

Estudio geométrico comparativo de pliegues asociados a la propagación y terminación lateral de cabalgamientos

Comparative geometrical study of fault-propagation folds associated with lateral tips of thrusts

E.M. Mantero, C. Fernández y F.M. Alonso-Chaves

Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus de El Carmen, 21071-Huelva. elena.mantero@dgyp.uhu.es
fcarlos@uhu.es alonso@uhu.es

ABSTRACT

This work examines the geometry of two examples of fault-propagation folds related to the lateral termination of thrusts. In spite of their differences in age (Variscan and Alpine) and composition of the involved rocks (metamorphic or sedimentary), the geometry of the resulting folds is quite similar, indicating that are universal the mechanisms responsible for these structures.

Key words: Fault-propagation folds, tip-line, South Portuguese Zone, Spanish Central System.

Geogaceta, 40 (2006), 27-30
ISSN: 0213683X

Introducción

El objetivo de este trabajo es comparar la geometría de los pliegues de propagación de falla (Suppe, 1985) asociados a cabalgamientos situados en dos zonas con características geológicas contrastadas. Los pliegues de propagación se caracterizan por una acusada asimetría, con desarrollo de flancos frontales subverticales o invertidos, y núcleos antiformalles en los que termina el cabalgamiento. Este hecho permite definir la denominada “*tip-line*” en la terminación de la superficie de falla, a partir de la cual el acortamiento se transfiere al pliegue. La geometría de los pliegues de propagación permite inferir la orientación de la “*tip-line*”. En este trabajo se describen los pliegues de propagación y terminación lateral de Campanario (Zona Sudportuguesa) y de El Huecón (borde sur del Sistema Central Español), intentando establecer similitudes y diferencias entre estructuras generadas en contextos geológicos dispares.

Pliegues de propagación en la Zona Sudportuguesa

En la Zona Sudportuguesa se desarrolló durante la orogenia varisca una tectónica de tipo “*thin-skinned*” (Silva *et al.*, 1990), en la que los principales cabalgamientos tienen vergencia generalizada hacia el Sur (González-Clavijo, 1994) y las estructuras se enraízan hacia

el Norte en un nivel de despegue horizontal situado en la corteza media (Simancas *et al.*, 2003). En la región afloran rocas devono-carboníferas integradas en un cinturón de pliegues y cabalgamientos de directriz estructural ONO-ESE.

Schermerhorn (1971) definió en la Faja Pirítica Ibérica tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son: a) Grupo de Filitas y Cuarcitas del Devónico superior (Grupo PQ), que está formado principalmente por metapelitas de muy bajo grado metamórfico con intercalaciones de cuarcitas, b) Complejo Volcanosedimentario (CVS), de edad Carbonífero inferior, caracterizado por la presencia de rocas volcánicas y subvolcánicas, con diversa composición, textura y estructuras primarias. Destaca especialmente la complejidad geométrica de los cuerpos ígneos. En la parte alta del CVS hay un nivel de pizarras moradas que puede utilizarse como un nivel guía regional. c) Grupo Culm, de edad Viseense superior-Westfaliense, constituido por pizarras con intercalaciones de grauvacas. Los contactos entre las unidades litoestratigráficas anteriores son discordancias.

El anticlinal de Valverde del Camino es una de las estructuras regionales más importantes de la Faja Pirítica Ibérica. Se trata de un pliegue de propagación ligado al desarrollo de un abanico imbricado de cabalgamientos de dirección ONO-ESE y vergencia S-SO (Mantero *et al.*, 2003).

En términos de análisis estructural, estos cabalgamientos se interpretan como una segunda fase de deformación regional, ya que cortan y pliegan a una foliación anterior (Alonso-Chaves *et al.*, 1999). El anticlinal tiene una geometría angular con un cierre periclinal hacia el ONO (Fig. 1A). Los cabalgamientos de la parte alta del abanico imbricado hacen cabalgar las rocas devónicas del Grupo PQ sobre el CVS (Carbonífero), y a su vez, éste se superpone mediante los cabalgamientos de la parte baja del abanico sobre el Grupo Culm. Al Este del embalse de Campanario, los cabalgamientos se aproximan entre sí (Fig. 1A). Al Noroeste del citado embalse se observan varios pliegues con una longitud de onda próxima al kilómetro, el más grande de ellos ha sido denominado Anticlinal de Campanario. Se trata de un pliegue volcado vergente al Suroeste y de charnela subredondeada. Los ejes de los pliegues menores se inclinan suavemente hacia el NO, aproximadamente 10°, y en ocasiones se desarrolla una nueva foliación paralela al plano axial de los pliegues. A lo largo del perfil del pliegue se pueden observar distintas orientaciones de la estratificación, la cual se preserva muy bien en finos niveles centimétricos de areniscas intercalados entre las pizarras moradas (Fig. 1A). El flanco meridional y frontal del anticlinal tiene una dirección NO-SE y un buzamiento hacia el Sur, que tiende a incrementarse a medi-

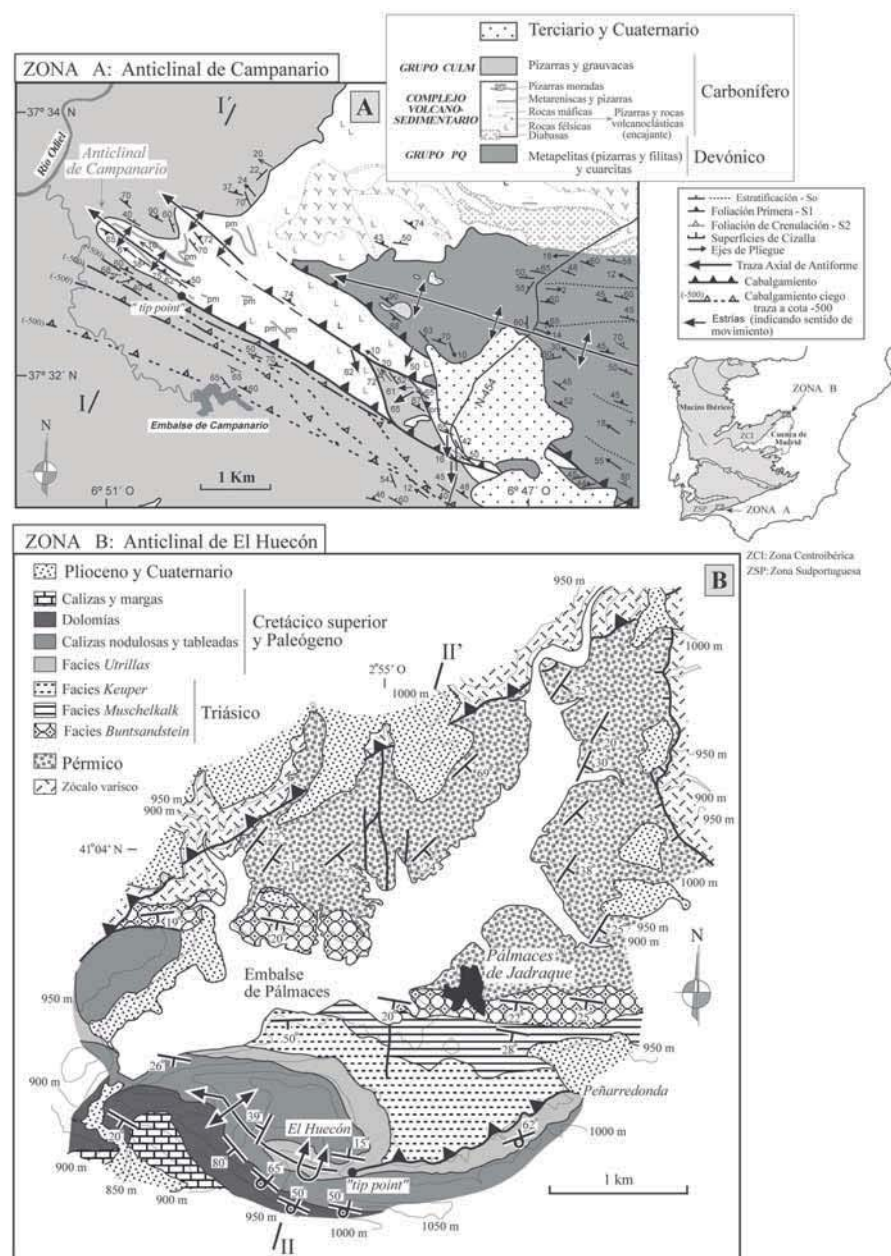


Fig. 1.- Cartografías geológicas de las regiones estudiadas. A: Anticlinal de Campanario, Valverde del Camino, Huelva. B: Anticlinal de El Huecón, Pálmaces de Jadraque, Guadalajara.

Fig. 1. – Geological maps of the studied areas. A: Campanario Anticline, Valverde del Camino, Huelva. B: El Huecón Anticline, Pálmaces de Jadraque, Guadalajara.

da que nos alejamos de la zona de charnela. Este flanco llega a invertirse localmente coincidiendo con el cambio en el sentido de buzamiento (Fig. 2A). El flanco septentrional tiene una dirección parecida al flanco anteriormente comentado, si bien su buzamiento es de unos 20° hacia el Norte (Fig. 2A). El flanco sur del anticlinal es la continuación hacia el oeste de la traza del cabalgamiento que superpone el CVS sobre los sedimentos del Grupo Culm. El “tip-point” (Fig. 1) debe

corresponder a una “tip-line” inclinada suavemente hacia el NO. El anticlinal de Campanario es la estructura que absorbe el acortamiento a nivel de la superficie terrestre, si bien en profundidad la estructura debe resolverse con un cabalgamiento el cual aflora al Este del embalse de Campanario. Dicho cabalgamiento pertenece al abanico imbricado de Valverde, situándose por encima de otros cabalgamientos ciegos que han sido identificados en numerosos sondeos realiza-

dos al noroeste del embalse citado (Figs. 1A y 2A). Pliegues de menor amplitud e iguales características se desarrollan al norte del Anticlinal de Campanario. Estos pliegues se atenúan progresivamente hacia el Oeste, coincidiendo con la disminución del salto de la falla en el mismo sentido. La estructura de la región en detalle es compleja ya que se producen numerosas ramificaciones de los cabalgamientos lo que supone el desarrollo de pliegues de propagación a distintas escalas que afectan a materiales con acusadas diferencias en su comportamiento mecánico (por ejemplo: rocas volcánicas competentes vs. pizarras) y con geometrías originales irregulares en rocas en las que el techo y el muro no son superficies paralelas. A pesar de todo, si se considera el límite inferior y superior del CVS (Fig. 2A) este conjunto litoestratigráfico es un nivel de referencia interesante para describir la deformación, y a pesar de las dificultades ya comentadas, puede observarse que la superficie envolvente a los pliegues menores se corresponde con un anticlinal frontal. El flanco septentrional buza suavemente hacia el Norte y el flanco meridional tiene una superficie envolvente con un fuerte buzamiento al Sur, si bien localmente presenta inversiones estratigráficas. En este flanco es donde se concentran preferentemente los cabalgamientos del abanico imbricado de Valverde que representan en conjunto un salto vertical que puede alcanzar los 1000 metros (Mantero *et al.*, 2003)

Pliegues de propagación en el borde sur del Sistema Central Español

El borde nororiental de la Cuenca de Madrid se ve afectado por una serie de cabalgamientos alpinos de dirección ENE-OSO que afectan tanto al zócalo varisco como a la delgada cobertera mesozoica y a los sedimentos paleógenos. De Vicente *et al.* (2004) han definido este sector como la Zona de Cabalgamientos Imbricados de Tamajón. En este sector, el sistema imbricado de cabalgamientos que configuró el borde sur del Sistema Central Español acomodó un levantamiento aproximado de unos 1000 m, de acuerdo con el análisis de huellas de fisión en apatitos (De Bruijne, 2001). Los cabalgamientos convergen hacia niveles generales de despeque situados en la corteza superior (De Vicente *et al.*, 2004). Es posible observar la terminación frontal y lateral de muchas de estas estructuras, acomodándose la deformación en estas zonas me-

dianate la aparición de pliegues de propagación de falla. En este trabajo se describe la geometría de uno de estos pliegues, situado al sur de la localidad de Pálmaces de Jadraque (Fig. 1B).

El zócalo está constituido en esta zona por metasedimentos y gneises, en su mayor parte de edad ordovícica, afectados por el metamorfismo y por varias fases de deformación varisca (González Lodeiro, 1980). Discordante sobre este zócalo, aparece una secuencia de sedimentos continentales y depósitos volcanosedimentarios, depositados durante el Pérmico inferior (Sopeña, 1980), que llega a mostrar una potencia cercana a los 700 m. Por su parte, la serie mesozoica reposa discordante tanto sobre los materiales pérmicos como sobre el zócalo varisco, y presenta pequeños espesores, típicos del borde de la Meseta. Sobre los materiales del Triásico, con las típicas facies *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper*, se apoyan las arenas de la facies *Utrillas* y los carbonatos del Cretácico superior. Sobre las rocas mesozoicas, se sitúan las unidades carbonatadas y evaporíticas del Paleógeno, depositadas en relación con los efectos de la tectónica alpina, especialmente activa en la zona estudiada desde el Oligoceno medio hasta el Mioceno inferior (Alonso-Zarza *et al.*, 2004; De Vicente *et al.*, 2004).

La geometría de los pliegues alpinos se encuentra particularmente bien preservada en la cobertera meso-cenozoica. En el sector de Pálmaces de Jadraque, se observan varias fallas de dirección NE-SO que hacen cabalgar el zócalo varisco sobre los materiales pérmicos, y que cortan las estructuras extensionales de edad pérmica (Fig. 1B). En la parte sur de la zona estudiada, uno de estos cabalgamientos, con dirección ENE-OSO, coloca las lutitas y yesos del *Keuper* sobre las Arenas de Utrillas, que se encuentran invertidas. Denominaremos a esta estructura, cabalgamiento de Peñarredonda (Fig. 2B). El desplazamiento vertical generado por esta estructura y por el pliegue asociado se sitúa en torno a los 500 m en el meridiano de Pálmaces de Jadraque (Fig. 2B), por lo que se trata de una de las estructuras principales del borde sur del Sistema Central. Al oeste de este punto, la traslación asociada al cabalgamiento se reduce, hasta que en el paraje de El Huecón el acortamiento se resuelve completamente mediante el plegamiento de la cobertera meso-cenozoica (Fig. 1B). La traza axial del pliegue de El Huecón se orienta en

dirección ONO-ESE, y la línea de charnela se inclina hacia el NO (Figs. 1B y 2B). La estructura principal es un anticlinal volcado, vergente al SSO, de longitud de onda hectométrica, cerrado (ángulo entre flancos de entre 50° y 60°), subcilíndrico (Fig. 2B) y de charnela subredondeada. El anticlinal de El Huecón es una estructura que acomoda la deformación en la terminación lateral del cabalgamiento de Peñarredonda, cuya "tip-line" se inclina hacia el ONO, y corta a la superficie topográfica en el "tip-

point" situado al este de El Huecón (Fig. 1B). Es previsible que el cabalgamiento de Peñarredonda se prolongue en profundidad por debajo del anticlinal de El Huecón, hasta enlazar con el cabalgamiento situado al norte del embalse de Pálmaces. Obsérvese que la traza axial del anticlinal de El Huecón es ligeramente curva, cóncava vista desde el norte, y que enlaza con el trazado, también curvo, del cabalgamiento de Peñarredonda (Fig. 1B). Esta geometría puede interpretarse como el resultado de la curvatura del ca-

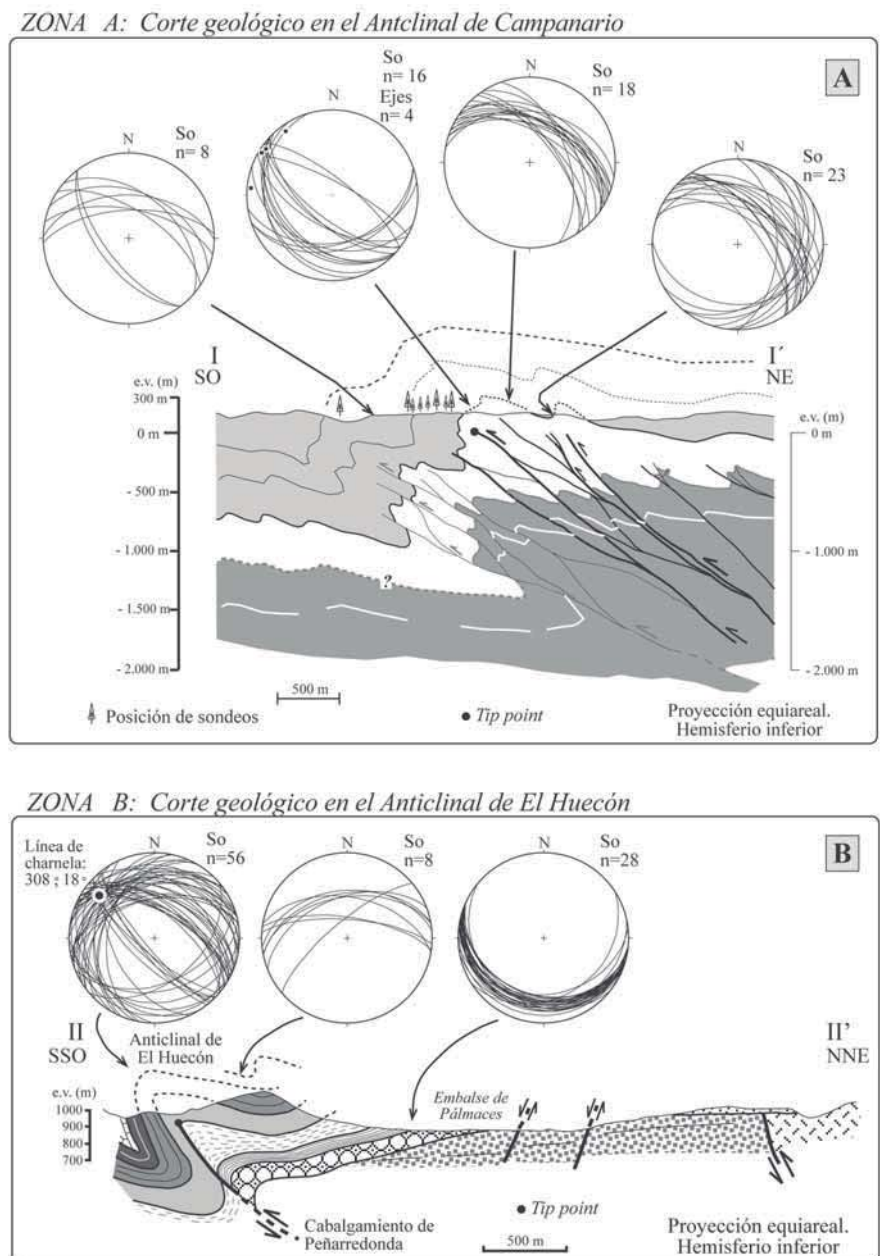


Fig. 2.- Cortes geológicos. A: Transversal del Anticlinal de Campanario. B: Transversal del Anticlinal de El Huecón. Para localización y leyenda de los cortes ver figura 1.

Fig. 2.- Geological cross-sections. A: Campanario Anticline. B: El Huecón Anticline. Legend and location in figure 1.

balgamiento de Peñarredonda en las cercanías de su línea de intersección con la falla del norte del embalse, formando ambas estructuras un “*diverging-splay*” (en el sentido de, p. ej., McClay, 1992). Las características geométricas del pliegue analizado son una consecuencia, por tanto, de la complejidad de la deformación en las cercanías de la intersección de dos cabalgamientos mayores. Es de resaltar también el efecto mecánico de los niveles plásticos del *Keuper* (núcleo aflorante del anticlinal frontal) y de las Arenas de Utrillas, que albergan la “*tip-line*” y permiten la transferencia de la deformación desde el cabalgamiento hacia el anticlinal.

Discusión y conclusiones

Los pliegues de Campanario y El Huecón, descritos en este trabajo, son asimétricos, destacando en ellos un flanco frontal con fuerte buzamiento e incluso invertido, mientras que el flanco trasero muestra una suave inclinación. En ambos casos, la estructura es compleja en detalle. En el caso del Anticlinal de Campanario, el pliegue se produce en relación con un sistema imbricado de cabalgamientos, algunos de los cuales llegan a cortar su flanco frontal. Otros pliegues de menor longitud de onda, análogos a éste, se interpretan también como pliegues de propagación de alguno de los cabalgamientos menores del sistema. En el Anticlinal de El Huecón, la estructura parece más sencilla en perfil, pero la cartografía muestra que su prolongación lateral hacia la zona de enlace entre el Cabalgamiento de Peñarredonda y otros cabalgamientos situados al Norte origina distorsiones locales en la geometría del pliegue. A pesar de las diferencias observadas, el estilo geométrico de ambos pliegues es relativamente similar,

incluyendo el engrosamiento de las unidades en la zona de charnela. Esta observación sugiere que la mecánica de formación de los pliegues de propagación de falla es análoga con independencia del contexto geológico regional en el que se encuentren (Suppe, 1985). En el caso de la Zona Sudportuguesa, el Anticlinal de Campanario y el sistema imbricado de cabalgamientos representan una elevación regional del bloque de techo del orden de 1000 m. Para el Anticlinal de El Huecón, esta cifra se situaría en unos 500 m. En ambos casos, la rampa frontal de los cabalgamientos asociados debe de enraizarse en profundidad en rellanos relativamente próximos a la superficie. En la Zona Sudportuguesa, esta geometría queda reflejada en el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003). En el Sistema Central, la estructura alpina del sector de Tamajón-Hiendelaencina ha sido considerada recientemente como resultado de una tectónica de *thin-skinned* (De Vicente *et al.*, 2004).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con una beca FPD (E.M. Mantero) y por el Grupo RNM-316 de la Junta de Andalucía, así como por los proyectos BTE2003-09544-C02-02 y CGL2004-06808-CO4-02. Agradecemos al IGME la información facilitada en relación con los sondeos y a Sergio Tenorio (Geognosia S.L.) las discusiones sobre geología regional.

Referencias

Alonso-Chaves, F. M., García-Navarro, E. y Camacho, M. (1999). *Geogaceta*, 25, 11-14.
Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T. (2004) En: *Geología*

de España (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 556-661.

De Bruijne, K. (2001). *Denudation, intraplate tectonics and far field effects in central Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Libre de Amsterdam, 164 p.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M., Carbó, A., Álvarez, J., Cloetingh, S., Andriessen, P., Elorza, F.J. y Olaiz, A. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 621-626.

González-Clavijo E. (1994). *Boletín Geológico y Minero*, 105-3, 225-235.

González Lodeiro, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 334 p.

Mantero, E. M., Alonso-Chaves, F.M. y Azor, A. (2003). *Geogaceta*, 34, 175-178.

McClay, K.R. (1992). En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.). Chapman&may, Londres, 419-433.

Schermerhorn, L. J. G. (1971). *Boletín Geológico y Minero*, 82, 239-268.

Silva, J. B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, 348-363.

Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Jehlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R. y Expósito, I. (2003). *Tectonics*, 22, 1062.

Sopeña, A. (1980). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6, 73-96.

Suppe, J. (1985). *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J, 537 p.