

Inversión tectónica y efecto contrafuerte de fallas extensionales cretácicas en el Urganiano de la ensenada de Tejilla (Región Vasco-cantábrica: Castro Urdiales, Cantabria)

Tectonic inversion and buttress effect of cretaceous extensional faults in the Urganian of the Tejilla cove (Basque-cantabrian Region: Castro Urdiales, Cantabria)

L. Quintana

Instituto Geológico y Minero de España. Avda. República Argentina 30, 1º B. 24004-León. e-mail: quintana@jet.es

ABSTRACT

In the Basque-Cantabrian Region extensional and compressional structures exist related to the opening and closure of the Biscay Bay. In the Tejilla cove a marly-calcareous succession of Lower Cretaceous age crop out. This succession is deformed by typical inversion tectonic structures, and shows extensional and compressive structures from the analysis of a cross-section in the cliff of the cove. The results of this analysis has shown the existence of four extensional faults that display a different degree of inversion, depending on the inclination of the faults in its extensional stage. From a simple restoration of the alpine deformation in the studied section. I propose a extensional model that consists in a set of planar faults which reduce their dip from East to West. During the inversion stage, the most vertical fault acts as a buffer. It exerts the main control in the deformation, which increases in a progressive way towards this fault (buttress effect). This gradient revealed because folds generated in this stage show greater shortening, with development of cleavage, towards the proximities of the fault. This increase of deformation towards the fault causes folding of the upper part of the fault. Therefore, at present time this sector dips in an opposite way than the original one.

Key words: Extensión, Inversión tectónica, Buttressing, Región Vasco-cantábrica, Complejo Urganiano.

Geogaceta, 32 (2002), 175-178
ISSN:0213683X

Introducción

La Región Vasco-cantábrica se encuentra situada entre la Cordillera Cantábrica y los Pirineos; la mayoría de los materiales que afloran en ella son de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Fig. 1 A). El depósito de estos materiales estuvo directamente relacionado con el ambiente tectónico extensional, que prevaleció durante gran parte del Mesozoico, producido como consecuencia de la apertura del Golfo de Vizcaya (Le Pichon *et al.*, 1971; Olivet *et al.*, 1984). En el Cretácico Superior-Terciario el contexto tectónico pasa de ser extensional a compresivo como consecuencia de la convergencia entre Iberia y Europa, lo que produce el cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Grimaud *et al.*, 1982; Olivet *et al.*, 1984; Srivastava & Tapscott, 1987) y la incorporación de la Cuenca Vasco-cantábrica a la Cordillera Cantábrica-pirenaica (p.ej. Espina, 1997). Durante el evento compresivo alpino las fallas extensionales cretácicas, que compartimentaban la cuenca, reaccionaron de modo diverso ante la compresión. Así, mientras que algunas

permanecieron bloqueadas, otras se invirtieron parcialmente, o totalmente, presentando en la actualidad movimientos inversos, y concentrando la deformación en su entorno.

La mayoría de los trabajos realizados en la Región Vasco-cantábrica se han abordado, principalmente, desde un punto de vista estratigráfico (p.ej. Rat *et al.*, 1983; Rat, 1988; García-Mondéjar, 1989; García-Mondéjar, 1990). Sin embargo, en este trabajo se describen e interpretan, desde una óptica estructural, una serie de estructuras características de zonas sometidas a extensión y posterior inversión.

La zona de estudio se encuentra situada en el flanco NE del anticlinal de Bilbao, que es una de las grandes estructuras que conforman la Región Vasco-cantábrica (Fig. 1 A). Los pliegues y fallas que afloran en este sector presentan una orientación N-S, subparalela a las principales estructuras de la zona, las fallas de Saltacaballos y Ontón (Fig. 1 B). Esta dirección contrasta con la orientación NO-SE del anticlinal de Bilbao (Rat, 1959; Foyo Marcos 1978; Quintana, 1998).

El sector estudiado, situado próximo a la localidad de Castro Urdiales, es la sección de un acantilado en la ensenada de Tejilla, en la que coexisten buenos ejemplos de estructuras compresivas y extensivas de orden decamétrico (Fig. 2 B). Las excepcionales condiciones de afloramiento que proporciona el acantilado han permitido realizar un análisis en el que se han establecido las relaciones entre diversas estructuras, la secuencia de formación, y el papel que han jugado las estructuras extensionales previas en el desarrollo de las compresivas posteriores.

Estructura

En la ensenada de Tejilla (Figs. 1 B y 2 A) aflora una sucesión margoso-calcárea de edad Cretácico Inferior perteneciente al Complejo Urganiano. Este complejo, definido por Rat (1959) en la Región Vasco-cantábrica es de carácter marino y su depósito se relaciona con la principal etapa de extensión mesozoica en la cuenca. La sucesión de la ensenada es atribuible a la Formación Mioño, de edad Albiense inferior, definida por Ro-

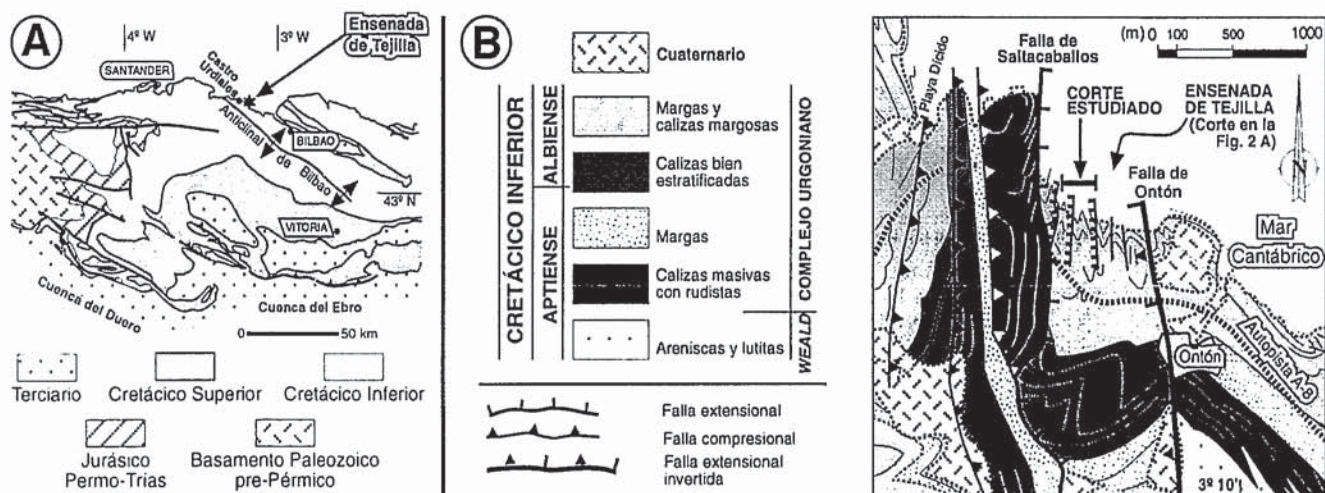


Fig. 1.- A) Situación de la ensenada de Tejilla en el marco de la Región Vasco-cantábrica. B) Situación geológica de la ensenada de Tejilla y del corte estudiado. Mapa geológico modificado de Quintana (1998).

Fig. 1.- A) Cove of Tejilla situation in the frame of the Basque-cantabrian Region. B) Geological setting of the cove of Tejilla and cross-section studied. Geological map modified after Quintana (1998)

sales (1995) en la zona de Castro Urdiales. En el área de estudio, dicha formación está constituida por una sucesión margoso-calcárea en la que aparecen intercalados niveles de resedimentación. El ambiente de depósito de estos materiales es el de una cuenca carbonatada de baja energía con episodios de deslizamiento gravitacional, y/o un talud-cuenca carbonatada inestable con resedimentación en masa (Rosales, 1995, 1999).

El acantilado de la ensenada de Tejilla es subperpendicular a las estructuras que afloran en ella y, por tanto, muestra un perfil aproximado de las mismas, siendo las predominantes los pliegues y fallas directas e inversas de alto ángulo (Fig. 2 A). El corte estudiado corresponde al sector occidental del acantilado (Figs. 2 A y B) y en él aparecen cuatro fallas principales regularmente espaciadas e inclinadas hacia el oeste, que se han denominado: falla del Abrigo, falla del Corredor y fallas de la Pared Este y Oeste. La sucesión a la que cortan las fallas se presenta relativamente indeformada en la parte occidental del corte, inclinándose 20° hacia el Oeste, mientras que en la parte oriental la estructura es más compleja, con la aparición de más fallas y pliegues (Fig. 2 B).

Las fallas de la Pared son planas y presentan un movimiento normal, con descensos decimétricos de los bloques occidentales. Pero, mientras que los bloques de la falla Oeste se presentan indeformados en el entorno de la falla (Fig. 2 E), el bloque de techo en las inmediaciones de la falla Este está fuertemente estructurado, desarrollando un anticlinal de bloque superior afectado por múltiples fallas de movimiento tanto nor-

mal como inverso (Fig. 2 D). Estas estructuras indican que dicha falla ha sido reactivada como inversa durante la compresión alpina, aunque no lo suficiente como para contrarrestar el movimiento extensional cretácico.

La falla del Corredor, también es plana aunque presenta una mayor inclinación que las fallas de la Pared. Además, muestra un movimiento inverso con ascenso del bloque occidental (Fig. 2 C). La alta inclinación que presenta esta falla y su similitud geométrica con las fallas de la pared, permiten interpretarla como una falla extensional cretácica invertida en tiempos alpinos.

La falla del Abrigo difiere bastante del resto de las descritas al presentar una geometría cóncava hacia el Oeste. En efecto, mientras que en la parte basal del acantilado se inclina hacia el Oeste, en la parte superior se inclina en sentido opuesto (Fig. 2 B). El movimiento que presenta en su parte basal es de falla normal, hundiendo su bloque occidental. Además, en contraposición a lo que ocurre con el resto de las fallas, los bloques de la falla del Abrigo están fuertemente deformados. Las estructuras más destacables que aparecen son pliegues vergentes hacia el Este con una inclinación de los planos axiales de unos 70° . En el bloque de techo característica más llamativa que presentan estos pliegues es el aumento del acortamiento que sufren conforme se aproximan a la falla del Abrigo, habiéndose medido una secuencia de reducción del ángulo entre flancos del siguiente tipo: 120° , 115° , 111° , 70° . Además, en los pliegues situados junto a la falla, tanto en su bloque de techo como de muro, se llega a

desarrollar un clivaje de plano axial relacionado con la formación de los mismos. Es destacable además el bajo ángulo que forman entre sí la falla del Abrigo con las capas de sus bloques de techo y muro (Fig. 2 B), el cual contrasta notoriamente con los ángulos capas-falla del resto de las fallas descritas.

Restitución estructural

Dada la poca deformación que presentan los bloques de las fallas de la Pared y del Corredor, se puede considerar que el ángulo que forman las capas de los bloques con sus respectivas fallas ha permanecido constante durante la deformación alpina. De este modo, se puede realizar una restitución simple de la deformación llevando a la horizontal la sucesión homoclinal de la parte occidental de la ensenada de Tejilla, y rotando solidariamente con la estratificación las fallas que la cortan. Dado que la sucesión estratigráfica se inclina en la actualidad 20° en el mismo sentido que las fallas, la horizontalización de la serie supondría que las fallas extensionales reducirían 20° su buzamiento actual, aunque los ángulos existentes entre las fallas permanecerían constantes. De este modo, la falla del Corredor seguiría presentándose más inclinada que las de la Pared antes de la deformación alpina.

La restitución de la geometría, previa a la compresión, de la Falla del Abrigo es más compleja debido a la fuerte deformación que presentan sus bloques. Así por ejemplo, el bajo ángulo que forman las capas con la falla parece más propio de una falla inversa. Sin embargo, el parale-

lismo que presenta la falla del Abrigo con la del Corredor en su parte basal; el aparente movimiento normal de la falla y sobre todo; la menor inclinación que presenta el plano axial del anticlinal de bloque superior respecto a la falla del Abrigo (Fig. 2 B), permiten interpretarla como una falla extensional cretácica similar a las del Corredor y la Pared. Sin embargo, a diferencia de éstas, la falla de Abrigo habría sido plegada, en su parte superior, durante la deformación alpina.

Como se puede observar en las Figuras 2 A y B, la longitud de las capas existentes entre las fallas del Abrigo y del Corredor es menor en la parte superior del acantilado que en su parte basal. Si se estirasen estas capas, desplegando a su vez la falla del Abrigo, el resultado sería que las fallas estarían más juntas en la parte superior que la inferior, lo que se podría interpretar como que la falla del Abrigo presentaría en su etapa extensional un buzamiento mayor que la del Corredor, presentándose prácticamente vertical.

Conclusiones

A partir de las restituciones de la deformación alpina descritas, se propone un modelo para el Cretácico Inferior de un conjunto de fallas extensionales planares inclinadas hacia el Oeste. La inclinación de las mismas se iría reduciendo progresivamente en sentido E-O a partir de la falla del Abrigo, que se dispondría subverticalmente.

En tiempos alpinos, este sistema extensional estaría sometido a compresión y las fallas previas responderían de un modo diferente en función de su inclinación original. En efecto, se constata de un modo general, que en sentido O-E, es decir conforme van presentado mayor inclinación, las fallas van sufriendo una mayor inversión acompañada de una mayor deformación asociada en sus bloques (Fig. 2 B). Este último efecto es notoriamente más patente en el entorno de la falla del Abrigo que ha producido un efecto contrafuerte (*buttressing*), dado que, probablemente, su disposición subvertical ha impedido la inversión total de la falla, bloqueando el movimiento inverso de la misma y resolviéndose el acortamiento con la formación de pliegues, que se van apretando progresivamente conforme se desarrollan más próximos a la falla; generándose incluso clivaje junto a la misma.

Este aumento del gradiente de la deformación compresiva hacia las proximidades de una falla extensional previa (*buttressing*) ha sido ampliamente reco-

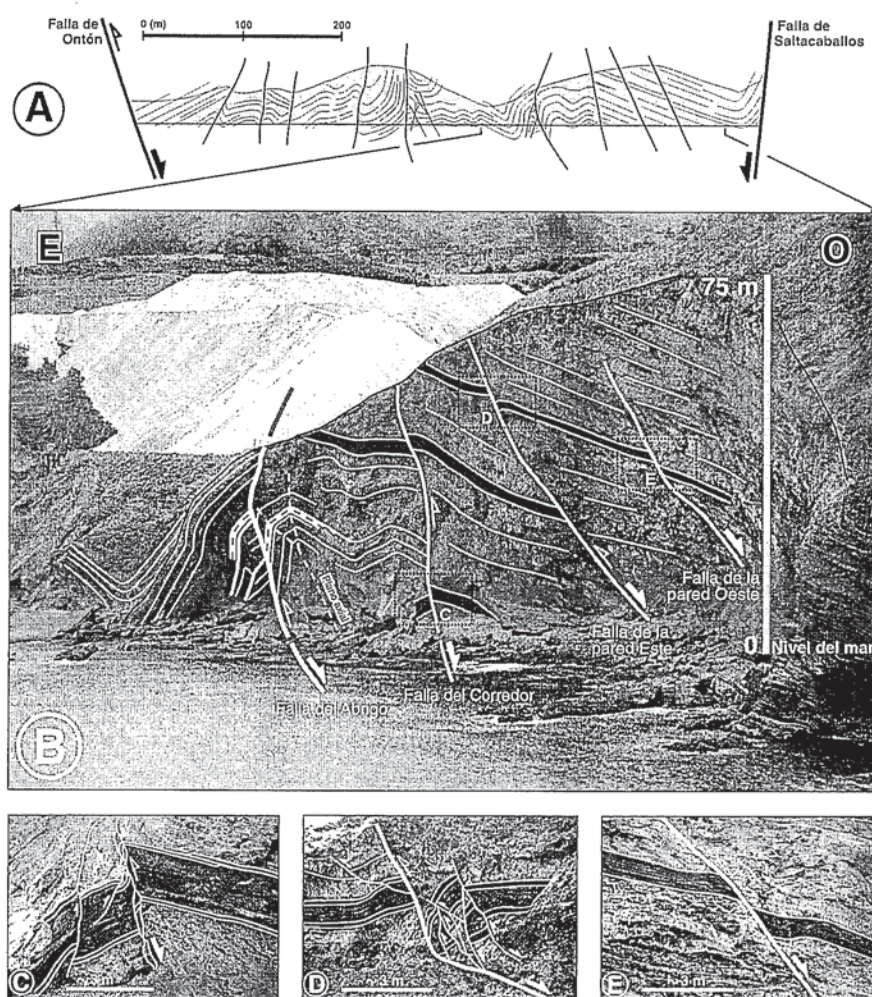


Fig. 2.- A) Corte geológico del acantilado de la ensenada de Tejilla. B) Panorámica interpretada de la sección estudiada del acantilado de la ensenada de Tejilla. Se indican sobre la misma la situación de las Figs. C, D y E. C) Falla extensional de alto ángulo invertida: Falla del Corredor. D) Falla extensional parcialmente invertida: Falla de la Pared Este. E) Falla extensional sin invertir: Falla de la Pared Oeste.

Fig. 2.- A) Geological cross-section of the cove of Tejilla cliff. B) Interpreted panoramic of the studied section of the cove of Tejilla cliff. They are indicated on same the situation of the Figs. C, D and E. C) Inverted high angle extensional fault: Corredor fault. D) Partially inverted extensional fault: Pared Este fault. E) Extensional fault without inversion: Pared Oeste Fault.

nocido en otras cordilleras. Sobre todo en los sectores de las mismas donde la compresión no ha sido suficientemente intensa como para obliterar los rasgos extensivos preorogénicos (Gillcrist *et al.*, 1987; Hayward & Graham, 1989; De Graciansky *et al.*, 1989; Butler, 1989).

Agradecimientos

Se agradece al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) la financiación de este trabajo a través una beca doctoral que ha disfrutado el autor entre los años 1998-2001. El autor agradece, asimismo, a sus directores de tesis: Drs. J.L. Alonso

Alonso, L.R. Rodríguez Fernández y F. J. Álvarez Pulgar, la lectura crítica del artículo. También se agradece a los Drs. Luis González Menéndez y Pilar Álvarez-Uría la revisión de "abstract".

Referencias

- Butler, R.W.H. (1989): In: Cooper, M.A. & Williams, G.D. (eds.), *Inversion Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 44, 105-122.
De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M. & Tricart, P. (1989): In: Cooper, M.A. & Williams, G.D. (eds.), *Inversion Tectonics. Geol. Soc. Lon-*

- don, *Spec. Pub.*, 44, 87-104.
- Espina, R.G. (1997): *Tesis Doctoral*, Univ. Oviedo. 230 pp.
- Foyo Marcos, A. (1978): *Tecniterrae*, S-171, 6-11.
- García-Mondéjar, J. (1989): In: Tankard, A.J. & Balkwill, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Spec. Pub. 46, 395-406.
- García-Mondéjar, J. (1990): *Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public.*, 9, 257-290.
- Gillcrist, R., Coward, M.P. & Mugnier, J.L. (1987): *Geodinámica Acta*, 1, 5-34.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B.J., Mauffret, A., Miles, P.R. & Roberts, D.B. (1982): *Mar. Geol.*, 45, 63-77.
- Hayward, A.B. & Graham, R.H. (1989): In: Cooper, M.A. & Williams, G.D. (eds.), *Inversion Tectonics*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 44, 17-39.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. & Sibuet, J.C. (1971): In: *Histoire Structurale du Golfo de Gascogne*. Vol. VI. 11. Éditions Technip, Paris, 1-44.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. & Auzende, J.M. (1984): *Rapport Sci. Techn.*, París CNEXO, 54, 5 pl., 108 pp.
- Quintana, L. (1998): *Trabajo de Investigación*, Univ. Oviedo. 42 pp.
- Rat, P. (1959): Thèse. *Publications Univ. Dijon*, 23, 525 pp.
- Rat, P. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4), 327-348.
- Rat, P., Amiot, M., Feuillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A. & Salomon, J. (1983): *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 9, 191 pp.
- Rosales, I. (1995): *Tesis Doctoral*, Univ. País Vasco. 496 pp.
- Rosales, I. (1999): *Jour. Sed. Research*, 69 (2), 447-465.
- Srivastava, S. & Tapscott (1986): In: Vogt, P. et al. (eds.), *The western North Atlantic region: Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, M*, 379-404.