

Tectónica extensional en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)

Extensional tectonics in the western border of the Vasco-Cantabrian Basin (Cantabrian Mountains, NW of Spain)

R.G. Espina

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Actualmente en el ITGE, C/ República Argentina 30-1º B, 24004, León.

ABSTRACT

A geological cross-section in the western border of the Vasco-Cantabrian Basin show extensional faults active during Permo-Mesozoic sedimentation, as well as the tectonic inversion of these faults during Alpine deformation. The hercynian basement of the Cantabrian Zone was deformed together with the Meso-Cenozoic cover during the extension and subsequent compression, without the existence of detachments between them. Cross-section restoration allow to reconstruct the sedimentary basins from Permian to Upper Cretaceous times. The calculated extension during this time is of about 7.5 Km and the alpine shortening of 20 Km.

Key words: *Basement, Cover, Vasco-Cantabrian Basin, Extension, Tectonic inversion.*

*Geogaceta, 20 (4) (1996), 890-892
ISSN: 0213683X*

Introducción

La zona objeto de estudio representa el límite occidental de los afloramientos mesozoico-terciarios de la Cuenca Vasco-Cantábrica con el basamento paleozoico de la Zona Cantábrica (Lotze, 1945). En el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica se han reconocido dos episodios de rifting, el primero de edad permotriásica y el segundo Jurásico superior-Albiense separados por una etapa de subsidencia térmica durante el Jurásico inferior-medio (García-Mondejar, 1989; Hernaiz et al., 1994). En el presente trabajo se han realizado dos cortes geológicos seriados que abarcan la totalidad del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, desde la zona indeformada de la Cuenca del Duero hasta el Mar Cantábrico (Figs. 1 y 2.A). En dichos cortes puede contemplarse la estructuración alpina de dicho borde, cuya restauración ha permitido reconstruir la geometría de las antiguas subcuencas mesozoicas (Fig. 2.B).

Estructura del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica

En términos generales, el basamento herciniano de la Zona Cantábrica se ha deformado conjuntamente con la cobertera, tanto durante la extensión permomesozoica como en el subsecuente oróge-

no alpino, sin que exista una superficie de despegue generalizada entre ambos (Figs. 1 y 2). El horizonte estratigráfico más adecuado para actuar como nivel de despegue hubiese sido el Keuper, pero este presenta un carácter discontinuo al haberse movilizado, probablemente durante los episodios extensionales.

Los dominios que han experimentado mayor deformación durante la orogénesis pirenaica están situados en los extremos norte y sur del área cartografiada y han sido denominados Banda del Nansa y Banda de Ubierna respectivamente (Figs. 1 y 2). La Banda del Nansa abarcaría desde la costa cantábrica hasta la Falla de Cabuérniga y está caracterizada por la presencia de antiguos cabalgamientos hercínicos muy verticalizados de rumbo E-O, que se han reactivado durante el alpino (Tosal, 1968). El desplazamiento de estos cabalgamientos disminuye hacia arriba de la sección, pudiendo llegar a hacerse nulo a la vez que se pliega la cobertera, ajustándose al modelo de pliegues de propagación asociados a fallas de basamento (Mc Connell, 1994). La Banda de Ubierna correspondería a un tren de pliegues que afectan a basamento y cobertera, situado inmediatamente al sur de una antigua falla extensional mesozoica invertida durante el alpino, la Falla de Becerril (Fig. 1 y 2). El bloqueo episódico de esta falla ha originado en su bloque inferior un tren de pliegues buckling, con

un despegue situado en el propio basamento (Espina et al., in litt. y Fig. 2.A).

Entre ambas bandas existe una amplia zona menos deformada caracterizada por pliegues de gran radio que están afectados por una especie de fracturas de rumbo E-O y NO-SE que involucran al zócalo. La mayor parte de estas fracturas son antiguas extensionales mesozoicas que se han reactivado como inversas durante la Orogenia Alpina (Espina, 1994), dando lugar a estructuras tipo hapoon (McClay y Buchanan, 1992), con series más potentes en los bloques elevados (Fig. 2.A). Otros aspectos típicos de la tectónica de inversión son la presencia de shortcuts asociados a las fallas de geometría listrica (Falla de Becerril) y cambios de juegos a lo largo del trazado cartográfico de la falla (Falla de Rumaceo). Si la primitiva falla extensional se bloquea, puede actuar como un contrafuerte (buttressing structure, Butler, 1989), contra el cual se pliegan basamento y cobertera, como es caso del Anticlinal de Cabuérniga y los pliges de la Banda de Ubierna. El cálculo estimado para el acortamiento alpino a lo largo de todo el corte N-S, sin tener en cuenta la deformación interna, es de 20 Km.

Tectónica extensional

Para reconstruir la cobertera mesozoica en la sección restaurada, sobre todo en aquellas zonas donde la erosión ha eli-

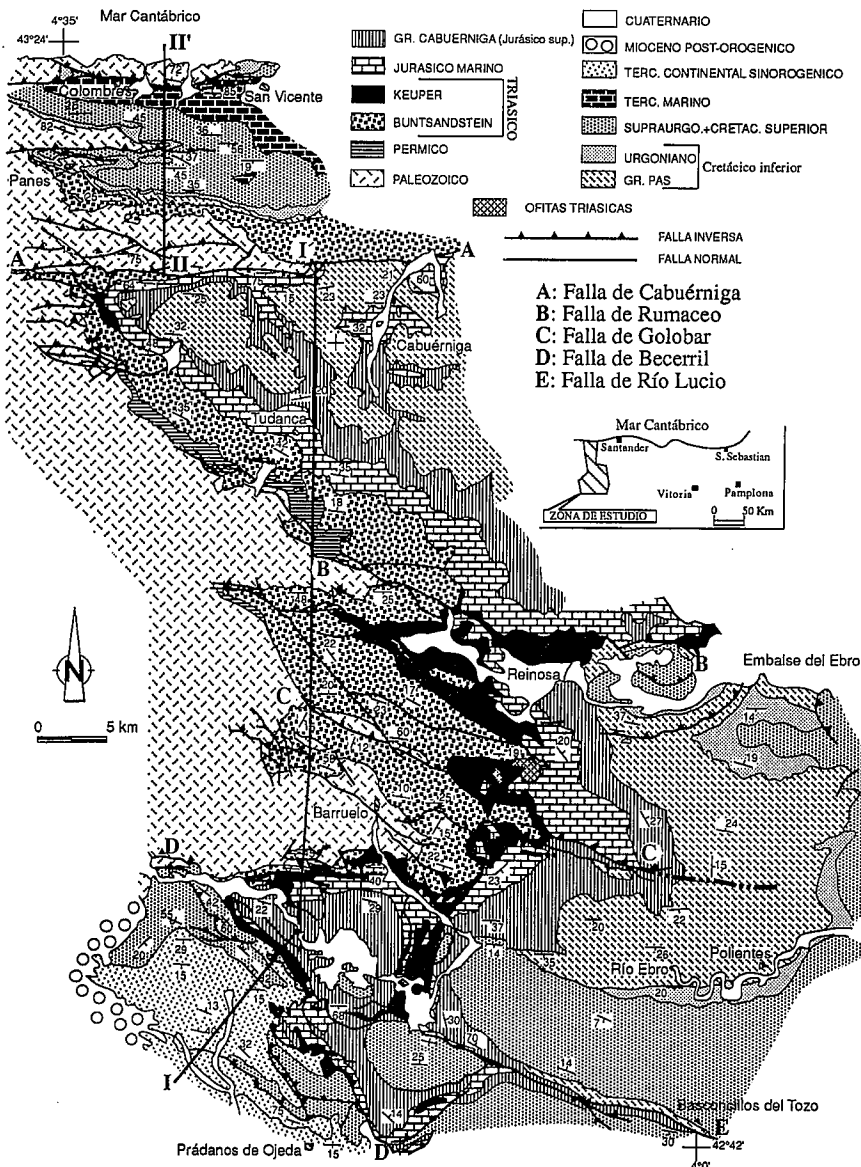


Fig. 1.- Mapa Geológico esquemático del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Tomado de Tosal, 1968; Carreras et al., 1978; García-Mondejar, 1979a; Heredia et al., 1986; Espina, 1992 y Espina, 1994.

Fig 1.- Geological map of the western border of the Vasco-Cantabrian Basin, After Tosal, 1968; Carreras et al, 1978; García-Mondejar, 1979a; Heredia., 1986; Espina, 1992 y Espina, 1994.

minado una gran parte de ella (Fig. 2.A) se han utilizado datos de otros cortes colaterales e información cartográfica de áreas próximas, realizadas por otros autores (García-Mondejar, 1979a; García-Mondejar y Pujalte, 1976). El Borde Occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica se constituyó a lo largo del Mesozoico como un gran semigraben basculado hacia el S-SO que ha ido evolucionando a través de sucesivas fallas sintéticas buzantes hacia el N-NE. La migración de la extensión hacia el sur se realiza mediante fallas progresivamente más modernas desarrolladas en los bloques de muro de las fallas antiguas. Esta evolución secuencial dio lugar a la individualización de semigrabens mas

pequeños (subcuencas de Cabuérniga, Polientes y Aguilar), que tienen a su vez su particular historia extensional, con desarrollo de fallas sintéticas y antitéticas menores (Fig. 2.B). Estas últimas pueden estar desfasadas de la secuencia general hacia el sur, como por ejemplo la Falla de Cabuérniga.

Los procesos extensionales se iniciaron durante el Pérmico asociados a las fallas situadas más al norte, en la Cuenca de Cabuérniga (Fig. 2.B). Durante el Triásico continuó la extensión en las fallas principales, Rumaceo y Cabañes, a la vez que se originaba una nueva falla, la Falla de Golobar. El Jurásico marino supuso un periodo de tranquilidad tectónica, re-

flejado por la fosilización de algunas fallas normales previas en la Cuenca de Cabuérniga. Durante este periodo el espesor de las series estuvo controlado por la subsidencia térmica post-extensional. Esta subsidencia post-rift sería la responsable además de la transgresión generalizada que tuvo lugar durante el Jurásico inferior.

En el Jurásico superior se inicia de nuevo la actividad extensional que se manifiesta por la reactivación de las antiguas fracturas permo-triásicas (Fallas de Rumaceo y Golobar), así como por la generación de nuevas fallas como las de Río Lucio (Fig. 1) y Becerril. Esta última sería la responsable de la formación de la Cuenca de Aguilar y junto a una serie de fallas sintéticas subsidiarias condicionó el espesor y las facies que presenta el Grupo Cabuérniga en dicha cuenca. La Falla de Becerril perdió importancia a lo largo del Cretácico inferior en favor de la Falla de Río Lucio, responsable junto a la Falla de Golobar de la fuerte subsidencia en la Cuenca de Polientes. En el Aptiense esta cuenca continuó siendo activa a la vez que la Cuenca de Cabuérniga se compartimentaba mediante una falla antitética respecto a la de Rumaceo, la Falla de Cabuérniga. Finalmente, la Fm. Utrillas y el Cretácico superior suponen un nuevo periodo de subsidencia térmica post-rift.

Para calcular el nivel de despegue extensional se ha discriminado primeramente aquellas fallas que pueden tener una geometría lístrica (Fallas de Becerril y Golobar) de las que, por ser antiguas fracturas hercinianas, no parecen cambiar su inclinación en profundidad (Fallas de Rumaceo o Cabañes). Seguidamente se han utilizado distintos métodos basados en el tipo de deformación asumida para el anticlinal de rollover de los bloques de techo de las fallas normales. El método de Davison (1986) que asume cizalla paralela a las capas parece el más adecuado tanto a los datos geológicos como a la comprobación del exceso de área de Gibbs (1983). La profundidad obtenida para las fallas modelizadas (Fallas de Golobar y Becerril) es de 12 Km. y el valor de extensión acumulada a lo largo del Mesozoico de 7.5 Km (Fig. 2.B). El rejuego de la práctica totalidad de estructuras extensionales durante el orógeno pirenaico sugiere asimismo la reactivación del antiguo despegue extensional, con un valor de acortamiento que triplica a la extensión precedente (20 Km). El necesario balance por área en el bloque de techo de la Falla de Rumaceo y la concordancia con los modelos compresionales aplicados al uplift de la Zona Cantábrica (Alonso et

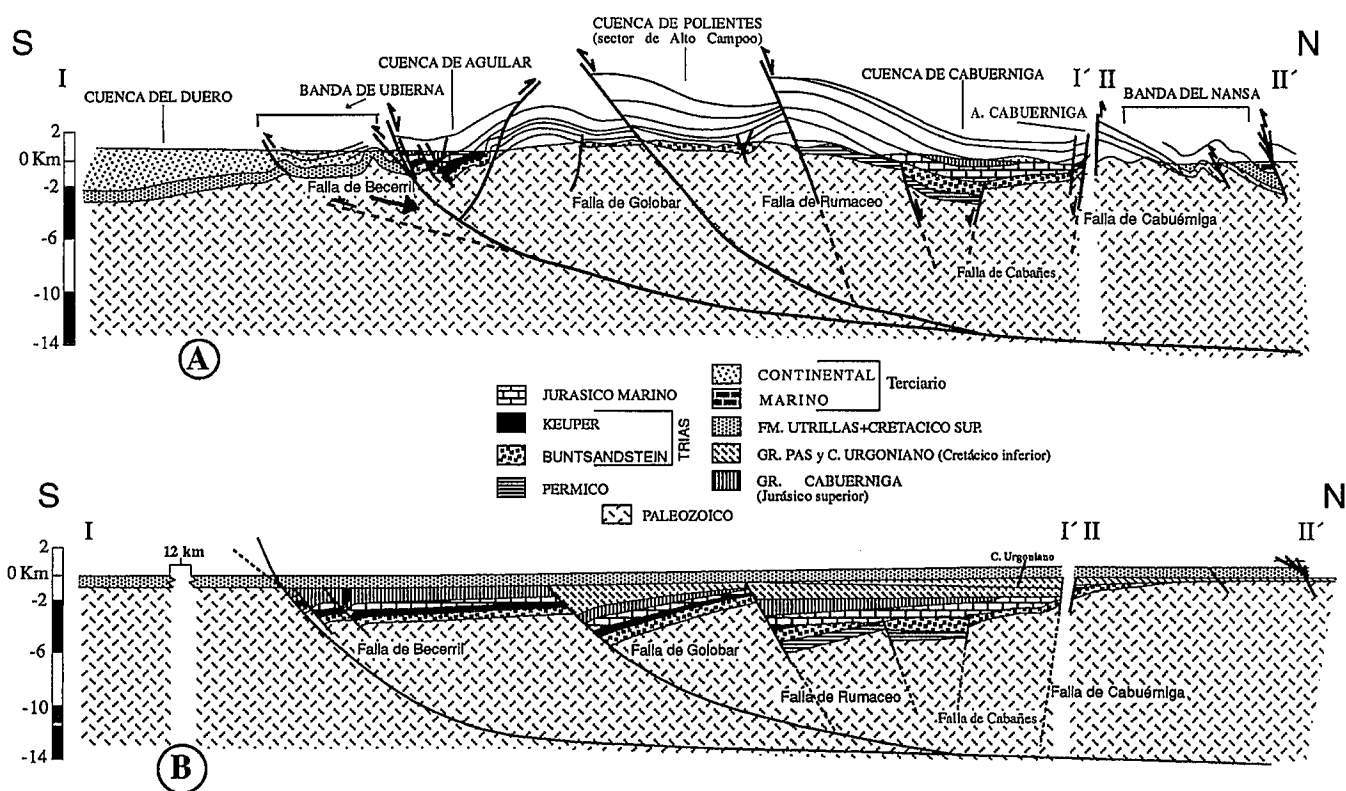


Fig. 2.- A: Corte geológico N-S a través del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Situación en figura 1. B: Restauración pre-alpina del corte anterior.

Fig. 2.- A: Geological cross-section through the western border of the Vasco-Cantabrian Basin. Situation in figure 1. B: Pre-alpine restoration of the cross-section

al., in litt.) aconsejan inclinar el despegue ligeramente al norte. De este modo, el despegue extensional mesozoico-compresional alpino se situaría a 12 Km. a la altura de la Falla de Golobar, descendiendo progresivamente hacia el norte, llegando a los 14 Km. por debajo de la Falla de Cabuérniga (Fig. 2.A).

El método de balanceo utilizado presenta el inconveniente de que la dirección de compresión alpina, N-S, es oblicua a la dirección de extensión NE-SO propuesta por algunos autores (Lepurier y Martínez-García, 1990), por lo que la reconstrucción del despegue extensional debe de contenerse con cautela.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CICYT GEO91-1086 y DGICYT PB92-1013.

Referencias

Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; Garcia-Ramos, J.C. y Barba, P. (in lit.).- In: Friend, P.F. & Dabrio C.J., Eds., *Tertiary Basins of Spain*.
 Butler, R.W.H. (1989).- In: Cooper, M.A. y Williams, G.D. (Eds.): *Inversion Tectonics*, Geological Society Special Publication 44, pp. 105-122.
 Carreras, F.J.; Ramírez del Pozo, J.; Aguilár, M.J. y Pujalte, V. (1978).- *Hoja del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 N°57*. IGME
 Davison, I. (1986).- *Jour. Struct. Geol.*, Vol. 8, No. 2, pp. 209-210
 Espina, R.G. (1992).- *Actas Sesiones Científicas III C.G.E.* Tomo 1, 294-298
 Espina, R.G. (1994).- *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, Vol. 19, pp. 137-150.
 Espina, R.G., Alonso, J.L. and Pulgar, J.A. (in litt.).- *Jour. Struct. Geol.*

García-Mondejar, J. (1979a).- *Tesis Doctoral*. Universidad de Bilbao, 673 p.
 García-Mondejar, J. (1989).- In: Tankard, A.J. and Balkwill, H.R. (Eds.): *Extensional tectonics a Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, AAPG, 46, 395-409.
 García-Mondejar, J. y Pujalte, (1976).- *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXVII-VI, 571-582.
 Gibbs, A.D. (1983).- *Jour. Struct. Geol.* 5, pp. 153-160
 Hernaiz, P. P.; Serrano, A.; Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994).- *Geogaceta*, 15, pp. 143-146.
 Lepurier, C. y Martínez-García, E. (1990): *Tectonophysics*, 184, 345-356.
 Lotze, F. (1945).- *Geot. Fors.*, 6, 78-92.
 McClay, K.R. & Buchanan, P.G. (1992).- In: McClay, K.R., (ed.) *Thrust Tectonics*, 93-104.
 McConnell, D.A. (1994).- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 1583-1593.
 Tosal, J.M. (1968).- *Brev. Geol. Astúrica, año XII* (1968), N° 1.