

# Estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues en la Unidad de las Nieves (Dominio de Alborán, Béticas Occidentales)

*Fold-axis parallel stretching in the Nieves Unit (Alboran Domain, Western Betics)*

Juan Carlos Balanyá<sup>1</sup>, Inmaculada Expósito Ramos<sup>1</sup>, Alejandro Jiménez-Bonilla<sup>1,2</sup> y Manuel Díaz-Azpiroz<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Crtra. de Utrera km 1, 41013 Sevilla, España, [jcbalrou@upo.es](mailto:jcbalrou@upo.es), [iexpram@upo.es](mailto:iexpram@upo.es), [mdiaaz@upo.es](mailto:mdiaaz@upo.es)

<sup>2</sup> Tarba Energía S.L., Pza. Presidente Suárez 5, 1-12, Torremolinos, 29620 Málaga, España, [alex\\_jb16@hotmail.com](mailto:alex_jb16@hotmail.com)

## ABSTRACT

*Stretching parallel to the orogenic grain is a basic mechanism in the kinematics of orogenic arcs. In the present work, we analyze the case of the Frontal Units, located at the outermost internal zones of the Betic Chain, within the western part of the Gibraltar Arc. We focus specifically on the Nieves Unit, whose internal structure is a NW-vergent recumbent syncline. Our results indicate that parallel stretching develops pervasively, with different modes depending on the deformation conditions. In this regard, stretching is mainly accommodated by veins in the right-side-up limb of the major syncline, whereas it is accommodated by boudinage in the overturned limb. The kinematic features of the minor folds also indicate differences in the dominant folding mechanism, which seems to be flexural slip and/or flow in the right-side-up limb, and post-buckling flattening in the overturned limb. Strain localization in the SE of the unit points to the overturned limb shearing by overthrusting of the Alpujarride and Maláguide complexes upon the Nieves Unit. Moreover, parallel stretching could have been forced by the outward divergent thrusting directions around the western part of the Gibraltar Arc.*

**Key-words:** folds, kinematics, parallel stretching, Betics.

*Geogaceta*, 67 (2020), 7-10  
ISSN (versión impresa): 0213-683X  
ISSN (Internet): 2173-6545

## Introducción

El estiramiento paralelo a las directrices estructurales es una situación identificada en diferentes cinturones orogénicos, especialmente en aquellos de patrón arqueado. De hecho, es un mecanismo fundamental en la mayoría de los modelos cinemáticos de arcos orogénicos (Hindle y Burkhard, 1999), pese a no ser un rasgo bien caracterizado en el conjunto de los arcos naturales.

En la parte occidental del Arco de Gibraltar se han identificado estructuras de edad neógena y cuaternaria que han acomodado estiramiento paralelo a las directrices estructurales del cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC, Balanyá *et al.*, 2007, 2012; Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015, 2017). No se tiene, sin embargo, un inventario equivalente en las unidades

del Dominio de Alborán (Zonas Internas Béticas).

Este estudio se centra en las estructuras menores que hayan podido acomodar estiramiento paralelo a la dirección de la cadena en las unidades más externas del Dominio de Alborán (Unidades Frontales, Vera 2004). Concretamente analiza el caso de la Unidad de las Nieves, cuya litoestratigrafía y estructura general es bien conocida (Martín-Algarra, 1987). De acuerdo con ello, los objetivos del trabajo son: a) analizar en detalle la geometría y cinemática de los pliegues vergentes que caracterizan la estructura de la Unidad de las Nieves; b) identificar el cortejo de estructuras coetáneas que acomodan estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues; c) discutir los resultados a partir de su integración con datos regionales previos.

## RESUMEN

*El estiramiento paralelo a las directrices estructurales es un mecanismo fundamental en la cinemática de los arcos orogénicos. Se analiza el caso de las Unidades Frontales -parte más externa de las Zonas Internas- de la Cordillera Bética, en la parte occidental del Arco de Gibraltar. En la Unidad de las Nieves, cuya estructura es un sinclinal recumbente de vergencia NO, los resultados indican que el estiramiento paralelo se desarrolla en toda la unidad, con características diferentes según las condiciones de la deformación. Este es acomodado principalmente por venas en el flanco normal del pliegue mayor y por boudinage en el flanco inverso. Las características de los pliegues indican que el mecanismo de plegamiento dominante en el flanco normal es el deslizamiento y/o flujo flexural, y en el flanco inverso el aplastamiento de pliegues iniciados por buckling. La localización de la deformación en el SE de la unidad sugiere un mecanismo de overthrust shearing generado por el emplazamiento de los complejos Alpujarride y Maláguide. Por otra parte, el estiramiento paralelo vendría motivado por las direcciones divergentes de thrusting en la parte occidental del Arco de Gibraltar.*

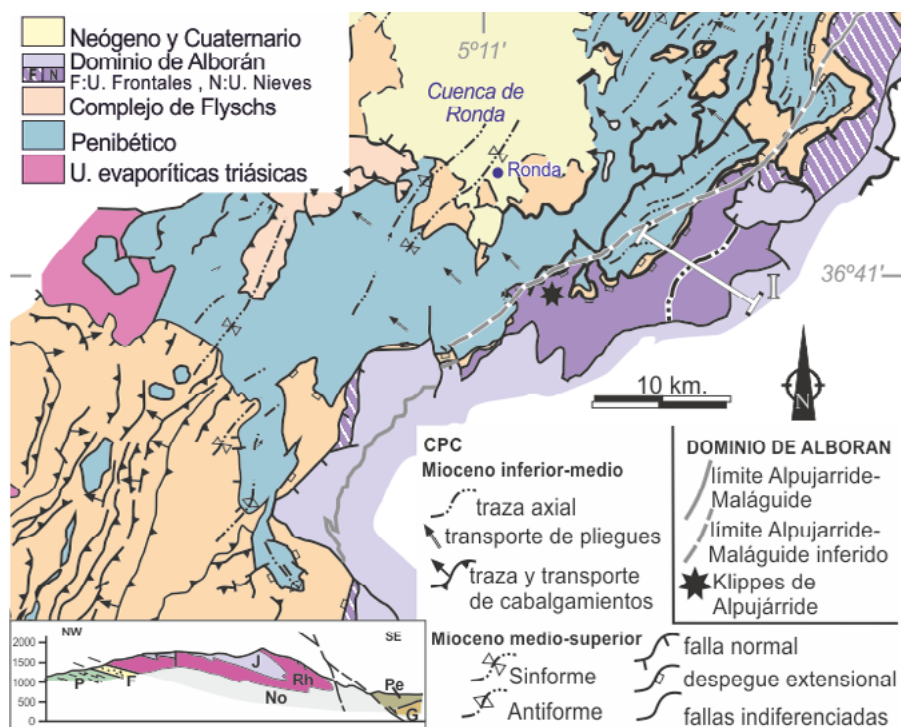
**Palabras clave:** pliegues, cinemática, estiramiento paralelo, Béticas.

Fecha de recepción: 28/06/2019  
Fecha de revisión: 17/10/2019  
Fecha de aceptación: 22/11/2019

## Contexto tectónico

Las Unidades Frontales se sitúan en la periferia del Dominio de Alborán, por debajo de los complejos tectono-metamórficos Alpujarride y Maláguide. La Unidad de las Nieves representa el *horse* delantero de una estructura que, aunque muy modificada por fallas extensionales, puede interpretarse como un dúplex (Expósito *et al.*, 2012). Por debajo de la U. de las Nieves y formando parte del CPC, se sitúan el Complejo de *Flyschs* y, bajo este, el Penibético, perteneciente al Paleomargen Sudibérico (Fig. 1).

La secuencia estratigráfica de la unidad comporta (Martín-Algarra, 1987): dolomías (Noriense; >1000m); calizas margosas y dolomías, con calizas masivas a techo (Rhetiense; 100 m); calizas con sílex (Jurásico Inferior; 100 m); calizas



**Fig. 1.- Contexto tectónico de las Unidades Frontales en las Béticas Occidentales (Expósito et al., 2012). Leyenda del corte geológico I: P, Penibético; F, C. de Flyschs; N, Rh, J, Noriense, Rhetiense y Jurásico de la U. de Nieves; Pe, G, peridotitas y gneises del Complejo Alpujarride.**  
 Fig. 1.- Geological context of the Frontal Units in Western Betics (Expósito et al., 2012). Legend of the geological cross section I: P, Penibético; F, Flyschs Complex; N, Rh, J, Norian, Rhaetian and Jurassic of the Nieves Unit; Pe and G, peridotites and gneisses of the Alpujarride Complex.

nodulosas, radiolaritas y margocalizas (Jurásico Medio a Berriasense; 5-30 m); margas y areniscas (Oligoceno; 0-10 m); brechas (Aquitaniense; 20 m).

Hacia el límite sur de la unidad estos tramos están metamorfizados con distinto grado, dando lugar a mármoles y calcoesquistos (Mazzoli y Martín-Algarra, 2011). La estructura interna de la unidad es la de un gran pliegue vergente de edad Mioceno inferior (Martín-Algarra 1987). Los límites tectónicos con las unidades vecinas (Penibético y C. de Flyschs al norte, y C. Alpujarride al sur) corresponden a fallas extensionales sobrepuestas a cabalgamientos previos (Balanyá et al., 2012; Expósito et al., 2012).

**Pliegues y estructuras asociadas**

La estructura general corresponde a la de un sinclinal recumbente de escala kilométrica, de dirección N35°E y vergencia NO (ver traza axial en Fig. 1). El ángulo entre flancos es de 20°-30°, y la superficie axial buza suavemente hacia el SE. En el flanco normal del sinclinal mayor los pliegues menores tienen dirección N30°-60°E (máximo en N40°E; Fig. 2D) y son pliegues abiertos (ángulo medio entre flancos de 63°; Fig. 2A),

con frecuencia subangulares. Las zonas de charnela presentan engrosamientos pequeños respecto a los flancos ( $ta/t0 = 0,7-1$ ). Los pliegues desarrollan una foliación de plano axial espaciada (0,5-2 cm), y moderadamente convergente hacia el intrados del pliegue, que da lugar a una lineación de intersección. Las charnelas son rectas y la lineación es regular y paralela a las mismas.

En la zona de charnela y flanco inverso los pliegues menores tienen una dirección similar, pero son más apretados (ángulo medio entre flancos: 39°), presentan un engrosamiento de charnela notable ( $ta/t0 < 0,5$ ) y una foliación subparalela a las superficies axiales bien desarrollada (Fig. 2B). En la secuencia jurásica, los microlitones formados por niveles de sílex generan estructuras lineares (rods) paralelas a los ejes de los pliegues.

En el flanco inverso, se desarrollan además zonas de cizalla frágil-dúctiles de espesor decimétrico, caracterizadas por estructuras S-C. El sentido de cizalla es hacia el NO.

**Estructuras de extensión paralela a los ejes de los pliegues**

Las estructuras menores que acomodan estiramiento paralelo a los ejes

de los pliegues son principalmente diaclasas de extensión, venas de calcita y boudines. Su distribución depende de la litología, del nivel estructural que ocupan dentro del pliegue mayor y de las condiciones de deformación, más dúctiles hacia el SE.

Las diaclasas de extensión se han observado en los niveles de calizas masivas y calizas con sílex del flanco normal. Habitualmente son subverticales, con espaciados centi- a decimétricos, y dirección predominante NO-SE. Aunque menos frecuentes, también se identifican diaclasas de cizalla, de componente normal, con igual dirección y buzamientos al SO y NE.

Las venas de calcita son las estructuras de extensión más frecuentes en las calizas con sílex y en las calizas masivas del flanco normal (Fig. 3A). Las de mayor desarrollo (> 20 cm) corresponden a venas de calcita espática subverticales y con orientaciones preferentes entre N120°E y N140°E (Fig. 3B). Se observa que las venas unas veces cortan a la foliación y otras están atravesadas por esta, por lo que es presumible que ambas estructuras se hayan formado durante el desarrollo de los pliegues. Cuando el crecimiento de la calcita en el interior de las venas es fibroso, las fibras se disponen paralelas a la lineación de intersección asociada a los pliegues (Fig. 2C). El estiramiento (S) medio medido paralelo a la lineación de intersección es de 1,08 (n=174). Puntualmente se reconocen además pequeñas zonas de cizalla extensionales, definidas por venas en escalón, de dirección similar a las venas de calcita subverticales.

En el flanco inverso el estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues es acomodado fundamentalmente por boudines, que pueden observarse en la mayor parte de los niveles de calizas recristalizadas (mármoles) con sílex. Pueden ser simétricos (la mayoría) o asimétricos. Entre los primeros se reconocen boudines con sección rectangular, con sección de barril y lenticulares (Fig. 3D, E). En todos los casos el eje de los boudines coincide aproximadamente con la dirección de buzamiento de la foliación (Fig. 3C), lo que sugiere que la dirección de extensión asociada a los boudines es subparalela a los ejes de los pliegues (NE-SO). El estiramiento (S) medio medido a partir de los perfiles de los boudines (Goscombe et al., 2004) es de 1,3 (n=12).

## Discusión

La morfología de los pliegues en las calizas con sílex del flanco normal (angulares o subangulares, de perfil próximo a isopaco), la distribución en abanico de la foliación y la identificación de estructuras como *saddle reefs*, *limb thrusts* y charnelas bulbosas sugieren que son pliegues de *buckling* generados por mecanismos de deslizamiento y/o flujo flexurales. Sin embargo, el desarrollo de foliación también en la charnela requiere de un mecanismo de deformación adicional: bien de un acortamiento paralelo a las capas previo a la amplificación del pliegue o bien de un aplastamiento tardío (Ramsay y Huber, 1987). En nuestro caso, muy parecido al descrito por Expósito *et al.* (2012) en los pliegues vergentes al NO de la parte más interna del Penibético, esto último parece lo más probable, dado que el ángulo entre flancos del 48% de los pliegues está por debajo del ángulo de bloqueo para plegamiento por deslizamiento flexural (ca. 60°).

Por el contrario, la morfología y estructuras asociadas de los pliegues de la zona de charnela y del flanco inverso son claramente indicativas de plegamiento pasivo: ángulo entre flancos muy bajo, desarrollo de una foliación muy penetrativa subparalela a las superficies axiales que afecta por igual a todo el pliegue y zonas de charnela muy engrosadas (Fig. 2B).

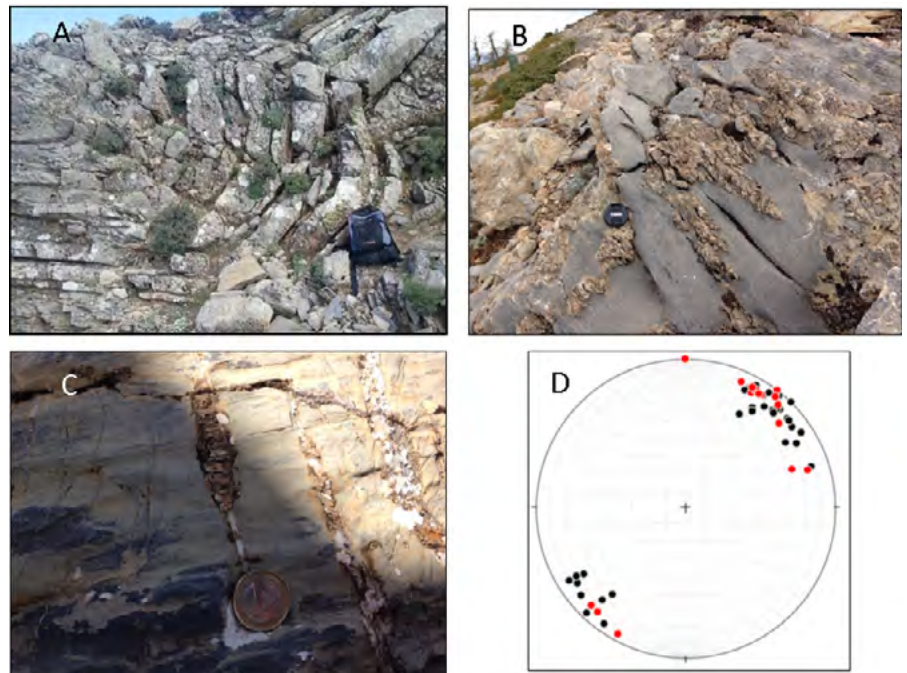
Tanto las variaciones de la deformación interna a la escala del pliegue mayor como las condiciones dúctil-frágiles de la deformación son comparables a las descritas en los Mantos Helvéticos de los Alpes. Tal como ha sido propuesto para estos (Ramsay *et al.*, 1983), es probable que los pliegues de la U. de las Nieves se hayan formado inicialmente por *buckling* y posteriormente hayan evolucionado en mayor o menor grado a pliegues pasivos. Este último estadio podría haberse desarrollado esencialmente por cizalla simple heterogénea, mucho más intensa en el flanco inverso y ligada a la superposición del conjunto Alpujárride-Málaga sobre la U. de las Nieves. Sin embargo, la identificación a lo largo de toda la estructura de evidencias de estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues (diaclasas de extensión, venas y ejes de boudines perpendiculares a las charnelas de los pliegues) indica que

la deformación no es plana y supone la existencia de un estiramiento significativo ( $S = 1,08-1,3$ ) en la dirección del eje intermedio del elipsoide de deformación finita.

De acuerdo con la información previa obtenida en unidades vecinas del cinturón de pliegues y cabalgamientos (Balayá *et al.*, 2007, 2012; Expósito *et al.*, 2012; Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015, 2017), cabe relacionar el origen de la extensión paralela con las direcciones

## Conclusiones

El análisis de los pliegues menores asociados a la estructura mayor (sinclinal recumbente de vergencia NO) de la U. de Nieves pone de manifiesto el notable incremento de la deformación hacia el límite sur de la unidad y la presencia ubicua de estructuras que acomodan estiramiento paralelo al eje de los pliegues.

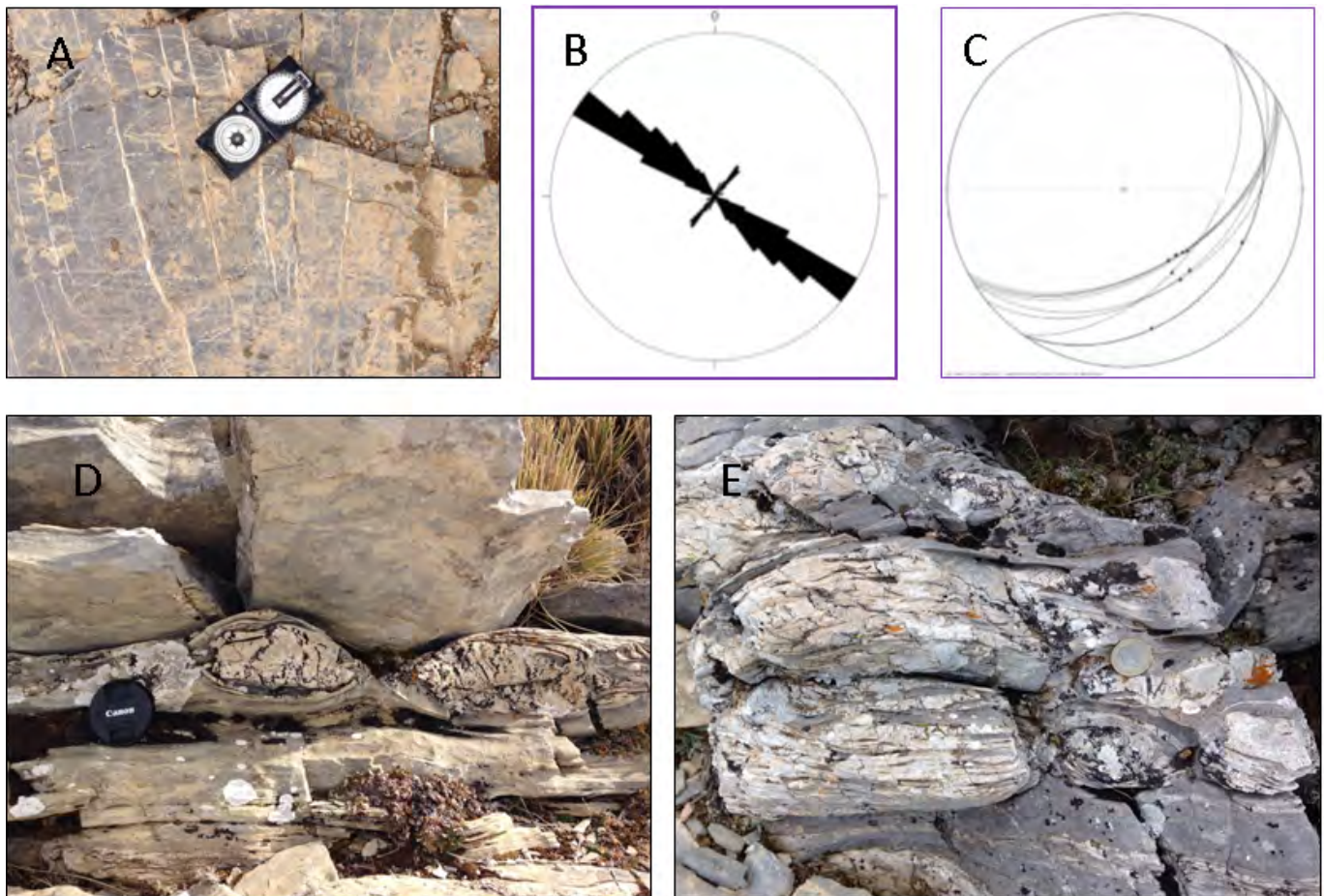


**Fig. 2.- A) Pliegue de flanco normal (calizas con sílex). B) Pliegue M dentro del flanco inverso mayor (calizas recrystalizadas con sílex). C) Venas de calcita (se aprecia el paralelismo entre la lineación de intersección y las fibras de calcita de las venas). D) Proyección equiareal de ejes de pliegues (puntos rojos; n=16) y lineaciones de intersección (puntos negros; n=31).**

*Fig. 2.- A) Fold within the the right-side-up limb (cherty limestones). B) M-fold within the overturned limb (recrystallized cherty limestones). C) Calcite veins and calcite fibers parallel to the intersection lineation. D) Equal-area projection of fold axis (red dots; n=16) and intersection lineation (black dots; n=31).*

de transporte tectónico divergentes hacia el antepaís, asociadas a estructuras de acortamiento en la parte occidental del Arco de Gibraltar. Esto produciría el alargamiento significativo de las líneas dispuestas paralelas a la cadena conforme avanzara la deformación progresiva. En efecto, entre la transversal de la U. de las Nieves y el sur del Estrecho, existe una variación de ca. 70° en la dirección de transporte tectónico (45° solo en la Fig. 1). En el caso de la U. de las Nieves, la deformación en condiciones dúctil-frágiles ocurriría en el Mioceno inferior (Martín Algarra, 1987), en parte simultánea al plegamiento y estiramiento paralelo registrados en el Penibético (Expósito *et al.*, 2012).

Los pliegues del flanco normal son abiertos y de morfología angular o subangular. Han sido generados por deslizamiento y/o flujo flexural, aunque se requiere un aplastamiento tardío para explicar algunas de sus características. En el flanco inverso los pliegues son apretados, presentan un engrosamiento importante de las charnelas y están intensamente foliados. Son pliegues pasivos generados por cizalla heterogénea sobre pliegues inicialmente debidos a *buckling*. El estiramiento paralelo se identifica en toda la unidad, estando acomodado principalmente por venas (flanco normal) y boudines (flanco inverso) perpendiculares a los



**Fig. 3.- A)** Venas de calcita subverticales en calizas con sílex del flanco normal (el Norte coincide con el lado largo de la brújula). **B)** Diagrama en rosa de venas de calcita subverticales (n= 337). **C)** Estereoplot de ejes de boudines y de las superficies envolventes de los mismos (n=10). **D)** Boudines con secciones de morfología lenticular. **E)** Boudines con secciones de morfologías en barril o rectangulares.

*Fig. 3.- A)* Calcite veins in cherty limestones (up-righth-side limb; North is parallel to the longest side of the compass). *B)* Rose diagram of subvertical calcite veins (n= 337). *C)* Stereoplot of the boudin axes and their envelope surfaces (n=10). *D)* Boudins with lensoidal sections. *E)* Boudins with barrel-shaped or rectangular sections.

ejes de los pliegues. El incremento de la deformación hacia el SE parece estar controlado por la superposición del conjunto Alpujárride-Maláguide sobre la U. de las Nieves, que habría inducido el *overthrust shearing* de parte de las Unidades Frontales. Por otra parte, el estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues parece guardar relación con las direcciones de transporte tectónico divergentes en toda la parte occidental del Arco de Gibraltar.

### Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CGL2017-89051-P (Plan Propio de Investigación de la Universidad Pablo de Olavide) y PGC-2018-100914-B-100 (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades). Los autores agradecen a los revisores Mario Sánchez Gómez y Txema

Tubía su contribución a la mejora del manuscrito.

### Referencias

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. y Luján, M. (2007). *Tectonics* 26, 1-19.

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Torcal, F., Pérez-Peña, V. y Booth-Rea, G. (2012). *Geologica Acta* 10, 249-263.

Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M. y Luján, M. (2012). *Tectonophysics* 576-577, 86-98.

Goscombe, B.H., Passchier, C. y Hand, M. (2004). *Journal of Structural Geology* 26, 739-763.

Hindle, D. y Burkhard, M. (1999). *Journal of Structural Geology* 21, 1089 – 1101.

Jiménez-Bonilla, A., Expósito I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. y Barcos L. (2015).

*Journal of Geodynamics* 92, 1-17.

Jiménez-Bonilla, A., Expósito I., Balanyá, J.C. y Díaz-Azpiroz, M. (2017). *Journal of Iberian Geology* 43, 497-518.

Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 1171 p.

Mazzolli, S. y Martín-Algarra, A. (2011). *Journal of the Geological Society* 168, 373-382.

Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology, 2: Folds and fractures*. Academic Press, London.

Ramsay, J.G., Casey, M. y Kligfield, R. (1983). *Geology* 11, 439-442.

Vera, J.A. (coordinador) (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 345-464.