

Estructuras contractivas de la Cordillera Prelitoral Catalana entre la sierra de Les Pedritxes y el río Ripoll: evolución y relación con los depósitos del margen de la cuenca del Ebro.

Contractional structures of the Catalan Prelitoral range: evolution and relation with the marginal deposits of the Ebro basin.

M. López Blanco

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona, 08028, Barcelona.

ABSTRACT

During paleogene times the deformation area associated to the Vallés fault system developed a series of compressive structures. Initially there was the emplacement of a succession of thrusts and folds affecting mainly the mesozoic cover, whose erosion led to the deposition of mesozoic cover derived monogenic breccias and conglomerates. Subsequently the emergence of an out of sequence thrust, involving mainly paleozoic basement rocks was recorded in the basin by a paleozoic derived monogenic breccia level. Later on, basement and cover derived poligenic conglomerates and breccias were deposited as a response to the erosion of a more heterogeneous source area. The movement of a second thrust plate involving basement and cover rocks folded and thrusting the mesozoic cover and the tertiary deposits of the Ebro basin margin.

Key words: *Paleogene, alpine thrusting, alluvial fan, source area.*

*Geogaceta, 16 (1994), 43-46
ISSN: 0213683X*

Introducción

En este trabajo se pretende mostrar las macroestructuras de acortamiento existentes en el tramo de la Cordillera Prelitoral Catalana comprendidos entre la sierra de «Les Pedritxes» y la transversal del río Ripoll. Asimismo se intenta determinar la relación entre las diferentes estructuras y los depósitos sintectónicos del margen de la Cuenca del Ebro.

La estructura de las Cadenas Costeras Catalanas, a las que pertenece la Cordillera Prelitoral, se caracteriza por una serie de fallas de zócalo que han actuado durante el Paleozoico (Anadón *et al.*, 1985), Mesozoico (Esteban y Robles, 1976; Anadón *et al.*, 1979) y reactivadas durante el Terciario (Fontboté, 1954; Anadón *et al.*, 1985; Guimerà, 1988). El principal sistema de fracturas de las Cadenas Costeras Catalanas son un sistema «en-echelon» de fallas de dirección subverticales, de orientación NE-SW, que afectan al zócalo.

Durante la orogenia alpina (Paleógeno), en respuesta a una compresión regional N-S que afectó al NE peninsular, algunas de estas fallas se reactivaron

como fallas de dirección de movimiento sinistro. Al formar un ángulo cercano a los 65° con la dirección de compresión regional, la falla del Vallés estuvo sometida a condiciones transpresivas que dieron lugar a un movimiento de tipo convergente, produciéndose pliegues y cabalgamientos (Guimerà y Álvaro, 1990 y Guimerà *et al.*, 1992) vergentes hacia la cuenca del Ebro.

Durante el Neógeno la falla del Vallés se reactivó como falla normal, en respuesta a unas condiciones distensivas (Fontboté, 1954, Roca y Guimerà, 1992). De esta manera, la Cordillera Prelitoral Catalana es un bloque tectónicamente elevado orientado de WSW a ENE, limitado por accidentes de tipo inverso al NW, que la separan de la Cuenca del Ebro y normales al SE, que determinan el borde de la Cuenca del Vallés-Penedés.

Materiales

Los materiales que constituyen la Cordillera Prelitoral Catalana y el margen estudiado de la Cuenca del Ebro pertenecen al Paleozoico (Cambro-Ordovícico y Carbonífero), Mesozoico (Triásico) y Terciario (Paleógeno).

El **Paleozoico** está formado por pizarras y grauvacas con intercalaciones de rocas volcánicas ácidas, presuntamente del Llandeilo-Caradoc, afectadas por metamorfismo regional y de contacto (Ubach, 1990). También hay granitoides del Carbonífero superior-Pérmico (Enrique, 1990), pegmatitas y venas de cuarzo tardíos.

Los materiales del **Mesozoico** aflorantes son del Trías de tipo germánico, faltando por completo el Keuper y parte del Muschelkalk. La serie mesozoica comienza con el *Buntsandstein*, representado por una megasecuencia granodreciente de unos 200 metros de potencia, predominantemente constituida por arcillas y areniscas rojas y que comienza por conglomerados. El siguiente (y último) tramo es el *Muschelkalk*, constituido por dos paquetes carbonáticos (inferior y superior) entre los que se intercala uno detrítico de color rojo (*Muschelkalk* medio). El *Muschelkalk* inferior (M1) muestra una potencia próxima a los 100 metros y está formado por calizas y dolomias. El *Muschelkalk* medio (M2) tiene una potencia aproximada de 100 metros y está constituido por una alternancia de areniscas y arcillas rojas (ocasionalmente varicolorea-

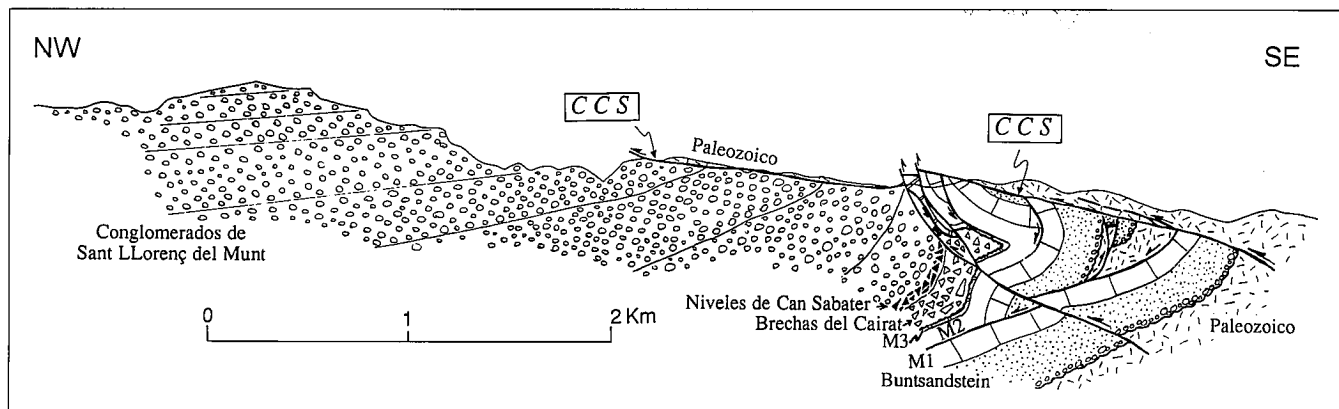


Fig. 1.— Corte geológico de la Cordillera Prelitoral Catalana y los depósitos del margen de la cuenca del Ebro (Sant Llorenç del Munt) al Este de Matadepera. (CCS = Cabalgamiento de Can Sallent.)

Fig. 1.— Geologic cross-section of the Catalan Prelitoral range and the marginal deposits of the Ebro basin (Sant Llorenç del Munt) near Matadepera. (CCS = Can Sallent thrust)

das). El Muschelkalk superior (M3) no se encuentra al completo (ocasionalmente los materiales terciarios se sitúan directamente sobre el M2) siendo su potencia media en la zona de Matadepera de unos 20 metros. El M3 está constituido por calizas y dolomías bien estratificadas, con un par de intercalaciones margosas cerca de la base.

Posteriormente al M3, los depósitos más antiguos que encontramos son los de la base del **Terciario**. Éstos pertenecen a la *formación Mediona* (Anadón, 1978) y están constituidos por unos cincuenta metros de arcillas rojas y versicolores con abundantes caliches, paleosuelos, costras con *microcodium*, así como intercalaciones de areniscas y conglomerados. Esta formación contiene restos fósiles de *Vidaliella gerundensis* y su edad podría comprender el Thanetiense superior (Paleoceno) y parte del Ilerdiense o todo él (Anadón, 1978). Estratigráficamente sobre la formación Mediona yace la *formación de brechas del Cairat*, constituida por brechas de cantos, incluso olistolitos (Anadón, 1980) predominantemente calcáreo-dolomíticos procedentes del Muschelkalk, alternando con niveles lutíticos y arenosos rojos. Su edad sería posterior al Ilerdiense inferior y anterior al Luteciense (Anadón, 1978). Por encima están los *conglomerados de Sant Llorenç del Munt* (sensu lato), sucesión de conglomerados eocenos de más de 1000m, donde se pueden distinguir cuatro tipos principales de litologías (López Blanco *et al.*, 1993) que se resumen en (A) conglomerados poligénicos masivos (area fuente de zócalo y cobertera); (B) Brechas de «debris-flow» ricas en

matriz arcillosa y con una composición similar a la de los conglomerados ya descritos; (C) conglomerados y brechas monogénicas provenientes de la cobertera mesozoica y (D) brechas monogénicas formadas por clastos de pizarras y esquistos de origen paleozoico (*niveles de Can Sabater, Can Ferrés y la Torre*, de Anadón, 1978).

Estructura

Tras realizar una cartografía geológica a escala 1/10.000, se puede afirmar que la estructura de la Cordillera Prelitoral y el margen de la cuenca del Ebro en el sector estudiado, se caracteriza por la presencia de un gran sinclinorio vergente al NNW, en cuyo flanco caudal (generalmente invertido) existe una serie de cabalgamientos en secuencia de bloque inferior, que afectan principalmente a los materiales de la cobertera triásica. Este sinclinorio y la serie de cabalgamientos asociada se encuentran afectados por cabalgamientos posteriores (cabalgamientos de Can Sallent y Les Pedritxes), fuera de secuencia, que sitúan materiales del zócalo paleozoico sobre triásicos previamente estructurados y los terciarios de la cuenca del Ebro (Fig. 1).

Los depósitos de la cuenca del Ebro se encuentran, en parte, deformados (plegados y fallados) solidariamente con la cobertera triásica y también afectados por el cabalgamiento de Can Sallent y otras fracturas posteriores. Generalmente buzanan suavemente (unos 10 grados) hacia la cuenca (NW) pero su buzamiento aumenta, en los niveles inferiores, cuanto más próximos nos ha-

llamos a las estructuras de la Cordillera prelitoral, incluso llegando a haber capas invertidas tanto asociadas al flanco invertido del sinclinorio de materiales triásicos como en zonas muy próximas a los cabalgamientos de Can Sallent o Les Pedritxes.

Secuencia de cabalgamientos inicial

Estos cabalgamientos afectan principalmente a la cobertera triásica y se localizan en el flanco caudal del sinclinorio anteriormente citado (Fig. 1). Tras el estudio de la geometría de estos cabalgamientos y su restitución a la posición original previa al plegamiento, se ha visto que se trata de una serie de cabalgamientos en secuencia de bloque inferior, ya que los cabalgamientos superiores están progresivamente deformados los inferiores. Los niveles de despegue principales se sitúan en el Muschelkalk medio y el Buntsandstein. Otro detalle observado es que los cabalgamientos más viejos afectan más serie (fm. Mediona, M3, M2, M1, B y Pz) que los más jóvenes (M1, B, Pz). Se han observado también pequeños retrocabalgamientos afectando al Paleozoico y tramos basales del Buntsandstein.

Esta secuencia de cabalgamientos ha producido un acortamiento mínimo de unos 2,5 kilómetros.

Cabalgamientos de Can Sallent y Les Pedritxes

Estas estructuras de gran extensión areal (más de 31 Km² en conjunto) hacen cabalgar una gran escama de materiales paleozoicos sobre el sinclinorio de

materiales triásicos y sobre los depósitos terciarios de la cuenca del Ebro (fm. Mediona, fm. Cairat y Conglomerados de Sant Llorenç del Munt) mediante una superficie de bajo ángulo (Fig. 1). El emplazamiento de estos cabalgamientos es posterior a la secuencia de cabalgamientos descrita anteriormente ya que éste la corta. Muy probablemente durante el inicio del emplazamiento de estos cabalgamientos se produjo el plegamiento (sinclinatorio vergente al NNW) de los materiales triásicos. La estructura de estos bloques paleozoicos cabalgantes no ha sido estudiada en detalle ya que en éste las estructuras alpinas están sobreimpuestas a una estructuración anterior (herciniana) y es difícil diferenciarlas. A pesar de todo, al E de Matadepera, en la lámina cabalgante de Can Sallent, y gracias a la existencia de un pequeño «horse» de materiales triásicos, se ha detectado la existencia de al menos de dos escamas cabalgantes. Al W de Matadepera Ubach (1990) describe tres subescamas dentro de la escama de Les Pedritxes

El acortamiento mínimo calculado asociado a estas estructuras al E de Matadepera es de unos 3,5 kilómetros.

Otras estructuras

Existen también, una serie de fallas inversas orientadas ENE-WSW que buzanan fuertemente hacia el SSE. Estas estructuras cortan el cabalgamiento de Can Sallent y elevan el núcleo del sinclinatorio de Trías, así como su flanco caudal y parte del frontal, con respecto al bloque de la cuenca del Ebro (Fig. 1).

Para concluir cabe citar la presencia de una serie de fallas subverticales, orientadas NW-SE (direccionales sinistras, y normales) y orientadas N-S (normales), que parecen cortar todas las estructuras anteriormente descritas. Su salto vertical es del orden de pocas decenas de metros.

Relaciones tectónica-sedimentación

La evolución tectónica apuntada en el apartado anterior queda reflejada en los depósitos terciarios depositados en el margen de la cuenca del Ebro (brechas del cairat, niveles de Can Sabater y Conglomerados de Sant Llorenç del Munt «sensu lato»).

Las brechas del Cairat son, en el sector estudiado, depósitos de brechas (que evolucionan a conglomerados) casi exclusivamente constituidos de clastos

de carbonatos mesozoicos intercaladas entre arcillas y areniscas rojas. Ocasionalmente, y cuando éstas se han depositado directamente sobre los materiales del Muschelkalk medio, están exclusivamente constituidas por clastos de areniscas rojas. Se trata de facies de abanico aluvial proximal depositadas principalmente por procesos de «mud» y «debris flow» (Anadón, 1978) que evolucionan a flujos acuosos. Estos depósitos se encuentran descansando tanto sobre las arcillas de la formación Mediona, como discordantemente sobre materiales triásicos (M3 y M2). Son el producto del desmantelamiento de la cobertera triásica (Anadón, 1978) durante su estructuración (Fig. 2A).

Conjuntamente con la formación de la secuencia de cabalgamientos que afectan a la cobertera, debió existir un apilamiento y plegamiento que daría lugar a una serie de procesos de «autocanibalismo» y generación de discordancias progresivas que no se han podido observar por la tectonización sufrida y la pobre calidad de los afloramientos. Este apilamiento y plegamiento favoreció la existencia de fuertes buzamientos hacia la cuenca en capas superficiales de M3 aflorantes. Al constituir el infrayacente M2 un excelente nivel de despegue, bloques de M3 se deslizaron hacia la cuenca como olistolitos.

El cambio se produce con la deposición de los niveles de Can Sabater (Anadón, 1978). Estos niveles de brechas de pizarras paleozoicas se interpretan como depositados en taludes o canchales adosados a escarpes del borde de cuenca (Anadón, 1978). Estos niveles nos indican la emergencia de materiales del paleozoico en el frente de un cabalgamiento fuera de secuencia que involucra materiales de zócalo y cobertera (Fig. 2B y C). La actuación de este cabalgamiento no produciría inicialmente demasiados cambios en la sedimentación, ya que iría plegando y posteriormente haciendo cabalgar sobre los depósitos marginales de la cuenca del Ebro, parte de la ya estructurada cobertera triásica (Fig. 2B). Durante los estadios iniciales de movimiento de este cabalgamiento el tipo de sedimentación en la cuenca seguiría siendo similar (brechas del Cairat).

Por encima de estos niveles se depositaron los conglomerados y brechas poligénicas de Sant Llorenç del Munt, pertenecientes a ambientes de abanico aluvial proximal, producto de la erosión de materiales pertenecientes tanto a la

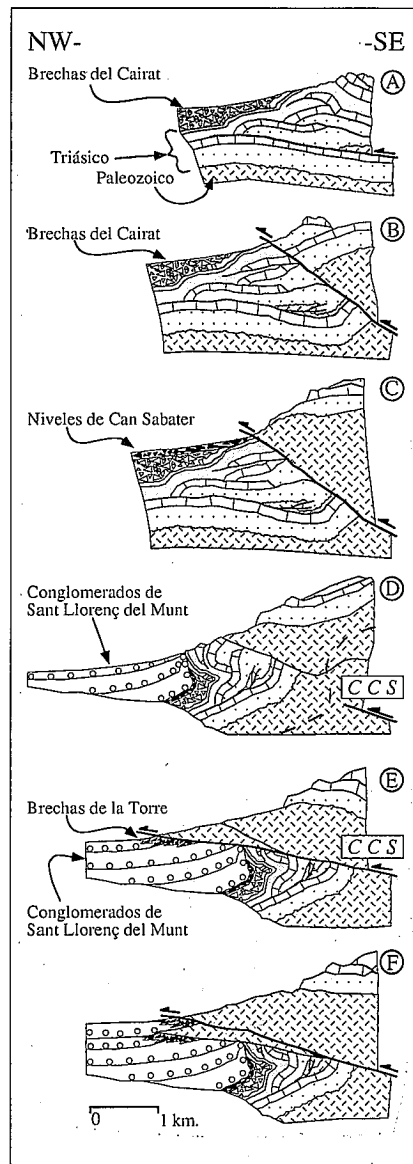


Fig. 2.— Evolución de la estructura de la Cordillera Prelitoral Catalana y su reflejo en los depósitos del margen de la cuenca del Ebro. (CCS = Cabalgamiento de Can Sallent.)

Fig. 2.— Structural evolution of the Catalan Prelitoral range and its influence on the Ebro basin margin deposits. (CCS = Can Sallent thrust)

cobertera triásica como al zócalo paleozoico (Fig. 2D).

A partir del corte de la figura 1 resulta geoméricamente muy difícil relacionar el movimiento del cabalgamiento de Can Sallent con la deposición de los niveles de Can Sabater. Por otra parte, estos niveles se encuentran totalmente afectados por el gran sinclinatorio, mientras que el cabalgamiento de Can Sallent corta el flanco caudal de dicho pliegue. De esta manera el cabalgamiento rela-

cionado con la deposición de los niveles de Can Sabater no sería el de Can Sallent, sino uno anterior. Los estadios iniciales de movimiento del cabalgamiento de Can Sallent pudieron producir un plegamiento del zócalo y cobertera (Fig. 2D) generando el vasto sinclinorio observable hoy en día (Fig. 1). Mientras se formaba este pliegue la sedimentación conglomerática en el borde de la cuenca del Ebro continuaba. Esto se refleja en la presencia de abanicos de capas y discordancias progresivas que, aunque no se llegan a observar claramente, se deducen geoméricamente.

Posteriormente, este pliegue fue cortado por el cabalgamiento de Can Sallent, el que presumiblemente lo generó (Fig. 2E). La presencia de niveles de brechas de paleozoico en diversas posiciones estratigráficas y de escasa extensión lateral cuenca adentro (*brechas de la Torre* de Anadón, 1978) y adosados al frente del cabalgamiento de Can Sallent, nos indicaría un origen similar al citado para los niveles de Can Sabater, ligado a los pulsos de avance de diversas escamas cabalgantes (Fig. 2E y F).

La existencia de niveles de brechas y conglomerados monogénicos formados casi exclusivamente por cantos de carbonatos del Mesozoico ha sido interpretada como respuesta a cambios en el aporte de sedimentos ligados a modificaciones en el tipo y sistema de drenaje en el área fuente del abanico aluvial inducidos por la actividad tectónica (desplome de presas naturales producidas por deslizamientos, capturas, interferencia de otros abanicos o sistemas aluviales...).

Cabe citar la existencia de pliegues y pequeñas discordancias progresivas, que afectan a los conglomerados de Sant Llorenç del Munt «sensu lato», asociadas a los cabalgamientos de Can Sallent y Les Pedritxes.

No se han reconocido depósitos catalogables como la respuesta sedimentaria a las fracturas inversas posteriores a los cabalgamientos o las estructuras direccionales y normales de orientación NW-SE y N-S. Lo único destacable es la

posible utilización de algunas de estas fallas o zonas de falla como zona principal de transferencia de sedimento de la cordillera hacia la cuenca del Ebro (zona de la actual riera de Les Arenes al W de Matadepera).

Conclusiones

La estructura de la Cordillera Prelitoral presenta una estructura de acortamiento caracterizada por pliegues, cabalgamientos y fallas inversas que involucran al zócalo paleozoico, la cobertera mesozoica y parte de los depósitos marginales de la cuenca del Ebro.

Existe una clara cronología (relativa) de formación de las diferentes estructuras en la cordillera y de los depósitos asociados a éstas en la cuenca del Ebro.

En un primer estadio, una secuencia de cabalgamientos de bloque inferior, con un acortamiento mínimo de unos 2,5 km en dirección NW-SE, afecta principalmente a la cobertera mesozoica. Esta estructuración inicial se refleja en la cuenca en los depósitos aluviales monogénicos de la formación de brechas del Cairat.

En un segundo estadio se emplaza un cabalgamiento fuera de secuencia que involucra grandes volúmenes de zócalo paleozoico y parte de la cobertera mesozoica estructurada. La emergencia a la superficie de materiales del zócalo queda reflejada en la cuenca por las brechas monogénicas de los niveles de Can Sabater.

Tras la emergencia de los materiales paleozoicos el área fuente pasa a ser mixta, con aportes provenientes tanto de materiales del zócalo como de la cobertera.

En un tercer estadio, otro cabalgamiento (cabalgamiento de Can Sallent), de al menos 3,5 km de desplazamiento hacia el NW y que involucra materiales de zócalo y cobertera, produce inicialmente un gran sinclinorio vergente al NNW que afecta al zócalo y la cobertera. La generación de este pliegue se traduce en la cuenca en la formación de

discordancias progresivas. Posteriormente el cabalgamiento rompe el sinclinorio y cabalga sobre éste, dando en la cuenca depósitos conglomeráticos poligénicos y brechosos monogénicos.

En un cuarto estadio se formarían una serie de fallas inversas de fuerte ángulo, orientadas de ENE a WSW y de salto mínimo cercano a los 50 m, que cortan las estructuras de cabalgamiento anteriores. Durante este tercer estadio las características del área fuente esencialmente no cambiarían.

Agradecimientos

Agradezco a los doctores J. Guimerà, J. Vergés y T. Lawton sus comentarios ideas y correcciones. Este estudio ha sido financiado por el proyecto DGICYT PB91-0805.

Referencias

- Anadón, P. (1978): Est. Geol., vol. 34, nº 5, 431-440.
- Anadón, P. (1980): Res. y Com. del IX Congreso Nacional de Sedimentología, vol. I, 41-42.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985): Spec. Publ. Econ. Paleont. Mineral., nº 37, 303-318.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M. & Marzo, M. (1979): Acta Geol. Hisp., nº 11, 73-78.
- Enrique, P. (1990): Acta Geol. Hisp., vol. 25, nº 1-2.
- Esteban, M. & Robles, S. (1976): Acta Geol. Hisp., nº 14, 242-270.
- Fontboté, J. M. (1954): R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo homenaje a D. Eduardo Hernández-Pacheco, 281-310.
- Guimerà, J. (1988): Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 600p.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990): Bull. Soc. Géol. France. 6 (2), 339-340.
- Guimerà, et al. (1992): Geologia II, Hist. Nat. País. Cat. Vol. 2, 548 p.
- López Blanco, M., Marzo, M. y Piña, J. (1993): 14th IAS Reg. Meeting of sed. Abstracts book. 384-385.
- Roca, E. y Guimerà, J. (1992): Tectonophysics, 203, 303-218.
- Ubach, J. (1990): Acta Geol. Hisp., vol. 25, nº 1-2, 113-121.