

Sobre el origen de la asimetría en el patrón general del relieve en el interior de la Península Ibérica: nuevos resultados obtenidos mediante modelación análoga

On the origin of the asymmetric topographic pattern within the Iberian Peninsula: new results from analogue modeling

Javier Fernández-Lozano ^(1,2), Dimitrios Sokoutis ⁽¹⁾, Ernst Willingshofer ⁽¹⁾, Alfonso Muñoz-Martín ⁽²⁾, Gerardo De Vicente ⁽²⁾ y Sierd Cloetingh ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Netherlands Research Centre for Integrated Solid Earth Science, Faculty of Earth and Life Sciences, VU University, Amsterdam (The Netherlands). javier.fernandez@falw.vu.nl; dimitrios.sokoutis@falw.vu.nl; ernst.willingshofer@falw.vu.nl; sierd.cloetingh@falw.vu.nl.

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid - IGEO (Spain). javier.fernandez@geo.ucm.es; amunoz@geo.ucm.es; gdv@geo.ucm.es

ABSTRACT

Analogue modelling contributes to the interpretation of lithosphere scale folds in Iberia as a result of large-scale convergence during Oligocene-Miocene times between the Iberian and European Plates. Different tectono-thermal events affected the microplate since late Paleozoic and resulted in lateral strength variations of the Iberian lithosphere. An old and cold lithosphere, Variscan in age, can be found in the westernmost part of Iberia whereas a relative weak and hot Mesozoic lithosphere affected by episodes of rifting and basin inversion during Mesozoic-Tertiary times covers the area of the Iberian Chain. Our study aims at deciphering whether deformation and topography evolution in Iberia are related to lateral strength variations and/or the inherited structural grain stemming from Variscan deformation. We also have studied the strength of the lithosphere to gain insights into the effects of rheological variations related to local thrusting or primary strength variations along the Iberian lithosphere.

Key words: Lithosphere folds, Iberia, Cenozoic, lithosphere strength.

Geogaceta, 49 (2010), 67-70
ISSN: 2173-6545

Fecha de recepción: 15 de julio de 2010
Fecha de revisión: 3 de noviembre de 2010
Fecha de aceptación: 26 de noviembre de 2010

Introducción

La parte centro-occidental de la Península Ibérica se caracteriza por una distribución de cadenas montañosas con orientaciones E-W a NE-SW distribuidas periódicamente, con una longitud de onda que oscila entre 250 y 300 km (Muñoz-Martín *et al.*, 2010). Sin embargo, en el este peninsular predominan principalmente orientaciones E-W, NW-SE o NE-SW figura 1. El origen de dichas asimetrías continúa siendo materia de discusión. Algunos autores sugieren la presencia de un tren de pliegues que afectan a toda la litosfera como principales responsables de la evolución del relieve intraplaca (Cloetingh *et al.*, 2002). Sin embargo, Vergés y Fernández (2006) argumentan que la actual distribución de las cadenas montañosas podría ser el resultado final de varios episodios de colisión continental (durante el ciclo Varisco y posteriormente el ciclo Alpino) separados por fases de extensión tectónica (rifting mesozoico que afectó a este peninsular y más recientemente la apertura del surco de Valencia durante el Mioceno).

La convergencia entre las placas Ibérica y Europea durante el Oligoceno-

Mioceno inferior dio lugar a la formación de los Pirineos y el inicio de la deformación intraplaca produciendo el levantamiento tectónico en el centro peninsular.

La deformación Alpina en Iberia está por tanto condicionada por las características previas de la litosfera en la que podrían diferenciarse dos zonas bien definidas: El Macizo Ibérico al oeste y la zona oriental

(Cadena Ibérica-Pirineos), con una evolución Mesozoica marcada por procesos extensionales, que sufrió inversión tectónica durante el Cenozoico (Van Wees y Stephenson, 1995, De Vicente y Vegas, 2009).

En este artículo abordamos el tema de la asimetría observada en la configuración final del relieve del interior peninsular como

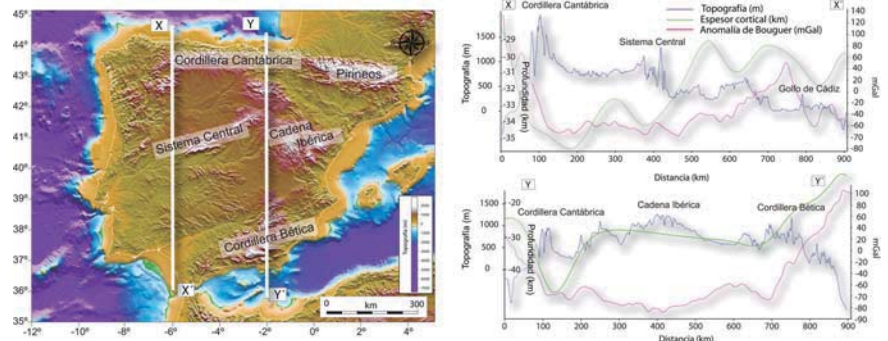


Fig. 1.- Mapa topográfico de la Península Ibérica y perfiles que engloban la topografía, el espesor cortical y la anomalía gravimétrica de Bouguer. La periodicidad de las señales ha sido relacionada con la posibilidad de pliegues por «buckling» que afectan a toda la litosfera.

Fig. 1.- Topographic map of Iberia and N-S profiles showing the relationship between the topography, crustal thickness and the Bouguer gravity anomaly. The periodicity of the signals has been linked to the presence of buckling folds over the entire lithosphere.

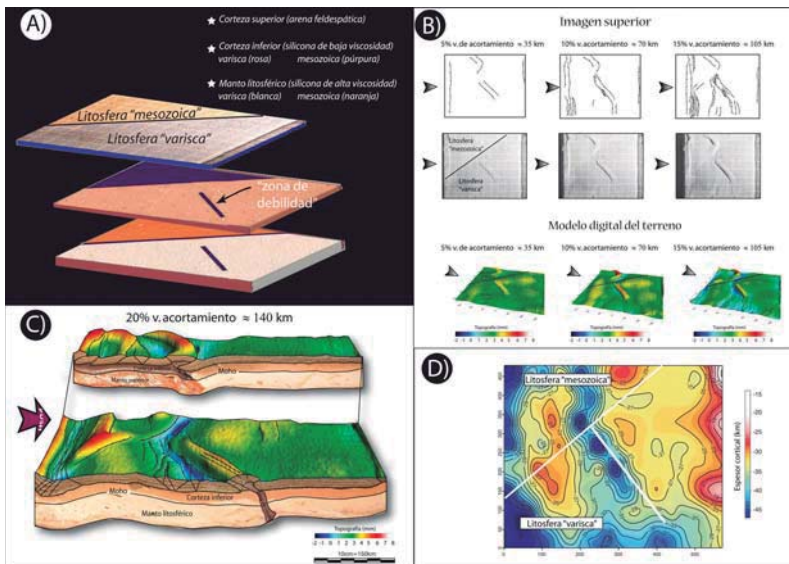


Fig. 2.- A) Esqueleto del modelo análogo. B) Evolución de la deformación a intervalos de 5% de volumen total de acortamiento. C) Modelo 3D tras 20% de volumen de acortamiento estimado para la deformación cortical sufrida durante la deformación Alpina Pirenaica (según De Vicente *et al.*, 1996). D) Mapa de espesor cortical obtenido a partir del modelo análogo tras la deformación (escalado a kilómetros).

*Fig. 2.- A) Model set-up. B) Evolution of model deformation at 5%, 10% and 15% of bulk shortening. C) 3D-Model after 20% of bulk shortening affecting the crust during Pyrenean Alpine deformation suggested by De Vicente *et al.*, (1996). D) Crustal thickness map from the model after deformation (re-scaled to km).*

Modelación análoga

Los modelos análogos son réplicas escaladas de las deformaciones reales que permiten estudiar la evolución de las estructuras tectónicas en tiempo también escalado con el prototipo. Este tipo de experimentos permiten la modelación de estructuras y de su evolución en periodos de tiempo accesibles a las observaciones humanas (entre horas y varios días).

Nuestros modelos están basados en datos geológicos y geofísicos de campo tomados en la Península Ibérica (Casas *et al.*, 1998; Andeweg *et al.*, 1999; Tejero y Ruiz, 2002; Guimerá *et al.*, 2004; de Vicente y Vegas, 2009) que permiten la simplificación de la estructura litosférica en tres capas principales (corteza superior, inferior y manto litosférico). La figura 2A, muestra el esqueleto del modelo con las propiedades de los materiales utilizados (para más información ver Tabla I). Dichos materiales descansan en equilibrio isostático sobre un fluido de alta densidad que representa el manto astenosférico y que permite movimientos verticales durante el proceso de deformación.

Los modelos se deformaron al 20%, de acuerdo con los valores de acortamiento estimados por De Vicente *et al.*, (1996) para el centro peninsular durante la convergencia N-S Alpina. Dichos modelos están escalados siguiendo los parámetros geométricos, cinemáticos, dinámicos y reológicos (Ramberg, 1967; Weijermars, 1986; Weijermars y Schmeling, 1986; Sokoutis *et al.*, 2005).

Las relaciones del escalado entre el modelo análogo y el prototipo natural se obtuvieron mediante la comparación de los valores de resistencia de las capas con un comportamiento reológico «newtoniano o viscoso» con respecto a aquellas capas con un comportamiento reológico «elástico», así como la gravedad. Estas relaciones están gobernadas por la ecuación dinámica:

$$\delta\sigma_{ij}/\delta X_{ij} + \rho(g - (\delta^2 a/\delta t^2)) \quad (1.1)$$

(i,j - 1,2,3)

donde σ_{ij} corresponde a las componentes del esfuerzo, ϵ_{ij} son las componentes de la deformación, X_{ij} las coordenadas en el espacio, ρ densidad, g aceleración de la gravedad y t el tiempo. Por tanto la relación de proporcionalidad para el esfuerzo (σ^*) bajo la anterior condición, está relacionada con la densidad (ρ^*), así como la aceleración de la gravedad (g^*) y la longitud o espesor (L^*) mediante la siguiente condición:

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (1.2)$$

$$\epsilon^* = g^* (t^*)^2 \quad (1.3)$$

donde el exponente (*) hace referencia a las relaciones de proporcionalidad entre el modelo y el prototipo natural (Brun *et al.*, 1999). Debido a que en los procesos

resultado de un único episodio de convergencia N-S durante la orogenia Pirenaica que favorecería la partición de la deformación entre desgarres y cabalgamientos, aprovechando la reactivación de fallas Tardi-Variscas pre-existentes (p.e. Fallas de Plasencia y Somolinos). Para ello hemos recurrido a la técnica de modelación análoga.

Nuestro estudio, analiza los mecanismos que dan lugar a la formación del relieve Ibérico a escala litosférica, permitiendo relacionar procesos de deformación dúctil litosférica con la deformación cortical frágil de la corteza superior. En segundo lugar, el análisis de los resultados indica que los efectos producidos por las variaciones en los espesores corticales, controlan la resistencia litosférica así como los distintos estilos de deformación cortical observados. Además, las variaciones en los espesores corticales obtenidos, dependen de las propiedades reológicas iniciales de las litosferas: Varisca y Varisca sometida a extensión durante el Mesozoico.

Plegamiento litosférico como mecanismo de deformación intraplaca

El plegamiento litosférico ha resultado ser un mecanismo efectivo en la formación del relieve intra-placa (Stephenson y Cloetingh, 1991; Lefort y Agarwal, 2002). Las longitudes de onda de dichos pliegues dependen de la edad de la litosfera y de su estado de deformación previo, así como de

sus propiedades reológicas. En base a ello, Cloetingh *et al.* (1999) resaltan las diferencias en simetría y forma de los pliegues teniendo en cuenta la edad térmica de la litosfera. Sin embargo, existen diferentes mecanismos que podrían dar lugar al desarrollo de una topografía en aéreas intra-placa (tanto oceánica como continental (McAdoo y Sandwell, 1985; Bourgeois *et al.*, 2007).

Por tanto, la identificación de cadenas montañosas en superficie resultado de ondulaciones que afectan a toda la litosfera ha sido en general analizada mediante el contraste entre las señales producidas por la topografía, las anomalías de gravedad y últimamente con la incorporación de espesores corticales o de potencia de la corteza (Cloetingh *et al.*, 2002) (Fig.1).

Recientemente, Fernández-Lozano *et al.* (2010), modelaron la evolución de la topografía intra-placa Ibérica, como resultado de la compresión horizontal plana transferida desde el borde Cantabro-Pirenaico durante el Cenozoico. Los resultados confirman que el estilo de deformación, así como la distribución de las cadenas montañosas y cuencas asociadas aparece controlado por pliegues que afectan a toda la litosfera y, en particular, por la deformación del manto superior litosférico que controla su amplitud y longitud, confirmando el mecanismo de «buckling» litosférico propuesto por Cloetingh *et al.*, (2002) y basado en modelos numéricos.

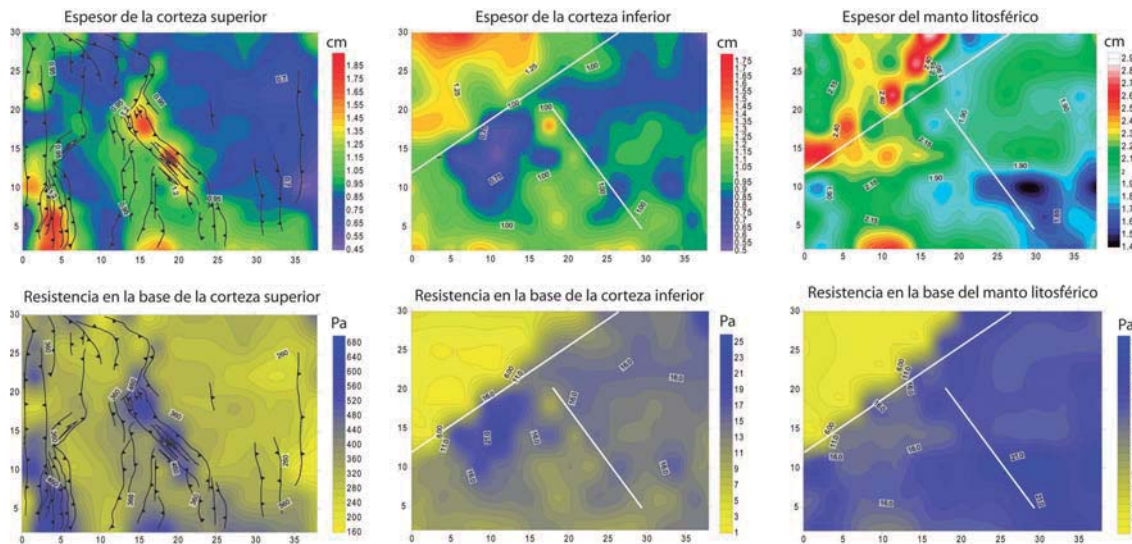


Fig. 3.- A) Mapas de espesores para cada capa del modelo. Los principales espesores en la corteza superior están relacionados con la presencia de cabalgamientos o fallas heredadas. Sin embargo, la corteza inferior y el manto muestran diferencias de espesores controlados por variaciones de viscosidad para cada capa **B)** Mapas de resistencia litosférica para la parte inferior de cada capa. La corteza superior muestra zonas donde existe un incremento de la resistencia debido al engrosamiento (relacionado con cabalgamientos). Sin embargo, para la corteza inferior y el manto superior las diferencias reológicas iniciales juegan un papel importante localizando las zonas de menor resistencia.

Fig. 3.- A) Thickness map obtained for every model layer. The higher thickness values in the upper crust are directly related to thrust or inherited faults. However, the lower crust and lithosphere mantle show thickness variations caused by viscosity contrast between layers. B) Strength maps from the lithosphere performed for the bottom of each model layer. The upper crust shows areas where the strength has increased as a result of crustal thickening (related to thrusting). Though, in the lower crust and lithospheric mantle, primary rheological differences seem to play a key role by localising those areas of lower strength.

geológicos el efecto de las fuerzas de inercia no resulta significativo (Hubbert, 1937), la ecuación 1.2 toma especial relevancia. Además, puesto que los experimentos fueron llevados a cabo bajo gravedad normal, la relación de proporcionalidad entre el modelo y el prototipo natural queda resuelta en $g^*=1$. Por otra parte, las relaciones de proporcionalidad entre las densidades del modelo y el prototipo mantienen el mismo orden de magnitud por lo que su relación es muy próxima a 1. De este modo, la ecuación 1.2 quedaría simplificada a:

$$\sigma^* H'' < L^* \quad (1.4)$$

Esto implica que las relaciones de proporcionalidad entre los esfuerzos llegan a ser próximas a las relaciones de longitud o espesor. Por tanto, los perfiles reológicos entre el modelo y el prototipo natural serán homólogos.

Los perfiles de resistencia litosférica de los modelos se calcularon para la corteza superior, siguiendo los criterios de fractura bajo compresión (Byerlee, 1978). Sin embargo, para la corteza inferior y el manto superior dúctiles, los perfiles de resistencia vienen determinados por las tasas de deformación por cizalla estimadas mediante la relación:

$$\gamma = V/T_d \quad (1.5)$$

donde V es la tasa de convergencia, T_d el espesor de la capa dúctil. Por tanto, los esfuerzos de cizalla pueden ser descritos por la ecuación:

$$\tau = \eta V/T_d \quad (1.5)$$

$$\text{o} \quad \tau = \eta \epsilon \quad (1.7)$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla, η la viscosidad y ϵ la tasa de deformación por cizalla. La ecuación 1.7 describe el comportamiento de los materiales viscosos de un modo análogo al flujo de las rocas en el interior terrestre, gobernado por la viscosidad y la tasa de deformación. Una vez obtenidos los perfiles de

resistencia para cada sección del modelo análogo, una vez deformado, se obtuvo una malla de 5x5 cm usando «Kriging» con variograma lineal en la interpolación.

Con el fin de observar el mecanismo imperante en la deformación de la litosfera, hemos incluido dos tipos litosferas. Una relativamente antigua y fría (Varisca, representando el oeste peninsular) y una más jo-

Capa	Densidad ρ (kg/m ³)	Viscosidad η (Pa.s)	Espesor h(m)	Coefficiente de fricción μ	Velocidad v(m/s)	Rm	Sm
Litosfera varisca							
Corteza superior (Iberia)	2750	-	1.50E+04	35	7.00E-03	-	0.003
Corteza superior (modelo)	1360	-	0.01	0.4	5.00E-03	-	0.02
Corteza inferior (Iberia)	2950	1.0E+21	1.50E+04	-	7.00E-03	29.33	-
Corteza inferior (modelo)	1390	4.80E+04	0.01	-	5.00E-03	20.45	-
Manto litosférico (Iberia)	3300	4.0E+21	3.00E+04	-	7.00E-03	32.8	-
Manto litosférico (modelo)	1500	1.23E+05	0.02	-	5.00E-03	34.43	-
Litosfera mesozoica							
Corteza superior (Iberia)	2750	-	1.50E+04	35	7.00E-03	-	0.003
Corteza superior (modelo)	1360	-	0.01	0.4	5.00E-03	-	0.02
Corteza inferior (Iberia)	2970	4.0E+20	1.50E+04	-	7.00E-03	295.33	-
Corteza inferior (modelo)	1400	9.75E+03	0.01	-	5.00E-03	428.86	-
Manto litosférico (Iberia)	3300	1.0E+21	2.30E+04	-	7.00E-03	131.26	-
Manto litosférico (modelo)	1500	2.30E+04	0.02	-	5.00E-03	183.86	-
Zona de debilidad	1400	9.75E+03	0.03	-	-	-	-

Tabla I.- Principales propiedades físicas y espesores de la litosfera de los materiales experimentales. Los valores del número de Ramberg y Smoluchowsky (Rm y Sm respectivamente, para los materiales dúctiles y frágil) del modelo natural y análogo muestran la precisión del escalado de los materiales que componen la corteza inferior y el manto litosférico.

Table I.- Physical properties and layer thicknesses of the lithosphere and experimental materials. Values of Ramberg and Smoluchowsky numbers (Rm and Sm respectively for ductile and brittle materials) of model and natural analogue show precision on the material properties from the lower crust and lithosphere mantle.

ven y relativamente caliente (el este peninsular) afectada por la extensión Mesozoica y la posterior inversión durante el Cenozoico. El límite lo suponemos orientado NW-SE, siguiendo el borde del rift principal durante el Pérmico-Triásico (Falla de Somolinos). Esto nos permitiría observar si bajo una misma dirección de compresión se pueden originar varias orientaciones en la distribución final de la topografía del modelo.

A su vez hemos incluido dos zonas de debilidad que afectan a las capas dúctiles (corteza inferior y manto litosférico) que representarían las fallas de Somolinos (que controló la evolución del rift mesozoico en el este peninsular) así como la falla tardi-varisca de Plasencia con el fin de analizar su importancia en la configuración final de la topografía, durante su reactivación bajo la compresión N-S alpina.

La figura 2B y C, muestra la evolución de la deformación, así como el desarrollo de fallas activas durante cada estado de deformación. La evolución del relieve es inferida mediante imagen superior de cámara fotográfica y escaner-3D.

Resultados

Los resultados de la modelación análoga mostrados en la figura 2B muestran las diferencias en el estilo de la deformación para las dos litosferas.

Una litosfera «débil» favorece el mecanismo de engrosamiento por flujo en las capas dúctiles, localizando la deformación en las proximidades de la pared móvil. Sin embargo, una litosfera «fuerte» (como la Varisca) posibilita la transmisión efectiva de esfuerzos hacia el interior del modelo llevando al plegamiento litosférico. El desacoplamiento mecánico entre las dos litosferas viene definido por las diferencias en la deformación frágil-dúctil (ver diferencias en la topografía y mecanismos de deformación que afectan a las capas más dúctiles (i.e. engrosamiento/plegamiento) en la figura 2D.

La presencia de una zona de debilidad afectando a las capas dúctiles controla y localiza la deformación llevando a grandes diferencias en los espesores corticales de un lado a otro de la falla que las limita (Fig. 2D). La reactivación y partición de la deformación mediante desgarres y cabalgamientos se desarrolla durante varios estados de la modelación y controlan el estilo y configuración de las cadenas montañosas (Fig. 2B).

Finalmente, se han representado los mapas de resistencia litosférica para la superficie inferior de cada capa. Estos mapas muestran diferencias apreciables en los parámetros que tienen influencia en la re-

sistencia (Fig.3). Los resultados para la corteza superior muestran que el factor que controla la resistencia total es el espesor. Sin embargo, para las capas dúctiles los factores que controlan el estado de la resistencia son las propiedades reológicas originales y la presencia de zonas de debilidad iniciales.

Discusión

Los modelos análogos arrojan luz sobre los procesos de escala litosférica que generan el relieve en zonas de intraplaca como la Península Ibérica.

El estilo y orientación de la topografía, así como su distribución final en el interior peninsular, está influenciado por las variaciones laterales de resistencia en la litosfera (desacoplamiento mecánico). De este modo en la litosfera más resistente (Varisca) en la parte oriental, la transmisión efectiva de los esfuerzos da lugar a la formación de pliegues litosféricos de longitud de onda controlada por el manto litosférico. Por el contrario, una litosfera más débil, afectada por el rifting mesozoico (este peninsular), favorece la localización y engrosamiento cortical próximo a la cuña orogénica que forman los Pirineos. En ambos casos, la presencia tardi-Variscas y heredadas juega un papel importante en la distribución de las zonas que sufren engrosamiento cortical ya que nuclea la deformación en dichas áreas. Este es el caso de las fallas de Plasencia y Somolinos, que parecen reactivarse con movimientos direccionales inversos durante la compresión Cenozoica (Araújo, 2004; De Vicente et al., 2009b).

Finalmente, el fenómeno de partición de la deformación (mediante strike-slip y cabalgamientos) nos permite explicar de manera eficiente las diferencias en la distribución actual del relieve entre la Cadena Ibérica y el oeste peninsular bajo un único régimen de acortamiento N-S durante el Cenozoico confirmando los resultados de De Vicente et al., (2009b).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: Consolider Ingenio 2006 «Topo Iberia» CSD2006-00041, Plan nacional de I+D CGL2006-13926-C02-01-02 «Topo Iberia Foreland». Los modelos han sido llevados a cabo en el laboratorio de Tectónica de la Universidad Libre de Amsterdam. Los autores desean agradecer finalmente a Fidel Martín González, Antonio Casas y un revisor anónimo por sus sugerencias y comentarios que han ayudado notablemente en la mejora del manuscrito, así como a los editores de la revista por el interés mostrado.

Referencias

- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J. y Muñoz Martín, A. (1999). *Tectonophysics*, 305, 153-164.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. y Bonnet, S. (2007). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1003-1031.
- Brun, J., Buck, R., McClay, K., Kusznir, N., Loudon, K. y McKenzie, D. (1999). *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357, 695-712.
- Byerlee, J. (1978). *Pure and applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Casas, A., Cortés, A., Liesa, C., Soria, A., Terinha, P., Kullberg, J. y Rocha da, R. (1998). *Geogaceta*, 24, 67-70.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., de Vicente, G. y Vegas, R. (2002). *Tectonics*, 21, 1-26.
- Cloetingh, S., Burov, E. y Poliakov, A. (1999). *Tectonics*, 18, 1064-1083.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996). *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- De Vicente, G. y Vegas, R. (2009). *Tectonophysics*, 474, 124-143.
- Guimerà J., Mas R. y Alonso A. (2004). *Journal of the Geological Society*, 161, 291-303.
- Hubbert, M. (1937). *Bulletin of the Geological Society of America*, 48, 1459.
- Lefort, J. y Agarwal, B. (2002). *Tectonophysics*, 350, 193-213.
- McAdoo, D. y Sandwell, D. (1985). *Journal of Geophysical Research*, 90, 8563-8569.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Fernández-Lozano, J., Cloetingh, S., Willingshofer, E., Sokoutis, D. y Beekman, F. (2010). *Tectonophysics*, 495, 298-314.
- Ramberg, H., 1967. In: *Gravity, deformation and the earth's crust*. Academic Press, 452p.
- Sokoutis, D., Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G. y Cloetingh, S. (2005). *Tectonophysics*, 406, 1-15.
- Stephenson, R. y Cloetingh, S. (1991). *Tectonophysics*, 188, 27-37.
- Tejero, R. y Ruiz, J. (2002). *Tectonophysics*, 350, 49-62.
- Weijermars, R. (1986). *Tectonophysics*, 124, 325-358.
- Weijermars, R., y Schmeling, H. (1986). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43, 316-330.