

Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales

Neotectonics in the Castilian foreland of the Betic cordilleras

P. J. Rincón y R. Vegas.

Dpto. de Geodinámica, Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense; 28.040, Madrid.

ABSTRACT

The major morphotectonic features in the foreland of the Eastern Betics can be explained within the frame of the weak compressive stress field originated in the Prebetic fold and thrust belt. This NW directed compression is partitioned by N130°-150° dextral strike-slip corridors and orthogonal crustal flexures. The Neogene-Quaternary volcanism and the distribution of seismicity can be also considered within this compressive neotectonic regime.

Key words: stress configuration, morphotectonics, crustal flexures, intraplate accommodation, Eastern Betics foreland.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 929-931
ISSN: 0213683X

Introducción

Con la denominación de *antepaís castellano* de las Béticas orientales definimos el área de plataforma correspondiente a las provincias de Ciudad Real y Albacete. Los límites meridional y oriental de esta zona tectónica corresponden al frente prebético de Alcaraz y a los frentes de plegamiento de la Cordillera Ibérica, respectivamente. Al oeste y al norte este área de plataforma se extiende sin solución de continuidad hacia Extremadura y el Sistema Central como parte del Macizo Hespérico (fig. 1). En cuanto a *neotectónica* consideramos el último evento deformacional incidente en esta región - desde el Tortoniano medio-superior (9 Ma) hasta la actualidad - que se corresponde con el último segmento de la trayectoria que define el movimiento relativo entre la Península Ibérica y África (Dewey *et al.*, 1989).

El objetivo de esta nota es precisamente enmarcar la deformación neotectónica y sus procesos asociados (morfoestructónica, fisiografía, volcanismo y sismicidad) en el contexto del campo de esfuerzos intraplaca creado por la convergencia entre África y la Península Ibérica.

Estimación del campo de esfuerzos neotectónicos

El carácter de *plataforma* del área estudiada favorece el uso de técnicas de análisis de mesoestructuras frágiles, tanto fallas como diaclasas. Se han analizado

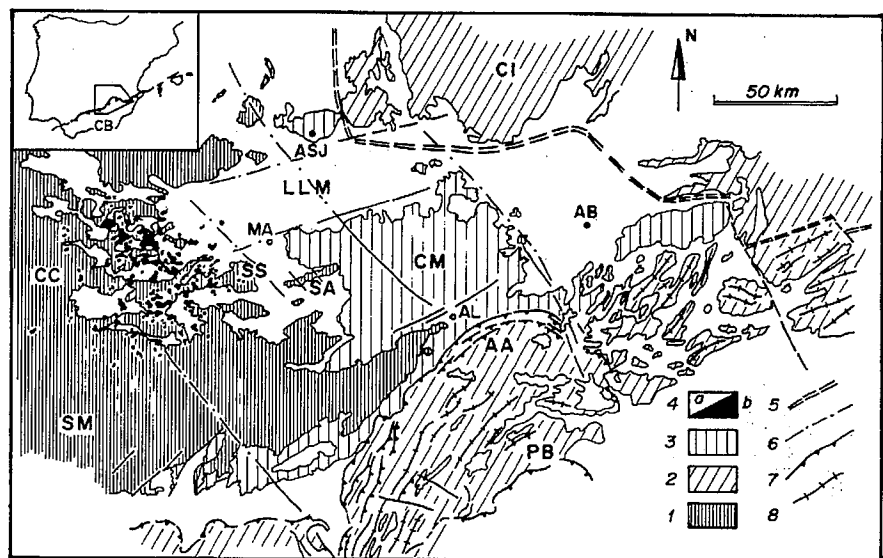


Fig. 1.- Esquema geológico y situación de la zona estudiada. 1, basamento hercínico; 2, cobertera mesozoica de las Cordilleras Béticas y la Cadena Ibérica; 3, cobertera mesozoica del antepaís castellano; 4, Neógeno y Cuaternario, (a) sedimentos, (b) rocas volcánicas; 5, límite de la Cadena Ibérica; 6, lineamientos de basamento; 7, cabalgamientos del Prebético; 8, trazas axiales; AA, Arco de Alcaraz; CC, Campo de Calatrava; CI, Cordillera Ibérica; CM, Campo de Montiel; LLM, Llanura Manchega; PB, Prebético; SA, Sierra de Alhambra; SM, Sierra Morena; SS, Sierra de Siles; AB, Albacete; AL, Alcaraz; ASJ, Alcázar de San Juan; MA, Manzanares. Recuadro: Situación respecto a las Cordilleras Béticas (CB).

Fig. 1.- Geological sketch and location of the studied area. 1 Hercynian basement; 2, Mesozoic cover of the Betic and Iberian Cordilleras; 3, Mesozoic cover of the Castilian foreland; 4, Neogene and Quaternary, (a) sediments, (b) volcanics; 5, Boundary of the Iberian Chain; 6, basement lineations; 7, Prebetic thrusts; 8, axial traces. Insert: location of the studied area in the Betic Cordilleras (CB).

unos setecientos planos de falla con estrías (Rincón, 1995) mediante el "Método de los diedros rectos" (de Vicente *et al.*, 1992), el "Modelo de deslizamiento" (de

Vicente, 1988 y 1992), y el "Método de inversión de esfuerzos o Método de Reches" (Reches, 1987). Las mediciones de fallas se han obtenido en las cuarcitas y

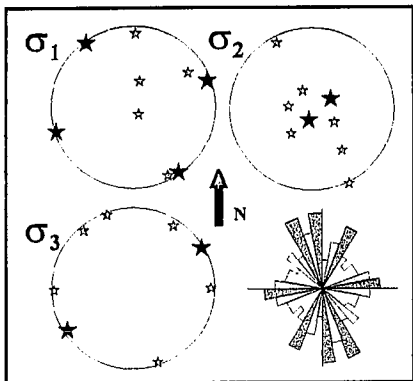


Fig. 2.- Disposición espacial (1) de los tres ejes de esfuerzos principales deducidos del análisis de 739 planos de falla estriados medidos en cuarcitas y pizarras ordovícicas del basamento hercínico, en materiales carbonatados jurásicos, y en materiales lávicos del volcanismo Neógeno-Cuaternario (Schmidt, hemisferio inferior); y (2) de la rosa de direcciones correspondiente a las diaclasas medidas en carbonatos jurásicos y cuarcitas ordovícicas.

Fig. 2.- Spatial situation (1) of the principal stress field axes calculated from the fault population analysis (739 planes) on Paleozoic, Mesozoic and Neogene-Quaternary volcanics materials (Schmidt, lower-hemisphere); and (2) directions of joints in Ordovician and Jurassic outcrops.

pizarras ordovícicas del basamento hercínico, en los carbonatos de la cobertera jurásica del Campo de Montiel, y en los materiales lávicos del volcanismo neógeno-cuaternario del Campo de Calatrava (fig. 1). Los resultados de este análisis (fig. 2) muestran la existencia de dos tensores correspondientes a dos campos de esfuerzos *compresionales débiles* (s_1 y s_3 horizontales y s_2 vertical) cuya actuación consideramos alpina al incidir en la cobertera mesozoica y en los materiales volcánicos neógenos. Para el campo de esfuerzos congruente con la deformación en la Cordillera Ibérica, durante el Oligoceno-Mioceno inferior, hemos usado la denominación de "campo ibérico", mientras que en el otro campo s_1 (coincidente con S_{Hmax} o *máxima compresión en la horizontal*) se dispone hacia N140°-160°E en la misma orientación que el vector de convergencia (slip vector) África-Península Ibérica entre los últimos 9 Ma y la actualidad. Para este último campo hemos acuñado la denominación de "campo bético" y ha sido relacionado genéticamente con la deformación compresiva en el Arco de

Alcazar (fig. 1) (Rincón, 1995; Vegas y Rincón, 1996). Este campo de esfuerzos es el responsable de la deformación neotectónica intraplaca.

La medida de más de mil cuatrocientos planos de diaclasas revelan la existencia de dos orientaciones preferentes (N140°-160°E y N80°-90°E, fig. 2). Aunque las diaclasas han sido medidas en carbonatos jurásicos y cuarcitas ordovícicas, es posible considerar un origen neotectónico si se tienen en cuenta las hipótesis propuestas para el diaclasado en áreas de plataforma (Scheidegger, 1980; Hancock, 1985; Hancock y Engelder, 1989). En este sentido, las diaclasas N140°-160°E son paralelas a s_1 (S_{Hmax}) definiendo el campo neotectónico, mientras que las direcciones N80°-90°E deben estar relacionadas con los relieves (flexuras de la corteza, Vegas y Rincón, 1996) perpendiculares a S_{Hmax} (relieves de Campo de Montiel, Sierra de Siles, Montes de Toledo, etc., fig. 1).

Comparación con la fisiografía, la red fluvial y el vulcanismo

Entre los diferentes elementos neotectónicos aparece una clara relación con el campo de esfuerzos definido en el apartado anterior.

A- *Fisiografía*. Los relieves más importantes del antepaís castellano corresponden a elevaciones de dirección general NE-SW perpendiculares a S_{Hmax} (alineaciones de Sierra Morena, Campo de Montiel, sur de Montes de Toledo). Estos relieves están separados por depresiones (llanura de La Mancha, por ejemplo) recubiertas por sedimentos neógenos. La ubicación de estos relieves y el análisis de ortoimágenes Landsat permite definir zonas de fractura o corredores de deformación orientados N140°-160°E, (Bandas de Azuer, de Ruidera) transversos a los relieves principales. Interpretamos los relieves principales como flexuras positivas de la corteza (fig. 3) en el contexto del campo compresivo intraplaca con S_{Hmax} orientada perpendicular a ellos. Por su parte las zonas o bandas de fractura deben corresponder a líneas de fractura pre-terciarias reactivadas bien como macrodiscontinuidades de tipo I (*sensu* Nur, 1982) o bien como fallas direccionales dexas que acomodan el "campo bético" (fig. 1 y 3).

La red fluvial del antepaís castellano se orienta preferentemente según N80°-90°E y N150°-160°E, coincidiendo con los máximos de orientación del

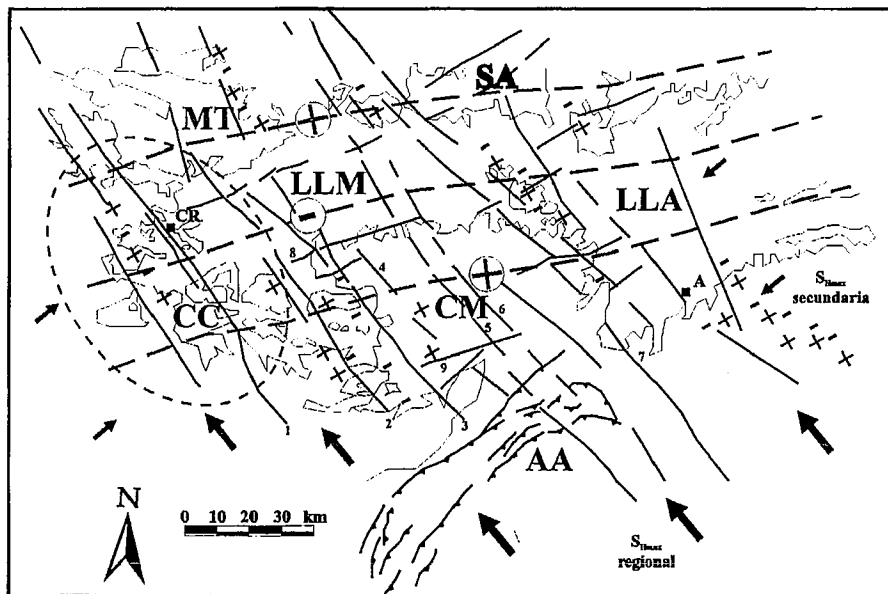


Fig. 3.- Esquema del modo de atenuación del campo bético en el antepaís castellano oriental: Flexuras principales positivas (+) del Campo de Montiel (CM) y de la Sierra de Altomira (SA)-Montes de Toledo (MT), y negativas (-) de la Llanura Manchega (LLM) subparalelas a la estructura bética del Arco de Alcazar (AA); flexuras positivas (+) y negativas (-) secundarias; S_{Hmax} regional y secundaria. (1) Fractura de Ciudad Real, (2) Falla de Valdepeñas, (3) Falla del Azuer, (4) Falla de Alhambra, (5) Falla de Ruidera, (6) Falla de Tomelloso, (7) Falla de Socovos, (8) Falla de Manzanares, (9) Falla de Villahermosa-Viveros.

Fig. 3.- Sketch of the "stress field betic" attenuation over the study area: Principal positive flexures (+) of the Campo de Montiel (CM) and of the Sierra de Altomira (SA)-Montes de Toledo (MT), and principal negative flexure (-) of the Llanura Manchega (LLM) oriented subparallel to Prebetic fold and thrust belt (Arco de Alcazar, AA); the secondary positive (+) and negative (-) flexures; and the regional and secondary S_{Hmax} (1) Ciudad Real fracture, (2) Valdepeñas Fault, (3) Azuer Fault, (4) Alhambra Fault, (5) Ruidera Fault, (6) Tomelloso Fault, (7) Socovos Fault, (8) Manzanares Fault, and (9) Villahermosa-Viveros Fault.

diaclasado. Esto apoya el carácter neotectónico del diaclasado (Scheidegger, 1980). Así mismo, la cuantificación de las *lineaciones estructurales* observadas en imágenes Landsat presenta una bimodalidad similar ($N60^{\circ}-70^{\circ}E$ y $N140^{\circ}-150^{\circ}E$). La alineación preferente $N130^{\circ}-140^{\circ}E$ de los procesos de carstificación en el Campo de Montiel (representados por la alineación de las Lagunas de Ruidera) también se puede considerar en este mismo contexto tectónico.

B- Sismicidad. La repartición geográfica de epicentros (fig. 4) indica una continuidad de los procesos neotectónicos. La sismicidad representa una reactivación de los corredores dextrorsos (Bandas de Azuer y Ruidera) principalmente en el área frontal del Arco de Alcaraz.

C- Volcanismo. El inicio de la actividad magmática en el Campo de Calatrava (8,7 Ma, Ancochea, 1982) coincide con el periodo neotectónico aquí considerado. En este sentido, el volcanismo intraplaca del Campo de Calatrava se debería inscribir en el contexto del "campo bético" compresivo débil, frente a otras hipótesis de ambientes tectónicos extensionales (Ancochea, 1982; López Ruiz *et al.*, 1993). El origen de este magmatismo se puede fijar, por tanto, en una flexura litosférica (relacionada con las flexuras de la corteza, de menor longitud de onda), la fusión parcial concomitante y el ascenso a través de discontinuidades (fundamentalmente macrodiscontinuidades de tipo I orientadas $\approx N140^{\circ}E$ como el eje mayor de la elipse envolvente de los afloramientos volcánicos, fig. 3 y 4). La no existencia de intrusiones volcánicas al este de la Sierra de Siles se deberá a la mayor intensidad relativa del "campo bético" en la zona frontal del Arco de Alcaraz que impide el ascenso del magma; mientras que al oeste una menor intensidad facilitarí la permutación de s_1 y s_2 y la formación de zonas de emisión volcánica (s_2 menor que el empuje del magma).

Modelo tectónico

Como resumen se puede establecer que la deformación neotectónica en esta

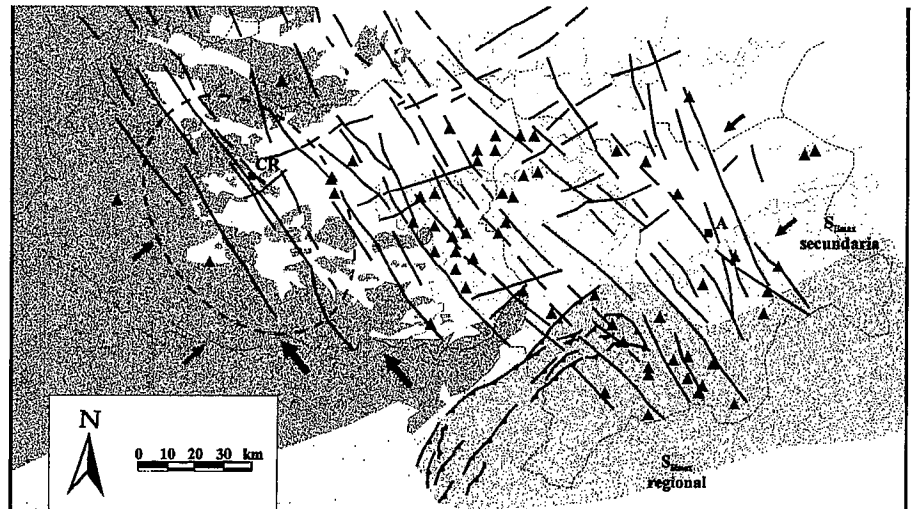


Fig. 4.- Distribución espacial de: (1) los epicentros de los sismos en el área de estudio; (2) las lineaciones principales (fracturas) $N60^{\circ}E$ y $N140^{\circ}E$; (3) la envolvente del volcanismo Neógeno-Cuaternario; y (4) las orientaciones de S_{Hmax} pertenecientes a los tensores de esfuerzo regional y secundario.

Fig. 4.- Spatial distribution of: (1) the earthquake epicenters of the study area; (2) the principal lineations (fractures) oriented $N60^{\circ}E$ and $N140^{\circ}E$; the Neogene-Quaternary volcanism envelope; and (4) the S_{Hmax} orientation of the regional and secondary stress field.

zona de antepaís es causada por la compresión neógeno-cuaternaria en el Arco de Alcaraz, y se reparte en flexuras de la corteza (y de la litosfera) que forman los relieves y llanos alternantes, así como en corredores de fallas direccionales dextrorsas (alternativamente macrodiscontinuidades de tipo I) que controlan en conjunto los corredores morfotectónicos, la sismicidad y el volcanismo.

Agradecimientos

Los autores agradecen a J. Rueda (I.G.N.) la situación de epicentros en las provincias de Ciudad Real y Albacete.

Referencias

- Ancochea, E. (1982): Tesis Doctoral, U.C.M.; 430 pp.
 de Vicente, G. (1988): Tesis Doctoral, U.C.M.; 331 pp.
 de Vicente, G. (1992): "Análisis Poblacional de Fallas. III Reunión Com. Tect., Soc. Geol. España"; 85 pp..

- de Vicente, G.; Muñoz, A.; Giner, J.L. (1992): Rev. Soc. Geol. España, 5, (3-4); 7-19.
 Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W.; Knot, S.D. (1989): "Alpine Tectonics", Geol. Soc. Spec. Publ., 45; 265-283.
 Hancock, P.L. (1985): J. Struct. Geol., 7; 437-457.
 Hancock, P.L.; Engelder, T. (1989): "Neotectonic joints". Geol. Soc. of America Bull., 101; 1.197-1.208.
 López-Ruiz, J.; Cebriá, J.M.; Doblas, M.; Oyarzun, R.; Hoyos, M.; Martín, C. (1993): J. Geol. Soc. London., 150; 915-922.
 Nur, A. (1982): J. Struct. Geol., 4; 31-40.
 Reches, Z. (1987): Tectonics, 6; 849-861.
 Rincón, P.J. (1995): Tesis de Licenciatura, U.C.M.; 230 pp..
 Scheidegger, A.E. (1980): Libro "Rock mechanics", suplemento 9; 109-124.
 Vegas, R.; Rincón, P.J. (1996): Geogaceta, ; 31-34.