

Evolución tectónica de las unidades sudpirenaicas al W y al E de la línea de accidentes del Segre (Pirineo catalán, España)

Juan ULLASTRE * y Alicia MASRIERA **

ABSTRACT

ULLASTRE, J. and MASRIERA, A. Tectonic Evolution of the South-Pyrenean Units W and E of the Segre (Catalonian Pyrenees, Spain).

The analysis of structural and sedimentary units of the South-Pyrenean region to W and E of the Segre river shows that before the Middle Eocene the South-Pyrenean Central Unit and the Pedraforca Unit, aligned from W to E, formed a body with the western part of the Cadi Unit and constituted a single unit.

Two main E-W faults with several essentially vertical movements affected the tectonic and sedimentary evolution of this unit: the Coll de Nargó - Pedraforca fault (during the Senonian and Early Paleocene) and the Montsec - Catllaràs fault (during the Paleocene - Lower and Middle Eocene).

Sedimentation of the foreland basin, after the Lower Cuisian, is described and divided into units. Then, the relationships of these units with the South-Pyrenean tectonics resulting from the intra and post Middle-Upper Eocene phases are analysed. This analysis shows that between the South-Pyrenean tectonic units and the foreland basin sedimentary units there is no geometrically or chronologically homogeneous contact. In fact, the contact between the Cadí Unit and the Pedraforca Unit is an intra-Lutetian strike-slip fault with moderate thrusting; to the E and S of the Pedraforca Unit in the light of local evidence of stratigraphic continuity between this South-Pyrenean unit and the foreland basin (from the Upper Cretaceous - Paleocene to the Upper Eocene - Oligocene), no quantitatively significant southwards thrusting can be accepted. The contact of the SE margin of the South-Pyrenean Central Unit to W of the Segre constituted a true intra and post-Priabonian frontal thrust.

The interpretation most widely accepted at present sees the South-Pyrenean Units constituting a thrust system developed by a piggy-back thrust sequence between Maastrichtian and post-Priabonian times, in a NNE-SSW direction. However, the numerous objections to this model, based on obvious facts, make it untenable.

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

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

Finally, we attempt to explain the development of the present tectonic structures from the pre-Lutetian "pan-unit", through the concurrence of displacements in two main directions: one from NW to SE (tens of kilometres) and the other from SW to NE (quantitatively shorter). In both cases we hold the immediate causes to have been major basement movements.

Key words: Catalanian Pyrenees. Spain. Mesozoic-Cenozoic tectonics. Vertical faults. Strike-slip faults. Thrusts. Allochthonous South-Pyrenean Units. Segre fault.

RESUMEN

El análisis de las unidades sedimentarias y estructurales del país sudpirenaico al W y al E del Segre muestra que, antes del Eoceno medio, la unidad sudpirenaica central y la zona del Pedraforca, alineadas de W a E, formaban cuerpo con el occidente de la serie del Cadí constituyendo una unidad única.

Dos grandes accidentes E-W con múltiples juegos esencialmente en sentido vertical, afectaron la evolución tectónica y sedimentaria de este conjunto: el accidente de Coll de Nargó - Pedraforca, a lo largo del Senoniense y albores del Paleoceno, y el accidente del Montsec - Catllaràs durante el Paleoceno-Eoceno inferior y medio.

La sedimentación posterior al Cuisiense inferior, del que será el antepaís sudpirenaico catalán occidental, es analizada y dividida en unidades que luego son relacionadas con el dispositivo tectónico sudpirenaico producto de las fases intra y post Eoceno medio-superior. Este análisis enseña que entre las unidades tectónicas sudpirenaicas y las unidades sedimentarias del antepaís no existe un tipo de contacto geométrica y temporalmente homogéneo. En efecto, el contacto entre serie del Cadí y zona del Pedraforca es una falla en dirección más o menos cabalgante de edad intra-luteciense; por el E y el S de la zona del Pedraforca las pruebas locales de continuidad estratigráfica entre esta unidad sudpirenaica y el antepaís y ésto desde el Cretácico superior-Paleoceno hasta el Eoceno superior-Oligoceno, no permiten admitir superposición tangencial hacia el S cuantitativamente significativa; el contacto del borde SE de la unidad sudpirenaica central al W del Segre constituye un verdadero frente de cabalgamiento de edad intra y post Priaboniense, con una superposición tangencial considerable sobre el Eoceno superior marino del antepaís.

La interpretación actualmente más generalizada imagina las unidades sudpirenaicas como una serie de mantos superpuestos desplazados de NNE a SSW según una secuencia de bloque inferior entre el Maastrichtiense y el post Priaboniense. A este modelo se le opone una larga lista de objeciones basadas en hechos evidentes, con lo que resulta insostenible.

Finalmente, un ensayo evolutivo permite seguir cómo se originaron las estructuras actuales partiendo de la "pan-unidad" pre-luteciense con el concurso de dos grandes sentidos de desplazamiento: uno del NW hacia el SE (de algunas decenas de kilómetros) y otro del SW hacia el NE (cuantitativamente menor). En ambos casos imaginamos que sus causas inmediatas fueron importantes movimientos de zócalo.

Palabras clave: Pirineos catalanes. España. Tectónica mesozoico-cenozoica. Fallas verticales. Fallas en dirección. Cabalgamientos. Unidades alóctonas sudpirenaicas. Falla del Segre.

INTRODUCCIÓN

Las series mesozoicas-cenozoicas sudpirenaicas catalanas en las inmediaciones del río Segre son consideradas, en general, después de Séguret (1972) como constituyentes de dos grandes unidades alóctonas desplazadas desde el NNE hacia el SSW, a saber: al W del Segre “la serie despegada de la unidad sudpirenaica central” y al E “el manto del Pedraforca” tangencialmente colocado por encima del Eoceno del Cadí - Port del Comte, éste juzgado como autóctono relativo. Entre ambas unidades tenemos una línea tectónica compleja (NE-SW) designada como “zona de desgarres del Segre” o también como “falla del Segre”. Para Séguret (1972) la edad de colocación de dichas unidades es Eoceno medio-superior.

Con los años al modelo de Séguret se le han ido añadiendo complicaciones más o menos bien fundadas. Así tenemos, por ejemplo, la creación del “manto del Montsec” por A. Garrido - Megías (Garrido y Ríos, 1972); la suposición de que la unidad sudpirenaica central entre el Cinca y el Segre reposa en toda su extensión sobre el Eoceno (Cámara y Klimowitz, 1985); o la creación del hipotético “manto del Cadí” base del también hipotético “manto inferior del Pedraforca” que a su vez lo es de un imaginario “manto superior del Pedraforca” (Fontboté, 1991). Así, mientras unos autores desvelan numerosas evidencias de campo, tanto estratigráficas como estructurales, que modifican o no encajan fácilmente en el modelo seguretiano, que aún subyace en la mayoría de las interpretaciones, otros tratan de integrar los hechos irrefutables en sus modelos especulativos, amontonando hipótesis sobre hipótesis a fin de sacar a flote una teoría de la que, al parecer, no pueden desembarazarse.

En este contexto pues, para la mayoría, la línea tectónica del Segre no es más que rampas laterales u oblicuas que expresan un desplazamiento general hacia el Sur de todo el sistema de supuestos “mantos” con frentes de dirección E-W, que constituyen las unidades sudpirenaicas centrales.

Sin embargo, a nuestro modo de ver, todo esto no responde exactamente a los hechos de observación. Por tanto, tras haber establecido por primera vez la edad cretácica de la estructuración del pico de Pedraforca (continuación E de la unidad de Bóixols - Coll de Nargó truncada por la línea tectónica del Segre), que esta estructura forma cuerpo con la zona tectónica del Pedraforca (*s.l.*) y demostrado que adoptó posteriormente una vergencia N con cabalgamiento extenso de una lámina en serie inversa (Ullastre *et al.*, 1987; Durand-Delga *et al.*, 1989); tras haber impugnado después el mecanismo seguretiano de colocación al S del Cadí de la unidad alóctona que llamamos zona del Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1990) y habiendo dilucidado, recientemente, la naturaleza del frente tectónico del Montsec con pruebas evidentes de su cronología (Ullastre y Masriera, 1992), creemos útil reconsiderar el modelo de “mantos” de origen NNE y el significado que a la susodicha línea tectónica del Segre se le viene dando.

Para ello analizaremos primero las grandes unidades sedimentarias y estructurales sudpirenaicas al E y al W del Segre y su homogeneidad en el espacio y en el tiempo. Luego, un análisis sintético de la sedimentación eocena del antepaís nos pondrá en evidencia algunos hechos fundamentales de dicronía estructural entre las unidades orientales y las occidentales. Como corolario, la incoherencia de los modelos en los que subyace la hipótesis de Séguret se pondrá en evidencia. Concluiremos con el

esbozo de una síntesis evolutiva, sin duda elemental, en la que los *hechos ciertos* y no sólo algunos sino todos han de tener cabida, que nos ayude a comprender, dentro de lo posible, las muchas paradojas que nos ofrece la Naturaleza sin hacer traición a la verdad ni violencia a nuestro entendimiento.

Y, antes de entrar en materia, una advertencia: rogamos al lector sepa disculpar las reiteradas referencias que en adelante haremos a nuestros trabajos anteriores y que a primera vista puede serle chocante; sin embargo, estas referencias nos parecen justificadas en cada caso. En efecto, el análisis detallado de ciertos contactos importantísimos por sus relevantes consecuencias (v.g.: accidente de Coll de Nargó - Pedraforca, accidente entre Cadí y Pedraforca, frente del Montsec) creemos que están sólo en trabajos nuestros que precedieron a la síntesis que hoy presentamos y debe acudirse a ellos para conocer los detalles de nuestra argumentación; por otra parte, otros trabajos nuestros pensamos que son también justificadamente citados por cuanto en ellos hay los datos que avalan el porqué de ciertas tomas de posición relativas a la estratigrafía (v.g. abandono del término “garumniense” y distinción clara a nivel cartográfico entre Maastrichtiense y Paleoceno continentales).

EL PAÍS SUDPIRENAICO AL W Y AL E DEL SEGRE

Unidades sedimentarias y estructurales

1. Al Oeste del Segre

En la unidad sudpirenaica central (*sensu* Séguret, 1972) al W de la línea (NE-SW) de accidentes del Segre cabe distinguir tres grandes conjuntos tectonosedimentarios (Fig. 1):

a) Entre la zona paleozoica de los Noguera (U1a), al S del Paleozoico “axial” (Uo), y la franja charnela (E-W) de Montesquiú - Sallent - Coll de Nargó - Canelles (Ullastre *et al.*, 1987), que corresponde a un accidente pre Maastrichtiense superior-Paleoceno basal (paleo-accidente de Coll de Nargó), se encuentra la unidad Bóixols - Coll de Nargó (U2) que comprende Trías, Lías, Jurásico inferior y medio, un potente Malm-Cretácico inferior neríticos seguidos en continuidad por el Cretácico superior (Cenomano-Turoniense y Santoniense).

b) Al S, entre la citada franja charnela y los accidentes frontales del Montsec (paleo-accidente del Montsec) -cuyo movimiento principal es pre Paleoceno superior-Eoceno inferior (Ullastre y Masriera, 1992)- tenemos la porción mediana de la unidad sudpirenaica central constituyendo la cuenca de Tremp y el flanco N del “anticlinal” del Montsec, (U3a). Se caracteriza por un potente Neocretácico-Eoceno inferior marinos, con facies lagunares lignitíferas y continentales de transición entre dichos terrenos (Masriera y Ullastre, 1983, 1988, 1990); el Cenomaniense superior marino, base de la transgresión senoniense, es, hacia el S, discordante sobre el substrato Jurásico-Cretácico inferior (Montsec) o sobre un Albo-Cenomaniense laguno-lacustre (Turp) (Ullastre y Masriera, 1989); mientras, el Senoniense superior-Paleoceno basal es, hacia el N, transgresivo sobre la unidad U2, fosilizando el contacto de Coll de Nargó.

c) Más al S todavía, entre el frente del Montsec y el Terciario de la depresión del Ebro, tenemos las Sierras marginales donde el Senoniense marino es transgresivo sobre terrenos cada vez más antiguos cuanto más al S, con la eventual interposición de bauxitas, definiendo varias unidades menores (U4a, U4b, U5a, *in* Fig. 1); un Maastrichtiense y un Paleoceno continentales (Ullastre y Masriera, 1983; Masriera y Ullastre, 1990) aseguran el tránsito al Eoceno inferior marino, que generalmente se presenta en facies carbonatadas, o carbonatadas y siliciclásticas en la cuenca de Ager - Meià, donde el Paleoceno terminal, el Eoceno inferior marino y el Eoceno medio basal en facies continentales son transgresivos hacia el N sobre la U3a (Ullastre y Masriera, 1992); en las Sierras marginales más externas el tránsito del Maastrichtiense al Eoceno inferior (calizas con Alveolinas) marinos se hace asimismo mediante terrenos continentales del Maastrichtiense superior y del Paleoceno.

Finalmente, existen dos pequeñas representaciones de la unidad especial U6, situada una (la oriental) al SW de Camarasa - Sant Llorenç de Montgai - Vilanova de la Sal y la otra (la occidental) al NE de Ivars de Noguera, cuya característica fundamental es la presencia de Eoceno marino con Alveolinas del Luteciense superior-Bartoniense (Hottinger, 1960; Caus, 1974). En contra de lo que se había dicho (Pocoví, 1978), este Eoceno es transgresivo sobre un substrato variado: en Vilanova de la Sal sobre el Ilerdiense (serie tipo U5a); en Camarasa y en Ivars de Noguera sobre el Maastrichtiense continental (calizas con *Septorella*); en Sant Llorenç de Montgai sobre el Lías basal carbonatado con interposición de una formación continental detrítica fina y conglomerática.

2. Al Este del Segre

El dispositivo estructural y sedimentario es mucho más complejo (Fig. 1), mas cabe una clara sistematización en unidades tectonosedimentarias, para lo que es preciso, no obstante, analizar primero con independencia cuatro sectores que serán más adelante objeto de interrelación con las unidades occidentales ya indicadas. Estos sectores son los que corresponden a la serie del Cadí, a la terminación oriental de la zona de los Noguera, a la zona del Pedraforca (*s.s.*) y al macizo del Port del Comte - escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma.

a) Por encima del tegumento estefano-pérmico-triásico (Uo) tenemos la *serie del Cadí* (Trías medio-superior, Lías basal, Senoniense superior, Eoceno) en la que el Maastrichtiense es transgresivo de W a E sobre terrenos cada vez más antiguos cuanto más al E. En efecto, en el extremo W reposa sobre un Lías basal evaporítico (U4b); luego sobre el Trías superior (U5a) y hacia el E sobre términos más antiguos del Permotrías (U5b). En el extremo occidental el Paleoceno superior y el Eoceno inferior del Cadí tienen carácter transgresivo en relación al Cretácico superior, desapareciendo esta característica hacia el E. Una ruptura sedimentaria es el límite entre las calizas con Alveolinas del Eoceno inferior del Cadí y la sedimentación cuiso-luteciense del antepaís (margas y brechas del talud E4-5) que le siguen por el S (Ullastre *et al.*, 1990).

b) Las unidades tectónicas más orientales de la *zona de los Noguera* son la de Thaús - Castells y la del Montsec de Tost (U1a), ambas contiguas al accidente de Sort - Guils - Noves de Segre (A, *in* Fig. 1), que es el límite oriental de la zona de escamas de zócalo y cobertera de los Noguera. No obstante, el Montsec de Tost, en virtud

de un movimiento tardío W / SW-E / NE (Ullastre *et al.*, 1990, p. 109, Fig. 10), ha sobrepasado ese límite hallándose colocado tangencialmente sobre el Eoceno del Cadí (U4b), teniendo por medio el “colchón” de materiales plásticos del Trías (U1b) de la zona de los Noguera - unidad sudpirenaica central. Los efectos de ese retrocambalgamiento se manifiestan también en la serie del Cadí con la implantación de las escamas en serie inversa de Fòrnols (U4b), con la escama de El Cadinell (U4b) y el pliegue de Les Bassotes (U5a) (*ibid.*, pp. 189-192).

c) Al S de la serie del Cadí tenemos la *zona tectónica del Pedraforca (s.l.)* que comprende: la zona del Pedraforca (*s.s.*), las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma (ambas unidades tectónicas conforman el “manto del Pedraforca” *sensu* Séguret, 1972) y el macizo del Port del Comte (Ullastre *et al.*, 1990, Fig. 1).

La zona del Pedraforca (*s.s.*) limita: al N con el accidente del Cadí (B, *in* Fig. 1) (gran accidente W-E esencialmente vertical con un doble juego: en dirección, sinistro, y cabalgante, de SW a NE) (*ibid.*, p. 199); al E y al S con el Eoceno del antepaís, por medio de discordancias y eventuales contactos anormales, y al W con el accidente del Cardener asimismo con doble componente (*ibid.*, p. 191, Fig. 10).

El macizo del Port del Comte, afectado por pliegues NE-SW, y las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma, cabalgantes sobre él, forman un conjunto a modo de cuña empotrada hacia el N que tiene por límite NW un accidente sinistro (B, *in* Fig. 1), que constituye la terminación NE de los accidentes del Segre, y por el NE el accidente dextro del Cardener.

En la *zona del Pedraforca (s.s.)* se reproducen las mismas unidades tectonosedimentarias señaladas al W del Segre. En efecto, la unidad de Bóixols - Coll de Nargó (U2) tiene su expresión en el conjunto Pollegons de Pedraforca - Clotarons - Puig Galliner que, como demostramos por primera vez en 1987, está limitado al S por el mismo paleo-accidente fini-cretácico de Coll de Nargó: éste, interrumpido en Canelles por los accidentes del Segre y del Cardener, con interposición de las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma y el extremo N del macizo del Port del Comte, continua hacia el E entre Tuixent y el lugar de Aspar al S del pico de Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1987, 1990). La unidad U3, que viene al S y al E de la anterior, está representada en las sierras de El Verd, Ensija, Gisclareny y Catllaràs teniendo en su centro el sinclinal de Vallcebre (*cf.* cuenca de Tremp); sin embargo, esta unidad denota cierta particularidad en relación a su equivalente occidental: el carácter transgresivo hacia el SE del Senoniense comporta la desaparición del Cenomano-Turoniense al E de una línea que va de El Verd a Gisclareny, límite entre la U3a y la U3b (Fig. 1). Más al S y al E, la U4a y U4b están claramente representadas, mostrando también, como en el W, que el Paleoceno superior-Eoceno inferior es transgresivo sobre la U3 (Ullastre *et al.*, 1990). Así pues, al E del Segre tenemos igualmente la expresión del paleo-accidente del Montsec que continua por el pie de las sierras de Ensija y de Catllaràs. Finalmente, en el borde más externo se encuentra la U5a, que constituye (según los estudios de minerales pesados del Senoniense superior, Masriera y Ullastre, 1981, 1982) el enlace paleogeográfico entre el Port del Comte y la serie del Cadí.

Las *escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma*, pertenecen a la unidad U4a, con la presencia de bauxitas entre el Jurásico y el Senoniense medio-superior (*cf.* escamas de Peramola al W de Oliana y Sierras marginales). Este mismo dispositivo se observa en la parte NW del *macizo del Port del Comte*, que por lo demás pertenece a la U5a con la particularidad de constituir, también según los minerales pesados del Maastrichtiense continental, el enlace entre las representaciones de esta U5a existentes al E de las Sierras marginales y al S de la zona del Pedraforca.

Correspondencias entre el W y el E

Del análisis expuesto se desprende que hasta el Eoceno inferior la unidad sudpirrenaica central al W del Segre, la zona del Pedraforca (*s.l.*) y la serie del Cadí estaban organizadas como un todo coherente, ya que, a ambos lados del Segre, los diferentes fenómenos sedimentarios y estructurales muestran unidad de causa-efecto. Excepcionalmente, al W del Segre, son una cuestión de la que no trataremos aquí, las pequeñas unidades meridionales U6 con Alveolinas del Eoceno medio-superior, de filiación problemática, y que a título de hipótesis pensamos que deben ser relacionadas, al W, con los afloramientos más orientales de las Sierras marginales aragonesas (inmediaciones del Cinca).

Hecha esta reserva, por lo demás tenemos:

1. Que tanto las zonas isópicas como los fenómenos tectonosedimentarios en relación con los paleo-accidentes fini-cretácico y paleoceno se corresponden claramente a uno y otro lado del Segre.
2. Que, al S de estos paleo-accidentes, ciertos depósitos marginales (bauxitas post-jurásicas, conglomerados senonienses tipo Adraent, areniscas rognacienses) tienen caracteres comunes que denotan continuidad paleogeográfica E-W inicial entre la serie del Cadí, la zona del Pedraforca (*s.l.*) y la Unidad sudpirrenaica central al W del Segre.

Las bauxitas post-jurásicas de las Sierras marginales (Fig. 1), de las escamas de Peramola (al W de Oliana), de las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma y del macizo del Port del Comte, por su idéntica disposición (Closas-Miralles, 1952; Combes, 1969), sugieren un origen común y por tanto una interrelación paleogeográfica de esas unidades tectónicas, tal como lo hicimos notar en Masriera y Ullastre, 1981 (p. 182) y en Ullastre *et al.* 1987 (p. 19).

Los conglomerados senonienses tipo Adraent (Fig. 2), se extienden desde la localidad genuina del W del Cadí hasta las Sierras marginales al W del Segre, pasando por el extremo oriental de la zona del Pedraforca, el macizo del Port del Comte y las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma (Ullastre *et al.*, 1990, pp. 171 y 178). Jalonan la base de la transgresión senoniense, superponiéndose a las bauxitas y llegando a ser transgresivos sobre el Trías superior. La distribución de esos conglomerados sugiere que se depositaron sobre una franja, *grosso modo* E-W, en la que se alineaban al W de la serie del Cadí las unidades indicadas hasta alcanzar las Sierras marginales.

Las areniscas rognacienses, por su distribución y sus analogías mineralógicas, corroboran con no poca fuerza -a nuestro modo de ver- las sugerencias anteriores. En efecto, al final del Maastrichtiense y al S del actual Montsec debió establecerse una llanura de inundación, abierta al S y al E y limitada al N por el paleo-relieve incipiente del Montsec y la parte oriental del paleo-relieve más enérgico de Bóxiols - Coll de Nargó - Pedraforca (Fig. 3), que supuso la deposición de un extensísimo horizonte de areniscas, a lo largo de más de 100 km, aproximadamente E-W, desde la sierra del Cadí hasta las inmediaciones del Cinca y en una anchura N-S de 10 a 30 km. Este horizonte tiene por característica común su contenido en minerales pesados (granate - distena - estauroлита) (Masriera y Ullastre, 1981, 1982) y el ser el último término del Maastrichtiense continental que aún contiene restos de Dinosaurios (Ullastre y Masriera, 1983; Masriera y Ullastre, 1990). Solapando el nivel precedente, y en posición más externa en relación a los paleo-relieves septentrionales, se depositó un segundo horizonte de areniscas mucho menos cons-

picuo; tiene a lo sumo unos metros de potencia, pocos, y aunque su extensión en longitud es similar, su anchura es mucho menor. Su composición mineralógica es cambiante de W a E (turmalina - granate - andalucita al W; minerales ubíquos y baritina al E) (Masriera y Ullastre, 1981, 1982), resultando sin embargo muy coherente con la recomposición palinspástica que venimos proponiendo (Ullastre *et al.*, 1990, pp. 181-182).

EL ANTEPAÍS SUDPIRENAICO CATALÁN OCCIDENTAL

Unidades sedimentarias fundamentales

En el antepaís de la región que nos ocupa (Fig. 1) hemos distinguido tres grandes conjuntos sedimentarios separados por discontinuidades sedimentarias mayores y/o por notorios cambios de facies que, no obstante, pueden ser ocasionalmente precedidos por niveles de transición. Su edad va del Cuisiense al Oligoceno?

1. El conjunto sedimentario E4-5

Pertenece al Cuisiense superior - Luteciense inferior. Su límite inferior es una discontinuidad a escala cartográfica bien evidente en el flanco S de la sierra del Cadí; en efecto, las margas basales de este conjunto, al E de la Pobla de Lillet, reposan casi directamente sobre el tramo rojo ilerdo-cuisiense de la serie del Cadí (Tr, *in* Ullastre *et al.*, 1990, Fig. 8) (*cf.* "Formación Coronas") mientras que, a unos 30 km al W, en el meridiano de Josa del Cadí, el conjunto descansa por medio de un *hard-ground* sobre un paquete de unos 300 m de calizas eocenas, que ostentan una edad Cuisiense medio en sus últimos metros, que a su vez descansan sobre el citado tramo rojo. El límite superior del conjunto E4-5, al E de la zona del Pedraforca, está constituido por los niveles de transición (marino-continental) a las molasas y conglomerados del Luteciense inferior-Bartoniense inferior-medio (E5-7a), en tanto que, al S de la zona del Pedraforca, es la discordancia angular y erosiva de la base del Luteciense superior-Bartoniense inferior (*s.s.*), marino, señalada por Solé-Sugrañes (1972) (Masriera y Ullastre, 1985).

Litológicamente este conjunto, de abajo a arriba, comprende:

1. Margas grises de talud (*cf.* "Formación Armàncies") con *slumpings* y olistolitos y ocasionalmente algún nivel carbonatado ("calizas nummulíticas de Josa", Ullastre *et al.*, 1990, p. 176, figs. 3, 4, 5 y 7).
2. Margas y areniscas turbidíficas (*cf.* "Formación Campdevàrol") con intercalación local de un nivel carbonatado ("conglomerados intraformacionales de Brocà", Ullastre *et al.*, 1990, p. 198, nota 17, Fig. 5).
3. Depósitos lagunares salinos y carbonatados. Los primeros están representados por una alternancia de yesos y lechos de arcillas (*cf.* Formaciones "yesos de Campdevàrol", "Vallfogona", "yesos de Beuda") y los segundos tienen su expresión en los episodios de "calizas oolíticas con Miliólidos", bien visibles al E de Sant Llorenç de Morunys (Masriera y Ullastre, 1985).

4. Moladas de transición (al E de la Pobla de Lillet) a la sedimentación continental E5-7a (*cf.* Formaciones “Coubet”, “Cal Bernat” *p.p.*) (Busquets *et al.*, 1979, 1992).

Al S de la zona de Pedraforca se encuentra una formación local: los conglomerados de Queralt (Berga) que pertenecen, al menos en parte, al conjunto sedimentario que nos ocupa, siendo probablemente correlacionables con los términos inferiores 1-2 antes señalados (Solé-Sugrañes y Clavell, 1973).

2. El conjunto sedimentario E5-7

Comprende facies muy variadas, como consecuencia de cambios laterales. Las facies evaporíticas (E5-7c), con un substrato margoso del Eoceno medio-superior (sondeo Sanahuja 1; ver Apéndice), están representadas al SW (Ponts); los conglomerados totalmente continentales (E5-7a) al NE (borde oriental de la zona del Pedraforca); en medio se encuentra un sector con dominio de la sedimentación margosa marina (E5-7b) (Oliana - Sant Llorenç de Morunys), con episodios conglomeráticos en el techo.

Cronológicamente abarca desde el Luteciense inferior al Priaboniense. Su base, visible al E y al S de la zona del Pedraforca, es transicional al E o bien discordante al S de esta zona, en ambos casos respecto al conjunto marino E4-5 ya descrito (algunos conglomerados continentales E5-7a pueden ser también discordantes sobre la unidad del Pedraforca); en Oliana ninguno de los sondeos de los que tenemos conocimiento (ver Apéndice: Oliana 1 y Bassella 1) esclarece cuál es el substrato del Eoceno medio-superior marino que aflora en superficie; en las inmediaciones de Ponts, sin embargo, los resultados del sondeo Sanahuja 1 (ver Apéndice) permiten saber que las evaporitas priabonienses yacen sobre materiales (suponemos marinos) del Eoceno medio-superior que a su vez descansan sobre un presunto Eoceno inferior. Su límite superior, en general, es transicional a los terrenos continentales del Eoceno superior - Oligoceno E7-G.

Las facies continentales E5-7a (*cf.* Formaciones: “Cal Bernat” *p.p.*, “Bellmunt”, “Milany”) son heterocronas de E a W. Efectivamente, al E de Catllaràs (zona del Pedraforca) la base de las formaciones conglomeráticas (transicional como hemos dicho con su substrato E4-5) tiene una edad Luteciense inferior, mientras que en el sector de Oliana ya es Priaboniense.

Las facies marinas E5-7b (*cf.* Formaciones “Iguada”, “Tossa”) son a su vez heterocronas, ya que en Sant Llorenç de Morunys son del Luteciense superior-Bartoniense inferior (*s.s.*) (“Biarritzense”) en tanto que en Oliana alcanzan el Priaboniense.

Las facies evaporíticas E5-7c (*cf.* Formaciones “sales de Cardona”, “yesos de Barbastro”) es posible que sean un cambio lateral de facies de una parte del Eoceno superior marino de Oliana.

3. La sedimentación molásica E7-G

Está representada por enormes masas de conglomerados, margas y areniscas, rojos, de edad Eoceno terminal-Oligoceno o quizás aún más recientes (*cf.* conglomerados neógenos -no señalados en la Fig. 1- que jalonan el accidente del Cadí al N del pico de Pedraforca, Durand-Delga *et al.*, 1989).

En las proximidades de los relieves de las unidades sudpirenaicas (*cf.* NW de Oliana y NE de Sant Llorenç de Morunys) se reconocen, a grandes rasgos, dos términos netamente diferenciados: uno inferior formado por un complejo de conglomerados sintectónicos discordantes, con predominio de elementos calcáreos mesozoicos y paleógenos, seguidos de tramos terrígenos en los que adquieren mayor importancia las areniscas y las margas; el término superior, discordante respecto al precedente y también directamente discordante sobre las unidades sudpirenaicas, son conglomerados poligénicos en los que abundan elementos paleozoicos de la zona axial.

Dentro de este conjunto molásico cabe no obstante hacer distinciones más detalladas, no ya en virtud de sus rasgos litológicos más sobresalientes sino como consecuencia de discordancias intraformacionales (*v.g.* Riba, 1973), accidentes tectónicos sinsedimentarios (*v.g.* Masriera y Ullastre, 1985) o cambios laterales de facies (*v.g.* Riba, 1967).

Las discordancias sintectónicas más espectaculares y los movimientos tardíos manifiestos se ubican en el sector meridional de la zona del Pedraforca (entre Berga y Sant Llorenç de Morunys) y en las inmediaciones de la línea de accidentes del Segre (*cf.* NW de Oliana) por lo que respecta a la periferia de la unidad sudpirenaica central. Por contra, en el interior de esta unidad, al W del paleo-accidente del Montsec, la sedimentación molásica E7-G es en gran medida post-tectónica, fosilizando paleo-relieves relativamente enérgicos.

La sedimentación molásica en cuestión la estimamos de un enorme interés. El estudio de su estratigrafía y de su disposición geométrica es fundamental para el conocimiento preciso de las fases tardías de la tectónica sudpirenaica. Desde los tiempos de Birot (1937), que hizo de ella el primer análisis sistemático, hasta nuestros días, ha habido trabajos importantes al respecto (Ríos *et al.*, 1943; Riba, 1967; Reille, 1971; etc.), sin embargo, dadas las enormes dificultades que comporta este estudio, son aún del todo insuficientes.

Un reciente trabajo nuestro (Ullastre y Masriera, 1995) aborda el análisis de la sedimentación E7-G cicatrizante del borde meridional de la unidad sudpirenaica central entre Artesa de Segre y Camarasa. En este estudio se llega a las conclusiones siguientes:

1. Durante la sedimentación evaporítica E5-7c es cuando el borde meridional de la unidad sudpirenaica central al W del río Segre irrumpe, moderadamente, en la cuenca del antepaís.
2. La sedimentación E7-G del Eoceno superior alto-Oligoceno, que en este borde comprende una fase detrítica, una evaporítica y otra detrítica, en cualquier caso discretamente conglomerática, es posterior a la fijación de dicho borde, por el hecho de que los términos de esta sedimentación pueden seguirse cartográficamente desde la depresión central catalana al E de Ponts hasta encima mismo del borde de la unidad sudpirenaica central donde se depositó en discordancia.
3. Los contactos mecánicos visibles entre el Mesozoico-Cenozoico sudpirenaico y el Terciario del antepaís son todos post "manto", en general subverticales y en todo caso poco cabalgantes.

Relaciones con el dispositivo tectónico

Trataremos aquí de hacer una exposición sucinta de cómo se presentan los contactos entre las unidades sedimentarias del antepaís y las unidades tectónicas sudpirenaicas (Fig. 1). La diversidad geométrica de esos contactos y su heterocronía son aspectos que esperamos poner de manifiesto a continuación.

1. Sur del Cadí - Norte de la zona del Pedraforca

Este contacto, de unos 50 km de largo en sentido E-W, ha sido objeto de un análisis detallado (Ullastre *et al.*, 1990, pp. 186-196) del que nos valdremos para hacer una breve sinopsis.

Entre el Montsec de Tost al W y el meridiano de la Pobla de Lillet al E, distintos términos de la serie eocena del Cadí están en contacto tectónico al S con también distintas unidades estructurales.

Al W, la unidad paleozoica del Montsec de Tost (elemento más oriental de la zona de los Noguera) y el Trías superior de la zona de los Noguera - unidad sudpirenaica central se superponen tangencialmente sobre el Eoceno inferior (Ilerdiense) del Cadí, como resultado de un empuje del W/SW hacia el E/NE, que a su vez determinó la fracturación en bloques de la serie del Cadí en este sector y la implantación de escamas de material del Cadí en serie inversa vergentes al N (Fórnols) (*ibid.*, p. 188, Fig. 9bis).

Entre Fórnols y Josa, se encuentra otra escama de material del Cadí (escama de El Cadinell) encajada tectónicamente entre la zona del Pedraforca y la serie del Cadí; se trata de una escama, con vergencia N también (*ibid.*, p. 174, Fig. 3), que cabalga las margas de talud con olistolitos (E4-5) del antepaís sedimentadas al S del Cadí en época anterior a la tectónica intraluteciense.

Al E de Josa y a lo largo de unos 5 km el accidente que separa la unidad del Pedraforca y el Eoceno meridional del Cadí (accidente del Cadí) se presenta mucho más vertical (70°-80° al S) que las capas eocenas (30°-35° al S), las cuales son cortadas oblicuamente por él tanto en alzado como en planta. Más al E todavía y a lo largo de 6 km más, el accidente del Cadí continúa siendo subvertical y cortando con oblicuidad el Eoceno del Cadí, que, lejos de buzarse monoclinamente al S como en Josa, está afectado por un pliegue anticlinal N 80° vergente al N (anticlinal de Les Bassotes) que interesa al Ilerdiense calizo y a la formación margosa E4-5 suprayacente; su flanco N está cortado por fallas inyectadas de Trías superior margo-yesoso paralelas al eje del anticlinal y al accidente del Cadí (*ibid.*, p. 193, Fig. 11). Es de subrayar el hecho de que este pliegue de Les Bassotes, vergente al N, coincide con la presencia al SW de la masa del pico de Pedraforca cabalgante también hacia el N (Ullastre *et al.*, 1987).

El accidente del Cadí continúa visible hacia el E, hasta más allá de la Pobla de Lillet, con un buzamiento subvertical análogo al indicado. Sin embargo, a partir de Bagà y la Pobla de Lillet los materiales eocenos de la serie del Cadí, en especial las margo-calizas cuiso-lutecienses E4-5, manifiestan una estructura tectónica contrapuesta a la observada en el sector occidental. En efecto, en este sector oriental comienzan las estructuras desplomadas globalmente de NNE a SSW, estructuras que

toman mayor importancia cuanto más al E (Montgrony, Ribes de Freser). Merece ser indicada la presencia, al S de la Pobla de Lillet, de una lámina de Eoceno en serie invertida (Ullastre *et al.*, 1990, p. 195, Fig. 12) a la que están asociados materiales de la unidad del Pedraforca, encajada verticalmente entre el Triás superior de dicha unidad y el Cuiso-Luteciense margoso (E4-5) del Cadí.

El accidente del Cadí, que es visible hasta el afloramiento triásico diapírico del Riu Arija al E de la Pobla, bien seguro que debe prolongarse aún más hacia el E, no obstante, discernirlo en medio una sedimentación margosa turbidítica parcialmente sintectónica, nos parece sumamente difícil.

2. Al Este y al Sur de la zona del Pedraforca (s.l.)

El contacto del Mesozoico-Eoceno de la unidad del Pedraforca y el Eoceno del antepaís ha sido, desde los primeros tratadistas hasta ahora, objeto de un debate especial lleno de dificultades.

En el primer tercio de nuestro siglo la controversia se estableció entre los aloctonistas, partidarios de que la unidad del Pedraforca estaba enraizada al S y superpuesta tangencialmente al Eoceno del antepaís por el E y por el N (Cadí) (Jacob *et al.*, 1927), y aquellos que, rebatiendo los argumentos estructurales de sus predecesores, a pesar de sus atinadas pero insuficientes observaciones (Ashauer, 1934), desembocaron en el polo opuesto: un autoctonismo absoluto que, hoy día, desde cualquier punto de vista, parece inaceptable.

Durante el segundo tercio de siglo se admitió sin discusión el autoctonismo de la escuela alemana, concluyendo, sin embargo, con la aportación de Guérin-Desjardins y Latreille (1961) fundamental en cuanto concierne a la cartografía geológica por su substancial perfeccionamiento.

Los trabajos de Séguret (1969, 1972) significaron el retorno a las ideas aloctonistas; en este caso suponiendo un desplazamiento de la unidad del Pedraforca desde el N hacia el S por encima del Eoceno del Cadí - Port de Comte considerado autóctono relativo.

A poco de emitirse la hipótesis de Séguret los bordes S y E de la zona del Pedraforca son objeto de una interpretación controvertida, a fin de dilucidar la edad de colocación del supuesto "manto" de origen septentrional y establecer a qué nivel se sitúa su frente (Garrido-Megías, 1972; Solé-Sugrañes y Clavell, 1973). A partir de entonces, sin embargo, el concepto "manto del Pedraforca" de origen N es axiomáticamente aceptado, por cuanto ninguno de los argumentos seguretianos en que se sustenta es objeto de discusión (a excepción del intento hecho inicialmente por Solé-Sugrañes y Mascareñas, 1970).

En las últimas décadas, si bien han sido importantes los avances en el conocimiento estratigráfico de la zona del Pedraforca (Peybernès, 1976; Bilotte, 1982, 1985; Plaziat, 1984; etc.), el problema estricto de las relaciones entre la unidad del Pedraforca y el Eoceno del antepaís no ha mejorado sensiblemente. Algunos trabajos al respecto (Megías y Posadas, 1981a, 1981b –replicados por Masriera y Ullastre, 1985–; Martínez *et al.*, 1988) adolecen de una insuficiencia de análisis conducente a erróneas interpretaciones.

Ciertos autores recientes (*cf.* Fontboté *et al.*, 1986; Muñoz *et al.*, 1987; Fontboté, 1991), aceptando premisas de validez dudosa, se han librado a interpretaciones teóricas.

Situado el lector ante el cuadro histórico del problema, trataremos de analizar lo más objetivamente posible, esa compleja línea de contacto en un intento de interpretar su naturaleza.

Al E de la sierra de Catllaràs (en el extremo oriental de la zona del Pedraforca) hay un corte de sumo interés, por cuanto permite establecer las prístinas relaciones entre la unidad del Pedraforca y el Eoceno (E4-5) del antepaís. Allí, en un punto privilegiado descrito por nosotros (Ullastre *et al.*, 1990, pp. 179 y 196), se ve cómo el Cretácico superior y el Paleoceno de la unidad del Pedraforca forman un anticlinal SSW-NNE, con núcleo triásico en Ca l'Arderiu, vergente al ESE; pues bien, en su flanco inverso, buzando 50°-80° al WNW, puede observarse el paso mediante contacto estratigráfico de este Paleoceno al Eoceno inferior (Ilerdiense) reducido a unos 3 m y luego, en riguroso contacto sedimentario también, al Cuiso-Luteciense (E4-5) carbonatado y margoso del antepaís en serie inversa buzando 80° al WNW. En este lugar puede asegurarse que no existe entre esos terrenos ninguna superficie de cizallamiento, ni las formaciones cuiso-lutecienses del antepaís se hunden en serie normal bajo el Mesozoico-Cenozoico de la zona del Pedraforca, ni existe un verdadero olistostroma en relación con el emplazamiento del presunto "manto del Pedraforca", contrariamente a lo que supuso Séguret (1972, Fig. 43, corte 1).

Entre Catllaràs y el NW de Vilada el contacto entre la unidad del Pedraforca y el antepaís está fosilizado por los conglomerados sintectónicos E5-7a y los depósitos de conglomerados E7-G; éstos contienen un enigmático afloramiento kilométrico con dominio de los bloques métricos de granito (Serrat Negre de La Nou).

Al NW de Vilada, el pequeño sinclinal de calizas eocenas del Cingle Blanc tiene en su flanco SE de arriba abajo los siguientes términos (buzando 20°-30° al NW): calizas con Alveolinas del Ilerdiense, calizas lacustres con Carófitas, areniscas y conglomerados ricos en *Microcodium* (¿Paleoceno superior?). Tras un tramo cubierto de unas decenas de metros, más abajo, se hacen visibles los niveles elevados del Luteciense inferior de Vilada (E4-5) en serie normal; con ello es presumible que, entre los materiales en serie normal del Cingle Blanc (unidad U4b de la zona del Pedraforca) y las margas de Vilada también en serie normal (E4-5), exista un contacto mecánico más o menos cabalgante, sin poder asegurarlo, no obstante, dada la interposición del expresado tramo cubierto por derrubios.

Al W de Vilada y al E del Llobregat, sin embargo, al pie del camino del Pla de Claràs a Cal Viladomat, las margas de Vilada parecen estar invertidas buzando al NW y pasar en contacto sedimentario a unos conglomerados equiparables a los de Queralt.

En La Baells, junto al cauce del río Llobregat, el cabalgamiento local del Paleoceno continental de la zona del Pedraforca sobre el Eoceno E4-5 del antepaís es cierto y aceptado desde antiguo (Ashauer, 1934); hoy día, sin embargo, las aguas del embalse de La Baells impiden renovar las observaciones circunstanciadas de ese contacto. Nosotros creemos que tiene una relación directa con el cabalgamiento de Peguera (que separa las unidades U5a y U4a entre Berga y Ensija) y que debe ser

admitido su carácter local si tenemos en cuenta que las observaciones hechas al E de Catllaràs (*supra*) excluyen la posibilidad de generalizar un contacto de semejante naturaleza como se hace abusivamente in Séguret (1972, pp. 96-97, Fig. 43).

Al NW de Berga la unidad U5a del borde S de la zona del Pedraforca forma el anticlinal de Campllong. En su extremo oriental, la cartografía detallada de las inmediaciones del Santuario de Queralt, nos muestra su flanco S laminado pero conservando una representación de todos los términos del Maastrichtiense y del Paleoceno continentales que se interponen entre el Senoniense superior y el Ilerdiense marinos. En continuidad estratigráfica se pasa de este Ilerdiense del flanco S del anticlinal de Campllong al Cuiso-Luteciense margoso del antepaís E4-5, mediando entre ambos términos el tramo rojo ilerdo-cuisiense y la "formación conglomerática de Queralt" (Solé-Sugrañes y Clavell, 1973; Ullastre *et al.*, 1990, p. 182, Fig. 8). Más al W, sin embargo, el contacto entre el flanco S del anticlinal de Campllong, laminado, incompleto y reducido a lentejones (*cf.* al N de las casas de Les Guixeres y La Mesquita), y el Eoceno margo-yesoso E4-5 del antepaís se hace por medio de un contacto mecánico, cuya traza se pierde hacia el W, más allá de la terminación perianticlinal de Campllong, en medio de los sedimentos plásticos del citado Eoceno.

El sector comprendido entre la terminación occidental de la estructura de Campllong y Sant Llorenç de Morunys tiene dos características fundamentales: a) la presencia, al S, del Luteciense superior-Bartoniense inferior (*s.s.*) (E5-7b), marino, discordante sobre los materiales E4-5; b) la inexistencia al N de corte alguno que muestre continuidad estratigráfica entre la unidad del Pedraforca y el antepaís. En efecto, al S de la sierra de El Verd algunas escamas de material eoceno E4-5 se emplazaron durante la sedimentación conglomerática sintectónica E7-G del Eoceno superior-Oligoceno, depósitos que a su vez son cabalgados por la propia sierra de El Verd (U3a-b) como consecuencia de movimientos aún más tardíos (Masriera y Ullastre, 1985). En este sector, al S de Sant Llorenç de Morunys, como ya se ha dicho, es donde se localizan las espectaculares discordancias progresivas en el seno de la sedimentación molásica E7-G (Riba, 1973).

Al S del macizo del Port del Comte, la línea morfológica que constituye el límite entre el material sudpirenaico y el antepaís, en su mayor parte, corta oblicuamente las estructuras NE-SW que afectan a este macizo. Esta línea, por el ENE, es una falla que pone en contacto la unidad del Port del Comte con el Eoceno E4-5 y E5-7 de Sant Llorenç de Morunys; por el WSW, separa brutalmente el anticlinal de Oliana (que interesa el Terciario del antepaís y cuyo eje se hunde hacia el NE) de las estructuras del Mesozoico-Cenozoico del extremo sudoccidental del Port del Comte (Cambrils); en la parte central (Odèn), interrumpe súbitamente la prolongación SW del sinclinal de Puig Sobirà. Todo hace pensar que el límite meridional de la unidad del Port del Comte coincide con un gran accidente cicatrizado por ingentes masas de conglomerados (E7-G).

En cuanto a la edad de este accidente, el análisis de la serie paleógena (E7-G) entre Oliana y Cambrils, nos arroja una cierta luz. En efecto, al NE de Oliana y por encima de los conglomerados E5-7a tenemos los siguientes materiales:

1. Conglomerados, con dominio de elementos calizos mesozoicos y terciarios, en los que se intercalan niveles de areniscas y limos rojos (E7-Ga).

2. Nivel decimétrico de extensión muy local (Cal Prat, a medio camino entre Valldany y La Mora Comtal, bordeando la terminación NE del anticlinal de Oliana) formado por limos arenosos y margas grises con yesos e hiladas carbonosas. Contiene gasterópodos de agua dulce y una microflora bastante rica (E7-Ga).
3. Conglomerados con abundantes cuarzos bipiramidados triásicos, calizas del Muschelkalk, del Senoniense, del Paleoceno y del Eoceno inferior (E7-Gb).
4. Conglomerados con predominio de los elementos paleozoicos (en las proximidades del vértice Fosa, 1.253 m los elementos graníticos llegan a constituir más de la mitad de la masa) (E7-Gb).

Dos muestras procedentes del término 2 han sido objeto de un análisis esporopolínico a cargo de Henriette Meon (Universidad Claude Bernard, Lyon). Al parecer, la microflora encontrada corresponde a un período en el que las Coníferas, esencialmente las Pináceas, comienzan a desarrollarse para pronto llegar a ser preponderantes; es decir, entre el final del Eoceno y los comienzos del Oligoceno. Las esporas encontradas, esencialmente de Pteridofitas tropicales, son menos numerosas y menos diversificadas que en los terrenos del Eoceno, pero son aún más frecuentes que en los terrenos de la mayor parte del Oligoceno. Estas observaciones junto a otras de mayor detalle, como son la presencia de *Alnus* y la ausencia de ciertos indicadores del Estampiense, hacen pensar que los materiales del término 2 corresponden a un Eoceno terminal o a un Oligoceno antiguo, haciéndose difícil concretarlo.

El término 3 podría interpretarse, dado su gran contenido en cuarzos bipiramidados triásicos, como los primeros materiales que cicatrizan el supuesto accidente (un equivalente oriental de este término 3 creemos tenerlo al NE de Sant Llorenç de Morunys en los conglomerados E7-Gb, muy ricos asimismo en cuarzos triásicos, que fosilizan las escamas de material E4-5 de Montcalb - La Corriu; Masriera y Ullastre, 1985).

En resumen, el límite entre el macizo del Port del Comte y el anticlinal de Oliana creemos corresponde a un accidente de edad Eoceno terminal-Oligoceno basal posteriormente cicatrizado. Este accidente, que estimamos vinculado a la traslación hacia el NE del macizo del Port del Comte y con él la zona del Pedraforca (*s.s.*) (Ullastre *et al.*, 1990, pp. 184 y 202), por su edad sería un fenómeno concomitante al hundimiento del antepaís bajo el borde SE de la unidad sudpirenaica central.

3. Sureste de la unidad sudpirenaica central

La línea tectónica del Segre pone en contacto el borde SE de la unidad sudpirenaica central con el Terciario del antepaís a lo largo de unos 40 km en dirección SW-NE. La complejidad del contacto se manifiesta en una franja de unos 5 km de anchura.

Es esta franja consideraremos:

a) el dispositivo tectónico respecto a los materiales del conjunto sedimentario E5-7 a la luz de las evidencias de campo comprobadas personalmente y de los datos suministrados por los sondeos Isona 1bis y Comiols 1; b) la sedimentación molásica E7-G y la tectónica coetánea, aunque sea de modo sumario.

a) *Dispositivo tectónico*

En el dispositivo tectónico del citado borde SE cabe diferenciar dos grandes niveles superpuestos a pesar de estar enmascarados por la sedimentación molásica sin y post tectónica.

El nivel inferior lo forman materiales análogos a los de las Sierras marginales, que asoman "diapíricamente" (Artesa de Segre, Montmagastre, Bellfort), en isleos rodeados de Paleógeno discordante (Alentorn) o en escamas (Peramola) que cabalgan el Priaboniense (E5-7a) del antepaís al W de Oliana. El sondeo Isona 1bis cortó esta superficie de cabalgamiento, ya que a partir de 3.901 m de profundidad los testigos revelaron la existencia del Priaboniense marino (E5-7b) bajo el Mesozoico cabalgante; asimismo el sondeo Comiols 1 alcanzó el Eoceno del antepaís (ver Apéndice).

El nivel superior lo constituyen los materiales de las sierras de Sant Mamet, Montsec y Aubens, que tienen en su base un plano común de cabalgamiento que se superpone al nivel inferior de materiales tipo Sierras marginales; materiales que, en parte (sierra de Sant Mamet), también constituyen este nivel tectónico superior. Esta conclusión se apoya en el razonamiento siguiente:

Tengamos en cuenta los hechos: 1º, los sondeos Isona 1bis y Comiols 1 cortaron este plano de cabalgamiento a 2.473 m y a 2.327 m respectivamente (ver Apéndice); 2º, el Paleoceno superior y el Eoceno inferior y medio del sinclinal de Ager - Meià (al N de Sant Mamet) son transgresivos sobre el paleo-accidente del Montsec y lo cicatrizan (Ullastre y Masriera, 1992); 3º, el sondeo Isona 1bis cortó entre 2.473 m y 3.190 m el Eoceno con Alveolinas y el Paleoceno junto a materiales cretácicos *cf.* Sierras marginales.

Por consiguiente, si el paleo-accidente del Montsec no cabalga al Eoceno que tiene al S (Sierras marginales) y en cambio el sondeo Isona 1bis tras cruzar una serie *cf.* Montsec cortó el Eoceno y otros materiales *cf.* Sierras marginales, debemos admitir que la superficie de cabalgamiento que está en la base de la serie normal del Montsec - Aubens y que fue cruzada por ambos sondeos, tiene que truncar oblicuamente por el E el paleo-accidente del Montsec y los materiales del sinclinal de Ager - Meià y de la sierra de Sant Mamet.

En consecuencia, la superficie de cabalgamiento en cuestión no puede ser juzgada como una rampa lateral del frente del Montsec tal como lo hacen actualmente algunos autores (*cf.* Farrell *et al.*, 1987; Muñoz *et al.*, 1987, p. 187; Vergés y Muñoz, 1990; Fontboté, 1991, p. 329). Por tanto, esta superficie correspondería a un accidente geométrica y cronológicamente distinto al del Montsec y solamente los movimientos tardíos (posteriores al Cuiso-Luteciense) del flanco norte del Montsec dirigidos desde el NW hacia el SE pueden relacionarse con ella. Con ésto tenemos que, durante los movimientos intra y post Eoceno medio-superior, en la línea tectónica del Segre se produjo un importante cabalgamiento mientras que el accidente tardío del Montsec jugaba en sentido longitudinal ("coulissement" dextro) (Ullastre y Masriera, 1992).

Finalmente, en el estado actual de nuestros conocimientos sólo cabe admitir que la unidad sudpirenaica central cabalga del NW hacia el SE el Priaboniense del antepaís un mínimo de 12-15 km, sin que nada tengan que ver con este fenómeno los paleo-accidentes E-W de Coll de Nargó y del Montsec que son cronológicamente distintos y obedecen a otras causas.

Este cabalgamiento hacia el SE es posiblemente contemporáneo del desplazamiento hacia el N, con un cierto giro horario, del conjunto catalán al E de la línea de accidentes del Segre y al S del accidente del Cadí, respecto al conjunto andorrano situado al N de dicho accidente del Cadí (Ullastre *et al.*, 1990, p. 200). Este desplazamiento hacia el N del conjunto catalán al E del Segre es el responsable de la truncadura oriental del paleo-accidente cretácico de Coll de Nargó - Pedraforca y del paleo-accidente paleoceno del Montsec - Ensija - Catllaràs.

b) Sedimentación molásica

La sedimentación molásica al W de Oliana está claramente implicada en la tectónica. En efecto, si bien los conglomerados del término inferior (ver *supra*: La sedimentación molásica E7-G) cicatrizan por el SW el cabalgamiento de las escamas de Peramola sobre el Priaboniense conglomerático E5-7a, más hacia el NE, al pie del Coscollet (sierra de Aubens) están sensiblemente plegados. No obstante, los materiales de ese término inferior llegan a aplicarse en discordancia sobre el Mesozoico de la vertiente meridional de la sierra de Aubens (Casa de Sant Pau) y más hacia el SW sobre el de la sierra del Montsec.

Esa sedimentación sintectónica ha sido posteriormente afectada por varios accidentes que dan fe de que la movilidad tectónica en la alineación del Segre no cesó con la fosilización sedimentaria del Paleógeno superior. En realidad, podemos ver que al W de Oliana (región de las escamas de Peramola) la sedimentación conglomerática está afectada por accidentes tardíos subverticales (*cf.* el que pasa a medio camino entre Castell Llebrer y Sant Honorat, inyectado de Trías superior con ofitas, y que pone en contacto mecánico los conglomerados sintectónicos del término inferior y los conglomerados ricos en Paleozoico del término superior).

Hacia el SW de Peramola, los "diapiros" de Bellfort - Montmagastre y más al S todavía el de Artesa de Segre cruzan la cobertera molásica del Paleógeno superior, dando más pruebas de movimientos tardíos. Los asomos de Mesozoico de Bellfort - Montmagastre han aprovechado la falla de desgarre de Montargull, que se prolonga hacia el W por el Sur de la sierra de Sant Mamet y que permitió la imbricación hacia el SE de las escamas del borde oriental de las Sierras marginales más meridionales (de E a W: escama de Montsonís, de Boada y de Sant Jordi). El afloramiento "diapírico" de Artesa de Segre tiene la particularidad de no estar circundado completamente por contactos mecánicos; por el lado N los conglomerados del Eoceno superior continental, verticalizados, tienen por encima en aparente contacto normal términos más elevados de la serie paleógena superior y por debajo en contacto sedimentario discordante los materiales mesozoicos *cf.* Sierras marginales; por el S, en cambio, las margas yesosas con ofitas del Trías superior se aplican mecánicamente contra las capas continentales del Eoceno superior levantadas hasta casi la vertical (Ullastre y Masriera, 1995).

Del análisis precedente se desprende que entre las unidades tectónicas sudpirenaicas y las unidades sedimentarias del antepaís no existe ningún tipo de contacto geométrica y temporalmente homogéneo, como debería esperarse que fuera de ser cierto el supuesto seguretiano, sino que es preciso diferenciar tres tipos de contactos completamente distintos. Estos son:

1º, el contacto septentrional entre la serie mesozoica del Pedraforca y el Eoceno de la serie del Cadí, que se hace mediante una falla subvertical más o menos cabalgante, con salto en dirección de unos 40 km, de edad intra Luteciense y retrocabalgamiento intra y post Eoceno medio-superior.

2º, el contacto por el E y el S de la zona del Pedraforca, donde las pruebas locales de continuidad estratigráfica entre esta unidad sudpirenaica y el antepaís, y ésto desde el Cretácico superior-Paleoceno hasta el Eoceno superior-Oligoceno, no permiten admitir superposición tangencial hacia el S, cuantitativamente significativa, entre ambos dominios.

3º, el contacto del borde SE de la unidad sudpirenaica central al W del Segre, que constituye un verdadero frente de cabalgamiento, de edad intra y post Priabonense, con una superposición tangencial mínima de 12-15 km sobre el Eoceno superior marino del antepaís.

EVOLUCION TECTÓNICA

Problemas que suscitan los hechos en el marco de la interpretación admitida

La concepción corriente de las estructuras sudpirenaicas de la región que nos ocupa reposa en esencia sobre el modelo de mantos de Séguret (1972), desplazados de NNE a SSW durante el Eoceno medio-superior, al que, no obstante, se le ha complicado con el fin de recoger en el modelo ciertos hechos de observación. En efecto, a consecuencia de los estudios dados a conocer por Garrido y Ríos (1972) se modificó acertadamente la edad de los accidentes E-W de Bóixols - Coll de Nargó y del Montsec; más tarde, a raíz del establecimiento de la estructura del pico de Pedraforca por parte de Ullastre *et al.* (1987) y ante el empeño de mantener en aquel sector el modelo seguretiano, se creó con apresuramiento el infundado "manto superior del Pedraforca" de edad Maastrichtiense, concepto que, sin ningún empacho, se hizo extensivo a la unidad occidental de Bóixols - Coll de Nargó (Vergés y Martínez, 1988); el resultado de algunos importantes sondeos (*cf.* Isona 1bis, 1975; Comiols 1, 1985) llevó a suponer que la unidad sudpirenaica central al W del Segre reposa *en toda su extensión* sobre el Eoceno del antepaís (Cámara y Klimowitz, 1985); los estudios del Pirineo oriental debidos a la escuela de J.M. Fontboté (Bibliografía *in* Muñoz y Santanach, 1988; Fontboté, 1991) apoyados en perfiles sísmicos (no siempre fáciles de interpretar: *cf.* *Géochronique*, nº 39, agosto 1991, pp. 18 y 22) llevaron a substituir, para el sector E del "manto del Pedraforca", la interpretación en "têtes plongeantes" de Vergely (1970) por el concepto de "manto del Cadí".

Así pues, el modelo que se viene admitiendo (Fig. 4) comprende: un "frente sudpirenaico", que tendría su continuidad hacia el N a través del "cabalgamiento basal"; por encima, las "láminas cabalgantes inferiores", es decir: las láminas de materiales de zócalo y cobertera del Freser y de los Noguera y, además, el "manto del Cadí" con su equivalente occidental de las Sierras marginales (*cf.* "manto de Gavarnie"); en una posición aún más elevada, las "láminas cabalgantes superiores", representadas en el "manto del Montsec" - "manto inferior del Pedraforca" y en el "manto de Bóixols -

Coll de Nargó” - “manto superior del Pedraforca.” Este conjunto de mantos superpuestos se habría desplazado de NNE a SSW, según una secuencia de bloque inferior entre el Maastrichtiense y el post Priaboniense.

Esta interpretación no tiene en cuenta una larga serie de hechos que veremos a continuación.

1. En relación con el “manto superior del Pedraforca”

El borde S del supuesto “manto”, estando cicatrizado por materiales del Senoniense superior-Paleoceno basal, no permite argumentar su existencia. El análisis detallado de este borde S (Ullastre *et al.*, 1987) refleja el juego de un paleo-accidente pre Maastrichtiense superior-Paleoceno basal con dominio de la componente vertical y una componente menor más o menos cabalgante en gran medida de origen tardío.

Por su borde N y NE, lo que podría ser el contacto de base del “manto” pre-senoniense superior supuesto por ciertos autores, cabalga extensamente una lámina de Cretácico superior en serie inversa conteniendo las mismas brechas maastrichtiense-paleocenas que cicatrizan el flanco S.

Extender la noción de “manto superior del Pedraforca” hacia el W (Coll de Nargó y Bóixols) sólo sería admisible si la existencia de este “manto” fuese demostrable en la región del pico de Pedraforca, ya que en la región occidental no hay ninguna prueba en favor de semejante interpretación (Ullastre *et al.*, 1987); sólo, en el extremo W del paleo-accidente de Coll de Nargó, el sondeo de Sant Corneli obliga a admitir un cierto cabalgamiento hacia el S (2-3 km) que en parte podría atribuirse a la fase intra-senoniense (IGME, 1987; Specht *et al.*, 1991).

2. En relación con el “manto inferior del Pedraforca”

Debe precisarse que este “manto” no es sólo un equivalente del “manto del Montsec”, ya que la zona del Pedraforca tiene en su parte S unidades equivalentes a las Sierras marginales.

El contacto entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (detenidamente estudiado por Ullastre *et al.*, 1990), único en el que podría argumentarse la existencia del supuesto “manto” venido del NNE por encima del Cadí, lejos de ser el contacto de base de un manto, se presenta como una falla subvertical que en planta y en alzado corta oblicuamente el Paleógeno del Cadí (desde el Ilerdiense hasta el Luteciense). Este accidente, por el N, cabalga los materiales del Cuiso-Luteciense del Cadí.

Tampoco se tiene en cuenta que la zona del Pedraforca, en realidad, constituía, antes de los desplazamientos intra-lutecienses, un área de transición W-E entre la unidad sudpirenaica central al W del Segre y la serie del Cadí al E, existiendo evidencias de que el extremo oriental de la zona del Pedraforca estuvo hasta el Luteciense inferior en relación con el extremo occidental del Cadí, según los argumentos aportados por Ullastre *et al.* (1990).

3. En relación con el “manto del Montsec”

No se tiene en cuenta que la existencia de este “manto” carece de fundamento en el momento que se analiza con rigor el contacto entre la unidad del Montsec y las Sierras marginales (detalles *in* Ullastre y Masriera, 1992); este contacto no es más que el reflejo de un paleo-accidente pre Paleoceno superior-Eoceno inferior con una fuerte componente vertical, al que se yuxtaponen accidentes tardíos que jugaron como fallas en dirección en su parte occidental, mientras que eran más o menos cabalgantes en su parte oriental.

4. En relación con las láminas de Paleozoico y Triásico de la zona del Freser y de la zona de los Noguera

La interpretación admitida sugiere que la zona de los Noguera está “tal vez en continuidad con las láminas cabalgantes inferiores del manto del Cadí (apilamiento del Freser) y ciertamente por encima de éste (como se observa al NE del Montsec de Tost)” (*sic*: Muñoz *et al.*, 1987, p. 189). De ello resulta que, si en realidad las láminas del Freser están por debajo del “manto del Cadí”, en tanto que las láminas de los Noguera están por encima de este “manto”, no es razonable hablar (a pesar de la duda que introduce el “tal vez...”) de continuidad entre unas y otras; sería quizás mejor imaginarse que se trata de dos fenómenos independientes que obligarían a admitir la existencia de accidentes de zócalo que limitasen al W el apilamiento del Freser y al E la zona de los Noguera. Y esta continuidad es todavía más dudosa cuando se admite que al N de la serie del Cadí en sentido estricto, es decir entre las zonas del Freser y de los Noguera, “el límite N del manto del Cadí [léase contacto de base del “manto”] no se ha visto en el campo” (*sic*: Clavell *et al.*, 1988, Fig. 5).

A todo ello podría añadirse también el problema de las esquistosidades alpinas observadas en la zona de los Noguera y que, en cambio, no se han señalado en la región oriental (Muñoz *et al.*, 1987, p. 192)

5. En relación con el “manto del Cadí”

Sin entrar en discusión sobre si las estructuras del Eoceno del sinclinal de Ripoll, al S del “apilamiento del Freser”, constituyen o no un “manto” (Fontboté *et al.*, 1986) o si se resuelven según un modelo en “têtes plongeantes” (Vergely, 1970), nos limitaremos a objetar el concepto de “manto del Cadí” en el sector de la sierra del Cadí en sentido propio, es decir: entre el meridiano de la Pobra de Lillet al E y el de la Seu d’Urgell al W.

En este sector, como ya se ha dicho, no se conoce, al N, la base del supuesto “manto”. El Eoceno del Cadí al S de su parte occidental está afectado por estructuras con vergencia N/NE (Ullastre *et al.*, 1990). Al SW del Cadí, el macizo del Port del Comte, afectado por pliegues NE-SW, y las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma, que lo bordean por el NW, N y NE y que paleogeográficamente pertenecen a él (Masriera y Ullastre, 1981; Bilotte, 1982), quedan, en el marco de la interpretación en cuestión, sin esclarecer su significado.

Por cuanto a su parte S, nada permite argumentar con solidez la existencia de un “manto del Cadí”, dadas las interferencias entre tectónica y sedimentación; en efecto: al E del meridiano de la Pobla de Lillet existe continuidad estratigráfica (aunque con reducción de espesores) entre el Cretácico superior-Paleoceno-Eoceno inferior de la zona del Pedraforca y el Cuiso-Luteciense del antepaís (Ullastre *et al.*, 1990); mientras, en el S, a este mismo Cuiso-Luteciense, que bordea la zona del Pedraforca, se le superpone en discordancia un Luteciense superior-Bartoniense inferior (s.s.) marino (Sant Llorenç de Morunys) (Solé-Sugrañes, 1972; Caus, 1984; Masriera y Ullastre, 1985). Contrariamente, en el lado occidental del Segre, las Sierras marginales (*cf.* “manto del Cadí”) y la unidad del Montsec cabalgan extensamente el Priaboniense marino del antepaís, como lo prueba el sondeo Isona 1bis. Resultando, por tanto, que, al E del Segre, los “mantos de origen N.NE” en el Luteciense ya habían ocupado su posición meridional, mientras que al W del Segre no habían hecho más que una mínima parte del supuesto desplazamiento hacia el S, desplazamiento que no tuvo lugar hasta al menos después del Priaboniense marino; ello supone que, entre el desplazamiento final de las unidades orientales y el de las occidentales, hubo un decalaje en el tiempo de cerca de 10 Ma y en el espacio de unos 40-50 km.

Este hecho, que viene a sumarse a la indicada dificultad de que exista continuidad espacio-temporal entre las láminas con Paleozoico de los Noguera y las del Freser, creemos que excluye, en todo caso, la posibilidad de minimizar, como algunos han hecho (Clavell *et al.*, 1988), el papel estructural de la línea tectónica del Segre.

Finalmente diremos que, la interpretación común, frente a la larga serie de disensiones que los hechos, a nuestro modo de ver, suscitan, nos parece arriesgado adjetivarla de “consistente” (Fontboté *et al.*, 1986).

En pocas palabras, la interpretación tectónica de la cobertera mesozoico-cenozoica sudpirenaica catalana (unidad sudpirenaica central-zona del Pedraforca), actualmente (Roure et Choukroune, 1992), se asienta sobre dos premisas: a) en un prejuicio: el hecho de admitir que todos los desplazamientos tangenciales posteriores al Cretácico inferior se han producido desde el N hacia el S; b) en una hipótesis: la posibilidad de extrapolar los datos de los sondeos Isona 1bis y Comiols 1, que cortaron el contacto de base de la unidad sudpirenaica central y el Eoceno marino del antepaís autóctono, considerablemente hacia el W. Piénsese en ¿qué consistencia tendría el edificio teórico actual si esas dos premisas fuesen falsas?

Además, es bueno recordar que los defensores de la tectónica de cabalgamientos en el Pirineo catalán no pudieron menos que reconocer “la rapidez y escaso apoyo de datos de campo con que algunos autores han realizado algunas interpretaciones” (*sic*: Muñoz y Santanach, 1988, p. 79), defecto éste, de procedimiento, que persiste.

Breve ensayo evolutivo

En pocas líneas trataremos de indicar con sencillez fenómenos ciertamente muy complejos y de no fácil interpretación. Es cuestión de esquematizar una serie de situaciones y movimientos relativos, en el espacio y en el tiempo, de las unidades sudpirenaicas que han sido objeto del análisis precedente, los cuales juzgamos necesarios para rendir cuenta de los hechos de observación. (Fig. 5).

Escapa del marco limitado de nuestros estudios el atisbar las causas primeras de los supuestos desplazamientos. Creemos, no obstante, que los movimientos de zócalo, con acortamientos por imbricación por un lado y fallas con salto en longitud por otro, están en la base de la explicación de los hechos.

Partiendo de las observaciones y razonamientos sintetizados en las páginas anteriores, podemos decir que en la evolución de las unidades sudpirenaicas al E y al W del Segre cabe diferenciar dos grandes etapas: una que tuvo su final en el Cuisiense superior o en los albores del Luteciense y otra, que enmascara los efectos de la anterior, cuyas consecuencias tuvieron lugar durante y después del Eoceno medio-superior.

Hasta el Cuisiense superior-albores del Luteciense (Fig. 5. I) cabe imaginar que existió un sincronismo evolutivo entre las unidades al W y al E del Segre y la serie del Cadí. Prueba de ello son: el reconocimiento de analogías estratigráficas y sedimentarias entre unidades distintas, y las características tectonosedimentarias que definen los paleo-accidentes de Coll de Nargó - Pedraforca (de edad funcional Senoniense superior-Paleoceno) y del Montsec - Ensija - Catllaràs (cuyo lapso de funcionamiento va del Paleoceno superior por lo menos hasta el Cuisiense superior-Luteciense inferior).

Estos accidentes después del Cuiso-Luteciense se comportan como estructuras heredadas que no desempeñan ningún papel fundamental en la evolución tectónica posterior. No obstante, los expresados paleo-accidentes, restituidos a la supuesta posición original (Fig. 5, I), podrían haber tenido una prolongación oriental en el seno de los materiales de zócalo del N de la sierra del Cadí, con lo cual cabría la hipótesis de que su traza hubiese influido en la posterior estructuración de la fosa neógena de la Cerdanya.

En el Eoceno medio se inicia una etapa que provocará la desorganización de la "homogeneidad" estructural preexistente con la creación de una nueva arquitectura tectónica obedeciendo, probablemente, a causas inmediatas distintas a las que imperaron en la etapa anterior.

Durante y después del Eoceno medio-superior las estructuras creadas podrían ser el resultado de traslaciones contrapuestas:

1º, traslación intra-luteciense en el sentido del NW hacia el SE siguiendo el accidente A-A' (Fig. 5, II); a este episodio podrían vincularse: el origen de las unidades alóctonas de la zona de los Noguera, ciertos pliegues NE-SW (*cf.* los que afectan el macizo del Port del Comte), y un principio de colocación de la zona del Pedraforca (*s.l.*) al S del Cadí.

2º, compresión y traslación hacia el N intra y post Eoceno superior; habría ocasionado: saltos en dirección, retrocabalgamiento hacia el N de la unidad sudpirenaica central al W del Segre, retrocabalgamiento hacia el N también de la zona del Pedraforca sobre el Cadí, truncadura de las estructuras heredadas, virgación de las escamas de Alinyà - Tuixent - La Coma con cabalgamiento hacia el S sobre el Port del Comte, y cabalgamiento también hacia el S (de edad post conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno) de la sierra de El Verd sobre dichas escamas. Estos cabalgamientos hacia el S podrían ser consecuencia de un movimiento antitético o de reacción al desplazamiento globalmente hacia el N del substrato del antepaís al E del Segre durante este segundo episodio. En esta misma línea deben ser colocados los fenómenos tectonosedimentarios de la franja meridional de la zona del Pedraforca (colocación sinsedimentaria entre los materiales detríticos E7-Ga y E7-Gb de las

escamas de Montcalb - La Corriu, E4-5, al NE de Sant Llorenç de Morunys; discordancias progresivas en los conglomerados E7-G entre Sant Llorenç y Berga).

Los accidentes del Segre durante esta etapa se erigen, en realidad, como verdaderos frentes de cabalgamiento de edad intra y post Priaboniense, que desbordan el límite NW del antepaís, al proseguir, probablemente, el desplazamiento del NW hacia el SE de las unidades occidentales al tiempo que se movía hacia el N el conjunto catalán oriental con cierta rotación horaria, provocando su hundimiento hacia el NW.

La deposición de ingentes masas de materiales detríticos durante y después de los episodios tectónicos acaecidos en esta etapa evolutiva que se inicia en el Eoceno medio (Fig. 5, II y III), es una evidencia notoria aunque no suficientemente estudiada. Es un hecho constatado la removilización de ciertos accidentes antiguos y la creación de otros nuevos durante épocas relativamente recientes de la historia geológica de la región.

Una cuestión adicional: el “manto del Cotiella”

Antes de concluir quizá sea oportuno hacer una digresión relativa al “manto del Cotiella” (Séguret, 1967), que constituye la terminación NW de la unidad sudpirenaica central, fuera del área objeto de nuestro estudio. No obstante esta circunstancia, hay que advertir que la recomposición de las unidades al E y al W del Segre, a la que nos ha llevado nuestras investigaciones, entraña al mismo tiempo la necesidad de reconsiderar la interpretación seguretiana del “manto del Cotiella”, por lo menos en algunos aspectos: cronología de los accidentes, relación causa-efecto entre vergencias y contactos de base de las unidades desplazadas tangencialmente, dirección y sentido de los desplazamientos.

En el estado actual de nuestros conocimientos saltan a la vista ciertas cuestiones que nos parecen importantes al respecto:

1. El “manto del Cotiella” según Séguret (1972) es un deslizamiento submarino anterior, sin más precisión, al Luteciense inferior; para Garrido y Ríos (1972) es intra-cuisiense, estando su frente S fosilizado por materiales del Cuisiense inferior, aspecto éste corroborado por los estudios y dataciones consignados *in* Plaziat (1984, III, pp. 1253-1254). Así pues, la colocación del “manto de origen NNE” (*sensu* Séguret, 1972) se habría producido a comienzos del Cuisiense.

Esta conclusión está en conflicto con las observaciones de Ríos *et al.* (1982a, 1982b) que constan en las hojas geológicas a escala 1:50.000 de Bielsa (nº 179) y de Broto (nº 178). En efecto, el contacto de base del “manto”, por el N (al S del valle del Cinqueta), corta oblicuamente, de E a W, el Paleoceno, el Ilerdiense y el Cuisiense inferior “autóctonos”, lo cual parece avenirse mal con la hipótesis de un deslizamiento submarino del NNE hacia el SSW de edad ante o intra Cuisiense (Garrido y Ríos, 1972); tampoco parece exacta la afirmación de que el contacto de base del Cotiella sea por todas partes próximo a la horizontal (Séguret, 1967). Por otra parte, y esto es muy importante, en el borde W del macizo del Cotiella - Punta Llerga, la pequeña “klippe” de Peña Solana (al E de Laspuña) descansa sobre materiales turbidíticos del Luteciense inferior (p. 20 de la memoria de la Hoja de Bielsa); asimismo, la “klippe” de Castillo Mayor (a unos 6 km al WNW de Punta Llerga) reposa sobre un Luteciense inferior (probable) en la contigua Hoja de Broto (pp. 26 y 49 de la memoria).

Con ello tenemos que el contacto de base del “manto del Cotiella” por el S está fosilizado por el Cuisiense inferior mientras que por el W cabalga un Luteciense inferior. De ser ciertas las dataciones de los expresados autores, la interpretación segura de la tectónica del “manto del Cotiella” es evidente que debe ser revisada.

2. Los accidentes periféricos de la unidad del Cotiella (ya sean tangenciales o no) es probable que no tengan todos la misma edad; no podemos admitir sin argumentos que las vergencias hacia el S, vistas en los materiales considerados alóctonos venidos del NNE, obedezcan a las mismas causas que originaron todos los referidos contactos mecánicos periféricos.

CONCLUSIONES

1. A nuestro modo de ver, existen argumentos suficientes para pensar que, originariamente, la unidad sudpirenaica central (al W del Segre) y la unidad del Pedraforca (s.l.) (al E del Segre) constituían un conjunto único que estaba situado al W de la serie del Cadí, la cual también formaba cuerpo con él.

2. Dos grandes accidentes E-W (Coll de Nargó - Pedraforca y Motsec - Catllaràs) con múltiples juegos, esencialmente verticales, a lo largo del Senoniense, del Paleoceno y del Eoceno inferior y medio, afectaron al gran conjunto único antes señalado.

3. Importantes traslaciones intra-lutecienses, globalmente en sentido del NW hacia el SE, truncaron la continuidad entre la serie del Cadí y la porción occidental del conjunto. Empujes intra y post Eoceno superior, hacia el N o el NE, afectaron luego la parte oriental de la unidad sudpirenaica central - zona del Pedraforca, desorganizando su estructura primitiva, ocasionando la colocación de la zona del Pedraforca al S del Cadí y el hundimiento del Eoceno terminal del antepaís bajo el borde SE de la unidad sudpirenaica central.

4. Creemos que, para explicar los hechos de observación y poder restituir las unidades sudpirenaicas en cuestión a su posición original del modo a que nos obliga el análisis estratigráfico y sedimentario, no se puede invocar sólo a la fuerza de la gravedad como responsable directa de su aloctonía; movimientos importantes de zócalo han de haber intervenido directamente en las traslaciones de esas unidades, en sentidos a veces contrarios al que podría haber sido la pendiente tectónica de la vertiente sudpirenaica.

APÉNDICE

SONDEO OLIANA 1

Cortó 2.332 m de margas marinas con fauna del Eoceno medio-superior. Este espesor, considerado anormal, se debe a complicaciones tectónicas. (Colom, 1951; IGME, 1987, p. 49).

SONDEO SANAHUJA 1

Bajo el Paleógeno superior continental, entre 1.480 m y 2.375 m, se cortaron las facies evaporíticas (anhidrita, sal y arcilla) del Priaboniense. Por debajo de los 2.375 m se cortaron las margas (suponemos marinas) del Eoceno medio-superior. (IGME, 1987, p. 118).

SONDEO BASSELLA 1

Según los datos publicados se cortaron en este sondeo más de 3.500 m de materiales detríticos del Terciario continental con una intercalación salina entre 2.550 m y 2.680 m. El sondeo alcanzó, entre 3.680 y 3.850 m, un supuesto Cretácico y/o Paleozoico, sin indicación de haber encontrado antes el Eoceno marino. (IGME, 1987, p. 107).

SONDEO JABALÍ 1

Se cortaron unos 3.000 m de Eoceno medio-superior arenoso y conglomerático. Por debajo, hasta 3.828 m, margas, calizas y ocasionalmente anhidrita, atribuidas al Eoceno inferior-medio (suponemos marino). Entre 3.828 y 4.558 m, los terrenos cortados se han atribuido al basamento metamórfico. (IGME, 1987, p. 351).

SONDEO PUIGREIG 1

Al Terciario continental de los primeros 575 m sigue un Bartoniense (suponemos marino) margoso y arenoso hasta 2.268 m. Luego, hasta 3.000 m, un Cuiso-Luteciense con calizas, margas y anhidrita (que también suponemos marino). De 3.000 m a 3.192 m esquistos de edad incierta (Cretácico y/o Carbonífero). (IGME, 1987, p. 61).

SONDEO COMIOLS 1 (Reinterpretación)

0 - 2.327 m. *Serie normal del Montsec*: Cretácico superior - Cretácico inferior - Malm-Dogger - Lías.

2.327 m. Contacto mecánico.

2.327 - 3.522 m. *Serie normal tipo Sierras marginales*: Maastrichtiense - Campaniense - Santoniense - Malm-Dogger - Lías. (1)

3.522. Contacto mecánico.

3.522 - 3.671 m. *Substrato plástico de Keuper - Rheto-Hettangiense*: 29 m de una mezcla de arcillas rojas anhidriticas, cuarzos bipiramidados y calizas con Alveolinas; 120 m de sal con intercalaciones de anhidrita. (2)

3.671 m. Probable contacto mecánico.

3.671 - 4.346 m. *Eoceno del antepaís*: margas arcillosas y calizas margosas fosilíferas con *Globigerina boweri* a 3.702 m (Luteciense). A 3.990 m areniscas, anhidrita y calizas recristalizadas; siguen en profundidad margas arcillosas. A 4.291 m calizas fosilíferas con Alveolinas. (3)

4.346 - 4.388 m. Arcillas rojas con algunas areniscas: tramo de edad desconocida. (4)

4.388 - 4.500 m. *Paleozoico*: pizarras.

(1) Entre 2.929 y 3.001 m se cortaron margas y areniscas con fauna santoniense (Ramón Querol, comunicación personal). No hay por tanto ninguna razón para asignar este tramo al Cretácico inferior como lo hace IGME (1987, p. 431).

(2) Parece que no hay ningún argumento para colocar en el Eoceno estos materiales evaporíticos.

(3) Datos facilitados por ENADIMSA.

(4) Este tramo tiene aspecto de "garumniense" sin que exista ninguna prueba paleontológica que demuestre palpablemente su edad (Ramón Querol, comunicación personal).

SONDEO ISONA 1bis (Reinterpretación)

0 - 2.473 m. *Serie normal de Aubens, cf. Montsec*: Cretácico superior - Neocomiense-Purbeckiense - Malm-Dogger - Lias - Keuper.

2.473 m. Contacto mecánico.

2.473 - 3.190 m. *Materiales cf. Sierras marginales*: mezcla de Keuper con Eoceno, Paleoceno y Senoniense. A 2.513 m se han señalado calizas con Alveolinas; a 2.560 m caliza con Alveolinas (Eoceno), caliza con *Microcodium* y caliza con anhidrita (Paleoceno); a 2.561 m caliza con Carófitas (?Paleoceno - Maastrichtiense); entre 3.160 y 3.190 m calizas del Senoniense continental y marino: a 3.180 y 3.182 m calizas con Carófitas y/o Moluscos, a 3.185,10 m presencia de *Orbitoides*. (1)

3.190 m. Contacto mecánico.

3.190 - 3.901 m. *Substrato plástico de Keuper - Rheto-Hettangiense*: complejo evaporítico. Hasta 3.592 m: sal, arcillas, yeso y anhidrita triásicos. Entre 3.592 y 3.901 m (2) se cortaron yesos y anhidritas grises y blancos, dolomíticos, con pasadas de margas y dolomías (3.592 - 3.794 m); pasadas de sal (¿triásica?) (3.749 - 3.901 m).

3.901 m. Probable contacto mecánico. (3)

3.901 - 4.314 m. *Eoceno del antepaís*: serie margo-arcillosa gris fosilífera. Entre 4.114 y 4.130 m la microfauna procedente de los levigados ha permitido reconocer la biozona de *Globigerinatheka semiinvoluta*, perteneciente al Priaboniense. De 4.136 a 4.144 m la microfauna sólo permite asegurar que se trata de Luteciense superior-Priaboniense. (1)

(1) Datos del archivo ENIEPSA facilitados por REPSOL Exploración.

(2) Este tramo se ha atribuido al Priaboniense (Industria Minera, Mayo de 1976, n° 167, pp. 11-12; IGME, 1987, p. 258) y se ha separado del Trías evaporítico suprayacente en base a que, aparentemente, en él se detectó carnalita (Ramón Querol, comunicación personal). Así pues, no existiendo argumentos convincentes, nos permitimos englobar este tramo en el complejo evaporítico superior.

(3) La cota 3.901 m es la que corresponde al comienzo de la serie margo-arcillosa eocena según la columna original del sondeo facilitada por Ramón Querol. En las publicaciones (véase observación 2) figura en este lugar la cota 3.897 m.

AGRADECIMIENTOS

A Michel Durand-Delga va nuestra gratitud por la lectura crítica de la primera versión manuscrita del presente trabajo realizada en 1993, siendo, no obstante, de exclusiva responsabilidad de los autores todo cuanto se dice en su versión última de 1994, tanto en la forma como en el fondo.

La más sincera estima, también, hacia Ramón Querol, Álvaro Odriozola (REP-SOL EXPLORACION) y Luis F. Granados (ENADIMSA), quienes han puesto a nuestro alcance numerosos y valiosos datos inéditos relativos a los importantes sondeos Isona Ibis y Comiols I.

A Henriette Méon (Université Claude Bernard, Lyon) se dirige, en igual medida, nuestro reconocimiento, por haber gentilmente realizado el análisis esporo-polínico de unas muestras procedentes de una breve intercalación lacustre, descubierta en los conglomerados sinorogénicos de Oliana, constituyendo un documento excepcional que contribuye a fijar el límite entre Eoceno y Oligoceno en estas series conglomeráticas sudpirenaicas cronológicamente mal conocidas.

BIBLIOGRAFÍA

- Ashauer, H. 1934. La terminación oriental de los Pirineos. *Publ. Alem. Geol. España*, 2: 201-336. CSIC, Madrid. Traducción, de la edición original alemana, publicada en 1943.
- Bilotte, M. 1978. Le Crétacé supérieur des Sierras del Cadí, de Port del Comte et de Oden (Tronçon catalan, Pyrénées). *C. r. Sc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 13 (1): 16-22.
- Bilotte, M. 1982. Les séries sédimentaires du Mésozoïque de la "nappe de la Pedraforca" et son "autochtone" (Tronçon catalan, Pyrénées). Conséquences structurales. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 1017-1025.
- Bilotte, M. 1984. Le détroit des Aspres: nouvel élément de la paléogéographie est-pyrénéenne à la fin du Crétacé. *Strata*, 1: 23-31.
- Bilotte, M. 1984-1985. Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, (2) 1: 45 pls; (2) 5: 1-438, 121 figs., 53 tpls.
- Birot, P. 1937. *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Thèse Univ. Paris, 318 pp. Baillièrre et Fils Ed., Paris.
- Busquets, P., Serra-Kiel, J. y Reguant, S. 1979. Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la zona septentrional de la Depresión Central Catalana entre los ríos Llobregat y Merlès (provs. de Barcelona y Gerona). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 157-167.

- Busquets, P., Ramos-Guerrero, E., Moyá, S., Agustí, J., Colombo, F., Checa, Ll. y Köhler, M. 1992. La Formación de Bellmunt (Unidad del Cadí, Pirineo oriental): aportaciones bioestratigráficas de los sistemas lacustres y palustres asociados. *Acta Geològica Hispànica*, **27** (1-2): 109-116.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental sudpirenaica. *Estudios Geológicos*, **41**: 391-404.
- Caus, E. 1974. Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán (y la zona de tránsito entre esta unidad y la Cordillera Prelitoral Catalana). *Rev. Esp. Micropal.*, **7** (2): 297-316.
- Caus, E. 1984. Biostratigrafia i micropaleontologia de l'Eocè mitjà i superior del Pre-Pirineu català. *Inst. Estud. Catalans Arx. Sec. Ciències*, **74**: 1-83, 11 làms.
- Clavell, E., Martínez, A. i Vergés, J. 1988. Morfología del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geològica Hispànica*, **23** (2): 129-140.
- Closas-Miralles, J. 1952. Las bauxitas del NE de España. *C.r. Congr. Géol. Internat. Alger*, (12) **12**: 199-223.
- Colom, G. 1951. Micropaleontología aplicada. Estudio del sondeo profundo de Oliana (Provincia de Lérida). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **63**: 167-218, 8 láms.
- Combes, P.J. 1969. Recherches sur la genèse des bauxites dans le nord-est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *Mém. C.E.R.G.H.*, **3-4**: 1-375. Montpellier.
- Durand-Delga, M., Méon, H., Masriera, A. et Ullastre, J. 1989. Effets d'une phase tectonique compressive, affectant du Miocène supérieur, daté palynologiquement, dans la zone de la Pedraforca (Pyrénées catalanes, Espagne). *C. r. Acad. Sci. Paris*, (2) **308**: 1091-1098.
- Farrell, S.G., Williams, G.D. and Atkinson, C.D. 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain. *Journal Geol. Soc.*, **144**: 907-914. London.
- Fontboté, J.M. 1991. Reflexions sobre la tectònica dels Pirineus. *Mem. R. Acad. Cien. Art. Barcelona*, (3) **889**: 301-352.
- Fontboté, J.M., Muñoz, J.A. and Santanach, P. 1986. On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, **129**: 291-301.
- Garrido, A. y Ríos, L.M. 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. Min. España*, **83** (1): 1-47.

- Garrido-Megías, A. 1972. Sobre la colocación del manto del Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, "el manto del Montsec". *Bol. Geol. Min. España*, **83** (3): 242-248.
- Guérin-Desjardins, B. et Latreille, M. 1961. Étude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les ríos Segre et Llobregat (provs. de Lérida et Barcelona). *Rev. Inst. Français Pétrole*, **16** (9): 922-940. (Trad. española en *Bol. Geol. Min. España*, **73**: 329-369, 1962).
- Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. *Mém. suisses Paléont.*, **75-76**: 1-243, 18 pl., 1 tab.
- IGME. 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. 465 pp., 17 planos. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- Jacob, Ch., Fallot, P., Astre, G. et Ciry, R. 1927. Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *Congr. Geol. Internac. 1926. C.r. XIV sesión*, **2**: 335-411, 4 pls. Madrid.
- Martínez, A., Vergés, J. y Muñoz, J.A. 1988. Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geològica Hispànica*, **23** (2): 119-127.
- Martínez-Peña, M.B. y Pocoví, A. 1988. El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera sudpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geològica Hispànica*, **23** (2): 81-94.
- Masriera, A. et Ullastre, J. 1981. Contribution des minéraux lourds à la lithostratigraphie du Crétacé terminal des Pyrénées catalanes et quelques conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. r. Acad. Sci. Paris*, (2) **293**: 179-182.
- Masriera, A. y Ullastre, J. 1982. Hipótesis y problemas acerca del origen de las asociaciones de minerales pesados del Senoniense del Pirineo catalán. *Cuad. Geol. Ibérica*, **8**: 949-963.
- Masriera, A. et Ullastre, J. 1983. Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, **10** (3-4): 283-290.
- Masriera, A. y Ullastre, J. 1985. Puntualización acerca de las relaciones entre el Eoceno marino de Montcalb-La Corriu, el de Sant Llorenç de Morunys y los conglomerados continentales encajantes (Pirineo catalán). *Estudios Geológicos*, **41**: 385-390.
- Masriera, A. y Ullastre, J. 1988. Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con *Septorella*: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán). *Acta Geològica Hispànica*, **23** (1): 71-77.

- Masriera, A. y Ullastre, J. 1990. Yacimientos inéditos de Carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán. *Rev. Soc. Geol. España*, **3** (1-2): 33-41.
- Megías, A.G. y Posadas, M. 1981a. Relaciones geométricas entre el Eoceno marino y series continentales de la región de Sant Llorenç de Morunys (Pirineo oriental, España). *Estudios Geológicos*, **37** (3-4): 215-220.
- Megías, A.G. y Posadas, M. 1981b. Precisiones sobre la colocación del manto de Pedraforca (Pirineo oriental, España). *Estudios Geológicos*, **37** (3-4): 221-225.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. and Hartevelt, J.J.A. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, **41**: 221-228.
- Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C. y Fontboté, J.M. 1987. El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo. In Comba, J.A. (Coord.), *Geología de España*, **2**: 185-205. Libro Jubilar J.M. Ríos, IGME, Madrid.
- Muñoz, J.A. y Santanach, P. (edits.) 1988. Tectónica de cabalgamientos en el Pirineo. *Acta Geològica Hispànica*, **23** (2): 79-80.
- Peybernès, B. 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Toulouse. 459 pp.
- Plaziat, J.C. 1984. *Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène*. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Paris-Sud. 3 vols.
- Pocoví, A. 1978. Estudio geológico de las Sierras marginales catalanas. *Acta Geológica Hispànica*, **13** (3): 73-79.
- Pons, J.M. 1977. Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de Rudístidos del Cretácico superior del Prepirineo de la provincia de Lérida. *Publ. Geol. Univ. Autònoma Barcelona*, **3**: 105 pp., 87 láms.
- Puigdefábregas, C., Muñoz, J.A. and Marzo, M. 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**: 229-246.
- Reille, J.L. 1971. *Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales. D'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales*. Thèse Univ. Montpellier. 330 pp.
- Riba, O. 1967. Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geológica Hispànica*, **2** (1): 1-6.

- Riba, O. 1973. Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geológica Hispánica*, **8** (3): 90-99.
- Ríos, J.M., Almela, A. y Garrido, J. 1943. Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. 1ª parte: observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos orientales. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **56**: 337-389.
- Ríos, L.M., Lanaja, J.M. Ríos, J.M. y Marín, F.J. 1982a. *Mapa geológico de España a escala 1: 50.000. Hoja de Bielsa, nº 179*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- Ríos, L.M., Lanaja, J.M. y Frutos, E. 1982b. *Mapa geológico de España a escala 1: 50.000. Hoja de Broto, nº 178*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- Rosell, J., Ferrer, J. y Luterbacher, H. 1973. El Paleógeno marino del noreste de España. *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología*: 17-49. Madrid.
- Roure, F. et Choukroune, P. 1992. Apports des données sismiques ECORS à la géologie pyrénéenne: structure crustale et évolution des Pyrénées. *In Proyecto hispano-francés ECORS-Pirineos*: 63-79. Madrid.
- Séguret, M. 1967. Mise en évidence sur le versant sud des Pyrénées centrales d'une nappe à matériel crétacé déversée au sud: la nappe du Cotiella. *C. r. Acad. Sci. Paris*, (D) **265**: 1448-1451.
- Séguret, M. 1969. La nappe de la Pedraforca: nouvelle unité allochtone du versant sud des Pyrénées. *C. r. Acad. Sci. Paris*, (D) **269**: 552-555.
- Séguret, M. 1972. *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publ. Ustela. Thèse Doct. Sci. Univ. Montpellier (Géol. struct.), **2**: 1-162, 12 pl., 3 pl. h. t.
- Solé-Sugrañes, L. 1972. Nota sobre una discordancia en el Eoceno medio del Prepirineo oriental. *Acta Geológica Hispánica*, **7** (1): 1-6.
- Solé-Sugrañes, L. y Clavell, E. 1973. Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, prov. de Barcelona). *Acta Geológica Hispánica*, **8** (1): 1-6.
- Solé-Sugrañes, L. y Mascareñas, P. 1970. Sobre las formaciones Ager y Bagà del Eoceno del Cadí (Prepirineo oriental) y de unos pretendidos olistolitos del mismo. *Acta Geológica Hispánica*, **5** (4): 97-101.
- Specht, M., Deramond, J. et Souquet, P. 1991. Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays: utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. géol. France*, **162** (3): 553-562.

- Ullastre, J., Durand-Delga, M. y 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. Min. España*, **98** (1): 3-22.
- Ullastre, J. Durand-Delga, M. y Masriera, A. 1990. Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **1**: 163-207.
- Ullastre, J. et Masriera, A. 1983. Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. *Géologie Méditerranéenne*, **10** (3-4): 277-281.
- Ullastre, J. y Masriera, A. 1989. Discusión de algunas apreciaciones estratigráficas relativas al "Cretácico superior de la Vall d'Alinyà" (Pirineo oriental, Lérida). *Acta Geològica Hispànica*, **24** (1): 55-58.
- Ullastre, J. et Masriera, A. 1992. L'accident frontal du Montsec (Pyrénées catalano-aragonaises, Espagne): sa signification et ses multiples jeux. *C. r. Acad. Sci. Paris*, (2) **315**: 579-586.
- Ullastre, J. y Masriera, A. 1995. El Mesozoico de Artesa de Segre: precisiones estratigráficas y análisis tectónico-sedimentario del "frente" sudpirenaico entre Artesa y Camarasa (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **4**: 181-209.
- Vergely, P. 1970. *Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales entre le río Llobregat et le río Ter (provs. de Barcelona et de Gerona, Espagne)*. Thèse Doct. Univ. Montpellier (Géol. struct.), 60 pp., fotos, mapas y cortes.
- Vergés, J. y Martínez, A. 1988. Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geològica Hispànica*, **23** (2): 95-105.
- Vergés, J. and Muñoz, J.A. 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, (8) **6** (2): 265-271.

ADDENDA

En relación con el artículo:

Martínez, A. y Vergés, J. 1994. Sedimentación sintectónica eocena en el frente del manto inferior del Pedraforca. *Com. II Congr. del G.E.T.*, Jaca: 169-172, donde los autores pretenden aportar novedades en relación a este tema ocupándose de la serie de Queralt al Norte de Berga, podemos decir:

1°. Que en su Fig. 2 (margen oriental del "barranco de la Nou" = Riu Demetge) aparecen las margas y margo-calizas de la Formación de CampdevànoI en serie normal y buzando ligeramente al Norte, teniendo por encima unos conglomerados que atribuyen a la Fm. de Coubet.

2°. Que si observamos la margen occidental del mismo barranco (serie de Queralt) (cf. Garrido-Megías, 1972; Solé-Sugrañes y Clavell, 1973), veremos que la llamada Fm. de CampdevànoI está en continuidad sedimentaria con los conglomerados de Queralt, en serie normal y buzando al Sur.

3°. De ser cierta la interpretación de Martínez y Vergés, en la margen occidental del barranco en cuestión las evidencias señaladas en el punto anterior no serían tales evidencias y el contacto entre los materiales de la Fm. CampdevànoI y los conglomerados de Queralt debería ser un contacto mecánico, y que dicha Fm. de CampdevànoI buzando como buza al Sur debería estar en serie inversa.

4°. Los conglomerados que consideran Fm. de Coubet pertenecen en realidad a la Fm. conglomerados de Berga.

Con posterioridad a la redacción del presente trabajo ha visto la luz, en 1995, la Hoja geológica a escala 1: 50.000 n° 255 La Pobla de Lillet, editada por el Instituto Tecnológico Geominero de España, que interesa el sector oriental de la zona del Pedraforca. En ella, los autores Martínez-Ríus y Vergés muestran sus contumaces errores cartográficos e interpretativos.

A fin de enmendar errores relativos a la región que nos ocupa, se ha publicado:

Ullastre, J. 1993. Objeciones a la parte gráfica que ilustra un artículo de geofísica del Berguedà y Solsonès (Prepirineo catalán). *Acta Geològica Hispànica*, **28** (1): 78. (Número aparecido en 1995).

Figura 1. Mapa esquemático de las grandes unidades sedimentarias y estructurales al E y al W del río Segre. / Figure 1. Sketch map of the main sedimentary and structural units E and W of the Segre river.

Unidades sedimentarias y estructurales sudpirenaicas:

Paleozoico a Trías superior: **Uo**, Paleozoico y Permotrías del Pirineo "axial". **U1a**, Paleozoico y Trías inferior y medio de la zona de los Noguera. **U1b**, Trías medio-superior de la zona de los Noguera - unidad sudpirenaica central.

Trías a Cretácico superior: **U2**, Trías - Jurásico - Cretácico inferior y Cenomaniense - Santoniense marinos. Esta unidad, al S y al E, tiene sobre ella el Senoniense superior marino y continental y el Paleoceno basal continental de la U3 transgresivos.

Cretácico superior a Eoceno inferior transgresivos: **U3a**, el Cenomaniense superior marino, base de la transgresión senoniense, reposa, en esta unidad, sobre el Cretácico inferior marino en el Montsec, sobre un Albo-Cenomaniense laguno-lacustre en la sierra de Turp, sobre el Jurásico en la sierra de El Verd, y sobre el Trías superior en Gisclareny. El Maastrichtiense lagunar con lignitos es presente en toda la unidad. Esta unidad al S, tiene el Paleoceno superior continental - Eoceno inferior marino de la U4 transgresivos sobre ella. **U3b**, el Santoniense marino, base de la transgresión senoniense, reposa en discordancia sobre el Lías basal o sobre el Trías. Como en la U3a, el Maastrichtiense lagunar contiene lignitos. Al E tiene el Paleoceno superior continental - Eoceno inferior marino de la U4 transgresivos. **U4a**, el Santoniense o el Campaniense marinos, base de la transgresión senoniense, reposa sobre Jurásico superior o sobre el Lías medio-superior con la eventual interposición de bauxitas. **U4b**, el Santoniense-Campaniense o el Maastrichtiense marinos, base de la transgresión senoniense, reposa sobre el Lías basal o sobre el Trías superior. Al E del Segre, esta unidad tiene, localmente en continuidad sedimentaria sobre ella, el Cuiso-Luteciense marino E4-5 del antepaís. **U5a**, el Maastrichtiense marino es transgresivo sobre el Trías superior. Al S, esta unidad tiene, localmente (Berga) en continuidad sedimentaria sobre ella, el Cuiso-Luteciense marino E4-5 del antepaís. **U5b**, el Maastrichtiense marino y/o continental es transgresivo sobre el Permotrías. Al S tiene, en continuidad sedimentaria, el Cuiso-Luteciense marino E4-5 del antepaís.

Eoceno medio-superior transgresivo: **U6**, calizas con Alveolinas del Luteciense superior-Bartoniense reposando sobre un substrato variado: sobre Ilerdiense (serie tipo U5a); sobre Maastrichtiense continental; sobre el Lías basal con interposición de conglomerados.

Substrato triásico diferenciado: **7**, Trías superior-Lías inferior de las Avellanés.

Unidades sedimentarias fundamentales del antepaís sudpirenaico:

E4-5, Cuisiense superior-Luteciense inferior. Facies marinas: margas de talud con olistolitos y episodios calizos (cf. "Formación Armàncies"); turbiditas y yesos (cf. Formaciones: "Campdevàdol", "Vallfogona", "margas de Vilada", "yesos de Beuda"). Facies de transición al continental E5-7a, en el sector E: molasas (cf. Formaciones "Coubet" y "Cal Bernat", *p.p.*). En el sector S (Sant Llorenç de Morunys) esta unidad es la base de la discordancia del E5-7a,b.

E5-7, Luteciense inferior a Priaboniense. Facies continentales (a): molasas y conglomerados, del Luteciense inferior - Bartoniense inferior-medio al E de Catllaràs; del Priaboniense al NW de Oliana; (cf. Formaciones: "Cal Bernat" *p.p.*, "Bellmunt", "Milany"). Facies marinas (b): margas, limos, areniscas, calizas y calizas margosas del Luteciense superior-Bartoniense inferior *s.s.* y del Priaboniense; (en Sant Llorenç de Morunys: cf. "Formación Igualada"; en Oliana: cf. Formaciones: "Igualada" y "Tosa"). Facies evaporíticas (c): sales y yesos priabonienses de Ponts - Sanahuja (sales cortadas por los sondeos) (cf. "sales de Cardona", "yesos de Barbastro" niveles inferiores).

E7-G, Eoceno terminal - Oligoceno -. Conglomerados, areniscas y margas continentales intra y post tectónica mayor.

Observaciones: una aproximación a la inextricable multiplicidad de formaciones con sus sinonimias y su bibliografía y a las secuencias del Eoceno medio-superior sudpirenaico puede encontrarse en Rosell *et al.* (1973), Caus (1984) y Puigdefàbregas *et al.* (1986). Sobre las formaciones evaporíticas priabonienses puede encontrarse información bibliográfica en Martínez-Peña y Pocoví (1988).

Accidentes tectónicos, contactos sedimentarios y otros límites entre unidades:

1, accidente pre Maastrichtiense superior-Paleoceno basal; **2**, accidente pre Paleoceno superior-Eoceno inferior; **3**, cabalgamientos intra y post Eoceno medio-superior indiferenciados; **4**, cabalgamiento

intra Eoceno superior; **5**, fallas verticales o próximas a la vertical y fallas en dirección más o menos cabalgantes intra y post Eoceno medio-superior; **6**, contactos sedimentarios (ya sean concordantes o discordantes); **7**, límite aproximado entre unidades sedimentarias por supresión lateral de terrenos en una de ellas; **A**, accidente de Sort - Guils - Noves de Segre: límite oriental de la zona de los Noguera; **A'**, extremo occidental del accidente de Vallfogona al S del sinclinal de Ripoll; **B**, terminación NE de los accidentes del Segre; **B'**, extremo oriental del accidente del Cadí.

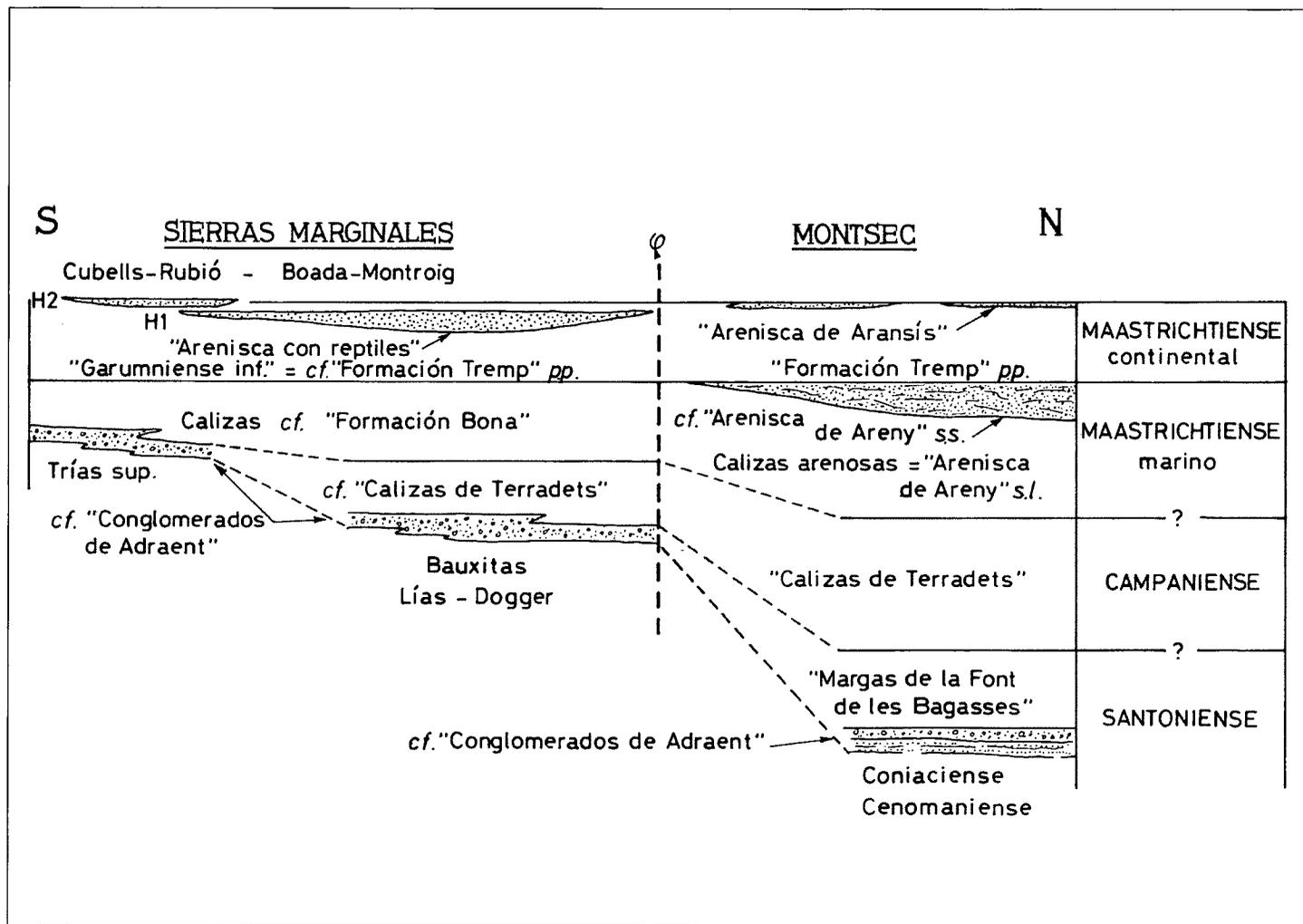
Figura 2. Distribución espacio-temporal y posición relativa (al W del Segre) de los depósitos detríticos marginales de la base de la transgresión senoniense y del final del Cretácico. /

Figure 2. Space-time distribution and relative position (W of the Segre) of the marginal detrital deposits at the base of the Senonian transgression and at the end of the Cretaceous.

Observaciones: las Formaciones “conglomerados de Adraent” y “Bona” fueron definidas por Mey *et. al.* (1968) en el extremo occidental del Cadí. Materiales comparables han sido reconocidos en el extremo oriental de la zona del Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1990) y en el macizo del Port del Comte y escamas limítrofes de Alinyà - Tuixent - La Coma (Bilotte, 1978, 1982, 1984). Todo ello al E del Segre.

En las Sierras marginales, al W del Segre, Pocoví (1978) estableció la edad Campaniense elevado-Maastrichtiense de las calizas comparables a la “Formación Bona”.

Las unidades litológicas del Montsec, bien conocidas de siempre por los geólogos, han sido designadas en época reciente con nombres locales por Mey *et al.* (1968), Pons (1977), Bilotte (1982), etc. El Maastrichtiense continental, en el sector Norte, comprende las facies sin ninguna influencia marina y las lagunares.



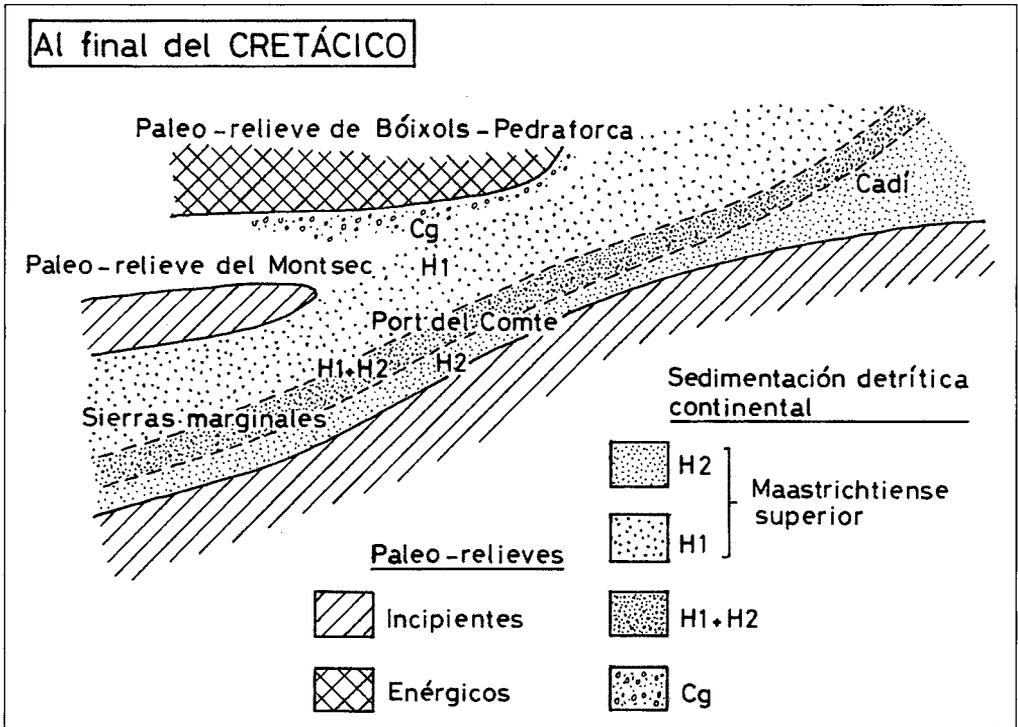


Figura 3. Sedimentación detrítica continental al final del Cretácico:

H1, horizonte inferior 1 con granate - distena - estaurolita; **H2**, horizonte superior 2 con andalucita - ubícuos - baritina; **H1-H2**, franja de superposición de los horizontes 1 y 2; **Cg**, conglomerados procedentes de los paleo-relieves.

Figure 3. Continental detrital sedimentation at the end of the Cretaceous:

H1, lower horizon 1 with garnet - kyanite - staurolite; **H2**, upper horizon 2 with andalusite - ubiquitous-barite; **H1-H2**, superposition strip of horizons 1 and 2; **Cg**, conglomerates from paleoreliefs.

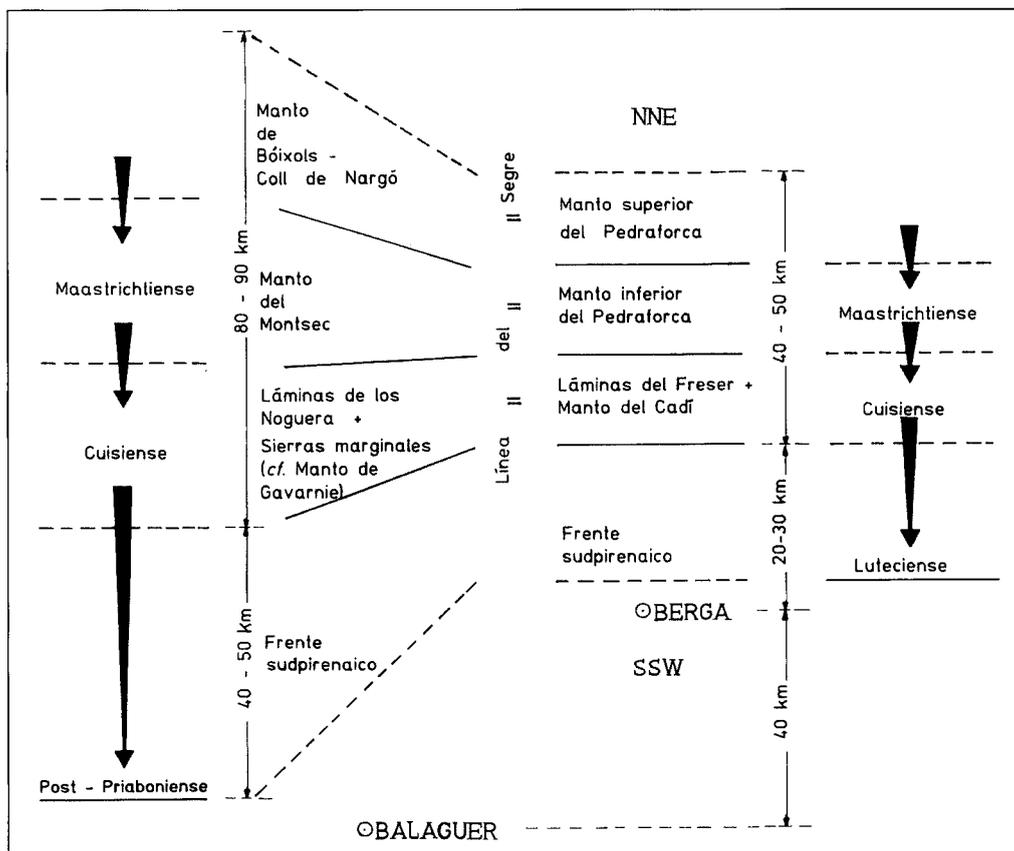


Figura 4. Esquema del sistema de mantos sudpirenaicos generalmente admitido por los autores actuales en la zona que nos ocupa. Muestra la situación pre-tectónica que se les asigna, en relación a dos puntos de referencia del antepaís, y la edad de sus desplazamientos. Nuestras observaciones y razonamientos, sintetizados en el presente trabajo, modifican substancialmente este modelo.

Figure 4. Sketch of the South-Pyrenean thrust: system most widely accepted at present. This shows the assigned pre-tectonic location, in relation to two points of reference of the foreland basin, and the age of each displacement. This model is substantially modified by our observations and reasoning, which are summarised in this paper.

Figura 5. Esquema evolutivo de las unidades sudpirenaicas al E y al W del río Segre. /
Figure 5. Sketch of evolution of the South-Pyrenean units E and W of the Segre river.

Unidades sudpirenaicas: Paleozoico - Mesozoico - Eoceno inferior (en blanco).

Antepaís sudpirenaico: (véase la leyenda de la Fig. 1) **E4-5**, Cuisiense superior-Luteciense inferior marino. **E5-7**, Luteciense medio-superior a Priaboniense: **a**, facies continentales; **b**, facies marinas; **c**, facies evaporíticas. **E7-G**, Eoceno terminal-Oligoceno, en facies continentales.

Elementos estructurales: **1**, paleo-accidente pre Maastrichtiense superior-Paleoceno basal. **2**, paleo-accidente pre Paleoceno superior-Eoceno inferior. **A-A'**, **I**, traza del futuro accidente en dirección de edad intra-luteciense de Sort - Noves de Segre - Vallfogona; **II**, el accidente intra-luteciense es parcialmente cicatrizado por el Eoceno medio-superior conglomerático; **III**, el accidente intra-luteciense es truncado por el accidente B-B'. **B-B'**, **II**, traza de la futura línea de accidentes intra Eoceno superior-Oligoceno del Segre y del futuro accidente del Cadí; **III**, los accidentes complejos con doble componente del Segre y del Cadí tras haber truncado el accidente intra-luteciense A-A' y los paleo-accidentes 1 y 2.

Las flechas negras indican el sentido de los grandes desplazamientos horizontales (tangenciales y/o en dirección) intra Eoceno medio-superior - Oligoceno.

Abreviaturas: **C**, sierra del Cadí. **F**, Fórnols, al W de la sierra del Cadí. **CT**, Catllaràs, al E de la zona del Pedraforca. **Q**, sierra de Queralt, al NW de Berga. **PC**, macizo del Port del Comte. **SM**, Sierras marginales, al N de Balaguer.

