

Dominios estructurales y reparto de la deformación en zonas transpresivas de corteza superior (Torcal de Antequera, Cadena Bética)

Structural domains and strain partitioning in upper crustal tanspressional zones (Torcal de Antequera, Betic Chain)

Leticia Barcos, Manuel Díaz Azpiroz, Juan Carlos Balanyá e Inmaculada Expósito

Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales. Universidad Pablo de Olavide, crtra. Utrera km 1, 41013 Sevilla.
ibarmur@upo.es, mdiaazp@upo.es, jcbalrou@upo.es, iexpram@upo.es

ABSTRACT

Transpressional zones usually develop in relation to oblique convergent plate boundaries. The strain within these zones is highly partitioned when they are located in the upper crust. The Torcal de Antequera Massif (MTA) is part of a roughly E-W oriented shear zone at the end of the Western Gibraltar Arc (Betic Cordillera). Strain partitioning pattern within the MTA is evidenced by domains showing distinct discrete structures (folds and normal, reverse and strike-slip faults). Domains located at the margins of the MTA mainly accommodated simple shear nearly parallel to the strike of the deformation zone, accompanied by coaxial orthogonal shortening. In contrast, the Central Domain accommodated coaxial strain (shortening orthogonal to the deformation zone compensated by dip-parallel extrusion) with some amounts of simple shear parallel to both the strike and the dip direction of the deformation zone. Such strain partitioning scheme is consistent with a dextral transpression zone generated as a result of a NW-SE trending far-field displacement vector.

Key-words: Oblique convergence, strain partitioning, triclinic transpression, upper crustal tectonics.

RESUMEN

El desarrollo de zonas transpresivas normalmente está relacionado con límites de placas de convergencia oblicua. La deformación dentro de estas zonas presenta un alto grado de reparto cuando se localizan en la corteza superior. El Macizo del Torcal de Antequera (MTA) forma parte de una zona de cizalla con una orientación aproximada E-W localizada al final del Arco de Gibraltar Occidental (Cordillera Bética). El patrón de reparto de la deformación dentro del MTA se resuelve en dominios que desarrollan distintas estructuras discretas (pliegues y fallas normales, inversas y de salto en dirección). Los dominios localizados en los límites del MTA acomodan principalmente una deformación por cizalla simple subparalela a la dirección de la zona deformada, acompañada por un acortamiento coaxial ortogonal a la misma. Por el contrario, el Dominio Central acomoda fundamentalmente una deformación coaxial (acortamiento ortogonal a la zona de deformación compensado por una extrusión paralela al buzamiento), acompañada de una deformación por cizalla simple con componentes paralelos tanto a la dirección como al buzamiento de la zona de deformación. Tal esquema de reparto de la deformación es coherente con una zona transpresiva dextra generada como resultado de la actividad de un vector de velocidades entre bloques indeformados de orientación NW-SE.

Palabras clave: Convergencia oblicua, reparto de la deformación, transpresión triclinica, tectónica de corteza superior.

Geogaceta, 50-1 (2011), 31-34.
ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 11 de Febrero de 2011
Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011
Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

La cinemática de placas implica que, generalmente, los límites convergentes presentan un grado variable de oblicuidad, lo que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla transpresivas (Jiang *et al.*, 2001). Éstas presentan un componente de deformación por cizalla simple paralelo a los límites de la zona y un componente de deformación coaxial perpendicular a la misma (e.g., Jiang y Williams, 1998). El estudio de este tipo de zonas de cizalla ha aumentado notablemente en los últimos años, tanto en el desarrollo de modelos como en el estudio de casos naturales (e.g., Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009). El ca-

rácter esencialmente cinemático de los modelos propuestos ha provocado que los casos analizados se centren en zonas de cizalla dúctiles, siendo muy escasos los de zonas transpresivas desarrolladas en la corteza superior, en las que es habitual que se produzca un alto grado de reparto de la deformación. En estos casos, se generan conjuntamente estructuras discretas de características distintas y con un grado de desarrollo variable, que se distribuyen en dominios espaciales heterogéneos, cada uno de los cuales acumula una parte de la deformación impuesta (e.g., Jones *et al.*, 2004). Pese a la dificultad que entraña estudiar zonas con tan alto reparto de la deformación, un buen conocimiento de

la cinemática que opera en ellas permite entender mejor los procesos que se dan en límites activos de convergencia oblicua.

En este trabajo se presentan nuevos datos estructurales de un sector interno de las Béticas, localizado en un contexto de convergencia oblicua (Balanyá *et al.*, 2007) y cuyo patrón de reparto de la deformación sugiere una cinemática transpresiva. (Díaz Azpiroz *et al.*, 2009).

Marco geológico y tectónico

La rama norte del Arco de Gibraltar resulta de la colisión miocena de un terreno compuesto de naturaleza continental (Do-

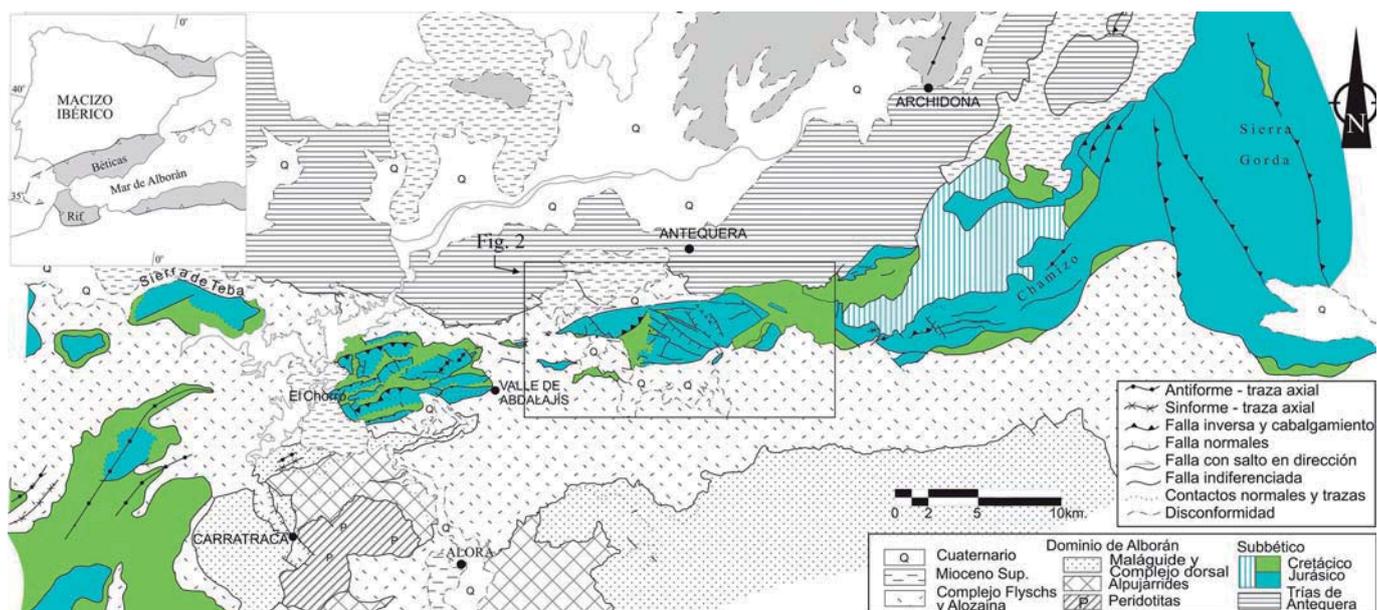


Fig. 1.- Mapa estructural de la zona de cizalla del Torcal y su localización en un marco tectónico regional.

Fig. 1.- Structural map of the El Torcal shear zone and its location within the regional tectonic setting.

minio de Alborán) sobre unidades del Paleomargen Sudibérico (Prebético y Subbético, principalmente).

En la región de Antequera (Fig. 1) se localiza una banda de deformación frágil-dúctil de unos 60 km de longitud, aproximadamente E-W, que abarca desde la Sierra de Teba hasta la Sierra del Chamizo, y que coincide con una zona de inflexión generalizada de las directrices estructurales. Definimos aquí esta zona como zona de cizalla del Torcal. Esta zona de cizalla limita al sur con el Dominio de Alborán y afecta a los macizos carbonáticos del Subbético. Este trabajo estudia el Macizo del Torcal de Antequera (MTA), situado en la parte central de la zona de cizalla del Torcal (Fig. 1).

La secuencia estratigráfica del MTA es la típica del Subbético Interno (Martín Algarra, 1987). Las formaciones jurásicas son: (1) Fm. Dolomías del Jarastepar (Lías); (2) Fm. Endrinal (Dogger-Malm): calizas oolíticas; (3) Fm. Torcal (Malm): calizas nodulosas a muro y oolíticas a techo. Las formaciones del Cretácico-Paleógeno son: (1) Fm. Capas Blancas (Cretácico Inf.), mal representada; (2) Fm. Capas Rojas (Cretácico Sup. – Paleógeno): margo-calizas.

Estructura del MTA

El MTA muestra estructuras de geometría y cinemática variadas que se distribuyen en el espacio de forma heterogénea, definiendo tres dominios principales: Dominio Norte, Dominio Sur y Dominio Central (Fig.

2). Las fallas estudiadas muestran caracteres muy similares, independientemente del dominio en el que aparezcan: (1) suelen desarrollar zonas de falla de entre 2 y 20 m de espesor; (2) cuando afectan a calizas, generan planos de falla discretos de espaciado decimétrico; (3) cuando afectan a margo-calizas (Fm. Capas Rojas) desarrollan estructuras S-C de espaciado centimétrico; (4) sobre los planos de desplazamiento se observan estrías y/o fibras de calcita; y (5) los criterios cinemáticos observados han sido: crecimientos solapados de fibras de calcita, asimetría de las estructuras S-C y desplazamiento relativo de las unidades estratigráficas.

Dominio Norte

El Dominio Norte es una zona de cizalla frágil-dúctil, de unos 400 m de ancho y 12 km de largo, cuya orientación aproximada es ENE-WSW.

El límite norte de este dominio es una falla de orientación aproximada N060-080E, aunque en el extremo más oriental presenta una dirección WNW-ESE, y que buza fuertemente (50-80°) hacia el N. Las estrías y fibras (Fig. 2A) muestran ángulos de cabeceo bajos al E y al W.

El contacto con el Dominio Central es una zona de falla de orientación aproximada E-W con buzamientos fuertes tanto al N como al S.

Los criterios cinemáticos observados, junto a la orientación de estrías y fibras, sugieren un desplazamiento principal en di-

rección dextro. No obstante, el desplazamiento relativo de las unidades estratigráficas y la presencia de estructuras de tipo "flor" (Fig. 2A) indican que el Dominio Norte se encuentra levantado respecto a unidades colindantes tanto al sur como al norte. Todo ello es compatible con una cinemática transpresiva dextra

Dominio Sur

El límite sur del MTA (Dominio Sur) es una zona de falla de 2 km de largo y unos 50 m de ancho, que pone en contacto la Fm. Torcal con la Fm. Capas Rojas, y cuya orientación media es N093°E/74°N (Fig. 2B). Las fibras de calcita presentan ángulos de cabeceo pequeños, tanto hacia el E como hacia el W. Los criterios cinemáticos indican un sentido de movimiento dextro, acompañado por un levantamiento del MTA.

Dominio Central

El Dominio Central ocupa la mayor parte del MTA (Fig. 2) y en él se distinguen estructuras de acortamiento y de extensión, pero no de salto en dirección.

La estructura general del MTA responde a una sucesión de pliegues abiertos de escala kilométrica, de orientación aproximada NE-SW y vergencia hacia el SE, que no desarrollan deformación interna apreciable. Los ejes presentan ángulos de inmersión pequeños tanto hacia el NE como hacia el SW (Fig. 2C). Asociadas a flancos subverticales o invertidos de dichos pliegues, suelen desarrollarse zo-

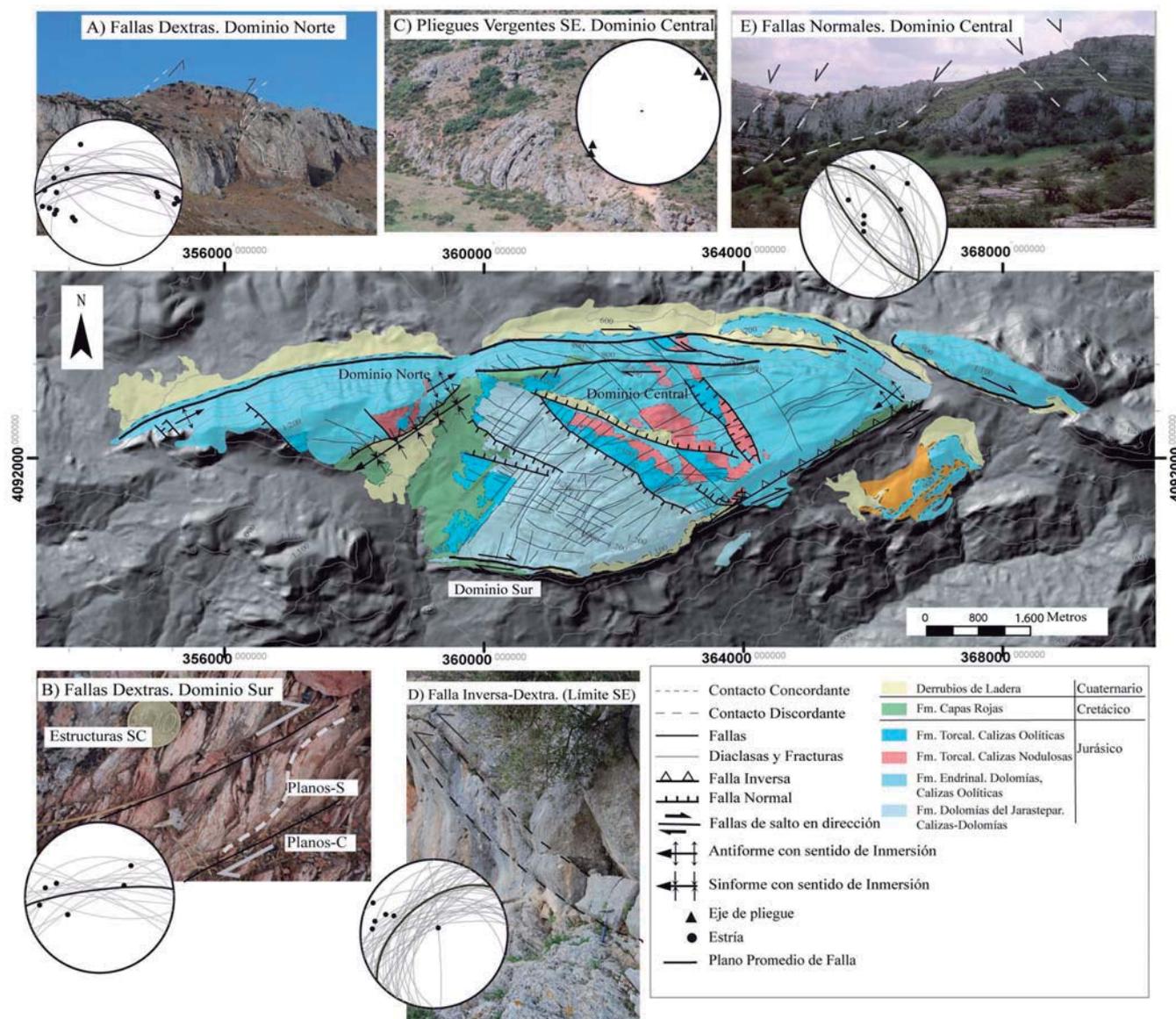


Fig. 2.- Mapa estructural del MTA (incorpora datos de IGME, 1991), en el que se muestran fotografías y diagramas de proyección equiareal (hemisferio inferior) de planos de fallas, estrías y ejes, correspondientes a algunas estructuras características: (A) fallas de salto en dirección dextró; (B) estructuras S-C asociadas a fallas de salto en dirección; (C) pliegues vergentes al SE; (D) fallas inversas y (E) fallas normales.

Fig. 2.- Structural map of the MTA (with data from IGME, 1991) showing photographs and equal area, lower hemisphere plots of fault planes, slickenlines and axes of some characteristic structures: (A) dextral strike-slip faults; (B) S-C structures related to strike-slip faults; (C) SE-vergent folds; (D) reverse faults and (E) normal faults.

nas de falla inversas, cuya orientación y vergencia son similares a las de los pliegues a los que se asocian (Fig. 2D). En relación con el plano principal, suelen desarrollarse bandas de brechas cementadas y cataclasitas de 2-3 m de espesor, en las que el tamaño de grano disminuye hacia el plano de falla. La orientación promedio de estrías y fibras es 22/296. Esto, junto a los criterios cinemáticos encontrados, indican que el régimen cinemático de estas fallas es inverso - dextró. El salto vertical que generan las dos fallas principales del sistema es, aproximadamente, de 300-700 m. Es destacable que una de ellas constituye el límite SE del MTA. Su orientación media es N050°E/54°NW.

El Dominio Central se encuentra atravesado por un juego principal de fallas normales de gran recorrido, de orientación NW-SE y buzamientos hacia el NE y el SW (Fig. 2E), y otro muy subordinado de diaclasas y fracturas con orientaciones NE-SW. Todas ellas dan lugar a una intensa fracturación del macizo. Las fallas normales de orientación NW-SE aparecen como estructuras discretas distribuidas de forma heterogénea y separadas por metros o decenas de metros. Esporádicamente, pueden desarrollar zonas deformadas de espesor decimétrico con presencia de estructuras de tipo S-C. Con frecuencia presentan una geometría lítrica que da lugar al basculamiento de

los niveles desplazados, y que implica la coalescencia de varios planos en profundidad (Fig. 2E). Las estrías y fibras observadas suelen presentar un ángulo de cabeceo alto y los criterios cinemáticos indican un desplazamiento en buzamiento normal. El salto vertical producido por estas fallas es métrico a decamétrico.

Interpretación cinemática

Para interpretar correctamente la cinemática del MTA es necesario establecer restricciones respecto a la edad relativa de las estructuras, y comprobar si éstas se deben a uno o varios episodios de deformación. Las

observaciones que se han hecho en este sentido son: (1) La Fm. Capas Rojas está afectada por pliegues con orientación media $NO39^{\circ}E$ y vergencia NW, que han sido dados como Mioceno inferior-medio en otras zonas del Subbético (Balanyá *et al.*, 2007). La interferencia de estos pliegues con los pliegues vergentes al SE del Dominio Central y con la zona de cizalla transpresiva del Dominio Norte indica que ambas estructuras son posteriores. (2) Se han encontrado fallas normales y pliegues similares a los descritos en el Dominio Central afectando a rocas del Mioceno superior que afloran en zonas cercanas al MTA. (3) El relieve que se observa en relación con las fallas refleja de manera bastante fiel el desplazamiento que se ha deducido para las mismas (Fig. 2A, E), sugiriendo que los procesos erosivos no han tenido tiempo suficiente para nivelar el relieve. De todo ello se infiere que las estructuras descritas tienen una edad similar (Mioceno superior o más reciente) y pueden, por tanto, atribuirse a un único episodio de deformación.

Una situación habitual en zonas de cizalla, especialmente en niveles superficiales de la corteza, es que la deformación general impuesta se reparta, a distintas escalas, en estructuras y/o dominios localizados con características cinemáticas contrastadas (e.g., Jones *et al.*, 2004). El reparto de la deformación en el MTA se traduce en el desarrollo de una variedad considerable de estructuras (fallas normales, inversas y de salto en dirección; diaclasas y pliegues), distribuidas de forma heterogénea en el macizo, definiendo dominios de escala cartográfica. Cada uno de estos dominios acomodaría una parte de la deformación total impuesta sobre la zona de cizalla. Por ello, para estimar la cinemática general del MTA es necesario valorar la contribución relativa de cada uno de estos dominios (e.g., Fossen y Tikoff, 1998).

La presencia de pliegues y fallas inversas sugiere que el Dominio Central acomoda, principalmente, una deformación coaxial consistente en un acortamiento en dirección NW-SE con extrusión en la dirección de buzamiento (e.g., Fossen y Tikoff, 1998) y extensión en dirección NE-SW, acomodada por fallas normales. También se pueden deducir dos componentes secundarios de cizalla simple: uno subparalelo a la dirección de la zona, responsable de la orientación de las estructuras de acortamiento; y otro en buzamiento, responsable de la vergencia SE de dichas estructuras (Fig. 3, véase también Jones *et al.*, 2004).

Por el contrario, los dominios que constituyen los límites del MTA (D. Norte y Sur) han acomodado, esencialmente, una deformación por cizalla simple subparalela a la dirección de los dominios, de sentido dextro, según se deduce de la cinemática de las fallas de salto en dirección. La presencia de estructuras típicamente transpresivas así como la extrusión que han sufrido estos dos dominios respecto a áreas colindantes, sugiere que también se produjo un cierto componente coaxial ortogonal a los límites (Fig. 3).

De acuerdo con lo expuesto, el MTA presenta dominios que han acomodado, en proporción variable, componentes de deformación coaxial y de deformación por cizalla simple paralela a los bordes de la zona deformada. A su vez, el componente de cizalla simple se ha repartido entre sendas componentes paralela y ortogonal a la dirección, lo que sugiere una posición intermedia oblicua. Esta situación es característica de zonas de cizalla transpresivas de simetría triclinica (e.g., Jiang y Williams, 1998; Jones *et al.*, 2004), y se puede reproducir aplicando un vector de desplazamiento (\vec{F}_d , *far-field displacement vector*, Jones *et al.*, 2004.) convergente y oblicuo a la dirección de una zona de cizalla inclinada (Fig. 3). La orientación de las estructuras de acortamiento respecto a los límites del MTA, y la cinemática de las fallas de salto en dirección indican que el componente lateral de la transpresión del MTA fue dextro.

Resultados preliminares de la aplicación de modelos matemáticos de transpresión al MTA (Díaz Azpiroz *et al.*, 2009) sugieren que el vector de desplazamiento que mejor reproduciría la cinemática deducida para el MTA sería aproximadamente NW-SE.

Conclusiones.

La estructura del MTA se explica por una transpresión triclinica dextra activa durante el Mioceno superior - actual, resultante de la aplicación de un vector de desplazamiento de orientación aproximada NW-SE sobre una zona de cizalla orientada E-W y de buzamiento fuerte hacia el N. La deformación impuesta se repartió de forma heterogénea en dominios que acomodaron distintos componentes del flujo. Los dominios situados en las zonas exteriores (Norte y Sur) son bandas estrechas que acomodaron la mayor parte de la deformación por cizalla simple paralela a la dirección del MTA y una componente menor coaxial. Por su parte, el Dominio Central, que ocupa la mayor parte del macizo, aco-

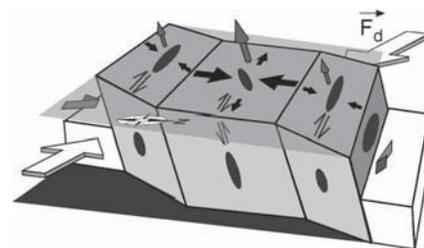


Fig. 3.- Modelo conceptual de la cinemática del MTA mostrando el reparto del flujo transpresivo en dominios estructurales. CSD: Dominio de cizalla simple en dirección. DC: Dominio de deformación coaxial.

Fig. 3.- Conceptual model for MTA kinematics showing partitioning of transpressive flow into structural domains. CSD: domain of strike-slip simple shear. CD: domain of coaxial strain.

modó una componente coaxial de acortamiento NW-SE, acompañada de cizalla simple paralela a la dirección y al buzamiento.

Cabe suponer que este tipo de patrones de reparto de la deformación sea común en zonas de cizalla de la corteza superior asociadas a límites de convergencia oblicua.

Agradecimientos

El trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2009-11384, RNM 215, RNM3713 y CONSOLIDER INGENIO 2010-CSD2006-00041. Los autores agradecen la labor realizada por los revisores, A. Azor y J.L. Simón, por la atenta revisión del manuscrito.

Referencias

- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz Azpiroz, M., Expósito, I. y Luján, M. (2007). *Tectonics*, 26.
- Díaz-Azpiroz, M., Balanya, J.C., Expósito, I., Fernández, C., Crespo-Blanc, A. y Torcal, F. (2009). En: *17th DRT meeting*, Abstract Volume, 48.
- Fernández, C. y Díaz Azpiroz, M. (2009). *Journal of Structural Geology*, 31, 1255-1269.
- Fossen, H. y Tikoff, B. (1998). En: *Continental Transpression and Transtension Tectonics* (R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, y J.F. Dewey, Eds.), Geol. Soc., London, Spec. Publ. 135, 15-33.
- Cano Medina, F. (1991). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1038 (Ardales)*. IGME.
- Jiang, D. y Williams, P.F. (1998). *Journal of Structural Geology*, 20, 1105-1120.
- Jiang, D., Lin, S. y Williams, P.F. (2001). *Journal of Structural Geology*, 23, 991-1005.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K. y Tavarnelli, E. (2004). *Journal of Structural Geology*, 26, 1190-1204.
- 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.