

Estudio geológico preliminar de un sector del cierre periclinal del Sinclinorio de Truchas (León): El anticlinal de Manzaneda

Preliminary geological study on a small area at the periclinal closure of the Truchas Synclinorium: the Manzaneda anticline

Javier Fernández-Lozano

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid - IGEO, c/ José Antonio Novais, s/n, 28040 Madrid, España.

javier.fernandez@geo.ucm.es

Department of Structural Geology and Tectonics, VU University, Amsterdam (The Netherlands)

ABSTRACT

The Manzaneda anticline (Cabrera Alta, León) represents a N110°E trending tectonic structure plunging towards the NW along the closure of the Truchas Synclinorium. It is cored by quartzites (Ordovician) and affected by a complex joint network associated with quartz veins. Moreover, the anticline is cut by a thrust which uplifts the southern flank and slightly tilts it towards the SW. This fault is segmented along strike and cut by subsequent faults that displace it. The major structures in the area are covered by Tertiary sediments, indicating a Pre-Cenozoic age. In general, the cleavage imposed over the pelitic rocks is penetrative, characterized by a constant NW-SE striking axial-plane foliation. Such cleavage is modified by the presence of kinks and crenulations, indicating a complex deformational history. Furthermore, the overall structure of the Manzaneda antiform can be interpreted as being related to the Hercynian deformation as there is little evidence of Alpine tectonics.

Key-words: Synclinorium, Hercinian deformation, anticline, ordovician rocks.

RESUMEN

El anticlinal de Manzaneda (Cabrera Alta, León) representa una estructura tectónica de dirección N110°E, con inmersión hacia el NO a lo largo del cierre del Sinclinorio de Truchas. Su núcleo es cuarcítico (Ordovícico) y está afectado por una red de diaclasas asociadas a venas de cuarzo. Además, el anticlinal está intersectado por una falla inversa que levanta su flanco sur, inclinándolo hacia el SO. Esta falla está segmentada por fallas posteriores que la desplazan. Las estructuras mayores en la zona están cubiertas por sedimentos Terciarios, indicando una edad Pre-Cenozoica. En general, el clivaje impuesto sobre las rocas pelíticas es penetrativo, caracterizado por foliación de plano axial de orientación NO-SE. Este clivaje está modificado por la presencia de micropliegues, indicando una compleja historia de deformación. Por tanto, toda la estructura del anticlinal de Manzaneda puede ser interpretada en relación a la deformación Hercínica, ya que existe poca evidencia de tectónica Alpina.

Palabras clave: Sinclinorio, deformación Hercínica, anticlinal, rocas ordovícicas.

Geogaceta, 52 (2012), 17-20.
ISSN 2173-6545

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2012
Fecha de revisión: 26 de abril de 2012
Fecha de aceptación: 25 de mayo de 2012

Introducción

El sinclinorio de Truchas forma una gran estructura volcada de dirección principal NO-SE extendiéndose desde la provincia de Orense hacia León y siguiendo una orientación paralela al trazado del Arco Astúrico (Fig. 1A). Su límite hacia el norte lo constituye la Falla de Villavieja (Fernández, 2001) y hacia el NO, el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (Pérez-Estaún, 1978, Martínez Catalán, 1985). Sin embargo, en su estribación más meridional, limita con el Antiforme Olla de Sapo (Martínez-Catalán *et al.*, 1992). Desde el punto de vista tectónico, la región forma parte de un manto emplazado durante la Orogenia Hercínica donde se enraízan una serie de cabalgamientos imbricados, algunos de los cuales fueron reactivados durante el ciclo tectónico posterior Alpino (e.g. cabalgamiento del Teleno, Martín-González, 2009).

En este contexto, el área de estudio que se presenta en este trabajo, constituye parte del cierre periclinal del Sinclinorio hacia el SE (Fig. 1A), a lo largo del conocido Dominio de Truchas (Marcos 1973, Pérez-Estaún, 1978). Su interés, por tanto, reside en la presencia de un anticlinal que está afectado por un cabalgamiento y una serie de estructuras principales que lo acompañan (con orientación ONO-ESE) (Fig. 1B).

En este trabajo se presenta un estudio preliminar basado en una cartografía geológica de detalle a partir del mapa topográfico del IGN y ortofotografía aérea digital (IGN). Así mismo, se ha llevado a cabo el

análisis de la fracturación de fallas y venas de cuarzo hidrotermal que han permitido establecer: 1) la diferenciación entre dos familias de fracturas principales con orientaciones casi ortogonales entre sí, así como dos familias de venas de cuarzo asociadas a diaclasas de extensión. 2) mejorar la cartografía existente y estudiar la estructura tectónica con más detalle. 3) Discutir la génesis de estructuras principales y su relación con los depósitos Terciarios con el fin de interpretar su génesis respecto a una posible dinámica Paleozoica o Alpina.

Secuencia Estratigráfica

La sucesión estratigráfica en la zona de estudio abarca una pequeña parte de la secuencia del Paleozoico inferior (Ordovícico)

con ausencia total de rocas de edad Mesozoica. El Terciario, discordante, consta tan solo de sedimentos de edad Miocena, mientras que el Cuaternario se encuentra rellenando fondos de valle y está representado por sedimentos aluviales (terrazas fluviales) y coluviales (*lleiras*).

El Paleozoico inferior está compuesto por dos formaciones principales, separadas por un miembro de transición "*sensu stricto*". El Ordovícico inferior yace sobre los materiales que constituyen el Dominio Olla de Sapo más al sur. En la zona de estudio, el Ordovícico consta de cuarcitas del Arenig, facies de tipo Armoricana, con pequeñas pasadas de pizarras. El miembro inferior pelítico-arenoso (Serie los Cabos, Pérez-Estaún, 1974) no aflora, aunque sí lo hace en los alrededores. En cuanto a las cuarcitas del Arenig, estas presentan estructuras sedimentarias como laminación paralela o estratificación cruzada y en algunos puntos se han observado trazas fósiles, características de un ambiente marino somero (*Skolithos* y *Cruziana*). El techo de esta formación pasa de forma gradual hacia una sucesión llamada de Transición en el Ordovícico Medio (Nollau, 1966), estando constituida por pizarras satinadas y areniscas que en algunas ocasiones presentan pequeñas venas de cuarzo paralelas a la estratificación. En general presentan un clivaje muy marcado y a menudo con micro pliegues de crenulación y de tipo "kink". Desde el punto de vista sedimentológico, esta unidad representa un episodio de subsidencia de la cuenca por su carácter pelítico, donde en determinados momentos se producían aportes arenosos en forma de bancos, que en la zona parecen ser bastante continuos. Por encima se sitúan un conjunto de pizarras con un marcado clivaje y ricas en materia orgánica (lo que les confiere un color negro-azulado característico). Se trata de las Pizarras de Luarca (Barrois, 1882). Esta Formación presenta pequeñas pasadas de areniscas con intercalaciones vulcano-sedimentarias con fósiles del Ordovícico Medio. Es muy característica la presencia de cubos de pirita, lo que las hace nivel guía. En muchos casos, estos minerales han sido disueltos, están alterados o se presentan deformados marcando la foliación. Discordante sobre ellos se encuentra un conjunto de sedimentos conglomeráticos rojizos arenoso-arcillosos, en general, polimícticos con cantos de pizarra y cuarcita que representan secuencias de términos medios de abanicos aluviales. Su edad es claramente Terciaria y por correla-

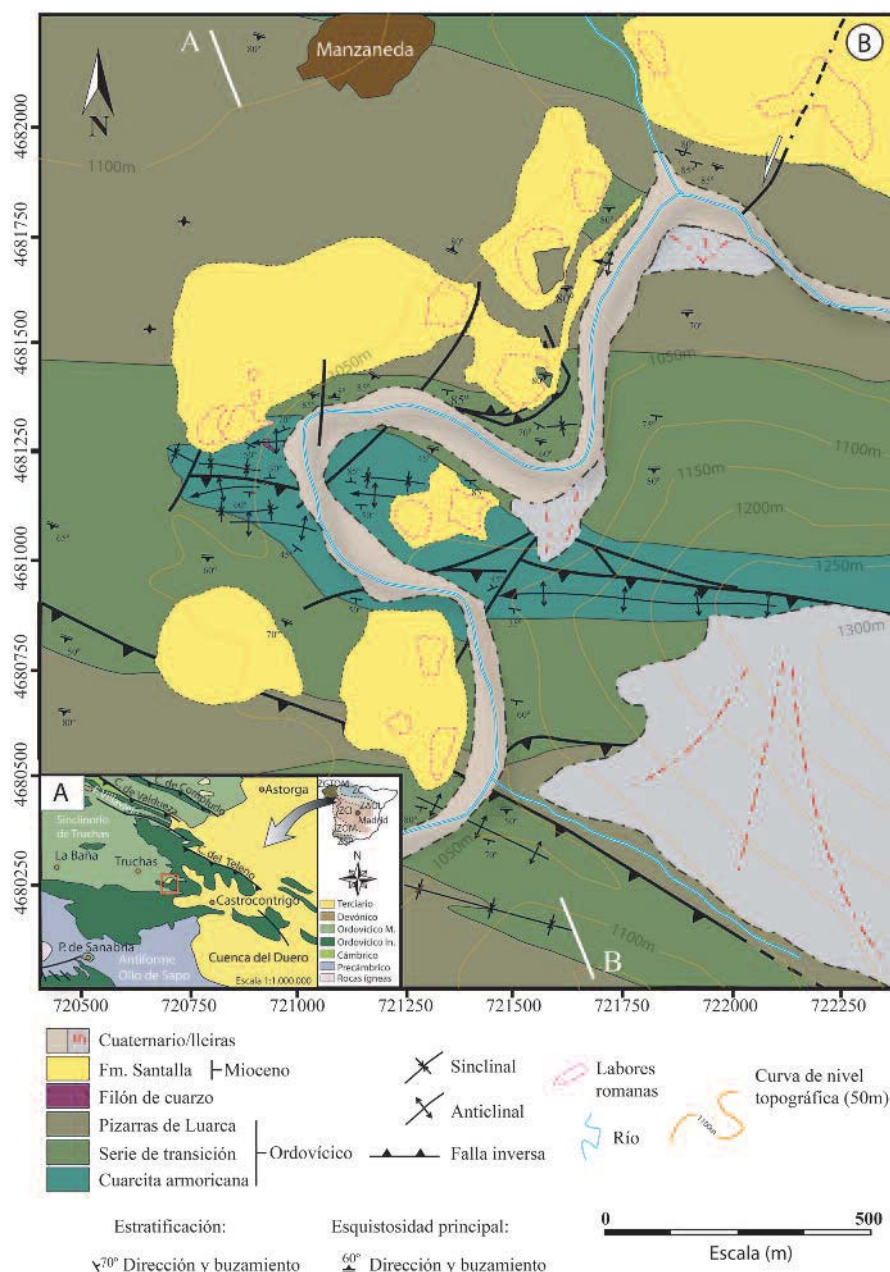


Fig. 1.- A) Marco geológico regional. B) Mapa geológico del anticlinal de Manzaneda.

Fig. 1.- A) Regional geological framework. B) Geological map of the Manzaneda anticline.

ción con otros sedimentos de la Cuenca del Duero y cuencas intra-montañas limítrofes como El Bierzo, se les puede asociar una edad Miocena (Alberdi y Aguirre, 1975; Martín-González y Heredia, 2011). Estos sedimentos han sido en mayor o menor medida explotados por antiguas labores mineras romanas (Gómez-Fernández *et al.*, 2005) dando lugar a depósitos antrópicos conocidos como Murias y que son cartografiables en la zona. Por encima se sitúan los depósitos fluviales del río Eria en forma de terrazas y barras de conglomerados. En algunas zonas se

pueden observar coluviones cuarcíticos que impiden la cartografía del basamento y que tienen un origen periglacial en toda esta franja de la sierra del Teleno.

Estructura tectónica: El anticlinal de Manzaneda

La zona de estudio representa el cierre periclinal del Sinclinal de truchas y se sitúa próximo al flanco norte del mismo. En general, en el núcleo del pliegue de Manzaneda se observan pliegues menores, cilíndricos, muy

apretados y de plano axial vertical o ligeramente inclinado (Figs. 1 y 2). Estos pliegues mantienen orientaciones E-O a ONO-ESE con una marcada inmersión hacia el NO (entre 20 y 70°).

Desde el punto de vista estructural el clivaje pizarroso mantiene de manera prácticamente constante la dirección a lo largo del área de estudio. Se han identificado, a su vez, venas de cuarzo de espesores centimétricos y longitud de centímetro/metro, que se disponen más o menos paralelas a la esquistosidad que afecta a las Pizarras de Luarca y serie de Transición, aunque en algunos casos la cortan. Estas estructuras responden a venas y sigmoides que se encuentran a lo largo de los flancos del anticlinal.

La cartografía geológica subraya la presencia de una serie de fallas inversas de alto ángulo (45-70°) con vergencia NE y SE que afectan al núcleo y flanco S del pliegue de Manzaneda, respectivamente. Estas estructuras duplican la serie, engrosando el núcleo cuarcítico del anticlinal. En su parte central, la presencia de pliegues menores de corta longitud de onda y muy apretados, parece estar controlada por una rampa de cabalgamiento que produce intensa fracturación, rotando el plano axial de un anticlinal que se apoya directamente sobre una estructura sinclinal de varios metros (Fig.3). Llama especialmente la atención la presencia de grandes cantidades de cuarzo hidrotermal dando lugar a acumulaciones puntuales en los

núcleos de los anticlinales, formando en algunas ocasiones depósitos de tipo saddle reef (5-15m). La cartografía de la zona ha permitido observar que las fallas inversas se encuentran desplazadas por otras fallas verticales, más modernas de orientación NE-SO principalmente y con pequeñas componentes verticales. Ambas son fosilizadas por materiales de edad Miocena (equivalente a la formación Santalla de Martín-González y Heredia, 2011, en la cercana cuenca de El Bierzo). Por otra parte, el análisis de la fracturación indica una clara diferencia entre la orientación de la fracturación y el diaclasado que ha podido favorecer la entrada de fluidos hidrotermales (originando la formación de venas de cuarzo), y de las estructuras mayores. En general, las primeras presentan orientaciones definidas N-S a ONO-ESE, mientras que las segundas se orientan perpendiculares y oblicuas estas.

Las fallas inversas en algunos casos se asocian formando cabalgamientos imbricados en abanico que parecen estar reactivando fallas previas debido a su alto buzamiento. Este hecho, estaría apoyado en la presencia en toda la región, de importantes fallas con alto buzamiento así como otras fallas menores, algunas de las cuales controlaron la sedimentación durante el Ordovícico, y que durante las fases posteriores de deformación fueron reactivadas como cabalgamientos. Si bien es cierto que en la zona de estudio no se han podido observar cambios en la dis-

tribución y espesor de sedimentos que permitiese correlación alguna con otras zonas del Sinclinorio. En algunas de estas estructuras, se ha podido observar una ligera componente de desgarre.

Discusión

La presencia de fallas inversas en el área de estudio fosilizadas por materiales Miocenos, así como la aparente brechificación cementada por cuarzo y óxidos de hierro parecen indicar un origen antiguo (Hercínico), para estas estructuras. No existen en la zona otros sedimentos Terciarios asociados o afectados por las mismas, relacionados con actividad Alpina reciente.

Estas estructuras de orientaciones dominantes NO-SE y ONO-ESE a E-O son en muchos casos acomodadas o segmentadas por estructuras oblicuas que las cortan con orientaciones NE-SO y aproximadamente N-S (ver cartografía geológica en Fig.1B). El estudio estructural indica dos modas de fracturación diferentes, que han dado lugar a la formación de venas hidrotermales. Una de ellas lleva asociadas venas de cuarzo que cortan perpendiculares a la estratificación de las cuarcitas del Arenig, mientras que la otra se mantiene en su mayoría, paralela a la esquistosidad de las Pizarras de Luarca. Estas últimas a su vez mantienen orientaciones dominantes ONO-ESE mientras que las primeras se caracterizan por di-

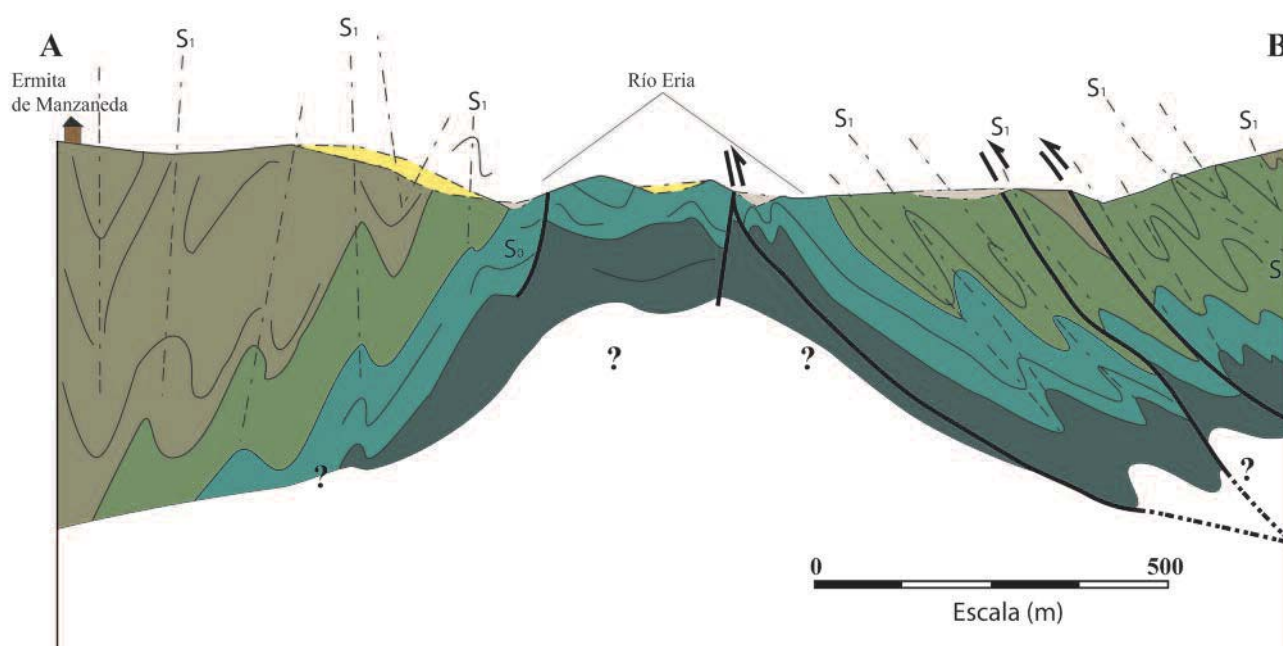


Fig. 2.- Corte geológico a lo largo del perfil A-B mostrado en la figura 1B.

Fig. 2.- Geological cross-section along A-B profile shown in figure 1B.

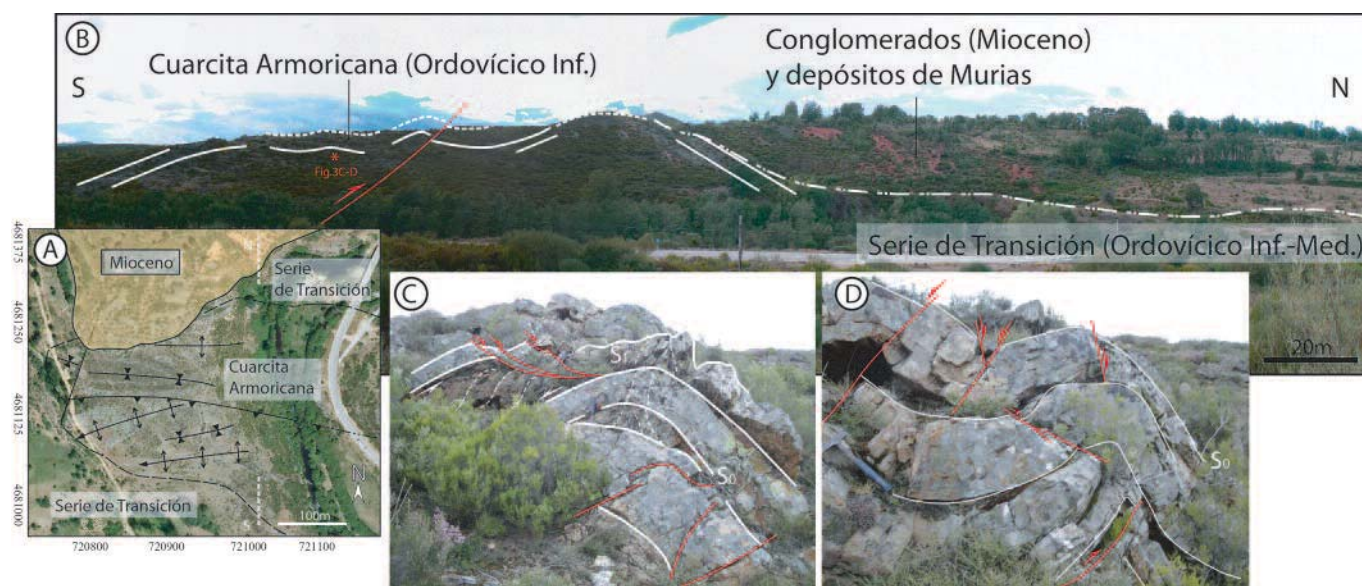


Fig. 3.- A) Interpretación tectónica desde ortofotografía aérea. B) Fotografía de perfil del núcleo del anticlinal a lo largo de una sección N-S mostrada en A. C y D). Ejemplos de estructuras y pliegues menores asociados a la rampa de cabalgamiento mostrada en B.

Fig. 3.- A) Tectonic sketch obtained from aerial picture. B) Profile photograph from the core of the anticline along a N-S profile shown in A. C and D). Examples of tectonic structures and minor folds associated with the thrust ramp shown in B.

recciones principales N-S. Esto pone de manifiesto un patrón de deformación complicado y que de acuerdo a Gómez-Fernández *et al.* (2005), podría haber favorecido la entrada de fluidos hidrotermales y la formación y depósito de mineralizaciones (principalmente oro, arsenopirita, calcopirita, covellina, pirita, etc).

De acuerdo con estos autores se han establecido dos estadios de formación para estas venas de cuarzo, asociados a dos fases de deformación: una primera fase (D1) y otra posterior. Sin embargo, no se observan relaciones de corte que permitan su diferenciación a partir de los datos de campo.

Estos filones de cuarzo están relacionados con estructuras frágiles: diaclasas de apertura y discontinuidades con un pequeño desplazamiento paralelo (llevan asociadas venas de tensión y venas de tensión en escalón). En cuanto a las venas de cuarzo observadas en las Pizarras de Luarca, éstas aparecen paralelas al clivaje y están en general formando estructuras aboudinadas o afectadas por la deformación frágil.

Por tanto, la secuencia de deformación establecida en base a los datos obtenidos en campo, permite reconocer una primera fase de deformación Hercínica D1, que dio lugar a la formación de pliegues y clivaje de plano axial, seguida de una fase extensional que controló el desarrollo de mineralizaciones de cuarzo en forma de venas y venas de tensión en escalón (tectónica distensiva que dio lugar a la formación y relleno de venas de cuar-

zo hidrotermal, Gómez-Fernández *et al.*, 2005 y Escuder-Viruete *et al.*, 2004).

Una nueva fase de deformación D2 pudo dar como resultado la reactivación y neoformación de fallas inversas con un alto ángulo, rompiendo la estructura del anticlinal y produciendo la inmersión de los ejes de pliegues previamente formados.

Conclusiones

La evolución del anticlinal de Manzanaeda podría haber sido controlada por la presencia de una falla inversa de alto ángulo (Fig.3). Esta falla podría llevar asociada la formación de pliegues de rampa muy apretados, que se superponen sobre pliegues más abiertos observados hacia el flanco norte del anticlinal. La presencia de sedimentos de edad Miocena que fosilizan cabalgamientos adyacentes y la ausencia de otros sedimentos Terciarios envueltos en la deformación, revelan una edad pre-Alpina. Más concretamente, la presencia de planos de fallas subverticales o muy inclinadas, cortando el clivaje principal, parecen indicar que podrían estar relacionados con etapas tardías Hercínicas (D2 o D3).

Por otra parte, la cartografía detallada permite diferenciar dos modas predominantes en la formación de venas de cuarzo: una moda con orientaciones predominantes N-S (cortando a las cuarcitas del Ordovícico inferior), y otra moda que afecta a las Pizarras de Luarca con direcciones NO-SE.

Agradecimientos

El autor desea agradecer a Marius van Heiningen, Gabriel Gutiérrez Alonso y un revisor anónimo, por sus comentarios e ideas que han ayudado a mejorar este manuscrito.

Referencias

- Alberdi, M.T. y Aguirre, E. (1970). *Estud. Geol.* 36, 401-415.
- Barrois, Ch. (1882). *Mem. Soc. Géol. Du Nord*, 2, 1-20.
- Escuder-Viruete, J., Díez-Balda, M. A., Rubio-Pasco, F., González-Casado, J. M., Barbero, L., Martínez-Poyatos, D., Villar-Alonso, P. y Martínez Catalán, J. R. (2004). En: *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid. (J. A. Vera Ed.), 87-92.
- Fernández, F.J. (2001). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 161-173.
- Gómez-Fernández, F., Matías, R., Méndez, A.J. y Cifuentes, J. (2005). *Est. Geol.*, 61, 11-119.
- Marcos, A. (1973). *Brev. Geo. Ast.*, 14, 13-28.
- Martín-González, F. (2009). *Geomorphology*, 107, 210-225.
- Martín-González, F., y Heredia, N. (2011). *Tectonophysics*, 502, 75-89.
- Martínez-Catalán, J., Hacar-Rodríguez, M. P., Villar-Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González-Lodeiro, F. (1992). *Geologische Rundschau*, 81, 545-560.
- Pérez-Estaún, A. (1974). *Brev. Geol. Ast.*, 2, 23-25.
- Pérez-Estaún, A. (1978). *Memorias del IGME*, 92, 1-150.