

Evolución dinámica de la cuenca del Duero

Long-term evolution of the Duero Basin

Javier Fernández-Lozano¹ y Gabriel Gutiérrez-Alonso^{1,2}

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 Salamanca, España. jfl@usal.es, gabi@usal.es

² Geology and Geography Department, Tomsk State University, Lenin Street 36, Tomsk 634050, Russian Federation

ABSTRACT

The Duero Basin is one of the highest alpine intra-mountain depressions in Europe (>800 m). Often considered as part of the Cantabrian-Pyrenean foreland basin, its origin cannot be supported only by the alpine crustal shortening; therefore the combined analysis of lithospheric-scale deformation is required. In this study we present the results of a series of analogue models that allowed us to gain insights into the contribution of the lithospheric deformation and subsequent isostatic processes, which may explain the observed variations in the depth to the Moho underneath the basins and nearby mountain ranges, as well as the high topography of the basin.

Key-words: *Cainozoic, Duero Basin, lithospheric deformation, isostatic adjustment, crustal thickening.*

RESUMEN

La cuenca del Duero es una de las depresiones intramontañosas alpinas más alta de Europa (>800 m). Considerada como una cuenca de antepaís del orógeno cantabro-pirenaico, su génesis no puede explicarse únicamente por el acortamiento cortical alpino, siendo necesario el análisis conjunto de la deformación a escala litosférica. En este trabajo presentamos los resultados de una serie de modelos analógicos que permiten analizar la contribución de la litosfera y los procesos de reajuste isostático en las variaciones observadas en la profundidad del Moho bajo la cuenca y las cadenas montañosas adyacentes, así como explicar su elevada altura topográfica.

Palabras clave: *Cenozoico, Cuenca del Duero, deformación litosférica, reajuste isostático, engrosamiento cortical.*

Geogaceta, 58 (2015), 83-86
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 28 de enero de 2015
Fecha de revisión: 29 de abril de 2015
Fecha de aceptación: 15 de mayo de 2015

Introducción

Las cuencas intramontañosas son consideradas regiones estables en comparación con los frentes montañosos que las rodean. Esta relativa estabilidad ha sido explicada en términos de topografía "estática" y "dinámica" (Lyon-Caen y Molnar, 1989; Burov *et al.*, 1990). La primera hace referencia a los procesos tectónicos que tienen lugar en la corteza terrestre y que ocurren gracias a la transmisión efectiva de la deformación y el balance de esfuerzos, los cuales se encuentran supeditados a las cargas verticales producidas por los relieves adyacentes durante el plegamiento y la fracturación (isostasia flexural) (Stüwe, 2007). Sin embargo, la topografía dinámica responde al desplazamiento vertical que ocurre en la superficie terrestre en respuesta a la transferencia de masas en el manto litosférico no controlada por procesos isostáticos (Hager *et al.*, 1985).

A diferencia de otras cuencas intra-

montañosas de centro Europa próximas al cinturón montañoso alpino, la cuenca del Duero (Fig. 1A), con una elevación media por encima de los 800 m, es una de las depresiones cenozoicas más alta del continente (Casas-Sainz y De Vicente, 2009). Esta importante variación en la altura no es fácilmente explicable desde los modelos tradicionales anteriormente expuestos. Por esta razón, se hace necesaria una revisión del modelo de formación de cuencas intramontañosas basado en la integración de datos de geología superficial y geofísica profunda adaptados al entorno de cada cuenca en particular, y apoyados por modelos numéricos o análogos. En este trabajo presentamos un modelo genético de la cuenca del Duero basado en los resultados de modelación análoga que podrían explicar las diferencias topográficas observadas y su relación con procesos geodinámicos profundos en los que el manto litosférico juega un papel activo en la evolución final de la cuenca.

Tectonoestratigrafía de la Cuenca del Duero

La cuenca del Duero, con una superficie cercana a los 50.000 km², es la mayor cuenca cenozoica de la península. Su altura media supera los 800 m, constituyendo una de las cuencas más elevadas de toda Europa. En su zona más profunda, la cuenca presenta cerca de 2.500 m de sedimentos y en algunos puntos éstos se disponen por encima de los 1.000 m de altura.

La historia tectonosedimentaria de la cuenca es compleja debido a las relaciones existentes entre los distintos pulsos de actividad tectónica en cada una de las cadenas intraplaca que la rodean. Los sedimentos más antiguos que rellenan la cuenca, de origen fluvio-lacustre y edad Paleocena, se sitúan concordantes sobre depósitos del Cretácico y discordantes sobre el basamento varisco que ocupa los bordes de la cuenca. Su distribución responde al avance de sistemas progradantes de tipo fan-delta. En su

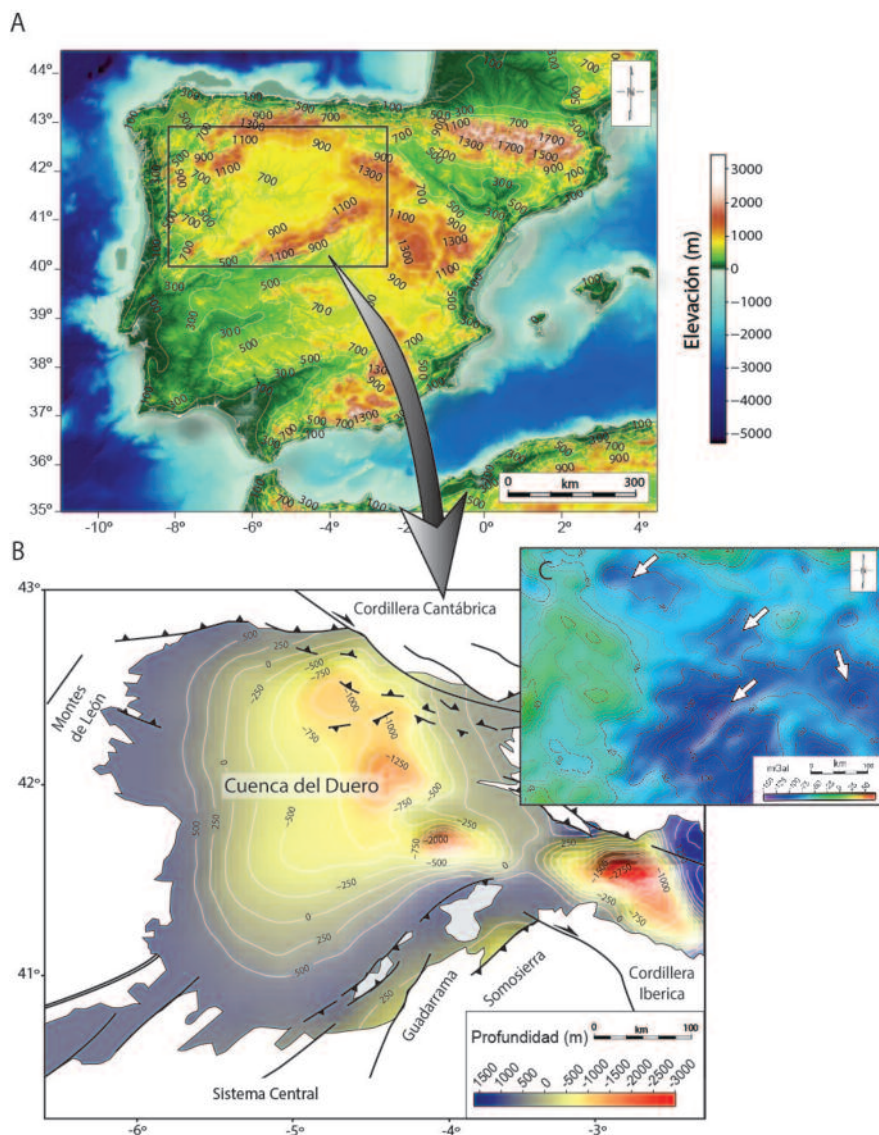


Fig. 1.- A) Modelo digital del terreno y curvas de nivel obtenidas tras aplicar un filtro de paso bajo a la topografía. B) Mapa de profundidad del basamento para la cuenca del Duero mostrando la posición de los principales depocentros (en rojo). Datos obtenidos e interpolados de Sánchez-Corrochano (1989), Rey-Moral *et al.* (2004) y De Vicente *et al.* (2007). C) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer mostrando la distribución de las principales anomalías negativas (flechas). Modificado de De Vicente *et al.* (2007). (Ver figura en color en la web).

Fig. 1.- A) Digital Elevation Model and topography contours obtained after applying a low-pass filter. B) Depth to the basement map of the Duero Basin indicating the location of the main depocenters (in red). Data compiled and interpolated from Sánchez-Corrochano (1989), Rey-Moral *et al.* (2004) and De Vicente *et al.* (2007). C) Bouguer gravity map showing the distribution of the main gravity lows (arrows) after De Vicente *et al.* (2007). (See colour figure on the web).

sector más oriental han sido cartografiados varios pliegues que permiten explicar las diferencias existentes en altitud y tasa de incisión fluvial, quedando preservadas superficies erosivas del Oligoceno superior (Friend y Dabrio, 1996).

En su extremo NE han sido reconocidas cuatro superficies de erosión relacionadas con diferentes episodios de levantamiento registrados a lo largo de la Cordillera Cantábrica y el borde de la Sierra de la Demanda-Cameros. Sin embargo, la primera superficie erosiva está asociada con la ex-

humación de la Cordillera Ibérica, afectando a los sedimentos del Cretácico superior y definida como Oligoceno superior-Mioceno inferior, coincidiendo con los datos de facies evaporíticas proporcionados por Alonso-Gavilán *et al.* (2004). Recientes trabajos realizados en la Cuenca de Almazán por Huerta *et al.* (2011) muestran la importancia del control tectónico en el desarrollo de la arquitectura de la cuenca como respuesta a la interacción existente entre el espacio de acomodación y la sedimentación. Estas variaciones pueden interpretarse gracias a

los cambios en la geometría de las secuencias deposicionales del Eoceno medio y el Oligoceno medio-superior que engloban zonas de alta energía con depósitos de canal durante episodios de levantamiento y aumento de la acomodación, y secuencias palustres hacia zonas distales restringidas.

La actividad tectónica en los bordes norte y oeste viene marcada por la progradación de abanicos aluviales hacia las zonas internas de la cuenca durante el Eoceno medio, aunque datos estructurales tomados por Antón *et al.* (2012) no permiten establecer una relación clara entre tasas de incisión fluvial y levantamiento alpino, indicando cierta influencia eustática en el proceso; recientemente, Martín-González *et al.* (2014) establecieron una relación entre los sedimentos Eoceno-Oligoceno temprano de las cuencas intramontañosas del noroeste y su posible desconexión con la cuenca del Duero a partir del Oligoceno basado en las diferencias de facies existentes, estableciendo un modelo de segmentación de la cuenca del Duero en su margen occidental. Sin embargo, más al sur, en el borde con el Sistema Central, los primeros sedimentos depositados son Eocenos, disponiéndose por encima potentes secuencias de abanicos aluviales. El cese de la actividad tectónica en esta zona culmina en el Mioceno medio, quedando representado por sedimentos lacustres en situación de "overlapping" sobre el borde sur de la Sierra de Cameros y el borde norte del Macizo de Honrubia (De Vicente *et al.*, 2007).

Geofísica profunda y estructura tectonotermal

Los datos gravimétricos revelan anomalías de Bouguer entre -50 y -90 mGal, con valores mínimos por debajo de -110 mGal asociados a los bordes de la cuenca, que coinciden con los principales depocentros de la misma junto al Sistema Central, y con el engrosamiento cortical de este último (De Vicente *et al.*, 2007). Los mapas de anomalías isostáticas residuales (AIR) obtenidos por Álvarez García (2002) muestran variaciones importantes con valores positivos en el centro de la cuenca y negativos en los bordes, indicando variaciones isostáticas importantes, posiblemente relacionadas con la posición de los depocentros en zonas donde el basamento se encuentra a una mayor profundidad (Fig. 1B), y la presencia de los sistemas montañosos adyacentes. Los

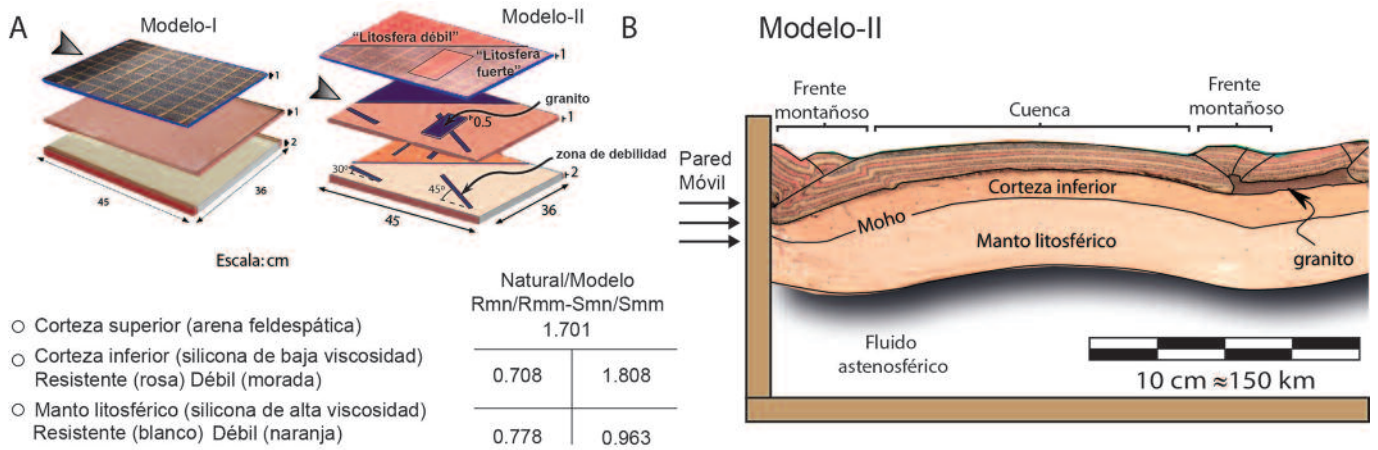


Fig. 2.- A) Esquema de los modelos y módulos de Ramberg/Scholuchowski para el modelo y su análogo natural. **B)** Resultados de la modelación analógica (Modelo-II). Los frentes montañosos se sitúan en zonas de corteza engrosada que se corresponden con depresiones en el Moho, mientras la cuenca acomoda su posición a la flexura litosférica gobernada por la deformación en el manto. (Ver figura en color en la web).

Fig. 2.- A) Analogue modelling set-up and Ramberg/Scholuchowski modules for model and natural analogue. **B)** Modelling results (Model-II). Mountain fronts were located in areas of thickened crust, which corresponded to depressions in the Moho depth; whereas the basin was accommodated by the strength of the plate, governed by mantle deformation. (See colour figure on the web).

valores de profundidad del Moho a lo largo de la cuenca están en torno a los 30-32 km alcanzando los máximos bajo los principales relieves de la Cordillera Cantábrica al norte y el Sistema Central al sur (Díaz y Gallart, 2009). Finalmente, los datos de flujo térmico muestran valores mínimos en el centro de la cuenca (60-80 mWm⁻²) y máximos hacia los bordes, quedando bien delimitada la influencia de los relieves próximos constituidos por granitos y metasedimentos sobre la depresión (> 100 mWm⁻²) (Fernández *et al.*, 1998).

Escalado y descripción de los modelos

El escalado de los modelos se llevó a cabo respetando las proporciones geométricas y dinámicas, según los módulos de Ramberg y Scholuchowski (Weijermars y Schmeling, 1986). Información adicional sobre las propiedades de los materiales y las relaciones del escalado pueden encontrarse en Fernández Lozano *et al.* (2010).

Los modelos constaban de tres capas simulando una corteza superior frágil, una corteza inferior y un manto litosférico dúctil de mayor resistencia que la anterior. Además, se incluyeron estructuras tectónicas mayores y variaciones laterales de resistencia litosférica para representar el Macizo Ibérico y la extensión mesozoica en el este, así como los granitos del Sistema Central (ver tabla de propiedades y descripción de los modelos, Fig. 2A). Los modelos fueron deformados al 20% de acortamiento total de acuerdo a los valores estimados de de-

formación en el centro peninsular (De Vicente *et al.*, 1996).

Resultados

La estructura cortical está gobernada por cabalgamientos vergentes al sur en las proximidades del borde de empuje, y estructuras de *pop-up* hacia el extremo interior del modelo. Estos sistemas de fallas delimitan la posición de la cuenca y controlan su evolución (Fig. 2B).

La estructura profunda de la cuenca aparece bien representada en el Modelo-II que incluye los granitos del Sistema Central (Fig. 2A y B). En el perfil se puede observar el engrosamiento cortical que sufren los frentes montañosos a través de fracturas que engrosan la corteza superior y producen un engrosamiento de la corteza inferior por flujo. Como resultado de este proceso se produce una depresión en el Moho disponiéndose a mayor profundidad. Sin embargo, la cuenca formada parece acomodarse a la flexura litosférica y el adelgazamiento cortical, que dispone el Moho a una menor profundidad.

Modelo de evolución de la cuenca alpina intraplaca

La deformación intraplaca pirenaica fue distribuida, durante gran parte del Cenozoico, de forma irregular a lo largo del Macizo Ibérico y las cadenas extensionales mesozoicas. En el Macizo Ibérico, sobre el cual se ubica la cuenca del Duero, la litosfera presenta unas propiedades reológicas here-

dadas del final del Orógeno varisco (Casas-Sainz, 1993). Esta situación de estabilidad con corteza adelgazada y manto estable se extiende hasta el Cenozoico, momento en el cual la propagación de la deformación es controlada por la longitud de onda de la flexura de la litosfera. Esta flexión permite acomodar el acortamiento de las cadenas montañosas a través del engrosamiento cortical (Cordillera Cantábrica y Sistema Central), produciendo el reajuste isostático y el subsiguiente arqueamiento del manto litosférico bajo la cuenca del Duero. Este proceso está bien representado por las anomalías observadas en la profundidad del Moho (entre 40-35 km en las áreas de montañas y 30-32 km en la cuenca) y la mayor altura relativa alcanzada por la cuenca del Duero con respecto a otras cuencas similares de la península y el cinturón alpino europeo (cuenca del Tajo, cuenca de París, Dacia, etc).

El reflejo en superficie de la evolución de este proceso litosférico estaría relacionado con la compartimentación de las cuencas intramontañosas de la franja noroccidental del Duero, dando lugar a un patrón de segmentación de cuencas intramontañosas según el modelo propuesto por Martín-González *et al.* (2014). Este proceso supone el avance de la deformación desde el borde cántabro y la formación de una cuenca de antepaís entre el Paleoceno y el Oligoceno (proto Duero) (Fig. 3). La evolución de la deformación daría lugar a la formación de pequeñas cuencas intramontañosas por la fracturación del zócalo varisco que segmentarían la cuenca de antepaís en

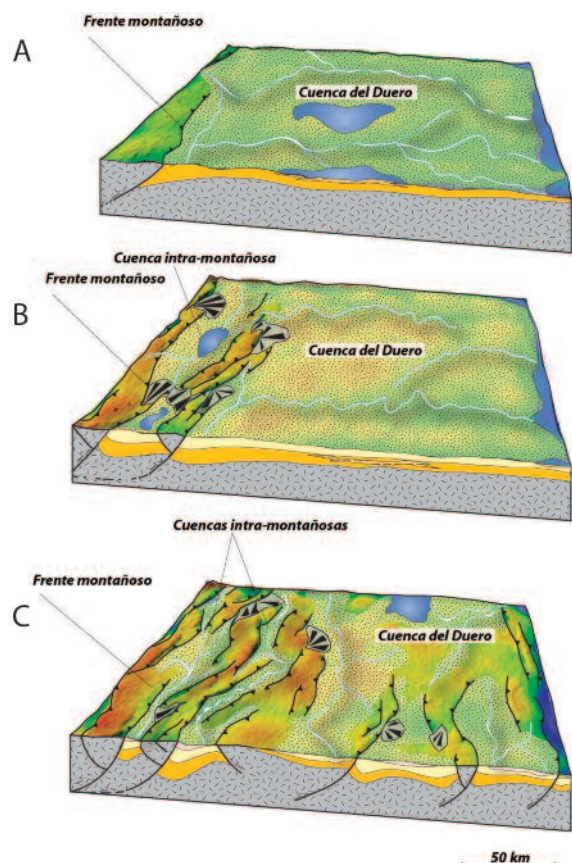


Fig. 3.- Modelo evolutivo de la parte occidental de la cuenca del Duero obtenido a partir de los resultados de la modelación analógica (Modelo-I). A) Desarrollo del frente montañoso y cuenca de antepaís. B) Avance de la deformación desde el borde cantábrico y desarrollo de las cuencas intramontañosas occidentales (El Bierzo, As Pontes, etc). C) Modelo de cuenca de antepaís segmentada y distribución de cuencas intramontañosas según Martín-González et al. (2014). (Ver figura en color en la web).

Fig. 3.- Evolutionary model of the Western Duero Basin obtained from analogue modelling results (Model-I). A) Development of a mountain front and the foreland basin. B) Deformation of the Cantabrian border and growth of western intramountain basins. C) Braking Foreland Basin Model and distribution of intramountain basins suggested by Martín-González et al. (2014). (See colour figure on the web).

otras más pequeñas. De este modo, la cuenca del Duero queda estructuralmente segmentada y elevada a su posición y geometría actual (altura media por encima de los 800 m) (Fig. 4).

Conclusiones

La cuenca del Duero es una cuenca intramontañosa originada como resultado de la deformación transmitida desde el borde norte de la placa ibérica durante gran parte del Cenozoico. A diferencia de otras cuencas intramontañosas europeas presenta una elevación por encima de los 800 m y su génesis podría estar relacionada con procesos que involucran la participación activa del manto litosférico y el reajuste isostático pro-

ducto del engrosamiento cortical de las cadenas montañosas adyacentes tal y como se deduce de los modelos análogos litosféricos reproducidos en este trabajo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto del Ministerio de Economía y Competitividad CGL2013-46061-P y por el proyecto del Programa de Financiación de Grupos de Investigación del Plan Estratégico de Investigación y Transferencia de Conocimiento de la USAL. Los autores desean agradecer a la Junta de Castilla y León por la financiación de Javier Fernández-Lozano. Agradecemos a Alberto Jiménez Díaz y a Antonio Casas los comentarios y sugerencias que han ayudado a mejorar este manuscrito.

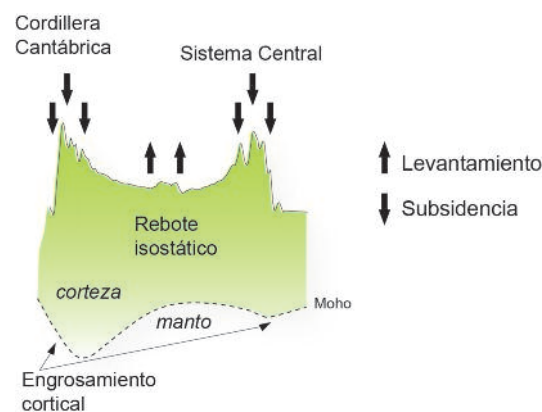


Fig. 4.- Modelo genético de la cuenca del Duero mostrando el reajuste isostático de la Cordillera Cantábrica y el Sistema Central, y la contribución del manto en el rebote elástico que produce un cambio en la profundidad del Moho y la elevación topográfica de la cuenca. (Ver figura en color en la web).

Fig. 4.- Genetic Model of the Duero Basin showing the isostatic compensation caused by the Cantabrian Mountains and Central System, and the contribution of the mantle on the isostatic rebound that led to a change into the Moho depth and the topography of the basin. (See colour figure on the web).

ciencias que han ayudado a mejorar este manuscrito.

Referencias

Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 550-556.

Álvarez García, J. (2002). *Análisis gravimétrico e isostático en el Macizo Ibérico*. Tesis de Master, Univ. Complutense de Madrid, 77 p.

Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallàs, R., García-Castellanos, D., Stuart, F.M., Braucher, R. y Bourles, D. (2012). *Geomorphology* 165, 50-61.

Burov, E.V., Kogan, M.G., Lyon-Caen, H. y Molnar, P. (1990). *Earth and Planetary Science Letters* 96, 367-383.

Casas-Sainz, A. (1993). *Geodinamica Acta* 6, 202-216.

Casas-Sainz, A. y De Vicente, G. (2009). *Tectonophysics* 474, 214-235.

De Vicente, G., Giner, J., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996). *Tectonophysics* 266, 405-424.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J. M., Van Wees, J.D., Álvarez, J. y Carbó, A. (2007). *Global and Planetary Change* 58, 335-381.

Díaz, J. y Gallart, J. (2009). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173, 181-190.

Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). *Tectonophysics* 291, 29-53.

Fernández Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Muñoz Martín, A., De Vicente, G. y Cloetingh, S. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 24, 153-172.

Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Hager, B.H., Clayton, R.W., Richards, M.A., Comer, R.P. y Dziewonski, A.M. (1985). *Nature* 313 (6003), 541-545.

Huerta, P., Armenteros, I. y Silva, P.G. (2011). *Sedimentology* 58, 1716-1736.

Lyon-Caen, H. y Molnar, P. (1989). *Geophysical Journal International* 99, 19-32.

Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Martín-Suárez, E. y Rodríguez-Fernández, R. (2014). *Geological Journal* 49, 15-27.

Rey-Moral, C., Gómez-Ortiz, D., Sánchez-Serrano, F. y Tejero-López, R. (2004). *Boletín Geológico y Minero*, 115 (1), 137-152.

Sánchez-Corrochano, Á. (1989). *Acta Geológica Hispánica* 24, 259-279.

Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere: An Introduction*. Springer, 493 p.

Weijermars, R. y Schmeling, H. (1986). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 43, 316-330.