bentónica muy escasa. Los gasterópodos y ostrácodos presentes en algún caso proceden de otras zonas de la cuenca.
- Excelente preservación de restos fósiles delicados (p. ej., hojas de macrofitas).
- Abundantes niveles con elevado contenido en materia orgánica.

Estas características indican que la sedimentación que originó esta facies tuvo lugar en el fondo anóxico de un lago relativamente profundo. Las aguas anóxicas en dicho fondo impedirían la existencia de organismos bentónicos. Estos hechos permitirían preservación de la laminación, de las varvas y de los restos fósiles delicados, así como la conservación de abundante materia orgánica en los sedimentos (ANADON, 1983). Estas características, que se mantienen en la mayor parte de la sucesión lacustre de Campins, indican además que el lago donde se formaron debió poseer una estratificación permanente del cuerpo de agua (lago meromítico) y una profundidad lo suficientemente grande para permitir el desarrollo de un monimolimnion anóxico. Las algas debieron tener un papel muy importante en el origen de los niveles bituminosos, mientras que las macrofitas (cuyos restos fósiles son relativamente abundantes) no tuvieron una contribución significativa.

La presencia de dolomita en facies lacustres profundas, correspondientes a lagos meromícticos, ha sido citada por diversos autores. En muchos casos, y también en Campins, aparece asociada en dichas facies a sedimentos ricos en materia orgánica (DESBOROUGH, 1978; JANKOWSKI, 1980; TALBOT y KELTS, 1985). Aunque por el momento no se poseen datos acerca de la salinidad del lago oligoceno de Campins, probablemente, en por lo menos una parte de la historia, las aguas debieron ser dulces dados los géneros de moluscos presentes (*Planorbis*, *Limnaea*, *Pisidium*, etc.). La presencia de dolomita plantea diversos problemas adicionales. Siguiendo el trabajo de MÜLLER *et al.* (1972), la condición para la formación de dolomita en el fondo lacustre es que la relación Mg/Ca en las aguas sea entre 7 y 12, a partir de un precursor de calcita magnesiana. Uno de los principales problemas que se plantea es cuál sería la fuente de Mg para alcanzar la proporción de dolomita presente, teniendo en cuenta las características del área fuente. Aun teniendo en cuenta el Mg liberado en la alteración de biotitas es difícil imaginar cómo puede alcanzarse una relación Mg/Ca entre 7 y 12, a menos que gran cantidad del Ca fuese sustraído progresivamente de las aguas, principalmente en los estadios someros iniciales. No obstante, KELTS y MC KENZIE (1982) señalan que una relación Mg/Ca elevada no es necesaria para la formación de dolomita, presentando en su caso valores de la misma entre 5 y 1. En cuanto al mecanismo concentrador en las aguas intersticiales quizá deba invocarse uno similar al sugerido por DESBOROUGH (1978), donde las algas cianofíceas juegan un gran papel en la concentración de Mg. Esta hipótesis, en nuestro caso, está apoyada por la riqueza en materia orgánica de los sedimentos de Campins, así como en el origen de la misma. La relación entre transformaciones de la materia orgánica y la génesis de carbonatos diagenéticos (entre ellos dolomita) ha sido también puesta en evidencia por TALBOT y KELTS (1985) en un estudio sobre la sedimentación en un lago meromíctico del Africa tropical.

Las facies detríticas profundas (perfil CJ,c, Fig. 5) se originaron probablemente en una zona marginal con respecto a las facies carbonatadas, que probablemente se formaron en una posición más central del lago. En la zona marginal mencionada se recibirían constantes aportes de materiales en suspensión y episódicamente se originarían depósitos detríticos gruesos a partir de flujos gravitatorios de sedimentos y corrientes de turbidez de elevada densidad. Las sucesiones estudiadas y su correlación muestran que estos flujos, transportando materiales arenosos gruesos y gravas, rara vez alcanzaron la zona de mayor sedimentación de facies carbonatadas, aunque entre unas y otras existe toda una gradación. Las características sedimentológicas de los materiales de granulometría más fina de las facies detríticas (laminación fina, ausencia de bioturbación, ausencia de fauna bentó-

nica, etc.) indican que en gran parte se formaron bajo el nivel de la pincoclina, pero en la proximidad de alguna desembocadura fluvial responsable de la gran cantidad de aportes detríticos que originaron los niveles de granulometría más fina con los que se intercalan.

Tras el episodio lacustre profundo en la cubeta de Campins se instalaron de nuevo medios lacustres someros caracterizados por la sedimentación de margas y calizas con abundancia de moluscos, probablemente a causa de la progresiva colmatación de la cuenca lacustre. A su vez el medio lacustre somero es sustituido posteriormente por un ambiente aluvial (conglomerados, areniscas arcósicas y lutitas arenosas rojas de la unidad detrítica superior).

## BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J. (1883): Excursión al Montseny. *Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 2.<sup>a</sup> época, I(2):435-460.
- ALMERA, J. (1907): Estudio de un lago oligocénico en Campins. *Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*, 3.<sup>a</sup> época, 6 (2):11-20.
- ALMERA, J. (1913): *Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona*. Escala 1:400.000. Región 5.<sup>a</sup> Montseny, Vallès y Litoral. Barcelona.
- ANADÓN, P. (1973): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios de Campins (Barcelona). Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona (no publicada).
- ANADÓN, P., y VILLALTA, J. F. (1975): Caracterización de terrenos de edad estam-piense en Campins (Vallès Oriental). *Acta Geol. Hispánica*, 10:6-9.
- ANADÓN, P. (1983): Características generales de diversas cuencas lacustres con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. *Com. X. Congr. Nac. Sedim. Menorca 1983*, 1.9-1.12.
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; GUIMERÁ, J., y SANTANACH, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. (Ed. by Biddle, K. T., and Christie-Blick, N.). *S.E.P.M. Spect. Public.*, 37:303-318.
- BATALLER, J. R. (1918): Mamífers fòssils de Catalunya. *Treballs Ins. Cat. Hist. Nat.*, Any 1918, 111-270.
- BATALLER, J. R. (1932): El Sus major a Caldes. *Butll. Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, p. 53.
- BATALLER, J. R. (1951): Las fanerógamas fósiles de España. *Anal. Esc. Peritos Agríc. Dip. Prov.*, Barcelona, 10:129-153.
- BERTRAND-SARFATI, J.; FREITET, P., y PLAZIAT, J. C. (1966): Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier): rôle des Algues dans leur édification; analogie avec les Stromatolites et rapports avec la sédimentation. *Bull. Soc. Géol. de France* (7), 8:652-662.
- BRADLEY, W. H. (1948): Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountain Region. *Bull. Geol. Soc. America*, 59:635-648.
- CHAFETZ, H. S., y FOLK, R. L. (1984): Travertines: Depositional Morphology and the Bacterially Constructed Constituents. *J. Sed. Petrology*, 54:289-316.
- DESBOROUGH, G. A. (1978): A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation: An alternative to the playa-lake model. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89:961-971.

- FONTBOTÉ, J. M. (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès con la Cordillera Prelitoral catalana y con la Depresión del Ebro. *Real Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo Extraordinario homenaje 80 aniv. nac. Prof. Hernández Pacheco*, Madrid, 281-310.
- GUIMERA, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121:413-420.
- JANKOWSKI, B. (1980): Alluvial fans, Playa and Lake sediments of the Miocene Ries crater in SW-Germany. *I Europ. Meeting IAS., Abstr.*, 71-75.
- JULIÀ, R. (1980): La conca lacustre de Banyoles-Besalú. *Monogr. Centre. Est. Comarcals Banyoles*, 187 pp.
- JULIÀ, R. (1983): Travertines. Carbonate Depositional Environments (P. A. Scholle, D. G. Debout and C. H. Moore Eds.). *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, 33:64-72.
- JULIÀ, R., y SANTANACH, P. (1984): Estructuras en la salbanda de falla paleógena de la falla del Vallès-Penedès (Cadenas Costeras Catalanas): su relación con el deslizamiento de la falla. *I Congreso Español Geol.*, 3:47-59.
- KELTS, K., and HSU, K. (1978): Freshwater Carbonate Sedimentation. In: *Lakes, Chemistry, Geology, Physics* (Lerman, A., Edit.). *Springer Verlag*, 268-323.
- KELTS, K., and MC KENZIE, J. A. (1982): Diagenetic dolomitic formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of the D.S.D.P. Leg 64, Gulf of California. In: *Initial report of the D.S.D.P.*, 64 (2):553-569.
- IRION, G., y MULLER, G. (1968): Mineralogy, Petrology and Chemical composition of some Calcareous Tufa from the Schwäbische Alb, Germany. In: *Recent developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe* (G. Müller and G. M. Friedman, Ed.): 157-171. *Springer Verlag*, Berlín.
- LINK, M. H., and OSBORN, R. H. (1975): Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (A. Matter and M. E. Hucker, Ed.). *Spec. Publ. IAS*, 2:169-187.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. *Pbl. C.S.I.C.*, Barcelona, 372 pp.
- MAURETA, J.; THOS y CODINA, S. (1881): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 8, 478 pp.
- MÜLLER, G.; IRION, G., y FÖRSTNER, U. (1972): Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. *Naturwiss.*, 59:158-164.
- NEMEC, W.; STEEL, R. J.; POREBSKI, S. J., and SPINNANGR, A. (1984): Domba Conglomerate, Devonian, Norway: Process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 10:295-320.
- RUSSELL, D. E.; HARTENBERGER, J.-L.; POMEROL, Ch.; SEN, S.; SCHMIDT-KITTLER, N., and VIANEY-LIAUD, D. M. (1982): Mammals and Stratigraphy: The Paleogene of Europe. *Palaeovertebrata*, Mémoires extraord. 1982, 1-77. Montpellier.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1936): Presència del *Dinotherium giganteum* KAUP a Caldes de Montbui. *Bull. Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, 36:83-84.
- SYLVESTER, A. G., and SMITH, R. R. (1976): Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton Trough, California. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60:2081-2102.
- TALBOT, M. R., and KELTS, K. (1985): Carbonate mineral genesis in a tropical lake. *6<sup>th</sup> Europ. Reg. Meet. I.A.S. Abstracts.*, 455-456. Lleida.
- VIANEY-LIAUD, M. (1979): Evolution des rongeurs a l'Oligocène en Europe Occidentale. *Palaeontographica*, A 166:136-236.
- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P., and SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 57:74-96.