

Bioestratigrafía y estructura del Cretácico superior de la Vall d'Alinyà (Pirineo oriental, prov. de Lleida)

E. CAUS⁽¹⁾, D. RODES⁽¹⁾ y LL. SOLÉ SUGRAÑES⁽²⁾

(1) Departament de Paleontologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Bellaterra.

(2) Institut Jaume Almera C.S.I.C., Martí Franqués s/n 08028 Barcelona.

RESUMEN

Los sedimentos del Cretácico superior del «Valle de Alinyà» corresponden básicamente a las unidades Montsec y Port del Comte. El contacto entre ambas unidades tiene lugar a lo largo de un complejo frente de cabalgamiento en el que se hallan imbricadas numerosas unidades intermedias, probablemente arrastradas en la parte frontal de la unidad Montsec.

La edad de la unidad Montsec está comprendida entre el Santoniense superior (filozonas de *P. santoniensis* y *O. hottingeri*) y el Maastrichtiense inferior (*L. socialis* poco evolucionados). La unidad del Port del Comte, de escasa potencia y facies muy litorales, se atribuye al Campaniense-Maastrichtiense.

Los materiales de las subcamas intermedias debieron ocupar en la cuenca cretácica una posición intermedia entre las unidades Montsec y Port del Comte.

Palabras clave: Cretácico superior. Pirineos.

ABSTRACT

Most of the Upper Cretaceous rocks in the Alinyà valley (Eastern Pyrenees, Spain) may be grouped into two tectonic units: the Montsec Unit and the Port del Comte Unit. The Montsec Unit was displaced several kilometres southward and overthrusts the Port del Comte Unit. Several small slices are stacked between both units.

The age of the Cretaceous rocks of the Montsec unit range in age from the Upper Santonian (*P. santoniensis* and *O. hottingeri* filozones) and the lower Maastrichtian (*L. socialis* zone). In the Port del Comte unit Cretaceous sediments of Maastrichtian-Campanian age are less than 100 m thick and correspond to very shallow water facies. The slices between both units must be placed in an intermediate location in a palinspastic restoration.

Key words: Upper Cretaceous. Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

La región estudiada se sitúa en la comarca prepirenaica del Alt Urgell, al este del río Segre, entre las sierras de Turp y del Port del Comte (fig. 1), y comprende básicamente dos unidades estructurales. La primera corresponde al extremo oriental de la Unidad Surpirenaica despegada, o unidad del Montsec, mientras que la segunda corresponde al autóctono relativo, (unidad Port del Comte), según las interpretaciones estructurales más comunmente aceptadas (Séguet, 1972; Solé-Sugrañes, 1973, 1978a). El contacto entre estas dos unidades corresponde a una zona de materiales fuertemente triturados, englobados en el Keuper y en los que se reconocen fragmentos de secuencias estratigráficas pertenecientes a otras unidades o subunidades, fragmentos que en algunos casos pueden ser de varios km³.

En este sector los materiales que constituyen ambas unidades pertenecen principalmente al Cretácico superior, aunque en la zona de contacto existen pequeños afloramientos de materiales de Trías y Jurásico. El objeto de este trabajo es establecer una bioestratigrafía detallada del Cretácico superior de la unidad del Montsec mediante el estudio de los foraminíferos.

ANTECEDENTES

Los trabajos realizados por los autores precedentes forman parte de estudios regionales mucho más am-

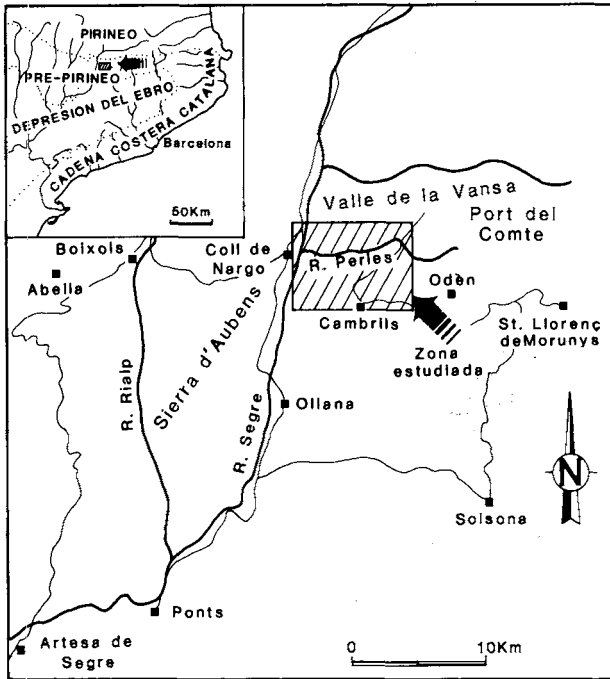


Figura 1.- Esquema de situación de la zona estudiada.

Figure 1.- Location of the studied area.

plios, destinados a conocer la tectónica y paleogeografía de estos materiales pirenaicos. Guerin-Desjardins y Latreille (1961) publicaron una cartografía a escala 1:100.000 de la zona comprendida entre los ríos Segre y Llobregat. En ella, en el Cretácico superior de la Vall d'Alinyà distinguieron una unidad Coniaciense-Santoniense y otra Campaniense-Maastrichtiense.

En estos materiales Souquet (1967) citó los primeros foraminíferos (*Lacazina*, *Diculina*, lituolidos...) junto a rudístidos (*Orbygnia turgida*, *Vaccinites dentatus* y *V. latus*) en niveles de la sierra de Turp atribuidos al Santoniense. En el Campaniense-Maastrichtiense distinguió dos términos litológicos; en el inferior, eminentemente calcáreo, citó rotálidos, *Siderolites vidali*, *Orbitoides tissoti*, *O. media*, *Hippurites vidali*, y *H. sulcatus*. En el superior, formado por margas y calizas margosas, citó en la base *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis mamillata* y *Hellenocyclina beotica* mientras que en la parte superior destacó la abundancia de Fissurinas, Globigerinas, Rosalinas, *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, y *Lepidorbitoides socialis*.

Solé-Sugrañes (1971, a, b) creó para los materiales del Cretácico superior de la Vall d'Alinyà dos forma-

ciones: Alinyà y Perles, identificando además la formación de Bona (Mey *et al.* 1968). Moeri (1977) hizo un estudio detallado de los materiales del Cretácico superior al este del Segre, comparando las secuencias de la unidad Surpirenaica (serie de Coll de Nergo), del manto del Pedraforca (series de Saldes y la Nou) y del autóctono de la sierra del Cadí (El Quer Foradat, Adraén). En estos materiales identificó las formaciones de Adraén, Bona, Arén y Tremp previamente definidas por Mey *et al.* (1968).

Bilotte (1978) analizó tres series estratigráficas: Adraén, Port del Comte y Odèn. En la primera identificó las formaciones de Adraén, Bona y Tremp. En las series del Port del Comte y Odèn dió como equivalentes a las capas de Adraén unos niveles formados por areniscas blancas azoicas, sobre las que identificó «capas con rudístidos» de edad mastrichtiense. En el anticlinal de Alinyà (cota 1.105) cita *Abrardia catalaunica*, *Accordiella conica* y *Adrahentina iberica*. Coronando la serie citó «calizas con Briozoos» y facies continentales de edad Rognaciense-Vitroliense. Recientemente (Bilotte, 1984) citó la existencia de palinoflora mastrichtiense en las capas basales de Odèn, aunque no cita las especies encontradas y no aporta desde nuestro punto de vista datos que permitan incluir todo el Cretácico superior del Port del Comte en el Maastrichtiense.

UNIDADES ESTRUCTURALES

La Vall d'Alinyà corresponde básicamente a la zona de contacto entre la unidad del Montsec o extremo oriental de la unidad Surpirenaica central despegada (Séguret, 1972; Solé-Sugrañes, 1978a) y el autóctono relativo del Port del Comte (fig. 1 y 2).

El contacto entre la unidad despegada y el autóctono relativo tiene lugar a través de una amplia zona de trituración e imbricaciones que, en líneas generales corresponde a la denominada zona de fractura del Segre (Solé-Sugrañes, 1978) o falla de Catalunya (Souquet *et al.*, 1977; Solé-Sugrañes y Souquet, 1980).

La unidad del Montsec

En este trabajo utilizamos esta denominación para designar, en el sentido utilizado tanto por Séguret (1972) como más tarde por Solé-Sugrañes (1978), el sector más oriental de la unidad Surpirenaica Central despegada, sin que por ello deba ser considerado como un manto de corrimiento independiente o for-

mando un único manto de corrimiento juntamente con las unidades de Cotiella y Pedraforca como surgió Garrido-Mejías (1973).

Es una unidad constituida por una importante serie jurásica y cretácica, que se adelgaza y acuña rápidamente de norte a sur y que se halla desplazada en este mismo sentido, a nivel de los materiales plásticos

del Trías superior, como mínimo unos 20 km.

A lo largo de la Vall d'Alinyà un accidente cabalgante (cabalgamiento de Coll de Nargó-Boixols), de unos pocos kilómetros de flecha, desplaza la subunidad de la Serra de Prada, con cerca de 4.000 m de Jurásico superior y Cretácico inferior, sobre la subunidad de Turp-Aubenc, en la que el Jurásico superior

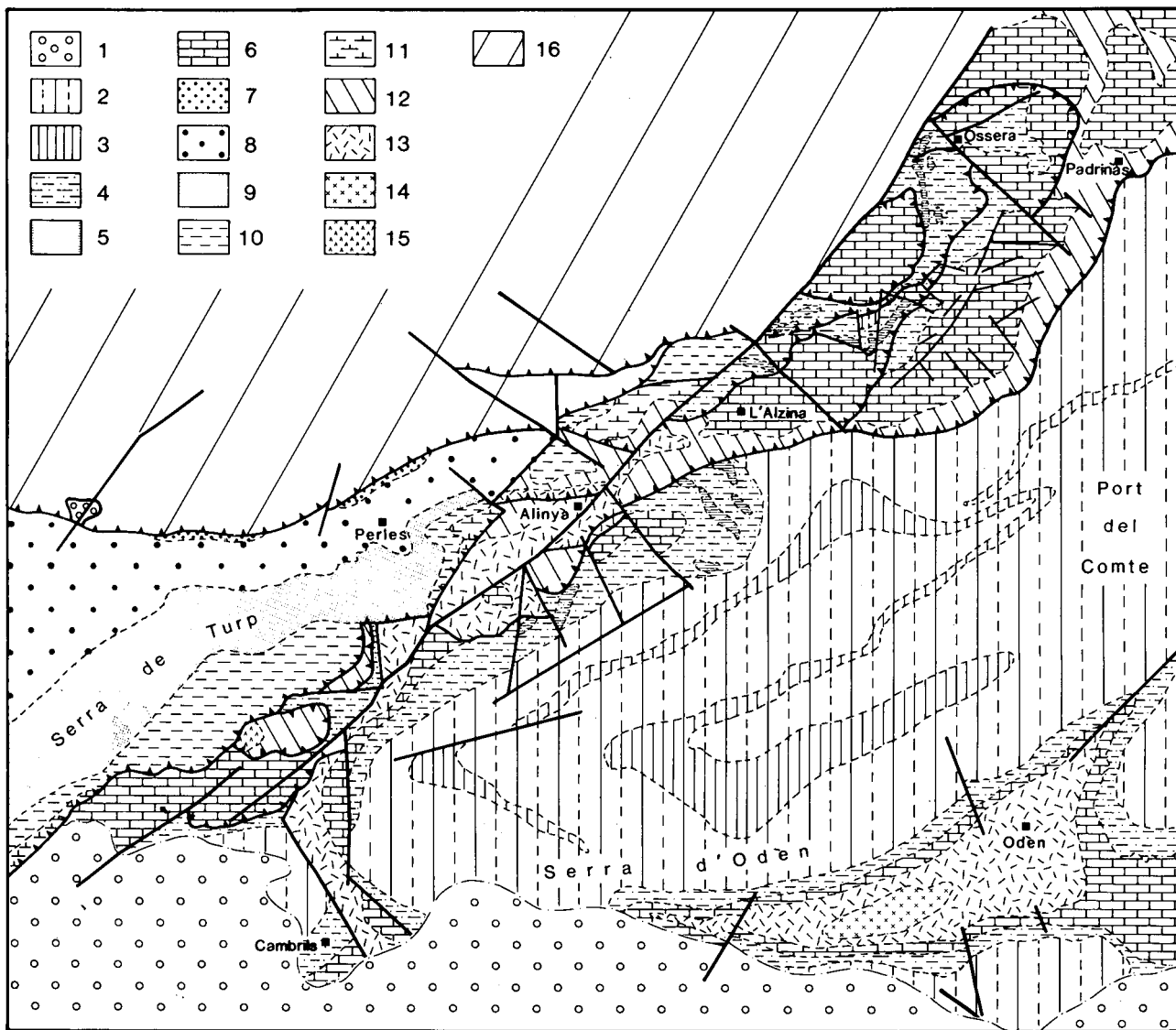


Figura 2.- Mapa geológico del Cretácico superior de la Vall d'Alinyà. 1, conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno. 2, calizas de Alveolinas del Eoceno inferior. 3, tramos margosos intercalados entre las calizas de Alveolinas. 4, niveles margosos rojos de facies garumnenses (Fm. de Tremp). 5, niveles calcáreos de facies garumnenses (Fm. de Tremp). 6, calizas, calizas arenosas y areniscas del Campanense-Maastrichtense (Fm. de Bona). 7, Areniscas de Arén. 8, margas y margocalizas de la Fm. de Perles. 9, calizas campanienses de la sierra de Turp (tramo D). 10, margas de Alinyà (tramo B). 11, calizas santonienses de Alinyà (tramo A). 12, Jurásico. 13, Keuper. 14, calizas atribuibles al Muschelkalk. 15, calizas con Praelvelina (Cenomaniense) de Santa Pellaia. 16, sector no incluido en el estudio.

Figure 2.- Alinyà Valley Geological map. 1, Upper Eocene-Oligocene conglomerates. 2, Upper Eocene Alveolina Limestones. 3, Interbedded marls between Alveolina Limestones. 4, Red marls of Garumnian facies (Tremp Fm.). 5, Limestones of Garumnian facies (Tremp Fm.). 6, Campanian-Maastrichtian limestones, marly limestones and sandstones (Bona Fm.). 7, Arén sandstones. 8, Marls and marly limestones of Perles Fm. 9, Campanian limestones of Turp (level D). 10, Alinyà marls (level B). 11, Alinyà limestones (level A). 12, Jurassic. 13, Keuper. 14, Muschelkalk limestones. 15, Praelveolina bearing Santa Pellaia limestones (Cenomanian). 16, area not included in the study.

está representado únicamente por unos pocos centenares de metros de dolomías negras y en la que el Cretácico inferior está muy reducido.

Por el contrario el Cretácico superior está escasamente representado en el extremo oriental de la Serra de Prada, mientras que presenta más de 1.500 m de potencia en la sierra de Turp.

El accidente que separa estas dos subunidades se prolonga hacia el oeste del Segre por Coll de Nargó y el flanco meridional del anticlinal de Abella-Boixols, amortiguándose totalmente en la terminación periclinal de Sant Corneli, junto al valle del Noguera Pallaresa.

A pesar de las acusadas diferencias entre las secuencias cretácicas de ambas subunidades, el enraizamiento de este accidente unos 30 km más al oeste limita la amplitud del desplazamiento de norte a sur del conjunto de la Serra de Prada, lo que pone de manifiesto la inestabilidad paleogeográfica de esta zona durante el Cretácico.

La unidad del Port del Comte

Constituye en este sector el autóctono relativo respecto a las unidades surpirenaicas despegadas y desplazadas hacia el sur. Paleogeográficamente se halla directamente emparentada con la unidad del Cadí. El Cretácico superior, representado solamente por facies muy proximales, reposa directamente sobre el Triás superior, mientras que el Terciario inferior se halla ampliamente representado, principalmente por facies de calizas con Alveolinas, que en algunos puntos pueden alcanzar más de 1.000 m de potencia.

Los pliegues relativamente concéntricos y de radio de curvatura de varios kilómetros, como los anticlinales de Alinyà y Odèn, contrastan con los accidentes cabalgantes, que caracterizan la unidad del Montsec, en los que las charnelas anticlinales de fuerte vergencia meridional son prácticamente irreconocibles.

Subunidades intermedias de la zona de contacto

Al este de Alinyà, el contacto entre la unidad alóctona del Montsec y el autóctono relativo del Port del Comte constituye un clásico frente de cabalgamiento en el que se hallan imbricadas diversas subunidades de características paleogeográficas relativamente afines a las de los materiales autóctonos (series del Cadí y del Port del Comte). Sin embargo, al oeste de Alinyà, el contacto entre ambas unidades tiene lugar a lo

largo de una amplia zona de trituración, que en líneas generales corresponde a la denominada falla del Segre, y en la que afloran básicamente los materiales plásticos del Keuper englobando bloques de calizas jurásicas y cretácicas.

En la transversal de Ossera, entre el Cretácico inferior alóctono y el Terciario autóctono de Port del Comte, se intercalan imbricándose hasta cuatro escamas de corrimiento, formadas básicamente por materiales cretácicos de características muy parecidas a las de las series autóctonas. Sin embargo, en las mismas cabe destacar la presencia de Lías, entre el Keuper y el Cretácico superior, así como niveles arenosos y conglomeráticos en la base de este último, que faltan en la serie del Port del Comte, y que podrían relacionarse con las capas de Adrahent que afloran en el extremo occidental del Cadí. Por otra parte cabe también destacar el mayor espesor del Cretácico superior de estas escamas intermedias, así como la ausencia casi total de sedimentos marinos terciarios, que forman la mayor parte de los materiales aflorantes tanto en el Cadí como en Port del Comte.

Todo parece indicar que se trata de pequeñas escamas de corrimiento, arrastradas en la parte frontal de la unidad Central despegada, y que durante el Cretácico superior desde el punto de vista paleogeográfico debieron ocupar una posición intermedia entre el autóctono, más próximo a la línea de costa, y el alóctono más distal.

Entre Alinyà y Cambrils, a lo largo de la zona de fractura de la falla del Segre, existen también algunas pequeñas escamas de corrimiento, de características semejantes a las de Padrinas, Ossera o la Alsina, formadas por Campaniense Maastrichtiense (?) con Lías en la base. Sin embargo, en esta zona de fracturación también se encuentran algunos isleos formados por materiales que no guardan relación directa con sus más próximos vecinos. Tal ocurre con las calizas con Prealveolinas de Santa Pellaia, cuyo afloramiento más próximo debe buscarse en los cinglos de Santa Fe, o con los niveles de Garumniense en cuya base se explotan lignitos. Explotaciones similares de lignitos en las facies garumnienses se encuentran en cubetas, como las de Salde-Vallcebre o Tremp, en las que estas facies presentan potencias superiores a los 900 m, mientras que tanto en el Cadí como en el Port del Comte, o incluso en el Coll de Nargó, las facies garumnienses están menos desarrolladas y no presentan niveles basales de lignitos. Ello hace suponer que algunos de estos isleos, de sólo algunos centenares de metros cuadrados de extensión, han sido arrastrados a su posición actual por los desplazamientos direccionales de la falla del Segre.

ESTRATIGRAFÍA (Fig. 3)

Unidad del Montsec

Subunidad de Turp-Aubenç. Los materiales que constituyen esta subunidad están formados, de base a techo, por los siguientes tramos comprensivos:

Calizas de Alinyà. Constituyen el tramo basal del Cretácico superior en esta zona y se apoyan directamente sobre el Keuper. Está formado por calizas micríticas y calizas arcillosas, localmente nodulosas, que en la base poseen pasadas arenosas. La microfauna es muy abundante: *Nezzazatinella picardi*, *Lacazina elongata*, *Idalina antigua*, *Nummofallotia cretacea*, *Orbitoides hottingeri*... Entre la macrofauna hay corales, rudistas, gasterópodos... La potencia máxima observada es de 130 m en el «barranc de l'Ossa», pero disminuye hacia el NE, donde faltan los niveles más inferiores, probablemente por laminación tectónica.

Margas y calizas del «barranc de l'Ossa». Se trata de un tramo formado por margas y calizas margosas y/o nodulosas. La parte inferior, más margosa, contiene abundantes macroforaminíferos: *Hemicyclammina chalmasi*, *Cuneolina cilíndrica*, *Montsechiana montsechiensis*, *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Dictyopsella kiliani*, *Meandropsina vidali*, *Praesiderolites santoniensis*, mientras que la macrofauna es similar a la del tramo anterior. La parte superior de este tramo, constituida principalmente por calizas nodulosas, presenta abundantes esponjas, lamelibranquios y algunos nautiloideos. Igualmente se han podido observar, en lámina delgada, abundantes espículas de esponjas y calcisferas. La potencia máxima observada («barranc de l'Ossa») es de 200 m, pero disminuye hacia el NE, de tal manera que en algunos puntos este nivel no es visible por encontrarse laminado tectónicamente.

Calizas de la Serra de Turp. Es un tramo constituido por calizas bioclásticas, entre las que se intercalan bancos calcareníticos con estratificación cruzada a gran escala. En la base abundan los bancos de rudistidos. La microfauna es abundante: *Nummofallotia cretacea*, *Pseudosiderolites vidali*, *Praesiderolites douvillei*, *Orbitoides tissoti*... En la parte más superior del nivel aparecen *Sirtina aff. orbitoidiformis*, *Lochartia rotal*, *Orbitoides media*, *Pseudosiderolites aff. vidali*, *Goupillaudina* y *Lepidorbitoides*. Este tramo constituye la parte más alta de la Serra de Turp, donde alcanza su máxima potencia (unos 400 m).

Margas de Perles. Es un tramo muy uniforme, formado por margas y arcillas, que alternan con capas

de poco grosor de areniscas de grano fino y limolitas. La base de este tramo es perfectamente diferenciable del tramo anterior ya que provoca un importante resalte en el relieve. Tanto la micro como la macrofauna son escasas, ya que sólo contiene algunos lamelibranquios, equinodermos y espículas de esponjas... Entre la microfauna cabe destacar algunos foraminíferos bentónicos hialinos y algunos planctónicos, aunque inidentificables debido a su estado de conservación. Hacia la parte superior las arcillas pasan a limolitas y areniscas de grano fino con algunos macroforaminíferos: *Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides apiculata*, *Lepidorbitoides socialis*... La potencia es difícil de precisar en el valle de Alinyà debido a los frecuentes repliegues y condiciones de afloramiento, pero en el valle del Segre se han medido alrededor de 900 m (Moeri, 1977).

El Cretácico superior marino, donde el techo es visible, se halla coronado por los materiales rojos de facies garumniense.

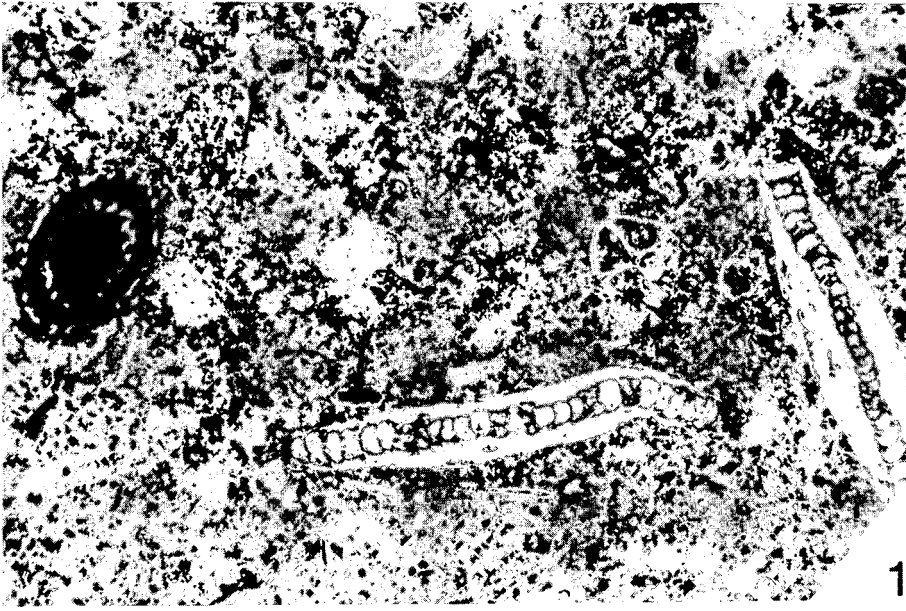
Subunidad de la Serra de Prada. En la zona estudiada el Cretácico superior aflora únicamente en el frente de cabalgamiento que jalona la Vall d'Alinyà, desde Coll de Nargó hasta Alinyà. Está representado por unas pocas decenas de metros de calizas y margocalizas con abundantes foraminíferos entre los que destacan los miliólidos trematoporados (*Lacazina*, *Idalina*, *Periloculina*) y los rotálidos (*Rotalia trochidiformis*, *R. reicheli*...).

Unidad del Port del Comte

La serie ha sido realizada en la carretera de Alinyà a Cambrils y se han podido diferenciar los siguientes tramos comprensivos:

Margocalizas con Rudistas. Este tramo, que descansa directamente sobre el Keuper y tiene escasamente 15 m de potencia, está constituido por areniscas, calizas bioclásticas y margas azules con abundantes rudistidos, corales coloniales, braquiópodos, lamelibranquios... Entre los foraminíferos destacan: *Cuneolina cilíndrica*, *Abrardia catalaunica*, *Rotalia trochidimorfis*, *R. saxorum*, *Accordiella conica*.

Calizas con Briozoos. En este tramo se engloba el resto de la serie marina (64 m de potencia), aunque podría dividirse en dos subtramos: uno inferior, de pocos metros, constituido por calizas detríticas escasamente energéticas con abundantes foraminíferos: *Ilerdorbis decussatus*, *Lecalveziconus lecalvezae*, *Accordiella conica*, *Dicyclina aff. schlumbergeri*, *Adrahentina iberica*, *Idalina antigua*, y uno superior for-



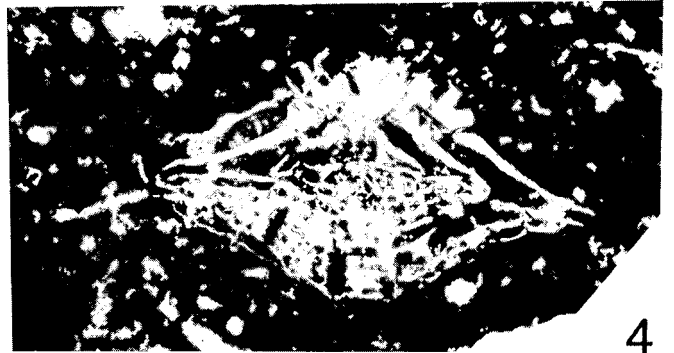
1



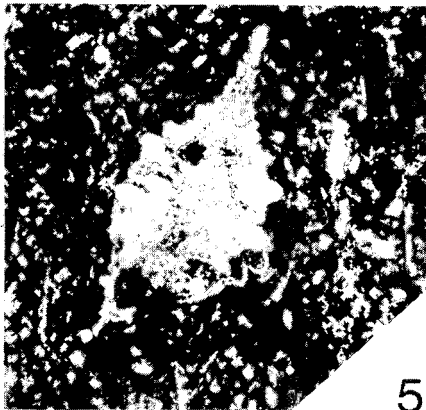
2



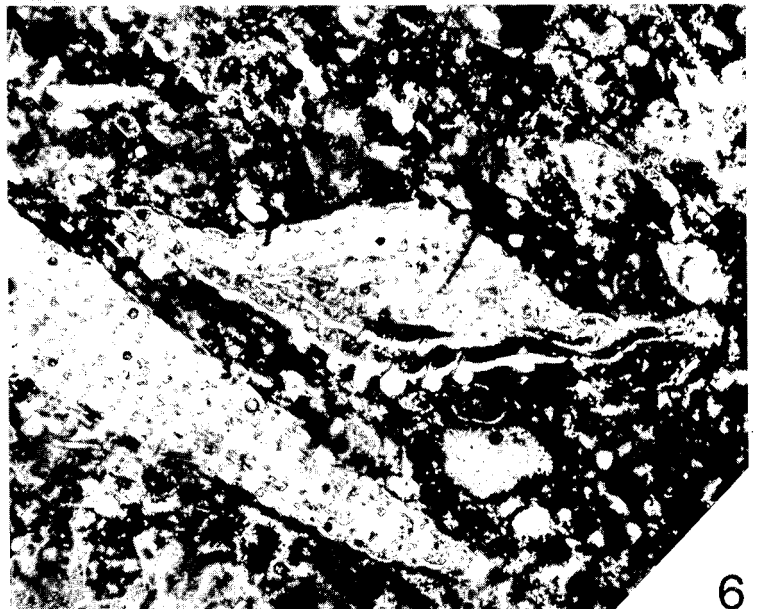
3



4



5



6

mado por calizas organógenas, bioclásticas y energéticas. En este último los clastos están constituidos mayoritariamente por fragmentos de algas rodofíceas (*Archaeolithothamnium* principalmente) y briozoos, aunque también se hallan puas de equínidos y algunos fragmentos de corales. Entre la microfauna cabe destacar esporádicos meandropsínidos, *Lepidorbitoides*, *Lenticulina*, *Abrardia catalaunica* y *Accordiella conica*.

El techo de la serie marina está formado por arcillas rojas de facies garumniense. El tránsito entre la serie marina y los materiales rojos tiene lugar a través de unos pocos metros de calizas micríticas con restos de materia orgánica y calizas con *Microcodium*.

Subunidades intermedias

En estas subunidades los materiales más antiguos del Cretácico superior se han encontrado en la zona de Santa Pellaia y corresponden a calizas con Prealveolinas (*Prealveolina cretacea*, *Olvalveolina ovum*), que se hallan siempre en contacto mecánico entre el

Jurásico y el Campaniense o las facies garumnienses. El resto de los materiales está constituido por calizas bioclásticas con gran abundancia de orbitoididos (*O. tissoti*), siderolitidos (*Praesiderolites dordoniensis*, *Pseudosiderolites vidali*). En algunas subunidades (Ossera, Padrinàs) en la base pueden observarse niveles arenosos, mientras que el techo, siempre que es visible, está constituido por materiales de facies continentales garumnienses.

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

Las primeras unidades litostratigráficas para el Cretácico superior pirenaico fueron formalmente definidas por Mey et al. (1968). Desde entonces diversos autores han tratado de adaptar estas unidades a los distintos materiales, extendiendo su representación cartográfica, o bien han creado otras nuevas. En este trabajo no se pretende crear nuevas unidades sino únicamente discutir las ya existentes y en su caso clarificar su uso en el sector estudiado.

En la unidad del Montsec, subunidad de Turp-Aubenç, los materiales del tramo 1 (Calizas de Alinyà) no presentan características litológicas análogas a ninguna unidad previamente descrita. Ello llevó a Solé-Sugrañes (1971 a, b) a crear para estos sedimentos la Fm. de Alinyà, sin embargo, en su definición este autor engloba en la formación, además del tramo 1, los tramos 2 y 3, que en la serie tipo escogida por este autor son difícilmente separables. Moeri (1977) en el valle del Segre consideró estos sedimentos como pertenecientes a la Fm. de Adraén (Mey et al. 1968). Posteriormente Rosell y Llompart (1982) reconsideraron la Fm. de Alinyà, asimilándola a las formaciones de Congost y Anserolas de Mey et al. (1968).

Solé-Sugrañes (1971, a) identificó en la base de la Serra de Turp el tramo 2 (Margas del «barranc de l'Ossa») y lo consideró por su naturaleza margosa como formando parte de la Fm. de Perles. Para Moeri (1977) estos materiales siguen aun formando parte de la Fm. de Adraén.

Para el tramo 3 (Calizas de la Serra de Turp) Solé-Sugrañes (1971, a, b) creó el Mb. de Turp (Fm. de Perles) con objeto de individualizar este tramo calcáreo, de potencia variable, entre dos niveles margosos de la Fm. de Perles. Moeri (1977) consideró estos materiales como Fm. de Bona (Mey et al. 1968).

Tal como ya se ha indicado, el tramo 4 (Margas de Perles) sirvió de base a Solé-Sugrañes para la defini-

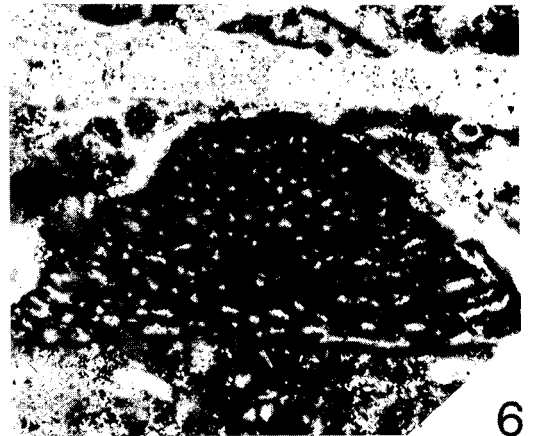
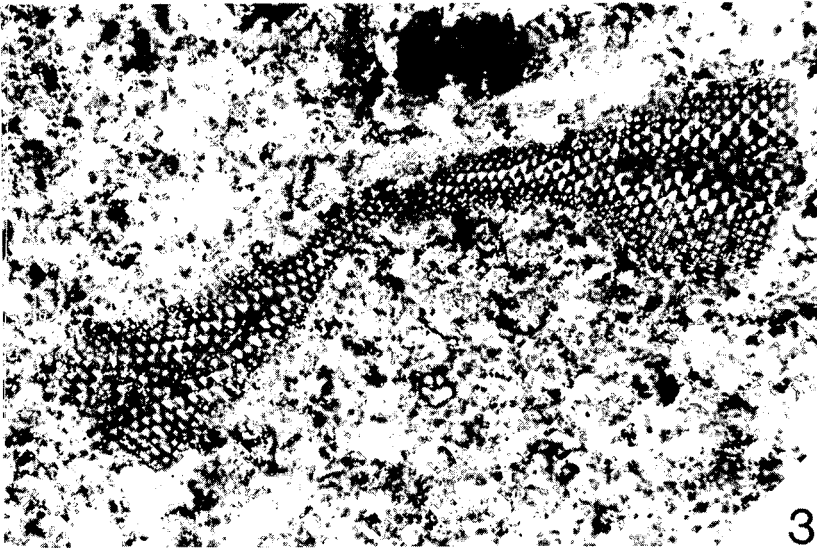
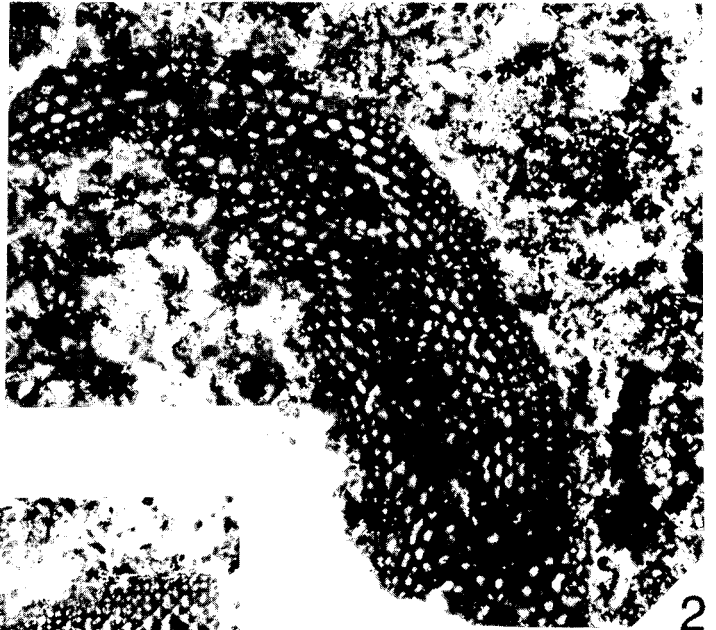
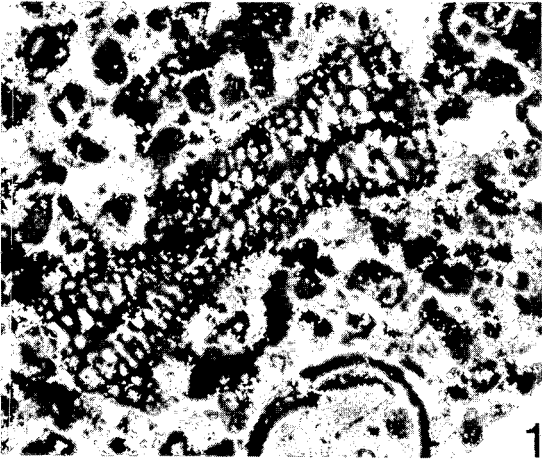
←

LÁMINA I

1. *Orbitoides hottingeri* × 24. Calizas de Alinyà. Unidad del Montsec.
2. Forma macroesférica de *Lacazina elongata* × 24. Calizas de Alinyà. Unidad del Montsec.
3. *Pseudosiderolites* aff. *vidali* × 17. Calizas de la Serra de Turp. Unidad del Montsec.
4. *Sirtina* aff. *orbitoidiformis* × 40. Calizas de la Serra de Turp. Unidad del Montsec.
5. *Praesiderolites* sp. × 40. Calizas de la Serra de Turp. Unidad del Montsec.
6. *Sirtina* aff. *orbitoidiformis* y *Lepidorbitoides* sp. × 40. Calizas de la Serra de Turp. Unidad del Montsec.

PLATE I

1. *Orbitoides hottingeri* × 24. Alinyà limestones. Montsec thrust sheet.
2. Macrospheric form of *Lacazina elongata* × 24. Alinyà limestones. Montsec thrust sheet.
3. *Pseudosiderolites* aff. *vidali* × 17. Serra de Turp limestones. Montsec thrust sheet.
4. *Sirtina* aff. *orbitoidiformis* × 40. Serra de Turp limestones. Montsec thrust sheet.
5. *Praesiderolites* sp. × 40. Serra de Turp limestones. Montsec thrust sheet.
6. *Sirtina* aff. *orbitoidiformis* and *Lepidorbitoides* sp. × 40. Serra de Turp limestones. Montsec thrust sheet.



ción de la Fm. de Perles. Sin embargo, en el valle del Segre, Moeri (1977) sigue incluyendo este tramo en la Fm. de Bona, aunque diferenciándolo bajo el nombre de serie de Valldarques (Souquet, 1967). Rosell y Llompart (1982) consideran que hacia el noroeste la Fm. de Perles pasa a las arcillas de Salàs y posiblemente a la base de la Fm. de Arén (Mey *et al.* 1968).

La cartografía detallada (fig. 2) muestra como los tramos 1 y 2 son continuos en toda la zona investigada y sólo localmente faltan por posible laminación tectónica, por lo que las formaciones de Perles y de Alinyà, tal como fueron descritas, se superponen y no pueden ser utilizadas como tales.

Aunque no presentan continuidad cartográfica, los materiales de los tramos 1 y 2 pueden considerarse «pro parte» equivalentes a las «Arcillas y margas de la Font de les Bagasses» (Pons, 1977) de la Serra del Montsec (20 km al SW de la zona estudiada). Sin embargo, en las unidades aquí consideradas, el tramo inferior es calcáreo (Calizas de Alinyà), mientras que en el Montsec es principalmente margoso. En el valle del río Segre, al S de Coll de Nargó, estos materiales presentan características intermedias entre los de la Vall d'Alinyà y los del Montsec. La parte superior del tramo 2 presenta semblanzas litológicas con el Mb. de Podega de la Fm. de Sant Corneli (Gallemí *et al.* 1982) (Fm. de Herbasavina en Simó y Puigdefàbre-

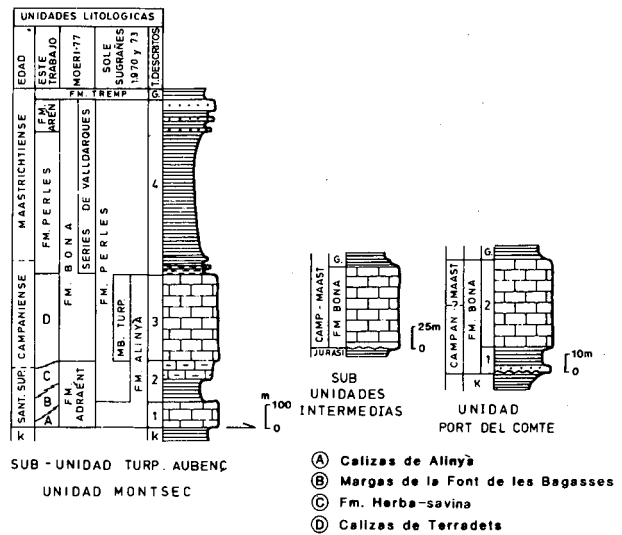


Figura 3.- Columnas estratigráficas del Cretácico superior de las unidades estudiadas.

Figure 3.- Upper Cretaceous sections.

gas, 1985). Desde el punto de vista secuencial estos materiales corresponden a la base de la secuencia de Vallcarga (Simó, 1985).

El tramo 3, Calizas de la Serra de Turp, se considera equivalente a las calizas de Terradets (Pons, 1977) que a través de la sierra de Aubenç se continuarían hasta la sierra de Turp. Secuencialmente corresponden a la parte superior de la citada secuencia de Vallcarga.

El tramo 4 (margas de Perles) presenta continuidad cartográfica hacia el oeste con las denominadas «series de Valldarques» (Souquet, 1967), por lo que nomenclaturalmente puede utilizarse el nombre de Fm. de Perles (Solé-Sugrañés, 1971), o se puede continuar denominando como «series de Valldarques». Hacia el este estos sedimentos pasan al Mb. de Salàs de la Fm. de Vallcarga (Mey *et al.*, 1968). Desde el punto de vista litológico, la parte superior del tramo puede ser atribuida a la parte inferior de la Fm. de Arén, y debe considerarse incluidos dentro de la misma secuencia de Arén (Simó, 1985).

La mayoría de los autores que han estudiado los materiales de la Unidad del Port del Comte demuestran mayor unanimidad en la atribución de los materiales del Cretácico superior a una formación determinada: tanto Solé-Sugrañés (1971, a, b) como Moeri (1977) los consideran totalmente incluidos en la Fm.

LÁMINA II

1. *Iberdorbis decussatus* × 40. Subtramo inferior de las calizas con Briozoos. Unidad del Port del Comte.
- 2, 3. *Ilerdorbis decussatus* × 30. Subtramo inferior de las calizas con Briozoos. Unidad del Port del Comte.
4. *Calveziconus lecalvezae* × 50. Subtramo inferior de las calizas con Briozoos. Unidad del Port del Comte.
5. *Praealveolina cretacea* × 20. Calizas de Santa Pelaia. Unidad intermedia.
6. *Abrardia catalaunica* × 40. Subtramo inferior de las calizas con Briozoos. Unidad del Port del Comte.

PLATE II

1. *Ilerdorbis decussatus* × 40. Lower subsection of the Briozoan limestones. Port del Comte thrust sheet.
- 2, 3. *Ilerdorbis decussatus* × 30. Lower subsection of the Briozoan limestones. Port del Comte thrust sheet.
4. *Calveziconus lecalvezae* × 50. Lower subsection of the Briozoan limestones. Port del Comte thrust sheet.
5. *Praealveolina cretacea* × 20. Santa Pelaia limestones. Middle thrust sheet.
6. *Abrardia catalaunica* × 40. Lower subsection of the Briozoan limestones. Port del Comte thrust sheet.

de Bona. Sin embargo, Bilotte (1978) distinguió en estos materiales los siguientes niveles: «Capas de Adraén», «Capas de rudistas» y «Calizas con bryozoos».

En este trabajo todo el conjunto se considera englobado en la Fm. de Bona, ya que guarda un estrecho parentesco con los materiales que sirvieron para la definición de esta formación. Pueden también considerarse equivalentes a las «Calizas de las Sierras» (Souquet, 1967) de las Sierras Marginales catalanas.

En cuanto a las subunidades intermedias de la zona de contacto las calizas con Prealveolinas deben considerarse equivalentes a las de la Fm. de Santa Fe (Mey *et al.*, 1968), mientras que las calizas detríticas con orbitoides son totalmente idénticas a los materiales de la Fm. de Bona en su localidad tipo. En la base de las escamas de Padrinàs y de l'Alzina los niveles más arenosos y conglomeráticos podrían considerarse como pertenecientes a la Fm. de Adraén.

BIOESTRATIGRAFÍA

Unidad del Montsec

Todos los materiales del Cretácico superior en la subunidad de Turp-Aubench corresponden al intervalo Santoniense superior - Maastrichtiense. La presencia de representantes del género *Orbitoides* y de la subfamilia Siderolitinae permiten identificar las zonaciones establecidas por van Hinte (1966) y Wannier (1983).

Las calizas de Alinyà y la parte inferior de las margas y calizas margosas del «barranc de l'Ossa», que contienen *O. hottingeri* y *P. santoniensis*, corresponden a las filozonas de *Orbitoides hottingeri* y *Praesiderolites santoniensis*, que indican el Santoniense superior. El conjunto de macroforaminíferos presentes, aunque menos abundante, es igual al citado por Hottinger (1966) y Caus y Cornella (1983) en el Santoniense superior de la Sierra del Montsec. Probablemente la menor diversificación de la microfauna se deba a factores ambientales.

La parte superior del segundo tramo carece de fauna característica, aunque la presencia en las calizas de la Serra de Turp (nivel 3) de representantes de la filozona de *Orbitoides tissoti* (Campaniense medio) hace suponer que el límite Santoniense-Campaniense deba situarse en la parte superior del nivel 2.

En las calizas de la Serra de Turp, además del nivel de *O. tissoti* también se identifica la filozona de *Orbitoides media* del Campaniense superior. En la parte superior de este tramo se han encontrado abundantes *Pseudosiderolites aff. vidali*; se trata de un representante de la subfamilia Siderolitinae afín a *Pseudosiderolites vidali*, pero que presenta espinas similares a las del género *Calcarina*. Estas formas ya fueron señaladas en el valle del Segre por Bilotte *et al.* (1975), asignándoles una edad maastrichtiense. Neumman (1980) designó formas similares bajo el nombre de *Siderolites* sp. en el Campaniense superior (Dordoniense) de Aquitania. En la Vall d'Alinyà *Pseudosiderolites aff. vidali* aparece asociado a *Orbitoides media*, *Sirtina aff. orbitoidiformis*, «*Locharitia*» *rostaе*, *Goupillaudina*, *Lepidorbitoides* y *Praesiderolites dordoniensis*.

Sirtina orbitoidiformis es una forma descrita originalmente en el Maastrichtiense de Irán y Libia. En Aquitania ha sido atribuida al Santoniense (Neuman, 1980) y en las Cordilleras Béticas (vease *Sulcoperculina cubensis*) se encuentra en el Maastrichtiense (Azéma *et al.* 1979). *Sirtinia aff. orbitoidiformis* también es conocida en otros puntos de la cuenca surpirenaica, donde ha sido hallada en sedimentos que por la presencia de *Lepidorbitoides* han sido considerados como de edad Maastrichtiense inferior (zona de *Lepidorbitoides bisambergensis* y *L. minor*). Por el contrario estas formas nunca han sido citadas en el Cretácico superior de la Unidad del Montsec.

La presencia de *Praesiderolites dordoniensis* (filozona de *P. dordoniensis* de Wannier, 1983) permiten atribuir estos materiales al Campaniense superior.

Más difícil resulta la atribución de una edad exacta a las margas de Perles debido a la escasez y mala conservación de la microfauna. Sin embargo, los macroforaminíferos hallados en su parte superior corresponden al Maastrichtiense, por lo que el límite Campaniense-Maastrichtiense probablemente se sitúa en su parte inferior. La evolución de los representantes del género *Lepidorbitoides* designados como *L. aff. socialis*, permite situar los materiales que los contienen en el Maastrichtiense inferior.

Unidad del Port del Comte

Los niveles basales del tramo 2, que contienen *Ilerdorbis decussatus* y *Lecalveziconus lecalvezae* pueden ser atribuidos al Campaniense. Ambos microfósiles aparecen como un buen nivel guía para los materiales litorales de escasa energía de la plataforma surpire-

naica. En la Sierra del Montsec, Caus y Cornella (1983) los encuentran en materiales que en su base contienen *Orbitoides douvillei* y en su parte superior *O. tissoti* y *Pseudosiderolites vidali*.

La atribución de estos niveles al Campaniense está en desacuerdo con la edad Maastrichtiense que atribuye Bilotte (1978) a todo el conjunto de la serie marina en las unidades autóctonas. Según este autor, la presencia de *Adraentina iberica* en los niveles basales confirmaría esta edad. Sin embargo, según nuestro punto de vista a *A. iberica* no se le puede dar un valor cronoestratigráfico tan preciso, ya que su aparición en materiales de aguas pocos profundas va siempre asociada a la llegada de material terrígeno, por lo que su aparición/desaparición parece controlada por un factor ambiental. Por otro lado, en la Sierra del Montsec *A. iberica* aparece en niveles que contienen *O. media* y *P. vidali*, atribuidos por Caus y Cornella (1983) al Campaniense superior. Sin embargo, en las escamas del Castell de Bac Grillera (Caus y Vicens, en prensa) la citada especie aparece asociada a *O. tissoti* (Campaniense medio). Es de destacar que en la serie tipo de la Fm. de Bona este foraminífero aparece justo encima de los niveles areniscos y conglomeráticos («capas de Adraén» en el sentido de Bilotte) y por debajo de las calizas con *Orbitoides tissoti*.

Así pues, los niveles del tramo 1 deben atribuirse al Campaniense, aunque es posible que en el futuro la revisión de la fauna de rudistidos pueda aportar mayores precisiones. La edad de los niveles más superiores del segundo tramo es más difícil de precisar dada la escasez de microfósiles característicos, aunque la presencia de algunos Lepidorbitoididae permite situarlos en el Campaniense superior-Maastrichtiense.

Subunidades intermedias

Las calizas con *Prealveolina cretacea*, *Chrysalidina gradata* y *Ovalveolina ovum* deben atribuirse al Cenomaniense superior. En el resto de las subunidades se ha encontrado *Orbitoides tissoti*, *O. media*, *Pseudosiderolites vidali*, *Preasiderolites aff. douvillei* entre otros foraminíferos, que denotan una edad campaniense. Aunque no se hayan encontrado faunas características del Maastrichtiense es muy probable que esté presente en la parte superior de estos materiales.

BIBLIOGRAFÍA

- AZÉMA *et al.* 1979: «Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las cordilleras Béticas». Universidad de Granada, 85 p.
- BILOTTE, M., 1978: Le Cretacé supérieur des sierras del Cadí. Port del Compte et Odén (Tronçon Catalan, Pyrénées) *C. R. Sc. SNHN Genève* 13(1): 16-22.
- BILOTTE, M., 1984: Le détroit des Aspres: nouvel élément de la paléogéographie est-pyrénéenne a la fin du Cretacé. *Strata* 1: 23-31.
- BILOTTE, M., *et al.*, 1975: Echelles de Foraminifères planctoniques et benthiques dans le Campanien et le Maastrichtien Sud-Pyrénéenn. *C. R. Somm. Acad. Sci. Paris* 280/D:255-258.
- CAUS, E. y CORNELLA, A., 1983: Macroforaminifères du Cretacé supérieur du Bassin Sud-Pyreneen. *Géologie Méditerranéenne* 13(4): 137-142.
- CAUS, E. y VICENS, E., (en prensa): La fauna cretácica del Castell de Bac Grillera (Pirineos catalanes). *Acta Geol. Hisp.*
- GALLEMÍ, J. *et al.* 1982: Unidades del Cretácico superior de los alrededores de Sant Corneli (Prov. de Lérida) *Cuadernos de Geología Ibérica* 8: 935-948.
- HINTE, J. E. van, 1976: A Cretaceous time scale. *A.A.P.G.* 60:4 498-516.
- HOTTINGER, L., 1966: Foraminifères rotaliformes et Orbitoides du Senonien inférieur pyrénéen. *Eclogae Geol. Helveticae*, 59(1): 278-300.
- GARRIDO-MEGÍAS, A., 1973: Sobre la posibilidad de un efecto combinado de compresión-distensión como causa del origen del Manto del Montsec (vertiente meridional pirenaica). *Bol. Geol. y Min. de España*, 84:303-311.
- GARRIDO-MEGÍAS, A., y RÍOS, L.M., 1972: Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. y Min. de España*, 83(1): 1-47.
- GERIN DESJARDINS y LATREILLE, M. 1961: Étude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les ríos Segre et Llobregat. *Rev. Inst. Fr. du Petrole*, 16(9): 922-940.
- MEY, P.H.W. *et al.*, 1968: Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, 221-228.
- MOERI von E., 1977: Oberkretazische Schelfsedimente in der Zentralpyrenaen zwischen Río Segre und Llobregat. *Eclogae Geol. Helv.* 70(1): 193-235.
- NEUMAN, M., 1980: Observations micropaleontologiques a propos du Campanien et du Maastrichtien. *N. Jb. Geol. Palent. Mh.* 7: 417-427.
- PONS, J.M., 1977: Estudio estraigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudistidos del Cretácico superior del Prepirineo de la provincia de Lérida. *Pub. Geol. U.A.B.*, 3, 105 p.
- ROSELL, J. y LLOMPART, C., 1982: Pirineo in: El Cretácico de España, Univ. Comp. Madrid. C.S.I.C. 2º Col. Paleont. Estratig. del Cretácico Esp.: 161-198.
- SEGURET, M., 1972: *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées; caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité.* These Fac. Sci. Univ. Montpellier. Publ. USTELA. Sér. Geol. Struct. v2, 155 p. Montpellier.

- SIMÓ, A., 1985: *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad Montsec (Pirineo central)*. Tesis Univ. de Barcelona, 326, p. (inédita).
- SIMÓ, A., y PUIGDEFÁBREGAS, C., 1985: Transition from shelf to basin on an active slope, Upper cretaceous, Tremp area, Southern Pyrenees. *Libro guía congreso I.A.S. (Lleida 1984)*. Exc. 2. European Regional Meeting, 63-108.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1971 a: *Estudio geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat*. Tesis Univ. de Barcelona, 640 p. (inédita).
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1971 b: Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat (resumen). *Acta Geol. Hisp.* 6(1): 8-12.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1973: Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo oriental entre los ríos Segre y Llobregat. *Acta Geol. Hisp.* 8(3): 81-89.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1978 a: Gravity and compressive nappes in the Central Southern Pyrennes (Spain). *American J. of Sci.* 278: 609-637.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1978 b: Alineaciones y fracturas en el sistema Catalán según las imágenes Landsat-I. *Tecniterra*, 22: 6-16.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., y SOUQUET, P., 1980: La chaîne alpine des Pyrénées. *Bull. Centr. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquitaine*, Mem 3: 157-196.
- SOUQUET, P., 1967: *Le Crétacé sud Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse Fac. Sci. Univ. Toulouse, 514 p. Toulouse.
- SOUQUET, P., PYBERNES, B., BILOTTE, M., y DEBROAS, E.J., 1977. La chaîne alpine des Pyrénées. *Geologie Alpine*, 53: 193-216.
- WANNIER, M., 1983. Evolution, Biostratigraphie et Systematique des Siderolitinae. *Rev. Esp. de Micropaleontologia* 15(1): 5-37.

Recibido, enero 1987