

Cuad. Geol.	12	p. 145 - 155	2 figs.	Universidad de Granada 1984-1985
-------------	----	--------------	---------	-------------------------------------

LITOFACIES Y SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL EOCENO Y OLIGOCENO AL NORTE DEL CERRO MENCAL (ZONA SUBBETICA, PROV. DE GRANADA)

M. C. COMAS*, J. MARTINEZ-GALLEG0** y E. MOLINA

Palabras clave: Paleógeno, Zona subbética, calciturbiditas, olistostromas, Foraminíferos planctónicos.

Key words: Palaeogene, Subbetic zone, Carbonate turbidites, Olistostromes, Plancktonic foraminifera.

RESUMEN. La sucesión del Bco. del Gavilán, perteneciente al Grupo Cardela, es representativa de los tipos de depósitos acumulados en algunos surcos subbéticos durante el Paleógeno. Diferentes litofacies calciturbidíticas, sedimentos hemipelágicos carbonatados-arcillosos y olistostromas se asocian en esta sucesión, indicando ámbitos de sedimentación de llanura de cuenca, de taludes submarinos y de ámbitos canalizados, para la distribución y acumulación de las litofacies paleógenas. Se datan mediante foraminíferos planctónicos los niveles de olistostromas presentes como pertenecientes al Eoceno medio-Eoceno superior basal y al Oligoceno inferior.

ABSTRACT. The sequence of Gavilan Ravine (Cardela Group to the north of Mencal Mountain) provide an outstanding reference about deposits laid-down in some Palaeogene Subbetic troughs. Turbidite carbonate lithofacies, pelagic clayed limestones and marlstones, and olistostromes associations through the sequence point-out several sedimentary subenvironments: basin plain, base of paleoslope and channeled submarine areas. The olistostrome levels, dated by means plancktonic foraminifera, occur into the Middle Eocene-Lowermost Upper Eocene and Lower Oligocene ages.

INTRODUCCION

En el área de los Montes Orientales, ubicados en el tercio central de la Zona Subbética y entre los meridianos de Granada y Guadix, afloran extensamente materiales paleógenos.

Las potentes sucesiones paleógenas existentes en los Montes Orientales presentan los caracteres de una acumulación tipo flysch de naturaleza calizo-margoso, y además la peculiaridad de comportar intercalados diversos episodios de olistostromas; constituyen, junto

con términos Aquitanienses suprayacentes, el denominado Grupo Cardela (Comas, 1978). La disposición y organización vertical de las distintas facies de turbiditas bioclásticas carbonatadas del Grupo Cardela y la distribución de las facies olistostrómicas son exponente de la evolución tectonosedimentaria de la cuenca terciaria subbética desde el Paleoceno al Aquitaniense (Comas, 1977, 1978).

El Paleógeno del Grupo Cardela se dispone generalmente en concordancia sobre materiales del Cretácico superior («Capas rojas» Maestrichtienses de la Fm. Alamedilla) pero

* Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada.

** Departamento de Paleontología, Universidad de Granada.

*** Departamento de Paleontología, Universidad de Zaragoza.

en algunos sectores presenta relaciones transgresivas (de «onlap») con las secuencias Jurásicas infrayacentes.

Las turbiditas carbonatadas del grupo Cardela se acumularon en un amplio surco estructurado con dirección WSW-ENE. Los componentes de estas facies, esencialmente bioclásticos procedentes de ámbitos de plataforma carbonatada coetáneos, fueron aportados por flujos gravitatorios circulando paralelamente al eje del surco. Los olistostromas, por el contrario, aparecen como vertidos gravitatorios transversos al surco, procedentes de los taludes de umbrales limítrofes. Sistemas de distribución tipo «deep sea fan», con más de una fuente de aporte, han sido invocados para ciertas asociaciones de facies turbidíticas existentes en algunas de las formaciones en que ha sido subdividido el Grupo Cardela (Comas, 1978). El objeto de este artículo es puntualizar las características de las litofacies presentes en los materiales del Grupo Cardela al N del Cerro Mencal y, especialmente, la datación precisa de los niveles de olistostromas intercalados. A este propósito se ha seleccionado la sucesión que aflora en el Barranco del Gavilán, en la demarcación del Cortijo de Fuente Caldera, entre las localidades de Pedro Martínez (7 km. al NE) y Villanueva de las Torres (9 km. al E aprox.). El afloramiento se sitúa en el extremo oriental de la hoja n.º 970 (Huelma) del M.T.N. escala 1:50.000.

La sucesión que se describe, constituye el flanco de un amplio sinclinal, de dirección ENE-WSW, localizado inmediatamente al N del Cerro Mencal y cuyo núcleo constituye las elevaciones de Cerro Maquina (Fig. 1).

Los niveles basales, que aparecen en el núcleo anticlinal, contiguo del Barranco de los Cajorros (al N), están constituidos por materiales del Eoceno inferior con facies de «Capas rojas» (Fm. Alamedilla); el techo de la sucesión, términos más altos conservados en el núcleo del sinclinal, los forman materiales Aquitanienses de la parte superior de la denominada Fm. Cañada.

Hacia el N, sucesiones similares a las del Barranco del Gavilán, pero desprovistas de olistostromas, aparecen en el flanco septentrional del anticlinal de los Cajorros, ya en el sector de Alamedilla. Allí el Paleógeno descansa sobre las «Capas rojas» Maestrichtienses, que a su vez forman parte de las series mesozoicas del Río Guadahortuna (sucesiones de Alamedilla y Cerro Méndez) y cuyos términos jurásicos corresponden al Dominio Subbético Medio. Dataciones precisas de los términos en facies de «Capas rojas» del Senonense, Paleoceno y Eoceno de este sector pueden encontrarse en Linares y Martínez-Gallego, 1971, y Linares, 1977).

Hacia el E y NE, términos del Eoceno superior y Oligoceno equivalentes a los del Barranco del Gavilán, incluyendo asimismo importantes niveles de olistostromas, se superponen mediante una discordancia erosiva y angular a los materiales del Jurásico superior de las sucesiones de Salinas Menores y de la Serreta de Leyva-Romeral (Comas, 1978).

Las asociaciones de microfauna que caracterizan al Paleógeno y Neógeno de los Montes Orientales han sido determinadas por Martínez-Gallego (1977) y Molina (1979).

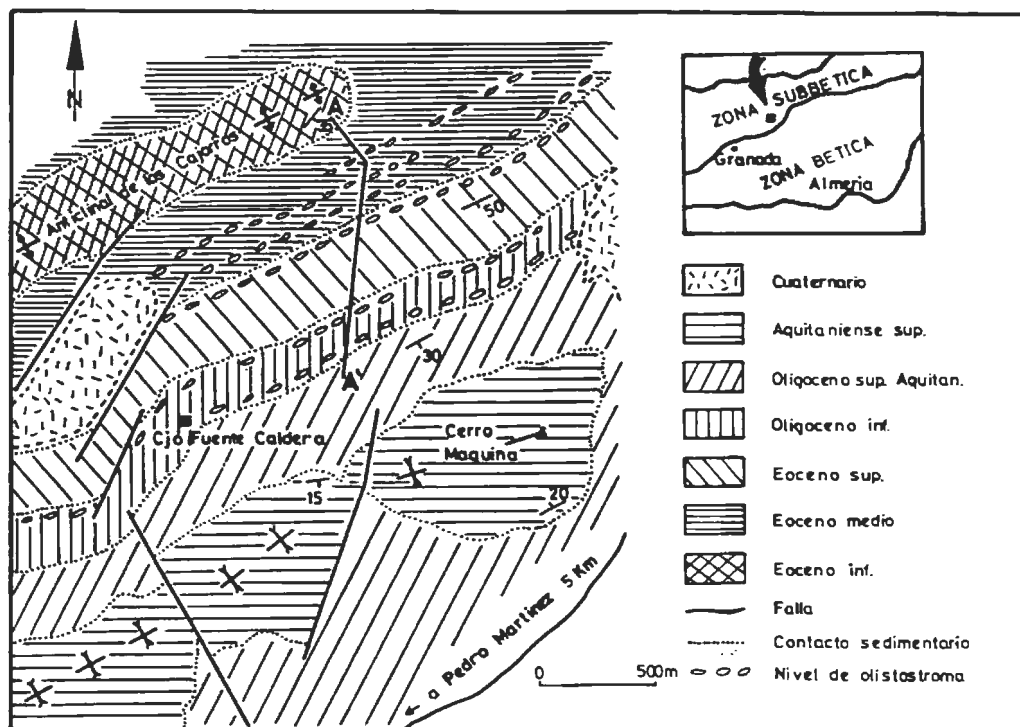


Figura 1. Esquema geológico del sector del Gavilán (Montes Orientales). A-A': sección estudiada.

SUCESION ESTRATIGRAFICA Y LITOFACIES DEL GAVILAN

El cauce del Barranco del Gavilán ofrece la observación prácticamente continua de una potente sucesión (más de 700 m.) de materiales comprendidos entre el Eoceno inferior y Aquitaniense. Conglomerados poligénicos, calciruditas (granos tamaño gránulo) y calcerenitas bioclásticas, calcilutitas, biomicritas arcillosas, margas y arcillitas calcáreas son las litologías que constituyen los términos Paleógenos. Los conglomerados poligénicos constituyen las facies de olistostromas y «debris flow» y el resto de las litologías presentes son facies turbidíticas o hemipelágicas. El estudio

que aquí se realiza, termina 60 m. por encima del nivel de olistostroma estratigráficamente más alto que aparecen en la sucesión.

En esta sucesión paleógena de Gavilán hemos diferenciado seis tramos de acuerdo con las distintas asociaciones y características de las litofacies (Fig. 2).

De acuerdo con las distintas unidades litoestratigráficas definidas por Comas (1978) para el Cretáceo y Terciario de los Montes Orientales, el Tramo I pertenece a la Formación Alamedilla (de edad Senonense-Eoceno inferior), el Tramo II a la Formación Encebras (Grupo Cardela) y los Tramos III al VI a la

Formación Cañada (Grupo Cardela). El Tramo II representa aquí el «Miembro arcilloso» basal de la Formación Cañada pero conteniendo niveles de olistostromas. El Tramo VI desarrolla en el Barranco del Gavilán un espesor de 250 m, los términos más altos, no representados en la figura 2, muestran litofacies idénticas a los niveles calciturbidíticos basales, aunque no existe ningún otro nivel de olistostroma.

Las litofacies

Los tipos de litofacies reconocidos en la sucesión se asocian de manera diferente y en distinta proporción en cada uno de los tramos diferenciados.

En todos ellos, excepto en el Tramo III, aparecen litofacies calciturbidíticas. A ellas se asocian facies hemipelágicas y depósitos gravitatorios masivos (Carter, 1975): «debris flow» y olistostromas.

Las litofacies hemipelágicas son ricas en foraminíferos planctónicos y su alto contenido en $\text{CO}_3^{=}$ garantiza que la sedimentación se realizó en una cuenca situada por encima del nivel de compensación de carbonatos (CCD).

Las diversas calciturbidíticas, constituidas esencialmente por foraminíferos bentónicos y bioclastos indican que materiales originarios de un alto o plataforma carbonatada somera coetánea, fueron transportados y resedimentados en el surco por diversos tipos de flujos gravitatorios submarinos.

La clasificación básica de las distintas facies originadas por estos flujos está bien documentada en la literatura (Bouma y Hollister, 1973; Walker, 1970; Mutti y RicciLucchi, 1972, 1973; Walker y Mutti, 1973), así como

los mecanismos de depósito que los generan, explicitados por las estructuras sedimentarias que desarrollan (Middleton y Hampton, 1973).

En la descripción de las litofacies de esta sucesión los nombres de las facies (letras y subíndices) son referidos a la clasificación de turbidíticas y sedimentos asociados de Mutti y Ricci-Lucchi (1975), los mecanismos de depósito inferidos son los que dichos autores atribuyen a cada tipo de facies.

Litofacies 1.—Está constituida por biomicritas arcillosas y margocalizas rosadas y blancas y margas rojas, bien estratificadas en capas de 5-30 cm. de espesor. Las biomicritas arcillosas son texturalmente «mudstones» o «wackestones» con foraminíferos planctónicos, esencialmente Globorotalias. Localmente están extensamente bioturbadas. Son hemipelágicas (facies G) que constituyen la totalidad del Tramo I y se intercalan a los lechos delgados de calcarenitas turbidíticas del Tramo II.

Litofacies 2.—Constituidas por margocalizas, margas y arcillitas calcáreas verdes y grises conteniendo foraminíferos planctónicos. Las litologías hemipelágicas más arcillosas y oscuras forman paquetes de hasta 25 m. intercalados entre los olistostromas del Tramo III. Las margocalizas y margas de colores claros constituyen también intervalos hemipelágicos (facies G) de desigual desarrollo (20-200 cm.) entre los lechos turbidíticos de los Tramos IV y VI. La bioturbación es aparente sólo si existe alternativa de capas margocalizas y margosas. Cuando se disponen a techo de los lechos turbidíticos, el paso de margas turbidíticas a estas litofacies hemipelágicas se realiza de forma gradual.

Litofacies 3.—Están constituidas por lechos

LITOFACIES Y SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL EOCENO Y OLIGOCENO

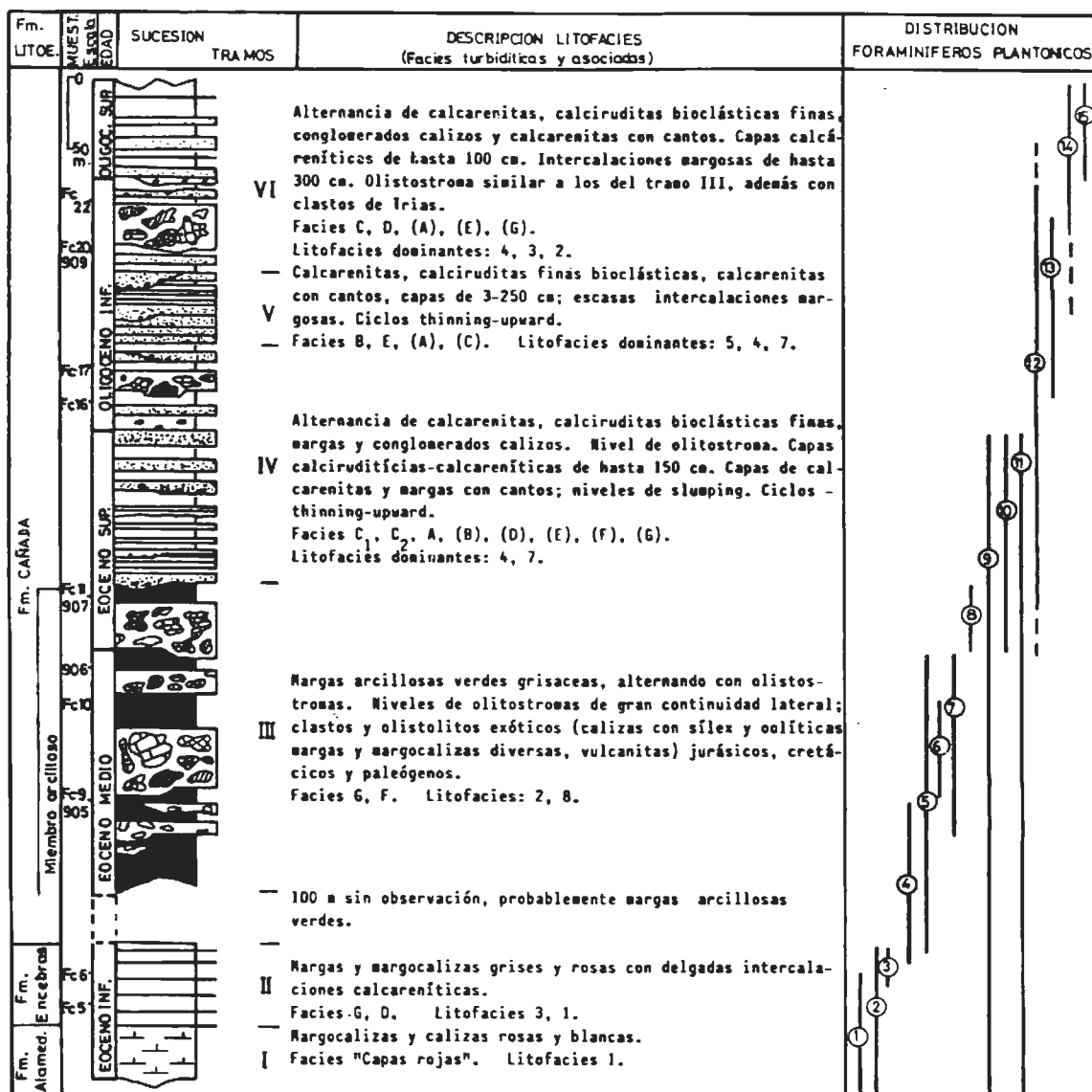


Figura 2. Sucesión estratigráfica y litofacies. Distribución de foraminíferos planctónicos: 1. Globorotalia caucásica. 2. Globorotalia aragonensis. 3. Hantkenina aragonensis. 4. Globigerinathea subconglobata. 5. Globorotalia lehneri. 6. Orbulinoides beckmanni. 7. Truncorotaloides rohri. 8. Globigerinathea semiinvoluta. 9. Globorotalia gr. cerroazulensis. 10. Cribohantkenina lazari. 11. Pseudohastigerina micra. 12. Globigerina ampliapertura. 13. Globigerina tapuiensis. 14. Globigerina sellii. 15. Globigerina angulissuturalis.

turbidíticos calcareníticos-margosos. La capa de calcarenita es delgada (3-15 cm.), y paralelamente laminada, texturalmente son «wackestones» o «packestones» bioclásticas y con tamaño de grano arena gruesa a fina o limo grueso; foraminíferos pelágicos resedimentados forman parte de las calcarenitas. Son lechos con razón calcarenita-marga muy baja y secuencias de Bouma (1962) Tde y Tc/e.

Son las únicas litofacies turbidíticas en el Tramo II, y se asocian con lechos turbidíticos más gruesos, frecuentemente canalizados en los tramos IV, V y VI. Representan Facies D₁, D₂ y E.

De acuerdo con los criterios utilizados por Mutti (1977) para atribuir las turbiditas en lechos delgados (TBT) a distintos ámbitos de sedimentación, las Litofacies 3 corresponden en el Tramo II a depósitos turbidíticos distales (sensu Walker, 1967), mientras que en los Tramos IV y VI constituyen además depósitos de intercanal.

Litofacies 4.—Están constituidas por capas de biocalcarenitas gruesas (espesor de 30-60 cm.) o por un par calcarenita-marga con razón arena-pelita muy alta (> 5). Estos lechos turbidíticos muestran secuencias Ta o Ta/e, con granulosificación normal (usualmente «coarse tail grading») y con tamaño de grano entre gránulo (4 mm.) y arena gruesa, o bien desarrollan un intervalo basal gradado (calcirudita-calcarenita) seguido de otro mucho más delgado con laminaciones paralelas y/o cruzadas (secuencias Tab/e, Taba/e, Ta/c/e). Otros lechos de estas litofacies desarrollan la secuencia de Bouma completa Ta-e. Aunque las marcas de muro son escasas, debida a la pobre cementación del intervalo basal, se aprecian acanaladuras basales. Textualmente son «packestones» o «seudograinstones» bio-

clásticas con abundantes cantos blandos (% entre 3-20 de los granos) y cierto contenido (< 25 %) de siliciclastos: cuarzo, chert y fragmentos de vulcanitas. En el Tramo VI las calciruditas basales de estas litofacies presentan además cuarzós bipiramidales procedentes del Trias Keuper. Los bioclastos están constituidos fundamentalmente por foraminíferos bentónicos, en asociaciones acordes con la posición estratigráfica en que se encuentran, y algas calcáreas; a ellos se asocian, en porcentaje inferior al 10 %, intraclastos carbonatados. Entre los foraminíferos bentónicos existentes se han reconocido: Nummulites, Discocyclina, Asterodiscus, Operculina, Heterostegina, Grzybowskia, Spiroclipeus, Amphistegina, Nephrolepidina y Eulepidina.

Las capas son de estratificación irregular, sin llegar a acunarse, y presentan marcada continuidad lateral a escala del afloramiento. La mayor de estas litofacies podría encuadrarse en las Facies C (variedad inmadura C₁) y en menor proporción a la Subfacies C₂ (secuencia Ta-e). Algunos lechos irregulares con estructuras «scour and fill» en la base, constituidos por calciruditas finas o calcarenitas gruesas con mala gradación, podrían representar episodios de «grain flow» (Subfacies A₁).

Las litofacies 4 constituyen mayoritariamente los Tramos IV y VI y están escasamente representadas en el Tramo V.

Litofacies 5.—Constituidas por capas de 40-250 cm., a veces amalgamadas, de calcarenitas gruesas a finas, sin gradación aparente o con gradación muy sutil, masivas o con laminaciones (laminación paralela o cruzada en muy bajo ángulo) a través de todo el lecho o sólo en su parte terminal. Algunas presentan amalgamada en su base una capa conglomerá-

tica y otras muestran, también en la base, cantos calizos dispersos (de hasta 15 cm. de diámetros); los cantos blandos son frecuentes. Petrológicamente son similares a las Litofacies 4, si bien de tamaño de grano más fino y uniforme.

La geometría de estas litofacies es a veces marcadamente lenticular, además presentan muro irregular, con acanaladuras y estructuras de «cut and fill», y su techo en muchos casos está modelado por «ripples». Constituyen frecuentemente parte basal de ciclos «thinning-upward». De acuerdo con estas características pueden considerarse Facies B, depositadas como rellenos de canal.

Las Litofacies 5 son dominantes en el Tramo V y subordinadas en el Tramo IV.

Litofacies 6.—Niveles de 30 a 60 cm. de margas grises con cantos margocalizos de 1-3 cm. de diámetro («pebbly mudstones»). Aparecen como episodio infrayacente a las Litofacies 4. Pueden representar los episodios de «debris flow» que precedían la llegada de algunas corrientes de turbidez.

Litofacies 7.—Se incluyen en estas litofacies las capas constituidas por conglomerados calizos, heterométricos y cementados, y por calcarenitas conglomeráticas, que aparecen con espesores comprendidos entre 30 cm. y 10 cm. En ambas litologías los clastos son de distintos tipos de calizas y margocalizas, subredondeados a subangulares, y con diámetros entre 5-20 cm. Son lechos canalizados, discontinuos, ocasionalmente amalgamados y de base irregular o con acanaladuras (estructuras «cut and fill»).

De acuerdo con estas características representarían niveles de «debris flow» encuadrables

en las Facies A. Dentro de estas facies, aún pueden distinguirse en las Litofacies 7 dos variedades: Una, que correspondería a la Subfacies A₁, constituida por conglomerados calizos finos y calcarenitas gruesas con cantos, con moderada gradación normal o «coarse tail grading» y con laminaciones groseras en su parte alta; y otra, Subfacies A₂, constituida por conglomerados calizos, desorganizados, a veces brechoides, cementados, sin matriz o con contenido en matriz arcillosa variable (desde un 10 a un 30 %).

La Subfacies A₂ aparece en el Tramo IV y en la parte inferior del Tramo VI constituyendo la base de ciclos de relleno de amplios canales. La Subfacies A₁ se asocia a las Litofacies 5, formando parte de las secuencias de relleno de canales, en el Tramo V.

Litofacies 8.—La constituyen los niveles de olistostromas. Se disponen con potencia máxima de 40 m. y presentan gran continuidad lateral (apreciable por más de 1 km. sin variaciones sensibles de espesor). Son conglomerados gruesos, desorganizados, de masas, bloques y cantos de diferente litología y procedencia: los clastos de litologías más friables (margosos) y los materiales margoso-arcillosos incluidos forman una pulpa que amalgaman las restantes litologías. La cementación local entre algunos clastos ayuda además a la cohesión de estos niveles. El diámetro medio de los elementos constitutivos se establece entre 60-70 cm. y ciertos bloques (olistolitos) pueden alcanzar 100 m³. Las facies y litologías de clastos y olistolitos permiten reconocer que proceden de las series mesozoicas del Subbético Medio y de la sucesión paleógena infrayacente. Se han reconocido: calizas con sílex, calizas oolíticas y vulcanitas (Jurásico), calizas y margocalizas blancas (Cretáceo inferior), margas y margocalizas

rosas (Cretácico superior, Fm. Alamedilla). En el olistostroma más alto, Tramo VI, aparece un olistolito de margas irisadas verdes y rojas del Trias (Keuper).

Los olistostromas en esta sucesión representan unidades de sedimentación, generadas por deslizamientos caóticos y cohesivos, de rocas en proceso de fragmentación hasta su colocación definitiva, originados a partir de fenómenos iniciales de «slide» y «slump» (Comas, 1978). Según la clasificación de Elter y Trevisan (1973) son endoolistostromas.

En el Tramo III se han reconocido 6 niveles de estas litofacies, otro en la parte superior del Tramo IV y el más alto en la sucesión se sitúa en la base del Tramo VI.

EDAD DE LOS MATERIALES

El corte del Gavilán presenta materiales con abundantes foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos que han permitido datar una serie continua desde la parte terminal del Eoceno inferior hasta el Oligoceno terminal. Los resultados faunísticos se exponen en la parte derecha de la figura 2.

Por encima del Oligoceno superior (Zona de *Globigerina angulissuturalis*), últimos niveles considerados en esta nota, continúa la sucesión calcarenítica-margosa en niveles atribuibles con ciertas reservas al Aquitaniense. Los materiales del Tramo I y parte del II corresponden al Eoceno inferior terminal (Zona de *Globorotalia caucásica*).

El tránsito entre el Eoceno inferior y el medio se realiza en el Tramo II en sedimentos con facies de turbiditas distales (Litofacies 1 y 3).

Se ha datado exactamente la edad de la vertida de los olistostromas del Tramo III. Una muestra (FC-9) recogida en la Litofacies 2, inmediatamente bajo el primer nivel olistostrómico, ha suministrado una fauna de foraminíferos planctónicos del Eoceno medio. Entre las formas más significativas tenemos:

Globorotalia cerroazulensis frontosa (Subbotina).

Goborotalia lehneri Cushman y Jarvis.

Globorotalia spinulosa Cushman.

Globorotalia alamedillensis Martínez-Gallego.

Truncorotaloides rohri Bronnimann y Bermúdez.

Hantkenina mexicana Cushman.

Globigerinatheka subconglobata subconglobata (Shutskaya).

Esta asociación caracteriza a la biozona de *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*.

El segundo nivel olistostrómico se localiza también entre facies hemipelágicas correspondientes al Eoceno medio. Las muestras estudiadas (FC-10, FC-906) de las margas que incluyen este nivel han suministrado la siguiente microfauna:

Globigerinatheka index index (Finaly).

Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis (Cole).

Globorotalia lehneri Cushman y Jarvis.

Truncarotaloides topilensis (Cushman).

Truncarotaloides rohri Bronnimann y Bermúdez.

Orbulinoides beckmanni (Saito).

Hantkenina dumblei Weinzierl y Applin.

Esta asociación caracteriza a la biozona de *Orbulinoides beckmanni* del Eoceno medio.

Los últimos niveles olistostromicos del Tramo III se localizan ya entre sedimentos del Eoceno superior. La muestra recogida (FC-11) en el techo de estos niveles ha suministrado:

Globigerinatheka semiinvoluta (Keijzer).
Globigerinatheka index tropicalis (Blow y Banner).
Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis (Cole).
Globorotalia cerroazulensis cocoaensis Cushman.
Hantkenina brevispina Cushman y *Pseudohastigerina micra* COLE.

Esta asociación caracteriza a la biozona de *Globigerinatheka semiinvoluta* del Eoceno superior.

Las litofacies que integran los Tramos IV y V corresponden a sedimentos del Eoceno superior terminal y del Oligoceno inferior.

En el Tramo IV, justo en la base de un nivel olistostromico, aparecen los primeros ejemplares de *Globigerina tapuriensis* (muestras FC-16).

En la muestra FC-17 situada sobre el olistostroma aparecen:

Globigerina tapuriensis Blow y Banner.
Globigerina ampliapertura Bolli.
Globigerina gortanii Borsetti.
Globigerina ouachitaensis gnauchi Blow y Banner.

El último nivel olistostromico que aparece en la sucesión (Tramo VI) está comprendido entre niveles que pertenecen a la Zona de *Globigerina sellii*.

La muestra (FC-20), situada en la base del nivel, ha suministrado:

Globigerina tapuriensis Blow y Banner.
Globigerina ampliapertura Bolli.
Globigerina gortanii Borsetti.
Globigerina ouachitaensis gnauchi Blow y Banner.
Globigerina dissimilis dissimilis (Cushman y Bermúdez).
Globigerina sellii Borsetti.
Globorotalia increbescens (Bandy).
Globorotalia opima nana Bolli.

La muestra (F-22) en el techo del nivel del olistostroma presenta:

Globigerina sellii Borsetti.
Globigerina ampliapertura Bolli.
Globigerina ouachitaensis ouachitaensis Howe y Wallace.
Globigerina praebuloides leroyi Blow y Banner.
Globigerina tapuriensis Blow y Banner.
Globigerina dissimilis ciproensis Blow y Banner.
Globorotalia increbescens (Bandy).
Globorotalia opima nana Bolli.

La muestra estratigráficamente más alta estudiada en esta sucesión (FC-27-5) pertenece a la parte terminal de la Zona de *Globigerina angulissuturalis* (Oligoceno superior terminal).

Las muestras reseñadas en el texto están señaladas respecto a la columna estratigráfica general en la figura 2. Sólo se han resaltado éstas porque datan exactamente el momento de vertida de los principales niveles de olistostromas. El análisis general de la fauna para diferenciar la edad de los materiales paleógenos se ha realizado sobre un total de 50 levigados. Las muestras se han tomado siempre en niveles hemipelágicos.

CONSIDERACIONES FINALES

La sucesión del Barranco del Gavilán, donde se asocian diversas litofacies calciturbiditas, olistostromas y sedimentos pelágicos, es un ejemplo representativo del tipo de sedimentación que recibían algunos surcos de la Cuenca Subbética durante el Paleógeno.

Tal como propone Comas (1978) para el Grupo Cardela, puede precisarse que desde el Eoceno inferior hasta el Aquitaniense la sedimentación en esos surcos estuvo gran parte constituida por depósitos procedentes de flujos gravitatorios carbonatados; las asociaciones de las facies turbidíticas paleógenas y su organización son indicativos de medios o submedios de sedimentación dentro de un marco de sedimentación clástica profunda, relacionados con aparatos de distribución tipo abanico o conoide submarino. La existencia de olistostromas es indicativa además de la existencia de paleopendientes activas limitando los surcos, que dejaban aflorar las sucesiones subbéticas infrayacentes.

Concretamente para la sucesión del Barranco del Gavilán pueden hacerse algunas consideraciones que ilustran la distribución en el tiempo de los distintos ámbitos o condiciones de sedimentación en este sector de los Montes Orientales:

1.—Durante el Eoceno inferior, la asociación de litofacies es indicativa de una sedimentación en llanura submarina profunda («basin plain») pero situada, como para el resto del Paleógeno, sobre el nivel de compensación de carbonatos.

2.—Durante el Eoceno medio y Eoceno superior basal, los numerosos niveles de olistostromas del Tramo III indican la existencia en

esa época de paleopendientes tectónicamente activas. El ámbito de sedimentación de este tramo se situaría próximo a la base del talud nutriente. El acuñaamiento de los olistostromas se produce hacia el W y hacia el S.

3.—Las litofacies en los Tramos IV, V y VI (Eoceno superior-Oligoceno inferior), donde facies de rellenos de canal (A, B, C) se asocian a otras de intercanal (D, E) y se intercalan a facies de cuenca («basin plain») (D) y a hemipelagitas (G), indican la existencia en esa época de sistemas canalizados de distribución-acumulación de turbiditas.

Los ciclos canalizados, con base de facies A, B, C, las facies E (depósitos de «overbank») y los lechos aislados de facies A derivarían de un área proximal, situada al ENE, mientras que las intercalaciones de turbiditas no canalizadas con facies D, sin organización y asociadas a hemipelagitas, formarían parte del sistema principal de relleno axial del surco y procederían del W-NW (Comas, 1978).

4.—Las constituyentes de los niveles de olistostromas, de los Tramos III y IV, son indicativos de que en el Eoceno medio-superior y en el Oligoceno inferior existían escarpes que dejaban aflorar al fondo de la cuenca sucesiones jurásicas y cretácicas subbéticas. Los olistoslitos de Trias de olistostroma del Tramo VI testifican que en el Oligoceno inferior los términos basales de las sucesiones mesozoicas también quedaron expuestos.

Estos niveles de olistostromas pueden correlacionarse con los que constituyen la sucesión de Salinas Menores (Comas, 1978). En el afloramiento de Salinas Menores, situado al NE del Barranco del Gavilán, los olistostromas son de características similares pero

de mucho mayor desarrollo. Los olistostromas del Gavilan se consideran como las estratificaciones más meridionales de los de Salinas; ello permite atribuir una procedencia septentrional (desde el N-NE) a las vertidas olistostrómicas. Las paleopendientes tectónicamente activas que originaron las vertidas se situarían por tanto hacia el N-NE, a unas decenas de kilómetros.

BIBLIOGRAFIA

- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA, A. H., y HOLLISTER, C. D. (1973): «Deep ocean basin sedimentation». *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. (Pacific Sect.) Short Course Turbidites and deep water sedimentation*, 79-118.
- CARTER, R. M. (1975): «A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain-flow, slurry-flow y fluxoturbidites». *Earth Sci. Rec.*, 11, 145-177.
- COMAS, M. C. (1977): «Olistostromas asociados a facies de turbiditas en el Paleógeno de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas)». *Actas del VIII Congreso Nac. de Sedimentología*, 56-57.
- COMAS, M. C. (1978): «Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)». *Tesis Univ. Bilbao*, 323 p., I.S.B.N. 84-300-8311-1.
- ELTER, P., y TREVISAL, L. (1973): «Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines». In: *Gravity and Tectonics* (Ed. R. A. de JONG y R. SCHOLTEN), 175-188. New York, John Wiley & Sons.
- LINARES, D., y MARTINEZ-GALLEGO, J. (1971): «Observaciones sobre el tránsito Cretáceo-Paleógeno en el sector de Alamedilla (prov. de Granada)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2, 137-146.
- LINARES, D. (1977): «Foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central)». *Tesis*, Univ. Málaga, 410 p.
- MARTINEZ-GALLEGO, J. (1977): «Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martínez (Zona Subbética)». *Tesis*, Univ. Granada.
- MIDDLETON, G. V., y HAMPTON, M. A. (1973): «Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and deep water sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. (Pacific Sect.) Short course*, 1-38.
- MOLINA, E. (1979): «Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)». *Tesis*. Univ. Granada y Zaragoza, 342 p.
- MUTTI, E. (1977): «Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenness, Spain)». *Sedimentology*, 24, 107-181.
- MUTTI, E., y RICCI-LUCCHI, F. (1972): «Le turbiditi dell'Appennino settentrionale; introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 11, 161-199.
- MUTTI, E., y RICCI-LUCCHI, F. (1975): «Turbidite facies and facies associations». In: MUTTI, E.; PAREA, G. C.; RICCI-LUCCHI, F.; SAGRI, M.; ZANZUCCHI, G.; GHIBAUDO, G., y JACCARINO, S.: «Examples of turbidite Facies and Facies Associations from Selects Formations of the Northern Apennines». *IX Int. Congr. Sedim. Nice-75, Field Trip. A. 11*.
- WALKER, R. G. (1967): «Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments». *Jour. Sed. Petrology*, 37, 25-43.
- WALKER, R. G. (1970): «Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidites-bearing basins. In: *Flysch Sedimentology in North America*. Ed. por J. LAJOIE, *Spec. Pap. Geol. Ass. Canada, Spec. Pap.* 7, 219-251.
- WALKER, R., G. y MUTTI, E. (1973): «Turbidite facies and facies associations». In: «Turbidites and deep water sedimentation». *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. (Pacific Sect.) Short course*. 119-158.