

¿El modelo de cuña compuesta de C. I. Migliorini (1948) es aplicable a la estructura del sector central de los Catalánides?

por M. ESTEBAN CERDÁ * y P. F. SANTANACH PRAT **

RESUMEN

Se comentan las conclusiones sobre la estructura de los Catalánides recientemente publicadas, resaltando la ausencia de datos concretos que permitan aplicar el modelo de la cuña compuesta de Migliorini para los Catalánides. Además, los datos publicados previamente, así como nuestras observaciones personales, indican una clara separación en el tiempo de una fase de *compresión* y otra de *distensión* posterior.

RÉSUMÉ

Récemment le modèle du coin composé de Migliorini a été appliqué à la structure du secteur central des Catalanides (NE de l'Espagne). Dans la présente note nous montrons l'absence d'arguments permettant cette conclusion. En plus, l'étude des données précédemment publiées, ainsi que celle de nos observations personnelles nous conduit à admettre l'existence, d'abord, d'une phase de tectonique cassante en *compression*, nettement séparée d'une phase postérieure en *distension*.

INTRODUCCIÓN

En las memorias explicativas que acompañan los mapas geológicos a escala 1:50.000 (2.ª ser.), publicados por el I.G.M.E., correspondientes a las hojas de Montblanch (418), Vilafranca del Penedés (419), Valls (446), Villanueva y Geltrú (447) y Tarragona (473) (1) el equipo de FINA IBÉRICA presenta un ensayo de síntesis estructural y evolución tectónica para el sector central de los Catalánides (fig. 1).

Los autores concluyen que la estructura de esta región puede identificarse con el modelo de la cuña compuesta propuesto por C. I. MIGLIORINI (2) (VG, 20; T, 23, esquema; VP, 31; V, 35 y M, 32).

* Departamento de Petrología, Inst. "Jaime Almera", C.S.I.C., Univ. Barcelona.

** Departamento de Geomorfología y Tectónica, Univ. Barcelona.
(1) A lo largo del presente trabajo se citarán las memorias de estas hojas con las abreviaciones M, VP, V, VG, T, respectivamente. El número que seguirá a estas abreviaciones se refiere a la página citada.

(2) En ninguna de las memorias comentadas se cita el trabajo de C. I. MIGLIORINI al que se refieren los autores. Hemos supuesto se trataba del clásico *I cunei composti nell'orogenesi*, publicado en 1948.

La presente nota tiene por objeto mostrar que, con los datos expuestos en los trabajos motivo de este comentario, con los publicados anteriormente, así como con los de nuestras observaciones personales, esta conclusión no es adecuada, y esto por motivos de diversa índole: *a)* discrepamos con algunos de los datos expuestos, *b)* creemos insuficientemente argumentados otros y *c)* existen numerosas contradicciones en los argumentos que conducen a la conclusión mencionada. Más adelante detallaremos las discrepancias más notables.

LA CUÑA COMPUESTA DE MIGLIORINI

En este apartado recordaremos brevemente alguna de las características de las estructuras analizadas por MIGLIORINI para elaborar su modelo teórico. Citaremos únicamente las que consideramos de mayor interés para su comparación con las estructuras de la parte central de los Catalánides.

Para desarrollar el modelo teórico de la estructura en cuña compuesta MIGLIORINI se basó en las estructuras del corte del Apenino calcáreo (regiones del Lazio y del Abruzzo) descrito anteriormente por E. BENEÓ (1939) y en la de los Monti della Maddalena en la región calcárea del Apenino meridional.

En ambas regiones, la característica tectónica regional dominante la constituyen las fallas longitudinales, agrupadas en haces paralelos o casi, en cada uno de los cuales, los planos de fallas tienden a converger en profundidad, dando lugar así a una serie de cuñas que, en sección, se disponen en forma de abanico (MIGLIORINI, 1948, p. 31). Estas cuñas están constituidas por fallas inversas y normales, las cuales se ordenan según unas determinadas leyes.

MIGLIORINI, después de considerar detenidamente todos los datos de la geología regional y después de analizar también la posibilidad de la formación de estas estructuras mediante, primero, un acortamiento horizontal y, luego, un alargamiento también hori-

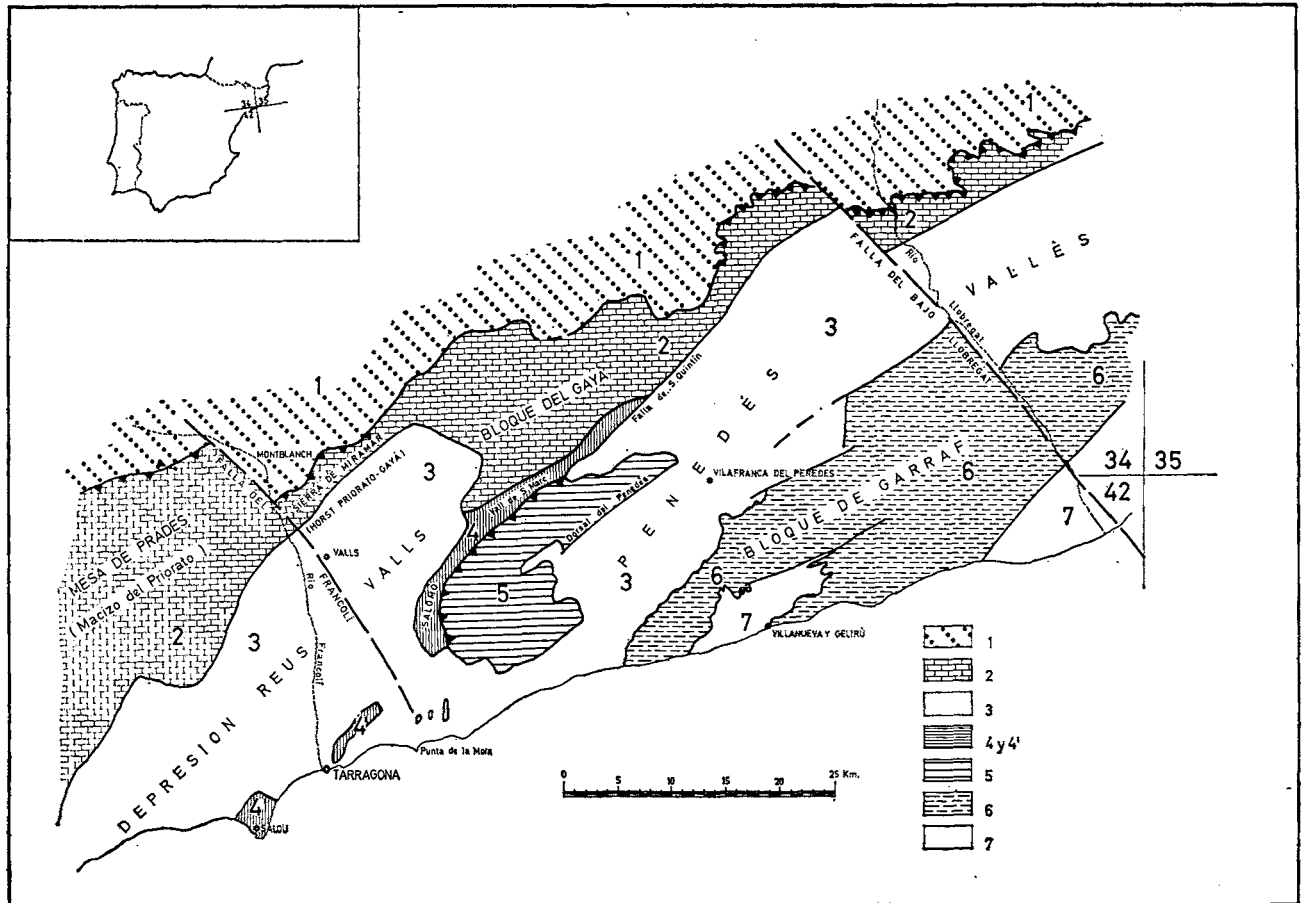


FIG. 1. — 1. Esquema de las unidades morfoestructurales del sector central de los Catalánides. (Basado en los esquemas de las Hojas números 418, 419, 446, 447 y 473 del Mapa Geológico de España 1:50.000, 2.ª Serie, y las Hojas 34 y 42 del Mapa Geológico 1:200.000). 1 = Cuenca del Ebro, 2 = Cordillera Prelitoral, 3 = Depresión Prelitoral, 4 = Arco Periférico de Bonastre, 4' = "Trend" Tarragona-Salou, 5 = Macizo de Bonastre, 6 = Cordillera Litoral, 7 = Depresiones Externas.

zontal, —que es lo que a primera vista parecen sugerir respectivamente las fallas inversas y normales (p. 46)—, concluye que tanto las unas como las otras corresponden a un único acortamiento horizontal (página 45, fig. 4, modelos A → D y H → K).

Además dedica especial atención (pp. 62 a 64) en probar la contemporaneidad de ambos tipos de fallas. Uno de los argumentos que cita, y que cremos interesante para la comparación con los Catalánides, es la existencia en los Monti della Maddalena de fallas transversales con importante componente horizontal, las cuales son contemporáneas, tanto de las fallas normales como de las inversas (pp. 39-40 y 67).

Una vez demostrado que en las estructuras estudiadas, tanto las fallas normales como las inversas son contemporáneas y debidas a un solo acortamiento horizontal, a una sola comprensión (p. 68), pasa a considerar el modelo teórico que permite explicar estas asociaciones de fallas y que se conoce con el nombre de *cuña compuesta* o de *Migliorini*.

SOBRE LA INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LOS CATALÁNIDES

En el sector central de los Catalánides existen también haces de fallas que se disponen longitudinalmente (NE-SW), cortadas transversalmente por fallas cuyos movimientos presentan importantes componentes horizontales. Entre las fallas longitudinales las hay normales e inversas.

Para admitir que estos haces de fallas son comparables al modelo propuesto por MIGLIORINI, debería probarse, suponiendo que realmente se disponen en forma de abanico, que:

a) Las fallas normales y las fallas inversas se disponen en zonas más o menos paralelas, bien diferenciadas y debidamente ordenadas.

b) Las fallas normales y las inversas son contemporáneas o, al menos, durante algún estadio de su evolución han actuado al mismo tiempo, las unas como normales y las otras como inversas.

Los autores de las hojas comentadas consideran la existencia de zonas *en compresión*, que se caracterizan esencialmente por la formación de fallas inversas, y de zonas *en distensión*, cuya estructura está constituida por sistemas de fallas normales.

Serían zonas *en compresión*, por ejemplo el bloque del Gaià, en su margen septentrional entre los ríos Llobregat y Francolí (VP, 29-30), el Arco Periférico del macizo de Bonastre (T, 21; VP, 26, 32; VG, 17, 20; V, 34-35) y la parte septentrional de dicho macizo, en especial su frente de cabalgamiento (VG, 17-20; V, 33; M, 29) y zonas *en distensión*, el bloque Garraf-Panadés (T, 24; VP, 34; VG, 20-21; V, 35), así como la dorsal del Panadés y la parte SE del macizo de Bonastre (VG, 20; V, 35).

En nuestra opinión no puede realizarse esta distinción, pues observamos una clara superposición en el espacio de fallas de compresión y de fallas de distensión. Por ejemplo, en el macizo de Garraf, zona *en distensión*, abundan las estructuras de compresión, principalmente fallas con movimiento horizontal. Esto puede observarse tanto a la escala cartográfica en las zonas de Villanueva y Geltrú-Sitges (CALZADA y VÍA, 1971, fig. 1) y de Garraf-Vallcarca (ESTEBAN, 1973, láms. 9 y 11), como al nivel del afloramiento en el que además de desgarres pueden observarse fallas inversas y estilolitas con picos horizontales (SANTANACH PRAT, 1973). Estas estructuras coexisten en el espacio con las fallas normales descritas en los trabajos comentados que también pueden observarse al nivel microestructural.

Esta superposición en el espacio no implica una superposición en el tiempo. Para ello habría que probar la contemporaneidad de las estructuras de distensión y las de compresión.

SOBRE LA EDAD DE LAS ESTRUCTURAS

Las fallas de dirección hercínica (transversales) ya se movieron durante la sedimentación del Jurásico-Cretácico y muy probablemente tuvieron gran importancia en la configuración de la paleogeografía de aquella época (ESTEBAN, 1973 y ESTEBAN y JULIÀ, 1973).

La falla longitudinal que limita por el NNW la depresión del Vallés-Penedés parece ser que jugó ya antes del Ilerdense (T, 20; VP, 27; VG, 17; V, 31-32).

Si prescindimos de estos movimientos previos, la literatura geológica indica que, en los Catalánides, los movimientos tendentes a un acortamiento horizontal, es decir, las estructuras de compresión (desgarres y fallas inversas), tuvieron lugar desde el Eoceno superior hasta finales del Oligoceno (ASHAUER y TEICHMÜLLER, 1935; LLOPIS LLADÓ, 1947; FONTBOTÉ, 1954) movimientos que empezaron en la parte NE de los Catalánides y se propagaron hacia el SW; los mo-

vimientos cuyo resultado es un acortamiento vertical (distensión, fallas normales) tienen lugar durante el Mioceno y se prolongan hasta la actualidad.

FONTBOTÉ (1954) además de llegar a estas conclusiones generales al analizar la geometría de la Cordillera Prelitoral entre el río Anoia y el Montseny y las relaciones entre esta unidad tectónica y los materiales de las depresiones del Ebro y del Vallés-Panadés, precisó que la falla que limita por el NNW el Vallés-Panadés se movió, primero como inversa (Eoceno sup.-Oligoceno) y luego como normal durante el Mioceno. Esta historia estructural aparece como la hipótesis más sólida publicada sobre la evolución de estas fallas.

Anteriormente, ya LLOPIS LLADÓ (1934, p. 94-96) había sugerido una inversión de movimiento análoga para la misma falla en la zona del bloque del Gaià (falla de S. Quintín, según los trabajos comentados) en donde el equipo de Fina Ibérica afirma que es discutible el carácter predominantemente normal o inverso de esta falla (VP, 27; V, 32; M, 28).

Es decir, en la Cordillera Prelitoral Catalana tenemos superposición, en el espacio, de compresión y de distensión, pero una clara separación en el tiempo entre ambos tipos de tectónica. Esta separación es admitida también en algunos pasajes de las memorias comentadas (V, 33 y 35; M, 32).

En las zonas en donde no afloran terrenos eocenos y oligocenos es difícil precisar la edad de las fallas de compresión (V, 38), pero sí puede afirmarse que son anteriores a las de distensión, como por ejemplo en el macizo de Garraf (SANTANACH PRAT, 1973) gracias a las observaciones microestructurales.

Para que el modelo de MIGLIORINI sea aplicable a las estructuras de esta región, al menos para algún estadio de su evolución, habría que demostrar que las fallas normales han actuado como tales durante el Eoceno sup.-Oligoceno o que los desgarres horizontales y fallas inversas lo han hecho durante el Mioceno. Esto no corresponde a los datos que conocemos de esta región.

Los autores dejan entrever la posibilidad, sin concretar los motivos, de la existencia de una cierta contemporaneidad entre distensión y compresión durante el Mioceno. A continuación analizaremos los pocos datos que dan al respecto.

Opinan, sin exponer ninguna argumentación, que el desgarre final de la gran falla del Bajo Llobregat, "según parece, afecta al Mioceno terminal" (T, 26) y "en su desgarre final, afectó al Mioceno superior" (V, 34; M, 31). Esta idea fue ya expuesta por LLOPIS LLADÓ (1942, p. 359-362) y FONTBOTÉ (1954) presentó argumentos coherentes que le condujeron a reafirmarla.

Mientras no conozcamos observaciones convincentes en favor de un movimiento horizontal durante el Mioceno, debemos admitir que la falla del Bajo Llobregat actuó como desgarre dextrógiro durante el pe-

riodo de compresión Eoceno sup.-Oligoceno, y sería por lo tanto más o menos coetánea del gran desgarre dextrógiro del río Francolí y de las fallas longitudinales inversas.

Según los esquemas tectónicos a gran escala (plegables sin número de páginas) que se encuentran en todas las memorias, las zonas de pliegues de Vall de S. Marc-Salomó y Tarragona-Salou forman la unidad que han denominado Arco Periférico de Bonastre. No obstante la zona Tarragona-Salou la incluyen en esta unidad entre interrogantes o incluso la separan denominándola "Trend" Tarragona-Salou (V).

Por una parte afirman que la estructuración de la zona de pliegues de Vall de S. Marc-Salomó es debida a la tectónica de compresión penecontemporánea de la falla de desgarre del río Francolí-Punta de la Mora y la curvatura de dicho arco está íntimamente ligada con el movimiento de dicha falla; lo que equivale a decir que es de edad oligocena (véase esquema tridimensional desplegable: V, 32-33; T, 25; M, 30). En cambio por otra (VP, 38, VG, 28 y M, 36) refiriéndose a dicha estructuración escriben que "es lógico pensar en una época más tardía, quizá intramiocénica". Para fundamentar esta afirmación los autores citan las memorias de las hojas de Valls y de Tarragona.

Tanto en el apartado dedicado al "Marco tectónico regional" como en el dedicado al "Arco Periférico de Bonastre", correspondientes a la hoja de Valls indican que la estructuración mesozoica del Arco Periférico de Bonastre (zona Vall de S. Marc-Salomó) está relacionada con la falla Esplugar-río Gaiá (V, 32, 34 y 35), mientras más adelante (V, 40) en "Evolución paleogeográfica", al escribir sobre la edad de la tectónica en el macizo de Bonastre y estructuras adyacentes afirman: "Por desgracia, esta precisión cronológica no es posible definirla al estudiar el fenómeno idéntico que provocó el levantamiento y la fuerte estructuración del Macizo de Bonastre y su Arco Periférico. Es lógico pensar en una época más tardía, quizás intramiocénica. En la estructura de Tarragona tan sólo alcanzamos a ver los klippen de Lías fosilizados por el Tortoniense superior-Andalucense".

En la memoria correspondiente a la hoja de Tarragona (T, 26) admiten como "muy probable" la hipótesis de que "el pliegue cabalgante Salou-Tarragona haya sido provocado por el basculamiento del substrato del graben Reus-Valls durante el Mioceno, posiblemente durante el mismo Andalucense". (Compárense los cortes de la zona Vall de S. Marc y de Tarragona en las hojas de VP y T respectivamente). Por lo tanto concluyen que el pliegue Salou-Tarragona de presunta edad miocena no sería debido a una tectónica de compresión sino a una tectónica gravitacional durante la fase de distensión.

Si las estructuras de Vall de S. Marc-Salomó y de Tarragona-Salou son debidas a fenómenos distintos, metodológicamente no es correcto generalizar a ambas

zonas la edad inferida para una de ellas. El hecho de hacerlo induce a contradicciones como en este caso: suponer una edad miocena para la estructura de la zona de Salomó-Vall de S. Marc, cuando anteriormente se había aceptado implícitamente una edad oligocena. En esta contradicción incurren incluso dentro de una misma memoria como hemos expuesto para la de Valls.

Por otra parte no creemos esté suficientemente argumentada la edad de los pliegues Tarragona-Salou. ¿Por cuáles razones creen los autores que dichos pliegues son de edad miocena y no coetáneos de todas las demás estructuras de compresión? Tal vez pueda haber influido en esta determinación la existencia de estructuras gravitacionales de edad miocena que en los bordes de la cuenca de Reus-Valls se traduce en una sedimentación olistostrómica con grandes olistolitos (ESTEBAN, 1971).

La única observación que podría hacer pensar que las fallas normales que delimitan el Vallés son debidas a *compresiones* serían las potentes brechas de falla que se encuentran en la falla que limita por el NNW el Vallés-Penedés. No creemos que este hecho, ante los otros mencionados, tenga ningún valor de argumento. Hay que tener en cuenta, además que esta misma falla había ya jugado como falla inversa antes de hacerlo como normal (FONTBOTÉ, 1954) y que en parte, las brechas que se observan podrían ser heredadas del primer movimiento.

CONCLUSIÓN

Así pues en el sector central de los Catalánides se han encontrado dos fases de tectónica de fractura: una correspondiente a un acortamiento horizontal durante el Eoceno superior-Oligoceno en la que se movieron los desgarres horizontales transversales y las fallas inversas longitudinales y luego, durante el Mioceno, otra con acortamiento vertical (distensión) durante la cual funcionaron las fallas normales.

En cualquier escala que se considere, ambas fases se manifiestan en todo el territorio objeto de este análisis.

Por lo tanto no tiene lugar la comparación de estas estructuras con el modelo de cuña compuesta de MIGLIORINI, en el cual es esencial la contemporaneidad entre las fallas longitudinales normales e inversas, hecho que como se ha visto no está demostrado en los Catalánides.

BIBLIOGRAFÍA

- ASHAUER, H. y TEICHMUELLER, R. (1935): Die variszische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys., Kl.*, 3F., H. 16, 78 pp., Berlín.
- BENEDE, E. (1939): Sezione geologica della Penisola Italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'Appennino Laziale ed Abruzzese. *Boll. R. Uff. Geol. Italia*, 64, Roma.

- CALZADA, S. y VÍA, L. (1971): Sobre el supuesto Jurásico del Macizo de Garraf (Barcelona). *Cuad. Geol. Ibérica*, 2, 483-490, Madrid.
- ESTEBAN, M. (en prensa): La tectónica de los alrededores de la ciudad de Tarragona. *Bol. Real. Soc. Española Hist. Nat.*, n.º extr. 1.º Centenario, Madrid, 1971.
- (1973): Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides. *Tesis Doct. Dept. Petrol. Univ. Barcelona* (inédito).
- ESTEBAN, M. y JULIÁ, R. (1973): Discordancias erosivas intrajurásicas de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica*, VIII (5): 153-157, Barcelona.
- FONTBOTÉ, J. M. (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera prelitoral catalana y con la depresión del Ebro. *R. Soc. Española Hist. Nat.*, t. homenaje Prof. E. Hernández-Pacheco, 281-310, Madrid.
- I.G.M.E. (1973): Mapa geológico de España, E. 1:50.000, hoja 418, Montblanch, 2.ª ser., 1.ª ed., Madrid.
- (1973): Mapa geológico de España, E. 1:50.000, hoja 419, Vilafranca del Penedés, 2.ª ser., 1.ª ed., Madrid.
- (1973): Mapa geológico de España, E. 1:50.000, hoja 446, Valls, 2.ª ser., 1.ª ed., Madrid.
- (1973): Mapa geológico de España, E. 1:50.000, hoja 447, Villanueva y Geltrú, 2.ª ser., 1.ª ed., Madrid.
- (1973): Mapa geológico de España, E. 1:50.000, hoja 473, Tarragona, 2.ª ser., 1.ª ed., Madrid.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1942): Tectomorfología del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat. *Est. Geogr.*, 7, 321-383, Madrid.
- (1943): Estudio tectomorfológico de la terminación meridional de la depresión prelitoral catalana. *Est. Geogr.*, 10, 31-111, Madrid.
- (1947): Contribución al conocimiento de la Morfoestructura de los Catalánides. *Publ. C.S.I.C., Inst. "Lucas Mallada"*, 372 pp., Barcelona.
- MIGLIORINI, C. I. (1948): I cunei composti nell'orogenesi. *Bol. Soc. Geol. Italiana*, 67, 31-142, Roma.
- SANTANACH PRAT, P. F. (1973): Análisis microestructural de dos afloramientos en las calizas cretácicas del macizo de Garraf (prov. de Barcelona, España). *Acta Geol. Hispánica*, VIII (1): 22-26, Barcelona.

Recibido para su publicación 1 marzo 1974.