

El pliegue sinsedimentario de Hinojares (sector de Pozo Alcón-Tíscar, provincia de Jaén, zona externa bética)

The Hinojares synsedimentary fold (Pozo Alcón-Tíscar area, Jaen province, Betic External Zone)

C. Sanz de Galdeano ⁽¹⁾, J. Galindo-Zaldívar ⁽²⁾, A.C. López Garrido ⁽¹⁾, P. Alfaro ⁽³⁾, A. Ruiz Bustos ⁽¹⁾ y C. Marín Lechado ⁽⁴⁾

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

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

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

⁽⁴⁾ Instituto Geológico y Minero de España. Delegación de Granada, Spain. marin@igme.es

ABSTRACT

In the proximities of Hinojares (northern border of the Guadix-Baza basin), there is a growth syncline, formed in Plio-Quaternary sediments, showing progressive unconformities in its limbs. At its ESE prolongation, the recent glacia, Pleistocene in age, shows two flexions parallel to the fold hinge and limbs. This fold has been probably controlled by the Tíscar fault and formed within a NNE-SSW compressive setting.

Key words: Growth syncline, Neotectonics, Active Tectonics, Guadix-Baza basin, rodent tooth.

Geogaceta, 41 (2007), 203-206

ISSN: 0213683X

Introducción

El Sector de Pozo Alcón – Tíscar es conocido por la presencia de la importante falla de Tíscar que corta y desplaza unos 6 km hacia el NO su bloque sudoccidental (Foucault, 1971) (Fig. 1). Es una falla dextrorsa que se movió fundamentalmente del Tortonense ¿terminal? al Plioceno basal (Sanz de Galdeano *et al.*, 2007). Su zona de falla está formada por una fractura principal que produce un importante escarpe en los materiales prebéticos del sector de Tíscar y varias fallas subparalelas.

Al sur de la línea principal de esta falla, en las proximidades de la localidad de Hinojares, existen sedimentos del relleno de la cuenca de Guadix-Baza que forman un pliegue sinclinal, en el que la disposición geométrica de los estratos indica que el depósito fue simultáneo a la deformación. La datación de un yacimiento de microvertebrados ha permitido acotar en el tiempo la edad del pliegue. En esta nota se hace la caracterización geológica del citado pliegue.

Sedimentos en los que se observa el pliegue y su datación

Los citados depósitos del sector de Hinojares se sitúan entre el fuerte relieve

del bloque nororiental de la falla de Tíscar y el cauce del Guadiana Menor (Figs. 1 y 2). Reposan discordantemente sobre parte del complejo caótico subbético-olistostroma subbético (Roldán García y García Cortés, 1988; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994) y sobre sedimentos del Mioceno superior implicados total o parcialmente en el olistostroma. Corresponden a depósitos de borde de la cuenca de Guadix-Baza, situados en el umbral que los separaba de los de la cuenca del Guadalquivir.

Se trata de una formación de arcillas de tonos rojos y salmón entre la que se intercalan niveles de arenas y conglomerados de distintos tamaños, finos a gruesos, con una potencia máxima conservada del orden de 50 m. A techo, en su parte sudoriental, se conserva, aunque deformada, la superficie del glacis de la cuenca de Guadix-Baza.

Cerca de la base existe un nivel de arcillas de color amarillento verdoso donde se tomaron muestras para obtener dientes de roedores con el fin de datar los materiales. El resultado del lavado y tamizado, es un primer molar inferior de *Mimomys (Villanyia) reidi* (Hinton, 1910), y posiblemente un incisivo superior de esta especie, que está descrita en detalle en Ruiz Bustos

(1987). Además ha sido encontrado un segundo molar superior de *Stephanomys laynensis* Ruiz Bustos, 1986. La edad es Villafranquiense superior, intrazona SI17-2 de la escala de Ruiz Bustos (2002), lo que supone una edad comprendida entre 2,27 y 2,04 M.a. Ese nivel se encuentra cercano a la base por lo que el techo podría alcanzar el Pleistoceno medio o más alto, tal como sucede en la cuenca de Guadix-Baza (Alonso Diago, 1989; Viseras *et al.* 2004).

Descripción del pliegue sinsedimentario. Su relación con otros rasgos geológicos

El eje del pliegue tiene una dirección ONO y los buzamientos máximos de sus flancos son de unos 50-60° al SSO y 40° al NNE. Hacia el techo y a la vez hacia el centro del pliegue los buzamientos disminuyen grandemente (Fig. 3). En ambos flancos existe una discordancia angular progresiva, mejor marcada en el norte. Estrictamente en los bordes de la estructura no se observa ninguna falla neta, sí en las proximidades (Fig. 2), si bien los materiales sobre los que reposa en el noroeste son triásicos, poco competentes, y los del suroeste son del Mioceno superior, también poco competentes. En am-

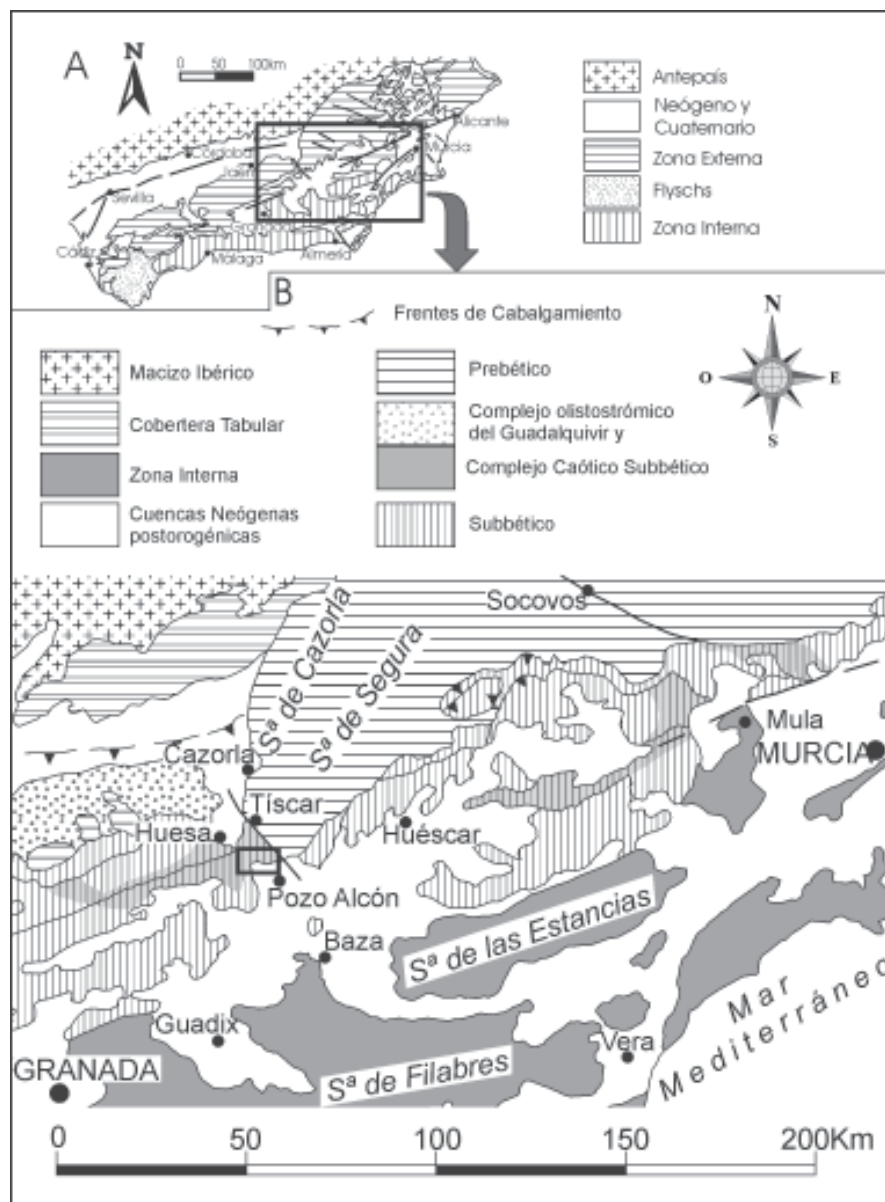


Fig. 1.- A) Situación del área estudiada. El rectángulo marca la posición de B. B) Esquema geológico general del área donde se sitúa el sector estudiado. Este se marca en un pequeño rectángulo.

Fig. 1.- A) Geologic setting of the study area. The square marks the position of B. B) Geologic sketch of the region in which is situated the study sector. This is signalled in the small square.

En ambos casos, los derrubios no permiten ver totalmente bien el contacto.

El eje de este pliegue sinclinal es prácticamente paralelo a las trazas de las líneas de falla de Tíscar en este sector (Fig. 2). Además es paralelo a tres netos desniveles del terreno que se observan hacia el este, hacia Pozo Alcón. Todos ellos desplazan al glacis de la cuenca de Guadix-Baza. Estos desniveles tienen en la parte norte alturas de hasta varias decenas de metros, mientras que el meridional es menor. Entre los tres determinan un valle amplio por el que discurre la carretera de Pozo Alcón hacia Huesca o Tíscar.

Discusión

El paralelismo existente entre el eje del pliegue, las flexiones en el glacis y las líneas de falla de Tíscar sugiere la existencia de una relación mutua. El desnivel más septentrional del glacis está alineado con la línea principal de esta falla (Fig. 2), por lo que se ha producido durante el Pleistoceno superior, corresponda o no al movimiento vertical de esa falla. La edad del glacis es discutida, pero existe acuerdo en que se formó durante el Pleistoceno superior (Peña, 1985; Vera *et al.*, 1994; Azañón *et al.*, 2006). La actual duda es si se formó hace unos cien mil años o si lo

hizo más recientemente. Aunque el desnivel producido por la ruptura es notorio, no vemos trazas netas de superficie de falla asociadas.

Lo mismo ocurre con las otras dos rupturas del relieve: si tuvieran fallas asociadas, éstas no se observan en superficie, quizás por afectar a sedimentos poco competentes. Por el contrario, las discordancias angulares de ambos flancos son claras y, de acuerdo con la datación obtenida, su formación se inició hace unos dos millones de años. Este proceso, con hundimiento de la zona axial del pliegue ha continuado durante el Pleistoceno superior, deformando al glacis.

Si la geometría del pliegue es fácil de determinar, no lo es el origen. Se plantean las posibilidades de que se hayan formado en un proceso debido a extensión en el que posibles líneas de la falla de Tíscar han actuado como fallas normales, formando una fosa, en cuyo interior se ubica el pliegue o si lo hace en otro contexto. En este aspecto, en la Cordillera Bética se describe desde el Mioceno superior a la actualidad una compresión N-S (algo variable en dirección según los lugares y los momentos) y una extensión perpendicular o casi (E-O a ENE-OSO; Galindo Zaldívar *et al.*, 1993). A veces la extensión es la única evidente. Datos de fallas menores estudiadas (Fig. 4) directamente al norte del sector estudiado, muestran una compresión casi N-S (NNE-SSO) (Sanz de Galdeano *et al.*, 2006) en materiales que alcanzan hasta el Messiniense. También se detecta una extensión prácticamente E-O (Fig. 4, diagrama 3). Además, hacia la base de los conglomerados del pliegue de Hinojares, se han obtenido medidas de estrías en cantos (Fig. 4, diagrama 4), cuya dirección media es aproximadamente paralela a la posición de s_1 del esfuerzo existente en el momento en que se estriaron (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Ruano y Galindo Zaldívar, 2004). En este caso muestran una neta compresión prácticamente N-S, aunque también se observa una compresión NO-SE, que no encaja con la observada en los otros lugares próximos. De todas formas, esta compresión NO-SE es menos neta que la N-S a NNE-SSO. Algunas diaclasas en cantos muestran una extensión prácticamente E-O.

Con este elipsoide de esfuerzos y la propia dirección del eje del pliegue, ONO-ESE, prácticamente perpendicular a la dirección de s_1 obtenida en fallas menores y estrías en cantos, la hipótesis que parece más probable es que se ha formado en un contexto compresivo.

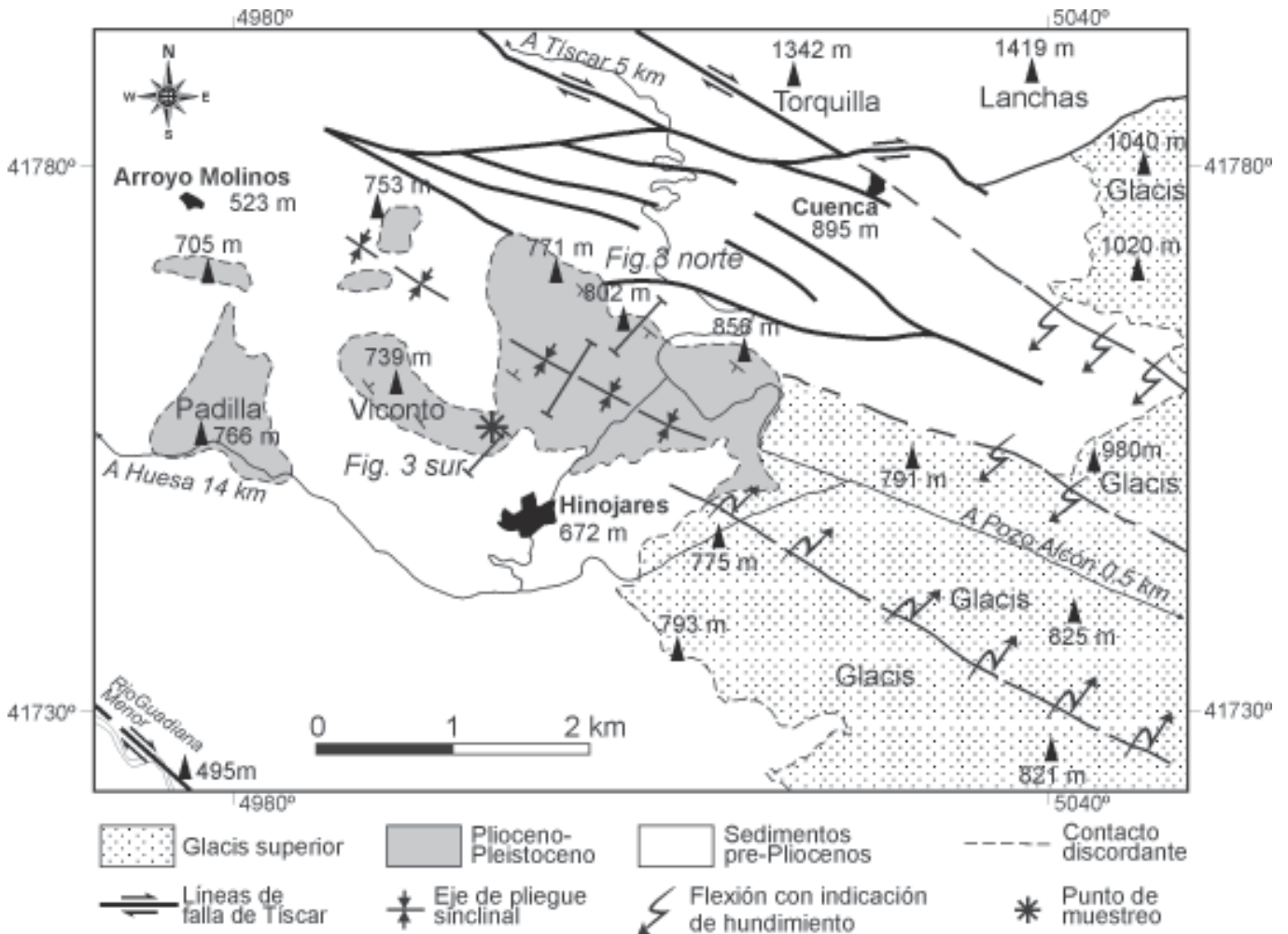


Fig. 2.- Esquema geológico del pliegue de crecimiento de Hinojares. Su situación puede verse en la Fig. 1. La posición de la Fig. 3 se marca en tres segmentos correspondientes a las fotos.

Fig. 2.- Geologic sketch map of the growth fold of Hinojares. Its position can be seen in Fig. 1. The position of Fig. 3 is marked in the three segments corresponding to the photographs.

Aún así, debieron existir momentos de relajación, tal como se deduce del estudio de las fallas menores, lo que permitió la formación del glacis, el cual después fue claramente desnivelado en las rupturas antes señaladas. A la vez, la propia ubicación del pliegue debió estar controlada por las discontinuidades que

representaban las distintas superficies de falla de Tíscar.

Conclusión

En el sector de Hinojares, en la parte septentrional de la cuenca de Guadix-Baza, existe un pliegue sinclinal forma-

do en materiales del Pliocuaternario, cuya base tiene una edad aproximada de 2 M.a. alcanzando hacia techo una edad posiblemente Pleistoceno superior. En sus flancos presenta discordancias progresivas en particular en el septentrional, lo que muestra que el depósito se ha producido al tiempo que se hundía la

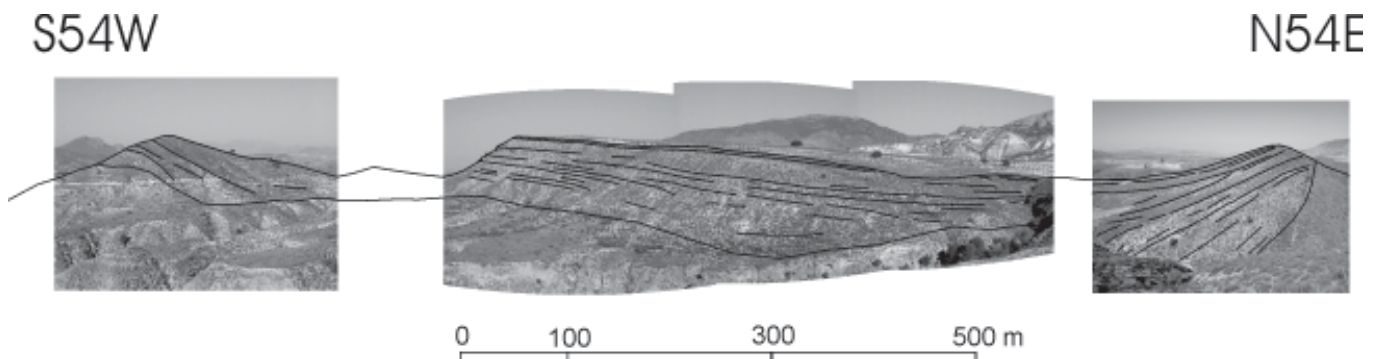


Fig. 3.- Corte geológico que muestra la estructura del pliegue de crecimiento de Hinojares. La posición de las fotos se señala en la Fig. 2.

Fig. 3.- Geologic cross section showing the structure of the Hinojares growth fold. The positions of the photos are marked in Fig. 2.



Fig. 4.- Disposición de los esfuerzos obtenidos a partir de fallas menores y cantos estriados. 1.- Al norte de Hinojares, en los túneles de Tíscar. 2.- al norte de Hinojares en el sector de Huesa. 3.- Unos 5 km al ONO de Hinojares, en el sector de Ceal. 4.- Direcciones medias de las estrias en cantos grabados en el pliegue de Hinojares. Los planos representados corresponden a diaclasas de tensión que los parten. En todos los diagramas las flechas negras (y las grises) indican compresión y las blancas extensión.

Fig. 4.- Paleo-stresses deduced from minor faults and striated pebbles. 1.- North of Hinojares, in the Tíscar tunnels. 2.- North of Hinojares, in the Huesa sector. 3.- Approximately 5 km to the WNW of Hinojares, in the Ceal sector. 4.- Main directions of the striae in pebbles in the Hinojares fold. The planes represented correspond to tensional joints breaking the pebbles. In all the diagrams, black and grey arrows indicate compression and white ones extension.

zona axial del pliegue. Esta zona hundida se continúa hacia el ESE, donde el glacis de la cuenca de Guadix-Baza muestra rupturas de pendiente que se sitúan tanto en su parte norte, donde hay dos, como en su parte sur, donde hay una. Una del norte y la del sur coinciden con la posición de los flancos del pliegue y la situada más al norte con la continuación de la línea principal de la falla de Tíscar. No se observan fallas en los flancos del pliegue, sin que se pueda descartar claramente su existencia.

La hipótesis que parece más verosímil para explicar la formación del pliegue

es que se produjo por la compresión NNE-SSO detectada en el sector, a la vez que la propia ubicación del pliegue estuvo controlada originalmente por las líneas de la falla de Tíscar. El hecho de que se forme en materiales Plio-Pleistocenos y que afecte al glacis de la cuenca de Guadix-Baza indica que se trata de una estructura muy moderna.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por los proyectos CGL200401636/BTE, CGL2004-03333/BTE, la Acción Inte-

grada BTE2001-5230-E y el grupo RNM 217 de la Junta de Andalucía. A

Referencias

- Alonso Diago, M.A. (1989). En Alberdi, M. T. y Bonadonna, F.P. (Eds.) Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. 1989. *Trabajos sobre el Neógeno- Cuaternario MNCN*, 11. Madrid.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I.M., Alonso-Zarza, Soligo, M., Pérez-Peña, V. (2006). *Special Paper of the Geological Society of America*, 416, 223-239.
- Foucault, A. 1971. *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (province de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Tesis Univ. Paris, 633 p.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983). *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique, Paris*, 21, 23-34.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Peña, J.A. (1985). *Estudios Geológicos*, 41, 33-46.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2), 141-153.
- Roldán García, F.J. y García Cortés, A. (1988). *II Congreso Geológico de España. SGE*, Granada, 1, 189-192.
- Ruano, P. y Galindo-Zaldívar, J. (2004). *Tectonophysics*, 379, 183-198.
- Ruiz Bustos, A., 1986. *Paleomammalia*, 1(1), 1-27.
- Ruiz Bustos, A., 1987. *Paleomammalia*, 1 (2), 1-54.
- Ruiz Bustos A., 2002. *Pliocénica*, 2, 44-64.
- Sanz de Galdeano C., Galindo Zaldívar J., López Garrido A.C. Alfaro P., Pérez-Valera F., Pérez-López A, García Tortosa F.J. (2006). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19, 271-280.
- Vera, J. A., Rodríguez, J., Guerra, A. y Viseras, C. (1994). *Documents et Traavaux de l'IGAL*, 14, 1-17.