

Partición de la deformación cenozoica intraplaca en el Sistema Central

Cenozoic intraplate strain partitioning in the Central System

Gerardo de Vicente

Departamento Geodinámica, F.C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. IGEO CSIC-UCM. gdv@geo.ucm.es

ABSTRACT

A new model for Cenozoic strain partitioning is proposed here for the Central System at the Messejana (Plasencia) fault zone. It explains the simultaneous movement of parallel NE-SW trending thrust and strike-slip faults within a global N-S compression. This process could account for local bends in the s_{hmax} trajectories, from NW-SE trending close to the Ponsul-Gata and Gredos thrusts to NE-SW trending along the Messejana left-lateral strike-slip fault. This structural pattern may change current thinking with regard to the paleostress evolution of the Iberia foreland during the Cenozoic.

Key words: Strain partitioning, paleostress, Iberia foreland

Geogaceta, 46 (2009), 23-26
ISSN: 0213683X

Introducción

El relieve y la distribución de las cuencas y cadenas cenozoicas en el interior de Iberia continental son el resultado de la transmisión de esfuerzos compresivos N-S relacionados con el borde N Cantabro-Pirenaico, ya desde el Eoceno (De Vicente y Vegas, 2009). Sin embargo, el momento de mayor actividad tectónica, que coincide con un apreciable aumento en el número de rupturas en las cuencas sedimentarias, se sitúa en el tránsito Oligoceno-Mioceno (Calvo, 2004). El desacoplamiento mecánico entre las litosferas ibérica y africana, que supuso el emplazamiento de E a O de las cadenas Betico-Rifeñas, retocó un relieve ya construido mediante esfuerzos con s_{hmax} según una dirección NO-SE, que aún continúan activos (De Vicente *et al.*, 2008).

El análisis de paleoesfuerzos cenozoicos en el Macizo Ibérico muestra soluciones con s_{hmax} preferentemente N-S (p.ej. Escuder-Viruete *et al.*, 2001. Antón, 2003) que son también las más abundantes en algunos sectores de la Cadena Ibérica (Rama Castellana, Sierra de la Demanda, Montalbán) (p.ej. De Vicente *et al.*, 2009). El análisis macroestructural de la orientación de los principales cabalgamientos intraplaca (y pirenaicos) muestra también una predominancia de las orientaciones E-O (Fig. 1). Estos cabalgamientos aparecen

conectados y segmentados por cinturones de deformación de desgarres NNE-SSO lateral izquierdos, como el sistema de fallas de Vilarica-Regua-Monforte, y NO-SE lateral derechos, como la Rama Castellana de la Cadena Ibérica.

Fuera de este esquema quedan el cinturón de pliegues y cabalgamientos de piel fina de la Sierra de Altomira, el sector NE de la Rama Aragonesa de la

Cadena Ibérica y buena parte del Sistema Central. En esta cadena, tanto el cabalgamiento sobre la cuenca de Madrid, como el de Ponsul-Gata sobre la de Moraleja tienen una dirección NE-SO y transporte tectónico hacia el SE. Entre ambos cabalgamientos, el desgarre lateral izquierdo de Messejana (Plasencia) tiene también un rumbo NE-SO (Fig. 1).

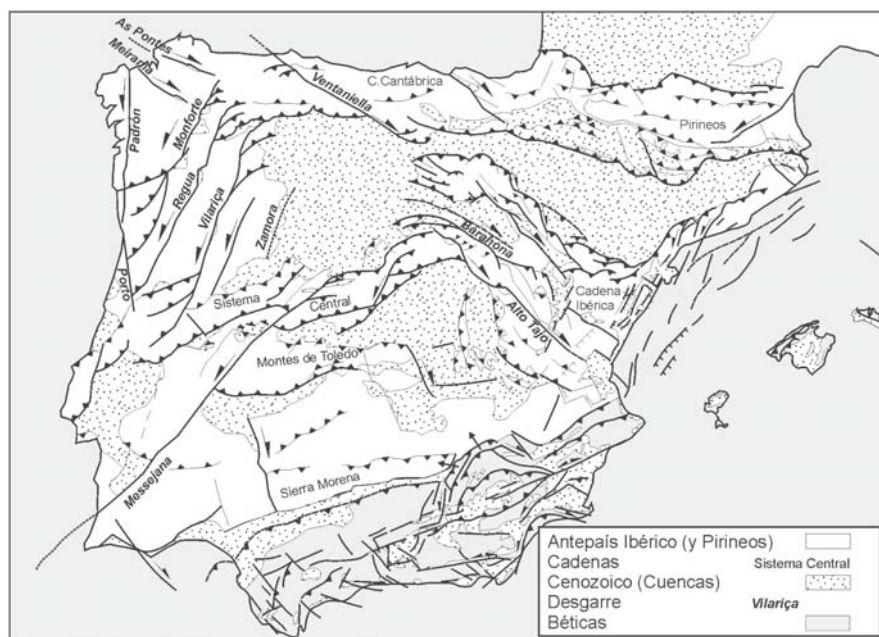


Fig. 1.- Esquema tectónico de las deformaciones cenozoicas en la Península Ibérica.

Fig. 1.- Tectonic sketch of the Cenozoic deformation in the Iberian Peninsula.

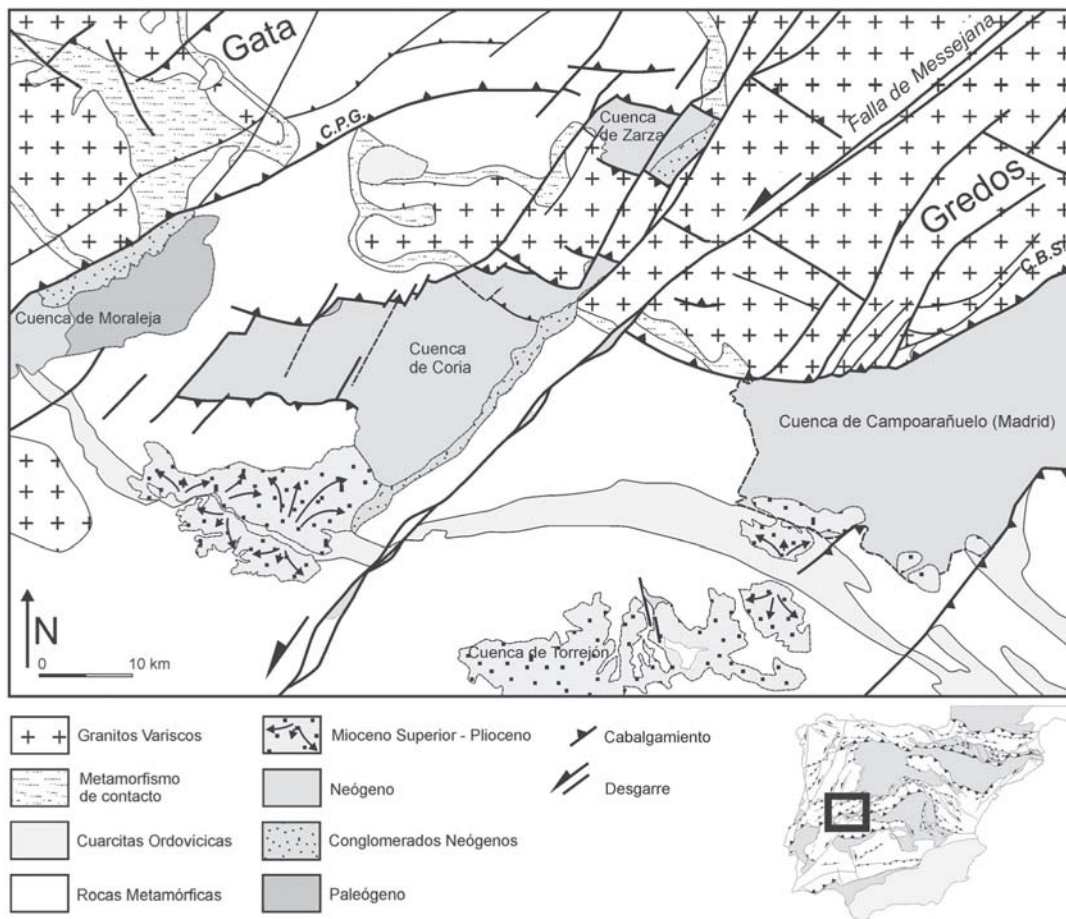


Fig. 2.- Mapa tectónico de las deformaciones cenozoicas entre los cabalgamientos de Ponsul-Gata (C.P.G.) y Gredos (C.B.S.), junto a la falla de Messejana (Plasencia).

Fig. 2.- Tectonic map of the Cenozoic deformation between the Ponsul-Gata (C.P.G.) and the Gredos Southern thrust (C.B.S.), close to the Messejana (Plasencia) fault.

Estas distintas orientaciones de cabalgamientos, pliegues, desgarres y paleoesfuerzos asociados, han sido interpretados según dos modelos diferentes: La actuación de distintas «fases» tectónicas con distintas s_{hmax} (Capote y Villamor, 1999. Liesa y Simón Gómez, 2007), y un único acortamiento N-S con condiciones constructivas de la deformación (De Vicente y Vegas, 2009).

Hasta el momento, de entre las macroestructuras sin cabalgamientos E-O, sólo la Sierra de Altomira se ha explicado como un escape tectónico hacia el oeste compatible con un acortamiento N-S (Muñoz-Martín *et al.*, 1998). Presentaremos en este trabajo un modelo de partición de la deformación para el Sistema Central que compatibiliza las orientaciones NE-SO de los cabalgamientos de Ponsul-Gata y del Borde Sur junto con el de la falla de Messejana bajo un acortamiento N-S.

El Sistema Central en la falla de Messejana

La macroestructura tectónica cenozoica entre los Cabalgamientos de Ponsul-Gata y Gredos (Fig. 2) muestra una disposición simétrica desde la Falla de Messejana con cambios progresivos en la

orientación de ambos cabalgamientos, que pasan de NE-SO a E-O y NO-SE en las proximidades del desgarre. El borde N de la cuenca de Coria, muy segmentado, muestra una disposición similar (Fig. 2).

Cabe señalar que las evidencias cartográficas y los análisis tectónicos de detalle de las tres macroestructuras involucradas no muestran la presencia de movimientos oblicuos. No hay tampoco estructuras tectónicas transpresivas que pudieran explicar un movimiento simultáneo de estas tres fallas corticales subparalelas. Al contrario, tanto la falla de Ponsul-Gata como la del Borde Sur son cabalgamientos puros (Dias y Cabral, 1989. De Vicente *et al.*, 2007), mientras que la de Messejana es un desgarre también puro que cobija pequeñas cuencas pull-apart (Villamor, 2000). El contraste entre este desgarre cenozoico y otros del Macizo Ibérico (As Pontes, Meirama, Monforte, Regua, Ventaniella, etc.) es muy evidente, ya que en estos predominan las estructuras transpresivas con el desarrollo de cuencas en escalones contractivos (Fig.1). Las estructuras más similares pueden encontrarse a lo largo del tramo medio de la falla de Vilariça, donde las cuencas de Vilariça y Longroiva se desarrollan también sobre pequeños pull-apart (Cunha y Pedreira,

2000). De Vicente y Vegas (2009) relacionan la presencia de este tipo de cuencas y los movimientos con un mayor componente en dirección dentro del conjunto de desgarres cenozoicos ibéricos.

Con estas evidencias, y si se admite un movimiento sincrónico de las tres fallas, queda patente la presencia de una fuerte partición de la deformación mediante dos cabalgamientos (con vergencia S) y un desgarre (lateral-izquierdo) paralelos.

Modelo de deformación

Si dibujamos los vectores de desplazamiento correspondientes a un cabalgamiento y a un desgarre orientados NE-SO, resulta evidente que la suma produce un movimiento más N-S (Fig.3a). Sin embargo, los desplazamientos horizontales a lo largo de la falla de Messejana son de entre 1.5 y 3 km (Villamor, 2000) (Fig. 2), mientras que para el conjunto del Sistema Central, al N de Madrid, se ha calculado un acortamiento que puede llegar al 22% (De Vicente *et al.*, 2007). De este modo, el movimiento lateral de la falla de Messejana sólo compensa parcialmente el acortamiento total del Sistema Central. Sin embargo, hay que tener también en cuenta que los

cabalgamientos NE-SO, sobre todo hacia el oeste, han continuado siendo activos durante todo el Neógeno (Dias y Cabral, 1989. Cabral y Ribeiro, 1990).

Además, el patrón de fracturación asociado a la falla de Messejana es muy poco penetrativo, en contraste por ejemplo con el Sistema de Fallas de Vilarica (Fig. 1). El origen de esta diferencia se debe, probablemente, a que la falla de Messejana se nuclea sobre un gran dique ultrabásico de edad Jurásica. No hay, por tanto un «sistema de fallas de Messejana» que ayude a incrementar la cuantía del desplazamiento lateral.

Los datos sobre la edad de mayor actividad en estas fallas no son, por el momento, concluyentes. El análisis de las rupturas sedimentarias en las cuencas asociadas no aporta edades precisas de su relleno. Un resumen de este tipo de datos (Villamor, 2000) parece indicar la presencia de tres rupturas sedimentarias mayores: intrapaleógena, intramiocena y finineógena.

Los análisis de huellas de fisión en apatitos y el modelado de sus historias térmicas indican la presencia de una serie de episodios de levantamiento cenozoico acelerado en el Sistema Central (De Bruijne y Andriessen, 2002). No obstante, los resultados que obtienen estos autores de las muestras próximas a la falla de Messejana, no registran esos pulsos de levantamiento, sino un enfriamiento continuo durante todo el Terciario (0.5 – 1.3 °C/Ma). No obstante, el borde sur de Gredos comienza a levantarse ya en el Eoceno Superior (Perfil D en De Bruijne y Andriessen, 2002).

El modelo de deformación propuesto no es incompatible con la presencia de varios pulsos de levantamiento durante el Cenozoico, si bien su desarrollo parece más probable durante el periodo de mayor deformación en el antepaís ibérico, que tiene lugar durante el Oligoceno-Mioceno Inferior (Calvo, 2004). No obstante, y dada su posición más oriental, la deformación podría aquí haberse prolongado hasta el Mioceno Medio. La presencia de sedimentos bien datados del Aragoniense Medio en el pull-apart de Plasencia (Hernández Pacheco y Crusafont, 1960), así parece indicarlo.

Dado el buzamiento subvertical de la Falla de Messejana, esta no se habría rejuvenecido durante el acortamiento NO-SE posterior (Mioceno Superior-actualidad), mientras que los cabalgamientos NE-SO, «anómalos» en un contexto de acortamiento N-S, habrían quedado extraordinariamente bien orientados para su reactivación posterior.

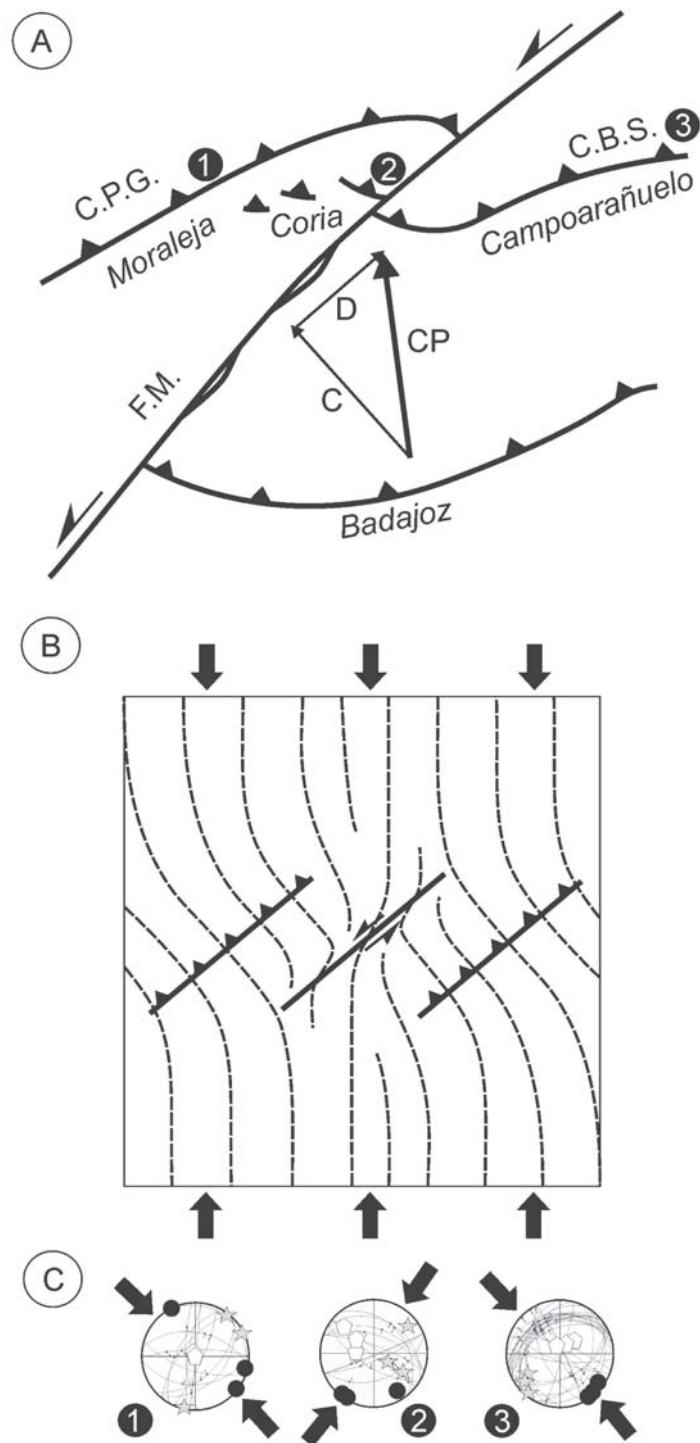


Fig. 3.- A) Modelo propuesto para la partición de la deformación cenozoica en el Sistema Central. CP dirección de convergencia Iberia-África hasta el Mioceno. C thrusting component. D strike-slip component of the Messejana fault. Related Cenozoic basins are in *italics*. B) Trayectorias teóricas de los paleoesfuerzos (s_{hmax}) asociados al proceso de partición de la deformación. C) Estaciones «tipo» de poblaciones de fallas cenozoicas. Están localizadas en A) y las soluciones tensoriales obtenidas (todas compresivas). Negro, σ_1 . Gris, σ_2 . Blanco, σ_3 .

Fig. 3.- Strain partitioning model proposed for the Cenozoic deformation in the Central System. CP Iberia-Africa convergence orientation until the Miocene. C thrusting component. D strike-slip component of the Messejana fault. Related Cenozoic basins are in *italics*. B) Theoretical paleostress trajectories (s_{hmax}) related to the strain partitioning process. C) «Key» stations of Cenozoic faults and obtained tensorial solutions (all compressive) are located on A). Black σ_1 . Grey, σ_2 . White, σ_3 .

El modelo propuesto podría también explicar la disposición estructural del borde N de la cuenca de Badajoz (Fig. 3a) y las del Alentejo portugués (Fig. 1).

Discusión: Implicaciones sobre el análisis de paleoesfuerzos

Si dibujamos las trayectorias teóricas de los paleoesfuerzos, asociados a este modelo de partición de la deformación (Fig. 3b), puede observarse la presencia de cambios progresivos en la orientación de (s_{hmax}). De este modo, cerca de los cabalgamientos NE-SO, (s_{hmax}) gira en sentido anti-horario (NO-SE) desde la orientación N-S general, mientras que en las proximidades del desgarre, el giro es en sentido horario hasta situarse NE-SO.

Aunque no se ha realizado un estudio clásico de poblaciones de fallas de la zona (estaciones repartidas por un área más o menos grande), los datos de «estaciones clave» (fallas medidas en planos de cabalgamiento Paleozoico-Cenozoico) parecen indicar la presencia de estas dos orientaciones de (s_{hmax}) (NO-SE y NE-SO) (Fig. 3c).

Cabe señalar que la solución NE es también compresiva, ya que se midió en el borde más septentrional y más próximo a la falla de Messejana. Como se aprecia en la cartografía tectónica (Fig. 2), tanto este tramo de la Cuenca de Coria, como la de Zarza, tienen pequeños cabalgamientos NO-SE muy próximos al desgarre. Esta disposición estructural parece indicar que, aunque la deformación se acomodase en un desgarre casi puro, incluso con el desarrollo de una pequeña (estrecha) transtensión en la corteza superior, el contexto generalizado de las deformaciones cenozoicas en el antepaís ibérico fue de tipo transpresivo.

Con este mecanismo de deformación, y con otros ya mencionados como el ocurrido en la Sierra de Altomira, se producen giros bruscos (de hasta 90°) en las direcciones de (s_{hmax}) durante un único evento de deformación. Si esto es así, agrupar las soluciones de distintas estaciones de medida por máximos en las orientaciones de (s_{hmax}), para luego indagar en un modelo de evolución de distintas «fases» tectónicas, puede no ser realista.

Son por tanto necesarios en el futuro, estudios más detallados del relleno sedimentario de las cuencas cenozoicas, de las poblaciones de fallas del antepaís ibérico, de análisis termocronológicos de baja temperatura, geomorfológicos, geofísicos y de modelación del relieve.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: Consolider Ingenio 2006 «Topoiberia» CSD2006-00041, CGL2006-13926-C02-01-02 «Topoiberia Foreland» y la acción integrada Hispano-Portuguesa HP2008-0068. El autor quiere agradecer la revisión del manuscrito realizada por el Prof. Dr. Antonio Casas-Sáinz.

Referencias

- Antón, L. (2003). *Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: el Domo de Tormes*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 352 p.
- Cabral, J. y Ribeiro, A. (1990). *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, 13, 6-8.
- Calvo, J.P. (2004). En: *Geología de España* (J.A: Vera ed.), SGE, IGME, Madrid, 584-586.
- Capote, R. y Villamor, P. (1999). En: *Libro Homenaje a J. Ramirez del Pozo*. Asociación de Geólogos y Geofísicos del Petróleo. España, 151-158.

- Cunha, P.P. y Pereira, D. I. (2000). *Ciências da Terra* (UNL) Lisboa, 14, 91-100.
- De Bruijne, C.H. y Andriessen, P. (2002). *Tectonophysics*, 349, 161-184.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González-Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A., (2007). *Global and Planetary Change*, 58, 335-381.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldivar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008). *Tectonics*, 27, 1-22.
- De Vicente, G. y Vegas, R. (2009). *Tectonophysics*, 474, 124-143.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. y Fernández-Lozano, J. (2009). *Tectonophysics*, 470, 224-242.
- Dias, R.P. y Cabral, J. (1989). *Comun. Ser. Geol. Portugal*, 75, 3-28.
- Escuder-Viruete, J., Carbonell, R., Jurado, M.J., Martí, D. Y Pérez-Estaún, A. (2001). *Journal of Structural Geology*, 23, 2011-2023.
- Hernández-Pacheco, F. y Crusafont Pairo, M. (1960). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 58, 275-283.
- Liesa, C.L. y Simón-Gómez J.L. (2007). *Mathematical Geology*, 39(3), 337-348.
- Muñoz-Martín, A. Cloetingh, S. De Vicente, G. y Andeweg, B. (1998). *Tectonophysics*, 300, 47-62.
- Villamor, P. (2002). *Cinemática terciaria y cuaternaria de la falla de Alentejo-Plasencia y su influencia en la pligrósidad sísmica del interior de La Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 343 pp.