La Sierra de Cártama: Pliegue con actividad reciente en las Béticas Occidentales (Hoya de Málaga)

Sierra de Cártama: Recent activity fold in the Western Betic Chain (Hoya de Málaga)

R. Capote, J.M. Insua Arévalo , J.J. Martínez-Díaz, F. Martín-González y M. Tsige [1]

[1] Departamento de Geodinámica. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 MADRID

ABSTRACT

In this work is shown how an active fold (the Sierra de Cartama fault) is marked by the drainage pattern and topography, besides of structural data. The Sierra de Cartama fold is an asymmetric fold with double plunge and determines the shape of an elongated saw in the Western Betic Chains (South of Spain). Watching the drainage patterns, it can be noticed how streams and creeks round the saw. The uplift of the saw raise the valleys steeply, even leaving a hanging valley ("wind gap") at the western part of the structure. Regarding to these observations, the lateral propagation of the fold seems to be toward the west.
The proposed structure implies the existence of a compressive neotectonic activity in the zone. The compressive horizontal direction is N10º-30ºW, perpendicular to the fold axis. In this tectonic environment it could be possible to interpret a reverse fault in deep associated with the fold growth.

Key words: *Western Betic Cordillera, tectonic geomorphology, neotectonics, active fold.*

Geogaceta, 31 (2002), 135-138
ISSN:0213683X

Introducción

Desde hace algunos años el estudio del crecimiento de estructuras geológicas durante tiempos recientes (post miocenos) presenta especial interés para la comprensión de la velocidad de los procesos de generación y posterior degradación de las morfoestructuras y, a una más amplia escala, del paisaje mismo. La formación y crecimiento de estructuras, ya sean pliegues o bloques levantados y basculados asociados a la actividad neotectónica (desde el Mioceno Superior), han sido relacionados asimismo con la actividad cosísmica recurrente asociada a grandes paleoterremotos a lo largo de millones de años (KING ET AL, 1988).

Está demostrado que no solamente las grandes fallas que rompen en superficie son potencialmente capaces de generar terremotos de magnitud considerable. Por esta razón, la identificación de posibles estructuras de crecimiento generadas por la actividad reciente de fallas ocultas es de gran interés a la hora de caracterizar las posibles fuentes sismogenéticas de una zona.

El principal objetivo de este trabajo es analizar distintos indicadores estructurales, estratigráficos y morfológicos que apuntan a una edad reciente (post-miocena) del crecimiento y propagación del pliegue que forma la Sierra de Cártama y su relación genética con la estructura profunda de la zona. Las magnitudes máximas de los terremotos instrumentales en la zona apenas han superado la magnitud 5,5 (IGN, 1997). Sin embargo, el área de estudio ha estado sometida a varios terremotos históricos de intensidad importante, destacando el terremoto de Alhaurín el Grande (1680, Int. MSK: IX).

Es por tanto un objetivo de importancia identificar aquellas fallas, ya sean aflorantes u ocultas, posibles generadoras de dicha sismicidad, y la falla que estructura la sierra de Cártama puede ser una de ellas.

Marco geológico

La Sierra de Cártama se encuentra ubicada en la Hoya de Málaga, que es una subcuenca miocena dentro de la cuenca del río Guadalorce situada en las Zonas Internas de las Béticas occidentales (Figura 1). Está compuesta principalmente por materiales calcáreos así como metapelitas, cuarcitas, anfibolitas y neises anfibólicos incluidos dentro del Manto de

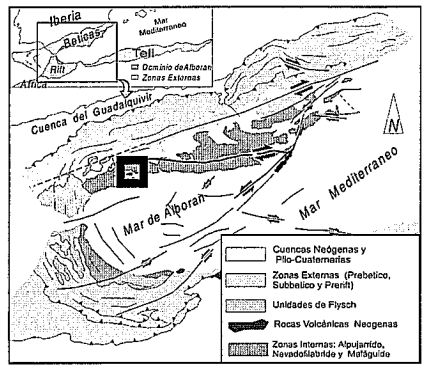

Fig. 1.- Situación la zona de estudio (marcada con un recuadro) dentro del esquema general de las Béticas y su entorno.

Fig. 1.- Location of the studied area (pointed out with a square) over the geological map of the Betic Cordillera and surrounding area.

Ojén, que forma parte de las unidades más bajas del Complejo Alpujárride en el contexto regional alpino de superposición de mantos (NAVARRO-VILA y TUBÍA, 1983) (Figura 2). La estructura de la sierra está definida por una antiforma con el eje orientado ENE-OSO. Flanqueando esta sierra aparecen depósitos marinos de edad Pliocena pertenecientes a los dos términos más distales de sus tres varieda-

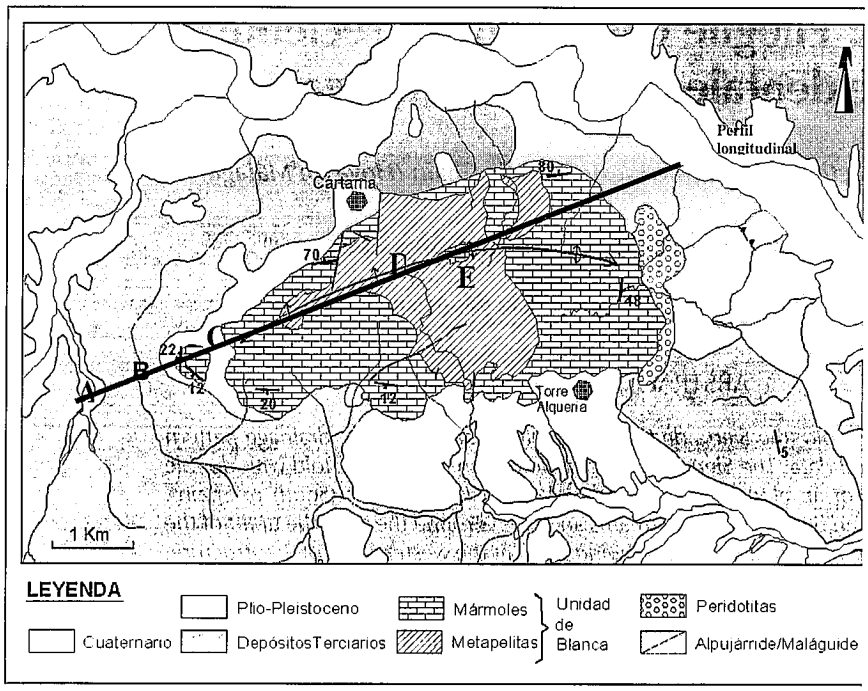

Fig. 2.- Esquema geológico de la Sierra de Cártama sobre el que se ha superpuesto la red fluvial [Realizado en base a cartografía de campo y datos tomados de Tubía et al. (1997) y Chacón y Quinquer (1978)].

Fig. 2.- Geological map of the Sierra de Cártama with the fluvial net over [Made considering field mapping and data from Tubía et al. (1997) and Chacón & Quinquer (1978)].

des sedimentarias: a muro, unas arcillas que pasan lateralmente a margas, y a techo, unas arenas cuarcíferas. En menor proporción, y en afloramientos dispersos y de escasa entidad, siempre próximos a los relieves, aparecen los términos más groseros de esta formación pliocena, formada por conglomerados de cantos de composición variada (dependiendo de las rocas del área madre). Por encima de estos materiales se depositan durante el Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior, ya en un ambiente continental árido, derrubios y coluviones que forman una superficie de glacis. Estos glacis presentan costras calcáreas que localmente pueden constituir caliches que los preservan de la erosión.

El marco geodinámico de la zona desde el mioceno hasta la actualidad se encuentra dominado por el proceso de convergencia NNO-SSE entre las placas Euroasiática y Africana. Sin embargo, el comportamiento del Dominio de Alborán (GARCÍA DUEÑAS Y BALANYA, 1986), que ha actuado a modo de una cuña orogénica con movimiento hacia el oeste, ha propiciado la existencia de campos de esfuerzos compresivos en los bordes de la misma coetáneos con campos de esfuerzos extensionales en las zonas centrales (GALINDO-ZALDÍVAR ET AL., 1993). Por ello, la situación de la zona de estudio favorece la existencia en el entorno de la misma de campos compresivos y distensivos a lo largo del Mioceno que tienen su reflejo en estructuras con cinematicas distintas de distintas escalas.

En lo que se refiere a la fracturación de la zona, SANZ DE GALDEANO (1983) identificó y describió las fallas mayores que se generaron tras la tectónica de mantos alpinos y cuya cinemática ha variado durante el Mioceno y Plioceno en función de las modificaciones del campo de esfuerzos regional. En particular, en la zona que nos ocupa están descritas dos fallas paralelas de dirección E-W que parecen ser la continuación tierra adentro de las fallas que, condicionan la morfología rectilínea de la costa desde Almería hasta Málaga. Estas fallas son consideradas como activas tanto desde el punto de vista neotectónico como desde el punto de vista sísmico (SANZ DE GALDEANO ET AL., 1995). A dichas fallas se les atribuye en las cartografías de la zona un importante salto en la vertical. Este tipo de movimiento, está descrito para la Sierra de Cártama (CHAMON y QUINQUER, 1976). Estos autores suponen un régimen de descompresión finipliocena que levanta la sierra estudiada, presentando un importante escarpe de falla normal en su vertiente norte con dirección aproximada N60-70E. Esta misma estructura con falla en la vertiente norte de la sierra es también señalada por TUBIA ET AL. (1997). Sin embargo, SOSSON ET AL. (1998) estudiaron la falla Istán-Cártama y la describen como una falla de desgarre sinestral en su sector oriental (sector de Cártama) y de tipo normal en la zona de Istán. La cinemática de desgarre la asocian a un proceso de transferencia de desplazamiento asociado al movimiento hacia el SO del bloque de techo en la zona occidental durante el Mioceno Inferior. Los mismos autores describen la implantación en la zona de un campo de esfuerzos compresivo (acortamiento NO-SE) que coincide con el bloqueo del movimiento de desgarre en dicha falla.

Por tanto, hasta el momento, no está clara la naturaleza del campo de esfuer-

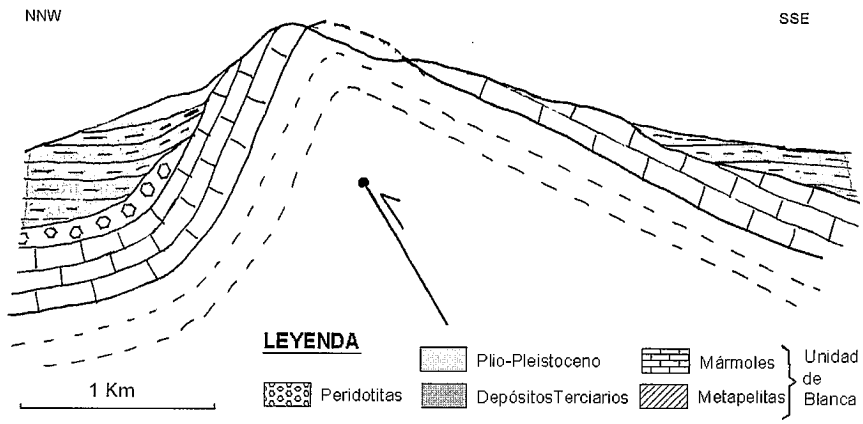

Fig. 3 .- Corte geológico interpretativo según la dirección transversal de la Sierra de Cártama. Se observa como las asimetría topográfica de la sierra estaría condicionada estructuralmente por un pliegue. Este pliegue podría estar acomodando en superficie la deformación producida por una falla inversa en profundidad (Escala vertical exagerada).

Fig. 3.- Interpretative geological cross section transversal to the Sierra de Cartama. The topographic asymmetry is marked by a fold, which could adapt at surface the deformation generated by a reverse fault in deep (Vertical scale exaggerated).

zos que ha sido activo en la zona de estudio durante los tiempos recientes (Plioceno y Cuaternario), es decir el campo de esfuerzos responsable de la formación de las morfoestructuras que construyen el paisaje actual.

Morfología y estructura de la Sierra de Cártama

La Sierra de Cártama presenta una morfología alargada, de una longitud de 8 km, según la dirección N60-70E. Dicha morfología viene definida por un pliegue anticlinal asimétrico tanto transversal como longitudinalmente, con un eje que presenta inmersión tanto hacia el OSO como hacia el ENE. La asimetría transversal está controlada por la existencia de un flanco corto de buzamiento elevado al NO y un flanco largo más tendido hacia el SE (Fig. 3). Al norte del flanco norte y paralelamente al mismo discurre la falla ENE-OSO de Istán-Cártama (Sosson et al., 1998) cuya actividad cesó a finales del Mioceno. La estructura del pliegue a nivel de los materiales de basamento está bien definida a partir de las medidas de foliación que presentan los materiales metamórficos que constituyen la sierra (CHAMON y QUINQUER, 1976). Asimismo, los mármoles de la unidad de Blanca que constituyen los mayores resaltes de la sierra aparecen verticalizados y en algunos puntos incluso invertidos en el flanco norte, mientras que en el flanco sur no superan los 25 ° de buzamiento (Figura 2). La visión en planta del pliegue (figura 2) permite identificar claramente una terminación periclinal occidental bien definida debido a la inmersión del eje del pliegue bajo los depósitos terciarios. La terminación oriental está peor definida y es más abrupta. Está controlada por una estructura NNO-SSE que controla claramente el afloramiento de los mármoles del basamento así como su buzamiento hacia el ENE.

Para analizar la relación de la morfología con la estructura tectónica se han realizado varios perfiles topográficos transversales a la dirección de la sierra utilizando los modelos digitales del terreno tanto del SGE como del IGN a diferentes escalas, en los se puede apreciar la asimetría de la sierra en cuanto a la pendiente de la vertiente norte y la vertiente sur. Esta asimetría queda reflejada en el corte geológico esquemático de la Figura 3. También se ha realizado un perfil longitudinal a la estructura (Figura 4). En este perfil se aprecia que la máxima altura del pliegue se alcanza en su sector centro-oriental (ahora parcialmente erosionado). En el tercio occidental de la sierra se observa una serie de valles fluviales que se disponen de forma escalonada bajando de cota hacia el oeste hasta que la línea del eje del pliegue intersecta con la depresión de Rio Fahala (afluente del Guadalhorce).

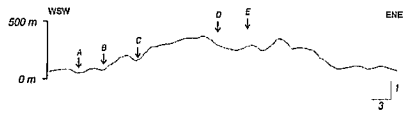

Fig. 4.- Perfil longitudinal de la Sierra de Cártama. La traza del perfil se ha señalado en la Figura 2. Los puntos A, B, C, D y E coinciden con los que aparecen en la Fig. 2.

Fig. 4.- Longitudinal profile of the Sierra de Cártama. The trace of profile and points A, B, C, D and E are shown in Fig. 2.

Red de drenaje

El modelo de red de drenaje que presenta esta sierra es marcadamente asimétrico. Los ríos y arroyos del lado norte son más cortos que los del lado sur. Los cauces de la vertiente sur además tienden a bordear la sierra para pasar al lado norte y desembocar en el río Guadalorce, siguiendo un recorrido forzado por la geometría de la terminación periclinal del pliegue (Figura 2). Este giro tiende a disponer la red rodeando la parte baja de la sierra por su lado occidental. Así mismo, como ya se ponía de manifiesto en el perfil longitudinal en su extremo oeste, cuanto más occidental es el cauce, más bajo topográficamente discurre. Los afluentes del Guadalhorce marcados con las letras A y B en la Figura 4 sufren el mismo giro a cierta distancia de la zona donde el eje del pliegue se sumerge bajo los depósitos terciarios. Esto puede ser un indicio de deformación superficial reciente asociada a la propagación lateral de la terminación periclinal hacia el oeste. En la parte oriental de la vertiente sur la red de drenaje se está encajando en los materiales pliocenos y no se observan deflexiones como las anteriores (Figura 2).

Estructura de los materiales post-miocenos

La zona marcada como C en las Figuras 2 y 4 corresponde con un valle fluvial colgado que atraviesa de lado a lado la terminación periclinal del pliegue. En este punto, coincidiendo con la traza del eje del pliegue, se observan los depósitos pliocenos marinos detríticos deformados en una geometría de pliegue asimétrico muy abierto que se encuentra cubierto en discordancia por los depósitos aluviales (glacis y conos de deyección) plio-cuaternarios. Los buzamientos de ambos flancos son muy tenues, no sobrepasando en su flanco más inclinado los 10°-12°. En esta zona también se han identificado fallas y fracturas con dirección subparalela a la traza del eje del pliegue que muestran una clara actividad sinsedimentaria intrapliocena.

A lo largo del flanco norte de la Sierra de Cártama, y en la parte media según su extensión longitudinal, se ha observado estos mismos depósitos, datados como Plioceno Inferior por Sosson et al. (1998), con una inclinación de 25° hacia el N. Esto lo interpretamos como respuesta a un basculamiento de los materiales adosados al flanco norte debido al crecimiento del pliegue. Además de este basculamiento se han observado fallas inversas afectando a los materiales pliocenos más groseros, con saltos de hasta 1,8 m en la vertical.

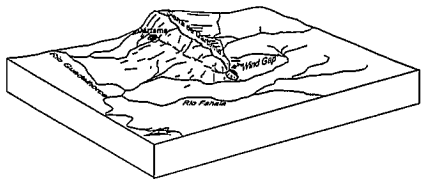

Fig. 5.- Bloque diagrama en el que se observa la morfología de la Sierra de Cártama, con la terminación periclinal occidental y la adaptación de la red fluvial al relieve.

Fig. 5.- Block diagram showing the morphology of the Sierra de Cártama: western fold closure and adapted fluvial pattern.

Modelo de deformación

Atendiendo a los rasgos geomorfológicos y estructurales que se han expuesto, se propone una estructura que responde a un modelo de deformación reciente en el que la actividad progresiva de una falla en profundidad de componente inversa lleva asociada un pliegue asimétrico de acomodación en superficie (Figuras 3 y 5) que sufre un progresivo crecimiento y propagación. Este pliegue presenta una terminación periclinal occidental con una geometría clásica, que parece haber ido migrando hacia el oeste en un movimiento que llega a afectar a la red fluvial. La terminación oriental presenta un carácter más lineal y puede asociarse a la existen-

cia de una falla NNO-SSE que actúe como rampa explicando así la asimetría del pliegue. La asimetría, tanto de la morfología externa como de la estructura interna, transversal se explicaría por la acomodación de la deformación producida por el avance de la estructura de sur a norte. Si bien esta geometría puede estar influenciada por estructuras previas, el control que ejerce sobre la red fluvial apoya el carácter reciente del proceso de migración reciente hacia el oeste de la estructura así como del levantamiento general de la zona bajo un régimen compresivo ya propuesto por SOSSON ET AL. (1998)

Varios canales fluviales han acomodado su cauce a la deformación impuesta por la sierra, rodeándola por ambos lados. Esta elevación es mayor cuanto más alejado de la terminación periclinal occidental se encuentra el cauce, llegando incluso a dejar cauces abandonados. Este es posiblemente el caso del corredor que queda colgado junto al extremo occidental del pliegue y que constituye un *wind gap*, es decir un antiguo cauce fluvial que queda inactivo debido al levantamiento del pliegue (Figura 2 y Figura 4, punto C). En el pliegue de Wheeler Ridge (California) (MUELLER y TALLING, 1997) hay un desplazamiento de la red fluvial asociado al crecimiento longitudinal de la estructura que es, desde el punto de vista morfológico, análogo al efecto aquí observado.

También hay que señalar que el punto de máxima elevación estructural del pliegue está desplazado hacia el este en relación al punto medio longitudinal de la sierra (Figura 2 y Figura 4, Puntos E y D). Esta variación de altura topográfica, unida a la morfología longitudinal de la sierra y al aumento del buzamiento de los depósitos pliocenos hacia el centro longitudinal de la estructura, apoya una evolución reciente dominada por la propagación lateral de la estructura. Esta propagación parece producirse fundamentalmente hacia el oeste. En el lado oriental la morfología parece estar relacionada con un límite estructural que impide el avance en esta dirección al actuar como una rampa lateral que absorbe parte del movimiento de la falla y condiciona que la propagación del pliegue se produzca mayoritariamente hacia el oeste. Existiría por tanto un gradiente en el salto total de la falla que disminuye gradualmente hacia el oeste.

El hecho de que no coincida en el punto medio de la estructura el punto de máxima altura estructural indicaría un máximo de desplazamiento en este punto. Esto explicaría, por un lado la variación longitudinal de altura de la sierra, que sería mínima en los extremos y máxima en el este punto y por otro, la curvatura del eje del pliegue. Una curvatura muy parecida en el eje del pliegue se observa en el pliegue de Wheeler en California (MUELLER y TALLING, 1997).

Otro indicio morfológico de la vigencia de la elevación a de la sierra es el hecho de que los materiales recientes situados al sur del flanco sur, es decir en el bloque levantado, se encuentran más elevados topográficamente que los del bloque hundido al norte. Esto se refleja en un encajamiento de la red fluvial más intenso en los materiales plio-pleistocenos y pliocenos de este flanco sur en relación con el observado al NO del pliegue.

Conclusiones

Teniendo en cuenta las observaciones morfológicas analizadas en los perfiles longitudinales y transversales a la sierra, la disposición de red de drenaje, la estructura geológica de la sierra y la disposición y deformación de los sedimentos recientes en torno al pliegue y en su interior, se propone un modelo de formación del pliegue de Cártama en el que la sierra se desarrolla como un pliegue de actividad reciente asociado al movimiento progresivo una falla inversa ENE-OSO que no llega a romper en superficie. Esta estructura se propaga lateralmente hacia el OSO debido probablemente a la existencia de una falla NNO-SSE que actúa como rampa situada en el borde oriental de la sierra. El grado de apretamiento progresivamente más alto que se observa desde los materiales pliocenos hasta los materiales del basamento indica una historia bastante dilatada de crecimiento del mismo.

El modelo que aquí se propone lleva consigo una serie de implicaciones tectónicas regionales, ya que para producir dicha estructura el tensor de esfuerzos de la zona ha de se de tipo compresivo una dirección de esfuerzo máximo horizontal NNO-SSE. Con este esfuerzo en la horizontal se produce una elevación de la Sierra de Cártama asociado a la cinemática inversa de una posible falla oculta NE-SO que se reactivaría tras el bloqueo durante el Mioceno Superior de la falla de desgarre de Istán-Cártama situala al NO del flanco norte (SOSSON ET AL, 1998). El tensor de esfuerzos contendría, por tanto, un esfuerzo mínimo s_3 en la vertical. Las fallas que describen SANZ DE GALDEANO ET AL (1995) en dirección E-O y con importante salto en la vertical en esta zona, son coherentes con esta estructura, siempre y cuando el salto en la vertical se produzca para tiempos postpliocenos bajo un régimen compresivo y no distensivo como proponen CHAMON y QUINQUER (1976).

La posible vigencia durante el cuaternario de la propagación de la estructura que forma la sierra de Cártama, tal y como se desprende de la estructura de la red fluvial, hace necesario considerar a la falla responsable de dicha estructura como una de las posibles fuentes sismogenéticas de importancia regional en la zona.

Agradecimientos

Agradecemos al revisor anónimo de este trabajo por las sugerencias aportadas para la mejora del mismo.

Bibliografía

Chamón, C. y Quinquer, R. (1976): Mapa Geológivo Nacional. (MAGNA), 1:50.000. Hoja de Alora.

Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993): *Tectonophysics*, 227, 105-126.

García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1986): *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 23, 2-13.

IGME (1983): *Mapa Sismotectónico de España. Hoja Piloto: Granada.*

IGN (1997): *Catálogo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional.*

King, G.P., Stein, R.S. y Rundle, J-B. (1988): *J. Geophys. Res.*, 93(811), 13307-13318.

Jackson, J.; Norris, R. y Youngson, J. (1996): *Journal of Structural Geology.* Vol. 18, 217-234.

Keller, E.A.; Pinter, N. (1996): In: *Active Tectonics.* Edit. Prentice Hall.

Mueller, K. y Talling, P. (1997): *Journal of Structural Geology.* Vol. 19, 397-411.

Navarro-Vila, F. y Tubía, J. M. (1983): C. R. Ac. Sc., 296, 111-114.

Sanz de Galdeano, C. (1983): *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C.; López Casado, C.; Delgado, J. y Peinado, M. A. (1995): *Tectonophysics*, 248: 393-302

Sosson, M.; Morillon, A-C,; Bourgois, J.; Féraud, G.; Poupeau, G. y Saint-Marc, P. (1998): *Tectonophysics*, 285: 253-273.

Tubía, J.M.; Cuevas, J. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997): *Tectonophysics* , 279: 227-252.