

Microfracturación alpina en cuarzoarenitas en el valle de Tarna (Cordillera Cantábrica)

Alpine microfracturing in quartz-arenites in the Tarna valley (Cantabrian Mountains)

Sergio Llana Fúnez^{1,*} y Lucía Rey Domínguez¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, calle J. Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

llanasergio@uniovi.es, luciareydom.x2@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

Deformation associated to the Cenozoic rise of the Cantabrian Mountains is characterized by the development of faults with hectometric offsets, the reworking of previous structures, and the fracturing of the strongest lithological units of the preorogenic Paleozoic sequence, already affected by previous tectonic episodes in the brittle regime. In this contribution, new structural data from the fracturing of quartzarenites from the Barrios Fm and adjacent units in the slopes of Peña Grayal (Tarna valley, Asturias) are presented. These rocks contain several compressive cataclastic bands, some of which develop polished fault slip surfaces. The dominant slip surfaces are subvertical, left-lateral and with northeasterly trend, in coincidence with the orientation and kinematics of secondary cartographic faults with apparent left lateral offsets. Together with the neighbouring Ventaniella fault, also subvertical but with dextral offset and a northwesterly strike, are consistent with a N-S alpine shortening. The orientation of one of the systems of cataclastic bands, trending E-W and dipping gently to the north, is consistent with the orientation and kinematics of the main alpine thrusts onshore.

Key-words: fault, cataclastic bands, Cantabrian Mountains, slip surface, Alpine deformation.

RESUMEN

La deformación asociada al levantamiento cenozoico de la Cordillera Cantábrica se caracteriza por el desarrollo de fallas con saltos hectométricos, la reactivación de algunas estructuras previas, y una fracturación en las unidades litológicas paleozoicas más resistentes de la sucesión litológica que se sobrepone a la generada en episodios tectónicos previos. En este trabajo se presentan datos estructurales sobre la fracturación en las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios y unidades adyacentes en las laderas de la Peña Grayal (valle de Tarna, Asturias). En concreto, se describen diversas bandas cataclásticas compresivas en las cuarzoarenitas, algunas de las cuales llegan a desarrollar superficies pulidas de deslizamiento de falla. Los sistemas dominantes son subverticales y coinciden con el trazado de fallas cartográficas secundarias: subverticales, levógira y con dirección noreste. Estos sistemas son conjugados con el movimiento de la falla de Ventaniella, también subvertical, pero dextrógira y de dirección noroeste. La orientación de uno de los sistemas de cizallas cataclásticas, de dirección E-O e inclinación baja a moderada hacia el norte, es consistente con la disposición de cabalgamientos principales del orógeno alpino en tierra.

Palabras clave: falla, bandas cataclásticas, Cordillera Cantábrica, superficie de deslizamiento, deformación alpina.

Geogaceta, 74 (2023), 103-106

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98254>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 02/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

El levantamiento de la Cordillera Cantábrica se produce en un periodo relativamente breve de convergencia entre la placa Ibérica y la Europea durante el Paleógeno y Neógeno (p.ej. Teixell *et al.*, 2018). La deformación que se asocia a este episodio se concentra, en tierra, en pocas grandes fallas de trazado E-O que se pueden reconocer por su impacto en el relieve (Alonso *et al.*, 2007). Así, salvo el cabalgamiento frontal alpino, que acumula un salto de orden kilométrico, el resto de fallas acomodan, generalmente, desplazamientos de rango hectométrico (Alonso *et al.*, 1996). Las principales estructuras compresivas reconocidas en tierra muestran buzamientos bajos hacia

el N, como es el caso del cabalgamiento frontal (Alonso *et al.*, 1996; Acevedo *et al.*, 2019) o el de la falla de Llanera (Alonso *et al.*, 2016).

Por otra parte, en el sector central y occidental de la Cordillera Cantábrica las estructuras alpinas afectan a rocas paleozoicas deformadas durante la orogenia varisca (p.ej. Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Algunas de las estructuras variscas de orientación E-O son susceptibles de reactivación durante el acortamiento N-S alpino (Alonso *et al.*, 1996; Uzkeda *et al.*, 2018).

Los episodios de fracturación acumulados sobre las formaciones pre-alpinas de la Cordillera Cantábrica son muy variados, pero existe un registro de una fracturación, localmente intensa, en las

formaciones mesozoicas que debe de afectar también a las primeras (Lepvier y Martínez-García, 1990; Pastor Galán *et al.*, 2011; Uzkeda *et al.*, 2018).

En la mayor parte de los casos, la fracturación alpina se asocia con las reactivaciones mencionadas, con inversiones tectónicas de fallas normales mesozoicas, a veces sobrepuestas a estructuras variscas, o con el desarrollo de sistemas de diaclasas.

En general, en la literatura regional no abundan las descripciones detalladas hasta la escala microscópica de estructuras con una componente de cizalla que no procedan de la reactivación de estructuras previas.

En este trabajo presentamos datos de campo y de microscopio de estructuras

asociadas con episodios de fracturación, desarrollados en su mayor parte en las cuarzoarenitas de la Fm. Barrios, uno de los términos litológicos mecánicamente más resistentes de la sucesión estratigráfica de la zona Cantábrica (Llana-Fúnez *et al.*, 2022), y que afloran en las laderas de la Peña Grayal. Dentro de esta formación es habitual el desarrollo de bandas cataclásticas y de planos de falla secundarios como respuesta mecánica previsible a su alta competencia. El aspecto que caracteriza las bandas cataclásticas en Peña Grayal es que llegan habitualmente a desarrollar superficies pulidas indicativas de movimientos rápidos de las fallas. Uno de los sistemas muestra una inclinación baja hacia el norte consistente con la orientación que tienen las fallas principales alpinas en la Cordillera Cantábrica.

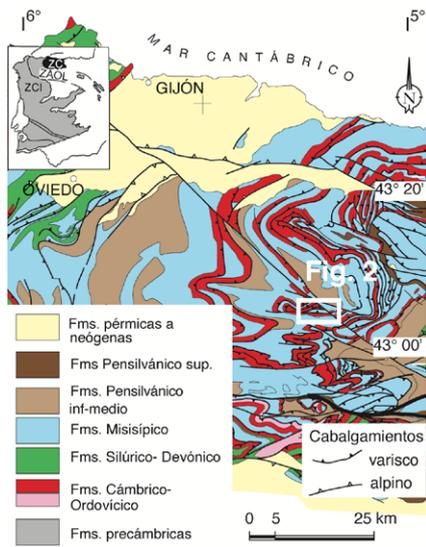


Fig. 1.- Mapa geológico sintético del sector central de la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 2009).

*Fig. 1.- Synthetic geological map of the central part of the Cantabrian Mountains (after Alonso *et al.*, 2009).*

Contexto tectónico de la zona de estudio

Las observaciones estructurales en este trabajo se han realizado en un pequeño sector del basamento varisco levantado durante el alpino, dentro de la unidad de Bodón-Ponga, en la Zona Cantábrica. Concretamente, en una zona que abarca desde el bloque superior del cabalgamiento de Peña Ten y el sinclinal de Felechosa-Tarna, en su bloque inferior (Julivert, 1967; Álvarez-Marrón, 1989, 1995). La Peña Grayal está formada por cuarzoarenitas de la Fm. Barrios

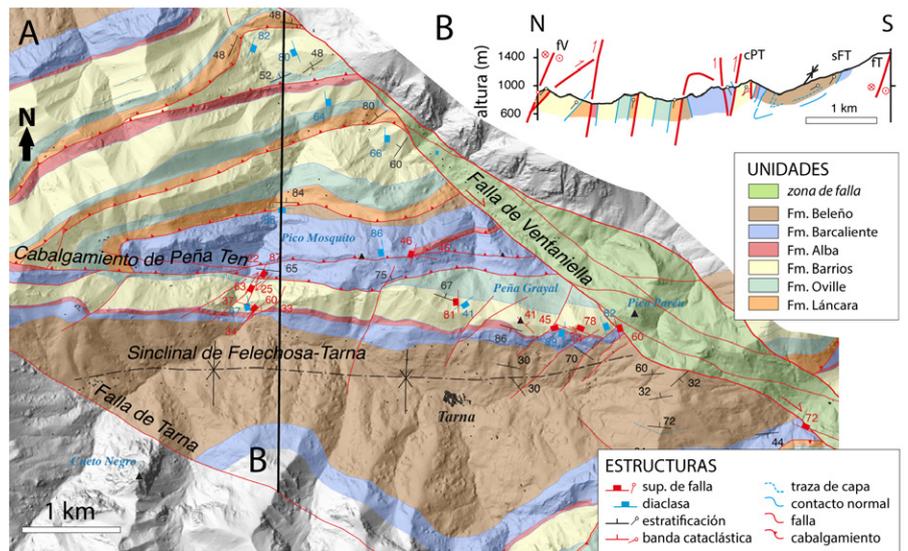


Fig. 2.- Mapa geológico de la zona de estudio. El corte geológico N-S según la línea en negro muestra parte de la estructura local. La base topográfica procede del Instituto Geográfico Nacional.

Fig. 2.- Geological map of the study area. The N-S geological section (black line) depicts the local structure. Topographical data comes from the Spanish Instituto Geográfico Nacional.

en el flanco septentrional del sinclinal de Felechosa-Tarna, en cuyo núcleo afloran fundamentalmente lutitas carboníferas. Próximo por el norte, el pico Mosquito estaría constituido por las formaciones carbonatadas carboníferas, situadas en el bloque superior del cabalgamiento de Peña Ten (localización de ambos picos en la Fig. 2).

Además, la zona de estudio se encontraría además limitada por el noreste por la falla de Ventaniella, que atraviesa la región de Ponga de NO a SE (Julivert, 1971; Álvarez-Marrón, 1995), y por el suroeste por la falla de Tarna (Fig. 2). La falla de Ventaniella tiene una historia tectónica compleja en diferentes sectores de su trazado actual, que incluye actividad significativa durante la extensión permotriásica en algunos sectores, y una reactivación como falla en dirección durante la compresión alpina (p.ej. Tavani *et al.*, 2011). En la actualidad presenta sismicidad de baja intensidad, que se concentra tanto en la estructura principal, como en la falla de Tarna (López-Fernández *et al.*, 2018).

Estructura tectónica local

La cartografía de la figura 2 muestra que el flanco septentrional del sinclinal de Felechosa-Tarna se encuentra afectado por numerosas fallas secundarias de dirección noreste y con saltos aparentes decamétricos levógiros. Estas fallas menores no afectan al trazado de la falla de Ventaniella. Los dos tipos de fallas son

consistentes con un acortamiento N-S, ya descrito para la convergencia alpina a partir del análisis de movimiento de fallas en rocas mesozoicas (Lepvier y Martínez-García, 1990). En el corte adjunto, se aprecia además la verticalización y ligera inversión del flanco septentrional del pliegue de Felechosa-Tarna en el que se encuentra el sector de la Fm. Barrios estudiado.

Estructuras menores

En el campo se han realizado observaciones sobre tres tipos de estructuras frágiles: superficies de deslizamiento de falla, planos de diaclasa y bandas cataclásticas.

Se han medido varias superficies de deslizamiento de falla en cuarzoarenitas y en calizas. Estas superficies presentan longitudes métricas a decamétricas. Dominan las superficies de falla subverticales y estrías con baja inclinación (Fig. 3 A). En muchos casos, las superficies están pulidas. Algunas de las superficies medidas en afloramiento corresponden a fallas secundarias con expresión cartográfica (Fig. 2).

Las diaclasas son muy abundantes, dominando un sistema subvertical de dirección N-S en cuarzoarenitas y calizas, pero no en lutitas. También se han podido observar abundantes diaclasas de baja inclinación, especialmente en las calizas, aunque no son tan frecuentes en las cuarzoarenitas (Fig. 3 B).

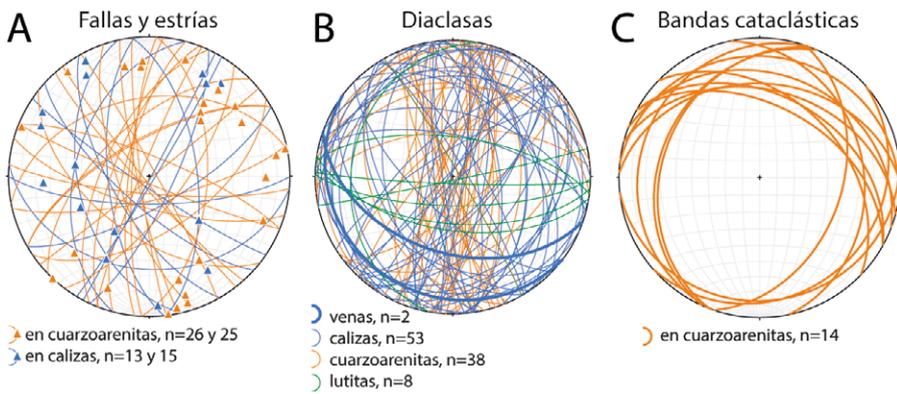


Fig. 3.- Patrones de orientación de las estructuras frágiles observadas: (A) muestra datos de fallas con estrías en cuarzoarenitas y calizas, (B) datos de diaclasas en todas las litologías y (C) la orientación de las bandas cataclásticas levemente inclinadas al N. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Fig. 3.- Orientation patterns for brittle structures in the study area. (A) shows fault surfaces with slickenside in quartzarenites and limestones, (B) joint data in all lithotypes, and (C) the orientation of the cataclastic bands gently dipping to the N in quartzarenites. Equiareal projection, lower hemisphere.

El tercer tipo de estructura tectónica reconocida en el campo son bandas cataclásticas, que son bandas delgadas, normalmente <1 mm de potencia, que

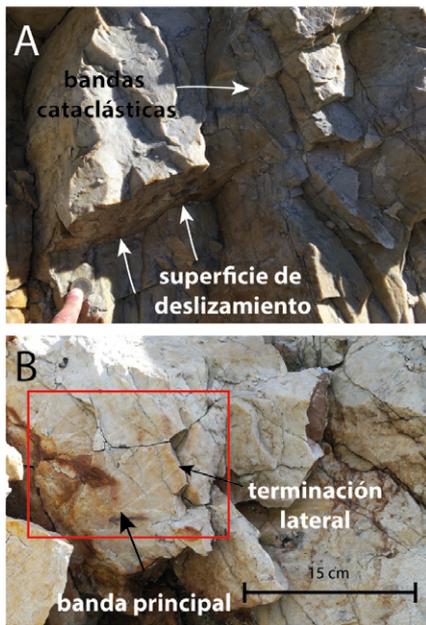


Fig. 4.- Aspecto de campo de bandas cataclásticas de dirección E-O levemente inclinadas hacia el N. Reconocibles en el campo por el color blanco lechoso, resultado de la trituración de los granos de cuarzo originales. (A) Tamaño decimétrico a métrico de superficies de deslizamiento asociadas a las bandas cataclásticas. En (B) se muestra la terminación lateral de una de las bandas de la que salen numerosas bandas secundarias en cola de caballo (horsetailing).

Fig. 4.- Field aspect of cataclastic bands striking E-W and dipping gently to the N. They can be identified in the field by a milky white colour product of the fracturing of quartz grains during shearing. The bands in (A) are decimetric to metric in size. The lateral termination of one of the bands in horsetailing is shown in (B).

involucran la trituración de los granos minerales (Fig. 4 A). Son bandas cohesivas que se han observado exclusivamente en las cuarzoarenitas. Están frecuentemente asociadas a las superficies pulidas de deslizamiento en fallas, pero también se han encontrado en las terminaciones de estas superficies, donde adoptan formas curvadas (*horsetailing*) (Fig. 4 B). Uno de los sistemas más extendidos en la zona estudiada y más significativo es el de bandas de dirección E-O y bajo buzamiento al norte (Fig. 3 C).

Estas bandas cataclásticas se reconocen bien en el campo por el aspecto blanco lechoso, resultado de la reducción de tamaño de grano de cuarzo por trituración y abrasión durante la cataclasis y cizalla (Fig. 4). Esta reducción de tamaño de grano es reconocible en lámina delgada, donde se pueden apreciar dos cosas. La primera es la trituración de los granos subredondeados de origen sedimentario de las cuarzoarenitas, que partiendo de tamaños de 0,5 mm llegan a reducirse por debajo del grosor de la lámina delgada, de 30 µm. El segundo aspecto destacable es que se genera poca porosidad y por tanto la roca resultante es cohesiva, en contraposición con lo esperable para una fracturación en el régimen frágil en niveles corticales próximos a la superficie, como es probable para la deformación alpina en la Cordillera Cantábrica.

Discusión

Las principales estructuras cartográficas de la zona de estudio, como son el cabalgamiento de Peña Ten así como el

sinclinal de Felechosa-Tarna se forman durante el desarrollo de la orogenia varisca (Julivert 1967). No se puede descartar que una parte de la verticalización del flanco septentrional del sinclinal de Felechosa-Tarna se relacione con la convergencia alpina posterior, pero no existen indicadores determinantes en uno u otro sentido y lo más probable es que sea heredada de la tectónica varisca.

En el episodio tectónico más reciente, se produce el salto en dirección dextro en la falla Ventaniella que llega a afectar a materiales mesozoicos al norte de la zona de estudio (Tavani *et al.*, 2011).

La ausencia de criterios geocronológicos precisos en las estructuras frágiles aquí descritas impide determinar con precisión la edad de la fracturación. Teniendo en cuenta que involucran muy poco acortamiento, que no se encuentran basculadas ni deformadas por estructuras más tardías, y que muestran una cinemática similar con la descrita para otras estructuras alpinas en el noroeste peninsular (Martín-González y Heredia 2011), la hipótesis más razonable es una génesis alpina para las mismas.

Desde el punto de vista de los procesos involucrados en su formación, el primer rasgo destacable de las estructuras frágiles descritas se encuentra en la cohesión que muestran las bandas cataclásticas. La rotura de una roca de la competencia de las cuarzoarenitas en condiciones corticales relativamente someras debería de generar porosidad secundaria, algo que no se aprecia ni en muestra de mano, ni en lámina pulida.

El segundo aspecto destacable es el desarrollo de superficies de deslizamiento

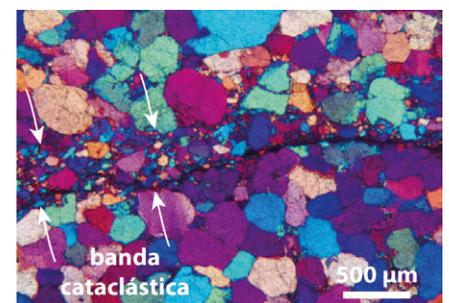


Fig. 5.- Aspecto microscópico de la trituración de granos de cuarzo en la terminación de una de las bandas cataclásticas. Imagen obtenida en microscopía óptica con nicols cruzados y la cuña de yeso insertada.

Fig. 5.- Microscopic appearance of the fracturing of quartz grains in the termination of one of the cataclastic bands. Image acquired in crossed polarized optical microscopy with the gypsum plate inserted.

to pulidas, que indican no solo un desbaste por el movimiento de los bloques de falla, sino que además ese movimiento ha debido de ser rápido porque de otra forma no se habría formado superficies brillantes de falla. El brillo está relacionado con una rugosidad muy baja, de la misma magnitud que la longitud de onda reflejada que, en el caso del visible, se encuentra por debajo de la micra. Tasas de movimiento sísmico (m/s) en superficies de deslizamiento en fallas generan un pico térmico debido a la fricción suficientemente elevado como para facilitar una recristalización local rápida, como se ha descrito para este tipo de estructuras en otras regiones (p.ej. de Paola *et al.*, 2015).

Conclusiones

En este trabajo se describen dos tipos fundamentales de estructuras tectónicas desarrolladas en el régimen frágil en rocas silíceas. Un diaclasado muy penetrativo dominado por superficies subverticales de dirección N-S que responde a un esfuerzo principal con esa misma orientación. Y un segundo grupo de estructuras cataclásticas, de cizalla, en las que dominan superficies de deslizamiento subverticales de dirección noreste, coincidentes con la orientación de fallas cartográficas secundarias. En este segundo grupo de estructuras, se encuentran además numerosas bandas de dirección E-O y leve inclinación al N similar al de los cabalgamientos alpinos principales. Las bandas cataclásticas son coherentes con un acortamiento N-S, similar al de las diaclasas dominantes y al acortamiento asociado a fallas secundarias levógiras.

La orientación y cinemática similar a las estructuras mayores confiere a las bandas cataclásticas inclinadas al norte con bajo ángulo una relevancia especial porque con esta geometría se maximiza el acortamiento alpino, algo que no ocurre con estructuras de alto ángulo.

Otro aspecto destacable de las ban-

das cataclásticas se refiere a las condiciones en las que se forman, especialmente aquellas que desarrollan superficies pulidas, ya que se requieren velocidades sísmicas para su generación.

Contribución de los autores

Llana-Fúnez contribuyó en la planificación, adquisición de datos análisis y preparación del trabajo.

Parte de los datos de este trabajo han sido extraídos del TFG de L. Rey Domínguez, presentado en la Universidad de Oviedo en 2021. LRD contribuyó, por tanto, en la adquisición y análisis de datos, así como en la edición y preparación del trabajo.

Agradecimientos

Parte del trabajo se enmarca dentro del proyecto CGL2017-86487-P de la Agencia Estatal de Investigación (AEI). Se agradece financiación de la ayuda SV-PA-21-AYUD/2021/51766 por parte de la FICYT (Gobierno del Principado de Asturias) y del FEDER (Unión Europea). Los autores agradecen la revisión crítica realizada por Joaquina Álvarez Marrón y Nemesio Heredia Carballo

Referencias

- Acevedo, J., Fernández-Viejo, G., Llana-Fúnez, S., López-Fernández, C. y Olona, J. (2019). *Geophysical Journal International* 219, 479-495. <https://doi.org/k6b4>
- Alonso, J.L., Barrón, E., González-Fernández, B., Menéndez Casares, E. y García-Ramos, J.C. (2016). *Trabajos de Geología* 36, 45-60. <https://doi.org/k6b5>
- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). *Geologica Acta* 7(4), 451-473.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 214-227. <https://doi.org/fb457q>

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A. y Pedreira, D. (2007). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 15.2, 151-163.
- Álvarez-Marrón, J. (1989). *La estructura geológica de la región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 237 p.
- Álvarez-Marrón, J. (1995). *Journal of Structural Geology* 17(4), 549-560. <https://doi.org/d6bb3t>
- De Paola, N., Holdsworth, R.E., Viti, C., Collettini, C., Bullock, R. (2015). *Earth and Planetary Science Letters* 431, 48-58. <https://doi.org/f7wsgx>
- Julivert, M. (1967). *Trabajos de Geología* 1, 59-76. doi: 10.17811/tdg.1.1967.59-77.
- Julivert, M. (1971). *American Journal of Science* 270 (1), 1-29. <https://doi.org/cvfrh3>
- Llana-Fúnez, S., Ruiz de la Argandoña, V.G., Olona, J., Pando, L., Zaragoza, A. y Torres, P. (2022). 6IWRP A Coruña, Book of abstracts 27-28. <https://doi.org/k6b7>
- Lepvier, C. y Martínez-García, E. (1990). *Tectonophysics* 184 (3-4), 345-356. <https://doi.org/dxqdfq>
- López-Fernández, C., Fernández-Viejo G., Olona, J. y Llana-Fúnez, S. (2018). *Bulletin of the Seismological Society of America* 108(2), 604-618. <https://doi.org/gddbns>
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2011). *Tectonophysics* 502, 75-89. <https://doi.org/fw23jm>
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A.B. (2011). *Tectonophysics* 507(1-4), 31-46. <https://doi.org/bxz4p3>
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J.L., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). *Tectonics* 7, 517-538. <https://doi.org/dbx4js>
- Tavani, S. Quintà, A. y Granado, P. (2011). *Tectonophysics* 509, 238-253. <https://doi.org/dxpk4n>
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. y Lagabrielle, Y. (2018). *Tectonophysics* 724-725, 146-170. <https://doi.org/gc5g36>
- Uzkeda, H., Poblet, J., Bulnes, M. y Martín, S. (2018). *Geosphere* 14(4), 1635-1656. <https://doi.org/gd7b8p>