

Modelo de evolución topográfica en el NO de la Península Ibérica durante la delaminación litosférica al final de la Orogenia Varisca

Model for the topographic evolution in NW Iberia during the lithospheric delamination at the end of the Variscan Orogeny

I. N. Muñoz-Quijano y G. Gutiérrez-Alonso

Universidad de Salamanca. Facultad de Ciencia. Departamento de Geología. Área Geodinámica Interna. Plaza de la Merced 37008, Salamanca, España. natageo@usal.es o gabi@usal.es

ABSTRACT

Through a simple isostatic balance modelization we attempt an approach to one of the possible lithospheric and topographical scenarios that took place in the aftermath of the Variscan Orogeny. From this point of view, the results obtained, together with their comparison with the geologic, sedimentary and igneous record, during the Upper Carboniferous and the Early Permian, allow to explain most of the geological processes that took place in the studied region due to a process of lithospheric thickening under the Cantabrian Zone and the subsequent lithospheric delamination of the formerly generated root. This process caused a topographical inversion of the relief, from initially higher mountains in the western part of the Variscan Orogen (In present day coordinates) to subsequent dominant elevations in the east (Cantabrian Zone), contemporary with the lithospheric delamination.

Key words: Topography, lithospheric delamination, isostasy, Cantabrian zone, Variscan orogen.

Geogaceta, 43 (2007), 43-46
ISSN: 0213683X

Introducción

Recientes investigaciones postulan que en las postrimerías del ciclo Varisco se produjo una estructuración litosférica particular, producto de un súbito cambio en la orientación del campo de esfuerzos que causó la convergencia paralela al trazado estructural del orógeno en este sector y la subsiguiente curvatura oroclinal, alrededor de un eje vertical, que dio lugar a la génesis del Arco Ibero Armoricano (Weil *et al.*, 2001). Las causas de este súbito cambio en la orientación de los esfuerzos no han sido aún establecidas. Este proceso, supuso un elevado engrosamiento de la litosfera en el núcleo del oroclinal formado que generó una importante raíz litosférica inestable que fue delaminada mecánicamente (Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez Alonso *et al.*, 2004 a,b). El proceso de engrosamiento y subsiguiente delaminación litosférica supuso un notable y súbito cambio en los espesores de la misma, sobre todo de su parte mantélica, con la consiguiente respuesta en la topografía local, que quedó registrada en la geometría y el re-

lleno de las cuencas sin-orogénicas, que conservan el registro sedimentario, y en la actividad tectono-térmica, contemporánea con la delaminación que tuvo lugar en torno al límite Carbonífero – Pérmico (299 Ma., Ramezani *et al.*, 2007).

Marco geodinámico

El modelo construido en este trabajo utiliza como referencia geológica una sección transversal del Orógeno Varisco, de orientación E-W, situada en lo que clásicamente se conoce como el Macizo Ibérico en el Noroeste de la Península Ibérica. Afectando a este orógeno de colisión y de forma inmediata tras el final de su desarrollo es cuando se interpreta la existencia de un proceso de delaminación litosférica en las postrimerías de la Orogenia Varisca que se extendería aproximadamente desde los 305 Ma a los 285 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004a, 2004b).

Desde el punto de vista de la respuesta sedimentaria, este proceso se veía reflejado principalmente en las características de las rocas sinorogénicas de la cuenca de antepaís, en la región de Picos de

Europa, así como en las sucesiones tardi/post-orogénicas, con características de una molasa, principalmente en cuencas de carácter intramontañoso continental, y que se hallan dispersas sobre la zona Cantábrica (ZC), el Antiforme de Narcea y la zona Astur-Occidental Leonesa (ZAOL) (Fernández *et al.*, 2004).

Descripción de la modelización

Para lograr una primera aproximación de cómo pudieron haber sido las variaciones en la vertical de una superficie topográfica situada en la cuenca de antepaís de un orógeno de colisión sometida a un proceso de delaminación, se tuvieron en cuenta los procesos que intervienen con más peso y que inciden en el balance isostático y, para ello, se propuso una modelización sencilla a través de hojas de cálculo, generando un modelo de flotabilidad de la litosfera en 1D a intervalos regulares (cada 50 km), a lo largo de un perfil transversal al orógeno Varisco, con una extensión aproximada de 900 km. Para realizar la modelización se han tenido en cuenta las ecuaciones de Lachenbruch y Morgan, (1990); Turcotte y Schubert (2002); Spear y Peacock (1989).

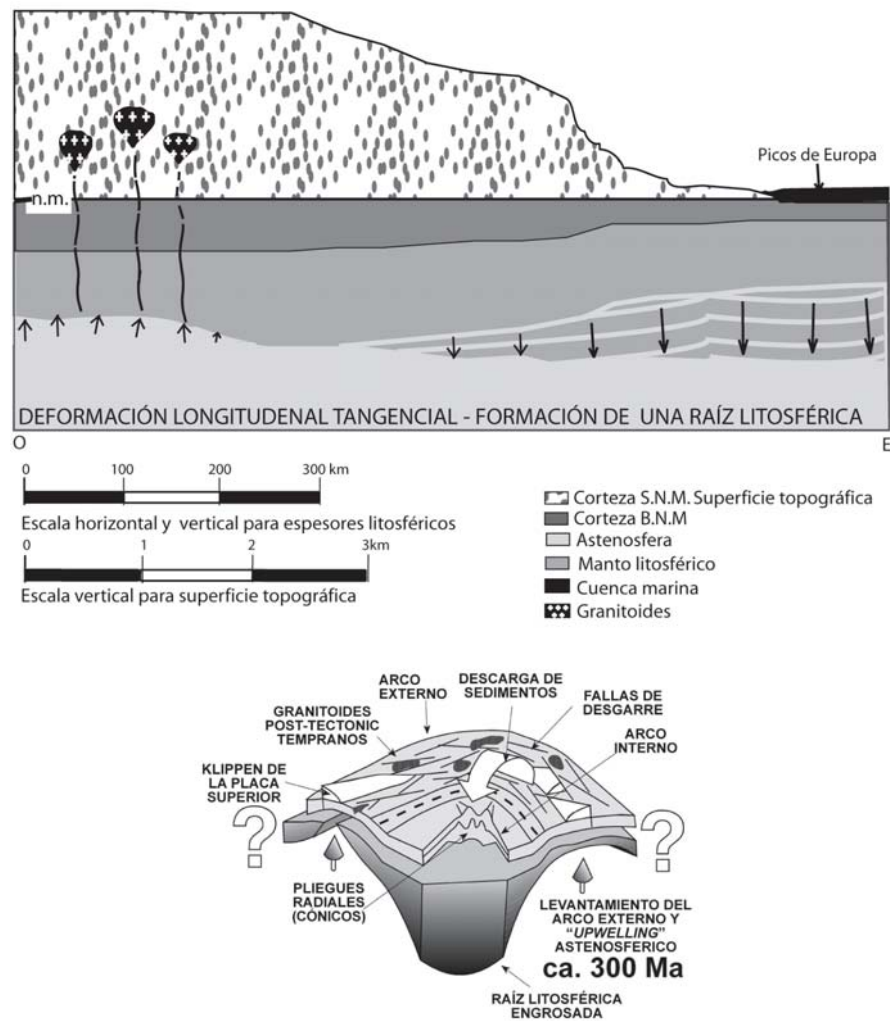


Fig. 1.- Engrosamiento y adelgazamiento litosférico originados por mecanismos de deformación longitudinal tangencial durante el desarrollo de un oroclinal, con la consiguiente formación de una raíz litosférica según modelización realizada y modelo de Gutiérrez-Alonso et al., 2004a, 2004b. Escalas verticales diferentes en la corteza, sobre o bajo del nivel del mar (B.N.M y S.N.M).

Fig 1.- Thickening and thinning lithospheric originated by tangential longitudinal deformation mechanisms during the development of an oroclinal. Formation of a lithospheric root, according to modelization made and Gutiérrez-Alonso et al., 2004a, 2004b model. Differentiated vertical scales in the crust, above or below sea level.

Los espesores de la litosfera se han estimado de forma que los espesores corticales oscilan entre 60 y 40 km para la zonas más engrosadas en el proceso previo de colisión (las zonas internas), entre 40 km y 30 km para zonas intermedias correspondientes a la cuenca de antepaís y entre 30 km y 25 km en zonas ligeramente adelgazadas (principalmente las correspondientes al sector más proximal de la plataforma continental). En cuanto a los valores de potencia de el manto litosférico se han tomado espesores que varían desde 200 km a 50 km, dado que se desconoce el espesor que podría existir debajo del margen pasivo del norte de Gondwana en los momentos previos a la orogenia, por lo tanto se han utilizado aquellos

que son consistentes con el registro geológico, la variación del espesor de manto litosférico debido al proceso de delaminación, es el factor más determinante en el modelo planteado.

En cuanto a la escala temporal, se optó por tomar intervalos de tiempo aproximados cada 2 a 3 Ma, para describir las variaciones topográficas causadas durante el proceso de delaminación (se estableció el modelo entre 310 Ma y 285 Ma), no obstante debe tenerse en cuenta que el proceso puede haber sido mucho más corto si la delaminación se produjese de una manera más rápida, tal y como se sugiere que ocurre en algunos modelos teóricos (Schott y Schmelling 1998).

Resultados de la modelización

La modelización se realizó finalmente incluyendo valores de la temperatura del manto litosférico (Tm) en la que influye de gran manera la contribución mantélica (Hm) resultante de la inyección de manto astenosférico y causante de la elevación topográfica. Se optó por este tipo de modelización ya que se observó que producía resultados que se ajustaban mucho mejor a las características que presenta el registro geológico, en comparación a otros análisis previos (Muñoz-Quijano, 2006), en los que simplemente se utilizaba la isostasia general y las variaciones isostáticas teniendo en cuenta los cambios de temperatura de la corteza (Tc).

Según la arquitectura descrita en el modelo, en la zona estudiada, se pueden distinguir tres episodios principales: (1) engrosamiento litosférico; (2) desestabilización y delaminación de la raíz litosférica y (3) homogenización litosférica.

La primera etapa de engrosamiento litosférico, que tuvo lugar entre los 310 y 300 Ma aproximadamente, establece que, tras los periodos de colisión continental y apilamiento de mantos, la litosfera presenta un elevado engrosamiento en su parte más occidental (que subsecuentemente pasaría a ser el arco externo del oroclinal), los espesores de la corteza pudieron haber alcanzado los 60 km y del manto litosférico los 140 km, disminuyendo progresivamente hacia la parte central del modelo (se correspondería con la ZAOL) y por último, la parte más oriental, la Zona Cantábrica, (el arco externo del oroclinal), donde el engrosamiento cortical es mucho menor y aún se conserva parcialmente la plataforma continental en la región de Picos de Europa, con depósitos marinos someros, los espesores considerados se sitúan entre 30 y 25 km para la corteza y 70 km de manto litosférico.

Una vez establecida la arquitectura final del Orógeno Varisco se inicia la formación del oroclinal, haciendo que la litosfera deformada por un pliegue de eje vertical mediante un mecanismo de deformación longitudinal tangencial, sufra un considerable adelgazamiento del manto litosférico en la parte más occidental, generando una extensión en el arco externo y simultáneamente un engrosamiento bajo el arco interno (Gutiérrez-Alonso et al., 2004a,b). Dichos cambios contribuyeron en esta fase a que el relieve abrupto de la cordillera

Varisca en su sector occidental, se volvió a elevar y presentara alturas máximas que pudieron llegar hasta los 4000 m. Este relieve estuvo sometido a procesos erosivos intensos que aportarían grandes cantidades de material clástico a la cuenca de antepaís cercana, en donde la simultánea formación de la raíz litosférica condujo a profundizar dicha cuenca, que a la vez es rápidamente colmatada en sus partes próximas a la cordillera con los sedimentos clásticos provenientes de las regiones que se han elevado. El origen de las cuencas estefanienses puede relacionarse con este proceso de elevación en el sector más occidental y de profundización en el oriental. (Fig. 1).

La segunda etapa modeliza una raíz litosférica engrosada bajo el arco interno del oroclinal, con un espesor aproximado de 200 km y con una densidad mayor que la densidad de la astenosfera, la raíz era isostáticamente inestable, delaminándose mecánicamente en torno a los 295 Ma, resultando en una reducción del espesor del manto litosférico entorno a 55 km. La delaminación provocó un ascenso rápido del manto astenosférico en un intervalo relativamente corto. Durante aproximadamente 10 Ma más, hasta los 285 Ma, el manto astenosférico se va enfriando hasta lograr una estabilización de la base de la litosfera cercana a los 120 km de profundidad bajo el arco interno del oroclinal. La extensión en el arco externo y probablemente el arrastre producido por la delaminación de la raíz litosférica, hace que las partes más externas del arco presenten espesores ligeramente menores (≈ 110 km) de su litosfera.

Para realizar este modelo, la discontinuidad de Mohorovicic no se ha considerado como superficie en la que se produjo la rotura efectiva causada por el peso de la raíz litosférica, ya que la modelización utilizada no permite incorporar el resultado de los cambios progresivos que sucederían en el manto litosférico durante ese momento, especialmente su fusión parcial y la incorporación de esos mismos fundidos a la nueva litosfera que se está generando de manera simultánea a la delaminación. Por ello se optó por mantener aproximadamente un 30% del material litosférico previo incorporado a la nueva litosfera y realizar la modelización utilizando unos valores que producían resultados más de acuerdo con el registro geológico.

Es así como en esta segunda etapa, la raíz litosférica formada bajo la cuenca

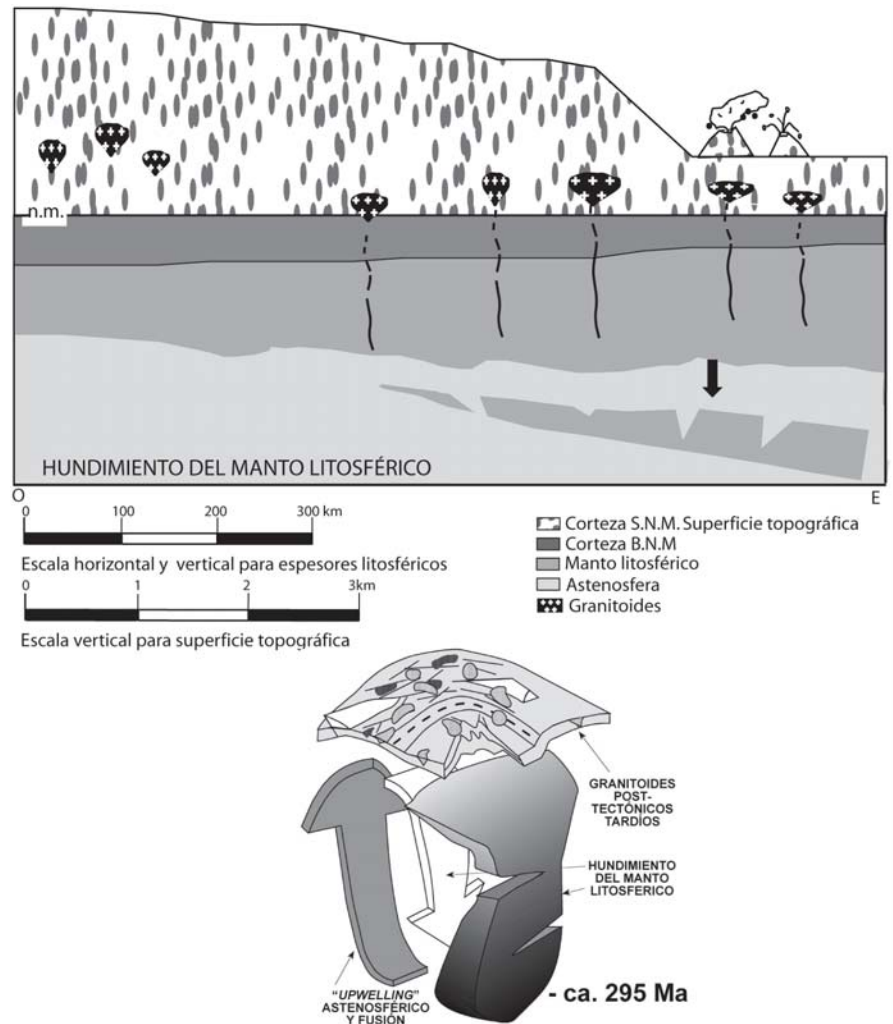


Fig. 2.- Desestabilización de la raíz litosférica, delaminación y cambio topográfico resultante, fundamentalmente en el arco interno del oroclinal, según modelización realizada y modelo de Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004a, 2004b. Escalas verticales diferentes en la corteza, sobre o bajo del nivel del mar (B.N.M y S.N.M).

*Fig 2.- Destabilization of a lithospheric root, delamination and topographic change in the internal arc of the oroclinal, according to modelization made and Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004a, 2004b model. Differentiated vertical scales in the crust, above or below sea level.*

de antepaís, en el sector más oriental del arco, se delamina, ocasionando una rápida elevación de la superficie topográfica, que llevo a pasar de una cuenca con sedimentación de plataforma marina, en la región de Picos de Europa, a una cuenca intracontinental y al depósito de las series rojas, continentales del Pérmico inferior. Este proceso se vio acompañado por la intrusión de un gran número de rocas de afinidad granítica y una intensa actividad volcánica. El relieve probablemente continuó elevándose con un rápido incremento de altura que pudo llegar hasta los 1600 m aproximadamente (cerca a los 285 Ma). (Fig. 2).

Por último, durante la etapa final de homogenización litosférica, que podríamos situar temporalmente de ma-

nera tentativa entre los 285 y 270 Ma (de acuerdo con datos de fusión parcial de xenolitos en rocas subvolcánicas mesozoicas, Fernández-Suárez *et al.*, 2006), la litosfera continental empieza a recobrar un espesor homogéneo, la corteza alcanzaría espesores de 40 km y el manto litosférico de aproximadamente 80 km. De acuerdo con los modelos elaborados en este trabajo, las elevaciones continuarían aumentando en la parte oriental (arco interno del Oroclinal), pudiendo llegar hasta los 2500 m, mientras que el arco externo, va disminuyendo su elevación topográfica hasta llegar a los 1000 m en su parte más occidental en torno a los 270 Ma. Pese a que los espesores litosféricos desarrollados en esta últi-

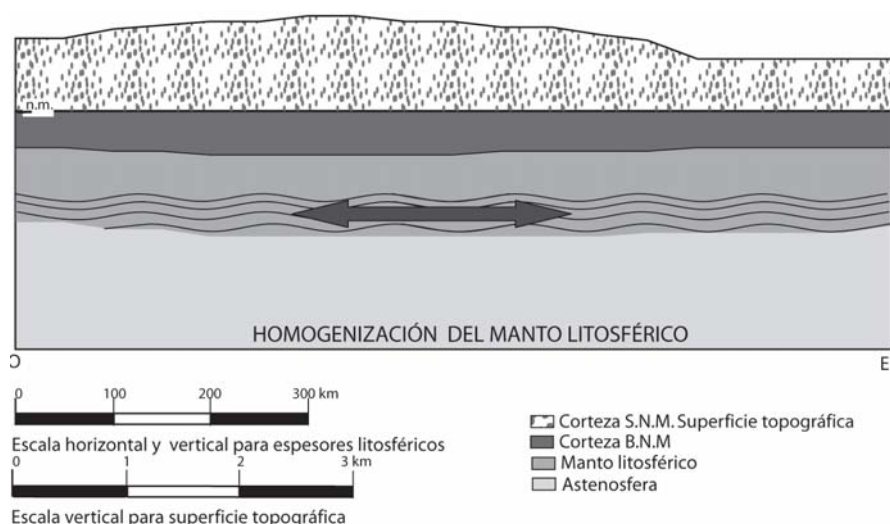


Fig. 3. Homogenización de la litosfera continental tras un proceso de delaminación. Escalas verticales diferentes en la corteza, sobre o bajo del nivel del mar (B.N.M y S.N.M).

Fig. 3. Homogenization of the continental lithosphere after a delamination process. Differentiated vertical scales in the crust, above or below sea level.

ma fase, son similares a los primeros asumidos a los 310 Ma en el sector más occidental, no se alcanzaron relieves tan altos, ya que la corteza formada es homogenizada hasta los 40 km aproximadamente, no favoreciendo a la contribución cortical (Hc) a una mayor elevación topográfica. (Fig. 3). El registro sedimentario causado por estos cambios de las elevaciones probablemente no se encuentra preservado y pudo erosionarse por procesos posteriores.

En resumen, y a modo de conclusiones, la respuesta topográfica a los procesos producidos durante las tres etapas descritas anteriormente, sucedidas a finales de la orogenia varisca en el NW de Iberia, consistió principalmente en una inversión de la polaridad del relieve, inicialmente de mayores cotas al oeste, a una situación en que las alturas dominantes se localizan en el este, coetánea con la delaminación litosférica. La génesis de las cuencas

Estefanienses y Pérmicas en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa es compatible con las variaciones topográficas deducidas mediante la modelización.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente mediante el proyecto el proyecto CGL2006-00902 (Oroclinales y Delaminación: Relaciones y Efectos) patrocinado por el Ministerio de Educación y Ciencia, y por una Beca del Banco Santander Central Hispano-Universidad de Salamanca de apoyo al personal investigador latinoamericano. Agradecemos especialmente la ayuda recibida por el Dr. J. Alcock por su gran ayuda en los temas de programación.

Referencias

Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Barba, P., Colmenero, J.R., Here-

dia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Salvador, C., Sánchez De Posada, E., Villa, E., Merino-Tomé, O. y Motis, K. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 34-42.

Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, J.A. y Gutiérrez-Alonso, G. (2000). *Journal of the Geological Society, London*, 157, 565-576.

Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Jeffries, T.E., Whitehouse, M.J. y Villaseca, C. (2006). *The Journal of Geology*, 114, 471-483.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J. y Weil, A.B. (2004a). *Geological Society American, Special Paper*, 383, 121-130.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., y Weil, A.B. (2004b). *Geotemas*, 6, 69-72.

Lachenbruch, A.H. y Morgan, P. (1990). *Tectonophysics*, 174, 39-62.

Muñoz-Quijano, I.N. (2006). *Respuesta topográfica a un proceso de delaminación litosférica: un modelo simple para el orógeno Varisco en el NO. de la península Ibérica*. Trabajo de Grado de Salamanca, Univ. de Salamanca, 143 p.

Ramezani, J., Schmidt, M.D., Davydov, V.I., Bowring, S.A., Snyder, W.S. y Northrup, C.J. (2007). *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 244-257.

Schott, B. y Schmeling, H. (1998). *Tectonophysics*, 296, 225-247.

Spear, S.F. y Peacock, S.M. (1989). *Metamorphic pressure-time-temperature paths*. American Geophysical Union, 102 p.

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Second Edition. Cambridge University Press, 472 p.

Weil, A.B., Van Der Voo, R. y Van Der Pluijm, B.A. (2001). *Geology*, 29, 991-994.