

Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve (cuenca del Maestrazgo)

Tertiary inversion of a Mesozoic normal fault (Galve sub-basin, Maestrat basin)

J. Guimerà (*) y R. Salas (**)

(*) Dept. G.D.G.P., Fac. de Geología, Univ. de Barcelona. Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. e-mail: joang@natura.geo.ub.es.

(**) Dept. G.P.P.M., Fac. de Geología, Univ. de Barcelona. Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. e-mail: ramons@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

An example of a Mesozoic normal fault within the Maestrat basin is studied. This fault dips to the South and bound two sub-basins; the Aliaga sub-basin, on the uplifted fault foot-wall, contains 320 m of syn-rift Kimmeridgian to middle Albian rocks, whereas the Galve sub-basin, on the downfallen hanging-wall, contains up to 2290 m of syn-rift rocks. The Galve sub-basin was inverted during the Tertiary, thrusting on the Aliaga sub-basin by means of the inversion of the normal fault, which became a reverse fault, and by a newly formed thrust in the foot-wall of it; a fault-propagation fold formed at the tip of the latter.

Key words Inversion Tectonics, Mesozoic rifting, Maestrat basin, Iberia, Tethys margin.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1701-1703

ISSN: 0213683X

Introducción

La Zona de Enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cadena Ibérica (Guimerà, 1984, 1988) es el resultado de la inversión de la cuenca mesozoica del Maestrazgo durante el Terciario. Durante este proceso la mayoría de las fallas normales que determinaron la cuenca del Maestrazgo experimentaron un desplazamiento de falla inversa, dando lugar al sistema de cabalgamientos del borde norte de la Zona de Enlace (Fig. 1A). En el presente trabajo mostramos un ejemplo de inversión de una de las fallas que estructuraban interiormente la cuenca kimmeridgiense-albiense media del Maestrazgo, dividiéndola en varias subcuencas; concretamente mostramos la estructura relacionada con la falla que separaba la subcuenca de Galve de la subcuenca de Aliaga, definidas por Salas y Guimerà (1996).

Unidades estratigráficas mesozoicas

Los materiales mesozoicos aflorantes los dividiremos en tres conjuntos -basándonos en Salas y Casas (1993): los anteriores a las subcuencas de Galve y Camarillas, los que rellenan las subcuencas y los posteriores a ellas. Los primeros son los triásicos (Muschel-kalk y Keuper) y

jurásicos (hasta el Oxfordiense). Los materiales que rellenan la cuenca (sin rift) tienen una edad kimmeridgiense-albiense media; constituyen una sucesión estratigráfica dividida en tres tramos. El tramo 1 está formado por las secuencias de depósito kimmeridgiense (Fms. Sot de Xera y Loriguilla) y titónica-berriasiense (Fms. Higuieruelas y Villar del Arzobispo -en facies Purbeck-). El tramo 2 incluye las secuencias de depósito (en facies Weald,) que van desde el Hauteriviense terminal al Barremiense superior (Fms. Castellar, Camarillas). El tramo 3 (mayoritariamente en facies Urgon) incluye las cuatro secuencias de depósito que comprenden el intervalo barremiense terminal-albiense medio (Fms. Artoles, Morella, Xert, El Forcall, Villarroya, Benassal y Escucha). Los materiales posteriores a la cuenca incluyen la Fm Utrillas (Albiense superior) y los pertenecientes al Cretácico superior.

Estructura compresiva terciaria

El sector estudiado comprende las partes sur y suroeste de la cubeta terciaria de Hinojosa de Jarque -una cuenca sobre la lámina de cabalgamiento frontal de la Zona de Enlace- y las estructuras que la limitan en dichos sectores (Fig. 1A y B). El límite sur y suroeste de la cubeta terciaria está determinado, en su mayor parte,

por un monoclinial con dos tramos orientados E-W y NW-SE, respectivamente, tramos vergentes hacia el N y NE, que involucran los materiales mesozoicos (jurásicos y cretácicos, en superficie) y los terciarios de la cubeta (González y Guimerà, 1993). El buzamiento de los materiales mesozoicos afectados por el monoclinial es elevado, llegando a estar verticales o invertidos (hasta 40° S) (Fig. 1B y D). Los materiales terciarios adosados al monoclinial se encuentran plegados por pliegues laxos de orientación E-W con buzamientos máximos de 40° en el tramo orientado E-W, mientras que en el tramo NW-SE se disponen subhorizontalmente o con un ligero buzamiento al Norte sobre los materiales mesozoicos invertidos; en este último sector son, por tanto, posteriores o tardíos respecto al desarrollo del monoclinial (González y Guimerà, 1993). Al sur de Cobatillas (Fig. 1B y C) el borde de la cuenca lo determina en superficie un anticlinorio vergente al Norte, con el flanco frontal vertical. Los materiales terciarios se disponen verticalmente, paralelos a los mesozoicos (Fig. 1A), pero disminuyen rápidamente de buzamiento hacia el interior de la cubeta hasta disponerse subhorizontales.

El monoclinial está limitado al sur y suroeste por dos cabalgamientos, orientados paralelamente a los dos tramos de di-

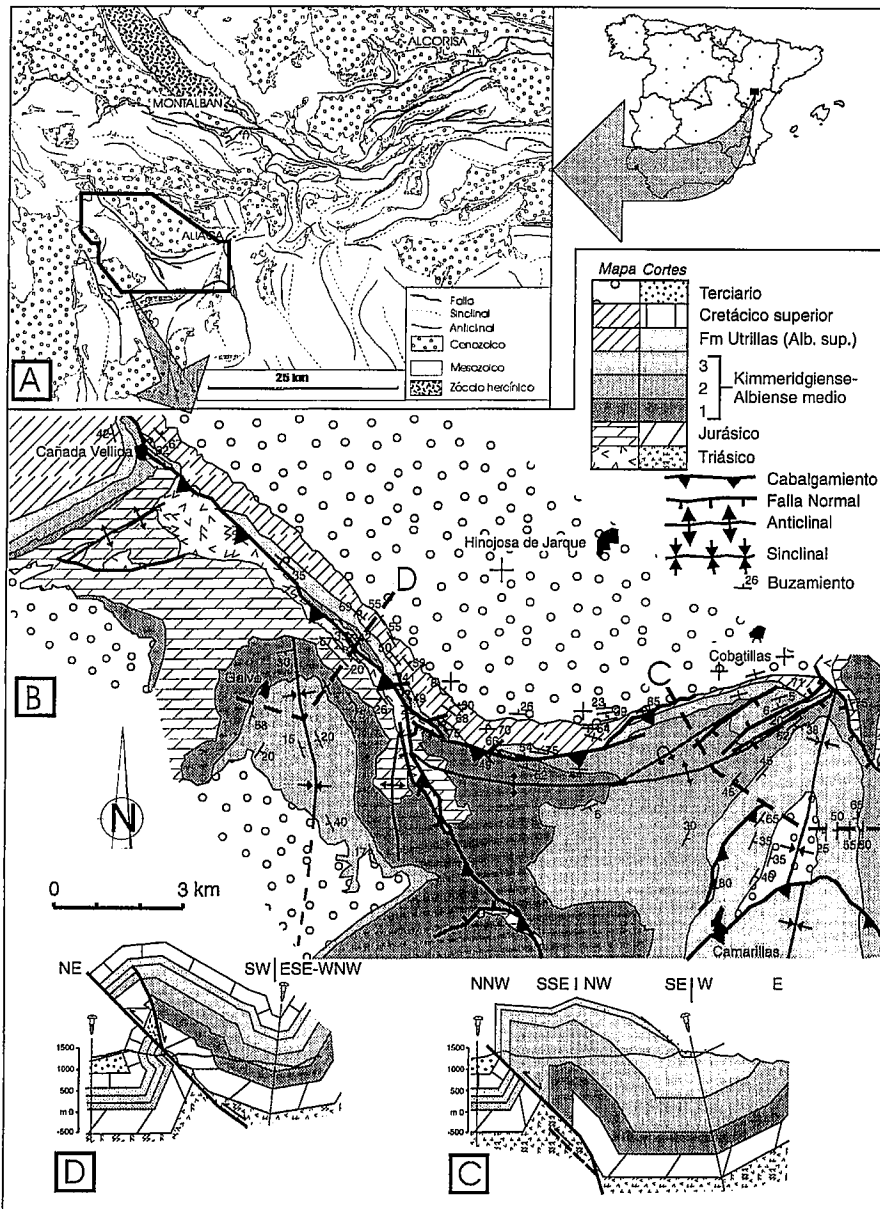


Fig. 1.- A: Situación del área estudiada. B: Mapa geológico del área estudiada. C y D: Cortes geológicos indicados en B.

Fig. 1.- A: Location of the area studied. B: Geological map of the studied area. C and D: Geological cross sections marked in B.

ferente orientación mencionados. El cabalgamiento orientado E-W contiene en su bloque superior el anticlinorio E-W descrito anteriormente, muestra una geometría de rampa de bloque superior (Fig. 1B y C); se acaba hacia el este, en superficie, cerca del contacto con los materiales terciarios, mientras que hacia el oeste entronca con el segundo cabalgamiento, orientado NW-SE. Éste último tiene inmediatamente encima de su superficie materiales triásicos, del Muschel-kalk y el Keuper, que cabalgan sobre los jurásicos y cretácicos invertidos del monocli-

nal (Fig. 1B y D). En la transversal del corte D (Fig. 1) la superficie del cabalgamiento se dispone aproximadamente paralela a la estratificación invertida de las dolomías de la parte superior de la unidad jurásica, que buzanan 42° SW. Este segundo cabalgamiento se continúa hacia el NW hasta que se acaba en el interior de los materiales cretácicos del núcleo de un anticlinal al NW de Cañada Vellida, mientras que hacia el SE, después del punto de entronque con el cabalgamiento E-W, disminuye rápidamente su salto y pasa a tener en sus dos bloques los materiales de

la unidad I del relleno de la subcuenca de Galve (Fig. 1A).

Aparte de las estructuras descritas, en el bloque superior de los dos cabalgamientos se observan dos sinclinales de orientación próxima a N-S, sobre los que se encuentran las poblaciones de Galve y Camarillas. El segundo sinclinal aparece cortado, en los alrededores de Camarillas, por dos cabalgamientos E-W vergentes al norte (Fig. 1B). Estos pliegues N-S serían, por tanto, anteriores a los cabalgamientos E-W, relación ya observada en esta región por Simón (1980).

Estructura extensiva mesozoica.

Las sucesiones estratigráficas de edad kimmeridgiense-albiense media que se observan al sur de los dos cabalgamientos (subcuenca mesozoica de Galve) y en el monoclinal al norte de ellos (extremo sur de la subcuenca mesozoica de Aliaga) son muy diferentes. En el flanco del monoclinal se observa, sobre las dolomías jurásicas, una potencia de 320 m de los tramos 2 y 3, faltando el 1 (Fig. 1C y D), mientras que, al sur de los cabalgamientos, aparecen los tres tramos con una potencia de 2290 m en el sector de Camarillas (Fig. 1C) y una potencia estimada de 1120 m en el sector de Galve -solo afloran los tramos 1 y 2-. Los dos cabalgamientos parecen ser, por tanto, producto de la inversión de fallas mesozoicas que separaban las dos subcuencas. Podrían provenir bien de dos fallas normales con buzamiento hacia el sur, orientadas aproximadamente NW-SE y E-W, que se entroncarían, o bien de una sola falla que cambiaba de dirección y tomaba ambas orientaciones. El bloque superior hundido formaría la cuenca de Galve, mientras que el inferior levantado crearía una zona de umbral entre las dos cuencas. Teniendo en cuenta que, en la cuenca de Aliaga, la potencia de los materiales de edad kimmeridgiense-albiense media aumenta hacia el norte -450 m en el puerto de San Just, al norte de la cubeta terciaria de Hinojosa de Jarque (Crespo Zamorano *et al.*, 1979)-, cabe suponer un basculamiento hacia el norte del bloque inferior de la falla normal (subcuenca de Aliaga) y, plausiblemente, también del superior (subcuenca de Galve). A una escala menor, de orden hectométrico a kilométrico, se observa, al sur de Cobatillas, en la subcuenca de Galve, fallas normales orientadas ENE-WSW, subparalelas al límite norte de la cuenca.

Inversión terciaria de la falla mesozoica.

De los cortes C y D de la Fig. 1 se deduce que el grado de inversión según el cabalgamiento E-W es claramente menor a la inversión producida en el cabalgamiento NW-SE. En el primer caso los materiales jurásicos del substrato de la subcuenca de Galve se encuentran 1000 m por debajo de los correspondientes de la subcuenca de Aliaga; no se ha recuperado, por tanto, el hundimiento del bloque superior de la falla normal mesozoica. En el segundo caso, sí se ha producido esta recuperación, y los materiales jurásicos del substrato de la subcuenca de Galve se encuentran 780 m por encima de los correspondientes de la subcuenca de Aliaga. El acortamiento en los cortes C y D (Fig. 1) entre las líneas de referencia indicadas es de 1,5 km y 3,5 km, respectivamente, y el relieve tectónico producido es de 1,5 y 3 km, respectivamente. El mayor acortamiento y relieve tectónico en el corte D muestran, también, la mayor inversión de la cuenca en este perfil. De ambos cortes, a partir del escalón existente entre los bloques inferior y superior, puede deducirse que las fallas que formaron e invirtieron la cuenca de Galve involucran al zócalo hercínico.

En ambos perfiles aparece el pliegue monoclinial en el bloque inferior del cabalgamiento, mucho más desarrollado en el sector de Galve. Este pliegue lo interpretamos como un pliegue de propagación de un cabalgamiento en el bloque inferior de la falla normal mesozoica, incipiente en el corte C, en el que el cabalgamiento E-W provendría de la inversión de la falla normal mesozoica. En el corte D, el cabalgamiento NW-SE interpretamos que es la falla cuya propagación produjo el monoclinial, falla que, finalmente, cortó el pliegue de propagación por su zona de charnela. Este cabalgamiento NW-SE no puede ser, en la parte aflorante del perfil D, la falla normal mesozoica invertida, como se deduce de las relaciones de paralelismo entre la superficie del cabalgamiento y la estratificación invertida de los materiales del monoclinial del bloque inferior.

Por tanto, tal como se muestra en la Fig. 1D, la mayor parte de la inversión de

la cuenca en la transversal de Galve se produjo mediante un cabalgamiento neoformado en el bloque inferior de la falla normal mesozoica, cabalgamiento que transportó, en su bloque superior, un segmento de la falla normal y también un fragmento del bloque inferior de ésta, todo ello hoy en día erosionado. El cabalgamiento neoformado, entroncaría hacia el sur con el plano de la falla normal mesozoica; al sur de dicho entronque el cabalgamiento coincidiría con la falla normal, que se habría invertido.

La falla normal fue activa dentro del período que va del Kimmeridgiense al Albiense medio, cuyos materiales muestran las variaciones de grosor descritas previamente, mientras que no se observan variaciones significativas de grosor en los materiales previos al Kimmeridgiense o posteriores al Albiense medio (Fm Utrillas y Cretácico superior). La edad de la inversión puede estimarse a partir de los materiales terciarios de la cubeta de Hinojosa de Jarque involucrados en el monoclinial que la limita por el sur; según González y Guimerà (1993) los materiales involucrados pertenecen a la unidad A_5 de la cubeta, mientras la unidad A_6 fosiliza el tramo NW-SE del monoclinial. González (1989) estima la edad de la unidad A_5 como miocena inferior y de la unidad A_6 como miocena media.

Conclusiones

Una falla normal con buzamiento hacia el sur separaba las subcuencas de Aliaga y de Galve durante el período Kimmeridgiense-Albiense inferior. La subcuenca de Aliaga se encontraba en el bloque inferior levantado de dicha falla, y los materiales que la rellenaban tenían, cerca de su borde sur, una potencia de 320 m. La subcuenca de Galve se encontraba en el bloque superior hundido y su relleno alcanzó hasta 2290 m.

La subcuenca mesozoica de Galve se invirtió durante la compresión terciaria, pasando a cabalgar sobre la subcuenca de Aliaga. Esta inversión se produjo 1) aprovechando totalmente el plano de la falla normal, que pasó a ser inversa (sector oriental de traza E-W) o 2) mediante un cabalgamiento neoformado en el bloque

inferior de la falla normal que transportó pasivamente la parte más superior de dicha falla mientras se entroncaba y coincidía hacia el sur con la parte más inferior de ella. En este segundo caso, la inversión de la cuenca fue total, mientras en el primero el desplazamiento inverso terciario no llegó a recuperar la totalidad del salto vertical normal mesozoico.

A partir de la reconstrucción realizada de la estructura mesozoica y terciaria, se deduce que la falla normal mesozoica invertida durante el Terciario involucra el zócalo hercínico además de la cobertera.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos: "Evolución de las cuencas intracontinentales del este de Iberia (Cordillera Ibérica) durante la etapa Barremiense-Albiense de reactivación del rifting ibérico" (DGICYT PB92-0862-CO2-01) y "Comparative evolution of peritethyan rift basins" (IGCP-369). La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido parcialmente financiada por el *Comissió-nat. per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya* (GRQ94-1048 y 1995 SGR 00195).

Referencias

- Crespo Zamorano, A., Navarro Vázquez, D. y Canérot, J. (1979). *Mapa geológico de España 1:50.000, núm. 518, Montalbán*. I.G.M.E.
- González, A. y Guimerà, J. (1993). *Rev. Soc. Geol. España*, 6(1-2):151-165.
- González, A. (1989). *Tesis Doctoral*. Univ. de Zaragoza (inédita).
- Guimerà, J. (1984). *Geol. Mag.*, 121:423-420.
- Guimerà, J. (1988). *Tesis Doctoral*. Univ. de Barcelona (inédita).
- Salas y Guimerà (1996). *Geogaceta*, presente número.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). *Tectonophysics*, 228:33-55.
- Simón, J.L. (1980). *Acta Geol. Hisp.*, 15:137-140.