

RESPUESTA TOPOGRÁFICA A UN PROCESO DE DELAMINACIÓN LITOSFÉRICA: UN MODELO SIMPLE PARA EL FINAL DEL ORÓGENO VARISCO EN EL NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

[Topographic effects during a lithospheric delamination process: a simple model for the Variscan Orogen in NW Iberia]

Ingrid Natalia MUÑOZ QUIJANO (*)

Gabriel GUTIÉRREZ ALONSO (*)

(*): Universidad de Salamanca. Facultad de Ciencias. Departamento de Geología. Área Geodinámica Interna. Plaza de la Merced. 37008 Salamanca, España. Correo-e: natageo@usal.es o gabi@usal.es

(FECHA DE RECEPCIÓN: 2007-02-26) (FECHA DE ADMISIÓN: 2005-03-20)
BIBLID [0211-8327 (2007) 43 (2); 175-192]

RESUMEN: Con el objetivo de lograr una primera aproximación a un escenario de escala litosférica, en el que el registro geológico sea coherente con la hipotética evolución topográfica resultante de la respuesta a un proceso de delaminación litosférica a finales de la orogenia varisca en el NO de la Península Ibérica, se ejecuta una modelización sencilla con variables simples de balance isostático por medio de hojas de cálculo. Esta modelización reúne aspectos geofísicos y geológicos que permiten un acercamiento a una de las posibles configuraciones litosféricas y topográficas que pudiesen haberse producido en el sector estudiado durante el desarrollo del Orógeno Varisco y sus postrimerías y que explicaría algunas de las características geológicas que se reconocen en la actualidad. Desde este punto de vista, los resultados que se obtienen, y su comparación con el registro geológico, sedimentario e ígneo, durante el Carbonífero superior y el Pérmico, permiten establecer que buena parte de los procesos geológicos acaecidos pueden ser explicados mediante la respuesta a un engrosamiento litosférico bajo la Zona Cantábrica y la subsiguiente delaminación de la raíz generada. La respuesta topográfica a este proceso consistió básicamente en una inversión de la polaridad del relieve, mediante la cual, las mayores cotas, situadas inicialmente al O del Orógeno Varisco (en coordenadas actuales), pasaron a situarse en el E (Zona Cantábrica). Las causas de la génesis

de las cuencas estefanienses y pérmicas en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa pueden explicarse de manera compatible con las variaciones topográficas deducidas mediante la modelización.

Palabras clave: Topografía, delaminación, isostasia, Zona Cantábrica, Orógeno Varisco.

ABSTRACT: In order to establish a lithospheric scale scenario in which the geologic record is in agreement with the theoretical topographical evolution that results from lithospheric delamination process that took place at the end of the Variscan orogeny within the NW of the Iberian peninsula. A simple isostatic model is performed to reconcile geophysical and geologic data that may represent an approach to one of the possible lithospheric and topographical configurations 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 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. The topographical response to this process consisted on an inversion of the polarity 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. The genesis of the Stephanian and Permian basins in the Cantabrian and West Asturian-Leonese Zones are compatible with the topographical variations deduced in our model.

Key words: Topography, delamination, isostasy, Cantabrian Zone, Variscan orogeny, Iberian Peninsula.

INTRODUCCIÓN

En la actualidad un gran número de investigadores han desarrollado trabajos que exploran la coherencia entre la evolución tectónica de distintos orógenos y la respuesta topográfica resultante a lo largo de este proceso. Esta respuesta tiene una relación directa con las variaciones de potencia que se producen en la litosfera a lo largo de la evolución orogénica (KAY & KAY, 1993; MEISSNER & MOONEY, 1998; CHALOT-PRAT & GIBBACEA, 2000; GERYA *et al.*, 2004; LACHENBRUNG & MORGAN, 1990; DENG *et al.*, 2004; MCQUARRIE & CHASE, 2000; MCQUARRIE *et al.*, 2005; DUGGEN *et al.*, 2003). Los trabajos mencionados, y otros muchos en la literatura, hacen referencia en su mayoría a estudios basados en situaciones actuales o muy recientes, producidas en orógenos modernos, donde la topografía es conocida y la estructura litosférica se puede deducir a partir de datos geofísicos. Asimismo, existen algunos trabajos que interpretan esta situación en orógenos antiguos, en los cuales, solamente a partir de datos geológicos, se puede interpretar la posible topografía que existió en un momento dado así como su correspondiente estructura litosférica.

Durante la orogenia varisca las deformaciones producidas por la colisión entre Laurentia y Gondwana provocaron que el NO de la Península Ibérica estuviera sometido a fuertes cambios topográficos, los cuales, a lo largo del tiempo que duró el proceso orogénico, se reflejaron en el registro sedimentario,

sobre todo en su cuenca de antepaís, conocida como Zona Cantábrica (JULIVERT, 1978; MARCOS & PULGAR, 1982), región donde los sedimentos sinorogénicos se encuentran mejor preservados. Recientes investigaciones han interpretado 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 (por ejemplo, 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, que generó una importante raíz litosférica inestable que fue delaminada mecánicamente (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000; GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2004a y b). El proceso de delaminación litosférica supuso un notable y súbito cambio en el espesor de la misma, sobre todo de su parte mantélica, con el consiguiente cambio de la topografía local que quedó registrado en la geometría y el relleno de las cuencas sin-orogénicas, que conservan el registro sedimentario, y en la actividad tectono-térmica, contemporánea con la delaminación, es decir, a lo largo del límite Carbonífero-Pérmico.

MARCO GEOTECTÓNICO

El modelo construido en este trabajo utiliza como referencia geológica una sección transversal del Orógeno Varisco, situada en lo que clásicamente se conoce como el Macizo Ibérico en el NO de la Península Ibérica. Dicho orógeno responde a la colisión de Gondwana con Laurentia, tras el cierre del Océano

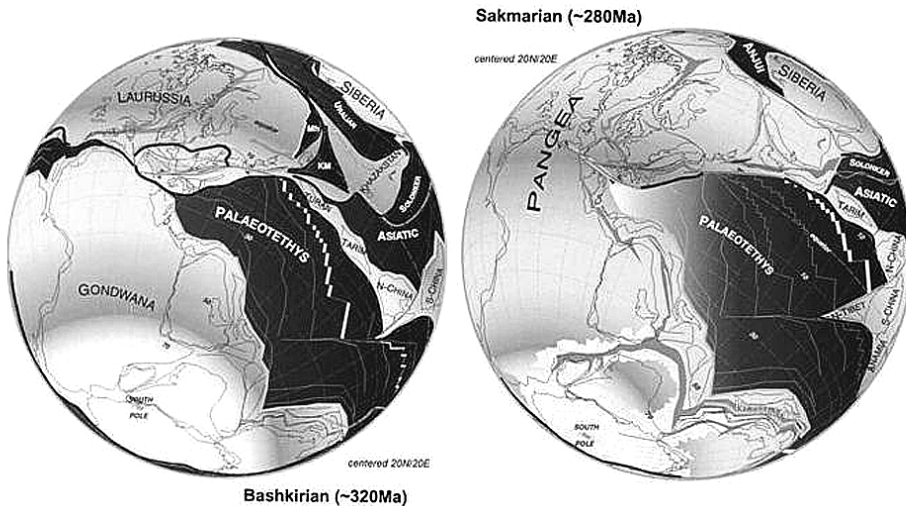


Figura 1. Marco geodinámico y situación temporal donde se sitúa el proceso de delaminación litosférica en Zona Ibérica dentro del Cinturón Varisco Europeo propuesto en este trabajo. (Tomado de STAMPFLI & BOREL, 2002).

Reico a lo largo de gran parte del periodo Carbonífero, lo que forma parte de las orogenias que culminaron la amalgamación de Pangea (figura 1). De forma inmediata, y tras el final de esta colisión, es cuando se interpreta la existencia de un proceso de delaminación litosférica en las postrimerías del Orógeno Varisco que se extendería aproximadamente desde los 305 Ma a los 280 Ma.

El Macizo Ibérico, que aflora en la mitad occidental de la Península Ibérica, se encuentra subdividido en seis zonas con características paleogeográficas y geológicas distintivas, la Zona Cantábrica (ZC); Zona Asturoccidental Leonesa (ZAL); Zona Centro Ibérica (ZCI); Zona de Ossa Morena (ZOM); Zona Sur Portuguesa (ZSP) y Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ZGTM). (LOTZE, 1945, modificada por JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987; ARENAS *et al.*, 1988). Estas unidades ocupan gran parte del NO de la Península y están caracterizadas por la presencia de cuatro tipos principales de asociaciones rocosas: (1) las secuencias autóctonas; (2) los complejos alóctonos; (3) los granitos variscos y (4) los sedimentos sin-orogénicos (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a).

Las rocas sin-orogénicas y post-orogénicas tienen su origen en los relieves generados por el engrosamiento litosférico varisco iniciado alrededor de los 360 Ma (DALLMEYER *et al.*, 1997; ÁBALOS *et al.*, 2002; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a) y son especialmente abundantes en los estadios más tardíos de la orogenia, probablemente asociados a otros procesos distintos, independientes de la colisión, que se pueden asociar a un régimen de deformación intracontinental, ligado a la génesis del Arco Ibero-Armoricano, y que es especialmente potente en partes más externas del orógeno, extendiéndose en el tiempo hasta cerca de los 290 Ma (MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.*, 1996; DALLMEYER *et al.*, 1997). Estos depósitos sin- y tardiorogénicos generaron un registro sedimentario bien conocido en las diferentes cuencas de la región, siendo de especial interés las sucesiones sin-orogénicas de edad Namuriense-Wesfaliense superior (318-306 Ma) en la ZC depositadas en la cuenca de antepaís y las de edad Estefaniense-Pérmico inferior (306-290 Ma), que incluyen tanto depósitos considerados generalmente sin-orogénicos de cuenca de antepaís, en la región de Picos de Europa, como de sucesiones tardi/post-orogénicas depositadas sobre el orógeno, con características de una molasa, principalmente en cuencas de carácter intramontañoso continental, y que se hallan dispersas sobre la ZC, el Antiforme de Narcea y la ZAOL (FERNÁNDEZ *et al.*, 2004).

Simultáneamente o inmediatamente después del depósito de las rocas tardiorogénicas se reconoce un importante acontecimiento térmico que produjo la generación de rocas magmáticas, intrusivas y efusivas (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000) de edad Estefaniense y Pérmico inferior. Este evento magmático podría haberse iniciado hace unos 310 Ma bajo la ZCI, unos 50 Ma después de la principal fase de colisión, y alcanzó su apogeo entre los 300 y 290 Ma (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000) en la ZAOL y la ZC; dicho evento ha sido interpretado por los mencionados autores como el resultado de un proceso de delaminación de la litosfera mantélica varisca.

El proceso de delaminación de la litosfera por debajo del Orógeno Varisco del NO de Iberia se deduce principalmente a partir de los cambios

Respuesta topográfica a un proceso de delaminación litosférica: un modelo simple para el final del Orógeno Varisco en el NO de la Península Ibérica

en el régimen térmico durante el Carbonífero terminal y el Pérmico inferior [el límite entre los periodos Carbonífero y Pérmico se sitúa hace 299 Ma (GRADSTEIN *et al.*, 2004)], el cual desencadenó diferentes procesos reflejados en el registro geológico de esa edad. Para establecer la causa de la generación de una raíz litosférica susceptible de delaminarse bajo las zonas externas del Orógeno Varisco, los trabajos de GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.* (2004a y b) proponen un modelo mediante el cual se exploran las posibles relaciones causa-efecto entre el plegamiento oroclinal post-orogénico de un orógeno linear con la generación de una raíz litosférica en el núcleo del oroclinal y la subsecuente delaminación de su manto litosférico (figura 2). Los resultados de un proceso de este tipo, en el que intervienen la génesis de un oroclinal y un proceso de delaminación litosférica, explicarían la mayor parte de las características estructurales, sedimentarias, metamórficas, ígneas e hidrotermales de los eventos conocidos como tardi-variscos en todo el Cinturón Varisco de Europa Occidental.

Además de los efectos descritos como consecuencia de la delaminación litosférica, ésta tuvo que estar acompañada por cambios topográficos en la región de gran importancia. Analizar los posibles cambios topográficos y discutir su relación con el registro geológico preservado en la actualidad será el tema principal planteado en este trabajo.

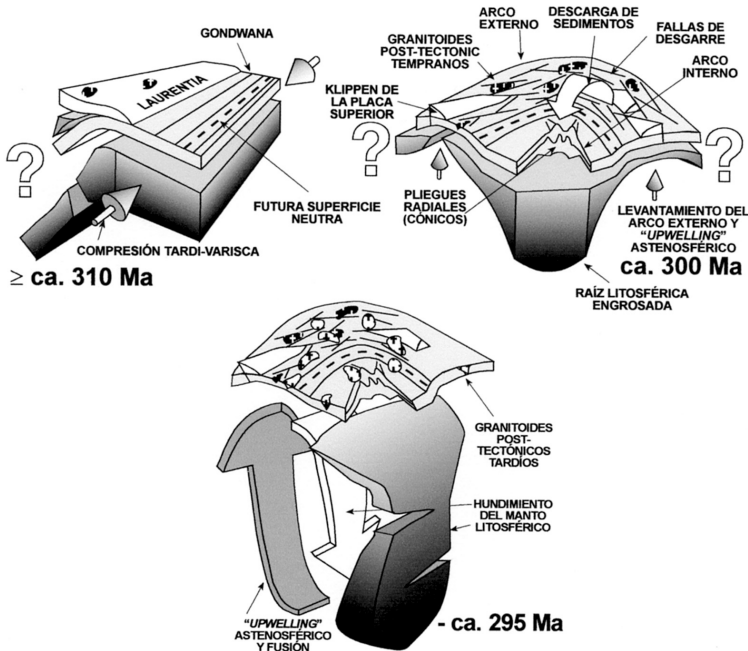


Figura 2. Modelo propuesto por GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.* (2004a y b) donde se muestra de forma esquemática la evolución tectónica propuesta para el caso de una delaminación litosférica causada por la generación de un oroclinal y la respuesta geológica al mismo.

DESCRIPCIÓN DE LA MODELIZACIÓN

Como se ha mencionado anteriormente (en los ejemplos mencionados en la introducción), el proceso de delaminación litosférica ha sido propuesto como un posible mecanismo para explicar el levantamiento de amplias regiones en cortos periodos de tiempo, debido al balance isostático de las zonas mecánicamente adelgazadas que presentan una mayor flotabilidad sobre la astenosfera. Para lograr una primera aproximación de cómo sería la elevación de una superficie topográfica situada en la cuenca de antepaís de un orógeno de colisión, se tuvieron en cuenta los procesos más básicos que inciden en el balance isostático; para ello se propuso una modelización sencilla a través de hojas de cálculo en Microsoft Excel y programas ad hoc desarrollados en Visual Basic por J. ALCOCK (Penn State University) para determinar cómo pudieron haber sido las variaciones del relieve durante la evolución tectónica tardi- o post-varisca del NO de la Península Ibérica. Para realizar el modelo de flotabilidad de la litosfera en 1D a intervalos regulares a lo largo de un perfil transversal al Orógeno Varisco se han tenido en cuenta las ecuaciones de LACHENBRUCH & MORGAN (1990), TURCOTTE & SCHUBERT (2002) y SPEAR & PEACOCK (1989), para los casos en los que se ha tenido en cuenta la isostasia general y los programas desarrollados por el Dr. James Alcock (2006, comunicación personal) para evaluar los casos en los que se han incluido las variables térmicas. La modelización se repitió para los mismos intervalos en diversos estadios temporales cuya geometría se reconstruyó a partir de los datos existentes en la bibliografía.

Para establecer, si bien de manera tentativa, la geometría de la litosfera a partir de la cual se realizó la modelización a lo largo del tiempo, se tomó como base el estadio final del esquema de evolución paleozoica del NO del Macizo Ibérico propuesto por MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004b). Partiendo de esta configuración y proponiendo distintos valores de espesor litosférico se analizó para cada sección 1D propuesta la respuesta topográfica a los cambios de espesores de la corteza y el manto litosférico, delimitando de una forma concordante los espesores que podrían estar de acuerdo con los registros geológicos descritos en las zonas en que éstos eran conocidos (por ejemplo no puede haber depósitos marinos en una zona en que la modelización da como resultado tierras emergidas, por lo que el espesor litosférico debe ser reajustado en nuestro modelo a priori). Posteriormente se realizó un análisis detallado en intervalos de tiempo aproximados de 3 Ma. En él se describió cómo se produjeron los cambios en la elevación topográfica durante el proceso de delaminación entre los 310 y 285 Ma a partir de las variaciones de espesor litosférico propuestas por diversos autores (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000; GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2004a y b).

Como puede apreciarse en las figuras 3, 4 y 5, en las modelizaciones realizadas, los valores de espesor cortical iniciales oscilan entre 70 y 50 km para las zonas más engrosadas en el proceso previo de colisión (las zonas internas); entre 50 y 30 km para zonas intermedias correspondientes a la cuenca de antepaís y entre 30 y 25 en zonas adelgazadas (principalmente

las correspondientes a la plataforma continental). En cuanto a los valores de espesor para el manto litosférico se han tomado valores que varían desde 200 a 50 km, y dado que se desconoce el que podría existir debajo del margen pasivo del N de Gondwana en los momentos previos a la orogenia, se han utilizado aquellos que son consistentes con el registro geológico.

De esta forma se realizaron y analizaron los resultados de tres tipos fundamentales de modelizaciones: la primera teniendo en cuenta el balance isostático general y las segundas en función a variables térmicas, ya sea según la temperatura de la corteza (T_c), como del manto (T_m), que influye en gran manera a la contribución mantélica (H_m) causante de la elevación topográfica. Se observó que este último tipo de modelización producía resultados que se ajustaban mucho mejor a las características que presenta el registro geológico, por lo que se tomó la decisión de utilizar la modelización mediante el uso de la temperatura del manto litosférico (T_m) para ser utilizada en este trabajo y determinar con más detalle cómo fueron los cambios producidos durante el proceso de delaminación sugerido para el periodo comprendido entre los 310 y 280 Ma.

RESULTADOS DE LA MODELIZACIÓN

Por medio de la modelización de la elevación topográfica teniendo en cuenta la T_m , se ha podido establecer cómo los cambios de espesor litosférico en el NO de la Península Ibérica durante las etapas del proceso de delaminación produjeron un sustancial levantamiento topográfico de las regiones implicadas. Para modelizar los distintos procesos involucrados se subdividió este periodo de tiempo estudiado en tres etapas fundamentales, 310 a 300 Ma, 300 a 290 Ma y 290 a 270 Ma; basándonos en el modelo propuesto por GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.* (2004a y b) del plegamiento oroclinal post-orogénico y la coetánea delaminación de su litosfera mantélica. En cuanto a la escala temporal, se ha optado por tomar intervalos de tiempo entre los 2 a 3 Ma para describir las variaciones topográficas causadas durante el proceso de delaminación; no obstante debe tenerse en cuenta que dichos intervalos pudiesen ser más cortos si la delaminación se produjese de una manera más rápida, tal y como se sugiere que ocurre en algunos modelos teóricos (SCHOTT & SCHMELLING, 1998).

La primera etapa considerada, entre los 310 y 300 Ma, establece que, tras los periodos de colisión continental y apilamiento de mantos, la litosfera presentaba un elevado engrosamiento en su parte más occidental (que subsecuentemente pasaría a ser el arco externo del oroclinal); los espesores de la corteza en estos sectores pudieron haber alcanzado los 60 km en las partes más occidentales, disminuyendo progresivamente hacia la parte central del modelo (se correspondería con la ZAOL), donde el espesor tendría valores entre 50 y 35 km. Por último, en la parte más oriental (la Zona Cantábrica, en el futuro inmediato el arco externo del oroclinal), se conserva la plataforma continental con depósitos marinos someros y se interpreta que presentaría espesores entre 30 y 25 km. Al igual que en el caso de la corteza,

los espesores del manto litosférico alcanzarían los 140 km en las partes occidentales, disminuyendo hasta los 70 km en las zonas orientales (figura 3a).

Es al final de esta primera etapa cuando se empieza a formar la estructura oroclinal. Durante este proceso, el manto litosférico empieza a adelgazarse en el arco externo, llegando en los 300 Ma hasta los 90 km (con una rápida reducción de aproximadamente 50 km). Simultáneamente se produciría en el arco interno un engrosamiento que podría llegar a ser de hasta 170 km (≈ 100 km aumento) y la continuación del proceso de acortamiento N-S desarrollaría plenamente la estructura oroclinal, causando una extensión litosférica máxima en su arco externo, que probablemente estaría completado en torno al límite Carbonífero-Pérmico (GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2004). De manera coetánea se habría desarrollando así una raíz litosférica engrosada (figura 3a) bajo el arco interno. Estos rápidos cambios en el espesor litosférico en todo el orógeno (≈ 10 Ma) produjeron un incremento de la elevación en la parte occidental (arco externo del oroclinal) cercana a los 0,9 km, de acuerdo con nuestra modelización, produciendo un inmediato aporte de sedimentos de características continentales que rellenarían las cuencas de edad estefaniense existentes en la ZAOL y en los sectores más meridionales y occidentales de la ZC. Al mismo tiempo, las cuencas marinas someras orientales (arco interno), experimentan también una profundización que pudo llegar a ser de aproximadamente 0,5 km (figura 3b).

Así, precisamente durante la segunda etapa del proceso modelizado, la raíz litosférica engrosada bajo el arco interno del oroclinal pudo alcanzar los 200 km de espesor, presentando una densidad mayor que la densidad de la astenosfera ($\rho_l > \rho_a$), que la hizo isostáticamente inestable, delaminándose mecánicamente en torno a los 295 Ma, resultando una reducción del espesor de aproximadamente 55 km, lo que provocó un ascenso rápido del manto astenosférico en un intervalo de tiempo relativamente corto (5 Ma). Durante 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, hacen que las partes más externas del arco presenten espesores ligeramente menores (≈ 110 km) de su litosfera (figura 4a).

En este punto, se puede explicar la razón por la que no se ha considerado el límite entre la corteza y el manto litosférico como superficie en la que se produjo la rotura efectiva causada por el peso de la raíz litosférica. Si bien es muy posible que el mencionado nivel, la discontinuidad de Mohorovicic, fuese la superficie en la que se produjo la delaminación, a la hora de modelizar se obtenían valores de levantamiento que resultaban irreales. Además, 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

Respuesta topográfica a un proceso de delaminación litosférica: un modelo simple para el final del Orogéno Varisco en el NO de la Península Ibérica

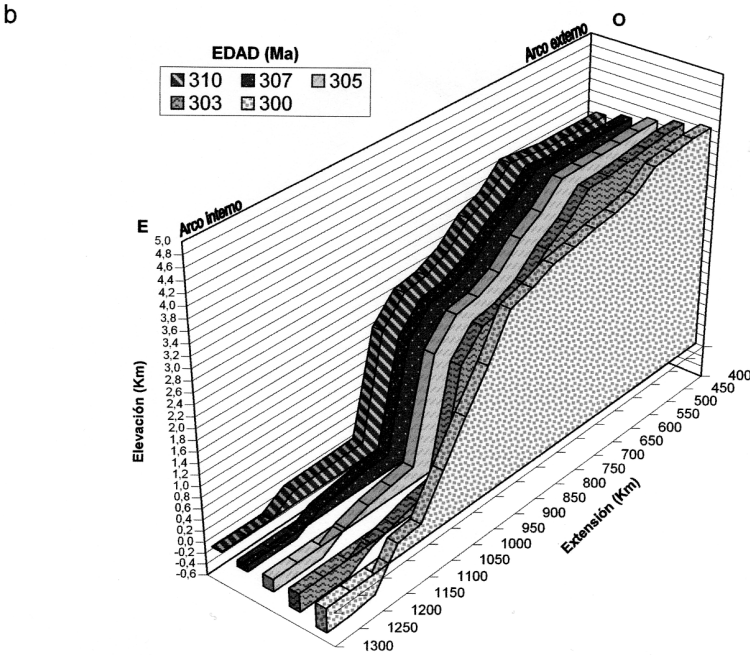
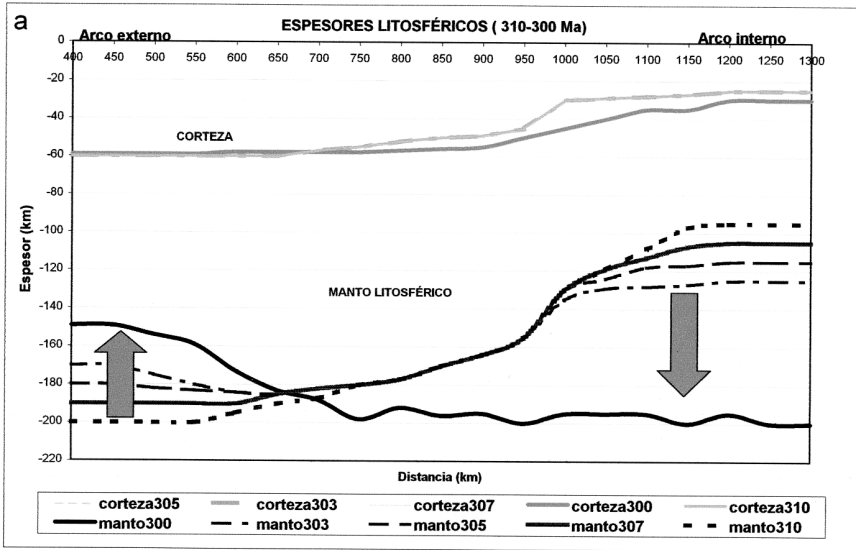


Figura 3. Resultados de los modelos calculados para la evolución topográfica durante el proceso descrito en este trabajo en el NO de la Península Ibérica. (Etapa I: 310 a 300 Ma). (a) Variación de los espesores litosféricos debidos al proceso de deformación longitudinal tangencial asociado a la génesis del oroclinal. (b) Variación de la elevación topográfica resultante.

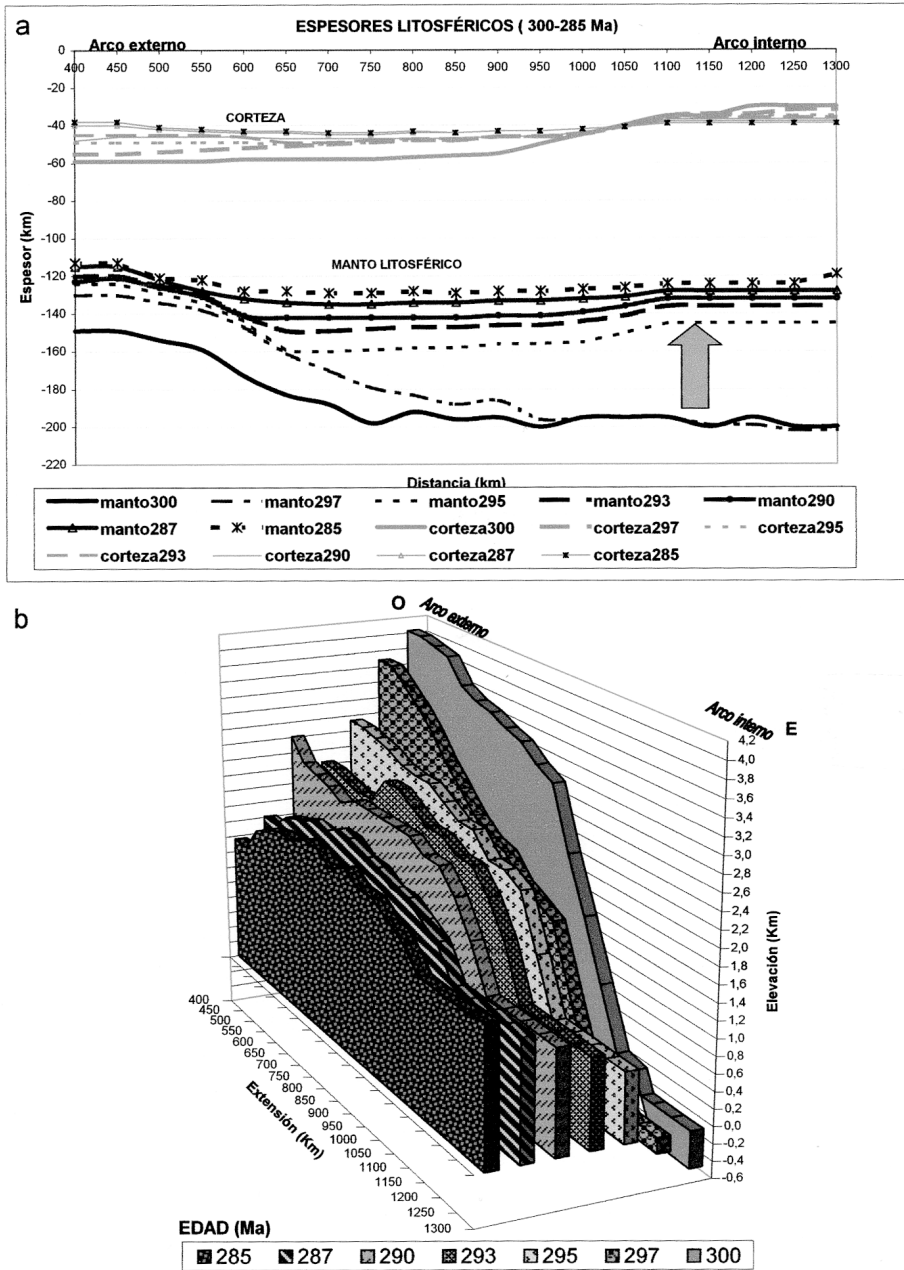


Figura 4. Resultados de los modelos calculados para la evolución topográfica durante el proceso descrito en este trabajo en el NO de la Península Ibérica. (Etapa 2: 300 a 285 Ma). (a) Variación de los espesores litosféricos a lo largo del proceso de delaminación litosférica. (b) Variación de la elevación topográfica resultante.

Respuesta topográfica a un proceso de delaminación litosférica: un modelo simple para el final del Orogéno Varisco en el NO de la Península Ibérica

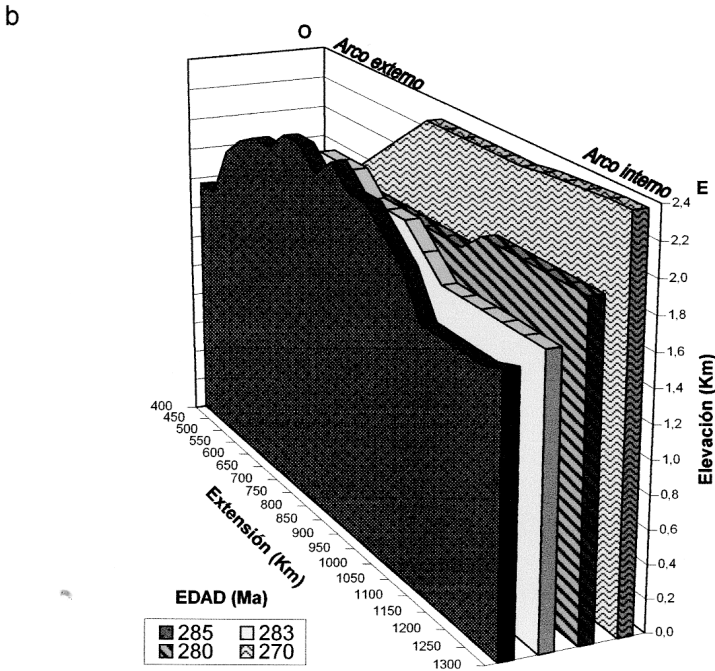
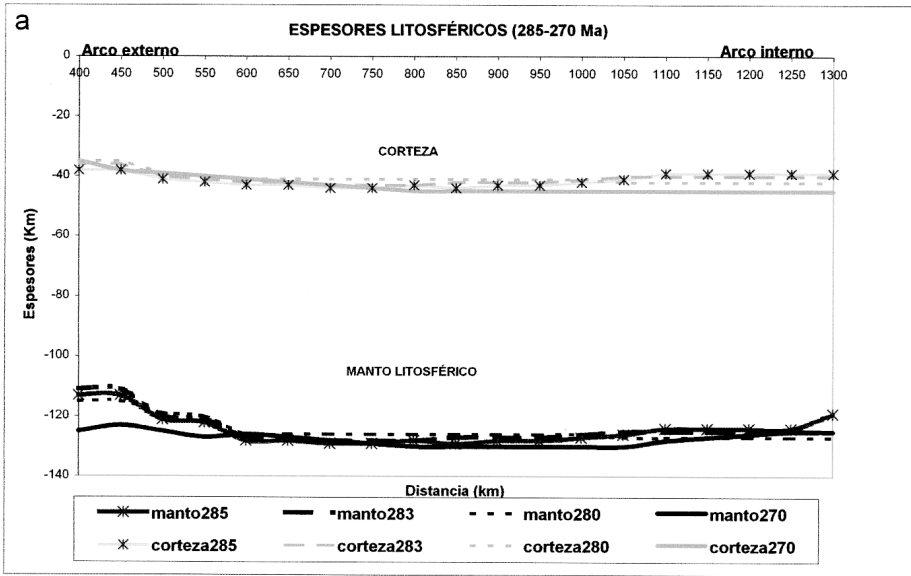


Figura 5. Resultados de los modelos calculados para la evolución topográfica durante el proceso descrito en este trabajo en el NO de la Península Ibérica. (Etapa 3: 285 a 270 Ma). (a) Variación de los espesores litosféricos durante la reestabilización de la litosfera continental subsiguiente a su delaminación. (b) Variación de la elevación topográfica resultante.

realizar la modelización utilizando unos valores que produjeran valores más de acuerdo con el registro geológico.

De acuerdo con las salvedades expresadas en el párrafo anterior, al desestabilizarse la raíz litosférica producida bajo el arco interno del oroclinal y hundirse en la astenosfera, se produce una fuerte elevación topográfica en el núcleo del arco y la zona hasta ahora ocupada por la antigua cuenca marina que había sido profundizada en torno a los 300 Ma se levanta aproximadamente 1 km a los 295 Ma (figura 4b) y continúa su levantamiento 1 km más 10 Ma más tarde (285 Ma).

Por último, durante la etapa final, que podríamos situar temporalmente, de manera tentativa, entre los 285 y 270 Ma de acuerdo con datos de fusión parcial de la corteza inferior obtenidos a partir 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 (figura 5a). De acuerdo con los modelos elaborados en este trabajo, las elevaciones continuarían aumentando en la parte O (arco interno del oroclinal), llegando hasta los 2,5 km, mientras que el arco externo va disminuyendo su elevación topográfica hasta llegar a 1 km en su parte más occidental en torno a los 270 Ma (figura 5b). El registro sedimentario causado por estos cambios de las elevaciones probablemente no se encuentra preservado y puede haber sido erosionado por procesos posteriores.

DISCUSIÓN

Tal y como se ha mencionado anteriormente, la elevación topográfica de una región determinada es función en gran medida de la flotabilidad de la litosfera, la cual, cuando es modelizada de una forma sencilla, depende fundamentalmente de la densidad (ρ_l) y del espesor (L) litosférico, siendo esta última variable una de las que más pudo cambiar a lo largo de todo el proceso orogénico e incluso una vez finalizado éste como tal. Dadas estas premisas, los cambios producidos al final de la orogenia varisca en el espesor del manto litosférico (L), donde se produjo tanto un adelgazamiento como un engrosamiento de la litosfera, dependiendo de su localización, se interpreta que pudieron ser debidos a la formación del oroclinal Ibero-Armoricano y a un consecuente fenómeno de delaminación en el NO de la Península Ibérica (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000; GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2004a y b), que afectó directamente a las variaciones topográficas de la región y condicionó el registro geológico en esa época. Según los datos descritos en el modelo desarrollado, este proceso se dividió en tres etapas principales: (1) engrosamiento litosférico; (2) desestabilización raíz litosférica y (3) homogeneización litosférica.

Es así como la primera etapa tiene lugar cuando se inicia la formación de la estructura oroclinal. Durante la misma, la litosfera deformada por un pliegue de eje vertical, mediante un mecanismo de deformación longitudinal tangencial, sufrió un considerable adelgazamiento en el manto litosférico en la parte más occidental, producido por la extensión en el arco externo y

simultáneamente un engrosamiento bajo el arco interno (GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2004a y b). Dichos cambios contribuyeron en esta fase a que el previamente abrupto relieve de la cordillera varisca en su sector occidental se volviese a elevar y presentara alturas máximas cercanas a los 4 km, susceptibles a procesos erosivos intensos que aportarían grandes cantidades de material clástico a la cuenca de antepaís cercana, en donde la formación de la raíz litosférica condujo a profundizar dicha cuenca, que a la vez es rápidamente colmatada con los sedimentos clásticos provenientes de las regiones que están sufriendo la elevación topográfica. La paleogeografía de las cuencas estefanienses representaría este proceso de elevación en el sector más occidental y de ligera profundización en el oriental (figura 6).

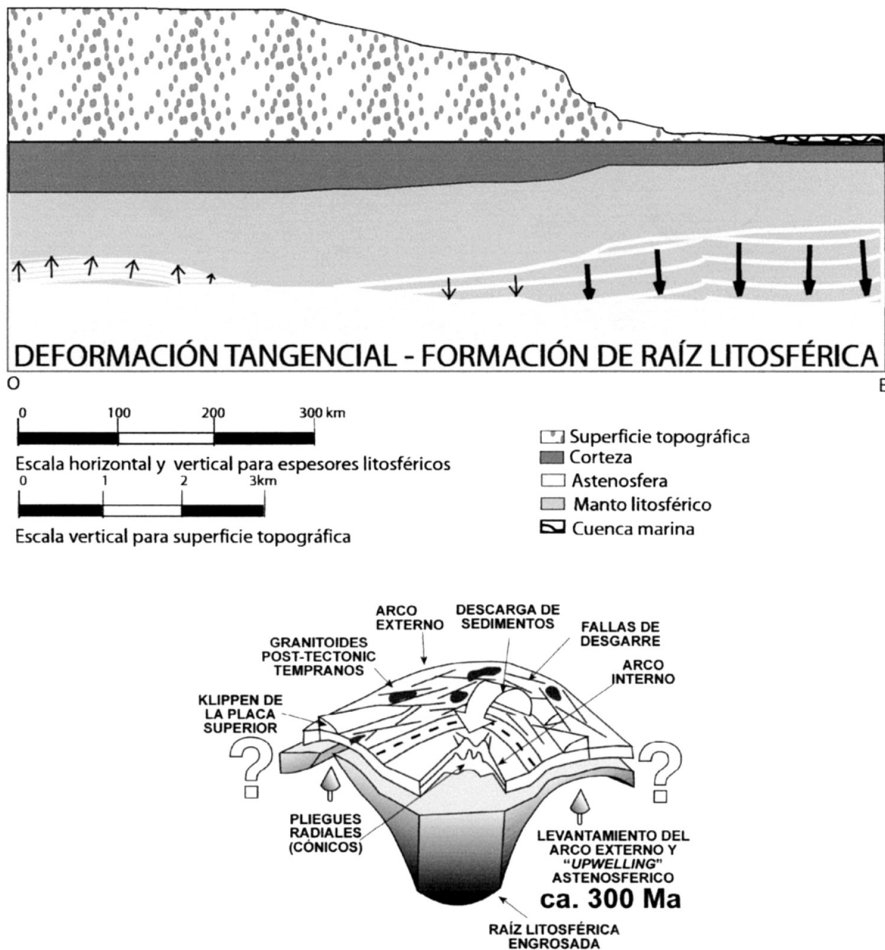


Figura 6. Esquema del engrosamiento y adelgazamiento litosférico por mecanismos de deformación longitudinal tangencial durante el desarrollo de un oroclinal, con la consiguiente formación de una raíz litosférica.

Posteriormente, en la segunda etapa, la raíz litosférica formada bajo la cuenca de antepaís, en el sector más oriental del arco, adquiere una geometría altamente inestable, conduciendo esto a su delaminación, la cual ocasionó principalmente un aumento rápido de la elevación que llevó a pasar de una cuenca con sedimentación de plataforma marina, a una cuenca intracontinental y al depósito de las series rojas 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 hasta los 1,6 km aproximadamente (cercano a

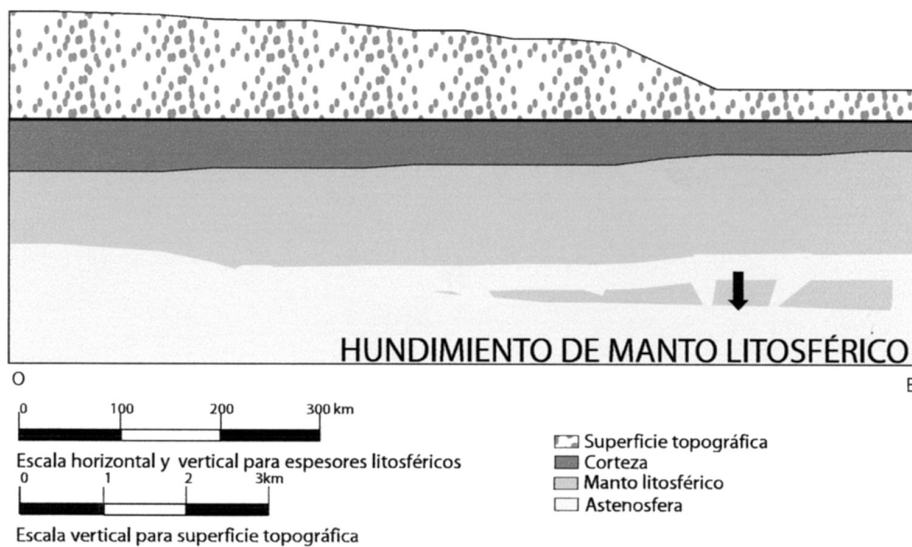
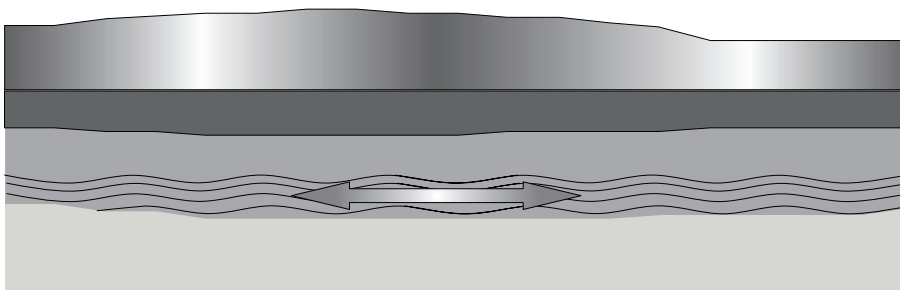


Figura 7. Esquema mostrando la desestabilización de la raíz litosférica, delaminación y cambio topográfico fundamentalmente en el arco interno del oroclinal. La superficie de delaminación no se ha situado en el límite entre corteza y manto litosférico por las razones que se aducen en el texto.

los 285 Ma); el aporte de los sedimentos provenientes de la parte occidental desaparece y los depósitos clásticos provendrían del E al situarse allí las mayores elevaciones topográficas (figura 8).

Finalmente cuando el manto litosférico se uniformiza (285-270 Ma), los relieves en todo el sector alcanzan alturas máximas en torno a los 2,2 km. Pese a que los espesores litosféricos desarrollados en esta etapa final 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 homogeneizada hasta los 40 km aproximadamente, no favoreciendo la contribución cortical (Hc) a la elevación topográfica (figura 8).



HOMOGENEIZACIÓN MANTO LITOSFÉRICO



Figura 8. Esquema ilustrativo del proceso de homogeneización de la litosfera continental tras un proceso de delaminación.

CONCLUSIONES

La modelización de la respuesta topográfica a las variaciones en la geometría de la litosfera a lo largo de los procesos orogénicos es una herramienta que permite elaborar hipótesis acerca de los procesos que se pudieron producir en el manto litosférico y que, de otra manera, permanecen invisibles al conocimiento geológico. Dentro de los tipos de modelización que se han realizado a lo largo de este trabajo, el que más se adecua al problema planteado es aquel que tiene en cuenta la temperatura del manto litosférico, ligada a sus cambios de espesor, variable que más cambia en un proceso de delaminación y por ende a la contribución del manto (Hm) a la elevación topográfica.

Los resultados que se obtienen y su comparación con el registro geológico, sedimentario e ígneo, durante el Carbonífero Superior y el Pérmico, permiten decir que buena parte de los procesos geológicos que se observan pueden ser explicados como la respuesta a un proceso de engrosamiento litosférico bajo la Zona Cantábrica y la subsiguiente delaminación. Si bien las causas de este proceso de delaminación no pueden ser directamente determinadas, la generación de la raíz litosférica bajo la Zona Cantábrica, coincidente en el tiempo con el desarrollo del oroclinal Ibero-Armoricano, permite apuntar que los mecanismos que produjeron el oroclinal serían también responsables de causar el engrosamiento litosférico necesario para que se produzca la misma.

La respuesta topográfica a este proceso consistió en una inversión de la polaridad del relieve, inicialmente de mayores cotas al O, a una situación en que las alturas dominantes se localizan en el E, 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

Quisiéramos agradecer de manera especial al doctor James Alcock por su colaboración en los temas de programación, también a los doctores Puy Ayarza y José Ramón Martínez Catalán por su orientación en algunos temas de la investigación y en forma general a toda el área de Geodinámica Interna por el apoyo logístico. Este trabajo ha sido financiado parcialmente mediante 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.

BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B.; CARRERAS, J.; DRUGUET, E.; ESCUDER VIRUETE, J.; GÓMEZ PUGNAIRE, M. T.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; QUESADA, C.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. & GIL IBARGUCHI, J. I. (2002): Variscan and pre-Variscan tectonics. *In: The geology of Spain* (edits. GIBBONS, W. & MORENO, M. T.). *Geol. Soc. London*, pp. 155-183.
- ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIÁ, J. G.; DE PEINADO, M. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trasos-Montes. *II Congr. Geol. España, Simposios: 75-84*.
- CHALOT-PRAT, F. & GIRBACEA, R. (2000): Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin

- formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, **327**: 83-107.
- DALLMEYER, R. D.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; FARIAS, P.; BASTIDA, F. & ALLER, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabric. *Tectonophysics*, **277**: 307-337.
- DUGGEN, S.; HOERNIE, K.; VAN DEN BOGAARD, P.; RÜPKE, L. & MORGAN, J. P. (2003): Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, **422**: 602-606.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN-PARRA, L. M.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R.; PABLO-MACIÁ, J. G. & RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Ann. Fac. Cienc. Univ. Porto*, **1**: 411-431.
- FERNÁNDEZ, L. P.; BAHAMONDE, J. R.; BARBA, P.; COLMENERO, J. R.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R.; SALVADOR, C.; SÁNCHEZ DE POSADA, E.; VILLA, E.; MERINO-TOMÉ, O. & MOTIS, K. (2004): Secuencia sinorogénica. In: *Geología de España* (edit. VERA, J. A). SGE-IGME, pp. 34-42.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; DUNNING, G. R.; JENNER, J. A. & GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, **157**: 565-576.
- GERYA, T. V.; YUEN, D. A. & MARESH, W. V. (2004): Thermomechanical modelling of slab detachment. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **226**: 101-116.
- GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G. & SMITH, A. G. (eds.) (2004): *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. & WEIL, A. B. (2004a): Orocline triggered lithospheric delamination. *Geolog. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **383**: 121-130.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. & WEIL, A. B. (2004b): Oroclinales y delaminación: relaciones y efectos. In: *Geo - Temas, VI Congreso Geológico de España* (edits. LIESA y otros), **6 (3)**: 69-72.
- JULIVERT, M. (1978): Hercynian orogeny and Carboniferous paleogeography in Northwestern Spain: a model of deformation-sedimentation relationships. *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, **129**: 565-592.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, E. 1:1.000. 000. IGME, Madrid.
- KAY, R. W. & KAY, S. (1993): Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, **219**: 177-189.
- LACHENBRUCH, A. H. & MORGAN, P. (1990): Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, **174**: 39-62.
- LOTZE, W. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekkt. Forsch.*, **6**: 78-92.

- MARCOS, A. & PULGAR, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neu. Jabrb. Geo. Paläont.*, **163**: 256-260.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; RUBIO PASCUAL, F. J.; ABATI, J. & MARQUÍNEZ, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Palaeozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, **15**: 106-121.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; ABATI, J.; SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S. & FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. (2004b): Terrenos e historia acrecionaria. In: *Geología de España* (edit. VERA, J. A). SGE-IGME, pp. 162-164.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; JENNER, G. A.; BELOUSOVA, E. & DÍEZ MONTES, A. (2004a): Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif; implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. *Journ. Geol. Soc. London*, **161**: 463-476.
- MCQUARRIE, N. & CHASE, C. G. (2000): Raising the Colorado Plateau. *Geology*, **28**: 91-94.
- MCQUARRIE, N.; HORTON, B. K.; ZANDT, G.; BECK, S. & DECELLES, P. G. (2005): Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, **399**: 15-37.
- MEISSNER, R. & MOONEY, W. (1998): Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape. *Tectonophysics*, **296**: 47-60.
- SCHOTT, B. & SCHMELLING, H. (1998): Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, **296**: 225-247.
- SPEAR, S. F & PEACOCK, S. M. (1989): *Metamorphic pressure-time-temperature paths*. Ed. American Geophysical Union, 102 pp.
- STAMPFLI, G. M. & BOREL, G. D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **196**: 17-33.
- TURCOTTE, D. L. & SCHUBERT, G. (2002): *Geodynamics*. Second Edition. Ed. Cambridge University Press, 472 pp.
- WEIL, A. B.; VAN DER VOO, R. & VAN DER PLUIJM, B. A. (2001): Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, **29 (11)**: 991-994.