

INFORME ESTRUCTURAL DEL LA HOJA nº 254 GÓ SOL

Albert Martínez Rius

Diciembre de 2001

INFORME ESTRUCTURAL DEL LA HOJA nº 254 GÓ SOL

TECTÓNICA ALPINA

Introducción general del Pirineo

Los Pirineos son una cadena de montañas producida por la colisión de las placas Ibérica y Europea durante la orogénesis alpina. Tienen una dirección general E-W, limitadas por la depresión del Ebro, al S, y la depresión de Aquitania al N, con una longitud de 425 Km. Pero, estructuralmente, la cadena alpina de los Pirineos tiene una longitud superior a los 1.100 Km., ya que es posible seguir la continuación del orógeno en el océano Atlántico. Diversos autores (Mattauey y Séguret, 1971; Séguret, 1972; Mattauey y Henry, 1974; Choukroune, 1976) han distinguido una serie de unidades estructurales. De norte a sur se encuentra, en la zona más septentrional, la cuenca de antepaís de Aquitania, la zona Norpirenaica, la zona Axial, la zona Surpirenaica y la cuenca de antepaís del Ebro. La parte meridional de los Pirineos está separada, de W a E, en tres grandes regiones geológicas: el Pirineo occidental (Vasco-Cantábrico), el Pirineo central (desde la falla de Pamplona hasta la estructura del Segre) y el Pirineo oriental hasta el Mediterráneo. La estructura general está constituida por un sistema de cabalgamientos con doble vergencia, en el cual, el de vergencia sur tiene un mayor desarrollo que el de la zona septentrional. Los cabalgamientos pueden involucrar tanto a materiales de la cobertera como al basamento hercínico (Choukroune y ECORS Team, 1989; Roure et al. 1989; Muñoz, 1992).

La secuencia de emplazamiento de las grandes unidades del Pirineo es de bloque inferior, incluyendo un apilamiento antiformal en la parte interna de la cadena que pliega las unidades superiores (Losantos et al. 1988; Muñoz, 1992). Se distinguen dos grandes grupos: el grupo de los mantos superiores, que, actualmente, no involucran al basamento y están constituidos principalmente por materiales mesozoicos, y el grupo de los mantos inferiores, que sí lo involucran (Muñoz et al., 1983; Muñoz et al. 1986). La evolución del sistema de cabalgamientos condicionó la formación de las cuencas de antepaís, en parte involucradas en el sistema de cabalgamientos (Vergés y Martínez, 1988; Vergés, 1993).

La estructura de los Pirineos ha sido, durante muchos años, considerada como totalmente autóctona, con pliegues, fallas de desgarre y cabalgamientos de poca importancia. Ashauer (1943) describió el cabalgamiento de Valfogona (Pirineo oriental) como una pequeña falla inversa y Fontboté (1962) sugirió la existencia de un nivel de despegue bajo el anticlinal de Bellmunt, en el antepaís, respecto a la estructura pirenaica que afecta a la cuenca del Ebro. A pesar de las corrientes autoctonistas de principios de siglo, diversas unidades ya fueron interpretadas como alóctonas, como el caso de los mantos del Montgrí (San Miguel de la Cámara y Solé Sabarís, 1933) y de Figueres (Solé Sabarís, 1933). Posteriormente, se describieron las unidades de Bac Grillera y Biure (Ashauer, 1943). A partir de los años 70, los trabajos de diversos autores como Séguret (1972), Garrido-Megías (1973) y Choukroune (1976) pusieron de manifiesto la existencia de un mayor número de unidades alóctonas en el Pirineo central y oriental, como los mantos del Pedraforca y del Montsec, que habían sido descritos desde el punto de vista autóctono por Guérin-Desjardins y Latreille (1962). A partir de la década de lo 80, los datos proporcionados por las investigaciones de subsuelo de las compañías de petróleo y del perfil de sismica profunda (ECORS), pusieron de manifiesto el carácter aloctonista de las estructuras de los Pirineos. Dichas estructuras están formadas por la imbricación y apilamientos de mantos de corrimiento, en donde las unidades meridionales tienen un mayor desplazamiento sobre los materiales de antepaís que los septentrionales (Cámara y Klimowitz, 1985; Muñoz et al., 1986; Choukroune et al., 1989; Roure et al., 1989, Muñoz 1992; Vergés, 1993, entre otros). A partir de las interpretaciones modernas de los Pirineos se ha calculado un valor del acortamiento de los Pirineos superior a los 100 km. Muñoz et al. (1986), a partir del corte a escala cortical ECORS, propone un acortamiento de 147 km. Estos valores son mucho más elevados de los que implican las interpretaciones autoctonistas de los autores de principio de siglo o de autores actuales, que siguen con criterios autoctonistas, como Ullastre et al., (1987); Durand-Delga et al. (1989); Ullastre et al. (1990); Ullastre y Masriera, (1996).

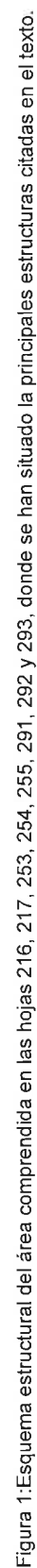


Figura 1: Esquema estructural del área comprendida en las hojas 216, 217, 253, 254, 255, 291, 292 y 293, donde se han situado la principales estructuras citadas en el texto.

UNIDADES PRINCIPALES

El conjunto de hojas números: 254, 216, 292 y 291, están situadas en las unidades meridionales del Pirineo y abarcan parte del Pirineo central y oriental. La división de estas dos unidades es la estructura del Segre. Desde los años 70, diversos autores han considerado dicha estructura como una falla de desgarre afectando al zócalo (Séguret, 1972; Garrido-Megías 1972 y 1973; Rosell y Robles, 1975; Alvaro et al., 1979, Simón, 1981; Ullastre y Masrera, 1996). La realización del sondeo petrolífero de Comiols en 1984 (Lanaja et al. 1987), puso de manifiesto la existencia de Eoceno marino debajo del manto del Montsec, que juntamente con los trabajos de exploración petrolera, permitió una reinterpretación de la falla del Segre como una zona de rampas laterales (Cámara y Klimowitz, 1985) o de rampas oblicuas (Clavell et al. 1988; Vergés, submitted). A ambos lados de la estructura del Segre se encuentran tres grandes unidades con series y emplazamientos similares y por lo tanto correlacionables: el manto superior del Pedraforca equivalente al de Bóixols, el manto inferior del Pedraforca, equivalente al del Montsec y Sierras Marginales y el manto del Cadí (Figura 1). A pesar de que los mantos del Pedraforca están considerados como mantos superiores ya que, aparentemente, no involucran basamento, Vergés (1993) considera que las unidades con basamento de Nogueres y Montsec de Tost están ligadas con dichos mantos.

PIRINEO ORIENTAL

Manto superior del Pedraforca

Está constituida por materiales del Keuper, Jurásico (Lias y Dogger), una potente serie del Cretácico inferior y parte de la serie del Cretácico superior (Cenomaniense superior - Santoniense). Esta unidad ya había sido interpretada como una klippe por Guérin-Desjardins y Latreille (1962) siendo las unidades infrayacentes consideradas como autóctonas. Posteriormente Séguret (1972) definió el manto del Pedraforca como una subunidad dentro de la Unidad Surpirenaica Central, emplazada por mecanismos gravitacionales. El manto del Pedraforca comprendía tanto a la cuenca del Cretácico superior como del inferior emplazadas sobre materiales eocenos. Vergés y Martínez (1988) dividen el manto del Pedraforca en dos unidades estructurales totalmente diferentes: el manto superior del Pedraforca, formado por la inversión tectónica de la cuenca del Cretácico inferior y el manto inferior del Pedraforca constituido principalmente por la cuenca del Cretácico superior. Esta unidad equivale, estructuralmente, al manto de Bóixols del Pirineo central (Vergés y Martínez, 1988). Las capas presentan un fuerte buzamiento hacia el sur y una estructura en sinclinal, con despegue a nivel del Keuper en la zona septentrional. El cabalgamiento basal se entronca con el del manto inferior del Pedraforca en la zona norte del macizo del Pedraforca, pero el retrocabalgamiento del Collell lo desplaza unos 2 km hacia el oeste (Figura 1). La traza del cabalgamiento basal cierra por el Este en la zona del macizo del Pedraforca, y en el Oeste en el macizo de Cloterons y del Puig Galliner. En la vertiente sur del Pedraforca existen varios afloramientos de conglomerados discordantes sobre los materiales mesozoicos del manto superior del Pedraforca (Roca Roja). Estos materiales presentan una disposición en abanico y son equivalentes a los conglomerados del Coll de la Trapa correspondientes a la parte media del Garumniense. Por este motivo Vergés y Martínez (1988) interpretaron que el manto inferior del Pedraforca queda fosilizado por materiales del Garumniense (Figura 2). Este manto se puede dividir en tres unidades (Figura 1): la de Puig Galliner (zona occidental), la de Cloterons (zona central) y la del macizo del Pedraforca (zona oriental). Dichas unidades quedan separadas entre sí por estructuras tectónicas y presentan una serie del Cretácico inferior más joven hacia las unidades más orientales. La unidad de Puig Galliner forma un sinclinal suave con materiales del Jurásico y del Cretácico inferior. Por encima y hacia el este, se sitúa la unidad de Cloterons, con materiales del Jurásico y del Cretácico inferior, buzando hacia el sur, formando un pequeño pliegue anticlinal invertido en la parte más meridional, visible en las cercanías de Gósol. La unidad de Cloterons queda separada de la del macizo del Pedraforca, por una estructura de dirección NW-SE situada en el valle de Gósol. Esta estructura, probablemente, es una falla sintectónica de la época de rifting del Cretácico inferior y delimitaba la geometría de las cuencas. En la zona del macizo del Pedraforca, se observan dos unidades separadas por el

cabalgamiento del collado del Verdet. La unidad meridional está formada por materiales del Jurásico y una potente serie del Cretácico inferior con un fuerte buzamiento al sur, con las capas formando un ángulo de rampa con el cabalgamiento o se disponen en onlap sobre el Jurásico. La unidad septentrional forma un sinclinal y está constituida por dos láminas cabalgantes de materiales triásicos y jurásicos.

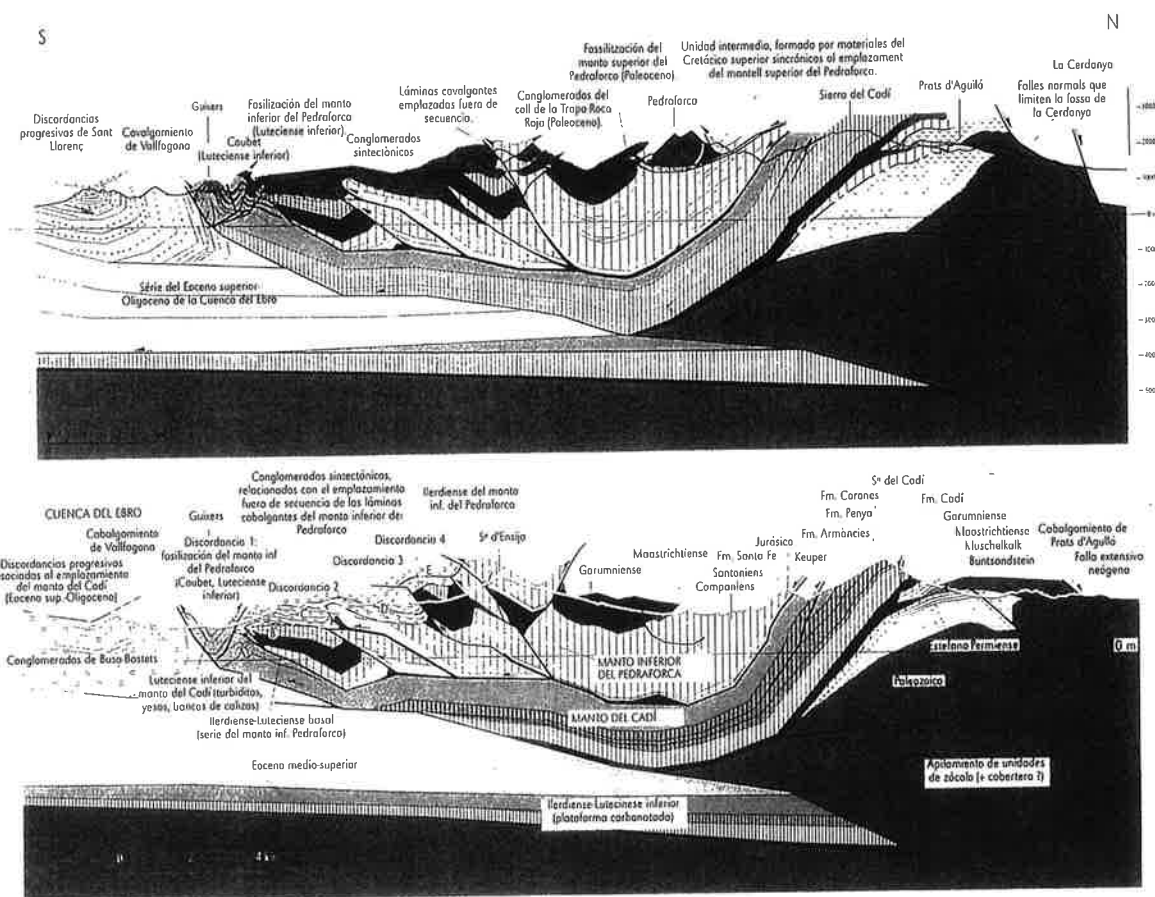


Figura 2: Cortes generales N-S en la transversal del Pedraforca (Martínez y Casólvila, en prensa) y unos kilómetros más al este (Martínez et al. 2001). En la zona sur se observa la secuencia de emplazamiento de las láminas meridionales del manto inferior del Pedraforca en sentido hacia el traspás, tal como lo atestiguan los sedimentos sintectónicos.

La restitución del corte estructural muestra que la inexistencia de la serie del Cretácico inferior en el bloque inferior, pero sí la serie del Jurásico y del Keuper, una geometría extensiva previa, similar a la del manto de Bóixols (Vergés, 1993; Berástegui et al. 1995). Vergés y Martínez (1988) Interpretaron que el manto inferior del Pedraforca corresponde a la inversión tectónica de la falla extensiva, de edad Cretácico inferior, durante el Cretácico superior, quedando fossilizado por materiales del Garumniense del Coll de la Trapa (J en la figura 1). Posteriormente, Vergés (1993) propone que la falla principal extensiva es la del Verdet y que la parte sur de la estructura corresponde a un short-cut de la falla principal.

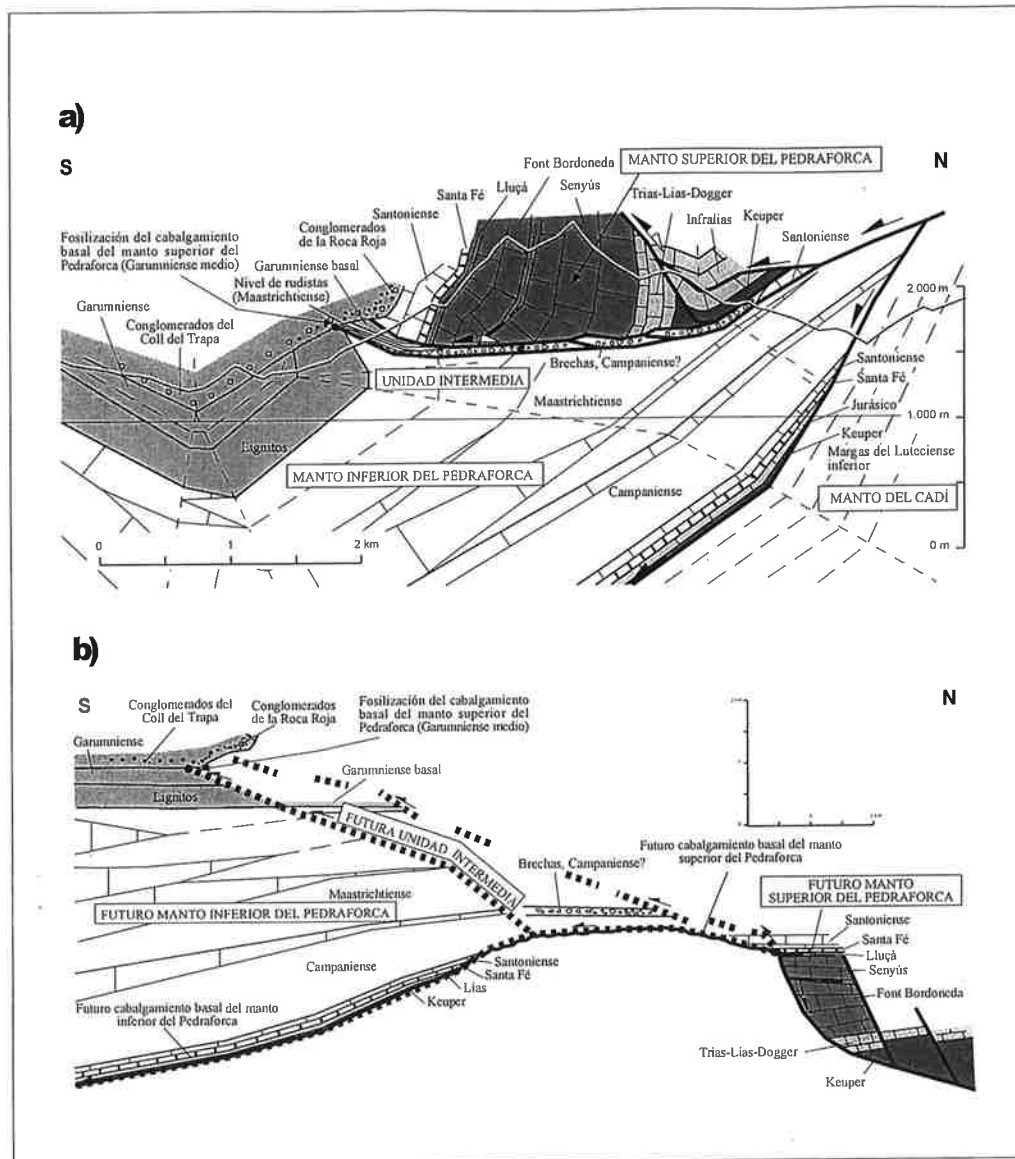


Figura 3: a) corte compensado de la zona del macizo del Pedraforca con las relaciones estructurales entre los mantos superior e inferior del Pedraforca, la unidad intermedia y el manto del Cadí; b) corte restituído, en donde se observa la geometría de la cuenca extensiva del cretácico inferior, el carácter sintectónico de la unidad intermedia y la erosión de la parte inferior de la serie del futuro manto inferior del Pedraforca, por el efecto *shoulder effect* de la falla normal. Figura publicada en Martínez et al. (2001).

Unidad Intermedia

La unidad Intermedia es una lámina cabalgante de escasa potencia pero con continuidad cartográfica que aflora en el límite oriental del macizo del Pedraforca (Figura 1 y figura 3 a). En Vergés (1993) se cita la existencia de una lámina cabalgante debajo del Pedraforca y se ha

definido como unidad intermedia en Martínez et al. (2001). En la zona septentrional de dicha unidad, afloran materiales del Santoniense, hacia el sur y por encima de aquellos, continúan una serie de brechas muy recrystalizadas. Estas brechas están constituidas, mayoritariamente, por fragmentos subangulosos de tamaño medio de calizas del Cretácico inferior, del Cenomaniense y del Santoniense, dispuestas en secuencia de montaña invertida en cuanto a edades y composición de los clastos se refiere, hecho que ha propiciado que algunos autores como Ullastre et al. (1987) hayan considerado que la serie estaba invertida. Por encima de esos sedimentos se encuentran margas grises y calizas con rudistas de edad Maastrichtiense, visibles en el frente de la unidad y en su zona occidental (afloramiento singular de la carretera de Saldes a Gósol). Por encima de dicho afloramiento se encuentra una serie reducida de facies Garumniense, formada por arcillas rojas y areniscas con fragmentos de huevos de dinosaurios. La unidad Intermedia está limitada a techo por el cabalgamiento basal del manto superior del Pedraforca. Mediante su cabalgamiento basal, la unidad Intermedia se dispone por encima de los materiales del Campaniense-Maastrichtiense que forman el manto inferior del Pedraforca. Las geometrías internas del cuerpo de brechas, observadas en el campo, inducen a suponer que pueden estar estructuradas en un sistema imbricado de duplexs. El origen de esta unidad está ligada al emplazamiento del manto superior del Pedraforca (Martínez et al. (2001). En el corte restituido de la figura 3 b se muestra el significado sintectónico de esta unidad. El desmantelamiento del manto superior del Pedraforca, durante su emplazamiento, dio lugar a las brechas que se encuentran en la unidad Intermedia y que tienen significado sintectónico. Estas brechas tienen una edad situada entre el Santoniense y el Maastrichtiense (Campaniense?). Posteriormente se emplazó la Unidad Intermedia transportando a la unidad anterior encima, incorporando un fragmento de Santoniense, las brechas, una serie reducida del Maastrichtiense marino y sedimentos continentales de facies Garumniense. Una vez terminado el emplazamiento de estas unidades, quedaron fosilizadas por los conglomerados continentales de la Roca Roja y del Coll de la Trapa, con una edad que se encontraría entre el Maastrichtiense superior y el Paleoceno. Según Vergés (1993) el valor de acortamiento, calculado a partir de un corte compensado, para las dos estructuras es de 11 Km.

Manto inferior del Pedraforca

Este manto corresponde, a grandes rasgos, a la unidad definida por Séguret (1972), y redefinida por Vergés y Martínez (1988) al separar el manto superior del inferior. Esta unidad se encuentra estructuralmente por debajo de las anteriores y por encima de los materiales eocenos del manto del Cadí. En el área del Pedraforca, la parte más baja está formada por materiales plásticos del Keuper que actúan como nivel de despegue. Por encima sigue una serie reducida del Lías y, por encima de ésta se dispone una serie potente del Cretácico superior. El nivel más bajo, aflora en la zona norte del manto y corresponde al Cenomaniense superior, seguido del Santoniense, continuando una potente serie marina formada por calizas y margas del Campaniense y del Maastrichtiense. A techo se encuentran las facies continentales del Garumniense, con los conglomerados del Coll de la Trapa, que, juntamente con los conglomerados de la Roca Roja, fosilizan el manto superior del Pedraforca, con una edad situada entre el Maastrichtiense superior y el Paleoceno (Vergés y Martínez, 1988). Hacia el sur se encuentran afloramientos reducidos de la cuenca piggy-back del Eoceno inferior: en la unidad de Rasos, en el sinclinal de Espinalbet y en Queralt. La relación entre las unidades formadas por el manto superior del Pedraforca y la unidad Intermedia, y el manto inferior del Pedraforca es de rampa en los dos bloques, tal como se observa en la (Figura 3 a y Figura 2). En cambio, la relación del manto inferior del Pedraforca con la unidad subyacente (manto del Cadí) es prácticamente de rellano o de rampa muy suave (Figura 3 a y Figura 2). El frente del manto superior del Pedraforca produce un pliegue invertido en bloque inferior (manto inferior del Pedraforca) que deforma a los materiales del Garumniense y que afecta, sensiblemente, a los lignitos garumnienses de Saldes.

En la zona septentrional próxima al macizo, se observa que el contacto entre el manto inferior del Pedraforca y el manto del Cadí es claramente substractivo: entre el valle de Gresollet y el Collell, desaparecen la parte baja de la serie del Cretácico superior, el Jurásico y el Keuper (Figura 3 a). La ausencia de estos niveles se ha relacionado (Martínez et al. 2001) con la existencia de un alto estructural que perduró durante el período Cenomaniense superior – Santoniense. Este alto separaba esta parte de la cuenca en dos zonas, de las cuales la meridional corresponde al futuro manto inferior del Pedraforca, según la restitución de la figura 3 b. Este alto estaría relacionado, o

bien con el levantamiento, y posterior erosión, del bloque inferior de una falla normal ("shoulder effect"), o bien a procesos diapíricos del Keuper o, quizá, a una combinación de los dos.

La estructura general del manto inferior del Pedraforca está constituida por un gran sinforme, con una serie de láminas cabalgantes imbricadas. Las más septentrionales (Verd, Ensija-Vallcebre y la Nou) tienen una serie de Cretácico superior más potente que las meridionales (Coll de Port, Rasos, Espinalbet). La secuencia general de emplazamiento de estas unidades es de bloque inferior, pero la emergencia de dichas láminas da lugar a la erosión de los relieves resultantes y la sedimentación de conglomerados sintectónicos en los paleorelieves con una edad que oscila entre el Eoceno superior y Oligoceno. Este hecho constituye un freno en el avance de los cabalgamientos, originándose un emplazamiento fuera de secuencia de las láminas cabalgantes, hacia el traspais. Esta característica es claramente visible en la terminación oriental (zona de Vilada, Martínez et al. 1988), en el frente (zona de Guixers (Martínez et al. 1996) y en la rampa oblicua de la zona del Cardener. Por las características sedimentarias y estructurales, las láminas septentrionales del manto inferior del Pedraforca son equivalentes al manto del Montsec y las más meridionales a las sierras Marginales (Vergés et al. 1992).

La distribución tridimensional de los materiales del Cretácico superior del manto inferior del Pedraforca, sugiere que la geometría actual de dicho manto, está controlada por la forma de la cuenca. La serie más potente, de facies más distales y completa se encuentra en la parte más septentrional y, hacia el sur, los materiales son más modernos, de facies más proximales y menos potentes (Bilotte, 1985, Vicens, 1992). Estas características, también se observan en sentido este-oeste (Martínez et al. 1991, Vergés et al. 1994).

Según Puigdefábregas et al. (1986) y Burbank et al. (1992) el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca se inicia durante la deposición de la formación Coronas (Cuisiense), pero la existencia de la Brecha de Fórnols y de las discordancias progresivas en materiales llerdienses en el sinclinal de Espinalbet, demuestran que, durante el llerdiense, ya se iniciaron las estructuras que, posteriormente, formarán las láminas cabalgantes del manto inferior del Pedraforca. El emplazamiento final se sitúa sobre los yesos de Beuda y queda fosilizado por los materiales detríticos de la formación Cubet, de edad Luteciense inferior (Martínez et al. 1988). En la figura 1 se han situado los afloramientos característicos en donde se observa dicha fosilización: A, Vilada; B, Queralt, C, Guixers y D, La Coma. La restitución del corte estructural da un valor total de acortamiento de 36,2 km, de los cuales 27,4 km corresponden a la traslación del manto y 8,8 km a la deformación interna (pliegues y láminas cabalgantes) (Vergés, 1993).

Manto del Cadí

El manto del Cadí está limitado, al sur, por el cabalgamiento de Vallfogona, (Figura 1), el cual representa el cabalgamiento basal (sole thrust) del sistema de cabalgamientos del Pirineo oriental (Muñoz et al. 1986). El cabalgamiento de Vallfogona tiene una dirección predominantemente E-W tendiendo a flexionarse en las proximidades de los Mantos superiores, llegando a presentar una geometría triangular en la zona del Cardener, relacionada con las rampas oblicuas del manto inferior del Pedraforca y de la unidad del Port del Comte. A pesar de que en las memorias MAGNA de las hojas contiguas 293 y 255 (Vergés et al. 1994 y Mató et al. 1994) se publicó que el cabalgamiento de Vallfogona se entronca con el del manto inferior del Pedraforca en la zona de Vilada, la cartografía actual ha permitido continuar dicha estructura hacia el oeste, quedando fosilizada por conglomerados oligocenos en la zona de Cambrils. La estructura general del manto del Cadí se caracteriza por un amplio sinclinal (sinclinal de Ripoll) de dirección E-W y ligera vergencia al S, formado por sedimentos terciarios y afloramiento de materiales del basamento, en el flanco norte. Los materiales del basamento forman parte de estructuras antiformales, como el caso del apilamiento del Freser en el Ripollés (Muñoz, 1985) y del apilamiento de la unidad del Orri encima de Rialp (Vergés, 1993). En dichas estructuras se encuentran involucrados materiales de cobertera entre las láminas de basamento. El límite entre las estructuras antiformales y la cobertera es el cabalgamiento de Serra Caballera, el cual, según Muñoz (1985) y Muñoz et al. (1986), corresponde al límite norte del manto del Cadí. En este trabajo se opta, como en Vergés (1993), por considerar que el manto del Cadí está formado por el conjunto de las estructuras antiformales de basamento y la cobertera, aunque existan estructuras de despegue entre ellas o cabalgamientos menores como el de Prat d'Aguiló.

El emplazamiento del cabalgamiento de Vallfogona, en situación de rampa sobre los materiales del Eoceno superior-Oligoceno de la cuenca del Ebro, y el apilamiento de las estructuras de basamento al norte, originan el sinclinal de Ripoll y el plegamiento de los mantos del Pedraforca. La existencia de la cuenca evaporítica del Luteciense inferior (yesos de Vallfogona, Beuda y Serrat), condiciona la estructuración del manto del Cadí (Vergés et al. 1992). Los materiales evaporíticos se encuentran tanto en el bloque superior como en el inferior, aunque el depocentro de la cuenca se encuentra en el bloque inferior, como se observa en el sondeo del Serrat en el Ripollés (Martínez et al. 1997). El manto del Cadí empieza a emplazarse en el Luteciense inferior, tal como lo atestiguan las discordancias angulares en el sinclinal de Ripoll (Martínez et al. 1988; Martínez et al. 1989, Muñoz et al. 1994 y Ramos et al. 2001). Este emplazamiento origina el levantamiento del manto que se manifiesta con el cambio de las condiciones marinas a continentales (formaciones Coubet, Bellmunt). La fosilización del manto del Cadí se observa en la zona de Cambrils, en donde los conglomerados oligocenos fosilizan el cabalgamiento de Vallfogona. El valor del acortamiento originado por el manto del Cadí es difícil de calcular, ya que, depende de la extensión de materiales autóctonos eocenos por debajo del cabalgamiento de Vallfogona, deducible sólo en algunas líneas sísmicas de la zona del Ripollés y la Garrotxa (Clavell et al. 1988; Martínez et al. 1997), o por necesidades de compensación del corte tectónico. Por este último motivo, Vergés (1993) involucra materiales eocenos entre las unidades del Orri y Rialp (estructura antiformal del basamento), y calcula valores de acortamiento entre 16 y 20 km.

Unidad del Port del Comte

Esta unidad corresponde a una lámina cabalgante dentro del manto del Cadí. Cartográficamente tiene forma triangular y queda limitada, al este, por la falla del Cardaner, al oeste, cabalgada por unidades de los mantos superiores y, al sur, cabalga a los materiales evaporíticos de la formación de Beuda del manto del Cadí (Figura 1). A partir del Coll de Jou hacia el oeste el cabalgamiento de Vallfogona se entronca con el cabalgamiento basal del Port del Comte, hasta la zona de Cambrils en donde queda fosilizado por los conglomerados oligocenos de la cuenca del Ebro. La estructura interna está formada por una serie de pliegues de dirección general NE-SW con el nivel de despegue situado en el Keuper (Guerin-Desjardins y Latreille, 1962, Solé Sugrañes, 1973 y Vergés, 1993) los cuales quedan cortados ortogonalmente por la falla del Cardener. El crecimiento de estos pliegues es simultáneo a la sedimentación del Eoceno inferior-medio, como lo demuestran los cambios de potencias y de facies (Betzler, 1989) y la discordancia de la formación Peña que recubre los pliegues de la zona de l'Arp, descrita en el apartado de estratigrafía. La geometría de esta unidad presenta una zona de rellano en la parte meridional (aunque con pliegues) y una zona de rampa en la parte más septentrional, la inflexión corresponde al anticlinal de la Tossa Pelada. Este anticlinal tiene una dirección NE-SW y presenta un cabeceo de sus ejes hacia el noreste en la zona del Cardener y hacia el suroeste en la zona de Cambrils. El cabalgamiento basal tiene una dirección principal NE-SW, aunque hacia poniente, tiende a disponerse en dirección E-W. Estos cambios de dirección dan lugar a pliegues con las dos direcciones, produciendo figuras de interferencias de pliegues, como el caso de la estructura de Odén, en cuyo núcleo aflora el Keuper. En la zona occidental, existe una estructura de dirección NW-SE, con el núcleo formado por materiales plásticos del Keuper que corta las estructuras circundantes, interpretado como el diapiro de Cambrils. La disposición de los pliegues y de la rampa frontal con una dirección NE-SW, marcan la dirección general de transporte de esta unidad, relacionada con el emplazamiento de los mantos de la unidad central (Vergés, 1993), siendo la falla del Cardaner una rampa lateral que indica la dirección del transporte del noroeste hacia el sureste.

Cuenca del Ebro

La última cuenca de antepaís, ligada al emplazamiento de las unidades meridionales pirenaicas, corresponde a la cuenca del Ebro (Figura 1), constituida, principalmente, por sedimentos del Eoceno superior y Oligoceno. Como ya se ha visto anteriormente, la separación entre las unidades alóctonas y los materiales autóctonos, es el cabalgamiento de Vallfogona (Pirineo oriental) y el cabalgamiento surpirenaico (Pirineo central). A partir de los datos de subsuelo, proporcionados por las investigaciones petroleras y el proyecto ECORS, se ha constatado la continuación de los

sedimentos eocenos varios kilómetros por debajo de los mantos de corrimiento (Clavell et al. 1988; Choukroune y ECORS Team, 1989; Roure et al. 1989; Martínez et al. 1997). El emplazamiento de los mantos origina una deformación en los materiales del antepaís, que se manifiesta por una serie de pequeños cabalgamientos y pliegues ligados al cabalgamiento basal del sistema despegado, éste se sitúa según la distribución de las cuencas de evaporitas del Eoceno medio: la del Lutecinese inferior (Fm Beuda), en la zona oriental, y la del Priaboniense (Fm. Cardona), en la zona occidental (Vergés et al. 1992; Sans et al. 1996). El ascenso de nivel del cabalgamiento basal del sistema pirenaico, en la cuenca del Ebro, pasa de la Fm. Beuda al nivel superior de la Fm. Cardona, originando estructuras duplex, como en el anticlinal de Puigreig (Vergés et al. 1992). La orientación de los pliegues de la cuenca del Ebro pueden ser: NE-SW, NE-SW o E-W. Según los datos de subsuelo, los pliegues antiformales, situados en la zona norte (Oliana, Puigreig), están constituidos por un apilamiento de láminas de materiales del Eoceno (Vergés y Muñoz, 1990; Vergés, 1993), mientras que los pliegues situados en la zona central y meridional (Sanaüja, Cardona, Súra), tienen el nivel de despegue en las sales de Cardona, las cuales se acumulan en el núcleo de los anticlinales. Los datos de paleomagnetismo (Burbank et al. 1992 y Dinarés et al. 1992) muestran una rotación antihoraria del anticlinal de Oliana, el cual tenía, inicialmente, la dirección del de Puigreig, y, que posteriormente, rotó debido al emplazamiento de la unidad central surpirenaica. Por lo tanto, se puede considerar que el anticlinal de Oliana y el de Puigreig, a pesar de tener direcciones diferentes, corresponden a la misma estructura (Vergés, 1993).

El emplazamiento de todas las unidades queda reflejado en los sedimentos conglomeráticos de la cuenca de antepaís, por la existencia de estructuras sintectónicas de crecimiento (growth strata) como las discordancias progresivas espectaculares de Sant Lorenç de Morunys (Riba, 1973) o las del anticlinal de Oliana (Burbank et al. 1992). El cabalgamiento de Vallfogona, en situación de rampa sobre los sedimentos del Eoceno superior-Oligoceno, da lugar a la formación de discordancias progresivas en los conglomerados sintectónicos de la Fm. Solsona en S. Llorenç de Morunys, las cuales están generadas, en su conjunto, por un sistema de rotación (Ford et al. 1997) y en los últimos estadios por un sistema de triángulo de levantamiento (kink band migration) (Suppe et al. 1977). Discordancias similares se pueden observar en los sedimentos del borde de la cuenca del Ebro a lo largo del frente de cabalgamiento surpirenaico. Así mismo, el levantamiento de la unidad del Port del Comte y la flexión del anticlinal de Puigreig-Oliana, condicionan el encauzamiento de los conglomerados más modernos los cuales fosilizan las estructuras en la zona de Odèn-Cambrils (Vergés, 1993; Ford et al. 1997; Williams et al. 1998).

CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS

Las primeras estructuras importantes que se detectan corresponden a la formación de cuencas extensionales producidas durante el rifting del Cretácico inferior (140-98 m.a.). En los inicios del Cretácico superior (Cenomaniense-Turonense, 98-89 m.a.) la actividad extensiva cesa y las fallas normales quedan fosilizadas por los sedimentos marinos. Durante el Campaniense-Maastrichtense (~ 70-75 m.a.) se produce la convergencia entre la placa Ibérica y la Europea, originando la deformación de las rocas por esfuerzos compresivos. Se empiezan a emplazar los primeros mantos de corrimiento, los cuales corresponden a la inversión tectónica de las fallas normales previas, como el manto superior del Pedraforca y el de Bóixols. El emplazamiento de estas unidades origina una cuenca de antepaís que se rellena con sedimentos del Cretácico superior. Los mantos de corrimiento quedan fosilizados por sedimentos de la facies Garumniense (ver punto J en la figura 1) con una edad aproximada de 60 m.a. dando una velocidad de emplazamiento de unos 0,5 mm/año (Vergés 1993, para todos los valores de velocidad de este capítulo). Los esfuerzos de compresión continúan y se originan nuevos mantos hacia el antepaís y por debajo de los anteriores, en secuencia de bloque inferior. Estos nuevos mantos corresponden al manto inferior del Pedraforca (unidades septentrionales) y el del Montsec y, posteriormente, las unidades meridionales del manto inferior del Pedraforca y Sierras Marginales. En el Pirineo oriental, el manto inferior del Pedraforca origina una cuenca de antepaís que se rellena con sedimentos del Eoceno inferior-medio, los cuales muestran estructuras sincrónicas con la sedimentación, como por ejemplo en el Port del Comte, mientras que en el Pirineo central la sedimentación del Eoceno inferior es muy reducida sobre las unidades alóctonas. El manto inferior del Pedraforca queda fosilizado por sedimentos de la Fm. Cubet de edad Luteciense inferior (~45 m.a.), mientras que en las unidades centrales, la fosilización del Montsec es más moderna (34

m.a.). La velocidad de emplazamiento para el manto inferior del Pedraforca y de las unidades centrales está entre 3,9 y 4,4 mm/a. A partir del Eoceno medio-superior, un cabalgamiento inferior y situado más hacia el antepaís transporta todas las unidades hacia el sur. En la zona oriental se origina el manto del Cadí y Port del Comte (cabalgamiento de Vallfogona) y en la zona central corresponde a la reactivación de las unidades centrales. Los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno (36-29 m.a.) fosilizan dichas estructuras, siendo los sedimentos más jóvenes los correspondientes a la zona de Cambrils. Simultáneamente al emplazamiento de los últimos mantos de corrimiento, el despegue basal, en la cuenca del Ebro, da lugar a la deformación de los materiales autóctonos en forma de pliegues y duplexs. La velocidad de acortamiento, a partir del Luteciense medio es de 1,3-2,6 mm/a, pero a finales del Oligoceno las velocidades aumentan hasta los 11 mm/a. Al comparar estos datos con los de zonas del Pirineo occidental, se observa que el final de la deformación compresiva es cada vez más moderno: Aquitaniense, en la zona de Riglos (Hogan y Burbank, 1996) y Mioceno medio, en la zona de Cantabria (Crusafont et al. 1966). Mientras que en la zona oriental y central, durante el Mioceno se inicia una etapa extensiva, relacionada con la abertura de la cuenca Liguro-Provenzal (Roca, 1992), que se traduce por la formación de fallas normales, como la de Querforadat y fosas tectónicas como la de la Cerdanya y la del Empordà.

ESTRUCTURA DE LA HOJA DE GÓSOL

Las unidades principales presentes en esta hoja son: el manto superior e inferior del Pedraforca y el manto del Cadí (para detalles de cada unidad ver capítulos anteriores). El manto superior del Pedraforca aflora en la zona central de la hoja y no tiene continuidad cartográfica hacia el oeste con el manto de Bóixols. Su traza cartográfica se entronca con la del manto inferior del Pedraforca, en sus extremos, en la zona del Collell y del río de la Vansa, y en la zona central en el afloramiento del Cadinell (perteneciente al manto inferior del Pedraforca). En la zona del Collell, un retrocabalgamiento situado en el cabalgamiento basal del manto inferior del Pedraforca, corta el cabalgamiento basal del manto superior, desplazando el punto de entroncamiento entre las dos unidades unos kilómetros hacia el oeste (Figura 1). Este manto, como ya se ha visto anteriormente, presenta tres subunidades, de este a oeste: Pedraforca, Cloterons y Puig Galliner. En la zona del macizo del Pedraforca, se encuentra la unidad Intermedia, situada entre los mantos superior e inferior del Pedraforca.

Por debajo del manto superior del Pedraforca, se encuentra el manto inferior del Pedraforca, que ocupa casi la mitad meridional de la hoja. Esta unidad está cabalgando los materiales eocenos y mesozoicos del manto del Cadí. La estructura interna está formada por una serie de láminas cabalgantes imbricadas hacia el sur. Las más septentrionales son la de la Serra del Verd y la d'Ensija-Vallcebre. Estas unidades son correlacionables con el manto del Montsec. La traza general de los pliegues es E-W, pero en las rampas oblicuas se producen pliegues asociados con direcciones diferentes, pudiendo llegar a producir formas de interferencia, como la cubeta de Vallcebre (zona oriental). Las láminas más septentrionales, tienen una serie del Cretácico superior más reducida y son comparables con las Sierras Marginales al oeste. Entre las láminas septentrionales y las meridionales, existen numerosos afloramientos de conglomerados sintectónicos, que muestran el emplazamiento de dichas unidades en una secuencia de bloque superior, como en la zona del Cardaner y la de Guixers (hoja de S. Llorenç). Este tipo de secuencia es bien visible en varias zonas del manto inferior del Pedraforca, como en la terminación oriental (Vilada, hoja de la Pobla de Lillet), estructura descrita con detalle en Martínez et al. (1988) y en la unidad de les Serres Marginals en la zona de Oliana (Vergés, 1993). La unidad de la Serra del Verd, presenta una estructura en pop-up, con un retrocabalgamiento en la zona norte. Este retrocabalgamiento llega a cortar al manto superior del Pedraforca (coll de la Mola). Las unidades situadas al este y oeste del Port del Comte (Figura 1), presentan una estructuración de orientación NE-SW (unidades de Coll de Port) y NW-SE (unidad de Ossera-Alzina), estas orientaciones pueden corresponder a dos de rampas oblicuas, cuyo punto de inflexión se sitúa en la zona de l'Arp, donde, actualmente, se encuentra un pequeño klippe de materiales jurásicos sobre los eocenos de la unidad del Port del Comte. Por debajo de la unidad de Ossera-Alzina se encuentra la unidad de Padrinàs. Esta unidad forma una franja estrecha situada en el contacto norte con el Port del Comte. Está constituida por una brecha de clastos angulosos de materiales jurásicos de tamaño diverso. Guerin-Desjardins y Latreille (1962) consideraron esta brecha de

edad Jurásico; por el contrario, Betzler (1989) le dio una edad Eoceno, interpretada como de facies de talud con olistolitos y olistostromas, perteneciente a la unidad del Port del Comte. Generalmente, en la zona superior se encuentra la formación Adraén, aparentemente discordante, encima de las brechas, las cuales pueden tener pasadas de arenas groseras y microconglomerados de cuarzo, similares a la Fm. Adraén. Este hecho, puede indicar que la brecha de Padrinás, a pesar de estar formada por materiales del jurásico, puede tener una edad sincrónica con la Fm. Adraén, y sería ocasionada por fenómenos de colapso, relacionados, o bien por procesos relacionados con diapirismo o por la disolución de las evaporitas del Keuper.

Por debajo de los mantos del Pedraforca se sitúa el manto del Cadí, aflorante en la zona septentrional (flanco norte) y del suroeste de la hoja (flanco sur). La zona norte tiene un buzamiento generalizado hacia el sur. Existen algunos pequeños cabalgamientos los cuales tienen el nivel de despegue en las arcillas del Buntsandstein o en el Keuper, dando lugar a estructuras en duplex con vergencia hacia el antepaís. Estas estructuras, hacia el oeste, se complican formando parte de la estructura de Nogueres. Hay que destacar la estructura de Prat d'Aguiló, en donde el cabalgamiento basal involucra a parte de materiales del basamento y del Mesozoico de la cobertera, con un salto de unos 3 km. Dicho cabalgamiento pasa a formar rellano en los materiales arcillosos del Garumniense de la sierra del Cadí (Figura 2). En el extremo occidental, se encuentra el diapiro de Fórns, un gran afloramiento de materiales del Keuper que se dispone formando una estructura antiformal de dirección N-S, en el valle del río Bona, y E-W, por encima de los materiales mesozoicos y eocenos del extremo occidental de la sierra del Cadí. Las estructuras asociadas a dicho diapiro son: la brecha de Fórns de edad paleocena (ver capítulo de estratigrafía), los afloramientos de llerdiense situados directamente sobre el Keuper (hoja de Organyà) y la existencia de flancos muy invertidos en rocas superiores (sur de la sierra del Boixeder y en el Roc de la Corbera).

En el norte de la hoja se encuentran una serie de fallas normales correspondientes a la etapa de rifting miocena que originó la Cerdanya. Estas fallas cortan a toda la estructura, hundiendo el bloque norte, como la falla de Querforadat, en la cual afloran materiales de la cobertera en el bloque superior.

El flanco sur del manto del Cadí aflora en el cuadrante SW de la hoja. En la parte oriental del valle del Cardaner, se puede observar como los materiales detríticos de la Fm. Cubet (Luteciense inferior) fosilizan el cabalgamiento basal del manto inferior del Pedraforca. En la parte occidental, se encuentra una rampa lateral, de dirección NW-SE, la cual pone en contacto los materiales turbidíticos de la Fm. Vallfogona con materiales de plataforma del Eoceno inferior-medio de la unidad del Port del Comte. La unidad del Port del Comte se caracteriza por la existencia de una serie de pliegues de dirección NE-SW, perpendiculares a la de la rampa oblicua del Cardaner. Uno de los cuales, es el anticlinal de la Tossa Pelada y corresponde a la rampa de bloque superior de la unidad del Port del Comte sobre el manto del Cadí s.s. (ver corte nº I de la hoja). Al este de este anticlinal se encuentra el anticlinal de Odén. Se trata de una estructura compleja, visible en la hoja de S. Llorenç, producida por la interferencia de las direcciones de transporte. El flanco occidental, del anticlinal de Odén, está fallado por una estructura que actúa como tijera, ya que en la parte sur es inversa y en la zona norte es de carácter sustractivo.

Tanto en el manto del Cadí como en el manto inferior del Pedraforca existen diversos afloramientos en situaciones anómalas de materiales evaporíticos del Keuper. Los afloramientos de Keuper del manto del Cadí, se encuentran o en las margas de la formación Armànies (vertiente sur de la sierra del Cadí), o bien en las turbiditas de Campdevàrol, como en el caso del valle del Cardaner y en el río Arija (hoja de la Poble de Lillet). Estos afloramientos se han interpretado como olistolitos caídos en la cuenca, relacionados con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca (Vergés et al. 1994). Otras estructuras relacionadas con el Keuper, en la unidad del Port del Comte, son los diapiros de Fórns (descrito anteriormente) y el de Cambrils (hoja de Ollana). En el manto inferior del Pedraforca existe un gran afloramiento de yesos del Keuper al sur del macizo del Pedraforca, el cual se encuentra entre materiales del Garumniense. Séguret (1972) interpretó esta estructura como una falla que corta toda la serie del Cretácico superior. Delante de la existencia de diversas estructuras de tipo diapírico en la región, puede interpretarse esta estructura, o bien como un diapiro procedente de la base del manto inferior del Pedraforca, o como un olistolito, caído en la cuenca garumniense, relacionado con el emplazamiento del manto superior del Pedraforca (Martínez et al. 2001).

BIBLIOGRAFÍA

Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un model de de evolució geotectónica par la cadedan Celtibérica. *Act. Geol. Hisp. Hometg. Solé Sabarís*, 14: 172-177.

Ashauer, H. (1943): Terminación oriental de los Pirineos. *Publ. Alem. Geo. Esp.* 2: 236-336.

Berástegui, X. Losantos, M., García Senz, J.M., Caus, E. y Puigdefábregas, C. (1995): El Cretácico inferior del nordeste de Iberia. *Guia Campo, III Col. Cret. Españ.*: 97-153.

Betzler, Ch. (1989): The Upper Paleocene to Middle Eocene between the rio Segre and the rio Llobregat (eastern south Pyrenees): *Facies, stratigraphy and structural evolution. Geologie, Paläontologie, Stratigraphie*. Tübingen; (2), 1-113.

Bilotte, M. (1985): Le Cretace superieur des Plates-formes est-Pyreneennes. *Act. Lab. Géo. Sédim. Paleot. Univ. Paul Sabatier*, 2: memories.

Burbank, D.W., Vergés, J., Muñoz, J.A. i Benthams, P. (1992a): Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the Central Southern Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. America Bull.*, 104; 3-17.

Cámara, P. i Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geol.*, 41; 391-404.

Choukroune, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale). *Mémoires de la Société Géologique de France*, 127; 116pp.

Choukroune, P. y ECORS team (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1):23-39.

Clavell, E., Martínez, A. i Vergés, J. (1988): Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriments. *Acta Geol. Hispànica*, 23(2); 129-140.

Crusafont, M., Truyols, J., i Riba, O. (1966): Contribución al conocimiento de la estratigrafía del terciario continental de Navarra y Rioja. *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 90; 53-76.

Dinarès, J., McClelland, E. i Santanach, P. (1992): Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust-tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the southern Pyrenees *In: Thrust Tectonics* (K. Mc Clay Ed.), Chapman & Hall; 265-275.

Durand-Delga, M., Méon, H., Masrera, A. i 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. Ac. Sc. Paris*, 308, Séri

Fontboté, J.M. (1962): Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tinto. (Inédito).

Ford, M., E. A. Williams, A. Artoni, J. Vergés, and S. Hardy, (1997): Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees: *Journal of Structural Geology, Special Issue on Fault-Related Folding*, v. 19, p. 413-441.

Garrido-Megías, A. (1972): Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, "el manto del Montsec". *Bol. Geol. Min.*, 83(3); 242-248.

Garrido-Megías, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida). Tesis Doctoral, Fac. Ciencias. Granada. 395 pp.

Guerin-Desjardins, B. i Latreille, M. (1962): Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 73; 329-371

Hogan, P.J. y Burbank, D.W. (1996): Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees., in P. F. Friend, and C. J. Dabrio, eds., *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics.*, Cambridge, Cambridge University press, U.K., p. Chapter E14, p.153-160.

Lanaja, (1987): Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. *Instituto Geológico y Minero de España*, 1-465.

Losantos, M., Aragonés, E., Berástegui, X., Palau, J. i Puigdefàbregas, C. (1989) *Mapa Geològic de Catalunya*, 1/250.000 Servei Geològic de Catalunya.

Martínez, A., Vergés, J. i 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 Geol. Hispànica*, 23(2); 119-128.

Martínez, A., Vergés, J., Clavell, E. i Kennedy, J. (1989): Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3(3); 185-194.

Martínez, A., Berástegui, X., Losantos, M. i Vicens, E. (1991): El Cretácico superior del manto del Pedraforca y del manto del Cadí. *III Col. Cretác. España*.

Martínez, A., Berástegui, X., Losantos, M.(1996): Corte geológico N-S en el Pirineo oriental: emplazamiento en una secuencia de bloque superior ("fuera de secuencia") de las láminas cabalgantes que forman el manto inferior del Pedraforca. *Geogaceta*, 20 (2): 450-453.

Martínez, A., Rivero, L. y Casas, A. (1997): Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southeastern Pyrenees (NE Spain). *Tectonophysics*, 282: 303-329.

Martínez, A., Berástegui, X., Losantos, M. y Elmar Schöllhorn (2001): Estructura de los mantos superior e inferior del Pedraforca (Pirineos orientales). *Geogaceta*, 30.

Martínez, A. y Casóliu, J. (en prensa): Mapa geològic de la zona del Pedraforca escala 1:25.000. Departament de Medi Ambient, Generalitat de Catalunya.

Mató, E., Saula, E., Vergés, J., Martínez-Ríus, A., Escuer, J. i Barberà, M. (1994): Memoria del mapa geológico de España a escala 1/50000. Plan Magna. Hoja número 293 (Berga).

Mattauer, M. i Henry, J. (1974): The Pyrenees. In: Spencer, A.M.: *Mesozoic and Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies. Spec. Publs. Geol. Soc. London*, 4; 3-21.

Mattauer, M. i Séguret, M. (1971): Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. In: Debyser, J. et al. (Eds): *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technip, Paris; 1-24.

Muñoz, J.A. (1985): Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. *Tesi doctoral. Univ. de Barcelona*, 305 pp

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay Ed.). Chapman & Hall, London; 235-246.

Muñoz, J.A., Sàbat, F. i Santanach, P. (1983): Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 296, sér. II; 1453-1456.

Muñoz, J.A., Martínez, A. i Vergés, J. (1986): Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405.

Muñoz, J.A., Vergés, J., Martínez-Ríos, A., Fleta, J., Pujadas, J., Tosquella, J. Sanz, J., Samsó, J.M., Saula, E., Mató, E i Barberà, M. (1994): Memoria del mapa geológico de España a escala 1/50000. Plan Magna. Hoja número 256 (Ripoll).

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. i Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: *Foreland basins* (Ed. by P.A. Allen i P. Homewood). Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 8; 229-246.

Ramos, E., P. Busquets, and J. Vergés, (2001): Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees), in M. Marzo, J. A. Muñoz, and J. Vergés, eds., *Sedimentary Geology on Growth Strata, Sedimentary Geology*, p. 105-131.

Riba, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hispànica*, 8(3); 90-99.

Roca, E. (1992): L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi. Tesis doct., Univ. de Barcelona; 330 pp.

Rosell, J. i Robles, S. (1975): Le Paleogène marin de la Catalogne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7)XVII, 2; 195-198.

Roure, F.; Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P. (1989): ECORS Deep Seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1): 41-50.

San Miguel, M. y Sol, Sabaris, L. (1933): Geología del Massís del Montgrí. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 129-145.

Sans, M., J. A. Muñoz, and J. Vergés, (1996): Thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (Southern Pyrenees), in P. A. MacKay, T. E. Kubli, A. C. Newson, J. L. Varsek, R. G. Dechesne, and J. P. Reid, eds., *Triangle Zones and Tectonic Wedges, Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, p. 375-384.

Séguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Pub. USTELA, sér. Geol. Struct. n.2, Montpellier; 155 pp.

Simón, J.L. (1981): Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Teruel*, 65; 195-209.

Solé Sabarís, L. (1933): La geología dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 250-257.

Solé Sugrañes, L. (1973): Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo oriental entre los ríos Segre y Llobregat. *Acta Geol. Hispànica*, 8(3); 81-89.

Suppe, J., F. Sàbat, J. A. Muñoz, J. Poblet, E. Roca, and J. Vergés, (1997): Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 443-461.

Ullastre, J., Durand-Delga, M. i 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. *Bol. Geol. Min.*, 98(1); 3-22.

Ullastre, J., Durand-Delga, M. i Masriera, A. (1990): Relaciones tectónicas y sedimentarias entre las serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 1; 163-207.

Ullastre, M. i Masriera, A. (1996): Evolución tectónica de las unidades sudpirenaicas al W y al E de la línea de accidentes del Segre (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 5: 213-253.

Vergés, J., (1993): Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona. Publicada en 1999: *Col·lecció Monografies tècniques*, 7. Institut Cartogràfic de Catalunya, pp. 194.

Vergés, J., (submitted): Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona: *Boletín Geológico y Minero de España*.

Vergés, J. i Martínez, A. (1988): Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispánica*, 23(2); 95-106.

Vergés, J., Muñoz J. A, and Martínez A., (1992): South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, in K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*, London, Chapman and Hall, p. 255-264.

Vicens (1992): Estudio de la fauna de rudistas (Hippuritidae y Radiolitidae) de los materiales cretácicos del Pirineo oriental: Implicaciones biostratigráficas. Tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona; 247 pp, (inèdita).

Williams, E., Ford A., M, Vergés J., and Artoni A.,(1998): Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees., in A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher, and M. Fernández, eds., *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, London, Geological Society Special Publications, p. 69-106.