

LA FALLA DE TÍSCAR: SU SIGNIFICADO EN LA TERMINACIÓN SUDOESTE DEL ARCO PREBÉTICO

C. Sanz de Galdeano ¹, J. Galindo Zaldívar ², A.C. López-Garrido ¹, P. Alfaro ³, F. Pérez-Valera ⁴, A. Pérez-López ^{1,4}, F.J. García Tortosa ⁵

¹Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada), Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. csanz@ugr.es

²Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. jgalindo@ugr.es

³Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, 03080 Alicante, Spain. pedro.alfaro@ua.es

⁴Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. fperezv@ugr.es, aperez@ugr.es

⁵Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain. gtortosa@ujaen.es

Resumen: La falla de Tíscar, localizada en la terminación SO del arco Prebético, es un rasgo importante dentro de la Zona Externa Bética, donde ha contribuido a la separación de dos dominios geológicos diferentes. Esta falla afectó a la cobertera mesozoica y terciaria despegada del basamento paleozoico y se formó como consecuencia de que los cabalgamientos del borde occidental del arco quedaron bloqueados al no poder avanzar más sobre el basamento cada vez menos profundo. Entonces la falla permitió la continuación de los movimientos hacia el NO de su bloque occidental formado por materiales del Subbético, dispuesto en masas olistostrómicas, e incluso parte del propio Prebético del extremo del arco. Aunque la falla de Tíscar se ha definido por su traza principal, existen otras paralelas que en conjunto forman una amplia zona. Sus movimientos iniciados en el Mioceno superior continuaron hasta el Plioceno, en un contexto de compresión N-S y extensión perpendicular.

Palabras clave: Falla de Tíscar, despegues tectónicos, Zona Externa Bética, Subbético, Prebético.

Abstract: The Tíscar fault, located towards the SW end of the Prebetic arc, is an important feature within the Betic External Zone which contributed to the separation of two different geologic domains. This fault affected the Mesozoic and Tertiary cover detached from the Palaeozoic basement and was developed as consequence of the blockage of the thrust sheets of the western border of the arc, because they could not advance farther over the basement situated progressively in a shallower position. Hence, this fault encouraged the continuation of the NW displacements in the western block, formed by Subbetic olistostromic masses and part of the Prebetic situated in the end of the arc. Although the Tíscar fault has been defined by one main line, there are in fact other parallel faults that form a broad fault zone. Its displacement began during the late Miocene and continued till Pliocene, within a near N-S compressive setting with a perpendicular extension.

Key words: Tíscar fault, detachment tectonics, Betic External Zone, Subbetic, Prebetic.

Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez-López, A., García Tortosa, F.J. (2006): La falla de Tíscar: su significado en la terminación sudoeste del arco Prebético. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 271-280.

El arco Prebético (Guézou *et al.*, 1991; Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) es, después del de Gibraltar, el mayor de la Cordillera Bética. Su forma general puede verse en las figuras 1 y 2. Está formado por cabalgamientos y pliegues que afectan a la Zona Externa Bética que se encuentra despegada del basamento paleozoico en la base de los sedimentos mesozoicos. Los despegues se localizan especialmente en los depósitos triásicos de facies Keuper. Su terminación está cortada por la falla de salto en dirección dextrorsa de Tíscar,

cuya cinemática ha sido una cuestión debatida. Constituye una destacada discontinuidad tectónica en región.

Desde el punto de vista geológico la Cordillera Bética está formada por las zonas Interna y Externa, además de las unidades de los Flyschs y las cuencas neógenas (Fig. 1). La Zona Interna está formada por cuatro complejos tectónicamente empilados, cada uno de ellos compuesto por varios mantos de corrimiento. La mayoría de estos mantos incorporan un basamento paleozoico-

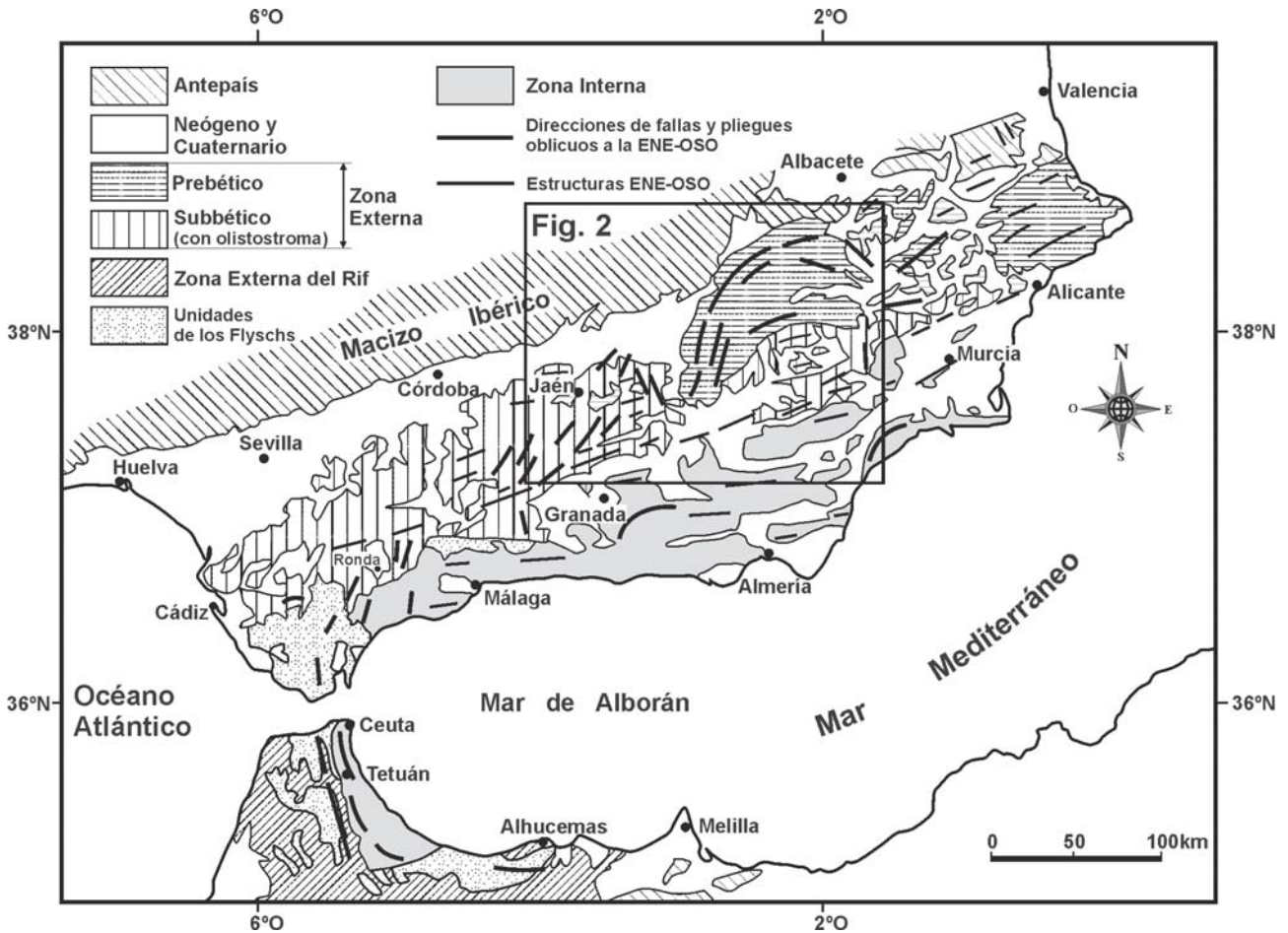


Figura 1.- Esquema general de la Cordillera Bética en el que se observan los arcos de Gibraltar y Prebético. El recuadro indica la posición de la figura 2. Tomado de Sanz de Galdeano (2003).

co (y más antiguo) junto con formaciones mesozoicas e incluso terciarias, metamorizadas en muchos casos.

Por el contrario, la Zona Externa, formada por el Subbético y el Prebético, presenta una tectónica de cabalgamientos y pliegues que afectan a la cobertera despegada del basamento paleozoico. Ambos dominios corresponden a depósitos formados sobre el borde sur y sureste del Macizo Ibérico durante el Mesozoico y el Terciario. El Prebético presenta facies marinas someras y algunas facies continentales. El Subbético representa la continuidad de esta plataforma a dominios más profundos, a veces muy profundos en varios surcos formados durante un proceso de rifting ocurrido a lo largo del Jurásico y el Cretácico (García-Hernández *et al.*, 1980). El Subbético se situaba paleogeográficamente al S y SE del Prebético.

Antes del final del Oligoceno la Zona Interna se situaba al E de su situación actual, cerca del sur de Cerdeña (Sanz de Galdeano, 1990) y desde el Oligoceno superior y Mioceno inferior y medio fue desplazada hacia el oeste, colisionando entonces con la Zona Externa. La colisión ocurrió a partir del Burdigaliense medio (Hermes, 1985), destruyéndose entonces la primitiva cuenca sedimentaria subbética, en coincidencia con el comienzo de la formación del arco de Gibraltar. El Subbético se estructuró en numerosas unidades cabalgantes (Crespo-Blanc *et al.*, 2004), con una dirección de transporte tectónico hacia el N, NO y O, según el lugar y el momento.

Grandes masas olistostrómicas se formaron, especialmente en las partes occidental y central de la cordillera (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994).

Desde el Mioceno inferior el Subbético comenzó a cabalgar al Prebético (Foucault, 1971; López-Garrido, 1971) en un proceso que continuó hasta el Mioceno superior, en el Tortoniense inferior (Guézou *et al.*, 1991; Frizon de Lamotte *et al.*, 1991; Nebbad *et al.*, 2001). Consecuentemente, el Prebético se desplazó progresivamente hacia el N, NO y O formando cabalgamientos que en su conjunto constituyen el arco Prebético. Estos cabalgamientos son muy numerosos especialmente en su borde occidental. A la vez, en la parte central y occidental de la cordillera, masas olistostrómicas de origen subbético (Perconig, 1960-62) avanzaron hacia la cuenca del Guadalquivir y el golfo de Cádiz (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Roldán García, 1994). La edad de los últimos cabalgamientos del Prebético sobre los sedimentos neógenos de la cuenca del Guadalquivir es Tortoniense superior, quizás Messiniense inferior.

En lo concerniente a los cabalgamientos y pliegues, Guézou *et al.* (1991) destacaron la importancia del papel jugado por la «Betic Floor Thrust» a la que definen como «a major thrust plane along which the Prebetic nappe complex (southern Spain) is carried out onto the Iberian Foreland». Estos autores estudiaron las estructuras menores del borde occidental del arco Prebético, al norte del área

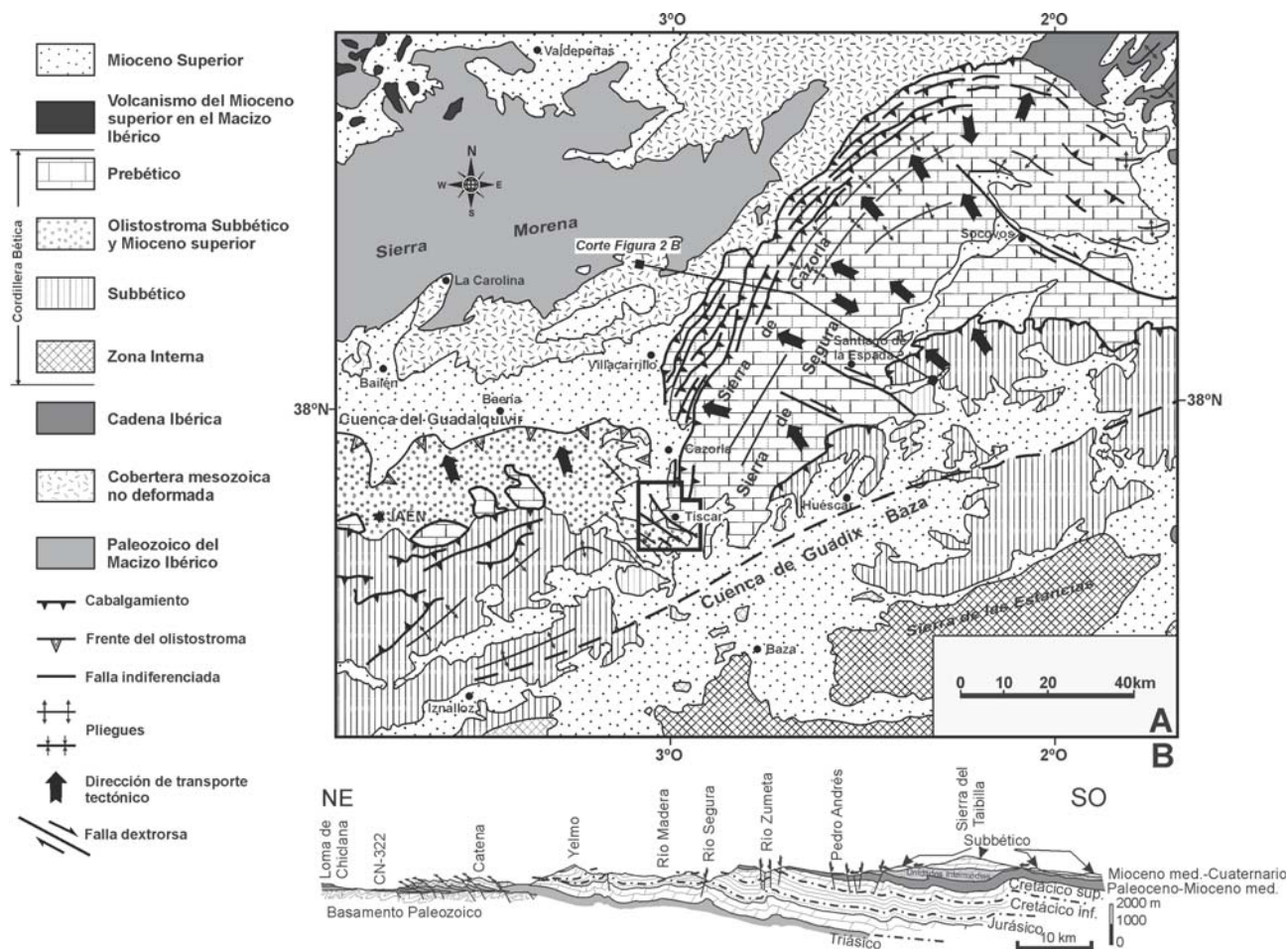


Figura 2.- A) Mapa del arco Prebético y parte del valle del Guadalquivir (cuenca de antepaís) y de parte del macizo Ibérico (antepaís). Su posición se indica en la figura 1. El recuadro corresponde a la figura 3. Las flechas indican la dirección de transporte tectónico; se han tomado de Guézou *et al.* (1991) y Platt *et al.* (2003). B) Corte geológico de la Zona Externa modificado de García-Hernández *et al.* (1980, 2004).

de Tíscar y sus resultados indican traslaciones hacia el ONO. Guézou *et al.* (1991), Frizon de Lamotte *et al.* (1991) y Platt *et al.* (2003) señalan igualmente las direcciones de transporte tectónico en el arco Prebético, siendo hacia el O y NO en su borde occidental (Fig. 3). En este mismo sentido, Banks y Warburton (1991) señalan que «the eastern Spain can be interpreted using the principles of thin-skinned thrusting with a fundamental detachment at mid-crustal level». Este despegue se extendería a la sierra de Guadarrama en el centro de España y a otros puntos y emergería «as forward and back-thrust duplexes», por ejemplo en el arco Prebético.

Foucault (1971) describió por primera vez la falla de Tíscar situada al SO del arco Prebético y que corta su parte sudoccidental con un desplazamiento dextrorso de casi 6 km. Sanz de Galdeano (2003), Pérez-Valera (2005) y Pérez-Valera *et al.* (2006) indican que esta falla en realidad presenta varias superficies.

El objetivo de este artículo es aclarar el significado de la falla de Tíscar, dentro de la parte occidental del arco Prebético y de la evolución neógena de la Zona Bética Externa.

Rasgos generales del arco Prebético

La existencia de un gran número de cabalgamientos en el norte y oeste del arco se debe a la combinación de

dos factores: a) el avance del Prebético hacia el antepaís (o hacia la cuenca del antepaís en el caso de la cuenca del Guadalquivir) a lo largo del Mioceno medio y superior. b) El progresivo decrecimiento del espesor de las series estratigráficas prebéticas hacia el norte y oeste, donde finalmente pasan a la Plataforma Tabular que cubre el basamento paleozoico (Fig. 2). Esto produjo la formación de numerosos cabalgamientos, cada vez de menor tamaño, con una vergencia general, con pocas excepciones, hacia el antepaís (Fig 2B). Por el contrario, al NE del arco, el Prebético pasa a unidades de la Cadena Ibérica, donde el mayor espesor de las series mesozoicas (además con mayor desarrollo del Triás evaporítico) y terciarias inhibió la formación de los numerosos y pequeños cabalgamientos. La asimetría morfológica del arco se puede ver en las figuras 1 y 2.

Además de estos cabalgamientos, el arco presenta muchos anticlinales y sinclinales, generalmente con similares direcciones y vergencias. También existen fallas transversales mayores de dirección NO-SE (Fig. 2). De ellas es especialmente importante la de Socovos, dextrorsa, situada en la parte centro-oriental del arco y que acomoda los desplazamientos al NO. Hay otras en el sector de Santiago de la Espada, menos importantes, pero con el mismo carácter dextrorso. Finalmente, al SO del arco se sitúa la falla de Tíscar.

La falla de Tíscar en el SO del arco Prebético

Según Foucault (1971), el desplazamiento dextrorso de la falla es de 5.8 km. Su continuidad no es clara: al SE está cubierta por sedimentos pliocenos y cuaternarios, mientras que al NO, los sedimentos neógenos blandos ocultan su traza. La traza principal de esta falla se extiende desde Quesada a Pozo Alcón (Fig. 3); el santuario de Tíscar se sitúa en una posición intermedia. El contraste litológico entre ambos lados de la falla produce escarpes espectaculares a lo largo de la misma

(Fig. 6). Los arrastres producidos por la falla son importantes, especialmente en el NE. Allí, los cabalgamientos previamente existentes están girados a más de 1 km de distancia de la superficie principal de la falla.

En el bloque SO, el arrastre producido por la falla ocupa un área más estrecha y los cabalgamientos se transforman en pliegues con vergencia NO (Figs. 3, 4B y 7) cuyos ejes buzcan hacia el suroeste. Más al oeste afloran sedimentos discordantes del Mioceno superior, también afectados por los pliegues pero al ser de una litología mucho más blanda, no los dibujan directamen-

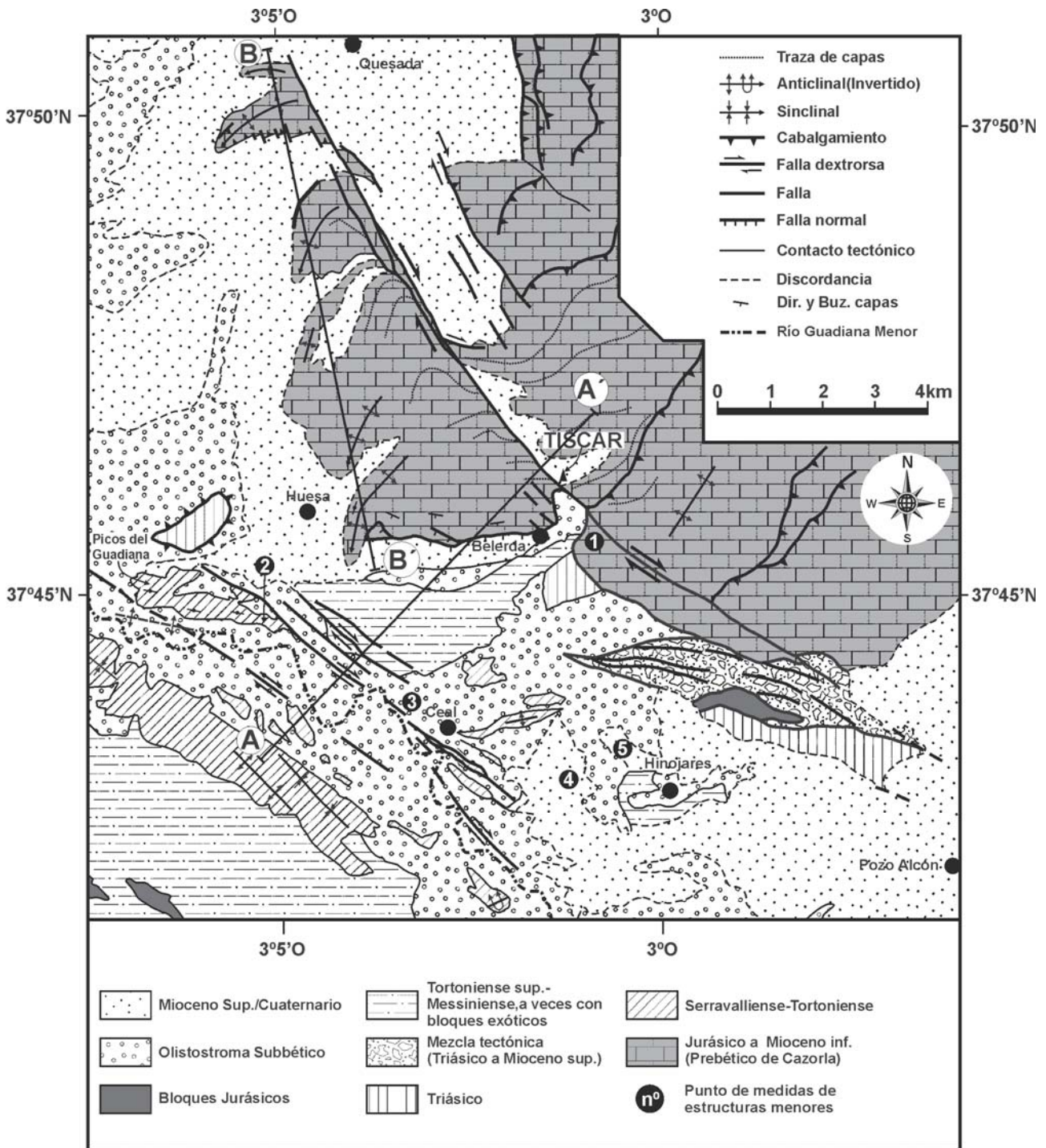


Figura 3.- Mapa geológico de la terminación sudoccidental del arco Prebético y de la zona de fallas de Tíscar. Su posición se indica en la figura 2. Los cortes de la figura 4 se indican como AA' y BB'. Tomado de Foucault (1971), modificado y completado.

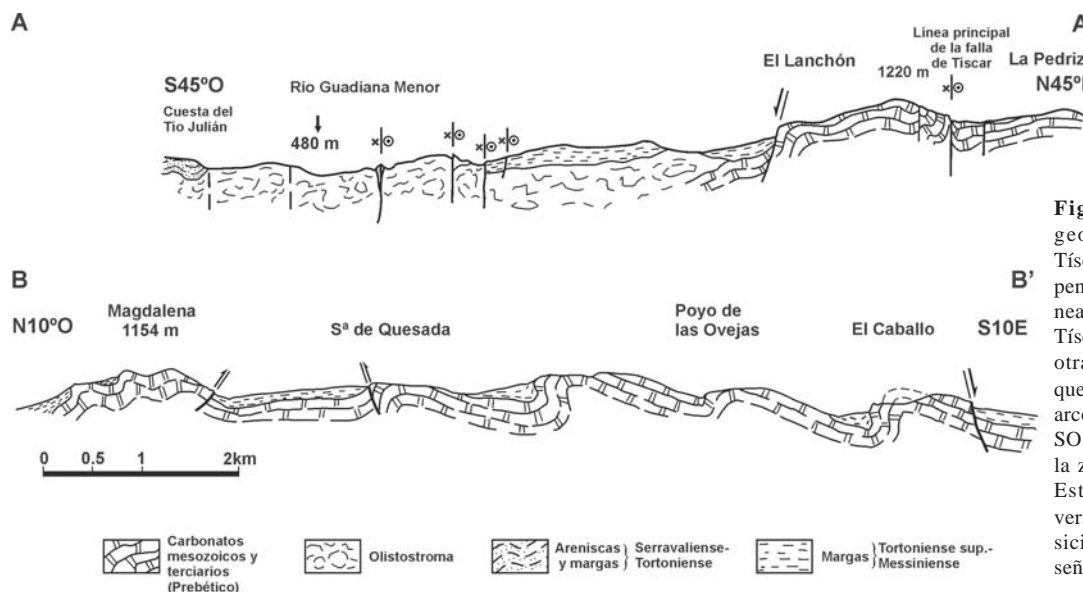


Figura 4.- Cortes geológicos del área de Tíscar. AA': corte casi perpendicular a la principal línea de la zona de falla de Tíscar; se observan también otras de ellas. BB': corte que muestra los pliegues del arco Prebético en el bloque SO de la traza principal de la zona de fallas de Tíscar. Estas estructuras pueden verse en la figura 7. La posición de ambos cortes se señala en la figura 3.

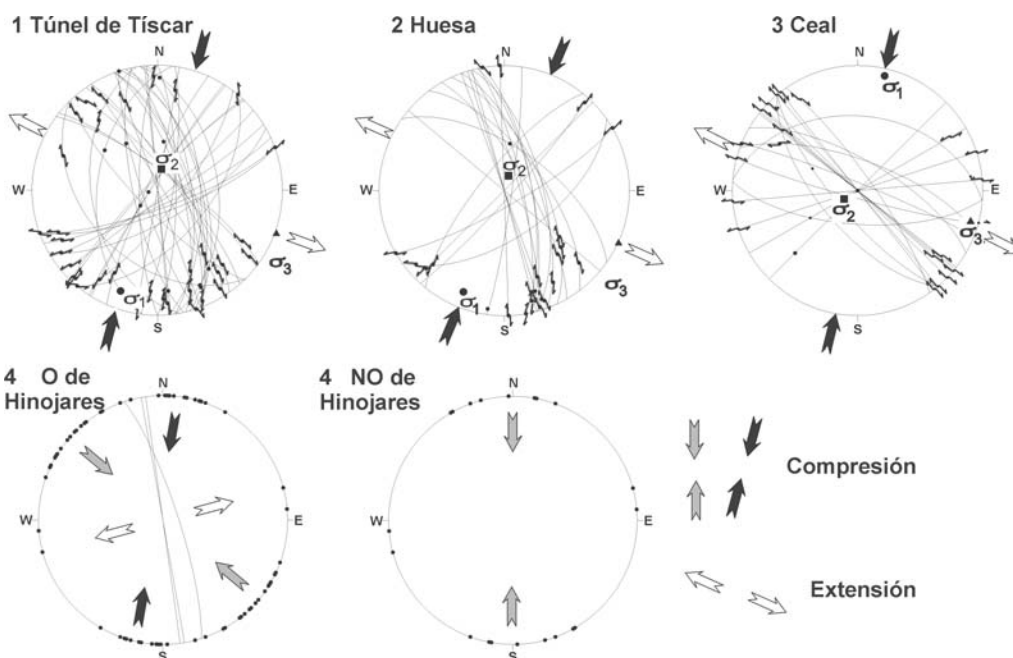


Figura 5.- Diagramas de estructuras menores. 1 a 3: fallas con estrías y sentido de movimiento conocido y posición del elipsoide de esfuerzo deducido. 4 y 5: polos de cantos estriados. Los círculos mayores indican diaclasas de tensión en cantos. Proyección del hemisferio inferior. La posición de esos puntos se indica en la figura 3.

te. En este sector afloran masas olistostrómicas subbéticas, fundamentalmente formados por sedimentos triásicos, pero que incluyen bloques de muy diverso tamaño del Jurásico, Cretácico y Terciario distribuidos caóticamente. Está recorrido (Fig. 3) por varias líneas de falla paralelas (Sanz de Galdeano, 2003) que aunque son mucho menos evidentes que la superficie principal (Fig. 4), contribuyeron grandemente al desplazamiento del olistostroma al NO. Sus superficies son generalmente verticales o casi verticales (Fig. 8A y B). El olistostroma presenta allí estructuras foliadas, típicas de zona de fallas, con muchos indicadores cinemáticos tales como estructuras de desgarré dextrorsas, con bloques y cantos redondeados y rodeados por finas capas de arcilla, yeso, etc. (Fig. 9A, B y C), con ocasionales estriaciones. Estas estrías son mucho más claramente visibles en los sedimentos tortonienses-¿messinienses? afectados por la falla. En muchos casos estos sedimen-

tos muestran capas verticales, o casi (Fig. 8A y B), cortadas por superficies de fallas en las que se observan desplazamientos horizontales u oblicuos. En otros casos, estos sedimentos permanecen prácticamente horizontales, pero están también cortados por fallas dextrorsas con estriaciones horizontales (Fig. 10). En algunos casos, se incluyen en la zona de falla bloques hectométricos de sedimentos del Mioceno superior (o de rocas más antiguas) con formas alargadas.

Existen en este sector occidental, además de las líneas de falla citadas, algunos pliegues locales y aislados observables en el olistostroma cuya relación con la falla no es posible determinar con seguridad. A su vez, en los depósitos del Mioceno superior se pueden distinguir dos juegos de pliegues. Uno de los juegos es de dirección aproximada E-O, con pliegues tumbados en algún caso y de vergencia variable; alguno de ellos está arrastrado a la dirección NO-SE debido a los despla-

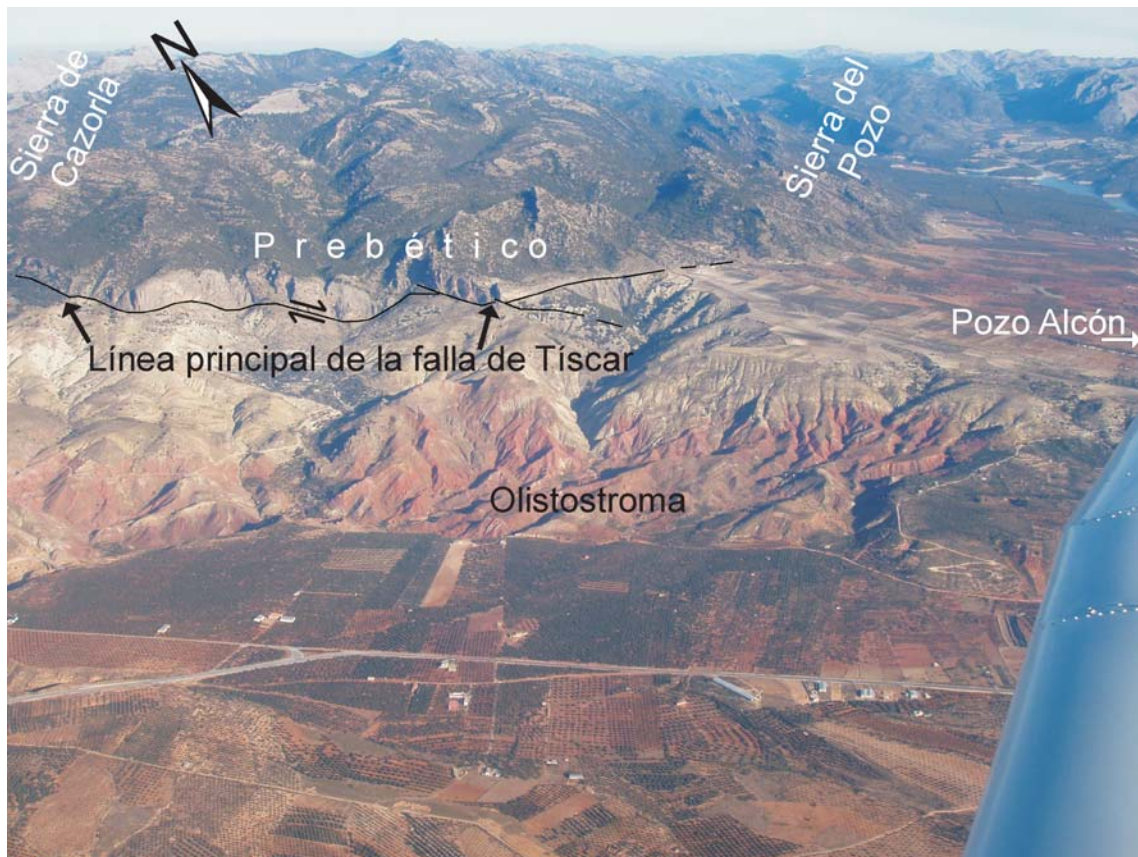


Figura 6.- Fotografía aérea oblicua de la línea principal de la falla de Tíscar. Nótese el contraste existente entre los carbonatos del Cretácico y del Jurásico superior y los del Triás y otros sedimentos menos consolidados. A la derecha es posible ver parte del glacis de la cuenca de Guadix-Baza. Foto J. Sanz de Galdeano.

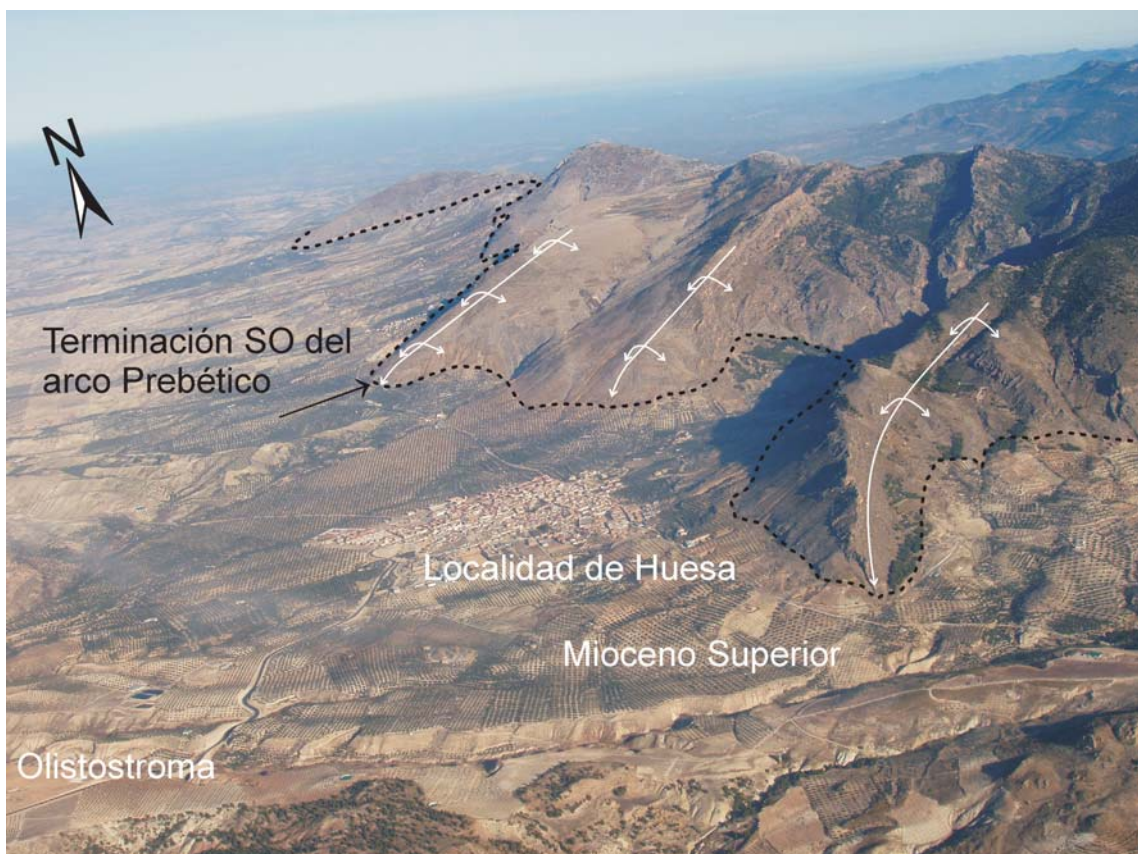


Figura 7.- Fotografía aérea oblicua de los pliegues de la terminación SO del arco Prebético. Se pueden ver los pliegues del corte AA' de la figura 4 y la inclinación de las chamelas que se hunden hacia el SSO bajo los sedimentos Miocenos. El pueblo es Huesa. Foto J. Sanz de Galdeano.

mientos de las fallas que los afectan. El segundo juego es de dirección NO-SE, paralelo a las trazas de la falla de Tíscar y se observa especialmente en el lado izquierdo del río Gadiana Menor, al oeste de Ceal.

Análisis de los paleoesfuerzos

Para la determinación de paleoesfuerzos usamos el método de Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro (1988). Cinco sectores han permitido medidas suficientes para usarlas en la determinación de paleoesfuerzos (Figs. 3, 5 y tabla 1). Corresponden a:

Punto 1, en el sector de los túneles, cerca de Tíscar, en la carretera que cruza la falla principal. Hay allí abundantes fallas menores (la figura 11 corresponde a una de ellas situada sobre uno de los túneles), formada en calizas cretácicas prebéticas. El punto 2, está en el sector de Picos de Gadiana, al oeste de Huesa, en el talud de la carretera. Allí las fallas menores deforman a las calcarenitas del Mioceno superior situadas en posición casi vertical. El punto 3, está en las proximidades de Ceal. Allí las fallas afectan al olistostroma y a los sedimentos del Mioceno superior. Los puntos 4 y 5 corresponden a medidas de cantos estriados en conglomerados del Plioceno-probable Pleistoceno.

La tabla 1 y la figura 5 contienen los resultados obtenidos. Para las fallas menores (puntos 1 a 3) la dirección de compresión (σ_1) es prácticamente NNE mientras que σ_3 es aproximadamente N110. Estas direcciones son homogéneas, aunque las fallas menores afectan a rocas de diferente edad tal como calizas cretácicas, calcarenitas del Mioceno superior y el olistostroma. La razón axial ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) varía entre 0.35 (in Huesa) y 0.92 (en Ceal), es decir, pasan de elipsoides prolatos a oblatos, aunque el eje principal se mantiene prácticamente en la misma dirección.

Se ha obtenido otro elipsoide secundario y menos significativo en cada uno de estos puntos. Se muestran en la Tabla 1 como $\sigma_{1'}$, $\sigma_{2'}$, $\sigma_{3'}$. Este elipsoide secunda-

Fallas menores

Punto	Medidas	Ejes (dirección, Buz.)		$\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$		
1 Túnel cerca de Tíscar	41	σ_1	199	18	0.47	
		σ_2	13	72		
		σ_3	109	2		

		$\sigma_{1'}$	347	16	0.18	
		$\sigma_{2'}$	128	70		
$\sigma_{3'}$	254	12				
2 Cerca de Huesa	21	σ_1	203	16	0.35	
		σ_2	21	74		
		σ_3	113	1		

		$\sigma_{1'}$	6	16	0.81	
		$\sigma_{2'}$	255	51		
$\sigma_{3'}$	107	34				
3 Cerca de Ceal	21	σ_1	14	16	0.92	
		σ_2	247	80		
		σ_3	105	8		

		$\sigma_{1'}$	108	74	0.67	
		$\sigma_{2'}$	350	8		
$\sigma_{3'}$	258	14				

Cantos estriados Medidas Compresión deducida

4	O de Hinojares	10	N-S
5	NO de Hinojares	24	N08 y NO-SE y una posible extensión ortogonal

Tabla 1.- Determinación de paleoesfuerzos en los 5 puntos de estructuras menores indicados en las figuras 3 y 5. En los puntos 1 a 3 se incluyen también los elipsoides secundarios obtenidos.

rio se parece al principal en la orientación de los ejes en los puntos 1 y 2, aunque la relación axial cambia significativamente, pero es diferente en el punto 3 (Ceal) donde el segundo elipsoide indica una extensión domi-



Figura 8.- A) Vista de una de las fallas de Tíscar. A la izquierda se observa el Mioceno superior, incluido en la zona de falla, en posición vertical. A la derecha olistostroma, formado sobre todo por rocas triásicas subbéticas, muestra una foliación vertical. B) Vista más detallada del punto de la figura 8A mostrando la foliación desarrollada en el olistostroma triásico; a la derecha se encuentra el mismo afloramiento de mioceno de la figura 8A, ahora mostrando algunas estrías oblicuas.

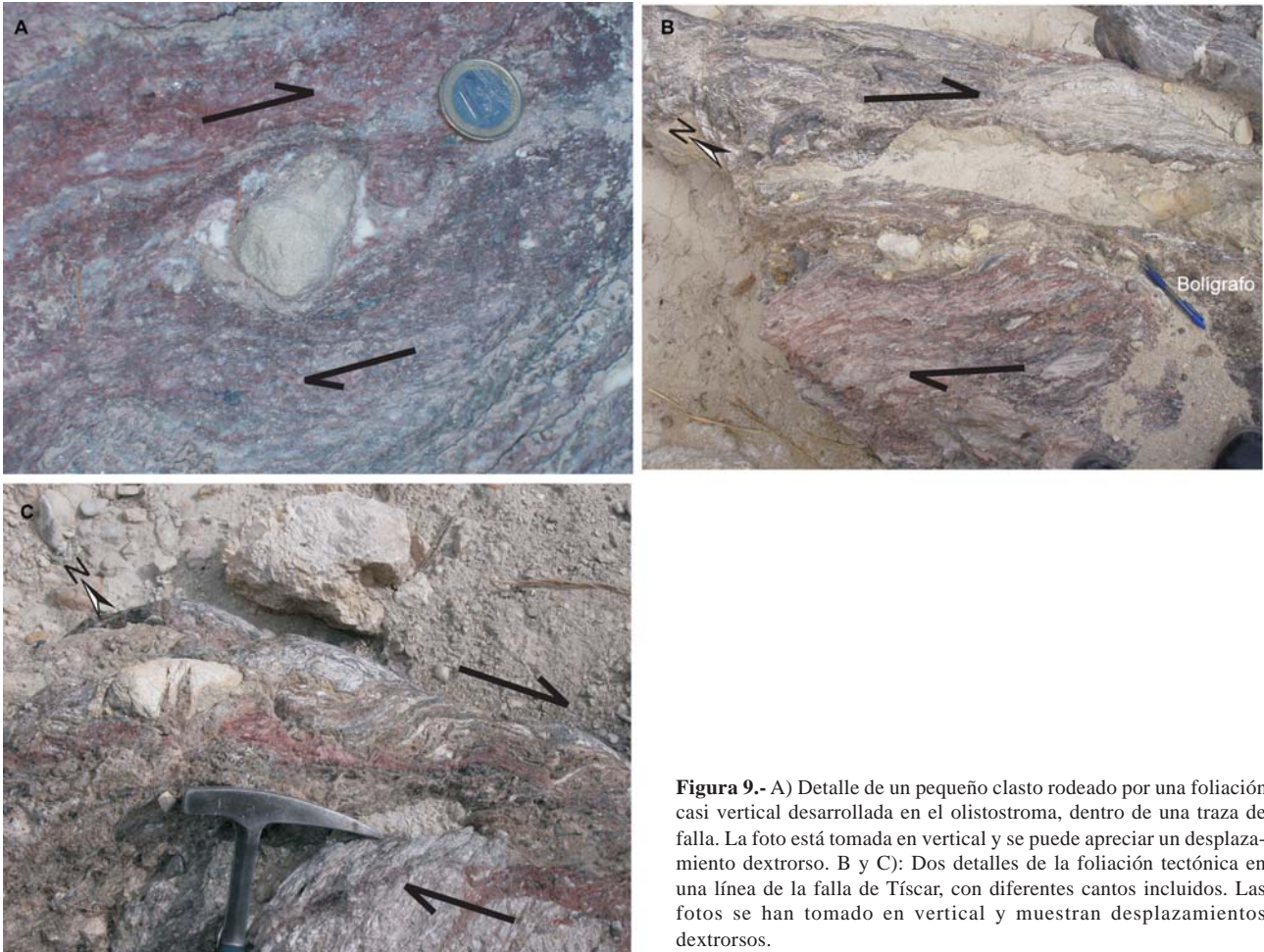


Figura 9.- A) Detalle de un pequeño clasto rodeado por una foliación casi vertical desarrollada en el olistostroma, dentro de una traza de falla. La foto está tomada en vertical y se puede apreciar un desplazamiento dextrorso. B y C): Dos detalles de la foliación tectónica en una línea de la falla de Tíscar, con diferentes cantos incluidos. Las fotos se han tomado en vertical y muestran desplazamientos dextrorsos.

nante, aunque con s_3 en la misma dirección. La orientación de s_1 y s_2 se ha intercambiado en este caso, algo fácil de ocurrir considerando el carácter oblató de estos elipsoides.

Los cantos estriados indican una compresión aproximadamente N-S (puntos 4 y 5 de la figura 5 y tabla 1) en buena correspondencia con la posición de s_1 en los puntos 1 a 3, aunque en el punto 5 hay una concentración de estriaciones que indican una compresión NO-SE. Algunas diaclasas extensionales que afectan a los cantos podrían indicar una extensión E-O.

Interpretación y cronología

La dirección de compresión obtenida, NNE-SSO, es congruente con el desplazamiento dextrorso, NO-SE, de la zona de fallas de Tíscar. Aunque las fallas menores están presentes en rocas de diferentes edades, la homogeneidad de los resultados permite interpretar que se formaron durante el Mioceno superior, Messiniense incluido, a juzgar por los sedimentos más jóvenes implicados en la zona de fallas. Los sedimentos pliocenos y pleistocenos se depositaron discordantemente sobre diferentes líneas de la falla.

En el campo, diversas fallas menores presentan estriaciones verticales (o casi verticales) superpuestas sobre otras horizontales, o casi horizontales. Esto es

muy claro en el sector de Ceal donde se detecta el elipsoide secundario de carácter extensional. Esto puede interpretarse como una relajación posterior a la compresión casi N-S, siendo entonces más activa la extensión aproximadamente E-O.

Los datos obtenidos a partir de los cantos estriados indican una compresión N-S y NO-SE que afecta a los sedimentos pliocenos y probablemente pleistocenos. Esto significa que la compresión aproximadamente N-S junto con la extensión ortogonal continuó al menos hasta tiempos recientes. Esta compresión casi N-S, con oscilaciones al NNO y NNE, y la extensión citada obtenida en esta área de Tíscar, se ha detectado también en otros sectores de la cordillera (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993, entre otros autores).

La formación del arco Prebético comenzó durante el Mioceno medio, pero su disposición actual se alcanzó en el Mioceno superior, durante el Tortoniense – Messiniense? (Guézou *et al.*, 1991, Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) y la falla de Tíscar se movió durante el Tortoniense superior y Messiniense y probablemente alcanzó al Plioceno inferior. Es decir, se movió después de las traslaciones de los cabalgamientos del arco o incluso simultáneamente con sus últimos movimientos. En las trazas occidentales de esta zona de falla, incluso los sedimentos más altos del Mioceno superior están fuertemente afectados por los desplazamientos.



Figura 10.- Plano de falla casi vertical en calcarenitas del Mioceno superior, mostrando estriaciones horizontales. Estas calcarenitas se incluyen en la zona de falla de Tíscar.



Figura 11.- Detalle de uno de las abundantes fallas menores visibles en el sector del túnel, cerca de Tíscar, en la línea principal de la falla de Tíscar. Se observa una estriación casi horizontal.

Conclusiones

Aunque la falla de Tíscar se definió por su traza principal que corta a la terminación SO del arco Prebético, hay otras líneas de falla paralelas que en su conjunto constituyen una amplia zona de falla. Todas ellas muestran rasgos muy claros y bien desarrollados de desplazamientos dextrorsos.

La falla de Tíscar se movió desde el Mioceno superior a parte del Plioceno, inmediatamente después de los últimos desplazamientos de los cabalgamientos del arco Prebético o quizás incluso coincidiendo en parte con éstos. Mientras que en el lado NE de la zona de falla de Tíscar el arco Prebético quedó bloqueado sobre el basamento paleozoico, en el SO el desplazamiento dextrorso de la falla facilitó la continuación de los desplazamientos hacia el norte y noroeste del olistostroma subbético y del extremo sudoccidental del arco.

El estudio de las estructuras menores indica una compresión y una extensión perpendicular ligada. Se han detectado también algunos casos de ejemplos de predominio de esta extensión. Estos elipsoides de esfuerzo concuerdan con los obtenidos en otros sectores de la cordillera y atribuidos a la misma época.

Todas las estructuras concernidas en este sector corresponden a una tectónica en la que la cobertera sedimentaria se despegó del basamento paleozoico y formó cabalgamientos, pliegues y fallas. Esta tectónica explica la propia forma del arco y la actuación de la falla de Tíscar para facilitar los desplazamientos hacia el antepaís de parte de la Zona Externa situada inmediatamente al oeste.

Agradecimientos

Este estudio se ha financiado a través de los proyectos BTE2001-5230-E, CGL200401636/BTE, CGL2004-03333/BTE, CGL2005-01520/BTE y BTE2001-5230-E y los grupos de la Junta de Andalucía RNM 163 y 217. A. Caballero dibujó

las figuras. Las sugerencias y correcciones de los Drs. Alonso Chaves (Huelva) y Simón Gómez (Zaragoza) han mejorado grandemente este artículo.

Referencias

- Banks, C.J. y Warburton, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191: 275-289.
- Crespo-Blanc, A., Estévez, A., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (2004): Deformación orogénica de las Zonas Externas Béticas. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 387-389.
- Foucault, A. (1971): *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (province de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Tesis doctoral, Univ. Paris, 633 p.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J. y Guézou, J.C. (1991): Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc Bético-Rifain: Discussion sur les modèles Géodynamiques. *Bulletin Société Géologique de France*, 162 (4): 611-626.
- Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, II, 2: 90-97.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie Mijnbouw*, 59: 155-168.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C. y Vera, J.A. (2004): El Prebético del sector central y afloramientos más occidentales. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 363-365.
- Guézou, J.C., Frizon de Lamotte, D., Coulon, M. y Morel, J.C. (1991): Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a «Betic Floor Thrust» and implications in the Betic-Rif orocline. *Annales Tectonicae*, 1: 32-48.
- Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41: 157-176.

- López-Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética, al NE de la Provincia de Jaén*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 317 p.
- Nebbad, F. (2001): *Le prisme orogénique Prebétique (Sud-Est de l'Espagne), Évolution cinématique et coupes équilibrées*. Tesis doctoral, Univ. Orsay, Paris XI, 239 p.
- Perconig, E. (1960-62): Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Livre en Mémoire du Professeur Paul Fallot, Mémoire Hors de Série, Société Géologique de France* : 231256.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 141-153.
- Pérez-Valera, F. (2005): *Estratigrafía y Tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 325 p.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez M. y Pérez-López A. (2006): Estructura y paleogeografía de los materiales del Triásico en la terminación meridional del arco de Cazorla (Jaén, Cordillera Bética): Implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 40: 234-236.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A. y Mandeville, C. (2003): The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22, 3, 1017, doi: 10.1029/2001TC001321.
- Roldán García, F. J. (1994): *Evolución neógena de la cuenca del Guadalquivir*. Tesis doctoral, Univ. Granada. 260 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (2003): Presencia de estructuras oblicuas en el sector central del Subbético y significado de la falla de Tíscar (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16 (1-2): 103-110.

Manuscrito recibido el 21 de julio de 2006

Aceptado el manuscrito revisado el 4 de diciembre de 2006