

Pliegues Litosféricos *on-offshore* de la Placa Ibérica

On-offshore Lithospheric folding in the Iberian Plate

G. De Vicente¹, S. Cloetingh², R. Vegas¹, D. Sokoutis² y J. Fernández-Lozano^{1,2}

1 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Universidad Complutense de Madrid, España. gdv@geo.ucm.es. Ruidera@geo.ucm.es

2 Facultad de Ciencias de la Tierra y de la Vida. Universidad Libre de Ámsterdam, Holanda. sierd.cloetingh@falw.vu.nl

Resumen: Los principales rasgos de la topografía de Iberia, tanto *onshore*, como en el *offshore* Atlántico, son el resultado del desarrollo de pliegues litosféricos desacoplados de los de la Corteza Superior bajo un contexto de acercamiento N-S entre Iberia y Eurasia durante el Oligoceno – Mioceno Inferior. El acoplamiento mecánico entre Iberia y África, produjo una deformación muy distribuida hasta el Anti-Atlas en Marruecos. El emplazamiento del Bloque de Alborán desacopló Iberia de África de E a O, con lo que sólo en la zona más Occidental de la Península Ibérica, y en el *offshore* Atlántico, continúa aún activo este proceso.

Palabras clave: Litosfera, deformación cenozoica, Iberia.

Abstract: The main topographic features of Iberia, onshore and in the Atlantic offshore, are the result of the development of Lithospheric folding and decoupled Upper Crustal folds under a N-S approach between Iberia and Eurasia during the Oligocene-Lower Miocene. The mechanical coupling between Iberia and Africa, produced a very distributed deformation up to the Anti-atlas in Morocco. The emplacement of the Alboran Block decoupled Africa from Iberia from E to W, with what only in the westernmost zone of the Iberian Peninsula, and in the Atlantic offshore, this process still continues nowadays.

Key words: Lithosphere, Cenozoic deformation, Iberia.

INTRODUCCIÓN

Los grandes rasgos topográficos del interior de la Península ibérica, y del *offshore* Atlántico, aparecen distribuidos siguiendo un diseño regular, que resulta muy patente en la organización de las cuencas hidrográficas de la vertiente atlántica (Fig.1).

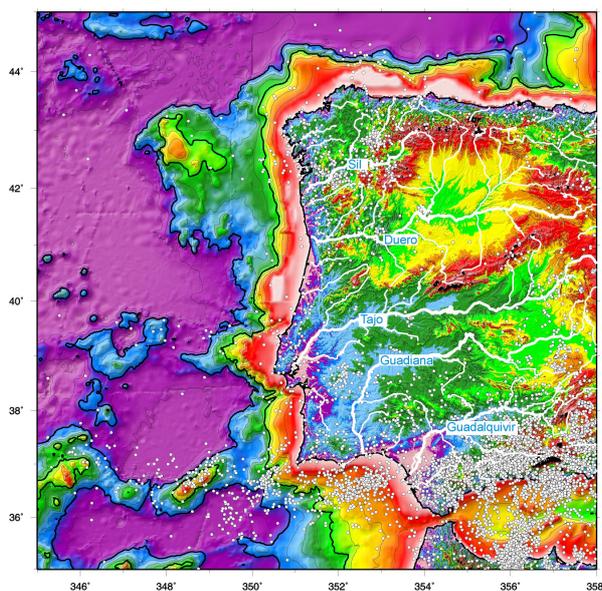


FIGURA 1. Mapa topográfico de la conexión *on-offshore* del Centro-Oeste de Iberia.

Las principales elevaciones de basamento Varisco en el Macizo Ibérico, siguen aproximadamente una dirección E-O de sierras alineadas que, en un sentido amplio, son paralelas a la barrera montañosa tan característica del límite del norte de la Península ibérica, el borde Cantabro-Pirenaico. Además de esta serie de cadenas, hay un cinturón montañoso de sierras alargadas y estrechas construidas por elevaciones de basamento de dirección NNE-SSO que conecta las montañas del margen norte (Cordillera Cantábrica) con las del centro (Serra da Estrela - Sistema Central). En el E, en una dirección casi conjugada NO-SE, aparece una zona de deformación alpina moderada (la Cadena Ibérica) (Fig. 2).

No se ha propuesto hasta ahora, un modelo de tectónica de placas coherente para esta deformación intraplaca de la Península ibérica. De manera convencional, la mayor parte de las áreas elevadas del interior de la Península han sido relacionadas, vagamente, con la influencia del “supuesto” orógeno Bético, mientras que la estructuración de la Cadena Ibérica, se ha explicado como la consecuencia de la orogenia Pirenaica. La superposición de ambas orogenias posibilita una interpretación “polifásica” de los modelos evolutivos de las distintas unidades morfoestructurales que forman el relieve actual de la Península ibérica, complicada en términos de tectónica de placas.

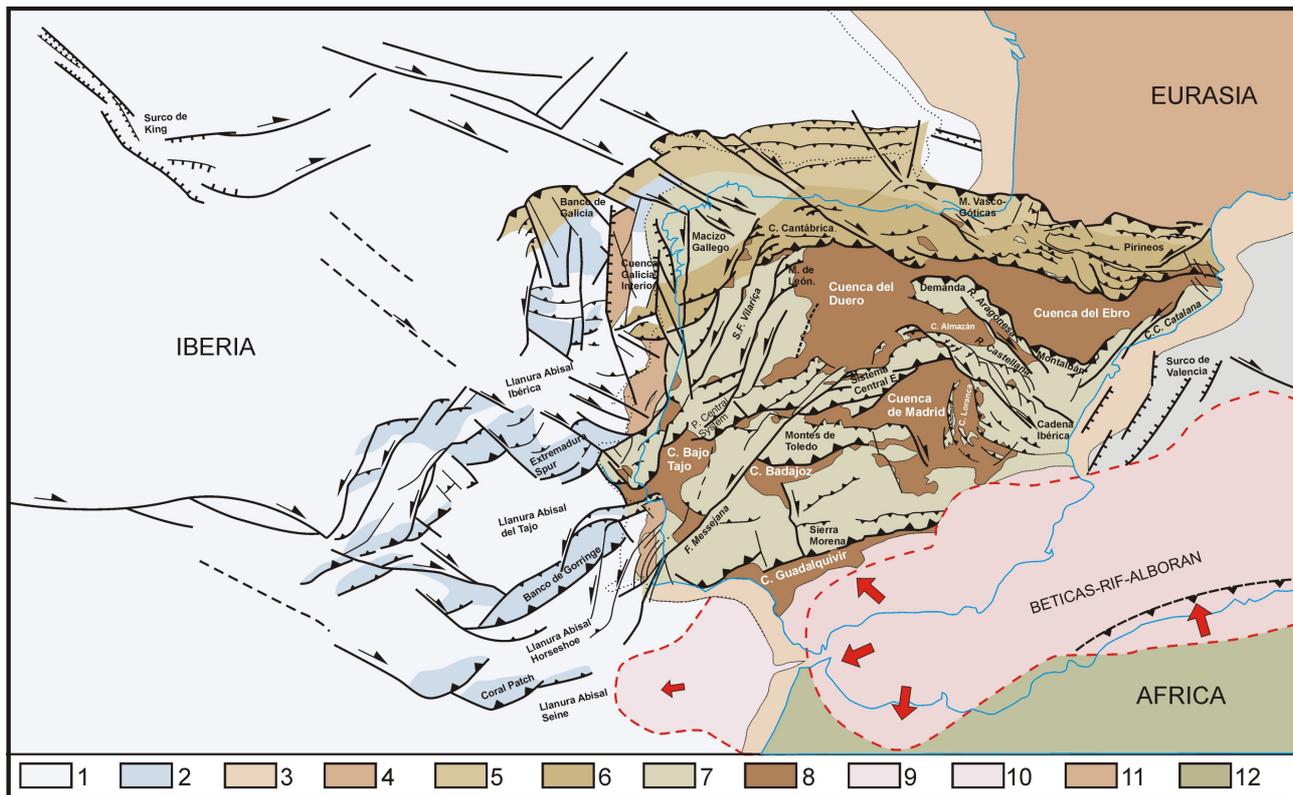


FIGURA 2. Mapa tectónico de la conexión on-offshore de la Placa Ibérica. 1) Corteza oceánica (C.O.) 2) Elevaciones estructurales en C.O. 3) Plataforma continental (P.C.). 4) Cuencas en P.C. 5) Pirineos, vergencia N. 6) Pirineos, vergencia S. 7) Elevaciones estructurales en corteza continental (C.C.). 8) Cuencas en C.C. 9) Bloque de Alborán. 10) Abanico del Golfo de Cádiz. 11) Eurasia C.C. 12) África C.C.

Hay varios hechos indiscutibles que condicionan la evolución topográfica del interior de Iberia. Entre ellos, y quizás el más importante, es la prolongada, primero N-S y luego NNO-SSE, convergencia entre África y Eurasia, en la longitud de Iberia, desde el Cretácico Superior (Dewey *et al.*, 1989). Este régimen compresivo conduce eventualmente a la colisión en el límite Iberia-Europa para dar lugar al edificio Pirenaico al final del Oligoceno. El registro de la transmisión de la deformación desde el borde de colisión hacia el interior de la placa inferior (Iberia) se puede observar en el relleno sedimentario de las cuencas durante el Oligoceno-Mioceno Inferior (Calvo, 2004) en la forma de numerosas rupturas y UTS locales; en las exhumaciones de materiales Oligocenos y en las tasas de levantamiento deducidas mediante el análisis de huellas de fisión en apatitos en algunas cadenas intraplaca (de Bruijne, 2001). Sin embargo, hay diferencias notables entre el relleno sedimentario de las grandes cuencas del interior, respecto a las de la fachada atlántica, donde hay también numerosas rupturas hasta el Plioceno. Otro hecho importante lo aportan los datos paleomagnéticos que excluyen movimientos relativos significativos N-S entre África e Iberia desde el Jurásico. Los paleopolos para dos diques jurásicos (200 Ma), Messejana-Plasencia en la Península ibérica y Fom-Zguid en el Antiatlás marroquí, muestran coordenadas indistinguibles (Palencia, 2004), por lo que sólo pueden haber ocurrido movimientos longitudinales entre los dos diques después de su emplazamiento, antes de la apertura del

Atlántico Central entre África y América. Estas evidencias indican que Iberia estuvo firmemente anclada (acoplada mecánicamente) a África durante la colisión pirenaica, con lo que se facilitó la deformación intraplaca (Vegas *et al.*, 2005). Esta deformación ha sido descrita, en parte, como pliegues litosféricos desacoplados de otros de longitud de onda más corta en la Corteza, tanto en la Península ibérica (Cloetingh *et al.*, 2002), como en el Antiatlás (Teixell *et al.* 2003). Estos pliegues de gran escala pueden relacionarse con la convergencia de placas N-S en el borde Cántabro-Pirenaico durante el Oligoceno-Mioceno Inferior. El basamento ibérico Varisco acomodó parte de esta convergencia de placas en tres cinturones E-O de deformación por *buckling* de la corteza, así como en la reactivación de dos cinturones de desgarre lateral izquierdos NNE-SSO (El Sistema de Fallas de Vilarica). Otra parte de la convergencia se asumió en la inversión del *Rift* Mesozoico del E de Iberia para formar la Cadena Ibérica. Esta inversión dio lugar a un proceso de acortamiento oblicuo de la corteza mediante el desarrollo de dos cinturones de cizalla NO-SE lateral derechos (las Ramas Castellana y Aragonesa de la Cadena Ibérica).

Estos tres mecanismos tectónicos se conforman en un modelo de *cizalla pura* en el que el acortamiento en la corteza se resuelve verticalmente mediante el desarrollo de cadenas y cuencas sedimentarias asociadas. Este modelo puede ampliarse al NO de África, hasta el Sistema Atlásico, donde la

convergencia de placas N-S parece acomodarse también en varias elevaciones de basamento, el Antiatlas y la Meseta, y en la inversión de dos *riffts* Mesozoicos, el Alto y Medio Atlas. En esta situación tectónica, el microcontinente Iberia debió estar mecánicamente acoplado a África durante la mayor parte de parte del Terciario, de tal modo que los esfuerzos compresivos N-S pudieron transmitirse de un modo efectivo desde el límite de colisión pirenaico. Este modelo tectónico implica que, la mayor parte de la convergencia de Eurasia-África durante el Terciario no se acomodó a lo largo del límite Iberia-África, sino en el límite de placas pirenaico. De este modo, se produjo una amplia zona de deformación distribuida bajo esfuerzos compresivos originados en el borde de colisión Cantabro- Pirenaico.

PLIEGUES LITOSFERICOS

Los pliegues litosféricos, muy claros en el análisis espectral de la topografía y de la anomalía de Bouguer, aparecen con longitudes de onda de entre 400 y 600 km. Afectaron, tanto a la litosfera con corteza continental, como a la litosfera con corteza oceánica (De Vicente *et al.* 2007). De este modo, los altos estructurales en el *offshore* del Oeste de Iberia (Banco de Galicia, Extremadura *Spur* y Banco de Goringe) pueden considerarse como prolongaciones de los Pirineos, el Sistema Central y Sierra Morena (?) (Fig.2). No obstante, la deformación es más reciente hacia el O-SO (Goringe). Una de las principales conclusiones del modelado numérico de pliegues litosféricos (Cloetingh *et al.* 2002), es la imposibilidad de su desarrollo si uno de los bordes, donde se aplican las fuerzas, está desacoplado mecánicamente (Fig. 3A). El modelado análogo aporta conclusiones similares y está siendo desarrollado en el Laboratorio de Tectónica de la VU de Ámsterdam por uno de los autores (J. Fernández-Lozano) (Fig. 3B). El análisis espectral puede prolongarse hacia el S con resultados similares para el NO de África. Ya que los tiempos de creación del relieve son también similares, se confirma la idea de que esta deformación distribuida se produjo como consecuencia del acoplamiento mecánico entre África e Iberia durante buena parte del Cenozoico.

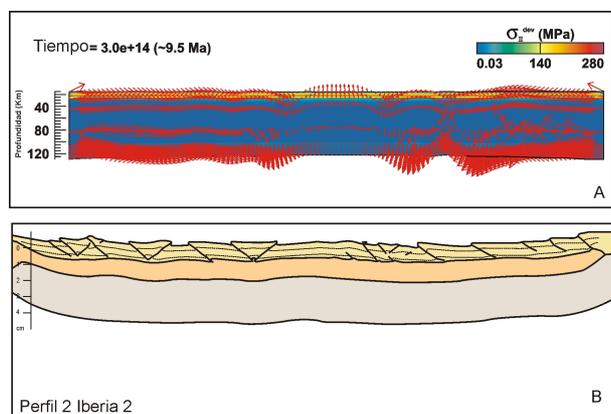


FIGURA 3. A) Modelado numérico de pliegues litosféricos (Cloetingh *et al.*, 2002) B) Modelado análogo de pliegues litosféricos (silicona) y de pop-ups en la corteza superior (arena).

Este acoplamiento puede también deducirse de las reconstrucciones del movimiento de África respecto a Iberia durante el Terciario (Rosenbaum *et al.*, 2002). Entre las anomalías An 13 y An 6 (Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior), Africa e Iberia se acercaron 115 km, lo que supone un acortamiento en dirección N-S, del orden del 3-4% con velocidades inferiores al centímetro-año. Esta tasa de acortamiento es perfectamente compatible con entre el 10% y el 20% que puede medirse en las Cadenas Ibéricas (De Vicente *et al.*, 2007), donde se concentró la deformación. Con estas velocidades y tasas de acortamiento, resulta aún más sorprendente la amplia zona afectada por la deformación (Fig.4).

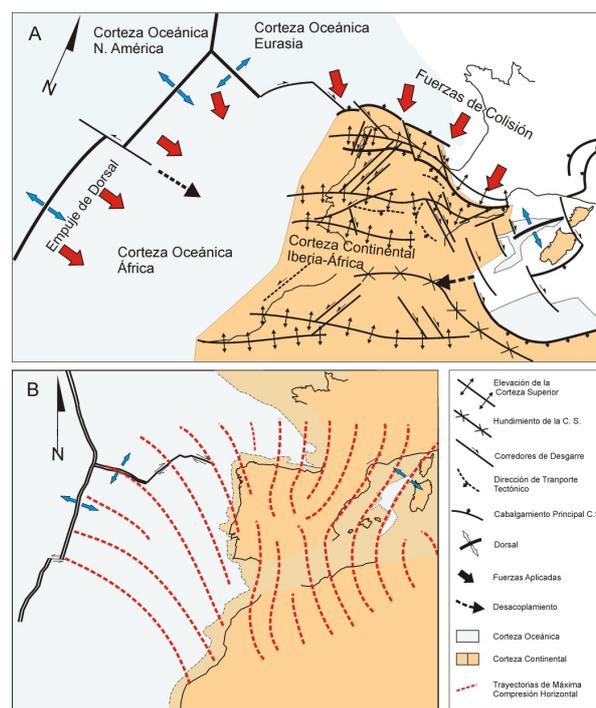


FIGURA 4. A) Reconstrucción tectónica del desarrollo de pliegues litosféricos durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, con Iberia y África mecánicamente acopladas. B) Trayectorias de paleoesfuerzos con el desarrollo de un punto neutro (no de no deformación) en el interior peninsular.

Otras dos condiciones que parecen haber favorecido el desarrollo de estas macroestructuras son, por un lado, la geometría similar a un indenter “oblicuo” que formaban las cortezas continentales de Iberia y África respecto de Eurasia (Fig. 4A), y por otro, el desarrollo de un punto neutro de esfuerzos tectónicos en el interior de Iberia (Fig. 4B) (Vegas *et al.*, 2005, De Vicente *et al.*, 2007). La situación de los Surcos de King y de Valencia, en las esquinas del indenter y con orientaciones casi ortogonales, abunda en la idea de un abanico de esfuerzos convergente hacia el antepaís ibérico. Con estas condicionantes tectónicas, los paleoesfuerzos debieron tener unas características próximas a compresión triaxial, lo que permitió procesos de escape tectónico y la activación simultánea de cabalgamientos, entre cadenas y cuencas, en varias orientaciones. Sin embargo, también procesos de partición de la deformación asociados a los dos

mecanismos de acomodación de la deformación mencionados, juegan un papel importante en el complejo registro de paleoesfuerzos cenozoicos.

DESACOPLAMIENTO BÉTICO

El acortamiento en las zonas externas Bético-Rifeñas - y sus rasgos topográficos asociados - debe relacionarse, al contrario, con mecanismos más "locales" conducidos por el desplazamiento hacia el oeste del Dominio "exótico" de Alborán. El acercamiento NNO-SSE, activo desde el Mioceno Superior hasta la actualidad, está siendo también acomodado, en esta amplia zona entre Iberia y Marruecos. Este proceso, aún inacabado, se está conformando como un nuevo y aún mal definido, límite de placas entre Eurasia y África. El emplazamiento del Bloque de Alborán desacopló Iberia de África de E a O, con lo que los esfuerzos transmitidos hacia el antepaís cesaron en su carácter compresivo, también de E a O. El tipo de esfuerzos registrados con sismicidad instrumental (Tensor del Momento Sísmico) así parece indicarlo (Fig. 5) (De Vicente *et al.*, 2008). De este modo, sólo en la zona más Occidental de la Península Ibérica, y en el *offshore* Atlántico, puede continuar aún activo el plegamiento litosférico.

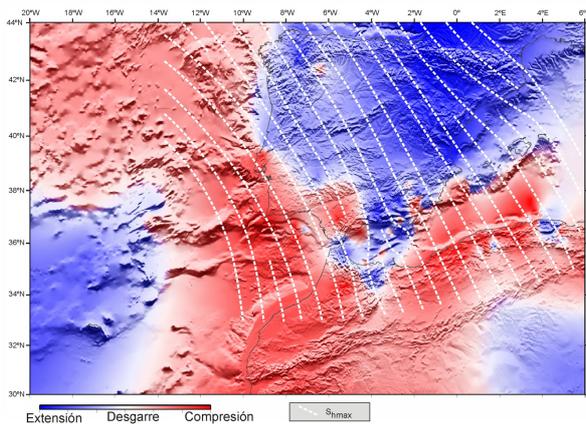


FIGURA 5. Tipo de esfuerzos tectónicos activos a partir de mecanismos focales del tensor del momento sísmico (De Vicente *et al.*, 2008). Rojo, compresión, Blanco, desgarre y azul, extensión. Terremotos de profundidad de foco menor de 30 Km.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos Consolider Ingenio 2006 "Topo Iberia" CSD2006-00041 y por el CGL2006-13926-C02-01-02 "Topo Iberia Foreland" del Ministerio de Educación y Ciencia de España.

REFERENCIAS

- Calvo, J.P. (2004): Rasgos comunes de las Cuencas cenozoicas. *Geología de España (J.A: Vera ed.)*, SGE, IGME, Madrid, 584-586.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 5: 1041-1067.
- De Bruijne, C.H. (2001): *Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Libre de Amsterdam, 164 p.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Llanes, P., Carbó, A. y Cloetingh, S. (2007): Large scale distributed deformation along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic control of the Cenozoic-present day topography. *3º TOPO-EUROPE Meeting, Rome*.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldivar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008): Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics* (en prensa)
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knot, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 45: 265-283
- Palencia, A. (2004): *Estudio paleomagnético de rocas de edad jurásica en la Península Ibérica y en el sur de Marruecos*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 275 p.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. y Duboz, C. (2002): Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. En: *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny* (G. Rosenbaum y G.S. Lister, Eds.). *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 107-130.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., y Charroud, M. (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22 (5): 1051.
- Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Olaiz, A., Palencia, A., y Osete, M.L., (2005): Was the Iberian Plate moored to Africa during the Tertiary? *Geophysical Research Abstracts*. 7: 06769.