

El anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó: consideraciones estratigráficas y estructurales basadas en una nueva cartografía geológica (Pirineo catalán, España)

Juan ULLASTRE* y Alicia MASRIERA**

ABSTRACT

ULLASTRE, J. and MASRIERA, A. The Bóixols - Muntanya de Nargó anticline: stratigraphic and structural considerations based on a new geological cartography (Catalonian Pyrenees, Spain).

A new geological cartography of the Bóixols-Muntanya de Nargó anticline was needed to determine more about its sedimentary and structural evolution.

On this basis a precise correlation was established between the Lower Cretaceous of this unit and the Roca de Narieda type section (section that contains almost all the terms of the Lower Cretaceous sedimentary cycle).

To the South of Bóixols we found evidence of an ante-Albian tectonic phase which led to subsidence in the NW and emersion in the SE, with probable erosion of aptian material.

On the south border of the Bóixols-Muntanya de Nargó anticline, conditioned by the Lower Cretaceous paleogeography and the ante-Albian tectonics, a complex tectonic and sedimentary evolution was produced, from the Middle Campanian, owing to various compressive episodes. We re-analysed this evolution using new data in order to determine relations with (?finicretaceous) deposits from the Santa Fe syncline located to the N of the anticline at issue.

Finally, from our point of view, the Middle-Upper Eocene-Oligocene tectonics retouched and exaggerated the inherited structures.

Keywords: Geological cartography, Stratigraphy, Cretaceous, Polyphase tectonics, Pyrenees, Catalonia, Spain.

* Ronda de Sant Pere, 50. 08010 Barcelona, España.

** Museu de Geologia, Parc de la Ciutadella. 08003 Barcelona, España.

RESUMEN

Efectuar una nueva cartografía del anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó ha sido necesario para tener un mejor conocimiento de su evolución sedimentaria y estructural.

Con esta base se ha establecido una correlación precisa entre el Cretácico inferior de esta unidad y el corte tipo de la Roca de Narieda (corte que contiene casi todos los términos del ciclo sedimentario del Cretácico inferior).

Al S de Bóixols, hemos encontrado la prueba de una fase tectónica antealbiense, que originó subsidencia por el NW y exundación por el SE con probable erosión de material aptiense.

En el borde S del anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó, condicionado por la paleogeografía del Cretácico inferior y por la tectónica antealbiense, se produjo, a partir del Campaniense medio, una compleja evolución tectonosedimentaria, debida a varios episodios compresivos. Esta evolución la hemos analizado de nuevo, con exposición de algunos detalles inéditos a fin de establecer relaciones con los depósitos (?finicretácicos) del sinclinal de Santa Fe (SF), situado al N del anticlinal en cuestión.

Finalmente, a nuestro modo de ver, la tectónica del Eoceno medio - superior - Oligoceno no hizo más que retocar, exagerando, las estructuras heredadas.

Palabras clave: Cartografía geológica, Estratigrafía, Cretácico, Tectónica polifásica, Pirineo, Cataluña, España.

ÍNDICE

Introducción	7
Área cartografiada	7
El substrato del Cretácico	9
El Cretácico inferior	10
1. Sector de la Muntanya de Nargó	10
2. Sector de Montanissell - Bóixols	13
La tectónica antealbiense	16
La tectónica antecenomaniense	17
El Cretácico superior y el tránsito al Paleoceno	17
1. Calizas del Cenomaniense superior al Senoniense inferior	17
2. Depósitos lutíticos anteriores a la discordancia intracampaniense	19
3. La discordancia intracampaniense	20
4. La discordancia del Maastrichtiense - Paleoceno continentales	21
La tectónica finicretácica-paleocena	28
Efectos de las fases mayores de la tectónica terciaria	30
Conclusión	30
Agradecimientos	31
Notas	32
Bibliografía	34

INTRODUCCIÓN

En el tercio norte de la unidad sudpirenaica central (Fig. 1) el anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó constituye un elemento estructural a través del cual se articulan dos ámbitos paleogeográficos distintos: por el N el dominio de la sedimentación del Cretácico inferior; por el S la del Cretácico superior - Paleógeno.

Su compleja evolución, a lo largo de un dilatado espacio de tiempo, fue intuita ya por quien a mediados del siglo pasado estudió con un cierto detalle la región, a la luz de los pioneros: Vidal, Dalloni, Astre, Misch, (Ríos, 1951); y no ha dejado de ser objeto desde entonces de especulaciones más o menos bien fundadas. No obstante, todavía ahora carecemos de una cartografía geológica de detalle que nos permita superar las generalizaciones inexactas de unos y evitar en lo posible las interpretaciones hipotéticas o subjetivas de otros.

Esta franja de inestabilidad tectonosedimentaria fue objeto de nuestra atención hace unas tres décadas, teniendo en cuenta predecesores tan importantes como Rosell, Souquet, Garrido-Megías, Ríos, Peybernès, (Ullastre *et al.*, 1987). El análisis de una de sus etapas evolutivas resultó ser el hilo conductor que nos llevó a descubrir su continuación oriental en la zona del Pedraforca (revisada recientemente; Ullastre & Masriera, 2004); continuación que quedó interrumpida durante el Terciario como consecuencia de una brutal actividad tectónica, cuyos efectos se manifiestan en la complicada región de Alinyà al otro lado del Segre, de la que hicimos, hace pocos años, su estudio (Ullastre & Masriera, 2001).

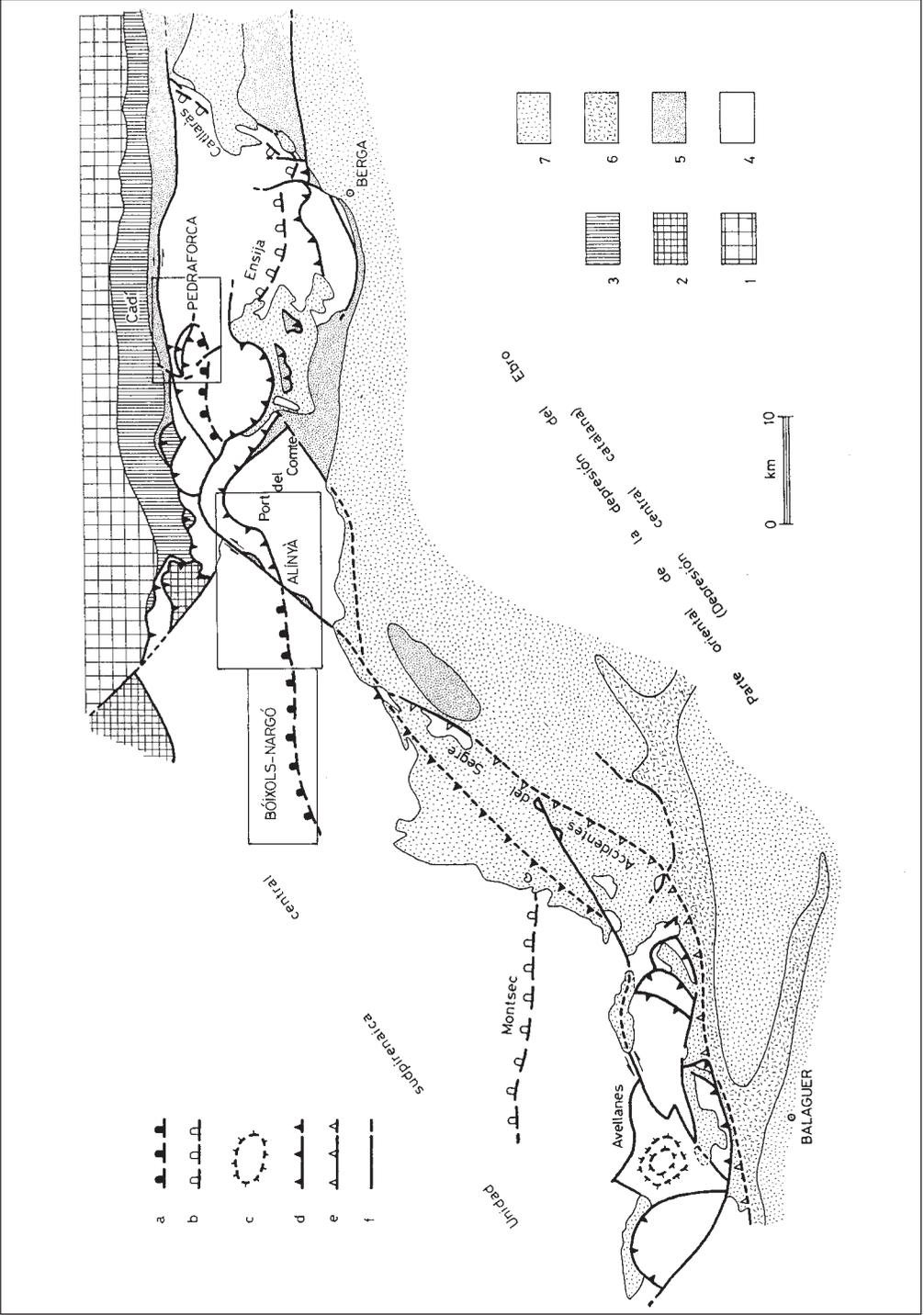
Para el presente trabajo hemos realizado con esmero una cartografía geológica completamente original, que enlaza por el E con la de Alinyà y con las observaciones estratigráficas de la Roca de Narieda (Ullastre *et al.*, 2002).

ÁREA CARTOGRAFIADA

Situada a 80 km al NE de la ciudad de Lleida (a 100 km por carretera), en la comarca del Alt Urgell, entrando por el W en la del Pallars Jussà. Entre el meridiano de Fígols de Organyà al E y el de Bóixols al W abarca 16,5 km. Por el N incluye el sinclinal de Els Prats - Santa Fe (SF) con especial atención a la mitad oriental por su interés relativo a los depósitos finicretácicos - paleocenos. Por el S, constituye su límite, la franja de Cretácico superior que se extiende desde Coll de Nargó al S de Bóixols. En total unos 60 km².

Los trabajos de campo se han realizado teniendo por soporte topográfico fotografías aéreas estereoscópicas. Luego, se ha llevado todo el trazado sobre el Ortofotomapa de Catalunya a escala 1:25000; Hojas: Cabó 253-1-2 (67-22); Organyà 253-2-2 (68-22); Gavarra 291-1-1 (67-23); 4ª edición, diciembre 2002; publicadas por el Institut Cartogràfic de Catalunya.

La altimetría se ha sacado del mapa Topográfico Nacional, 1:25000; Hojas: Cabó 253-III (67-22); Organyà 253-IV (68-22); 1ª edición, 2000; Gavarra 291-I (67-23); 1ª edición, 2001; publicadas por el Instituto Geográfico Nacional, Madrid.



EL SUBSTRATO DEL CRETÁCICO

Es visible a partir del meridiano de Les Cases (LC) hasta el S de Bóixols. Se presenta como una estrecha banda en la que los materiales triásicos y jurásicos aparecen muy laminados tectónicamente en su flanco S cabalgante.

En el flanco normal la sucesión precretácica está mucho mejor conservada.

El Triásico superior (K), muy comprimido no obstante, se muestra bajo una facies, casi siempre, de carnioles, con cuarzos bipiramidados. Faltan las facies margo-yesosas propias del Keuper.

El Triásico terminal - Liásico inferior (L1) está representado, en su mayor parte, por brechas calcareodolomíticas y calizas en lajas. A trechos, especialmente al W del Coll de la Font (FO), puede verse el “*hard ground*” sinemuriense, límite entre los términos L1 y L2.

El Liásico medio-superior (L2) se distingue morfológicamente por la abundancia de capas margosas aunque no faltan las calizas rojas fosilíferas.

El Dogger-Malm (J) es bien visible en el paisaje por sus dolomías oscuras y los escarpes a que da lugar.

En conjunto podemos decir que estos terrenos se presentan bajo las facies sudpirenaicas típicas, de las que hemos hecho alusiones más detalladas en anteriores trabajos (*cf.* región de Alinyà, al E del Segre). No obstante, para la caracterización del Malm en la zona cartografiada es importante el trabajo de Willems (1984).

Fig. 1. Situación en el marco geológico regional del sector de Bóixols - Muntanya de Nargó y de los sectores orientales directamente relacionados: Alinyà (Ullastre & Masriera, 2001) y Pedraforca (Ullastre & Masriera, 2004).

Terrenos: 1, Paleozoico y Permotriásico del Pirineo “axial” o alta cadena primaria; 2, Paleozoico y Triásico inferior y medio alóctonos de la zona de los Noguera; 3, serie del Cadí: recubrimiento normal, mesozoico-cenozoico, del zócalo paleozoico; 4, terrenos mesozoico-cenozoicos de la zona sudpirenaica desplazados respecto a la serie del Cadí; 5, Terciario marino (Cuisiense superior a Priaboniense) de la zona plegada del antepaís y de la serie del Cadí; 6, evaporitas del Eoceno superior de la zona plegada del antepaís; 7, Terciario continental sincrónico y posterior a la tectónica del Eoceno medio-superior.

Accidentes: a, paleoaccidente de Bóixols - Nargó - Pedraforca; b, paleoaccidente del Montsec - Ensija - Catllaràs; c, paleodiapiro de Les Avellanes; d, cabalgamientos producidos durante y después del Eoceno medio-superior indiferenciados; e, cabalgamientos producidos durante el Eoceno superior; f, fallas verticales o próximas a la vertical y fallas en dirección más o menos cabalgantes producidas durante y después del Eoceno medio-superior.

Fig. 1. Location of the Bóixols - Muntanya de Nargó area and the directly related eastern areas: Alinyà (Ullastre & Masriera, 2001) and Pedraforca (Ullastre & Masriera, 2004) within the geological setting of the region.

Stratigraphic units: 1, Paleozoic and Permian of the axial Pyrenees; 2, allochthonous Paleozoic and Lower and Middle Triassic of the Noguera Zone; 3, Cadí unit: normal cover (mesozoic-cenozoic) of the paleozoic basement; 4, Mesozoic-Cenozoic of the southern Pyrenean zone displaced in relation to the Cadí unit; 5, marine Tertiary (Upper Cuisian to Priabonian) of the folded zone of the foreland and the Cadí unit; 6, Upper Eocene evaporites of the folded zone of the foreland; 7, continental Tertiary synchronous and posterior to the Middle-Upper Eocene tectonics. Tectonic symbols: a, Bóixols-Nargó-Pedraforca paleo-fault; b, Montsec-Ensija-Catllaràs paleo-fault; c, Les Avellanes paleo-diapir; d, thrusts produced during and after the Middle-Upper Eocene undifferentiated; e, thrust produced during Upper Eocene; f, vertical faults or reverse faults and strike-slip faults with greater or lesser thrusting produced during and after the Middle-Upper Eocene.

EL CRETÁCICO INFERIOR

Ocupa la mayor extensión del área cartografiada. Se distinguen dos grandes grupos litológicos: uno calizo y otro margoso, que en parte son rigurosamente contemporáneos ya que se pasa lateralmente de una facies a otra. Hacia el final del Aptiense, no obstante, la sedimentación pelítica llegó a cubrir las calizas arrecifales de plataforma, evidenciando por tanto una edad algo más reciente aunque no siempre sea posible precisarla.

Para su análisis, si bien será somero, resulta necesario considerar primero el sector de la Muntanya de Nargó al E del meridiano de Montanissell, a fin de establecer criterios de relación con la vecina unidad de la Roca de Narieda.

Después, tras juzgar el sector entre Montanissell y Bóixols podremos comprender la evolución sedimentaria del conjunto durante el Cretácico inferior.

1. Sector de la Muntanya de Nargó

Los materiales que lo constituyen forman un anticlinal de radio relativamente grande, de plano axial sensiblemente vertical (Lámina: corte II) y cuyo eje buza hacia el ENE. Su continuación oriental queda interrumpida por la falla NE - SW del Pont d'Espia (PO), que pone en contacto la unidad de Nargó con la de Roca de Narieda. Esta última, en posición elevada, muestra el núcleo jurásico y una magnífica sucesión de la sedimentación del Cretácico inferior, desde el Neocomiense al Aptiense terminal según quedó demostrado en el trabajo de Ullastre *et al.* (2002).

Esta disposición estructural impide establecer directamente una correlación estratigráfica entre ambas unidades y ver cómo los términos bajos de la sedimentación cretácica continúan hacia el W. No obstante, por el lado occidental, en virtud de la elevación del eje del pliegue y por estar cortado por dos fracturas oblicuas NW-SE, se producen dos hechos importantes: por una parte la posibilidad de ver el substrato jurásico y datar los primeros materiales cretácicos discordantes en este punto; y por otra, la inversión del pliegue, que al S de Montanissell aparece volcado (Lámina: corte III).

Así pues, por el WSW vemos que, en la Muntanya de Nargó, las capas con *Orbitolinopsis simplex* del límite Beduliense - Gargasiense (*Os*), acompañadas de episodios "continentales" con carófitas, ⁽¹⁾, yacen sobre las dolomías jurásicas (*J*). Ello permite una correlación parcial con la Roca de Narieda en donde estas mismas capas corren por la mitad del enorme escarpe calizo (Ullastre *et al.*, 2002, figs. 2 y 3). Faltan aquí, por tanto, los materiales anteriores (*Ci1c*). Sólo las calizas del Aptiense superior (*Ci2c*) están presentes.

Veamos lo que sucede por el ENE. Por el lado oriental o de Fontanet (FN), una mirada general sobre el terreno lleva a la creencia de que una parte del complejo margocalcáreo (*Ci2m*) se hunde bajo las calizas (*Ci2c*) de la Muntanya de Nargó; mientras estas calizas penetran en cuña los materiales margosos (*Ci2m*). Con esto tendríamos, a nivel de afloramiento, unas margas sensiblemente más antiguas que las calizas.

Esta impresión, unánimemente aceptada, tiene que ser recibida con alguna reserva. En efecto, varias fracturas con un salto no despreciable (Lámina: mapa y corte I) pueden introducir errores cuando se quieren establecer las relaciones exactas entre los términos *Ci2m* y *Ci2c*.

Las dataciones objetivas, como siempre, son imprescindibles.

a) *Capas inferiores con orbitolinas (Cio) dentro del complejo margoso (Ci2m)*

Al SE de Fontanet (FN), en los 100 m estratigráfica y topográficamente más bajos de la sucesión margocalcárea (Ci2m) visible (por encima de la cota 558), se intercalan dos bancos lenticulares de calizas con una potencia de 40-50 cm, seguidos de un tercero, menos conspicuo, de 20-30 cm.

En el primer y tercer banco se encuentran orbitolinas, aunque muy escasas (una sección de orbitolina por cada lámina delgada en el mejor de los casos).

La naturaleza de estas capas calizas es la siguiente:

- Primer banco: intramicrita con restos de algas, algún microforaminífero y muy raramente orbitolínidos.
- Segundo banco: intramicrita ferruginosa con bioclastos y muy escasos microforaminíferos.
- Tercer banco: intramicrita con algún bioclasto, espículas de esponja, eventualmente algún microforaminífero y raras veces orbitolínidos.

De estas calizas, una vez seleccionados los cortes en que se veía alguna orbitolina, se han hecho un total de 35 láminas delgadas para conseguir una sola sección perfectamente orientada mostrando el embrión. Con ello se ha constatado, felizmente, de modo inequívoco, la presencia de *Mesorbitolina parva* del Aptiense superior.

Podemos decir, por tanto, que al SE de Fontanet (FN) no hay el Beduliense (cf. “margas de Cabó”) como algunos sostienen.

b) *Nivel con ammonites 1*

Se encuentra al S de la cota 654 (dentro del sector de Fontanet, FN). Los ammonites aparecen en unas margocalizas sin ninguna característica especial. De los cuatro puntos señalados en el mapa (ver Lámina) el más oriental tiene por encima, a corta distancia, tres capas decimétricas de calizas con restos de esponjas. El punto que está inmediatamente al W de la cota 654 tiene por debajo un banco calizo lenticular de 70-80 cm de espesor. Los dos puntos más alejados al W están en margocalizas que pasan lateralmente a un pequeño cuerpo calizo limitado al E por una fractura.

Se han recogido cuatro ejemplares más o menos fragmentarios que han sido objeto de análisis⁽²⁾.

Las características de dos de ellos son: talla del orden de 200 a 220 mm; ombligo bastante abierto; sección ovoide con un ligero aplanamiento en el área sifonal; costulacion densa con costillas a menudo bifurcadas ya en la base ya sobre los flancos.

Esta forma es comparable a *Hypacanthoplites shepherdii* Casey, que puede encontrarse en la zona de *H. jacobi* (Clansayense). No obstante, el tipo de costulacion observado existe también en los *Parahoplites* de un Aptiense más bajo: zona de *P. nutfieldiensis* (Gargasiense superior). Fig. 2.

Del mismo horizonte 1, aparte de un Ammonitina indeterminable, se ha examinando un fragmento de un gran ammonites que a juzgar por la curvatura de la espira corresponde a un individuo con un diámetro del orden de 400 a 450 mm atribuible, también, al género *Hypacanthoplites*.



Fig. 2. Ammonites de 220 mm de diámetro mostrando una costulación que tanto puede verse en los *Parahoplites* como en los *Hypacanthoplites* (Gargasiense superior - Clansayesiense). Ejemplar procedente del yacimiento 1, por encima de la capa inferior con *Mesorbitolina parva* y por debajo de las capas con *M. texana*. SE de Fontanet (FN).

Fig. 2. Ammonites of 220 mm in diameter with a costation observable in both the *Parahoplites* and the *Hypacanthoplites* (Upper Gargasian - Clansayesian). Specimen proceeding from outcrop number 1, over the lower bed with *Mesorbitolina parva* and below of the beds with *M. texana* SE of Fontanet (FN).



Fig. 3. Gran ejemplar de *Hypacanthoplites*, de 350 mm de diámetro, del límite Clansayesiense - Leymeriellense. Procede del yacimiento 3 al N de la Collada de la Creu de Ferri (CF).

Fig. 3. Large specimen from *Hypacanthoplites*, of 350 mm in diameter (Clansayesian - Leymeriellian boundary). Proceeding from outcrop number 3 at the N of the Collada de la Creu de Ferri (CF).

c) *Margas y margocalizas (Ci2m) claramente subyacentes a las calizas (Ci2c)*

Al SSE de Fontanet (FN) partiendo de la cota 723 hacia el S de abajo arriba tenemos:

- Margocalizas con espículas de esponja y *Mesorbitolina texana*.
- Banco calizo: biomicrita con *M. texana* y esponjas centimétricas, globulares, silicificadas.
- Margas arcillosas amarillentas o grises con un amasijo de *M. texana*.
- Techo: calizas coralinas (Ci2c).

Al W de Fontanet (FN) bajo la cota 754 de abajo arriba tenemos:

- Margocalizas con espículas de esponja y *M. texana* muy abundantes.
- Margas azuladas.
- Margocalizas con “slumpings”; contienen macrofauna diversa. La base del techo es una biomicrita con *M. texana*.
- Techo: calizas coralinas (Ci2c).

Las dos sucesiones descritas deben ser interpretadas como una representación de los materiales margosos (Ci2m) inmediatamente subyacentes a las capas más altas del término calizo (Ci2c); por tanto, como una cuña lutífica que se adentra en las calizas (Lámina: corte II, *Mt*).

d) *Tránsito de las calizas (Ci2c) al complejo margocalcáreo superior (Ci2m)*

Al S del Barranc de la Muntanya (BM), a las calizas arrecifales (Ci2c) del Aptiense superior se le superpone una hilada de margas cuajadas de *M. texana* ⁽³⁾. Le sigue un banco de calizas con *Polyconites verneuli* y *Pseudotoucasia catalaunica*,^{(4),(5)} rudistas del Gargasiense no basal - Clansayesiense - Albiense basal (Lámina: mapa, yacimiento 2, corte III).

En el flanco S del anticlinal de la Muntanya de Nargó, justo encima del término calizo (Ci2c) se encuentran margas con un amasijo de *M. texana* (Lámina: cortes I y II, *Mt*).

2. Sector de Montanissell - Bóixols

Entre la casa del Barranc de Culles (CC) y el Coll de la Font (FO) el anticlinal se presenta volcado con el flanco S comprimido y cabalgante (Lámina: corte IV). Las capas con *Orbitolinopsis simplex*, (*Os*), las vemos aflorar de modo discontinuo hasta poco más de un kilómetro al W del meridiano del Coll de la Font (FO), (W de la cota 1389). Las calizas (Ci2c) pierden potencia. El complejo margocalcáreo (Ci2m), aparentemente sin fauna, muestra, sin embargo, en sus capas más bajas, una delgada y discontinua lumaquela de *Exogyra aquila* más o menos glauconífera visible hasta el S de L'Apallador (LA). Las margas gris oscuro algo azuladas (Ci3m) aparecen en Montanissell como un término litológico bien diferenciable; su atribución al Aptiense terminal - Albiense inferior se ha hecho sobre la base de argumentos paleontológicos obtenidos más al W (Lámina: yacimientos de ammonites 3 y 4).

Entre el Coll de la Font (FO) y Setcomelles (SC) el flanco meridional del pliegue desaparece o queda reducido a lo sumo a una delgada lámina invertida de Triásico

superior - Liásico inferior (L1), (Lámina: corte V); sólo al N de Sallent se conserva algo del término Ci2m en contacto con el Cretácico superior (Cs1) y una minúscula escama de calizas con orbitolinas del Aptiense superior (Ci2c) cuya atribución al flanco inverso es dudosa. En el flanco normal, por encima del Jurásico (J), aún vemos aflorar localmente (W de la cota 1389) las capas con *Orbitolinopsis simplex*, (*Os*); no obstante, las calizas con abundantes *Mesorbitolina* constituyen el grueso del término Ci2c, que al pie de la cota 1389 contienen una capa decimétrica de caliza micrítica gris con *Simplorbitolina aquitanica* (Aptiense superior). A partir de El Casó (EC) al tramo anterior se le superpone un tramo esencialmente coralino. Encima de El Casó (EC) y en Setcomelles (SC) puede verse que el paso del tramo con *Mesorbitolina* al tramo superior coralino se hace por medio de calizas, en algún punto arcillosas; son intrami-critas y bioesparitas con algo de glauconita.

Las calizas arrecifales (Ci2c) del Tossal del Turnó (TT) y de Setcomelles (SC) pasan lateralmente a través de cuñas a una parte del complejo margocalcáreo (Ci2m). Este complejo, generalmente muy escaso en fósiles, por encima de la Collada de la Creu de Ferri (CF) contiene algunos equinoideos y en las proximidades del límite con el término superior (Ci3m) hemos hallado un gran ammonites (Lámina: yacimiento 3) de 350 mm de diámetro (Fig. 3). Se trata de un *Hypacanthoplites* sp. cf. *shepherdi* Casey.

Las margas Ci3m contienen equinoideos en la parte basal y en las capas subyacentes a las calizas del Cenomaniense superior (Cs1).

Al W de Setcomelles (SC), en la cota 1492, el anticlinal de Bóixols cabalga en una extensión de unos 700 m el Cretácico superior meridional (Lámina: corte VII), con laminación casi total del flanco inverso.

A partir de la cota 1405 hacia el W el cabalgamiento se atenúa y la sucesión del flanco S, bien conservada, es susceptible de ser analizada (Lámina: corte VIII).

Veamos lo que se observa en cada uno de los flancos del anticlinal en el meridiano de Bóixols.

a) El flanco N del anticlinal en Bóixols

El núcleo del pliegue objeto de nuestra consideración está al S inmediato de Bóixols (6), (Lámina: corte VIII). Las calizas arrecifales (Ci2c) poco potentes y en posición vertical reposan sobre las dolomías jurásicas (J). Por encima, en contacto sedimentario discordante, viene el complejo margocalcáreo (Ci2m) con gran extensión y enorme potencia; estos materiales se muestran sensiblemente replegados (Lámina: corte VIII).

Las capas altas del término Ci2m contienen equinoideos: los hemos encontrado al S de Bóixols y en los alrededores de Cal Mascarell (CM).

El límite entre las margocalizas Ci2m y las margas Ci3m se ha establecido por correlación de facies del W al E y la atribución del término Ci3m al Albiense se basa en cierto hallazgo paleontológico. En efecto, a 2500 m al W de Cal Mascarell (CM), en La Mata, Peybernès (1976, p. 284, corte VIII, fig. 99, lám. XXVI, fig. 14) dice haber encontrado, un poco por encima de las margocalizas con equinoideos (Ci2m), numerosas improntas de *Leymeriella tardefurcata* lo cual indica la base del Albiense. Nosotros, en el mismo lugar, hemos recogido una impronta en hueco.

En las margas Ci3m, por encima de Cal Mascarell (CM), sólo hemos encontrado algunos equinoideos en la parte superior. Justo debajo de las calizas del Cenomaniense superior (Cs1) hay una margocaliza amarillenta con espículas de esponjas y algunos microforaminíferos.

b) *El flanco S del anticlinal en Bóixols*

Entre la cota 1492 y la cota 1405, por encima de las dolomías jurásicas (J) tenemos biomicritas con *Mesorbitolina*, *Sabaudia minuta* y microforaminíferos diversos, y/o calizas coralinas, (Ci2c).

En la cota 1405 las capas del término Ci2c están verticales; cortándolas de N a S se observa:

- Muro: dolomías jurásicas (J).
- Calizas coralinas.
- Calizas arcillosas con equinoideos (intercalación métrica).
- Intramicritas con bioclastos diversos, fragmentos de algas Florídeas y algo de glauconita (capas decimétricas).
- Calizas masivas formando la cota 1405 propiamente dicha; son bioesparitas con algas Florídeas: *Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum* y *Archaeolithothamnium rude*.
- Superficie de cabalgamiento sobre las margas (Cs2b) del Senoniense.

En el Forat de Bóixols (FB) sobre las calizas (Ci2c), en posición vertical o ligeramente volcadas al S, se encuentra el término Ci3c, (Lámina: corte VIII). En la vertiente oriental del barranco es un complejo margocalcáreo, mientras que en la occidental se enriquece en calizas y en el borde de la carretera de Isona a Bóixols éstas son las que predominan.

Un corte en la orilla izquierda del torrente que cuelea por el Forat de Bóixols (FB) nos muestra:

- Muro: calizas coralinas (Ci2c).
- Contacto mecanizado.
- 30-40 m de margocalizas; las capas intermedias son intramicritas con espículas, algún foraminífero y granos dispersos de glauconita; en las últimas capas se encuentra una biomicrita pasando a bioesparita con algas Florídeas y *Simplorbitolina manasi* transición a *S. conulus*, lo que indica el Albiense inferior-medio.
- 2-3 m de margocalizas con braquiópodos englobando una brecha olistostrómica con elementos de calizas *cf.* Ci2c. Una muestra de la matriz cabe definirla como una intramicrita con calciesferas, fragmentos de *Agardhiellopsis cretacea* y otros organismos.
- 4-5 m de margocalizas: intramicritas con calciesferas, espículas, restos de otros organismos y granos dispersos de glauconita.
- Techo: 1-2 m de calizas con prealveolinas del Cenomaniense superior (Cs1).

En la carretera de Isona a Bóixols las capas Ci3c están invertidas buzando al N; su muro no es visible debido a los derrubios; el techo son las calizas del Cenomaniense superior (Cs1). El afloramiento, de algunas decenas de metros, consiste básicamente en calizas: bioesparitas con Florídeas, *Simplorbitolina manasi-conulus*, *Pseudonummuloculina aurigerica* (8) entre otros organismos. Por su edad (Albiense

inferior-medio) y por su facies es un término comparable a las “calizas del Coll d’Abella” de Peybernès & Souquet (1973) y Peybernès (1976), conocidas hasta ahora sólo al W de Bóixols, en la comba periclinal, por encima de las margas Ci3m y teniendo por techo el Cenomaniense superior (Cs1). ⁽⁹⁾

LA TECTÓNICA ANTEALBIENSE

El análisis estratigráfico demuestra que el ciclo sedimentario del Cretácico inferior, en su conjunto, es retrogradante hacia el S o SE. En efecto, en la Roca de Narieda, en donde las condiciones de observación lo permiten (Ullastre *et al.*, 2002), vemos que el Neocomiense transgrede sobre las dolomías jurásicas; luego lo hace el Barremiense - Aptiense inferior; y finalmente el Aptiense superior, produciéndose un solapamiento expansivo de los diferentes terrenos.

En el anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó, dado que en ningún sitio la erosión ha cortado meridianamente los terrenos cretácicos en una longitud suficiente, no podemos ver la totalidad del fenómeno. Si, en cambio, hay puntos de observación suficientes para analizar la evolución sedimentaria a partir del límite Beduliense-Gargasiense. Se ve que a la transgresión sobre el Jurásico de las capas con *Orbitolinopsis simplex* le sigue el Gargasiense - Clansayesiense en facies carbonáticas de plataforma en las áreas más meridionales, para acabar con un recubrimiento de sedimentos terrígenos sin mayores complicaciones al E del meridiano de Montanissell.

Entre el Coll de la Font (FO) y Setcomelles (SC), no obstante, se presenta un problema: la desaparición del flanco S del anticlinal. Ante ello cabe preguntarse ¿hay Cretácico inferior bajo el cabalgamiento en los cortes V, VI y VII, tal como lo hemos interpretado en nuestra Lámina?

Por otra parte, hemos demostrado que al S de Bóixols el Albiense inferior-medio (Ci3c) (*cf.* “calizas del Coll d’Abella”) yace sobre las calizas aptienses (Ci2c) con ausencia de las margas Ci3m y del complejo margocalcáreo Ci2m, lo que pone de manifiesto la existencia de una *fase tectónica antealbiense*.

Tomando en consideración este hecho, la pregunta antes formulada puede responderse en el marco de diferentes hipótesis:

1ª, es posible suponer que no hubo sedimentación de Cretácico inferior al S de la línea actual de cabalgamiento. A ello se opone, razonablemente, la realidad que vemos en los cortes I, II, III y IV de nuestra Lámina.

2ª, si, al contrario, creemos que hubo sedimentación de Cretácico inferior más al S, la desaparición del flanco meridional del anticlinal en el sector en cuestión puede explicarse a la luz de la fase tectónica antealbiense cuyos efectos se han constatado al W (Bóixols).

En efecto, hacia el final del Clansayesiense una fase distensiva producía subsidencia por el N o NW y exundación por el S o SE; como consecuencia, es lícito creer que, en una franja *grosso modo* E-W, se produjera eliminación de los materiales terrígenos (Ci2m) depositados anteriormente y quizás en algunos puntos reducción de espesor del término calizo (Ci2c); con ello se creó una línea de debilidad (aprovechada después por otras fases tectónicas); por último, se depositaron en transgresión sobre el substrato deformado (conservado sólo en el extremo occidental del área estudiada) los materiales del Albiense inferior-medio (Ci3c), los cuales pasan de ser, al E, un complejo mar-

gocalcáreo con una brecha olistostrómica en el Forat de Bóixols (FB) (muestra de inestabilidad tectónica) a calizas de plataforma (bioesparitas) al W inmediato. Éstas son especialmente ferruginosas en el Coll d'Abella (fuera del área cartografiada) como consecuencia, según Peyberñès (1976, p. 315), del “*fer issu des reliefs rajéunis des marges continentales cuirassées*”.

LA TECTÓNICA ANTECENOMANIENSE

Sobre cómo la tectónica antecenomaniense propiamente dicha (fases del Albiense superior) afectó la región que nos ocupa o sus inmediaciones, queda en el terreno de las conjeturas (Ullastre & Masriera, 2001, p. 170, nota 32). Ninguna evidencia, directa o indirecta, nos prueba su incidencia, como no sea la discordancia cartográfica que muestra la base de las calizas con prealveolinas del Cenomaniense superior (Cs1) del sinclinal de Els Prats - Santa Fe (SF).

Por esto no insistiremos sobre este punto. Sin embargo, no dejaremos de recordar que la tectónica antecenomaniense en sentido lato (antealbiense e intralbiense) se manifiesta de manera clarísima en el Montsec (Ullastre, 1998) y que, hace poco, dimos a conocer una prueba indirecta de ella en la unidad del pico de Pedraforca (Ullastre & Masriera, 2004); unidad que, antes de las fases mayores de la tectónica sudpirenaica, constituía el extremo oriental de la de Bóixols - Muntanya de Nargó y su continuación hasta Alinyà.

EL CRETÁCICO SUPERIOR Y EL TRÁNSITO AL PALEOCENO

1. Calizas del Cenomaniense superior al Senoniense inferior

a) Sinclinal de Els Prats - Santa Fe (SF)

El sinclinal colgado de Els Prats - Santa Fe (SF), magnífico ejemplo de inversión de relieve, está rodeado de escarpes de 150 m o más formados por gruesos bancos de calizas, que con gran regularidad corren desde encima mismo de Organyà hasta el W de Bóixols formando las sierras de Sant Joan y de Carreu.

Su estratigrafía, estudiada ya por los primeros geólogos que visitaron la región (ver: Ríos, 1951; Rosell, 1967) quedó bien establecida a partir de los estudios de Souquet (1967, pp. 138-143).

La sucesión de Santa Fe (SF) se considera la típica del Cenomaniense superior - Turoniense - Coniaciense de la región. Al W reposa sobre las “calizas del Coll d'Abella” (Ci3c) y las margas Ci3m, terrenos datados del Albiense inferior-medio; al E sobre terrenos más antiguos: margocalizas (Ci2m) del Aptiense superior alto. Esta disposición significa la existencia de una discordancia cartográfica en la base de la transgresión, que nunca muestra niveles detríticos.

La sucesión, de abajo arriba, comprende:

- Calizas con prealveolinas del Cenomaniense superior (Cs1).
- Calizas micríticas con “fissurinas” (*Stomiosphaera*, *Calcisphaerula* y *Pithonella*)

- y foraminíferos planctónicos (globotruncánidos) del Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1).
- Margocalizas con “fissurinas” todavía (tramo decamétrico), (Cs2a).
 - Calizas detríticas en grandes bancos con microforaminíferos (*Vidalina* entre otros) y rudistas, del Turoniense - Coniaciense (Cs2a).

b) Borde S del anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó

Al W del Forat de Bóixols (FB) las calizas del Cenomaniense superior al Senoniense inferior (términos Cs1 y Cs2a) constituyen claramente el flanco S ligeramente invertido del anticlinal de Bóixols en sentido amplio (ver: nota 6). Sus términos litológicos son análogos a los de la sierra de Carreu (cota 1746 de nuestra cartografía) o sea el flanco N, que no son otra cosa que la prolongación occidental de la sucesión de Santa Fe (SF) antes descrita.

Sin embargo, hacia el E, entre los meridianos de Bóixols y Sallent, estas calizas aparecen formando una estrecha banda discontinua, incompleta y dislocada.

La vemos al S de Setcomelles (SC) cabalgada por las calizas aptienses (Ci2c). Allí, muchas veces la recristalización dificulta obtener criterios de datación; no obstante algunas láminas delgadas nos han permitido datar, mostrando que las capas están invertidas: arriba tenemos intramicritas con algunas calciesferas y escasos pequeños rotálidos (?Turoniense - Coniaciense) y abajo biomicritas con *Idalina antiqua* del Senoniense inferior.

Yendo hacia el E, la banda de calizas, casi verticales, reaparece en la cota 1332 en donde se observa de N a S la sucesión siguiente:

- Muro: dolomías jurásicas (J).
- Falla.
- Calizas masivas: intramicritas con “fissurinas” y algunos globotruncánidos, (Turoniense); (=parte superior del término Cs1, no diferenciado en este punto sobre la cartografía).
- Calizas arcillosas: intramicritas con algunas “fissurinas” todavía, (?Turoniense), (Cs2a).
- Calizas en capas métricas; en la cumbre de la cota 1332 son intraesparitas con bioclastos y unos pocos foraminíferos mal conservados o poco característicos. Hacia el WSW se pasa a una bioesparita con pocas *Idalina antiqua*, (Senoniense inferior), (Cs2a).
- Techo: por medio de un contacto mecanizado pasamos al término margoso Cs2b.

Luego, la banda se estrecha progresivamente hasta el S de El Casó (EC), quedando reducida a bloques pinzados bajo el cabalgamiento de los terrenos jurásicos con interposición de una lámina de margas y carniolas triásicas.

Al E de El Casó (EC) un grueso banco de calizas Cs2a, en posición invertida buzando al N, tiene encima unos metros de margocalizas con rinconélicos asimétricos. Los mismos materiales se prolongan hasta el S de Cal Petitó (CP); allí, en contacto con el Triásico superior (K) de la unidad septentrional cabalgante, se ha conservado un lentejón de calizas con prealveolinas del Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1); a continuación, en posición invertida también, se encuentran margocalizas con pequeños equinoideos irregulares (*Hemiaster*) del ?Coniaciense y luego calizas de un

Senoniense inferior más alto, (Cs2a), formando un escarpe por encima de la iglesia de Sant Maximí (SM).

Al N de Sallent se vuelve a encontrar el término Cs1, primero aún discontinuo y después más seguido hasta cerca del Tossal de la Feixa (Culles) (TF). Por encima, estratigráficamente hablando – pues todas las capas están algo volcadas al S (Lámina: corte V)– viene el término Cs2a; en él hemos visto una bioesparita rica en foraminíferos, entre los cuales hay *Dicyclina schlumbergeri*, *Peneroplis*, (?Turonense- Coniaciense). Cerca del contacto con las margocalizas y margas Cs2b hemos recogido rinconélidos asimétricos, *Micraster* y un bello equínido regular (*Phymosoma*), (Santoniense).

Entre el S del Tossal de la Feixa (TF) y el N de Coll de Nargó los afloramientos de Cretácico superior marino quedan reducidos a una lámina de Cenomaniense superior - Turoniense (Cs1), ora vertical ora volcada al S, que tiene adheridas en discordancia las brechas continentales maastrichtiense - paleocenas (Mc-E1-2). El contacto por el N del término Cs1 con los terrenos del Cretácico inferior (Ci2m) es sedimentario; no obstante, al W de El Pui (EP), a trechos, una fractura pone en contacto directo las margocalizas Ci2m con las brechas Mc-E1-2.

2. Depósitos lutíticos anteriores a la discordancia intracampaniense

a) Sinclinal de Santa Fe (SF) al E de El Pitarell (PT)

De las calizas arenosas y ferruginosas (Cs2a) se pasa transicionalmente a las margas y calizas margosas del Senoniense inferior (Cs2b).

Entre ambos términos hay intercalado un horizonte de orden métrico de margocalizas y margas grises algo amarillentas con una notable *concentración de glauconita* (Cs2g), que ha sido indicada en la cartografía. En algunos puntos este horizonte se divide en dos hiladas: una inferior que contornea el contacto entre calizas (Cs2a) y margas (Cs2b) y otro superior que se encaja en las margas con *Micraster* y *Echinocorys*, (Cs2b).

La edad del término Cs2b en Els Prats, al W de El Pitarell (PT), va del final del Coniaciense al comienzo del Campaniense según Gallemí *et al.* (1983). En el sector de Santa Fe (SF) Rosell (1967, p. 85) y Souquet (1967, p. 238) lo consideran del Santoniense.

Sin que pueda minorar en nada estas apreciaciones, añadiremos una observación hecha al NE del vértice Puig d’Espies (ES). Al lado de la pista que va a la ermita de Santa Fe (SF) de abajo arriba se observa:

- Margas y margocalizas con *Micraster*.
- 3-4 m de margocalizas y margas con *Micraster* y una gran *concentración de glauconita*, incluyendo un horizonte centimétrico rojizo.
- Limos grises con *globotruncánidos* (tramo cm a dm).
- Margocalizas y margas con *Micraster* (tramo métrico).
- Limos grises con *globotruncánidos* (tramo cm a dm).
- Contacto enmascarado por los derrubios.
- Conglomerados rojos de Santa Fe (SF), (ver más adelante).

La determinación precisa de los foraminíferos planctónicos quizás podría aportar más precisión a la edad del término Cs2b en este punto.

b) Borde S entre el Forat de Bóixols (FB) y Sallent

El término margoso Cs2b ocupa una larga depresión ENE-WSW limitada al S por la barra caliza Cs3a. Por el N, el contacto con el término precedente (Cs2a) está sistemáticamente mecanizado (a pesar de haberlo considerado en el mapa como una sucesión normal porque virtualmente lo es) como consecuencia del distinto comportamiento frente al empuje de la unidad cabalgante (sector entre Bóixols y el S de Montanissell), (Lámina: cortes IV a VII).

Las capas están invertidas buzando al N primero; se verticalizan progresivamente después; finalmente se ponen verticales o buzando alrededor de 80° al S.

La parte basal de este término está formada por una alternancia de margas gris-azuladas y calizas arcillosas amarillentas en capas centimétricas a decimétricas y ocupa la mitad septentrional; luego viene un tramo central de margas azuladas (especialmente hacia el E) y un tramo superior de margas gris-amarillentas.

En las proximidades del término calizo Cs2a es corriente encontrar equinoideos, braquiópodos y esponjas; al N de Sant Maximí (SM) hay rinconélidos asimétricos y equinoideos poco variados: mayoritariamente *Micraster*; ocasionalmente *Globator ovulum* y otros, (Santoniense).

Las margas centrales sólo contienen microfauna; años atrás (Ullastre *et al.* 1987, p. 8) identificamos *Globotruncana linneiana* y *G. cf. fornicata* (?Santoniense).

Las margas cercanas a la barra Cs3a (al E de Sallent) tienen microforaminíferos abundantes y variados; en ellas identificamos (*ibidem*) entre las globotruncanas, además de las mencionadas, la *G. cf. patelliformis* y la *G. stuartiformis* (Senoniense superior).

En la parte superior del término en cuestión (Cs2b) se hallan los yacimientos 5 (Lámina: mapa) con una interesante macrofauna. En los dos puntos más occidentales hemos recogido *Conulus haugi* Lambert, 1927, ⁽¹⁰⁾ junto al equinoideo que Lambert (1910) describió como "*Isomicraster dallonii*" ⁽¹¹⁾; y también fragmentos de ammonites indeterminados.

Al N del Tossal de Sant Salvador (TS) - E de Sallent, las capas del yacimiento 5 son ricas en inocerámidos del Senoniense superior (*cf.* Sornay & Bilotte, 1978).

Esta fauna indica que estamos en la continuación oriental de la franja de Montequiu, al S del anticlinal de Sant Corneli (E de Tresp), que ya Dalloni (1930, p. 202) consideró del Campaniense (zona de *Bostrychoceras polyplacum*), ⁽¹²⁾.

3. La discordancia intracampaniense

La barra caliza con orbitoides (Cs3a), entre el S del Forat de Bóixols (FB) y las proximidades del Tossal de Sant Salvador (TS) está vertical y en supuesta paraconformidad en relación al substrato margoso (Cs2b).

Al S de la cota 1492, los horizontes más bajos de la barra contienen *Orbitoides tissoti* (formas evolucionadas), *Lepidorbitoides* sp. cf. *campaniensis* y *Praesiderolites douvillei*; esta asociación indica un Campaniense medio.

A poco más de un kilómetro al W del límite de nuestra cartografía, en el Coll de Faidella, Willems (1985, p. 19) encontró el *O. tissoti* junto con *O. media* y *L. bisambergensis*, lo que significa una edad Campaniense terminal - Maastrichtiense.

En el lugar considerado por nosotros (S de la cota 1492) la edad de la parte baja de la barra (Cs3a) y la del substrato (capas finales del término Cs2b) es prácticamente la misma a juzgar por los dichos foraminíferos bentónicos de un lado y la fauna del yacimiento 5, ya señalada, del otro. De ello resulta que, estando además los dos términos Cs2b y Cs3a en aparente concordancia, no podemos evaluar el presunto hiatus. Sin embargo, las margas arenosas Cs3b y las areniscas Cs3c (grupo de Areny), que vienen por encima de la barra en cuestión (Cs3a), pasan en poco trecho de la vertical a un buzamiento S denotando una rápida discordancia progresiva o sintectónica.

Entre el Tossal de Sant Salvador (TS) y el N de Cal Betran (BE) la barra caliza Cs3a contiene orbitoides (*Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp. cf. *bisambergensis*) y/o *Hippurites radiosus* del Campaniense superior alto - Maastrichtiense inferior; pero la presencia de *Fascispira colomi* y especialmente de *Siderolites calcitrapoides*, especies vistas también por Willems (1985) quien señaló además haber encontrado *Omphalocyclus macroporus*, obliga a limitar la edad del término Cs3a en este punto al Maastrichtiense. El substrato margoso Cs2b tiene inocerámidos y foraminíferos planctónicos del Senoniense superior como ya hemos dicho y las calizas Cs3a reposan sobre él en discordancia formando un ángulo de 10-15°.

Al N de Cal Betran (BE) las calizas organógenas Cs3a llegan a yacer sobre el substrato margoso de edad ? Santoniense formando un ángulo de 90°; lo mismo sucede al NNW de Sallent, en la pequeña terminación perisinclinal que allí vemos (Ullastre *et al.*, 1987, p. 9, fig. 4).

Esta discordancia D1 (Fig. 4) corresponde a la intracampaniense de Garrido-Megías & Ríos (1972, p. 27), que también se ve al W en Montesquiú, aunque la edad exacta es difícil precisarla.

La brusca flexión que se observa entre la barra Cs3a en Sallent y los retazos discordantes de la misma caliza (Cs3a) que están al N a corta distancia, debe atribuirse a los empujes cabalgantes tardíos del anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó.

4. La discordancia del Maastrichtiense - Paleoceno continentales

a) En Sallent

Hacia el SE y E del pueblo, por encima de la barra caliza Cs3a hay areniscas con episodios de conglomerados Cs3c (cf. "arenisca de Areny"). Un biohermes de *Hippurites radiosus* se intercala en este término de materiales terrígenos silicio-calcáreos.

Unos pocos metros de margas grises, con hiladas de lignitos, pequeños gasterópodos, ostrácodos lisos y carófitas (*Peckichara* sp. cf. *pectinata* y *Microchara punctata*⁽¹³⁾ del Maastrichtiense), depositadas en un medio parálico, dan paso a una potente sucesión de margas y limolitas arenosas rojizas (Mca) cuya edad cretácica está probada por la presencia de huevos de dinosaurio en nido (Ullastre *et al.*, 1987, p. 6, fig. 2).

Al NNW de Sallent, en la pequeña terminación perisinclinal de la franja de materiales Mcb vemos, buzando al N, la sucesión siguiente:

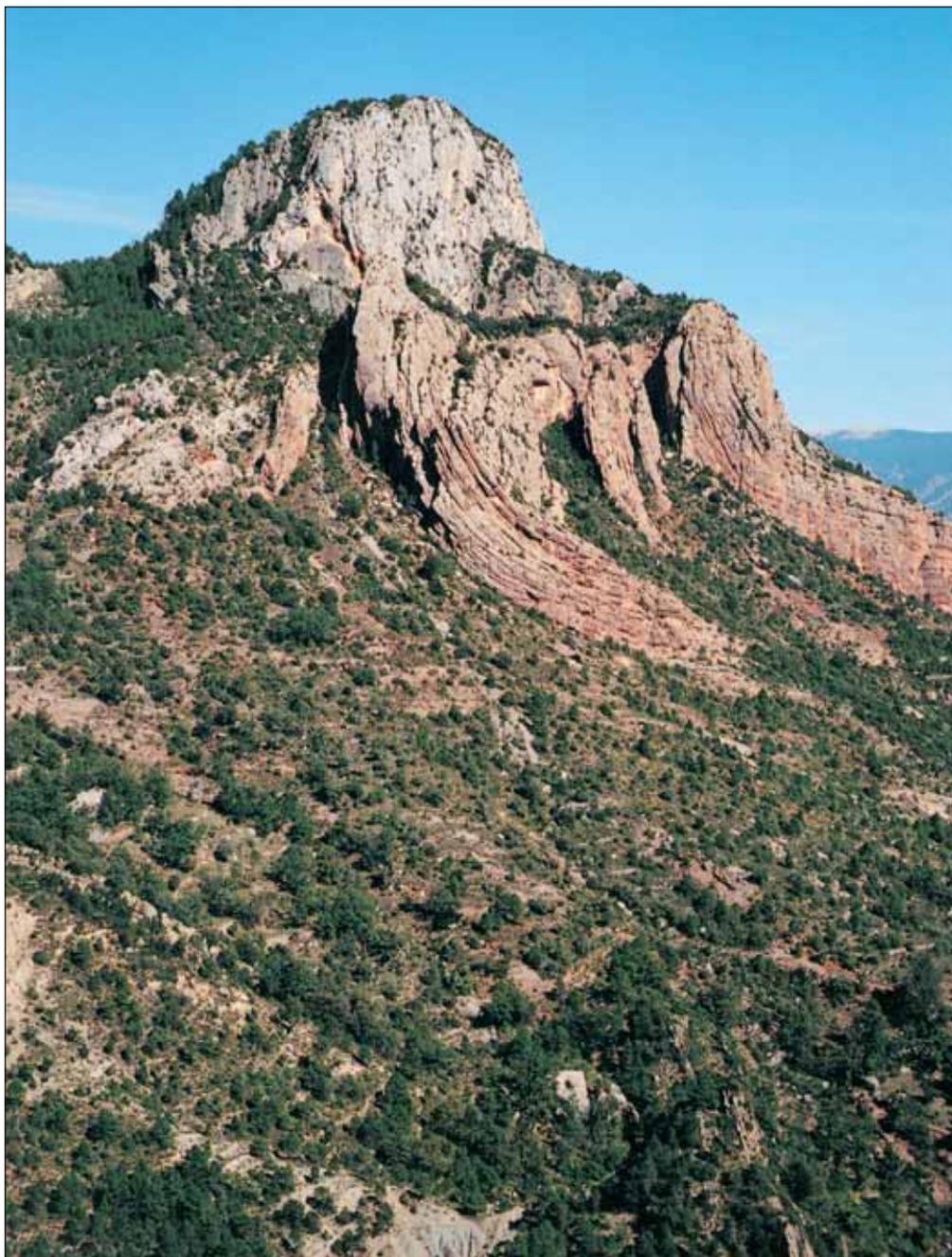


Fig. 4. A, vista del lado occidental del Tossal de la Feixa (TF) (Culles); paraje de un particular interés geológico.

Fig. 4. A, view of the western side of Tossal de la Feixa (TF) (Culles); site of special geological interest.

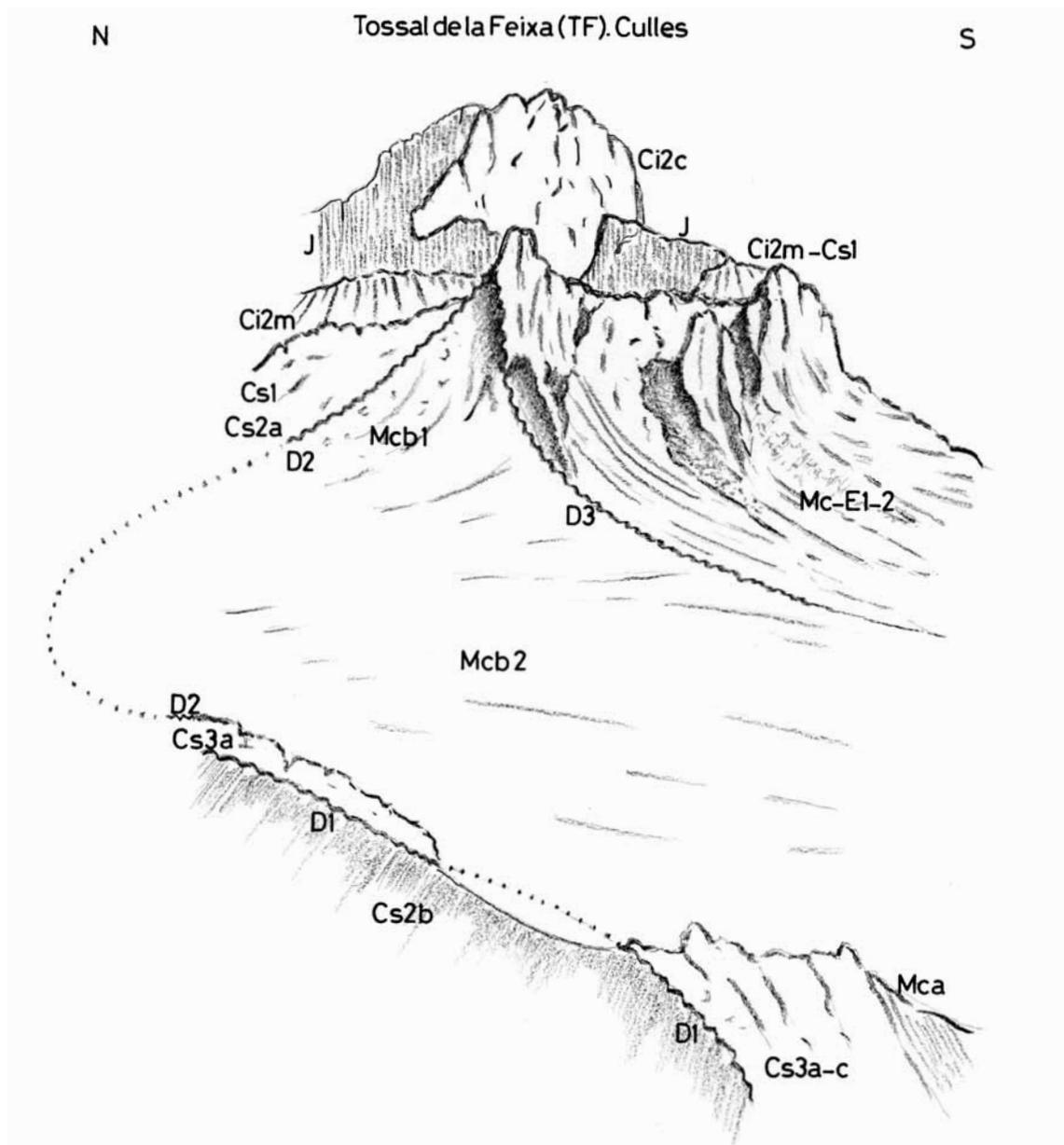


Fig. 4. B, croquis de la vista anterior en el que ponen de manifeste las discordancias sintectónicas (D1 - D2 - D3) acaecidas durante el Senoniense superior - Paleoceno en la vertiente meridional del anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó. Para la interpretación de los terrenos ver la leyenda de la cartografía geológica y el texto.

Fig. 4. B, sketch of the precedent view showing the syntectonic unconformities (D1 - D2 - D3) appearing during the Upper Senonian-Paleocene on the southern side of the Bóixols-Muntanya de Nargó anticline. See the legend of the geological cartography and the text for explanation of the stratigraphic units.

- Muro: 3-4 m de calizas arenosas marinas; tiene intercaladas numerosas costras ferruginosas y pequeños canales de cantos centimétricos, muy bien rodados, de cuarcitas oscuras que hasta ahora hemos supuesto que eran paleozoicas y cantos de 2 o 3 cm de un cuarzo con oquedades.
- 3 m de limolitas rojo-anaranjadas englobando una brecha caliza.
- Banco calcáreo gris, brechoide, con fragmentos de huevos de dinosaurio y *Microcodium* (1-2 m).
- 2 m de limolitas rojo-anaranjadas englobando una brecha caliza y huevos de dinosaurio enteros en nido.
- 1 m de conglomerado de calizas.
- Alternancia de limolitas rojizas y capas de brechas de calizas del Cretácico superior, aún con fragmentos de huevos de dinosaurio. Estos materiales ocupan el núcleo del sinclinal, parcialmente vaciado, y constituyen su flanco N invertido; los denominamos *brechas inferiores* del término Mcb.

Los materiales descritos (Lámina: corte V), por el S, tienen su muro reposando en discordancia D1 (antes descrita) sobre las margas Cs2b, mientras que por el N las llamadas brechas inferiores se aplican en discordancia D2 sobre las calizas senonienses Cs2a.

A unos 500 m al N de Sallent, se observa también la presencia del banco calcáreo gris brechoide con *Microcodium* y fragmentos de huevos de dinosaurio, seguido de las mismas limolitas. El núcleo del sinclinal está ocupado por limolitas rojo-vinosas y capas de conglomerados formados por cantos de calizas poco rodados del Cretácico superior y cuarcitas presuntamente paleozoicas muy bien rodadas, análogas a las englobadas en las calizas marinas Cs3a. Más arriba, en el flanco inverso volcado al S, vemos las brechas inferiores adosadas al término Cs2a mediante una superficie de discordancia de “ravinement” (D2).

Al N de Cal Betran (BE), la barra Cs3a que está casi vertical se pone buzando unos 25° al S y luego pasa de estar subhorizontal a buzarse ligeramente al N. Por encima se ven 15 cm de calizas con ostreas; a continuación margocalizas grises, areniscas y margas amarillentas pasando a los materiales rojos con restos de dinosaurios y a los conglomerados con las cuarcitas atribuidas al Paleozoico (Mcb).

Al W del Tossal de la Feixa (TF) (Culles), (Fig. 4), las *brechas inferiores* (Mcb1) de elementos calizos arrancados del Cretácico superior cercano (Cs2a y Cs1) vienen a constituir un paleotalud que fosiliza (D2) la base de una ladera activa encarada al S (Lámina: corte IV). Por encima hay los conglomerados poligénicos con elementos que se han supuesto paleozoicos (Mcb2).

Una discordancia intraformacional (D3) separa el término Mcb del enorme paquete de *brechas superiores* calizas (Mc-E1-2). Estas brechas maastrichtiense-paleocenas, que por el N llegan a ponerse en contacto sedimentario sobre la barra cenomano-turonense (Cs1) (Lámina: cortes I y II), se componen de calizas senonienses y del Aptiense superior; es decir, de los materiales de la misma Muntanya de Nargó. En el célebre corte del pueblo de Coll de Nargó, en los limos rojos de la matriz se encuentra *Microcodium* disperso y orbitolinas resedimentadas en perfecto estado de conservación; son *Mesorbitolina texana*, procedentes sin duda de las concentraciones que se observan en el paso de las calizas Ci2c a las margas Ci2m de la Muntanya de Nargó (Lámina; cortes I y II, Mt).

b) *Los conglomerados rojos del sinclinal de Santa Fe (SF)*

1. *Opiniones anteriores.* Dalloni (1930, p.346) dice que en el sinclinal de Santa Fe “*les marnes maestrichtiennes embrassent même une traînée de couches rouges garumniennes sous la chapelle*”.

Ríos (1951, p. 628) dice “desde lo alto de las sierras de Turp y Aubens, vimos en repetidas ocasiones que, en la parte oriental de la sierra de San Juan, hacia los vértices de Espías y Peña Roja, había unas formaciones rojas cuyo aspecto y posición parecían corresponder al garumnense y, como tal, lo señalamos en el mapa”. Se comprende claramente que el autor no estuvo nunca dentro del sinclinal de Santa Fe para estudiar estos depósitos.

Rosell (1967, p. 85) niega que sean garumnienses y dice simplemente que son del Terciario.

Souquet (1967, p. 397) dice: “*Des bancs conglomeratiques polychromes, de 3 a 5 m d'épaisseur, y alternent avec des couches argileuses rouges, en une série qui s'apparente aux formations de faciès garumnien. Mais des lambeaux de conglomerats de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène discordants étant également connus dans la même position, plus a l'Ouest, au-dessus des marnes santoniennes d'Els Prats, l'attribution au Garumnien qui n'avait jamais été discutée demandait à être vérifiée. Elle m'a paru confirmée par les différences qui existent dans la teinte et l'aspect général de ces deux types de dépôts, par l'absence dans le complexe du Santa Fe d'éléments remaniés plus récents que les grès maestrichtiens et, plus encore, par les analogies de composition existant entre ce complexe et les conglomerats de Coll de Nargó*”. Luego veremos que la analogía de composición no es tanta como el autor piensa.

Willems (1985, p. 22) dice: “*the Conglomerates of Santa Fe are more comparable to the Late Maestrichtian Conglomerates of Sallent. There are remarkable analogies in the lithology (e.g. spectrum of pebbles) as well as in the folding style of these two conglomeratic 'Garumnian' deposits*”. Otra vez surge el problema de la analogía de los cantos, tema que debe ser tratado con mayor precisión.

2. *Consideración general y nuevas observaciones.* El trazado de la cartografía y observaciones de detalle revelan que los conglomerados rojos continentales de Santa Fe (SF) y su substrato del Senoniense marino (Cs2b) estaban en paraconformidad.

Por ello, ambos terrenos fueron plegados conjuntamente en sinclinal. De lo cual se sigue que su deposición es anterior al plegamiento.

La edad del plegamiento se deduce a través de los depósitos conglomeráticos discordantes de la Pobra de Segur situados al W. En efecto, al W de Els Prats, en la cabecera del Riu de Carreu, tenemos conglomerados discordantes, sensiblemente horizontales, fosilizando el sinclinal; son la continuación oriental de los de Personada datados del Eoceno superior (Ludiense) gracias a la fauna de mamíferos de la intercalación lacustre de Sossís (Mapa Geol. España 1: 50.000, hoja 252, Tremp).

Así pues, siendo evidente que los conglomerados de Santa Fe (SF) son anteriores al plegamiento y que éste es anterior al Ludiense, podemos asegurar que éstos son anteriores a las fases mayores de la tectónica sudpirenaica del Eoceno medio-superior, y que nada tienen que ver con los conglomerados de la Pobra de Segur.

Después de este sencillo razonamiento veamos cómo se presenta el contacto de base y cuál es la composición de los conglomerados para después establecer analogías y diferencias con los parecidos de Sallent.

El *contacto* entre las margas senonienses con *Micraster* (Cs2b-Cs2g) y la formación conglomerática (Mcb) de Santa Fe (SF) no siempre es visible con precisión. Es frecuente que esté enmascarado por los derrubios. También es de notar que el afloramiento occidental (al NE del vértice Espies, ES), si bien está plegado en sinclinal como el substrato, varias fracturas NW-SE han favorecido un deslizamiento gravitacional de la masa hacia el E, provocando una mecanización del contacto. La diferente plasticidad de las margas Cs2b y la formación conglomerática Mcb y su distinto comportamiento frente a los esfuerzos tectónicos, también son causa de disarmonía en el contacto; fenómeno muy patente en el borde SW del afloramiento oriental del Mont-roi (MR).

A pesar de estas dificultades, hay tres puntos, por lo menos, en los que puede hacerse una observación nueva e importante. El más conspicuo está en el borde S del afloramiento occidental, junto al camino de El Pitarell (PT) a la ermita de Santa Fe (SF). Sus coordenadas son: longitud 1° 16' 17", latitud 42° 12' 36". En este punto podemos ver:

- Muro: margas con *Micraster* y *Echinocorys* (Cs2b).
- 30-40 cm de *Microcodium* en colonias laminares (Fig. 5) (cf. Freytet & Plaziat, 1982) formando una costra que se sigue a lo largo de varios metros. Las colonias penetran las fisuras del substrato margoso.
- Techo: limos rojo-vinosos y conglomerados poligénicos (Mcb).

Los otros dos puntos en donde hemos visto colonias de *Microcodium* en la superficie de contacto son: uno al W del precedente (coordenadas: longitud 1° 16' 10", latitud 42° 12' 37"); el otro, en el borde W del afloramiento del Mont-roi (MR) (coordenadas: longitud 1° 16' 55", latitud 42° 12' 40").

La *composición* de los bancos de conglomerado, que alternan con tramos métricos de limos arenosos rojos, es esencialmente silicocalcárea.

La mayoría de los cantos, cm a dm, son areniscas con laminación plana, convoluta o cruzada, hábito aplanado herencia de la estratificación original, poco rodadas, de color amarillento y/o rojizo. Algunos cantos de arenisca gruesa contienen orbitolinas y prealveolinas del Cenomaniense inferior.

Hay bloques, poco rodados, de medio metro o más; algunos de arenitas cuarcíferas (ortocuarцитas) con laminación parecida a la de las areniscas. Estas mismas arenitas, en cantos de tamaño cm a dm, poco o medianamente rodadas, son bastante frecuentes.

Ciertas cuarcitas oscuras, en cantos centimétricos, muy bien rodadas, se asemejan a las que vemos englobadas en los términos Cs3a - Cs3c y Mcb de Sallent. Hasta ahora se han venido considerando paleozoicas; mas, en estos momentos, nos envuelve la duda ante la existencia de las referidas ortocuarцитas. A ello hay que añadir un hecho chocante: la presencia de cantos de cuarzo es rara en extremo.

Las calizas, poco rodadas, en cantos cm a dm, escasean. Algunas son calizas arenosas con fauna marina. Entre ellas hemos reconocido las siguientes biofacies:

- Calizas, a veces ferruginosas, con *Mesorbitolina* gr. *subconca* del Albiense inferior-medio.
- Calizas arenosas con *Simplalveolina simplex* ⁽¹⁴⁾ y *Conicorbitolina conica* del Cenomaniense inferior.

Excepcionalmente, hemos encontrado una arenisca calcárea gruesa con orbitolínidos resedimentados, *Conicorbitolina conica*, *Simplalveolina simplex* y *Praealveolina* gr. *cretacea* que podría ser del Cenomaniense medio.

- Calizas micríticas con *Praealveolina* gr. *cretacea* y *Ovalveolina ovum* del Cenomaniense superior.

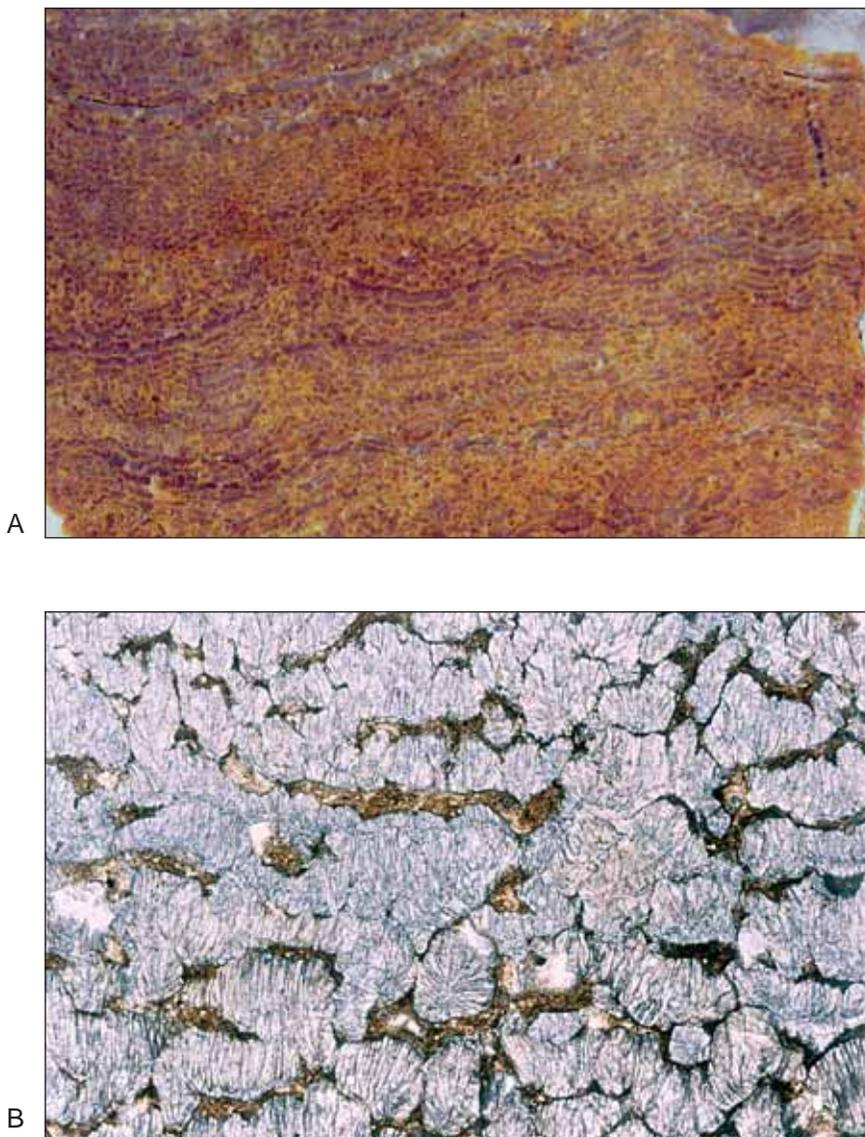


Fig. 5. Aspectos de la costra decimétrica de *Microcodium* que se observa en la base del término conglomerático Mcb del sinclinal de Santa Fe (SF). A, vista macroscópica de un fragmento de las colonias laminares de *Microcodium* (x2,4) que constituyen la costra. B, detalle microscópico de las mismas colonias (x18,3).

Fig. 5. Aspects of the decimetric crust of *Microcodium* observable in the lower part of the conglomerates (Mcb) of the Santa Fe (SF) syncline. A, macroscopic view of a fragment of the laminar colonies of *Microcodium* which constituted the crust (polished surface x2,4). B, microscopic detail of the same colonies (thin-section x18,3).

En conclusión, *la mayor parte de los elementos parecen proceder de una misma formación siliciclástica del Cenomaniense inferior - ?medio*, cuyo equivalente, visible en algún afloramiento actual, ignoramos. Otros pocos elementos son del Albiense y del Cenomaniense superior.

En cuanto a las cuarcitas clásicamente atribuidas al Paleozoico (Souquet, 1967, p. 398; Ullastre *et al.*, 1987; Ullastre & Masrera, 2004, p. 36), (hoy con reserva), en algunos casos por lo menos (Sallent) no hay duda de que han pasado por varios ciclos sedimentarios (ver: Ullastre & Masrera, 2004, p. 38).

Las *analogías* entre la formación Mcb de Santa Fe (SF) y la de Sallent son las siguientes: 1ª, presencia, en la base de los terrenos Mcb de Sallent, de *Microcodium* resedimentado (Fig. 6), (capa calcárea gris, brechoide, con fragmentos de huevos de dinosaurio), que podría proceder de las colonias *in situ* de Santa Fe (SF). 2ª, en la composición del conglomerado de ambos afloramientos se constata la presencia de las renombradas cuarcitas oscuras. 3ª, coloración parecida.

La *diferencia* esencial está en la edad de los cantos que se han podido datar con precisión. Así es, mientras en Sallent los cantos datables son mayoría los del Senoniense con algunos del Turoniense - Cenomaniense superior, en Santa Fe (SF) casi todos son del Cenomaniense inferior y más escasos los del Albiense.

La *edad* de los conglomerados rojos de Santa Fe (SF), por lo ya expuesto al principio, sabemos que es anterior al Eoceno medio, pero precisarla quedará en el terreno de las hipótesis mientras no se encuentren argumentos paleontológicos.

No obstante, aun aceptando que los terrenos Mcb *supra* brechas inferiores de Sallent (del Senoniense superior probado) y los de Santa Fe (SF) sean más o menos contemporáneos, hemos de admitir que ciertos componentes denotan una diferencia substancial en cuanto a la edad. Este problema puede admitir dos soluciones: 1ª, cabe suponer que los conglomerados Mcb de Sallent con las famosas cuarcitas y calizas del Senoniense-Cenomaniense superior se depositasen primero, y algo más tarde se produjera el depósito de los conglomerados de Santa Fe (SF), asimismo con cuarcitas pero con predominio de las areniscas y calizas arenosas del Cenomaniense inferior y alguna caliza del Albiense; ésto sería el resultado de la denudación progresiva de una misma área fuente. 2ª, podemos suponer, también, que los depósitos Mcb de Sallent y de Santa Fe (SF) procedan de áreas distributivas distintas. Nosotros, nos decantamos por la primera de estas soluciones.

LA TECTÓNICA FINICRETÁCICA-PALEOCENA

La discordancia intracampaniense es consecuencia de las pulsaciones tectónicas que ocasionaron el desplazamiento del depocentro senoniense hacia el S. La tectónica mastrichtiense-paleocena no es más que la continuación de un proceso de inversión tectónica afectando el compartimento al N de la línea Forat de Bóixols (FB) - Sallent - Coll de Nargó; es decir: el anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó, que como resultado de la tectónica antealbiense constituía una franja de debilidad en la cual el espesor de los terrenos de Cretácico inferior estaba muy reducido.

El fenómeno, a juzgar por la naturaleza de los depósitos sintectónicos y las discordancias antes analizadas, se revela complejo. No obstante, podemos descomponerlo en tres episodios:

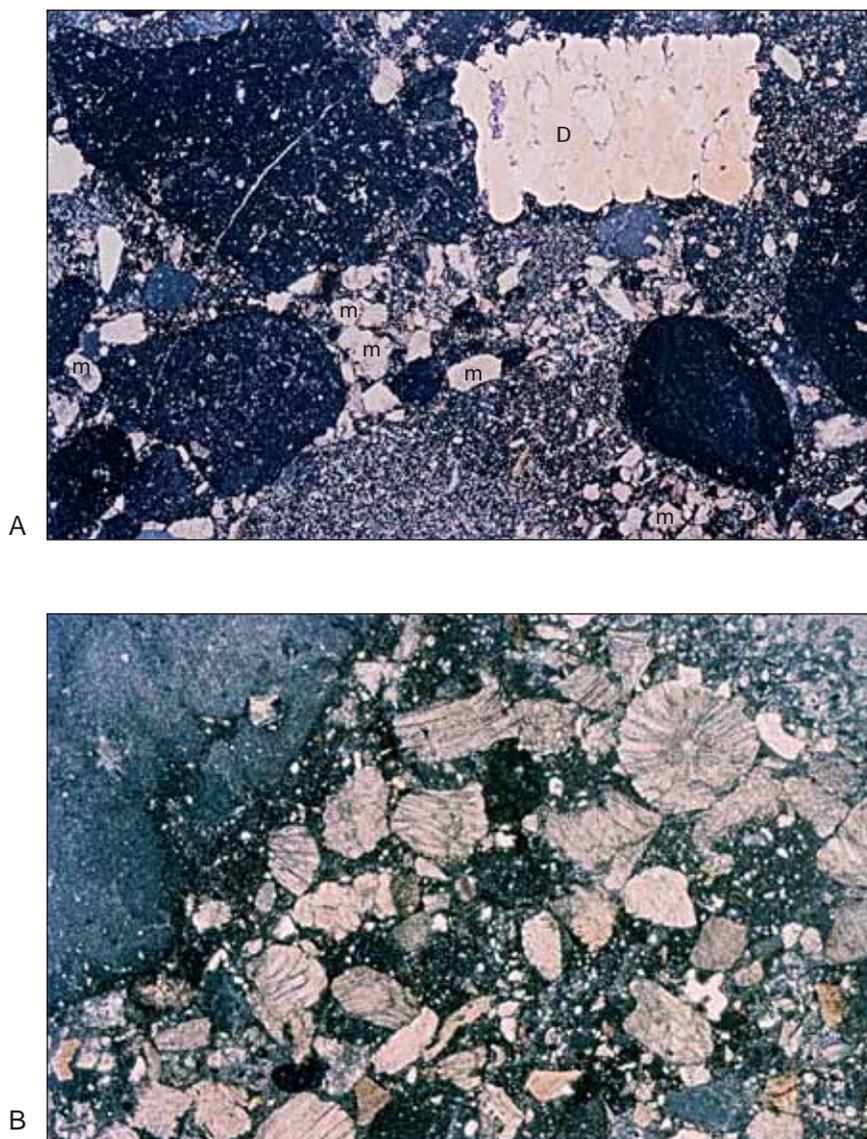


Fig. 6. Detalles de la capa calcárea con *Microcodium* maastrichtiense de la parte inferior del término Mcb en Sallent.

A, fotomicrografía de la brecha calcárea con un fragmento de huevo de dinosaurio (D) y *Microcodium* resedimentado (m) (x6,4). B, detalle del *Microcodium* (x24,6).

Fig. 6. Details of the calcareous bed with maastrichtian *Microcodium* of the lower part of the unit Mcb in Sallent.

A, photomicrography of the calcareous breccia with a fragment of Dinosaurian egg (D) and reworked *Microcodium* (m) (thin-section x6,4). B, *Microcodium* detail (thin-section x24,6).

1º, hacia el final del Maastrichtiense la regresión marina, generalizada en las regiones sudpirenaicas, da paso a una sedimentación salobre primero y luego francamente continental. En el margen activo que era el flanco S del anticlinal de Bóixols-Muntanya de Nargó, se depositaron brechas procedentes de las calizas senonienses más inmediatas, constituyendo un paleotalud discordante hacia el N: son las denominadas *brechas inferiores*, en las que aún se encuentran nidos de huevos de dinosaurio.

Más al N de estos depósitos (sinclinal de Santa Fe, SF), quizás antes o durante este episodio, se formó por debajo de un suelo subaéreo rico en materia orgánica la referida costra de *Microcodium* en colonias laminares. ⁽¹⁵⁾

2ª, una época de estabilidad tectónica relativa favoreció el aluvionamiento con materiales de procedencia más lejana. Se depositaron los *limos rojos y conglomerados poligénicos con las famosas cuarcitas* que se han venido atribuyendo al Paleozoico. Primero en Sallent, con elementos calizos del Senoniense y del Cenomaniense superior. Luego en Santa Fe (SF), con predominio de las areniscas y ortocuarcitas, procedentes de una formación siliciclástica del Cenomaniense inferior.

La provincia distributiva deberíamos imaginarla situada hacia el NW; dirección hacia la cual hay depósitos del Albiense - Cenomaniense - Senoniense (Souquet, 1967; Peybernès, 1976; Ullastre & Masriera, 2005). No obstante, puesto que desconocemos la existencia de afloramientos *in situ* con materiales semejantes a los elementos siliciclásticos de Santa Fe (SF) quizás procedan de otro lugar, lo que supondría tener que modificar la concepción paleogeográfica del Albiense - Cenomaniense que hoy tenemos ⁽¹⁶⁾.

3º, durante un tiempo impreciso, a caballo del Maastrichtiense y del Paleoceno, la erosión actuó con vigor sobre los relieves rejuvenecidos por el último episodio compresivo de la tectónica larámica. Consecutivamente, se depositó la enorme descarga de *brechas superiores* cuyos elementos calizos procedían del entorno septentrional inmediato.

EFFECTOS DE LAS FASES MAYORES DE LA TECTÓNICA TERCIARIA

Las fases pirenaicas del Eoceno medio-superior - Oligoceno no hicieron más que amplificar la estructura esbozada por las fases mesozoicas.

Se originó un pliegue anticlinal de mayor radio sobre el alto estructural mesozoico de Bóixols - Muntanya de Nargó y el correlativo sinclinal de Santa Fe (SF). Fracturas oblicuas facilitaron, en algunos tramos, la inversión del flanco meridional del pliegue en el que, como ya hemos visto, se superponen los efectos de la tectónica paleoalpina. Y, localmente, se producían cabalgamientos de corta flecha.

CONCLUSIÓN

Al E del Segre, en la Roca de Narieda, se ve claramente que el ciclo sedimentario del Cretácico inferior desde el Neocomiense hasta el Aptiense es retrogradante sobre un alto estructural postkimmeridgiense. Sin embargo, las condiciones de observación al W, en la Muntanya de Nargó - Bóixols, no son favorables para ver la totali-

dad del fenómeno. Aquí, al W, sólo podemos ver la última etapa del ciclo: la transgresión de las capas con *Orbitolinopsis simplex* del límite Beduliense - Gargasiense seguida de una sedimentación Gargasiense - Clansayesiense.

Una fase tectónica distensiva antealbiense, cuyos efectos se han constatado en el sector de Bóixols, produjo subsidencia por el NW y una elevación relativa por el SE con probable eliminación de material aptiense. Las calizas con *Simplorbitolina mansi-conulus* (cf. "calizas del Coll d'Abella") del Albiense inferior-medio transgredieron sobre el alto estructural que generó esta fase.

La mar con prealveolinas del Cenomaniense superior uniformizó con sus sedimentos la región.

El Senoniense inferior se depositó indistintamente sobre los compartimentos al N y al S del que había sido límite de la sedimentación del Cretácico inferior.

En el Senoniense superior, una fase tectónica compresiva elevó el compartimento N, estirando y/o fracturando el bisel meridional de la sedimentación del Cretácico inferior; la sedimentación marina se desplazó hacia el S, dejando como testimonio la discordancia intracampaniense.

Las pulsaciones tectónicas del Maastrichtiense - Paleoceno, que hemos podido descomponer en tres episodios, dejaron su signatura en las discordancias progresivas de Sallent, asentadas sobre la franja al S de Bóixols - Muntanya de Nargó, predeterminada por la paleogeografía del Cretácico inferior y la tectónica antealbiense.

Por último, las fases mayores de la tectónica sudpirenaica (Eoceno medio - superior - Oligoceno) plegaron nuevamente los depósitos cretácicos y paleocenos. Por el S fueron verticalizados o tumbados hasta producir pequeños cabalgamientos.

AGRADECIMIENTOS

Al profesor Dr. Rolf Schroeder (Frankfurt) por habernos ayudado a determinar los orbitolínidos con la mayor generosidad.

Al profesor Dr. Robert Busnardo (Lyon) por la cortesía que ha tenido con nosotros dando su opinión acerca de algunos restos de ammonites del Cretácico inferior.

A Jaume Costea Membrado (técnico del Museu de Geologia de Barcelona) quien, sin desaliento, ha hecho cuantas preparaciones microscópicas han sido precisas para aclarar problemas estratigráficos.

A Josep Adolf Samper (Universitat de Barcelona) quien, con su noble desprendimiento, nos ha hecho las fotomicrografías de *Microcodium*.

Al Dr. Sebastià Calzada (Museu Geològic del Seminari de Barcelona) por su amabilidad al proporcionarnos algunas publicaciones socilitadas por nosotros, necesarias para la elaboración de este trabajo.

NOTAS

- (1) Las capas con *Orbitolinopsis simplex*, descubiertas por nosotros en la Roca de Narieda, son bien conocidas en el Montsec (bibliografía in Ullastre *et al.*, 2002) y en el Pedraforca (Peybernès, 1976; Ullastre & Masriera, 2004). Es la primera vez que se dan a conocer en el anticlinal de Bóixols - Muntanya de Nargó.
- (2) Debemos al Dr. Robert Busnardo (Lyon) su intervención en el diagnóstico de los ammonites.
- (3) Al S de Montanissell, en las capas más altas de nuestro término Ci2c, Peybernès & Souquet (1973) y Peybernès (1976, p. 283) dicen haber encontrado algunos ammonites de determinación delicada. Las especies citadas son: *Dufrenoyia* aff. *formosa*? y *Cheloniceras* aff. *kiliani*?
Según Casey (1960-1980) estas especies pertenecen al Aptiense inferior (zona de *bowerbanki* - zona de *deshayesi*).
Como ha quedado demostrado al S de Montanissell sólo hay Aptiense superior. Luego estas determinaciones no son admisibles.
- (4) La atribución de las *Pseudotoucasia* encontradas en el yacimiento 2 a la especie *catalaunica* Astre, 1932, se basa en la forma externa de la valva superior y en la forma y disposición de la lámina miófora que se encuentra en el interior. Nosotros, habiendo seccionado una valva superior, hemos podido comprobar la similitud de nuestros ejemplares con la especie de Astre, que se distingue bien de *Ps. santanderensis*.
- (5) *Ps. catalaunica* Astre, 1932, tiene su localidad tipo al NE de Canelles, dentro de la región de Alinyà cartografiada por Ullastre & Masriera (2001). Por tanto debería haber figurado en el apéndice de la p. 171 del referido trabajo. Sirva esta nota para enmendar el olvido.
- (6) Si, en contra, consideramos el anticlinal de Bóixols como un pliegue de mucho mayor radio, tomando como capas de referencia las calizas cenomanienses (Cs1) de los flancos y cuya magnífica vuelta de su terminación periclinal se ve más al W, en Abella de la Conca, tendremos que el eje del pliegue coincide con el emplazamiento del sondeo Bóixols 1, (7), (Lámina: corte VIII), bastante más al N del eje del pliegue que venimos tratando. Esta aparente contradicción es consecuencia de la superposición de fases tectónicas que intentaremos explicar más adelante.
- (7) El sondeo Bóixols 1 lo hemos situado según las coordenadas que se dan en su primera publicación en *Notas y Com. I.G.M.E.*, nº 67, p. 35-36 (1966). Posteriormente (in I.G.M.E., 1987, *Contrib. expl. petrolífera geol. España*) se han dado unas coordenadas con la latitud diferente y que no coincide con la altitud que se le asigna; altitud que si coincide con el punto que determinan las coordenadas originales.
También son de notar las diferencias que hay (en cuanto a los materiales cortados por el sondeo) entre lo que dice la publicación de 1966 y la de 1987. En efecto, la nota de 1966 dice que cortó "Cretácico inferior: 0-2168 m. Alternancia de calizas margosas y margas predominando las calizas hacia el fondo". En cambio, la publicación de 1987 pone: de 0 a 696 m, Albiense, alternancia de margas y calizas margosas; de 696 a 1022, Aptiense - Albiense, caliza; de 1022 a 1090, marga, arcilla y caliza; de 1090 a 2112, Albiense; y de 2112 a 2168 m, Aptiense.
De ello resulta que en vez de predominar las calizas hacia el fondo (como se dice en 1966), predominan (en 1987) hacia la mitad; tampoco se sabe en que se basan las dataciones que llevan a estimar la sucesión duplicada.
- (8) Este miliólido, género y especie nuevos, descrito por Calvez (1988), cuya localidad tipo es la Cluse de Péreille, Pech de Foix (Ariège, Francia) y su nivel tipo la base de la biozona de *Simplorbitolina conulus* (asociación *S. manasi-conulus*: Albiense inferior elevado a medio), no se conocía en la vertiente sudpirenaica.
En el afloramiento de calizas (Ci3c) del S de Bóixols no hemos encontrado *Borelis peybernesi* (De Castro & Peybernès, 1983), que si hemos visto en las "calizas del Coll d'Abella".

- (9) Terminado el análisis estratigráfico del Cretácico inferior haremos notar, por su trascendencia, dos discrepancias entre lo que decimos nosotros y lo que señala el trabajo de Willems (1984, fig. 2). 1ª, la interpretación estratigráfica del flanco S del anticlinal en el meridiano de Bóixols es diferente de la nuestra; 2ª, en la terminación periclinal, que vemos al E de la carretera antes de llegar a Bóixols viniendo del S, el contacto entre calizas urgonienses (Ci2c) y margocalizas superiores (Ci2m) es, a nuestro modo de ver, sedimentario y no una falla.
- También diremos que al S de Montanissell, en la base del término Ci2c (*Os*), Willems señala la presencia de *Palorbitolina lenticularis* que nosotros no hemos sabido encontrar.
- (10) En el sector de Alinyà, al E de la zona que nos ocupa, en el año 2001 dimos a conocer el hallazgo de *Conulus* al NW de Perles (Ullastre & Masriera, 2001, p. 145) atribuyéndole una edad Senoniense inferior, por proceder de unas capas margosas muy próximas a las calizas con *Lacazina* del Santoniense. Exploraciones posteriores nos han permitido constatar que las mismas capas con equinoideos contienen ammonites, entre los cuales *Bostrychoceras polyplacum*, con lo que debemos considerarlas del Campaniense.
- El referido *Conulus*, pues, debe ser el *C. haugi* Lambert, 1927, que Dalloni recogió en lo que llamaba la “banda de Montesquiú” (léase Barranc de la Podega, Pallars Jussà) equivalente occidental del yacimiento de Perles. Entre los otros equinoideos encontrados hemos reconocido el llamado “*Isomicraster dallonii*” Lambert, 1910⁽¹¹⁾.
- (11) *Isomicraster dallonii* Lambert, 1910 (especie creada con el material recogido por Dalloni en Egea, cerca del Turbón, Huesca) es parecido a *Isomicraster stolleyi* Lambert, 1901, de Alemania del norte (= *Micraster stolleyi*), aunque el propio Lambert excluye que sean idénticos (p. 815). En la misma página se comprende que *I. dallonii* es igual al *Micraster* n° 3 de Cotteau, 1889, p. 8, procedente del W del Turbón.
- En relación también con el *I. dallonii*, reencotrado por Dalloni en la “banda de Montesquiú” (= Barranc de la Podega), Lambert mismo en 1927, p. 49, deja bien claro que es distinto del *Micraster gourdoni* Cotteau, 1889, p. 5.
- Por tanto, *I. dallonii* puede que sea considerado sinónimo de *M. stolleyi* pero de ningún modo de *M. gourdoni*. La ausencia de fasciola subanal tanto en *I. dallonii* (caracter que Lambert, 1910, consigna con claridad) como en *M. stolleyi* separa ambas especies de *M. gourdoni*.
- (12) Los equinoideos de la expresada franja (que en lo ancho va del Barranc de la Podega hasta algo por debajo del Coll d’Orcau) fueron estudiados por Gallemí (1992).
- (13) Especie descrita por Feist (*in* Feist & Colombo, 1983). Su localidad tipo es el barranco de la Posa (Isona, Conca de Tremp). Fue reencontrada por nosotros al E de Coll de Nargó (Ullastre & Masriera, 2001, p. 152).
- (14) Cherchi & Schroeder (1989) proponen colocar de nuevo la especie *simplex* en el género rehabilitado *Simplalveolina* Reichel, introducido al principio como subgénero.
- (15) Para quienes les gustan las reconstrucciones paleoambientales pedimos reflexión sobre los hechos expuestos, que invitan a pensar en la coexistencia de terrenos limoso-arenosos donde los últimos dinosaurios hacían sus puestas (Sallent) y, un poco más al N (Santa Fe, SF), de un terreno rico en vegetación (en cuyo subsuelo se formaban las costras de *Microcodium*) que aseguraba, por poco tiempo, su existencia.
- (16) Sobre este problema no puede perderse de vista un hecho estudiado por nosotros en la cuenca de Graus (a unos 50 km al W de Bóixols), (Ullastre & Masriera, 2005), en donde depósitos arcósicos del Eoceno inferior, de origen granítico, están asociados a cantos calizos del Albiense - Cenomaniense, lo que sugiere que los terrenos mesocretácicos eran transgresivos sobre un zócalo granítico.
- Es probable que la desconocida formación siliciclástica cenomaniense que suministró los cantos de Santa Fe (SF) estuviera más al E de la región del Turbón - Aulet.

BIBLIOGRAFÍA

- Astre, G. 1932. Les faunes de Pachyodontes de la province catalane entre Segre et Freser. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **64**: 31-154, 8 láms.
- Calvez, H. 1988. *Pseudonummuloculina aurigerica* n. gen., n. sp. et *Dobrogelina? angulata* n. sp., deux Foraminifères de l'Albien calcaire des Pyrénées franco-espagnoles. *Rev. de Paléobiologie*, vol. spéc. n° **2**, Benthos 86, Genève: 391-399.
- Casey, R. 1960-1980. A Monograph of the Ammonoidea of the lower Greensand. *Palaeontographical Society*. London.
- Cotteau, G. 1889. Échinides recueillis dans la province d'Aragón (Espagne) par M. Maurice Gourdon. *Ann. Sc. Nat. Zool.*, **8** (1): 1-60, 4 láms.
- Cherchi, A. & Schroeder, R. 1989. Présence de deux lignées phylétiques à vitesse évolutive différente dans les Préalvéolines du Cénomanién de l'Europe sud-occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **308**: 801-807.
- Dalloni, M. 1930. *Étude géologique des Pyrénées catalanes*. J. Carbonel Edit., Alger: 1-373, 65 figs., 12 láms., 1 mapa.
- De Castro, P. & Peybernès, B. 1983. Su un nuovo Alveolinide dell'Albiano di Spagna. *Atti dell'Accademia Pontanianna, Nuova Serie*, **31**, 32 pp. 10 figg. 4 tavv. Napoli.
- Feist, M. & Colombo, F. 1983. La limite Crétacé - Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des Charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, **10** (3-4): 303-326.
- Freytet, P. & Plaziat, J.C. 1982. Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*, **12**: 1-213. Stuttgart.
- Gallemí, J., Martínez, R. & Pons, J.M. 1983. Coniacian - Maastrichtian of the Tremp Area. *Newsl. Stratigr.*, **12** (1): 1-17, 2 fig., 3 tab. Berlin - Stuttgart.
- Gallemí, J. 1992. *Los yacimientos con Equínidos del Cretácico superior del Prepirineo de la provincia de Lleida*: 1-429, 99 figs., 21 fotos (Tesis doctoral). Univ. Autònoma de Barcelona.
- Garrido-Megías, A. & Ríos, L.M. 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. y Min. España*, **83**: 1-47.
- Lambert, J. 1910. Note sur quelques Échinides recueillis par M. Dalloni dans les Pyrénées de l'Aragón. *Bull. Soc. Géol. France, série 4*, **10**: 808-815, lám. 15.
- Lambert, J. 1927. Revision des Échinides fossiles de la Catalogne. *Mem. Mus. Ciencias Naturales de Barcelona*, ser. geol., **1** (1): 1-102, 4 láms.
- Peybernès, B. & Souquet, P. 1973. Biostratigraphie des marnes noires de l'Aptien - Albien de la zone sud-pyrénéenne. *C.R. Acad. Sc. Paris, série D*, **276**: 2501-2504.

- Peybernès B. 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doct. Sci. Nat., Toulouse: 1-459.
- Ríos, J.M. 1951. Análisis estratigráfico y tectónico de una parte del valle del Segre, en la provincia de Lérida (la zona de Coll de Nargó). *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, **63**: 561-637, 4 lám.
- Rosell, J. 1967. Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida). *Pirineos* [1965], **75-78**: 1-225, 1 mapa.
- Sornay, J. & Bilotte, M. 1978. Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maastrichtien des Pyrénées. *Annales de Paléontologie* (Invertébrés) **64** (1): 27-45. Paris.
- Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre*. Publ. Lab. Géol. Univ. Toulouse: 1-529, 24 láms., 1 mapa.
- Ullastre, J., Durand-Delga, M. & Masriera, A. 1987. Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent (Pirineo catalán) *Bol. Geol. y Min. España*, **98** (1): 3-22.
- Ullastre, J. 1998. Boceto para un mapa geológico detallado del frente del Montsec (Pirineo catalano-aragonés, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **7**: 175-186, 6 láms.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 2001. Estudi geològic de la vall d'Alinyà i la seva rodalia (Pirineu català, Espanya). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **10**: 127-177, 2 láms.
- Ullastre, J., Schroeder, R. & Masriera, A. 2002. Sobre la estratigrafía del singular corte de la Roca de Nariada (parte S de la serie del Cretácico inferior de Organyà). Pirineo catalán. España. *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **11**: 67-95.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 2004. Pedraforca: estratigrafía y estructura (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **12**: 11-52, 2 láms.
- Ullastre, J. & Masriera, A. 2005. Evolución tectonosedimentaria eocena de una parte del Pirineo central basada en un análisis litoestratigráfico del borde N de la cuenca de Graus (Huesca). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **13**: 61-81.
- Willems, H. 1984. Die Jura-/Kreide-Grenze im Ostteil der Decke von Montsec (Südpynenäen, Prov. Lérida). *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 193-209. 3 Abb., 2 Taf. Hannover.
- Willems, H. 1985. Marine uppermost Cretaceous and Garumnian facies in the region of Bóixols - Coll de Nargó anticline (Prov. Lérida. Spain). *Estudios geol.*, **41**: 17-24.