

Corredores de desgarre cenozoicos en la Península Ibérica

Cenozoic strike-slip corridors of the Iberian Peninsula

G. de Vicente¹, R. Vegas¹, J. Cabral², J. D. Van Wees³ y A. Olaiz¹

- 1 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Universidad Complutense de Madrid. España. gdv@geo.ucm.es, Ruidera@geo.ucm.es, Ajolaizc@geo.ucm.es
- 2 Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e LATTEX / IDL. Portugal. jcabral@fc.ul.pt
- 3 TNO Utrecht-Princetonlaan. Holanda. Jan_Diederik.vanWees@tno.nl

Resumen: El proceso de acomodación de la deformación cenozoica (en inicio, pirenaica) en Iberia se produjo mediante pliegues por *buckling* y cabalgamientos E-O en la corteza superior. Lateralmente, estas macroestructuras aparecen conectadas mediante corredores de desgarre de anchura variable y desplazamientos en fallas individuales de menos de 10 Km. La nucleación de estos corredores se produce sobre antiguas discontinuidades variscas y fallas extensionales, triásicas, jurásicas o cretácicas. Se comparan las características macroestructurales de tres de estos corredores: El Sistema de Fallas de Vilarica, la Rama Castellana de la Cadena Ibérica y la terminación SE de la Falla de Ventaniella. Se concluye que, buena parte de los pliegues NO-SE, "ibéricos", son pliegues por *bending* a lo largo de los desgarres.

Palabras clave: Desgarres, Cenozoico, Iberia, pliegues forzados.

Abstract: The Cenozoic deformation accommodation (pyrenean at the beginning) in Iberia took place by means of buckling folds and E-W trending thrusts in the upper crust. Laterally, these macrostructures turn out to be connected by means of strike-slip fault corridors of variable width by displacement in individual faults less than 10 km. The nucleation of these corridors takes place on former variscan discontinuities and Triassic, Jurassic or Cretaceous extensional faults. We compare the macrostructural characteristics of three of these corridors: The Vilarica Fault System, the Castilian Branch of the Iberian Chain and the SE termination of the Ventaniella Fault. It is concluded that the NW-SE "Iberian" folds are due to bending along the strike-slip faults.

Key words: Strike-slip faults, Cenozoic, Iberia, bending folds.

INTRODUCCIÓN

La deformación cenozoica de Iberia y Marruecos ha sido recientemente descrita como el resultado de la formación de pliegues litosféricos de gran longitud de onda (Cloetingh *et al.*, 2002).

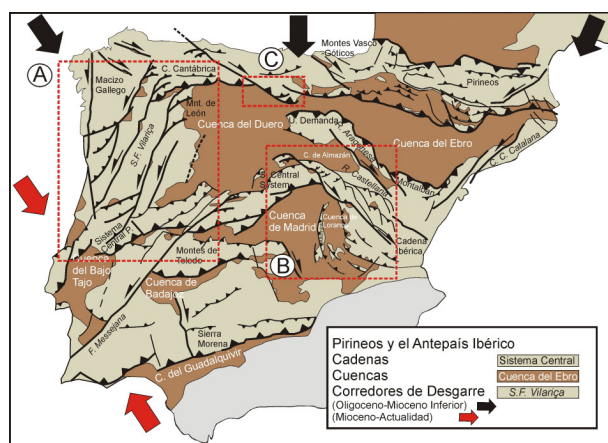


FIGURA 1. Mapa tectónico del antepaís pirenaico. Zonas estudiadas A) Sistema de Fallas de Vilarica. B) Rama Castellana de la Cadena Ibérica. C) Terminación SE de la Falla de Ventaniella.

La primera consecuencia de este proceso es la gran amplitud de la zona deformada, de más de 3000 Km. de longitud. Se deduce que los esfuerzos tectónicos afectaron a toda la Península Ibérica de un modo relativamente intenso y generalizado, lo que da cuenta de la variedad y amplia distribución de las estructuras Alpinas en el microcontinente ibérico. La edad de la deformación principal se sitúa en el Oligoceno-Mioceno Inferior, en relación al antepaís pirenaico, aunque durante el Mioceno y hasta la actualidad, continuaron registrándose esfuerzos compresivos en el SO. Estos pliegues trascienden la corteza continental ibérica prolongándose en la oceánica de la fachada atlántica, por lo que su geometría y longitud de onda vinieron impuestas, sobre todo, por la geometría del borde de colisión y por la reología de la litosfera. Se define así un modelo de cizalla pura N-S en el que son compatibles desgarres NO-SE lateral derechos, y NE-SO, lateral izquierdos (Vegas, 2006). Sin embargo, la corteza continental ibérica presentaba unas discontinuidades importantes, tanto de origen varisco, como relacionadas con las extensiones mesozoicas. Así, parte de la deformación se nucleó en estructuras previas, en función de su orientación respecto a los paleosfuerzos N-S, lo que originó procesos de inversión tectónica muy variados, desde inversiones casi totales, como en la Unidad de la Demanda y Montalbán, rejugando antiguas

fallas normales E-O del Cretácico inferior, en la Cadena Ibérica, hasta inversiones parciales y oblicuas, como en el rift triásico NO-SE de la Rama Castellana, también de la Cadena Ibérica (De Vicente y Vegas, 2008). La Falla de Messejana (Plasencia) se nucleó sobre un antiguo dique jurásico, lo que da cuenta de su gran recorrido respecto a su escaso (3 Km.) desplazamiento horizontal. Es también por este motivo que se trata más bien de una única falla, en contraposición a otros sistemas de corredores de desgarre mucho más amplios, como el de Vilarica. En cualquier caso, el efecto cinemático de estos corredores de desgarre es el de conectar zonas donde se acumuló la deformación contractiva (Fig.1). Ya que la deformación fue más allá de la inversión de los rifts mesozoicos, el contexto reológico donde se produjeron los distintos corredores de desgarre ibéricos fue muy diferente, sobre todo en lo relativo a la presencia o ausencia de cobertera. Bajo esta perspectiva unificadora, resulta posible comparar los modos de acomodación de la deformación entre zonas relativamente menos complejas (desgarres en basamento) y más complejas (desgarres en cobertera). Con esta idea, se compararán las macroestructuras del Sistema de Fallas de Vilarica y de la Rama Castellana de la Cadena Ibérica, junto al extremo SE de la Falla de Ventaniella en el borde S Cantábrico (Fig.1).

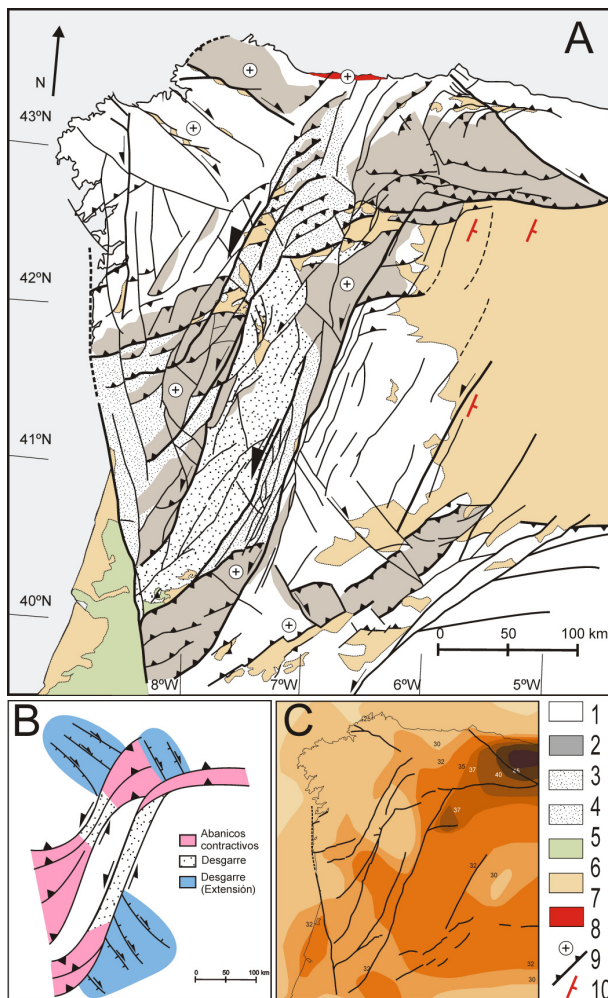


FIGURA 2. A) Mapa tectónico del Sistema de Fallas de Vilarica. B) Interpretación tectónica C) Mapa de profundidad del Moho (Tesauro, 2007)..1) Basamento 2) Elevaciones. 3-4) Desgarre 5) Mesozoico 6) Cenozoico 7-8) Levantamiento Plioceno 9) Cabalgamiento 10) Basculamiento Cuaternario.

El Sistema de Fallas de Vilarica. Conecta el Cabalgamiento Sur Cantábrico con el Sistema Central (Vegas, 2006) (Fig. 2A). Su recorrido, de más de 300 Km., hasta el S de la Serra da Estrela, hacen de éste uno de los corredores de fallas en dirección más importantes de la Península ibérica. Pueden reconocerse en la cartografía tectónica tres fallas principales NNE-SSW: De E a W, a) la Falla de Vilarica (Bragança-Vilarica-Manteigas) con una longitud de mas de 200 km y un desplazamiento horizontal lateral izquierdo de 8 km (Cabral, 1989), b) la Falla de Regua (Verín-Regua-Penacova) y c) la Falla de Monforte, la de menor longitud de las tres. La Falla de Zamora, algo menos definida, es la que limita la Cuenca del Duero por el W. En conjunto, se trata de una zona de deformación transpresiva con estructuras en flor positiva que localmente cobijan pequeñas cuencas cenozoicas en los escalones contractivos de los desgarres, por lo que presentan características que las relacionan, tanto con desgarres, como con cabalgamientos (Santanach, 1994).

La presencia de estas fallas indica que hacia el O, el acortamiento no pudo ser asumido por el mecanismo relativamente simple de un despegue por debajo de la Cordillera Cantábrica. Por el contrario, el acortamiento se amortiza en el interior de la corteza, permitiendo la transferencia de la deformación más hacia el S, hasta el Sistema Central. Entre las fallas de Monforte y de Regua, las cuencas de Sarria, Monforte y Xinzo tienen una estructuración muy similar: estructuras en flor en *pop-downs* entre escalones contractivos del sistema de fallas lateral izquierdo de Vilarica-Regua-Monforte. Mas hacia el S, a lo largo de la traza de la Falla de Vilarica, donde la deformación asociada a desgarre se incrementa, la geometría de las cuencas es alargada, sin escalones, en la dirección de los desgarres. Incluso con alguna cuenca *pull-apart*, como la de Longroiva. El mejor ejemplo es el de la Cuenca de Vilarica de dirección NNE-SSW, con 20 km de largo y 2-3 de ancho (Cabral, 1989). La Falla de Vilarica termina, en su extremo NE, en una serie de *horse tail splays* hasta el cabalgamiento S pirenaico. El mas importante levanta los Montes de León que se prolongan, hacia el S, en un *restraining step* longitudinal (Sierra de Bornes) hasta conectar con el borde NE de la Serra da Estrela, donde el movimiento en dirección vuelve a acomodarse en *splays* compresivos. Entre las fallas de Regua y Monforte se dibuja una estructura similar: un doble *splay* compresivo que levanta, con una rotación progresiva, las sierras de Caramulo, Montemuro, Marao, Geres, Qunixo y Arga al SO, y los Ancares al NE, limitando el relieve O de la Cordillera Cantábrica. Todo este dispositivo estructural termina bruscamente hacia el Atlántico en la Falla de Porto (Porto-Coimbra-Tomar). Mas hacia el S, la Falla de Messejana (Messejana-Plasencia) muestra unas características cinemáticas similares con *splays* terminales hacia Gredos, en el Sistema Central. En conjunto, el Sistema de fallas de Vilarica, Viseu, Regua, Monforte puede interpretarse como un corredor de desgarres lateral izquierdo que termina en *splays* imbricados, transfiriendo la deformación cenozoica hacia el S. Dadas las condiciones constrictivas de la compresión, estas zonas

pueden interpretarse como los lóbulos menos compresivos asociados a esfuerzos de coulomb (Fig. 2B). La importancia de este dispositivo estructural puede observarse en el mapa de profundidad del Moho de la zona (Tesauro *et al.*, 2007) (Fig. 2C).

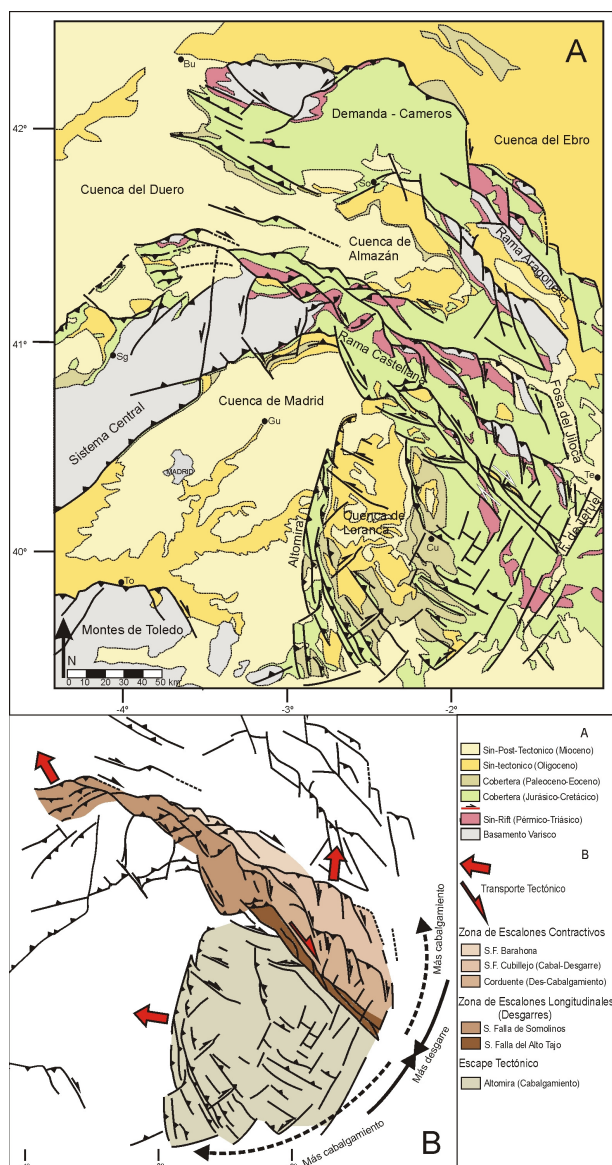


FIGURA 3. A) Mapa tectónico de la Rama Castellana. B) Interpretación tectónica.

La Rama Castellana de la Cadena Ibérica. La Cadena Ibérica es la cadena intraplaca con cobertera del interior del microcontinente Iberia. La Rama Castellana es una alineación estructural NO-SE que constituye su sector más occidental y donde se acumula una mayor deformación por desgarre (Fig.3). Esta orientación viene condicionada por la geometría del rift permo-triásico. La falla de Somolinos es la estructura occidental más importante de este rift, aunque la geometría general se corresponde mas bien a una zona en la que la extensión se reparte en muchas fallas, apareciendo poco concentrada en *grabens* individuales, lo que puede indicar un grado de acoplamiento mecánico alto entre los niveles frágil y viscoso de la litosfera, característico de un rift abortado. La orientación de las fallas activas durante este periodo es N140E (como la de Somolinos),

pero también N170E, lo que origina *horsts* romboidales. La etapa extensiva cretácica, tan importante en otros sectores de la cadena Ibérica, no se refleja aquí mas que en un suave sinclinal NO-SE reconocible en la base de la formación Utrillas. Durante el Cenozoico se produce una inversión (parcial) de estas fallas. Atendiendo a la estructura contractiva, la rama castellana de la cadena ibérica presenta unas direcciones de transporte tectónico muy variadas (Fig 3B). El extremo oriental muestra dos direcciones preferentes que cambian en el Sistema de Fallas del Alto Tajo. Al N las estructuras vergen al N, y al SO van girando progresivamente de E (hacia el SO) a O (hacia el O), hasta la Sierra de Altomira. Hacia el NO, la cadena se estrecha en su contacto con el Sistema Central. Aquí las vergencias son hacia el SE, excepto en el contacto con el cabalgamiento N del Sistema Central, donde son hacia el NO. Esta estructuración permite definir una serie de sub-unidades separadas por fallas, o sistemas de fallas, de gran recorrido: a) el *Sistema de Fallas de Barahona* que, en detalle muestra culminaciones transpresivas con distintos grados de unión entre desgarres, fallas oblicuas y cabalgamientos; b) El *Sistema de Fallas de Somolinos*, que hacia el NO termina en la zona de cabalgamientos imbricados entre abanicos divergentes y, en su parte central, muestra una serie de pliegues escalonados de corto recorrido (Atienza, Riba de Santiuste, Sigüenza), y con el límite meridional formado por el escalón contractivo de Huertapelayo. Esta sub-unidad se prolonga hacia el SE en un estrecho corredor que muestra una intensa deformación: c) El *Sistema de Fallas del Alto Tajo* (Rodríguez-Pascua y de Vicente, 1998), que en conjunto es una estructura *pop-up* en flor con pliegues NO-SE muy rectilíneos y de gran recorrido, con planos axiales verticales y geometrías en caja. En algunos sinclinales aparecen sedimentos cenozoicos que dibujan cuencas alargadas NO-SE. Nuestra interpretación de este conjunto de estructuras es la de pliegues forzados (*bend folds*) a lo largo de la traza de desgarres NO-SE lateral derechos, enraizados en el basamento y que afectan, en distinto grado, a la cobertera. Los macizos de Veredas, el Nevero y Albarracín, forman un sistema escalonado de relevos contractivos que acomodan, mediante cabalgamientos E-O vergentes al N, la mayor parte del movimiento horizontal de d) la *Falla de Corduente*. Es, en conjunto, una zona transpresiva con menor componente horizontal que c). Más al norte todavía, y limitada por e) la *Falla de Cubillejo*, aparece una zona casi mimética a la anterior, pero con un mayor componente cabalgante, con escalones contractivos en los macizos de la Paramera de Molina y Castellar. Este último sistema de fallas cabalga hacia el N sobre una zona relativamente poco deformada que constituye la prolongación SE de la Cuenca de Almazán. La *Unidad de Altomira* es muy diferente a las anteriores. Se trata de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, de piel gruesa en su parte E, y de piel fina en la O, cuyo transporte tectónico (SO a O) y orientación de estructuras, cambia progresivamente de E a O. Se trata de un escape tectónico hacia el O bajo condiciones constrictivas de la deformación (Muñoz-Martín, *et al.*, 1998). Este conjunto de características tectónicas macroestructurales pueden explicarse mediante un acortamiento

generalizado N-S, pero con condiciones constrictivas de la deformación. Son, sobre todo, las estructuras previas E-O las que mejor acomodan la inversión en la Cadena Ibérica. No obstante, en la Rama Castellana, no era este el entramado estructural predominante anterior a las deformaciones cenozoicas. Se trata, por tanto de una inversión oblicua, donde las principales estructuras previas actúan como desgarres. Las estructuras cabalgantes se nuclean, en muchos casos, en zonas de acomodación y en rampas de relevo (*relay ramps*) del antiguo rift triásico. Con un componente de movimiento horizontal importante, en muchos casos la inversión es parcial (incompleta).

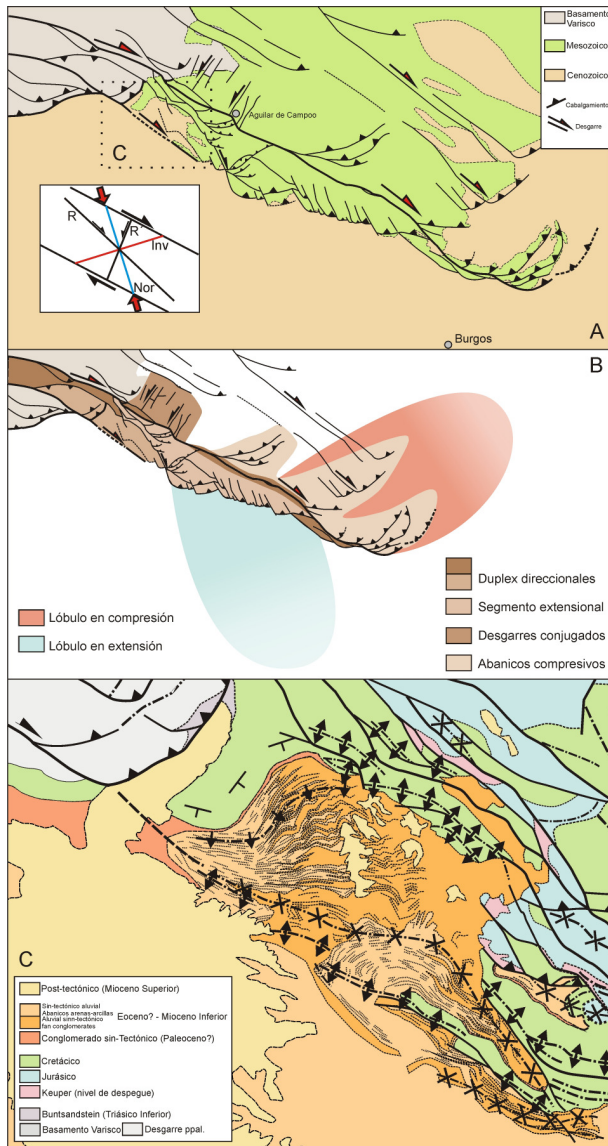


FIGURA 4. A) Mapa tectónico de la terminación SE de la Falla de Ventaniella. B) Interpretación tectónica C) Mapa de detalle del recuadro C en A.

La terminación SE de la Falla de Ventaniella.

Esta falla (Pulgar y Alonso, 1993) (Fig. 4A), borde también del rift triásico, muestra una serie de duplex direccionales y abanicos contractivos muy evidentes, así como una disposición estructural típica de la terminación de desgarres (Fig. 4B). En la cartografía de detalle, a partir de la información del IGME, puede

apreciarse cómo hay pliegues NO-SE en el relleno sedimentario de la Cuenca del Duero que siguen la traza del desgarre (Fig. 4C), originando formas de interferencia con los cabalgamientos E-O que no se deben a la sucesiva actuación de “fases” tectónicas. Se concluye que, buena parte de los pliegues NO-SE (*Ibéricos*) en el antepaís pirenaico, son pliegues por *bending* a lo largo de desgarres.

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 M.E.C.

REFERENCIAS

- Cabral, J. (1989): An example of intraplate neotectonic activity, Vilaça Basin, NE Portugal. *Tectonics*, 8,2: 285-303.
- 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 Vicente y Vegas, R. (2008): Topography controlled by large scale distributed deformation along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics* (en prensa)
- Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S., de Vicente, G y Andeweg, B. (1998): Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin. *Tectonophysics*, 300: 47-62
- Pulgar, J. A. y Alonso, J. L. (1993): La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. *Reunión de Xeoloxia. e Mieria. do NO Peninsular*. 69-71.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y De Vicente, G. (1998): Análisis de paleoesfuerzos en cantos de depósitos conglomeráticos terciarios de la cuenca de Zaorejas (rama castellana de la Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 169-180.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas terciarias Gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*. 19: 57-71.
- Tesauro, M., Kaban, M. and Cloetingh, S., (2007): A new crustal model as a basis for lithosphere modelling. *3rd International TOPO-Europe Workshop, Rome*
- Vegas, R. (2006): Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección de Geología)*. 101 (1-4): 31-40.