

Desacoplamiento de la deformación en la base de la lámina cabalgante del Dominio de Alborán (Béticas Occidentales)

Strain decoupling at the base of the Alboran Domain crystalline thrust sheet (Western Betics)

Juan Carlos Balanyá¹, Inmaculada Expósito Ramos¹, Alejandro Jiménez-Bonilla¹, Manuel Díaz-Azpiroz¹, Mario Sánchez-Gómez² y Ana Crespo-Blanc³

¹ Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Cra. de Utrera km 1, 41013 Sevilla, España.

jcbalrou@upo.es, ixpram@upo.es, mdiaaz@upo.es, ajimbon@upo.es

² Dpto. Geología, Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas s/n, 23071 Jaén, msgomez@ujaen.es

³ Dpto. Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 41013 Granada, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC), Avda. Las Palmeras 4, 1800 Armilla (Granada), acrespo@ugr.es

ABSTRACT

In the Western Betics, the Alboran Domain crystalline thrust sheet (ATS) overlies the Frontal Units (FU) and the inner part of the fold-and-thrust belt (FTB). We analysed the tectonic style and transport directions of the ATS and compared them with those of the overthrust units. Our results indicate that the internal deformation within the ATS, coeval to the sheet emplacement, is moderate and mainly consists of accommodation folds striking N-S to N20°E, these folds being developed above the frontal hangingwall ramp. Large-scale upright folds deforming the rear part of the thrust sheet are probably the same age (early-middle Miocene). Moreover, the tectonic transport directions of the ATS (N270°-280°E) are parallel to those of the FTB units in the western front. By contrast, the FU and the FTB show transport directions oriented N310°-320°E in the northern front. These variations and the abrupt changes in tectonic style between the ATS and the FU/FTB units indicate a high grade of decoupling between the two ensembles.

Key-words: accommodation folds, crystalline thrust sheet, strain decoupling, Betics.

RESUMEN

En las Béticas Occidentales la lámina cabalgante cristalina del Dominio de Alborán (LDA) se dispone sobre las Unidades Frontales (UF) y el cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC). Analizados los estilos tectónicos y direcciones de transporte de la LDA, y sus diferencias con las unidades cabalgadas, los resultados indican que la deformación interna de la LDA sincrónica con su emplazamiento es moderada y se traduce en pliegues de acomodación de dirección N-S a N20°E desarrollados sobre la rampa frontal de bloque superior. Pliegues rectos de gran radio deforman la parte trasera de la lámina y probablemente tienen la misma edad (Mioceno inferior-medio). Por otra parte, las direcciones de transporte tectónico de la LDA (N270°-280°E) son paralelas a las del CPC en el frente W y, sin embargo, las Unidades Frontales y las del CPC presentan direcciones de transporte entre N310°-320°E en el frente N. Estas variaciones y el cambio drástico de estilos tectónicos entre la LDA y las UF/CPC evidencian un alto grado de desacoplamiento de la deformación entre los dos conjuntos.

Palabras clave: pliegues de acomodación, lámina cabalgante cristalina, desacoplamiento de la deformación, Béticas

Geogaceta, 72 (2022), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 28/01/2022
Fecha de revisión: 22/04/2022
Fecha de aceptación: 27/05/2022

Introducción

A diferencia de las láminas cabalgantes de los cinturones de pliegues y cabalgamientos convencionales, aquéllas formadas por materiales cristalinos (láminas cabalgantes cristalinas; LCCs) presentan características específicas derivadas de su reología (mayor cohesión y resistencia a la deformación) y de su posición en la cadena (partes internas). Pueden clasificarse en dos tipos principales (Hatcher y Hopper, 1992): I) aquéllas que se comportan como láminas esencialmente frágiles, con poca deformación interna asociada a su emplazamiento; II) láminas cabalgantes con estructura de pliegues recumbentes, formadas dentro o por debajo de la transición dúctil-frágil.

Por otra parte, la interacción entre una LCC y su bloque de muro, cuando éste está formado por rocas de menor resistencia mecánica (rocas de cobertera), puede inducir la formación de duplexes basales. Asimismo, distintos modelos analógicos han reproducido el desacoplamiento de la deformación entre la parte frontal y trasera de la lámina cabalgada, cuando la lámina cabalgante es altamente cohesiva (Kukowski *et al.*, 2002).

En las Béticas Occidentales, el Dominio de Alborán, compuesto mayormente por rocas metamórficas, configura una lámina de gran escala, probablemente del primer tipo, cabalgante sobre las unidades del cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC) bético. El objetivo de este trabajo es explorar en qué se traduce el desacoplamiento de la de-

formación entre la lámina cabalgante y su bloque de muro, con especial énfasis en: a) las estructuras de deformación de la lámina cabalgante sincrónicas con su emplazamiento; b) la identificación de las direcciones de transporte tectónico y su significado en el contexto cinemático del Arco de Gibraltar; y c) la explicación de las diferencias de estilos tectónicos entre el Dominio de Alborán y las unidades que forman su bloque de muro.

Contexto tectónico

La Cordillera Bética forma la rama norte del Arco de Gibraltar, en cuyo lado cóncavo se sitúa el Dominio de Alborán. Este dominio, *hinterland* del arco, es un terreno mayormente metamórfico que

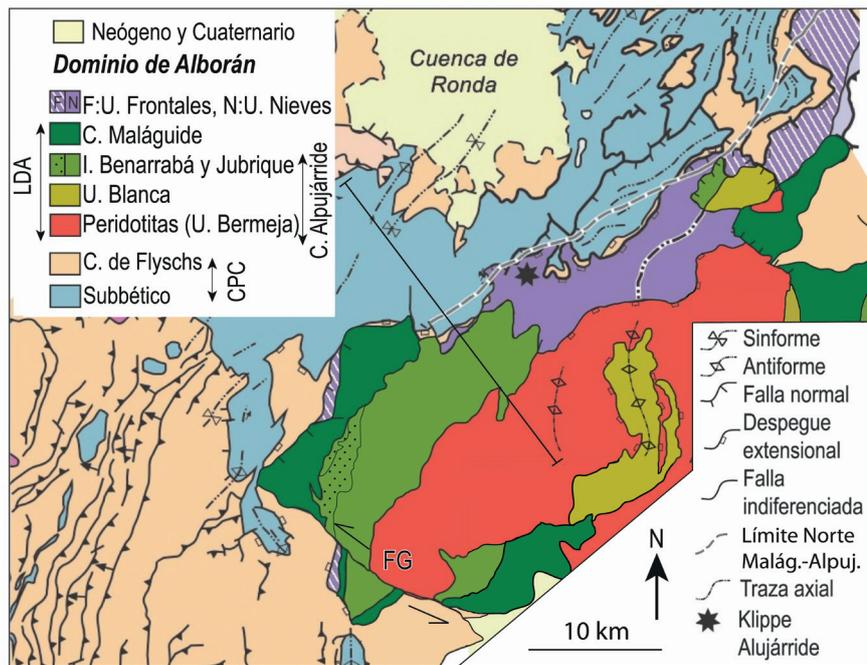


Fig. 1.- Mapa tectónico del Dominio de Alborán y de las unidades colindantes del CPC en el área de estudio y situación del corte de la Fig. 2C (Expósito et al., 2012). FG, Falla de Gaucín.
 Fig. 1.- Geological map of the Alboran Domain and neighbouring units of the CPC in the study area and location of the cross section of the Fig. 2C (Expósito et al., 2012). FG, Gaucín Fault.

en las Béticas occidentales está compuesto por dos complejos superpuestos (Alpujarride y Maláguide) cabalgantes sobre un conjunto de paleocoberteras mesozoico-paleógenas (Unidades Fron-

tales; Vera et al., 2004) (Fig. 1).

El metamorfismo del Alpujarride tiene edades comprendidas entre el Paleógeno y el Mioceno inferior (Vera et al., 2004 y referencias citadas).

Hacia la parte externa del arco se sitúa el cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC), formado por las unidades derivadas del Paleomargen Sudibérico (Subbético, con rocas sedimentarias triásico-paleógenas) y cabalgantes sobre éstas, las Unidades del Complejo de Flyschs (mayormente turbidíticas y con edades Cretácico-Mioceno inferior; Fig. 1). El CPC presenta un estilo de deformación típicamente *thin skinned* cuyo despegue basal se localiza en las formaciones evaporíticas del Triás, y el evento principal de deformación se sitúa en el Mioceno inferior y medio (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Expósito et al., 2012). Las direcciones de transporte tectónico en el CPC varían de SE-NW en las partes laterales del arco a E-W en las frontales (Balanyá et al., 2007). El contacto cabalgante original entre el CPC y las unidades del Dominio de Alborán se encuentra modificado por fallas extensionales (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Expósito et al., 2012) (Figs. 1 y 2C).

Geometría de la lámina cabalgante

La lámina cabalgante del Dominio de Alborán (en adelante LDA) se dispone, junto con las Unidades Frontales, sobre una delgada banda compuesta por materiales del Complejo (Cp.) de Flyschs (0-40 m) que, a su vez, se sitúa despegada por encima de la más reciente de las formaciones subbéticas (Cretácico Superior-Paleógeno). Con la salvedad de las omisiones locales provocadas por fallas normales, puede admitirse que en general la disposición corresponde a un gran relleno de bloque inferior.

En el área de estudio, la LDA se configura como una única lámina (Fig. 2C). Presenta algunos pliegues abiertos de dirección N-S que deforman al contacto peridotitas-Un. de Blanca (Sánchez-Gómez et al., 2002) (Fig. 1), pero no presenta cabalgamientos internos que pudieran adscribirse a la edad de su emplazamiento (Mioceno inferior-medio). Coincidiendo con la parte occidental, la estratificación (Cp. Maláguide) y la foliación y el bandeo metamórfico (Cp. Alpujarride) definen una rampa de bloque superior, ascendente hacia el W, que recorre la LDA desde la base de las peridotitas hasta el techo del Maláguide (8-10 km de espesor; Figs. 1 y 2C). El valor medio del ángulo de la rampa es de unos 35°. Las *cutoff lines* que pueden inferirse (contactos entre algunas forma-

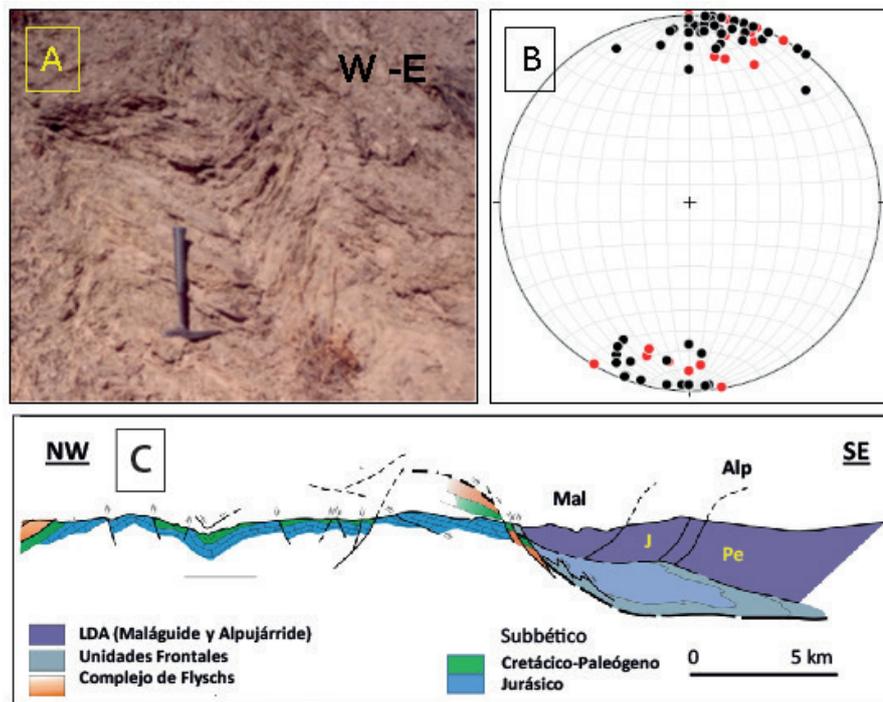


Fig. 2.- A) Pliegues vergentes al W en pizarras carboníferas del Maláguide. B) Estereograma de ejes de pliegues vergentes al W (puntos negros) y al E (puntos rojos). C) Corte geológico a través del CPC y de la rampa de techo de la LDA (Expósito et al., 2012; situación en Fig. 1).
 Fig. 2.- A) West vergent folds within Malaguide carboniferous slates. B) Stereoplot of fold axis of west vergent (black dots) and east vergent (red dots) folds. C) Cross section across the CPC and the hangingwall ramp of the LDA (Expósito et al., 2012; location in Fig. 1).

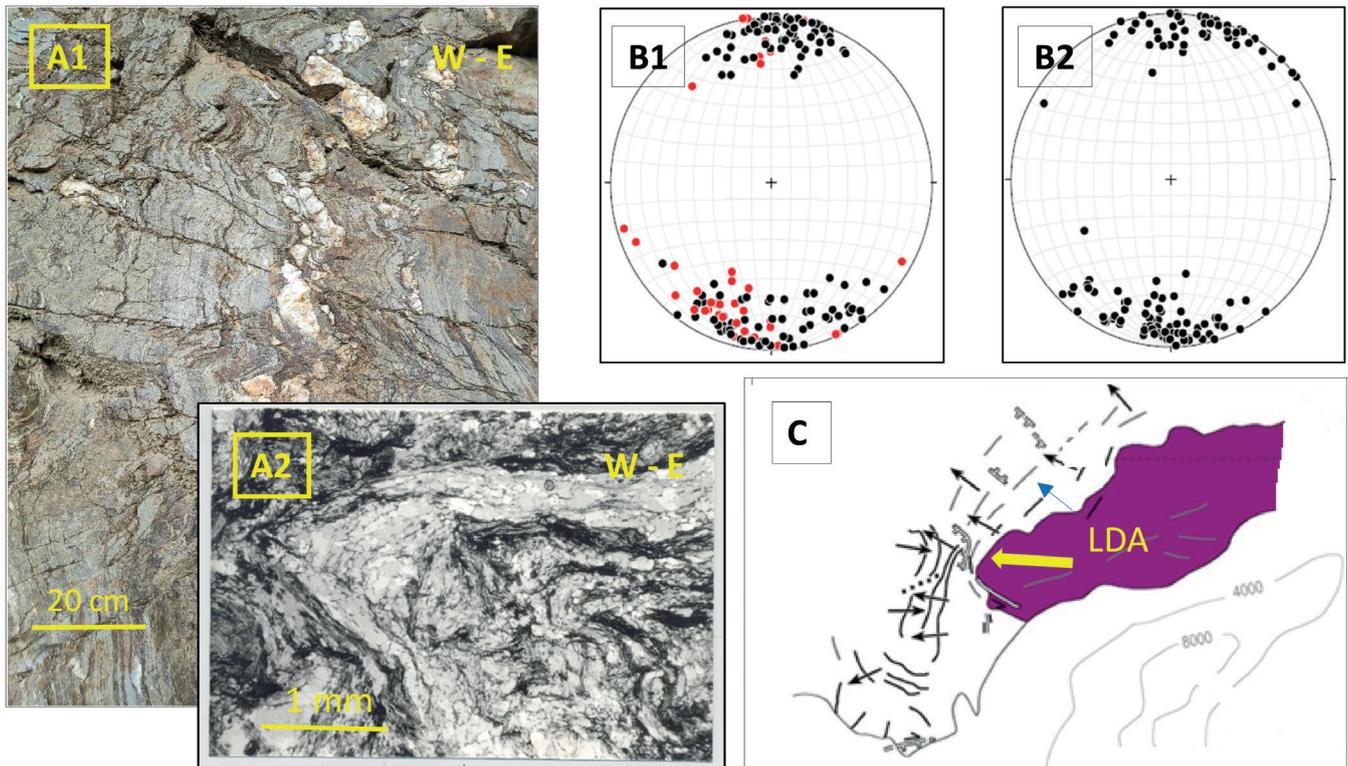


Fig. 3.- A) Pliegues de crenulación vergentes al W en gneises de la U. de Jubrique (A1) y detalle en lámina delgada (A2). B) Estereogramas de ejes de pliegues vergentes al W en la parte sur (B1) y norte (B2) del área estudiada: puntos negros, U. de Jubrique; puntos rojos, I. de Benarrabá. C) Direcciones de transporte de la LDA (amarillo) en la parte norte del Arco vs direcciones en las Unidades Frontales (azul) y en el CPC (negro).

Fig. 3.- A) West vergent crenulation folds in gneisses of the Jubrique Unit (A1) and close view in thin section (A2). B) Stereoplots of fold axes of west vergent folds in the southern (B1) and northern (B2) parts of the study area: black dots, Jubrique Unit; red dots, Benarrabá Imbrications. C) Transport directions of the LDA (yellow) in the northern part of the Arc vs transport directions in the Frontal Units (blue) and in the CPC (black).

ciones Maláguides y de la Un. de Jubrique) tienen una orientación N8°-25°E al norte de la Falla de Gaucín y N-S al sur de esta misma falla.

Estructuras sincrónicas con el emplazamiento de la LDA

Las estructuras que cabe relacionar directamente con el emplazamiento de la LDA son pliegues desarrollados tanto en el Maláguide como en el Alpujárride y localizados únicamente sobre la rampa de bloque superior.

Pliegues de vergencia Oeste y Este en el Cp. Maláguide

Los pliegues de vergencia W (Fig. 2A) son abiertos, métricos a hectométricos, y sus planos axiales fuerte o moderadamente inclinados hacia el E. Tienen dirección N0°-20°E (Fig. 2B). El perfil de los pliegues es próximo a isopaco y, salvo en algunos tramos pelíticos, no presentan foliación.

Los pliegues de vergencia E, de igual dirección que los anteriores (Fig. 2B), son

abiertos a cerrados, y escala métrica a decamétrica. Generalmente tienen morfologías angulares y asociados a pequeñas fallas inversas de igual vergencia. Los planos axiales buzaban fuertemente hacia el W.

Pliegues con igual orientación afectan a rocas del Oligoceno terminal de las Unidades Frontales adyacentes, por lo que cabe suponer una edad también miocena para estos pliegues desarrollados en el Maláguide.

Pliegues de crenulación en el Cp. Alpujárride

A lo largo de toda la secuencia de la U. de Jubrique cortada por la rampa de bloque superior se reconocen pliegues de crenulación cerrados (35°-80°), de vergencia W, que pliegan a la foliación principal (Fig. 3A) y al bandeado gneísico. También afectan a la foliación milonítica del contacto Peridotitas-Un. de Jubrique. Son pliegues de escala métrica a hectométrica de perfil isopaco o con poco engrosamiento de las charnelas,

que llegan a desarrollar un clivaje de crenulación. Los planos axiales son poco inclinados y en general buzantes hacia el Este. La orientación de las charnelas presenta máximos bien definidos entre N-S y N20°E, tanto en el norte (Balanyá *et al.*, 2021) como en el sur del área estudiada (Fig. 3B).

Discusión

En la sucesión alpujárride situada por encima de las peridotitas, los pliegues de crenulación vergentes al W deforman a la foliación principal y a milonitas datadas en ca. 22,5 Ma. (Frasca *et al.*, 2017). Por otra parte, su asociación específica con la rampa de bloque superior de la LDA sugiere que estos pliegues deben tener la misma edad que la formación de la rampa. Dado que la rampa se superpone a materiales Aquitanienses del Cp. de Flyschs y se encuentra afectada por fallas normales de edad Serravalliense a Mioceno Superior (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015), el cabalgamiento de la LDA puede con-

siderarse dentro del intervalo Mioceno inferior y medio. Como se ha adelantado previamente, los pliegues de dirección aproximadamente N-S del Maláguide son posteriores al Oligoceno terminal. Dado que también se circunscriben a la rampa y se encuentran desplazados por fallas de edad Mioceno superior (Balanyá *et al.*, 2007), su edad puede ser la misma.

De acuerdo con todo ello, los pliegues de dirección aproximada N-S de las unidades Maláguides y Alpujárrides, situados sobre la rampa frontal de bloque superior de la LDA, pueden ser considerados pliegues de acomodación frontales. Su origen estaría relacionado con la cizalla simple que afectaría al conjunto de la lámina cabalgante, tal como ha sido propuesto en casos semejantes en otras cadenas (Ramsay *et al.*, 1983). Estos pliegues modificarían la disposición de la estratificación y de la foliación al quedar ambas orientadas en el campo del acortamiento. La orientación y vergencia de estos pliegues (Figs. 2B y 3B) permite inferir una dirección de transporte hacia N280°E, acorde con la geometría de la rampa y las líneas de corte. Los pliegues de gran escala N-S que deforman al contacto peridotitas-U. de Blanca podrían tener la misma edad y dirección de acortamiento.

Integrando los resultados obtenidos en este trabajo con otros previos (Balanyá *et al.*, 2007) en una transecta W-E a través del CPC y de la LDA en la zona central del área, se obtendrían direcciones de transporte similares en todas sus unidades (ca. N270°-290°E; Fig. 3C). Sin embargo, estos mismos resultados señalan una diferencia significativa entre las direcciones de transporte tectónico obtenidas en la LDA y en las Unidades Frontales y el Subbético en el Norte del área estudiada (N305°-320°E; Balanyá *et al.*, 2021; Fig. 3C). Esto es consistente con modelos analógicos de arcos progresivos –como el de Gibraltar– que han reproducido un patrón de direcciones de transporte divergente en el CPC, simultáneo al movimiento de un *backstop* cuyas lí-

neas de flujo se mantienen esencialmente paralelas al plano de simetría del arco (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2020). En estos modelos las direcciones de transporte son paralelas en la parte apical del arco y oblicuas en las zonas laterales.

Además del desacoplamiento LDA-CPC indicado por las referidas variaciones en las direcciones de transporte tectónico, existen también evidencias de desacoplamiento dentro de las unidades cabalgadas por la LDA. Es el caso de las U. Frontales cuya estructura corresponde a un abanico imbricado en el frente W de la LDA y a un dúplex fuertemente deformado por debajo de ésta (Expósito *et al.*, 2012; Fig. 2C). Una situación comparable ha sido modelizada por Kukowsky *et al.* (2002) mediante un experimento en el que se producen duplexes basales por debajo de un *backstop* relativo (cohesivo, pero deformable), mientras que se generan abanicos imbricados en su frente.

Conclusiones

En el área estudiada, el conjunto Alpujárride/Maláguide tiene características de una LCC de gran escala (LDA), con poca deformación interna sincinemática con el emplazamiento. Presenta una rampa frontal en su terminación occidental.

Los pliegues de dirección aproximadamente N-S y vergencia mayoritaria hacia el W localizados en la rampa de techo se interpretan como pliegues de acomodación frontales, formados por cizalla simple a escala de toda la LDA. La dirección de transporte asociada es N280°E.

Las direcciones de transporte en el CPC y en la LDA son similares en una sección E-W situada en la parte central del área estudiada, pero difieren significativamente (>30°) en una transversal NW-SE.

Las variaciones en las direcciones de transporte entre la LDA y el CPC, y el cambio de estilo de la deformación en las Unidades Frontales, expresan un alto

grado de desacoplamiento entre la LDA y su bloque de muro.

Agradecimientos

Estudio financiado por los proyectos PGC-2018-100914-B-100 (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades) y UPO - 1259543. Los autores agradecen a J.M. Azañón y F. Alonso Chaves la revisión del texto.

Referencias

- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. and Luján, M. (2007). *Tectonics* 26, 1-19.
- Balanyá, J.C., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A., Díaz-Azpiroz, M., Sánchez-Gómez, M. y Crespo-Blanc, A. (2021). *Geotemas* 18, 34-37.
- Crespo-Blanc, A. and Campos, J. (2001). *Journal of Structural Geology* 23, 1615-1630.
- Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M. and Luján, M. (2012). *Tectonophysics* 576-577, 86-98.
- Frasca, G., Gueydan, F., Poujol M., Brun, J.P., Parat, F., Monié, P., Pichat A. and Mazier, S. (2017). *Terra Nova* 29, 117-126.
- Hatcher, R.D. and Hooper, R.J. (1992). En: *Thrust Tectonics* (K.R. McKlay, Ed.). Springer, Dordrecht, 217-231.
- Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. and Barcos, L. (2015). *Journal of Geodynamics* 92, 1-17.
- Jiménez-Bonilla, A., Crespo-Blanc A., Balanyá, J.C., Expósito, I. and Díaz-Azpiroz, M. (2020). *Frontiers in Earth Science* 8, 1-23.
- Kukowski, N., Lallemand, S.E., Malavieille, J., Gutscher, M.A. and Reston, T.J. (2002). *Marine Geology*, 186, 29-42.
- Ramsay, J.G., Casey, M. and Kligfield, R. (1983). *Geology* 11, 439-442.
- Sánchez-Gómez, M., Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. and Azañón, J.M. (2002). *Journal of Virtual Explorer* 8, 23-34.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 345-464.