

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

A N-S cross-section in the eastern Pyrenees: an overstep sequence in the thrust slices forming the lower Pedraforca thrust sheet

Martínez Rius, A., Berástegui, X. y Losantos, M.

Servei Geològic de Catalunya. ICC. Parc de Montjuïc. 08038 Barcelona.

ABSTRACT

We present a N-S geological cross-section in the eastern Pyrenees, starting in the southern margin of the Neogene Cerdanya basin, and ending in the Upper Eocene to Oligocene Ebro foreland basin. The lower Pedraforca thrust sheet, which mainly consists of Mesozoic and Paleocene pre-tectonic sediments, was emplaced during late Lower Lutetian times over the early Lower Lutetian sediments forming the Cadí thrust sheet, and the whole, over the Ebro foreland basin, in a piggy-back thrust-propagation sequence. Once the lower Pedraforca thrust sheet was emplaced, internal deformation processes continued until Upper Eocene to Oligocene times. Subsequently, five thrust slices forming an imbricate system were individualized into this thrust sheet. Field detailed geological mapping allowed us to define four major unconformities in the syntectonic conglomerates. Precise dating of these unconformities constrained the emplacement of the thrust slices. Thus, we conclude that the imbricates formed in an overstep sequence of thrust propagation.

Key words: Eastern Pyrenees, structure, syntectonic sediments, unconformities, overstep sequence

Geogaceta, 20 (2) (1996), 450-453
ISSN:0213683X

Introducción

La realización de cartografías geológicas en el Pirineo Oriental en el marco del Proyecto del Mapa Geológico de Cataluña a Escala 1/25.000, ha permitido la observación e interpretación de la estructura general de la zona (Figura 1). En este trabajo se presenta un corte geológico de detalle Norte-Sur, desde la Cerdanya hasta la cuenca del Ebro, en el cual se observa que una unidad superior, correspondiente al manto inferior del Pedraforca (Vergés y Martínez, 1988), se emplazó en una secuencia de bloque inferior sobre el manto del Cadí; a su vez, el conjunto se emplazó en una secuencia de bloque inferior sobre la cuenca de antepaís del Ebro. La existencia de sedimentos sintectónicos con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca y su disposición geométrica, permiten determinar la edad y la secuencia de propagación de los cabalgamientos que limitan las láminas internas que forman dicha unidad.

La terminación oriental del manto inferior del Pedraforca corresponde a una

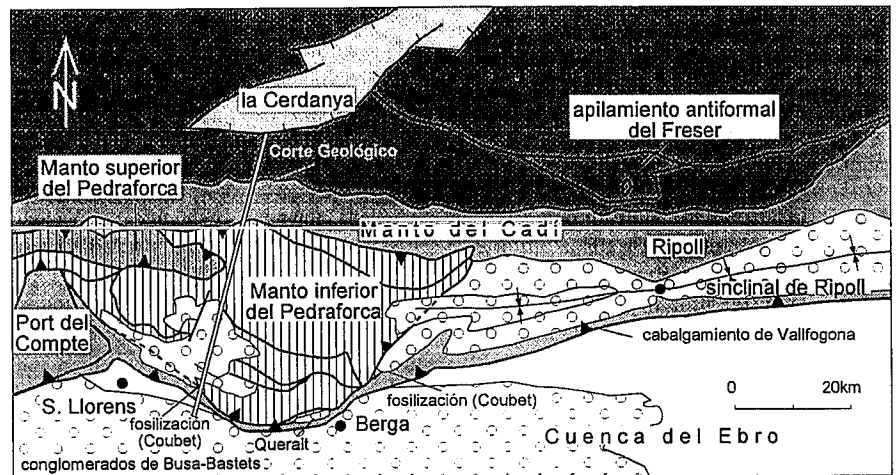


Fig.1.- Esquema estructural de la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca y situación del corte, modificado de Mapa Geològic de Catalunya 1:250.000 (Servei Geològic de Catalunya, 1989)

Fig. 1.- Structural sketch-map of the western end of the lower Pedraforca thrust sheet showing the location of the cross-section.

rampa lateral; asociados a esta estructura, se desarrollaron abanicos de conglomerados (empezando con “fan-deltas” que

evolucionaron verticalmente a abanicos aluviales) como consecuencia del emplazamiento del manto. Precisamente el he-

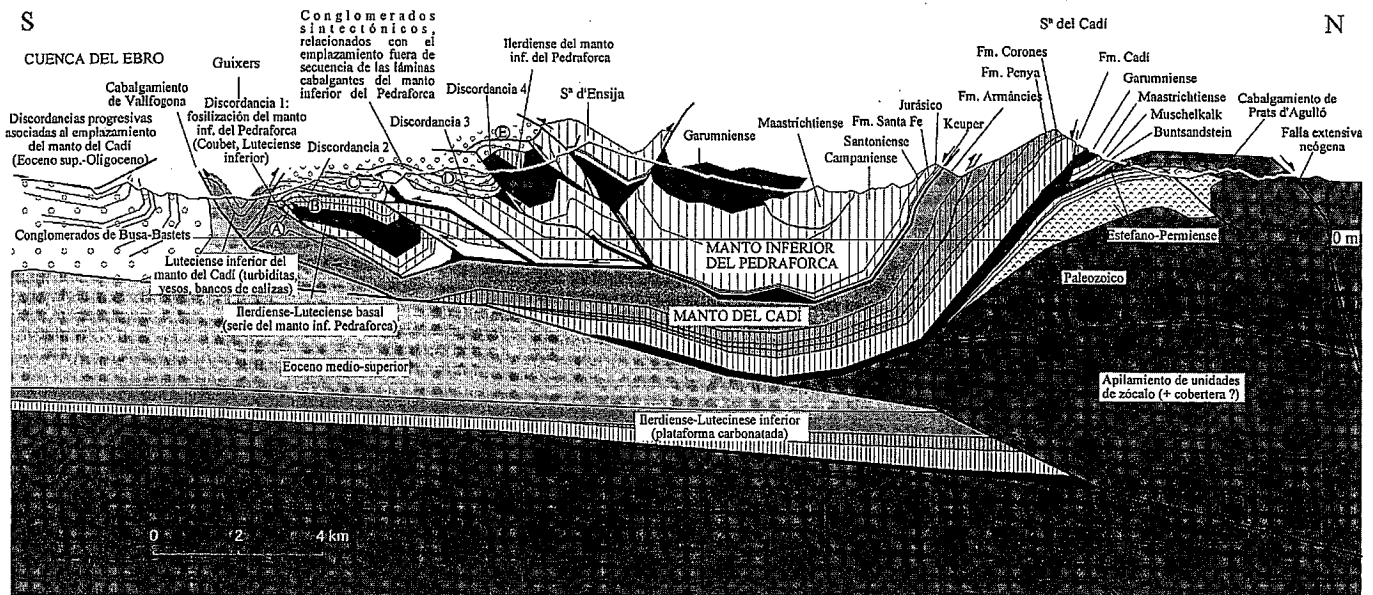


Fig. 2.- Corte geológico norte-sur, en donde se observa la estructura general del Pirineo oriental: los mantos inferior del Pedraforca y del Cadí cabalgan a la cuenca de antepaís (cuenca del Ebro). El emplazamiento del manto inferior del Pedraforca sobre el manto del Cadí, se realizó en una secuencia de bloque superior, pero la deformación interna en el manto inferior del Pedraforca se propagó en una secuencia de bloque superior («fuera de secuencia»), como lo demuestra la relación de los sedimentos sintectónicos con los cabalgamientos. Los materiales sintectónicos más antiguos (conglomerados A, formación de Coubet, Luteciense inferior-alto), fosilizan el cabalgamiento basal del manto inferior del Pedraforca (discordancia 1). Por encima se depositan los sedimentos B, C, D y E, separados por discordancias mayores (discordancias 2, 3 y 4), sobre diversas láminas cabalgantes, las cuales involucran materiales cada vez más jóvenes, en la dirección hacia el traspaís.

Fig. 2.- North-South geological cross-section displaying the general structure of the eastern Pyrenees. The lower Pedraforca and Cadí thrust sheets overthrust the foreland Ebro basin. The lower Pedraforca thrust sheet was emplaced piggy-back over the Cadí thrust sheet, but the internal deformation in the lower Pedraforca thrust sheet propagated in an overstep sequence, as is shown by the relationships between the syntectonic sediments and related thrusts. The oldest syntectonic sediments are the A conglomerates (Coubet Fm, late Lower Lutetian), which overlie the floor thrust of the lower Pedraforca thrust sheet (unconformity labeled 1). The sediments B, C, D and E unconformably overlie the thrust slices (unconformities labeled 2, 3 and 4), which are progressively younger towards the hinterland.

cho de estar localizados en una situación de rampa lateral ha permitido una buena conservación de estos sedimentos en los que puede observarse su relación con las estructuras tectónicas. Así, Martínez *et al.*, (1988) observaron en la zona de rampa lateral que, si bien el manto inferior del Pedraforca se emplaza sobre el manto del Cadí en una secuencia de bloque inferior, en detalle la zona de rampas oblicuas forma un sistema imbricado que se propagó en una secuencia de bloque superior. Asimismo, en aquella zona se determinó (op. cit.) que los sedimentos que fosilizan manto inferior del Pedraforca corresponden a la formación de Coubet (Puigdefábregas y Soler 1990) o Cavall Bernat (Busquets 1981), de edad Luteciense inferior (Martínez *et al.*, 1988).

En el área del presente estudio, situada en la zona frontal de la unidad, se ha observado que la relación de las láminas cabalgantes con los sedimentos sintectónicos es mucho más compleja que en la lateral. Sin embargo el nivel de resolución que proporciona la cartografía geo-

lógica 1/25.000, apoyada con la datación faunística de los sedimentos, ha permitido una correlación satisfactoria entre las estructuras frontales y las laterales. De esta manera se ha constatado que sedimentos de la misma edad fosilizan el cabalgamiento basal del manto inferior del Pedraforca y que también existe un conjunto imbricado de láminas cabalgantes que se propagó en una secuencia de bloque superior como lo demuestran los depósitos sintectónicos, cada vez más jóvenes hacia las zonas internas de cadena.

Descripción del corte

La estructura general (Figura 2) consiste en un apilamiento de unidades plegadas en forma de un gran sinforme que regionalmente hacia el Este recibe el nombre de sinclinal de Ripoll. Su estructura interna está formada por dos mantos; los sedimentos paleógenos inferiores pertenecen al manto del Cadí; el manto superior, formado por sedimentos mesozoicos y paleógenos sintectónicos, se cono-

ce como manto inferior del Pedraforca. El cabalgamiento basal del conjunto es el cabalgamiento de Vallfogona, que pone en contacto el manto del Cadí con la cuenca de antepaís del Ebro. La deformación en sinforme está relacionada con el emplazamiento de unidades inferiores bajo el flanco septentrional de la estructura y con la emersión del cabalgamiento de Vallfogona en la parte sur. Hacia el Este, en la zona del Ripollés, afloran las unidades inferiores (Muñoz, 1985) y se observa que su apilamiento (conocido como apilamiento antiformal del Freser), está compuesto por láminas de basamento (Paleozoico) y de cobertera (Garumniense).

El cabalgamiento basal del manto inferior del Pedraforca es el cabalgamiento de techo del manto del Cadí y discurre entre la base de los sedimentos evaporíticos y arcillosos de facies Keuper y el techo de la formación eocena de Vallfogona en la zona frontal, y de la formación de Armàncies en la zona caudal. La serie mesozoica continúa con carbonatos del Jurásico, cuyo registro más completo,

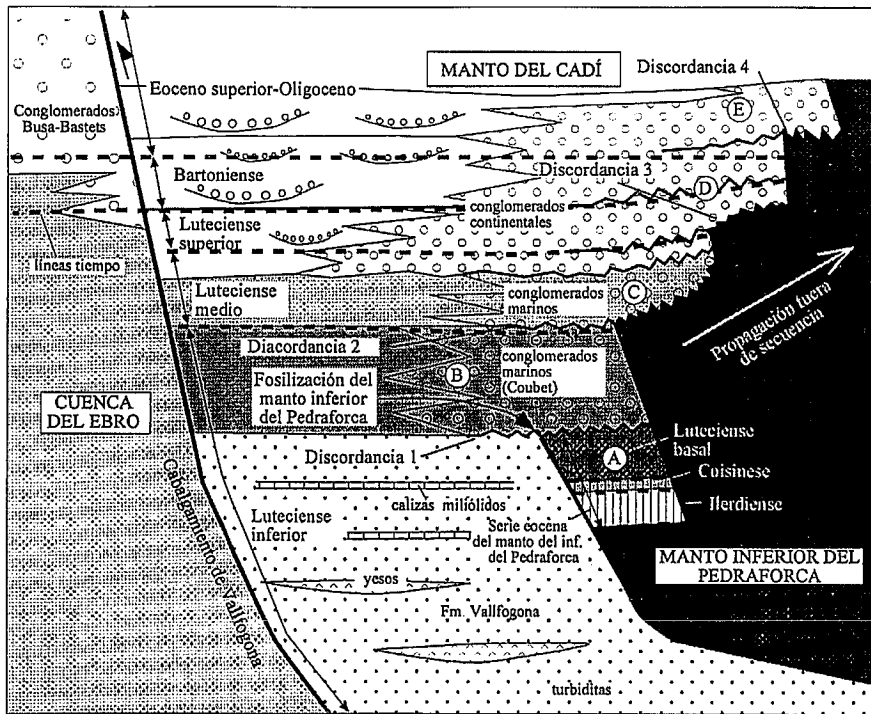


Fig. 3.- Esquema tecto-sedimentario del frente del manto inferior del Pedraforca y del Cadí, en el cual se sintetizan las relaciones entre los sedimentos sintectónicos y las láminas cabalgantes.

Fig.3.- Tecto-sedimentary sketch of the frontal area of the lower Pedraforca and Cadí thrust sheets, in which are synthetised the relationships between the thrust sheets and the syntectonic sediments.

que alcanza hasta el Dogger, se localiza en la parte meridional. En discordancia cartográfica sobre el Jurásico se depositaron los sedimentos marinos del Cretácico Superior, cuya serie más potente (2000 m) y completa (registra el Cenomaniense, el Santoniense, el Campaniense y el Maastrichtiense) se encuentra en la zona septentrional del manto; hacia el sur estos materiales se acunian progresivamente en una relación de solapamiento expansivo sobre el Jurásico, de manera que en las zonas meridionales se encuentran los sedimentos cretácicos marinos más jóvenes y de facies más proximales del manto (Martínez *et al.*, 1991). Encima de ellos se disponen los materiales continentales de facies Garumniense (Maastrichtiense Superior-Paleoceno).

Los sedimentos de carácter pre-tectónico más modernos que se depositaron sobre el Mesozoico del actual manto inferior del Pedraforca corresponden a una serie reducida del Eoceno Inferior (Ilerdiense a Luteciense basal); en la zona central de la unidad afloran unos materiales carbonatados-detríticos de edad Ilerdiense plegados en sinclinal que proba-

blemente sean los sedimentos de esta edad más septentrionales del Pirineo oriental. En la lámina cabalgante más meridional del manto, el Eoceno consiste en carbonatos del Ilerdiense, recubiertos por una serie condensada o muy reducida de materiales cuisianenses (Hottinger, 1960) y conglomerados marinos del Luteciense inferior (A). Estos materiales, bien expuestos en Queralt (más hacia el Este), quedan en esta zona en una posición de bloque inferior y no afloran a la superficie.

En el flanco Norte de la estructura sinforme, se observa el cabalgamiento de Prats d'Agulló que, con un desplazamiento de unos 2 km., superpone materiales del basamento sobre la serie del Trias y del Cretácico Superior, quedando amortiguado en las arcillas del Garumniense.

La estructura antiformal responsable de la deformación del flanco Norte del sinforme, está cortada por fallas extensionales de edad neógena y saltos verticales de más de 1000 metros, cuyos planos buzcan hacia el norte, asociadas a la formación de la fosa de la Cerdanya (Cabrera *et al.*, 1988)

Los materiales mesozoicos más anti-

guos que forman la cobertera del manto del Cadí son sedimentos triásicos (clásticos continentales rojos de facies Buntsandstein y carbonatos de facies Muschelkalk). Sobre ellos se depositaron directamente los materiales del Cretácico Superior (unos 100 metros de calizas detríticas de edad Maastrichtiense) cuyas características sedimentarias son las más proximales de la zona (Vicens 1992). La serie continúa con sedimentos continentales rojizos de facies Garumniense sobre los cuales se depositó la serie del Eoceno Inferior. Esta serie está representada por calizas de edad Ilerdiense (Fm Cadí), seguidas por los sedimentos cuisianenses, que se inician con un nivel continental (Fm Coronas) sobre el que se encuentran materiales marinos asimilables a la Fm Penya; sobre ellos se depositaron las margas del Luteciense Inferior (Fm Armànçies), finalizando con la sedimentación de materiales turbidíticos que incluyen niveles de yesos y calizas con miliólidos hacia la parte superior del tramo (Fm de Vallfogona).

La Figura 3 resume las relaciones tecto-estratigráficas entre los materiales involucrados en los sucesivos estadios del emplazamiento de las láminas cabalgantes que forman el manto inferior del Pedraforca.

El frente del manto inferior del Pedraforca, que como se ha visto, comporta una serie alóctona del Eoceno inferior, quedó fosilizado por los conglomerados marinos de Coubet (B; Luteciense Inferior; discordancia 1). La deformación del manto inferior del Pedraforca continuó durante el resto del Luteciense, formándose un sistema de láminas cabalgantes imbricadas que se propagó hacia atrás en una secuencia de bloque superior ("fuera de secuencia"). Estas láminas generaron unos relieves que se vieron sometidos a erosión subaérea, produciendo complejos de sedimentos conglomeráticos los cuales fueron involucrados en láminas cabalgantes cada vez más modernas hacia el traspás. A partir de las relaciones geométricas entre los materiales sin y pre-tectónicos, se han definido otras tres discordancias principales; la discordancia 2 tiene una edad Luteciense medio, erosiona a los conglomerados (B) y a los materiales que forman la lámina cabalgante que corta a la discordancia 1; sobre ella se depositaron los conglomerados marinos (C) y parte de los conglomerados continentales (D); estos dos grupos de conglomerados, están involucrados en una lámina cabalgante más moderna, que a su vez queda fosilizada por la discordancia 3, de edad Luteciense Superior. Nuevas láminas cabalgantes involucraron a estos materiales, que fueron a su vez erosionados por la

discordancia 4; finalmente, sobre la discordancia 4 se depositó el complejo de los conglomerados (E) que alcanzan una edad aproximada Eoceno Superior-Oligoceno.

La cuenca del Ebro es la actual cuenca de antepaís y comporta una potente serie continental del Eoceno superior-Oligoceno. La información de subsuelo más cercana corresponde al sondeo de Puigregig (Lanaja 1987). Según los datos de dicho pozo, los sedimentos del Ilerdiense-Cuisiense-Luteciense inferior bajo los materiales continentales, consisten en una serie de unos 500 metros de sedimentos carbonatados de plataforma, seguidos por evaporitas y una potente serie de margas del Eoceno Medio y Superior.

En el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona (cuenca del Ebro), en las proximidades de éste, aflora una serie de tránsito de facies marinas a facies continentales, de edad Luteciense Superior, que evoluciona verticalmente hasta los conglomerados continentales de Busa-Bastets (Riba 1973), de edad Eoceno Superior-Oligoceno. Las discordancias progresivas que presentan estos conglomerados (Riba 1973) registran el emplazamiento del cabalgamiento de Vallfogona, coetáneo con su sedimentación.

Conclusiones

La realización de la cartografía geológica de detalle del Pirineo oriental ha permitido la observación e interpretación de la estructura interna del manto inferior del Pedraforca y de la cinemática de su emplazamiento. La parte frontal del manto inferior del Pedraforca se emplazó sobre materiales del Luteciense inferior del manto del Cadí y quedó fosilizado por los conglomerados de Coubet (Luteciense Inferior-alto). Si bien el emplazamiento de las unidades del Pirineo meridional se realizó en su conjunto en una secuencia de bloque inferior, el manto inferior del Pedraforca, una vez emplazado, continuó deformándose internamente generando un sistema imbricado de láminas cabalgantes que se propagó hacia atrás en una secuencia de bloque superior ("fuera de secuencia"). Estas láminas llegaban a emerger por encima del nivel del mar y producían sedimentos conglomeráticos sintectónicos, los cuales fosilizaban las estructuras anteriores, y eran a su vez involucrados en los emplazamientos de las láminas cada vez más jóvenes en dirección al traspais. Las cuatro discordancias mayores identificadas registran los suce-

sivos estadios del emplazamiento del sistema imbricado de las láminas cabalgantes que forman el manto del Pedraforca inferior, desde el Luteciense Inferior hasta el Eoceno Superior-Oligoceno.

Agradecimientos

A J. Serra, J. Tusquella y J.M^a. Samsó por las dataciones con foraminíferos del Eoceno.

Referencias

- Busquets, P. (1981) *Tesis, Univ. Barcelona*
 Cabrera, L., Roca, E., Santanach, P. (1988) *Jour. Geol. Soc. (London)*, 145:261-268.
 Hottinger, L. (1960) *Mem. Suiss. Paleo.*, 75-76: 1-243.
 Lanaja (1987) *Temas Inst. Geol. Miner. España*.
 Martínez, A., Vergés, J., Muñoz, J.A. (1988) *Acta. Geol. Hisp.* 23(2): 119-128.
 Martínez, A., Berástegui, X., Losantos, M., Vicens, E. (1991) *III Col. Cret. Esp.*
 Muñoz, J.A. (1985) *Tesis. Univ. Barcelona*
 Puigdefábregas, C., Soler, M. (1990) *Inf. int. Union Texas*.
 Riba, O. (1973) *Acta Geol. Hisp.* 8 (3): 90-99
 Servei Geològic de Catalunya, (1989) *Mapa Geol. Cat.* 1:250.000
 Vergés, J., Martínez, A. (1988). *Act. Geol. Hisp.* 23(2):95-106
 Vicens, E. (1992) *Tesis. Univ. Aut. Barcelona*