

El Complejo Alpujárride de La Axarquía: Zonas de cizalla dúctiles a escala cortical y pliegues recumbentes asociados

The Alpujárride Complex in La Axarquía, Málaga province: Crustal-scale ductile shear zones and associated recumbent folds

Francisco M. Alonso Chaves¹ y Miguel Orozco²

¹ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus "El Carmen", 21007-Huelva, España. alonso@uhu.es

² Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Campus Fuentenueva, 18071-Granada, España. orozco@ugr.es

ABSTRACT

Within Alpujarride units cropping out in La Axarquía region, recumbent folds with different orientations are observed. In some units, as in the Tejada and Benthomiz ones, kilometer-size overturned limbs belonging to individual regional antiforms, are described. The axial surfaces of these folds are now folded as a result of the superposition of deformation that occurred during the late Miocene. Simultaneously to recumbent folding (F_3) ductile shear zones, as observed in the core of the Benthomiz Unit antiform which crops out in the Torrox area, formed. A top-to-the E-NE transport direction for the hanging wall of the ductile extensional detachments, can be proposed.

Key-words: Recumbent folds, ductile shear zones, extensional collapse, Alpujarride Complex, La Axarquía.

RESUMEN

En las Unidades Alpujárrides que afloran en La Axarquía se observan pliegues recumbentes con distintas orientaciones. En algunas unidades, como en las de Tejada y Benthomiz, se describen flancos inversos kilométricos en relación con sendos antiformes regionales cuyas superficies axiales están actualmente plegadas al haber sido deformados durante el Mioceno superior. De manera simultánea al plegamiento recumbente (F_3) se forman zonas de cizalla dúctil como las observadas en el núcleo del antiforme de la Unidad de Benthomiz —que aflora en la zona de Torrox—. Es posible proponer una dirección de transporte tectónico para el bloque de techo de los despegues extensionales dúctiles (D_3) hacia el E-NE.

Palabras clave: Pliegues recumbentes, zonas de cizalla dúctil, colapso extensional, Complejo Alpujárride, La Axarquía.

Geogaceta, 52 (2012), 5-8.
ISSN 2173-6545

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2012

Fecha de revisión: 26 de abril de 2012

Fecha de aceptación: 25 de mayo de 2012

Introducción

El colapso extensional de un orógeno y la exhumación tectónica de zócalos metamórficos que estuvieron sometidos a condiciones de alta presión y temperatura ha sido explicada a partir del incremento de la energía potencial gravitatoria durante una colisión continental (Platt y Vissers, 1989). En este sentido, algunos complejos metamórficos del Dominio de Alborán, como el Complejo Alpujárride han experimentado condiciones de alta presión durante la orogenia alpina y una rápida descompresión subsiguiente durante la cual se han formado la mayor parte de las estructuras tectónicas que se observan (Tubía y Gil-Ibarguchi, 1991; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, Orozco y Alonso-Chaves, 2002). Algunas de esas estructuras son zonas de cizalla dúctil a escala cortical y pliegues en vaina a escala kilométrica (Balanyá *et al.*, 1997, Orozco y Alonso-Chaves, 2012). Los cizallamientos exten-

sionales tienen lugar según diferentes direcciones de extensión en el Dominio de Alborán, llegando a ser subperpendiculares, por ejemplo: E-O en la parte occidental de la cordillera y con sentido de transporte tectónico para el bloque de techo hacia el Este y NNO-SSE en la transversal de las sierras de Lújar y Gádor, siendo el desplazamiento del bloque de techo hacia el norte. En esas mismas zonas han sido descritos pliegues recumbentes con flancos inversos de escala kilométrica (Orozco *et al.*, 1998 y 2004).

En este trabajo se presentan diversos datos estructurales referidos a la estructura interna de las unidades alpujárrides. De manera particular, en la Unidad de Benthomiz (Alonso-Chaves *et al.*, 1993) se describe un pliegue recumbente (antiforme) afectado por pliegues posteriores, los llamados pliegues de gran radio (formados durante el Mioceno superior). Para la reconstrucción de la estructura interna de las unidades alpujárrides en la comarca malagueña de La

Axarquía se han tenido en cuenta las estructuras menores que se observan, tales como: foliaciones tectónicas (S_2 y S_3), ejes de pliegues, lineaciones de estiramiento, diaclasas. Se sugiere la formación de zonas de cizalla dúctiles a gran escala, que implican una extensión E-O y desplazamiento del bloque de techo hacia el Este, junto con la formación de pliegues con flancos inversos kilométricos — como el que se describe en la Unidad de Benthomiz—.

Unidades alpujárrides: Secuencias litoestratigráficas y metamorfismo

Las unidades alpujárrides que afloran en el área estudiada son denominadas, siguiendo un orden tectónico ascendente (Fig. 1): a) La Herradura, b) Tejada, c) Venta de Palma, d) Benthomiz, e) Alcaicería y f) Benamocarra. Los límites actuales entre las unidades son fallas extensionales de bajo án-

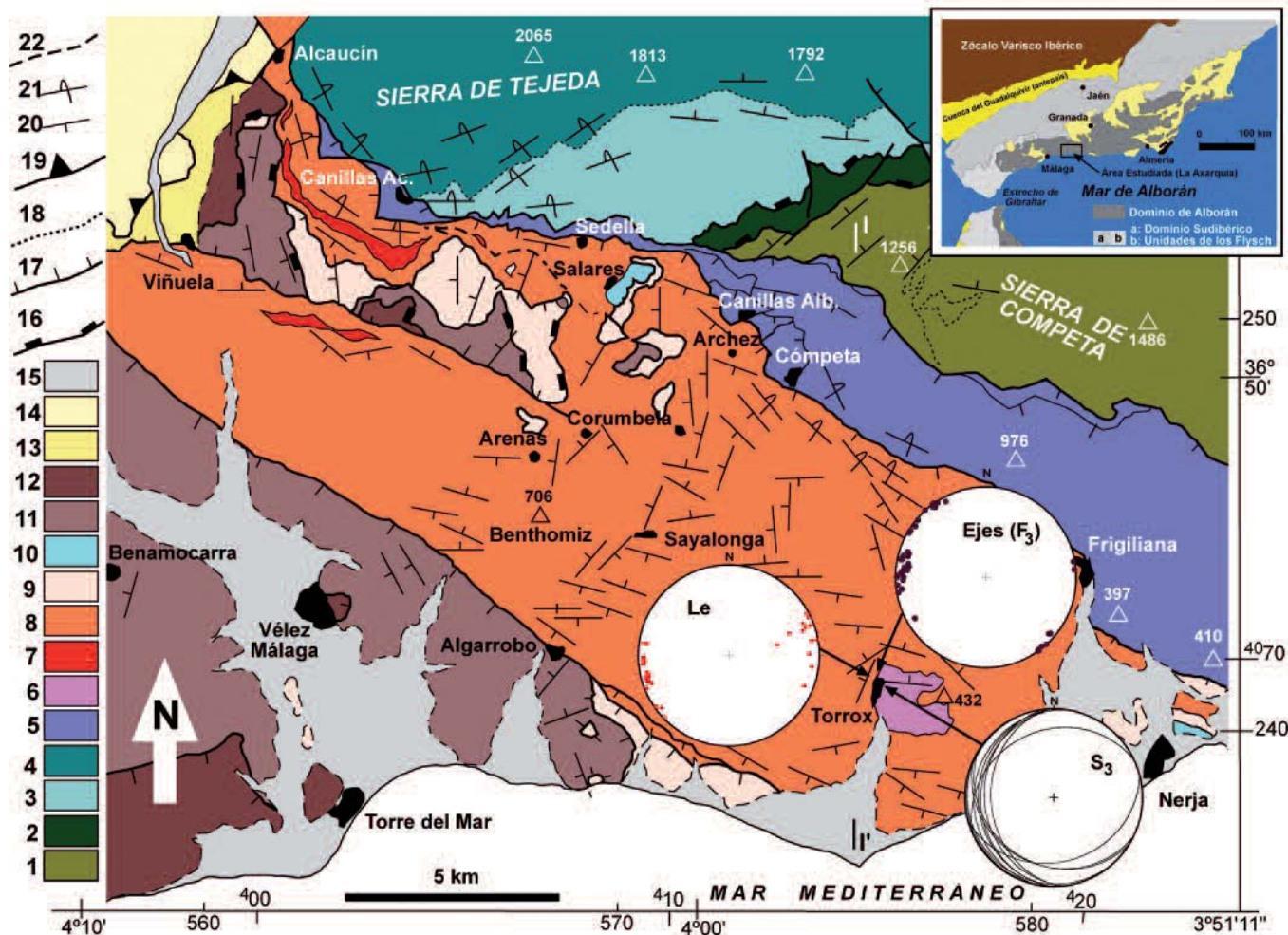


Fig. 1.- Mapa geológico de La Axarquía. 1: U. La Herradura; 2, 3 y 4: Esquistos grafitosos, esquistos grises y mármoles (U. Tejeda); 5: Esquistos grafitosos y mármoles (U. Venta de Palma); 6, 7 y 8: Gneises, migmatitas y esquistos grafitosos (U. Benthomiz); 9 y 10: Esquistos grises y mármoles (U. Alcaicería); 11: Esquistos grafitosos (U. Benamocarra); 12: Complejo Maláguide; 13: Formación La Viñuela; 14: Complejo de Alozaina; 15: Sedimentos recientes (Plio-Cuaternario); 16: Fallas extensionales activas durante el Tortoniano inferior o previamente; 17: Fallas extensionales post-Mioceno superior; 18: Contacto litológico intraunidades; 19: Cabalgamiento; 20: Flanco normal (orientación de S_2); 21: Flanco inverso (orientación de S_2); 22: Discordancia.

Fig. 1.- Geological map of La Axarquía. 1: La Herradura unit; 2, 3 and 4: Graphitic schists, gray schists and marbles (Tejeda u.); 5: Schists and marbles (Venta de Palma u.); 6, 7 and 8: Gneisses, migmatites and graphitic schists (Benthomiz u.); 9 and 10: Gray schists and marbles (Alcaicería u.); 11: Graphitic schists (Benamocarra u.); 12: Maláguide Complex; 13: La Viñuela Formation; 14: Alozaina Complex; 15: Recent sediments (Plio-Quaternary); 16: Extensional fault active during the lower Tortonian or previously; 17: Post-late Miocene extensional faults; 18: Lithologic boundary; 19: Thrust; 20: Normal limb (orientation of S_2); 21: Overturned limb (orientation of S_2); 22: Unconformity.

gulo que fueron activas durante el Neógeno y posteriormente, durante el Plio-Cuaternario. En la región ha sido descrito el Sistema Extensional de la Axarquía (Alonso-Chaves y Orozco, 1998). La dirección de extensión de dicho sistema es NE-SO. En el bloque de muro del citado sistema se localizan actualmente las principales altitudes regionales (Fig. 1). Las unidades tectónicas más bajas afloran a modo de "horst" tectónico, con una directriz NO – SE, desde Alcaucín hasta La Herradura (al Este de Nerja, fuera del área estudiada).

Las unidades alpujarrides en este segmento central de las Cordilleras Béticas destacan por presentar una secuencia litoestratigráfica "tipo" representativa de distintos niveles corticales. Es posible definir dis-

tintas litologías a las que se les atribuyen diferentes edades. Las rocas más antiguas son pre-Pérmicas, y de muro a techo son: gneises, migmatitas y esquistos grafitosos. En la mayoría de las metapelitas grafitosas es posible encontrar fenocristales de fibrolita, distena, andalucita, estauroлита, granate, y distintos tipos de micas, excepto en la Unidad de Benamocarra donde no se ha reconocido ni fibrolita ni distena. Las rocas Permo-Triásicas están formadas por: esquistos y micasquistos no grafitosos y cuarcitas. En particular en la Unidad de Tejeda y Venta de Palma es frecuente encontrar estauroлита y distena. En la Unidad de Alcaicería se ha observado biotita, no así el resto de minerales de otras unidades alpujarrides equivalentes en edad. Y las rocas más modernas, del Triá-

sico medio-superior, son mármoles y calcoesquistos. Los gneises y las metapelitas de la unidad de Benthomiz han sido estudiadas por García-Casco *et al.* (1993) y García-Casco y Torres-Roldán (1996), respectivamente. Los citados autores demuestran la existencia de importantes desequilibrios minerales durante la exhumación tectónica de las rocas. En particular, el caso de la moscovita en gneises de alta presión-alta temperatura y en las metapelitas con estauroлита, biotita, granate, distena, sillimanita y andalucita. En ambos casos sugieren que el desequilibrio mineral es debido a una rápida descompresión. Azañón y Alonso-Chaves (1996) estudiaron la evolución tectono-metamórfica de la Unidad de Tejeda y sugieren un pico metamórfico para el evento de alta presión de 10-12

kbar y 525-600°C, seguido de una descompresión prácticamente isotérmica, hasta unas condiciones ligeramente por debajo de los 4 kbar.

Durante el evento de descompresión citado se produce el desarrollo de una foliación tectónica (S_2), el plegamiento de la misma y la formación de una nueva foliación (S_3) paralela al plano axial de esos pliegues, que resultaría de una tercera fase de deformación (D_3), en términos de superposición de estructuras en el sentido cronológico –al menos–. Dichos pliegues (F_3) debieron ser recumbentes, si bien, en la actualidad están reorientados por las deformaciones posteriores que les han afectado (ver figura 2).

Estructura interna: Datos estructurales

La estructura interna de las unidades que afloran en La Axarquía es el resultado de la $D_2 + D_3$, al que debe añadirse las deformaciones posteriores en relación con la geometría de las fallas extensionales neógenas y el plegamiento de las mismas durante el Mioceno superior. La estructura interna puede ser descrita a partir de la foliación principal (S_2), la cual resulta ser paralela al bandeo litológico. La S_2 es la estructura tectónica más penetrativa en las unidades alpujárrides, generalmente es de tipo milonítico y suele presentar en ocasiones una lineación de estiramiento. Esta fábrica planar (o plano-linear) oblitera cualquier estructura tectónica previa, si bien, al microscopio se observa en el interior de fenocristales precinemáticos respecto a la S_2 una foliación interna (clásicamente referida en la literatura geológica regional como S_1). En la figura 1 se muestra la disposición general de la S_2 en las distintas unidades. En la Unidad de Tejada el contacto litológico entre los mármoles y los esquistos no grafitosos describe un antiforme cuyo flanco inverso aflora entre Sedella y Alcaucín. Obsérvese que la orientación de la S_2 está plegada de la misma manera. La S_2 en la unidad de Venta de Palma se dispone aproximadamente NO-SE (el fuerte adelgazamiento de esta unidad nos impide hacer otras consideraciones). En la Unidad de Benthomiz se observan inversiones tectónicas al SE de Alcaucín y de Cómpea (Fig. 1). En estos casos, la S_2 buza más que la S_3 (que en este mismo apartado se describe). La S_2 muestra orientaciones diferentes según la transversal que consideremos.

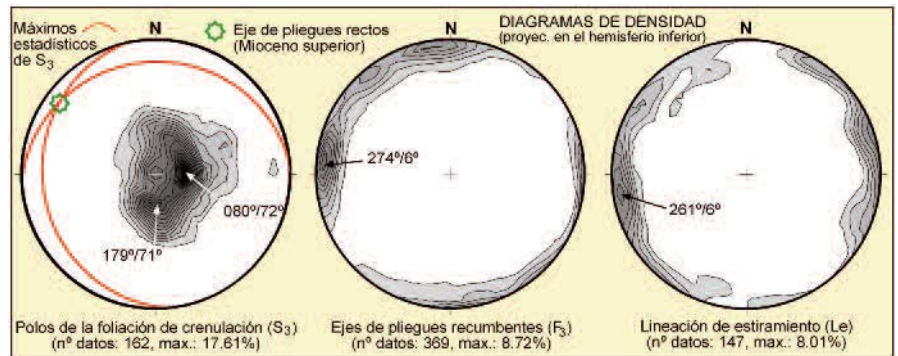


Fig. 2.- Datos estructurales correspondientes a foliación de crenulación, ejes de pliegues recumbentes y lineación de estiramiento en las unidades alpujárrides de Benthomiz, Alcaicería y Benamocarra.

Fig. 2.- Structural data for crenulation foliation, recumbent fold axes and stretching lineation in Benthomiz, Alcaicería and Benamocarra units.

En la zona de Torrox, Sayalonga y Arenas es NO-SE y E-O, y con buzamientos tanto al SO como al NE. Mientras que entre Salares y Corumbela se orienta N-S y buzamientos al Oeste. Dicha foliación describe a la escala del afloramiento pliegues con distintos estilos geométricos y diferentes orientaciones de flancos y ejes (Fig. 3). La mayoría de esos pliegues varían de cerrados a isoclinales, con ejes curvos frecuentemente. La orientación de la foliación de plano axial (S_3) de los pliegues definen dos máximos, uno de ellos N089°E

y buzamiento de 19° hacia el Norte, y el otro máximo: N0170°E y un buzamiento de 18° hacia el Oeste (Fig. 2). Estos pliegues debieron ser originalmente de tipo recumbente, si bien los pliegues rectos del Mioceno superior (bien documentados en las Cordilleras Béticas) reorientaron las superficies axiales hasta las posiciones actuales. En la figura 2 se indica a partir de la S_3 la posible orientación de los pliegues rectos del Mioceno superior, que se dispondrían NO-SE y ligeramente inclinados hacia el NO. Los ejes de los pliegues re-

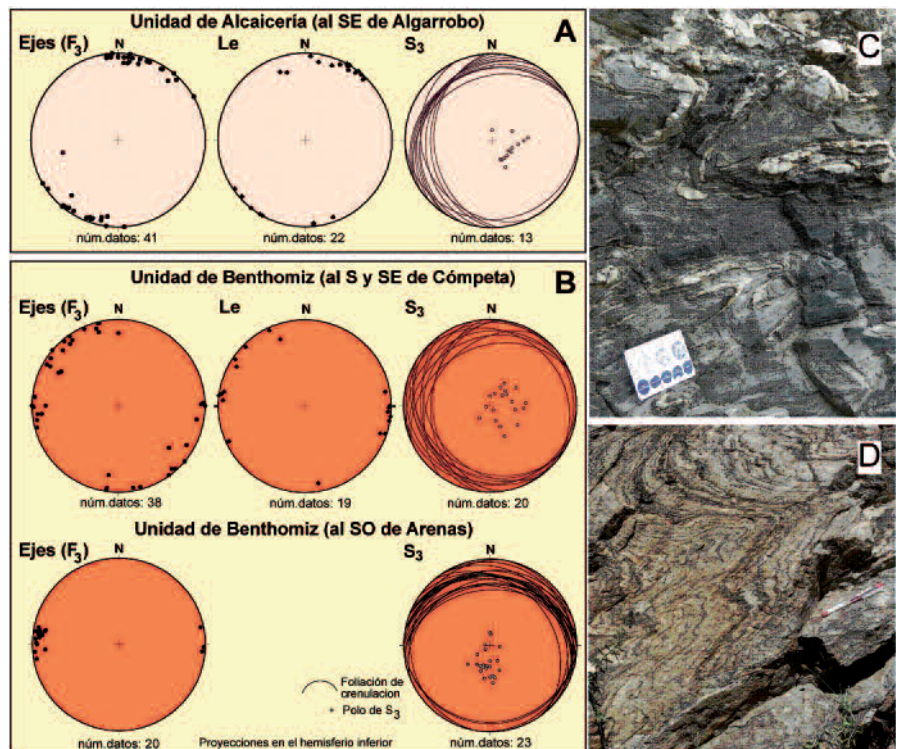


Fig. 3.- Datos estructurales correspondientes a ejes de pliegues recumbentes, lineación de estiramiento y foliación de crenulación en las unidades alpujárrides, A: Alcaicería; B: Benthomiz. C y D, estilo geométrico de los pliegues recumbentes en los esquistos claros de Un. Alcaicería y en las migmatitas de la Unidad de Benthomiz, respectivamente. En ambos casos el Oeste queda a la izquierda.

Fig. 3.- Structural data for recumbent fold axes, stretching lineation and crenulation foliation in Alpujárride units, A: Alcaicería, B: Benthomiz. C and D, geometric style of recumbent folds in light-coloured schists (Alcaicería unit) and migmatites (Benthomiz unit), respectively. In both cases the West is to the left.



Fig. 4.- Pliegues en vaina en niveles migmatíticos de la Unidad de Benthomiz, en Torrox.

Fig. 4.- Sheath folds in migmatitic levels, Benthomiz unit, near Torrox.

cumbentes en las distintas unidades muestran una amplia variación de orientaciones, desde N-S hasta E-W, y en general inclinaciones muy suaves (véase la figura 2). El máximo estadístico es posible definirlo como 6° hacia N274°E. La lineación de estiramiento presenta también variaciones muy importantes, desde N-S a E-O, si bien define una máximo estadístico coincidiendo con la orientación 6° hacia N261°E. La citada lineación es normalmente paralela a los ejes de los pliegues recumbentes, aunque se ha podido constatar que en ocasiones dicha lineación resulta plegada por los propios pliegues. Observando la distribución de los ejes, de la lineación de estiramiento y de la S₃ en las distintas unidades, es posible precisar que existen orientaciones preferentes de las distintas estructuras tectónicas en cada unidad. Así en la Unidad de Alcaicería se observan ejes y lineaciones de estiramiento aproximadamente N-S y NE-SO (Fig. 3A), mientras que en la Unidad de Benthomiz, dependiendo de los sectores, hay máximos más o menos importantes para esas mismas estructuras con orientaciones E-O y NO-SE al Sur y Sureste de Cómpeta, así como E-O al Suroeste de Arenas (Fig. 3B). Sin embargo, en los alrededores de Torrox, la lineación de estiramiento y los ejes no son paralelos y son especialmente evidentes las estructuras de cizallamiento post-S₂, es decir, sin-F₃. (véase los estereogramas de la figura 1). En esta última zona, en los niveles de gneises y migmatitas es frecuente observar que la S₂ está plegada, formando pliegues en vaina de dimensiones centimétricas y decimétricas (Fig. 4). Numerosos criterios de sentido de movimiento (estructuras SC, rotación de porfiroblastos de feldespatos y/o granates, etc) asociados al cizallamiento de estos materiales, implican una traslación del bloque de techo hacia el E-NE,

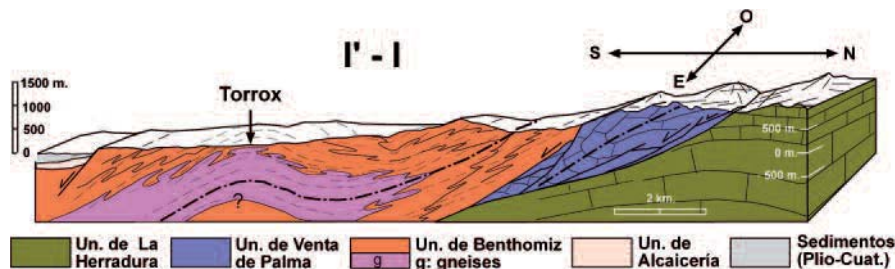


Fig. 5.- Bloque diagrama que muestra la estructura interna de las Unidades Alpujarrides en la transversal de Torrox. La Unidad de Benthomiz podría corresponder con un pliegue recumbente (antiforme) de escala kilométrica, cuyo núcleo serían los gneises y el flanco inverso se localiza en los afloramientos más septentrionales de la unidad. Ver perfil I-I' en la figura 1.

Fig. 5.- Block diagram showing the internal structure of the Alpujarride units in the Torrox section. The Benthomiz unit could correspond to a kilometer-scale recumbent anticlinal fold, the core being the gneisses and its overturned limb is located in the northernmost outcrops of the unit. See I-I' profile in the figure 1.

coincidiendo nuestros datos con las interpretaciones de otros autores como Cuevas *et al.*, (1989).

Conclusiones

Las láminas tectónicas de las unidades alpujarrides de La Axarquía, actualmente limitadas por fallas de despegue extensional, conservan en su interior pliegues recumbentes de escala kilométrica. La cartografía geológica realizada y el estudio de estructuras menores muestran que la secuencia litoestratigráfica "tipo" y la zonación metamórfica regional están invertidas en amplios sectores, véase el borde sur de Sierra Tejada (de acuerdo con Azañón y Alonso-Chaves, 1996) o la parte inferior de la Unidad de Benthomiz (Fig. 1). Dichos pliegues se interpretan como grandes estructuras de plegamiento de tipo recumbente, cuyas superficies axiales están plegadas durante el Mioceno superior. Los niveles de gneises y migmatitas (como el de Torrox, entre otros) se corresponderían con el núcleo de un antiforme cuyo flanco inverso aflora en la parte inferior de la unidad de Benthomiz (Fig. 5). Los pliegues recumbentes se relacionan con una deformación progresiva ligada al aplastamiento y estiramiento del Dominio de Alborán en condiciones dúctiles. Las estructuras desarrolladas durante la D₂ y D₃ se interpretan como el resultado del colapso extensional del citado dominio tras un evento de alta presión. En el área estudiada, una de las zonas de cizalla más importante como la localizada en los gneises de Torrox, implicaría un transporte tectónico para el bloque de techo hacia el E-NE (véase también Cuevas *et al.*, 1989). Estas unidades han sido correlacionadas con las que afloran en Sierra Blanca, donde recientemente se han descrito pliegues de cizalla a escala kilomé-

trica, con sentido de movimiento hacia el Este (Orozco y Alonso-Chaves, 2012).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos BTE2003-09544-C02 01 y 02, TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO: CSD2006-00041 y con los recursos del Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM-316.

Referencias

Alonso-Chaves, F.M., García-Dueñas y Orozco, M. (1993). *Geogaceta*, 14, 116-118.

Alonso-Chaves, F.M. y Orozco, M. (1998). *Geogaceta*, 24, 15-18.

Azañón, J.M. y Alonso-Chaves, F.M. (1996). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322, 47-54.

Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1997). *Tectonics*, 16, 226-238.

Cuevas, J., Navarro-Vila, F. y Tubía, J.M. (1989). *Geodinamica Acta*, 3, 107-116.

García-Casco, A., Sánchez-Navas, A. y Torres-Roldán, R.L. (1993). *American Mineralogist*, 78, 158-177.

García-Casco, A. y Torres-Roldán, R.L. (1996). *Journal of Petrology*, 37, 1207-1239.

Orozco, M. y Alonso-Chaves, F.M. (2002). *Estructuras de colapso extensional en el Dominio de Alborán. Región de La Axarquía – Sierra Tejada (provincias de Málaga y Granada). Comisión de Tectónica, S.G.E.*

Orozco, M. y Alonso-Chaves, F.M. (2012). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 101, 505-519.

Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. y Nieto, F. (1998). *Tectonophysics*, 298, 271-295.

Orozco, M., Álvarez-Valero, A., Alonso-Chaves, F.M. y Platt, J.P. (2004). *Tectonophysics*, 385, 85-104.

Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989). *Geology*, 17, 540-543.

Tubía, J. M. y Gil-Ibarguchi, I. (1991). *Journal Geological Society (London)*, 148, 801-804.