



EL REGISTRO GEOLÓGICO DE LAS DEFORMACIONES ALPINAS EN IBERIA: PARTICIÓN DE LA DEFORMACIÓN O FASES TECTÓNICAS

Geological record of the alpine deformations in Iberia: Strain partitioning or tectonic phases

Gerardo de Vicente

Dpto de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. F.C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Instituto de Geociencias IGEO, CSIC-UCM. gdv@geo.ucm.es

Abstract: *The geological record of the alpine deformations in the interior of Iberia during the Cenozoic, indicates the presence of several paleo-stress fields. From the analysis of microstructural populations, several fields ("Pyrenean", "Betic", "Iberian"...) have been proposed, acting at different times. An alternative model is proposed here which, by means of a single N-S compression and a process of strain partitioning, would explain the appearance of local stress fields related to the movement imposed by the presence of previous macrostructures, both in the Iberian Chain and in the Catalan Coastal Ranges and in the Spanish-Portuguese Central System. The deformation is distributed between NE-SW and NW-SE strike-slip faults and thrusts to accommodate a general N-S shortening.*

Keywords: *Strain partitioning, Foreland, Cenozoic, Iberia.*

Resumen: *El registro geológico de las deformaciones alpinas en el interior de Iberia durante el Cenozoico, indica la presencia de varios campos de paleoesfuerzos. Desde el análisis de poblaciones de microestructuras, se han propuesto varios campos ("Pirenaico", "Bético", "Ibérico"...), actuando en momentos diferentes. Se propone aquí un modelo alternativo que, mediante una única compresión N-S, y un proceso de partición de la deformación, explicaría la aparición de campos de esfuerzos locales relacionados con el movimiento impuesto por la presencia de macroestructuras previas, tanto en la Cadena Ibérica, como en las Cadenas Costero Catalanas y en el Sistema Central Hispano-Portugués. La deformación se reparte entre desgarres y cabalgamientos NE-SO y NO-SE para acomodar un acortamiento generalizado N-S.*

Palabras clave: *Partición de la deformación, Antepaís, Cenozoico, Iberia.*

de Vicente, G., 2018. El registro geológico de las deformaciones alpinas en Iberia: Partición de la deformación o fases tectónicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31 (2): 13-22.

Introducción

En la Paleoplaca-Península Ibérica son muy abundantes los estudios de las orientaciones de paleoesfuerzos alpinos, especialmente en la Cadena Ibérica (probablemente uno de los cinturones de deformación más estudiados a nivel mundial desde ese punto de vista), tanto desde el análisis de poblaciones de fallas como de poblaciones de microestructuras frágiles (estilolitos, venas, cantos estriados...).

Tradicionalmente, se ha establecido una serie de direcciones de máxima compresión horizontal que se han relacionado con la transmisión de esfuerzos desde los dos orógenos alpinos que bordean la Península (Pirineos y Béticas) hacia sus antepaíses. Pero también se habla de esfuerzos propios relacionados con las principales cadenas intraplaca (Ibérica, Sistema Central e incluso, Altomira), lo que, desde el punto de vista conceptual, resulta un tanto incongruente, ya que se acepta que estas no fueron capaces de transmitir sus propios esfuerzos, independientemente de los orógenos principales.

Se establecen así una serie de fases tectónicas a lo largo del Cenozoico que explicarían la variedad de estructuras (pliegues, fallas) presentes en el interior de Iberia, mediante la idea de que las distintas orientaciones de las estructuras serían producto de diferentes campos de paleoesfuerzos, con distintos momentos de actuación.

Sin embargo, hay otros procesos tectónicos que son capaces de producir distintas orientaciones de paleoesfuerzos, y estructuras relacionadas, de un modo simultáneo. Siendo, quizás el más importante, el de la partición de la deformación que consiste en que, dada una dirección de acortamiento, este se resuelve mediante el movimiento de estructuras puras paralelas (cabalgamientos y fallas en dirección) que, aunque no aparecen orientadas favorablemente al acortamiento, la suma de sus movimientos sí que da cuenta de la dirección de compresión oblicua.

En este trabajo discutiremos ambas opciones, intentando ponderar cuál de las dos parece haber sido más probable a la vista de los datos del relleno de las cuencas sedimentarias del interior ibérico, de los datos de termocronología (huellas de fisión en apatitos en las cadenas), del estado de esfuerzos actual y del tipo de movimiento registrado en las principales macroestructuras.

Fases tectónicas desde el estudio de poblaciones de microestructuras

A partir de estudios regionales, las orientaciones, y los nombres, que se relacionan con las distintas orientaciones de pliegues y cabalgamientos, de los campos de paleoesfuerzos propuestos en la literatura para la Cadena Ibérica han sido: Ibérico (NE-SO), Altomira (E-O), Guadarrama (SSE-NNO), Bético (ESE-ONO a SE-NO) y Pirenaico (NNE-SSO) (de Vicente, 1988; Muñoz-Martín, 1997). En cualquier caso, y ya desde el principio del análisis de las relaciones de corte de las microestructuras, se observó que no existía un patrón claro temporal entre ellas. Es decir, en diferentes afloramientos se observaban relaciones de corte distintas. Una posible explicación sería, entonces, que las fallas principales produjesen desviaciones significativas en su entorno de las direcciones de compresión (Capote *et al.*, 2002). Pero aproximaciones desde estudios más locales, alejados de grandes estructuras, y donde los efectos de las perturbaciones podrían obliterarse, aún daban pautas de actuación de los paleoesfuerzos muy diferentes (*e.g.*, Liesa, 2000; Liesa, 2011). Aún así, si la evolución geodinámica de la Paleoplaca Ibérica dio lugar a la transmisión de esfuerzos tectónicos diferentes hacia el interior de la Península, deberían observarse unos máximos relativos, tanto en las orientaciones, como en las relaciones de corte. Esta aproximación “estadística” fue llevada a cabo, con una ingente cantidad de datos, por Liesa y Simón (2007) en la Cadena Ibérica, quienes concluyeron que los campos principales fueron: Ibérico (NE-SO, Eoceno Medio-Oligoceno Superior); Bético *s.l.* (NO-SE, con tres estadios sucesivos ESE, SE y SSE desarrollados entre el Eoceno Inferior-Medio y la actualidad) y Pirenaico (N a NNE, Mioceno-actualidad). Estos resultados implican, entonces, la

alternancia y superposición temporal de los tres campos descritos, lo que supone una serie de problemas conceptuales y geodinámicos importantes:

- ¿Cómo pueden actuar campos de esfuerzos regionales el mismo tiempo sin que se sumen en uno solo?

- Si no es así ¿Qué proceso tectónico explicaría la alternancia cíclica de campos de esfuerzos en tan cortos períodos de tiempo geológico, manteniendo las orientaciones respectivas? Solo bajo condiciones constrictivas de la deformación podría suceder algo parecido.

- En las reconstrucciones geodinámicas del Mediterráneo Occidental, ¿qué lugar ocupaban las “Béticas” en el Eoceno Inferior?. El proceso de *roll-back* en el dominio de las Béticas-Rif-Alborán parece haberse iniciado muy al norte y en el Mioceno Inferior (Spakman y Wortel, 2004).

- El estado de esfuerzos actual -activo- en Pirineos es netamente extensional (de Vicente *et al.*, 2008), probablemente ligado a un proceso de colapso postorogénico (Stich *et al.*, 2018) y sin sedimentación significativa asociada a cabalgamientos durante el Mioceno Superior (*e.g.*, Vergès, 1999). ¿Cómo se justifica, entonces, la transmisión de esfuerzos compresivos “Pirenaicos” durante el Mioceno y la actualidad?.

Otros autores han propuesto, sin embargo, la existencia de un único campo compresivo N-S (o NNE-SSO o “nor-teado”) hasta el Mioceno Inferior con desviaciones locales (Guimerà, 1988; Casas-Sainz *et al.*, 1992; de Vicente *et al.*, 2009).

Edad de las deformaciones intraplaca en Iberia

El registro estratigráfico de las cuencas sedimentarias cenozoicas en Iberia posibilita, mediante el análisis de las principales discordancias, datar las distintas fases de compresión. Desde el final del Cretácico y durante el Cenozoico son (*e.g.*, Cunha, 1992; Calvo *et al.*, 1993):

- Etapa correspondiente al Campaniense Superior-Ypresiense, que se registra en el oeste y centro de Iberia como las unidades UBS5 y UBS6 y que, probablemente registra el inicio de la compresión N-S pirenaica (Cunha y Martins, 2004).

- Unidad tectono-estratigráfica del Luteciense al Chatiense Inferior (USB7), en la que se registra una intensificación de la compresión N-S.

- Unidad USB8 (Priaboniense Superior a Chatiense Inferior), que coincide con el máximo de la compresión N-S en el centro de Iberia.

- Unidades tectono-estratigráficas USB9 y USB10 asociadas a cabalgamientos E-O y fallas en dirección NNE-SSO lateral izquierdas -etapa denominada Neocastellana en España (Pérez-González, 1979) y Arrábida en Portugal (Cunha, 1992)-.

- Etapa tectono-estratigráfica, representada sobre todo en el oeste y centro de Iberia, correspondiente a las unidades USB11 (Tortonense Superior-Messiniense), USB12 (Messiniense Superior-Zancliense) y USB13 (Zancliense Superior-Gelasiense), marca una reactivación de cabalgamientos NE-SO en la que se sedimentan abanicos aluviales (“rañas”) (Cunha, 1992) en los bloques de muro. El campo

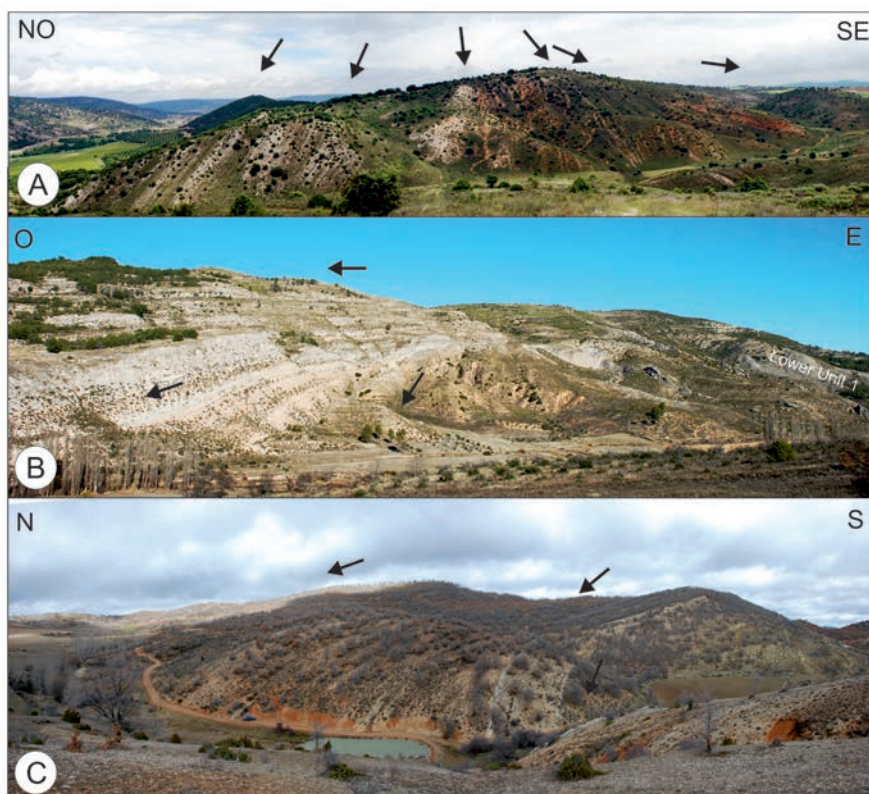


Fig. 1.- Discordancias progresivas de edad similar (Oligoceno-Mioceno Inferior) en tres estructuras con orientaciones diferentes: A. Flanco sur del Anticlinal de Baides en el extremo oriental del contacto Sistema Central-Cuenca de Madrid en un pliegue NE-SO; B. Pareja en la Sierra de Altomira en el flanco oeste de un pliegue N-S; C. Cuenca de Piqueras en un escalón contractivo E-O en la Rama Sur de la Ibérica.

de esfuerzos asociado es claramente Bético (diferente del N-S), y es el que continúa en la actualidad (de Vicente *et al.*, 2008). Sin embargo, el volumen de sedimentos asociado y los saltos en las fallas es mucho menor que en las etapas anteriores, por lo que la deformación sólo “retoca” estructuras previas (de Vicente *et al.*, 2012).

En los bordes del Sistema Central y de la Cadena Ibérica son muy frecuentes las discordancias progresivas, reflejando el carácter sintectónico de las unidades sedimentarias entre el Luteciense y el Chatiense Inferior (entre 45 y 25 Ma aproximadamente) con el desarrollo de abanicos aluviales y potencias superiores a los 900 m (Portero y Olivé, 1983) (Fig. 1). Esta pauta de relleno sedimentario resulta muy similar en las grandes cuencas cenozoicas del interior de Iberia, excepto en el Ebro, donde el proceso de rupturas sedimentarias es algo anterior (de Vicente *et al.*, 2011).

Teniendo en cuenta los datos disponibles de huellas de fisión de apatitos en el Sistema Central (de Bruijne y Andriessen, 2002) y en los Pirineos Cantábricos (Fillon *et al.*, 2016), el clímax del levantamiento en ambas cadenas fue entre 34-26 Ma y 39-29 Ma respectivamente, lo que parece resultar compatible con la transmisión de la deformación desde el orógeno pirenaico hacia su cadena de antepaís en unos 5 Ma. El levantamiento principal en Cameros (Cadena Ibérica) parece haber sido algo anterior, entre 40-31 Ma (del Río *et al.*, 2006, del Río y Stuart, 2006), lo que también concuerda bien con que el inicio de la deformación pirenaica comenzase en el este, siendo algo más reciente hacia el oeste.

Para las Béticas, el levantamiento principal deducido mediante esta técnica tuvo lugar a los $16 \pm 0,8$ Ma (Andriessen y Zeck, 1996), mientras que en el Sistema Central también se registra un pulso desde el Mioceno Superior (5 ± 5 Ma), menor que el anterior (de Bruijne y Andriessen, 2002).

Ambos conjuntos de datos muestran una correlación excelente: un levantamiento pirenaico (aunque la transmisión de esfuerzos puede ser anterior) Oligoceno-Mioceno Inferior intenso, de unos 20 Ma de duración, y otro bético, corto (unos 5 Ma), que sólo retoca estructuras previas “pirenaicas”, asociado a un volumen de sedimentación mucho menor, y que en la actualidad solo se registra en el SO de la Península, ya que los esfuerzos activos entre la Ibérica y los Pirineos son netamente extensivos (de Vicente *et al.*, 2008), probablemente debido al rápido proceso de *roll back* acaecido en el dominio de Alborán (Spackman y Wortel, 2004).

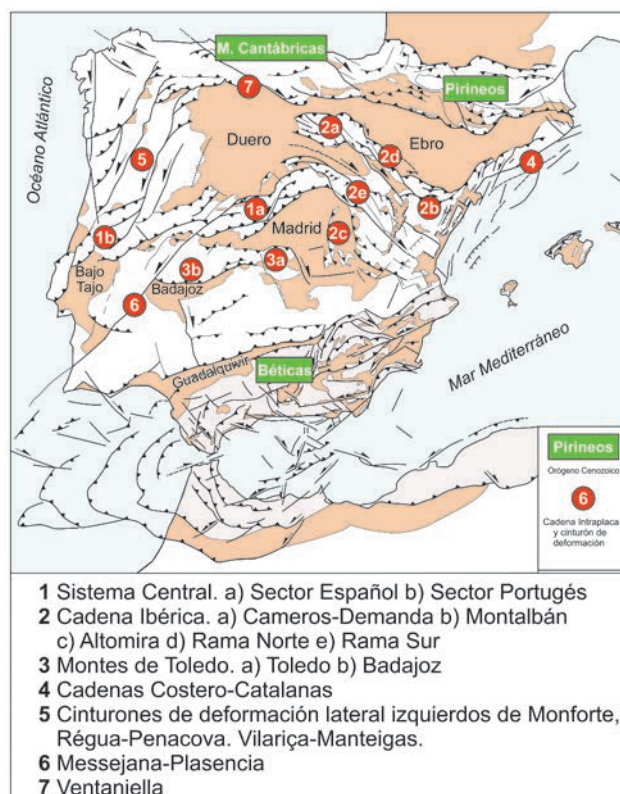


Fig. 2.- Principales Cadenas Intraplaca de Iberia y cinturones de deformación por desgarres. Se incluye la Falla de Ventaniella en las Montañas Cantábricas.

Principales directrices estructurales en el interior de Iberia

Las principales estructuras que pueden explicarse mediante una compresión N-S regional son (Fig. 2):

- El cabalgamiento E-O al sur del orógeno Cántabro-Pirenaico sobre la Cuenca del Duero-Ebro.

- En la Cadena Ibérica, los cabalgamientos E-O sobre antiguas cuencas extensionales cretácicas en Cameros-Demanda y Montalbán (zona de enlace) y que resultan ser los que presentan un salto mayor dentro de la Ibérica (e.g., Casas-Sainz, 1992; Liesa y Simón, 2004).

- Los cabalgamientos de piel gruesa (basamento sobre cenozoico) del sector de Gredos del Sistema Central (de Vicente *et al.*, 2007a).

- El cabalgamiento N de piel gruesa de los Montes de Toledo sobre la Cuenca de Madrid (Martín-Velázquez y de Vicente, 1995).

- El cabalgamiento al norte de la Cuenca de Badajoz (Tejero *et al.*, 2012).

- El Sistema de desgarres laterales izquierdos de Monforte, Manteigas-Vilariça-Bragança, Penacova-Régua-Verín, así como sus terminaciones *horse tail splays* compresivos de El Bierzo y la Sierra de la Estrela (e.g., de Vicente y Vegas, 2009).

- El desgarre lateral derecho de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo en Portugal.

Entre las estructuras más llamativas y que no pueden, en principio, explicarse mediante una compresión N-S, destaca la Sierra de Altomira en la Cadena Ibérica. Se trata de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de piel fina y de dirección N-S asociado a un acortamiento E-O. Sin embargo, su estructura se ha relacionado a un proceso de es-

cape tectónico hacia el oeste de la cobertera, bajo un acortamiento generalizado N-S, y en condiciones constrictivas de deformación (Muñoz-Martín, 1997).

Quedaría, por tanto, explicar las directrices NE-SO, tanto de cabalgamientos, como de desgarres (Cadenas Costero-Catalanas, Sistema Central en su sector oriental y Falla de Messejana-Plasencia) y las NO-SE, también correspondientes a cabalgamientos y desgarres (fallas de Meirama, As Pontes y Ventaniella en los Pirineos Cantábricos y las ramas Norte y Sur -Castellana y Aragonesa- de la Cadena Ibérica). Cabe señalar, que a lo largo de ambas directrices aparecen fallas en dirección y cabalgamientos con movimiento "puro". No se trata, por tanto, de fallas direccional-inversas o inverso-direccionales. La presencia de una cobertera potente en la Cadena Ibérica complica mucho su análisis, ya que a lo largo de los desgarres de basamento pueden formarse pliegues forzados, o por *bending*, que pueden interpretarse como compresiones "ibéricas" o "béticas" (Fig. 3). No es esta la situación en el Macizo Hespérico, donde la ausencia de cobertera posibilita un estudio menos complejo de sus relaciones.

La Falla de Messejana-Plasencia y el Sistema Central

El dique dolerítico del Jurásico Inferior (203±2 Ma) (Dunn *et al.*, 1998), asociado al proceso de apertura del Atlántico Central y a un *underplating* en la base de la corteza (De Boer, 1992), nuclea la Falla cenozoica de Messejana-Plasencia, con un desplazamiento promedio de entre 3 y 5 km (Villamor, 2002) y una traza de más de 500 km. Se trata de un desgarre puro lateral izquierdo con el desarrollo de escalones contractivos y extensivos muy evidentes (Fig. 4). En estos últimos forman cuencas *pull-apart* (Plasencia,

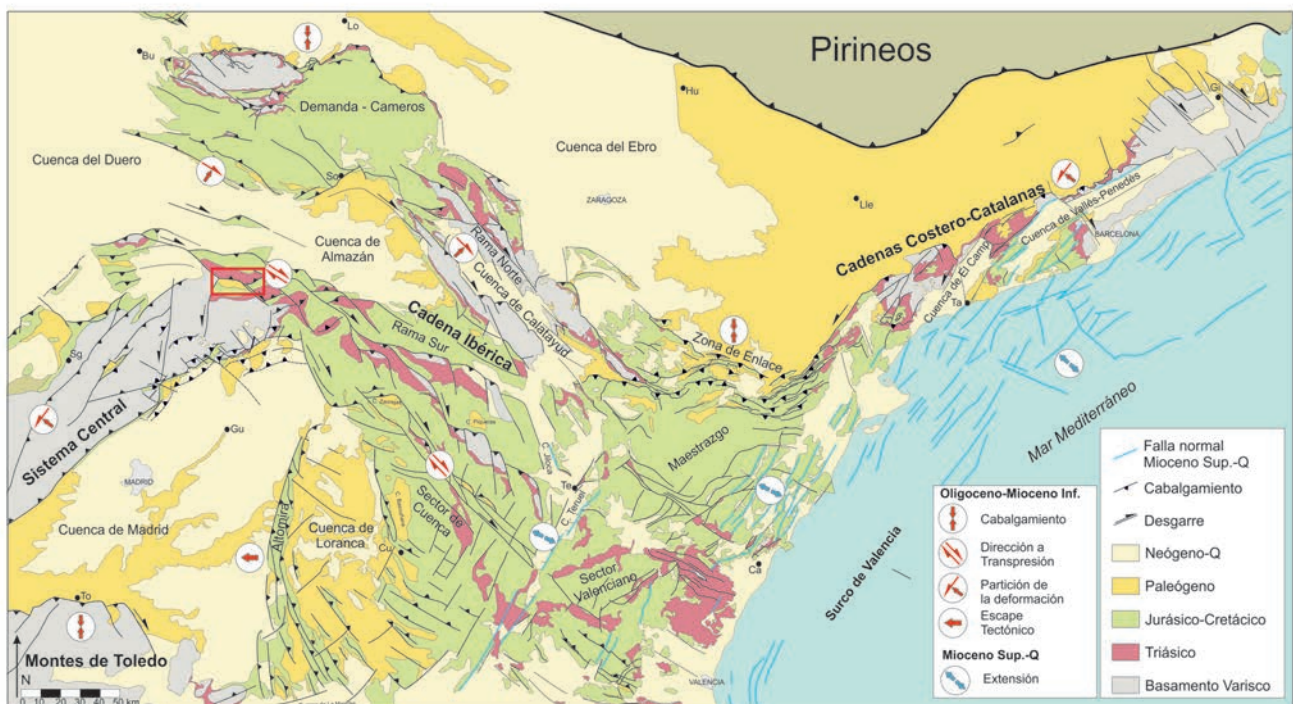


Fig. 3.- Esquema estructural del sector oriental del Sistema Central y los Montes de Toledo, de la Cadena Ibérica y de las Cadenas Costero-Catalanas. En cada sector se muestran los mecanismos de deformación macroestructural propuestos en el texto. El recuadro rojo corresponde a la Figura 6.

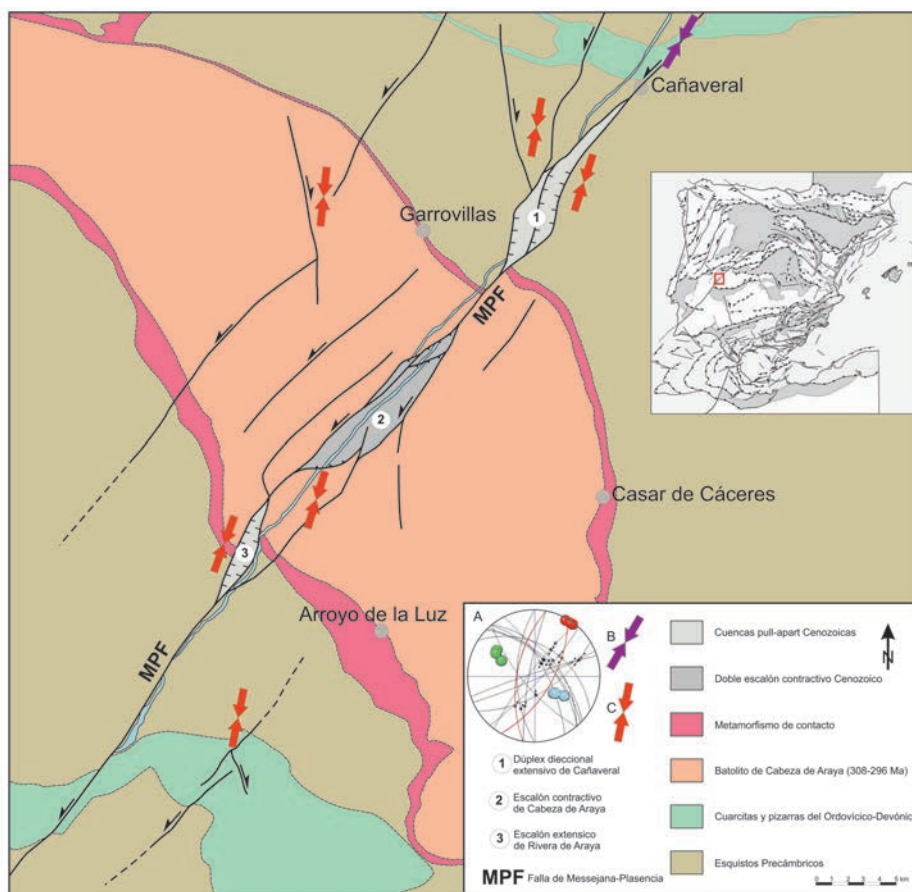


Fig. 4.- Mapa tectónico de la Falla de Messejana-Plasencia a la altura de Cañaverál-Araya (N de la ciudad de Cáceres). Se aprecia el desplazamiento cenozoico en el batolito tardivarisco de Cabeza de Araya. De acuerdo con Cunningham y Mann (2007), la Cuenca de Cañaverál es un duplex extensional con tres fallas normales que limitan la zona más subsidente al NE, mientras que al sur se desarrolla un escalón doble con una falla de baipás al sur. Las estructuras señaladas indican un movimiento de tipo desgarre puro lateral izquierdo de la falla principal.

Moro, Cañaverál y Rivera de Araya) rellenas de sedimentos cenozoicos (Villamor, 2002), con pautas estratigráficas similares a las de las cuencas de Madrid y Ponsul-Moraleja (Fig. 5). La falla también controla la tectónica asociada al margen SE de la Cuenca de Alvalade en Portugal (Pimentel, 1997; Cunha *et al.*, 2000). Los análisis de paleoesfuerzos sobre la falla indican un s_{hmax} casi paralelo a la falla (Fig. 4), es decir, NE-SO, lo que concuerda con su tipo de movimiento asociado. Sin embargo, en las zonas adyacentes a ambos lados de la falla se desarrollan una serie de cuencas con características muy similares (Ambles, Corneja, Cepeda, Zarza y Coria), que aparecen limitadas por cabalgamientos E-O de piel gruesa que giran a NO-SE en las proximidades de la falla (Fig. 5A), y que lejos de ella están segmentadas por desgarres laterales izquierdos de dirección NNE-SSO (similares a los de las fallas de Manteigas-Vilariça-Bragança y Penacova-Régua-Verín). Esta disposición estructural indica un acortamiento general N-S que gira a NE-SO cerca de la falla (Fig. 5A). Por tanto, la presencia de una gran estructura previa al acortamiento N-S cenozoico, y que afecta a toda la corteza -el dique doleítico subvertical-, habría impuesto un movimiento en dirección, aunque no se encontrase orientado favorablemente. Para compensar este movimiento con un acorta-

miento N-S, pudieron desarrollarse cabalgamientos orientados también NE-SO mediante un proceso de partición de la deformación (de Vicente, 2009), como los del sector oriental del Sistema Central. La partición de la deformación se ha observado en una gran variedad de escalas, de milimétricas a litosféricas (Fitch, 1972; Letis y Hanson, 1991; Molnar, 1992) ya que podría representar una condición de energía mínima (Michael, 1990), aunque uno de los factores más importantes que condicionan su aparición es la presencia de grandes estructuras previas en la zona deformada (Zoback *et al.*, 1987; Jones y Turner, 1995).

La orientación de la Falla de Messejana-Plasencia pasa de N35°E al sur del Sistema Central a N57°E hacia su terminación septentrional. Es en esta última zona donde la partición resulta más evidente, por lo que la oblicuidad entre su traza y el acortamiento regional N-S parece haber jugado también, un papel importante en su desarrollo.

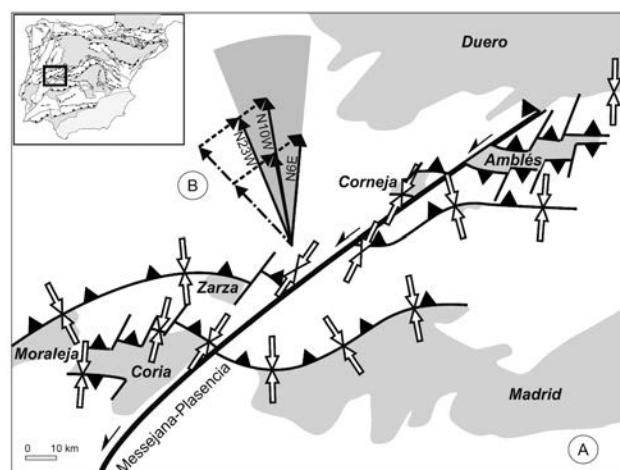


Fig. 5.- A. Esquema tectónico de la terminación septentrional de la Falla de Messejana-Plasencia en su intersección con el Sistema Central. Los cabalgamientos próximos a la falla, E-O, se reorientan a NO-SE en sus proximidades, indicando que los esfuerzos compresivos regionales N-S giran a NE-SO en su entorno. B. Cálculo de la suma, mediante un proceso de partición de la deformación, de los desplazamientos asociados al desgarre y a los cabalgamientos (tomados como valores mínimos). La zona gris corresponde a las posibles soluciones, siendo la más probable la N10°O.

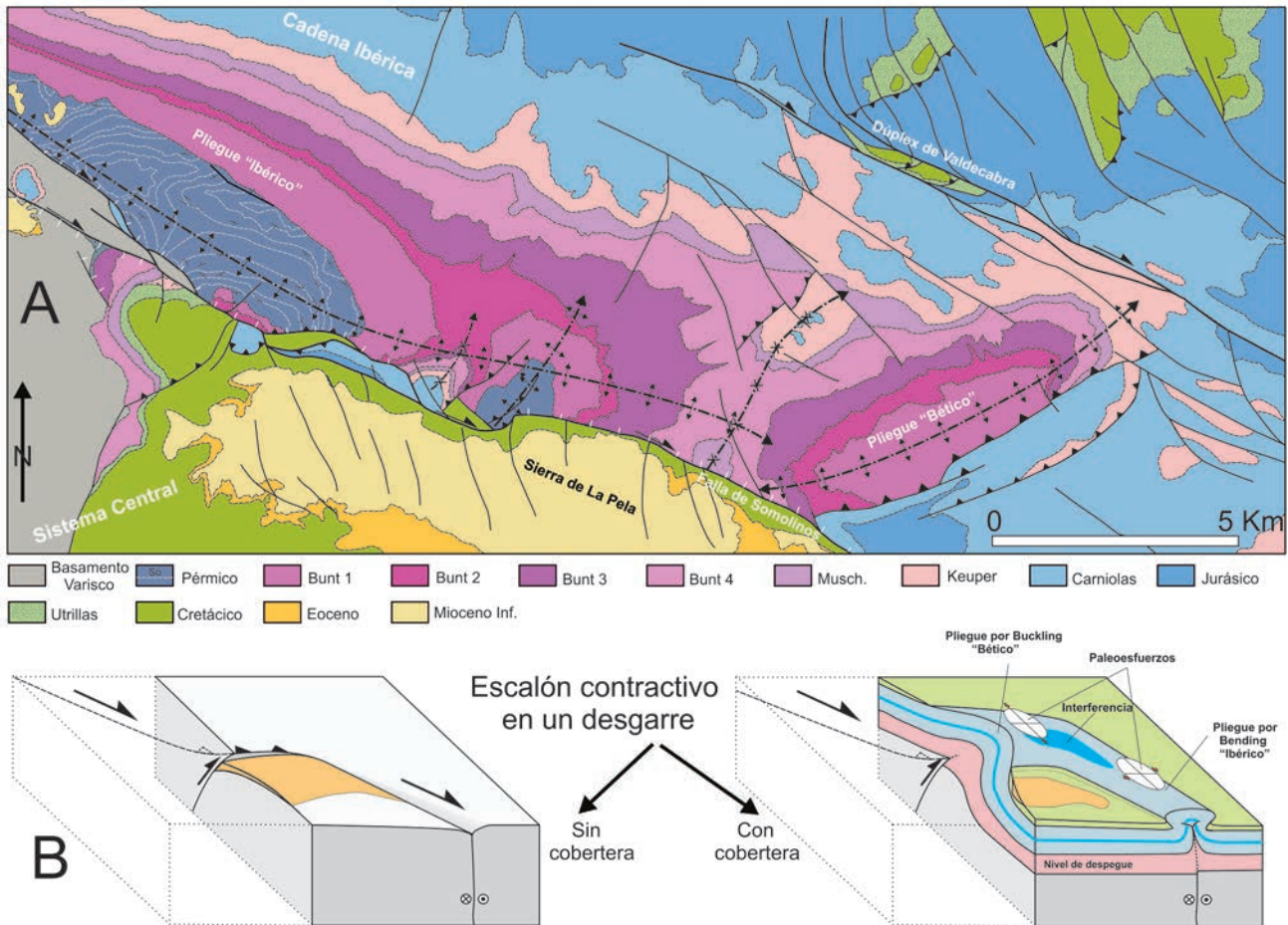


Fig. 6.- A. Mapa geológico de la Sierra de La Pela (contacto entre el Sistema Central y la Cadena Ibérica). La Falla de Somolinos constituyó el límite occidental del rift permo-triásico de la Cuenca Ibérica. Durante la contracción cenozoica actuó como un desgarre lateral derecho a lo largo del cual se construyeron pliegues NO-SE ("ibéricos"). Al tratarse de una zona transpresiva, se desarrollaron, simultáneamente, pliegues NE-SO ("béticos"), sin necesidad de la actuación de dos fases tectónicas diferentes. Idea que está expresada en B. La zona se muestra en la Figura 3.

El acortamiento en los cabalgamientos y el movimiento en dirección en los desgarres pueden utilizarse para estimar la orientación regional que dio lugar a ambos tipos de estructuras con movimiento repartido y simultáneo (e.g., McCaffrey *et al.*, 2000). Así, el desplazamiento en dirección del desgarre, entre 3 y 5 km (Villamor, 2002), sumado al acortamiento registrado en el cabalgamiento del borde sur del Sistema Central de entre 5 y 9 km (de Vicente y Muñoz-Martín, 2012) -tomados como valores mínimos del acortamiento regional- producen una s_{hmax} entre N23°O y N6°E, con un valor más probable de N10°O, lo que concuerda con el origen pirenaico del proceso de partición de la deformación (Fig. 5B).

Este esquema cinemático podría también ser aplicado a las Cadenas Costero-Catalanas, donde ya se sugirió que una única compresión N-S podría haber sido la responsable de su estructuración (Guimerà, 1988) aunque, en este caso, la superposición de la extensión neógena complica más su análisis.

Las directrices NO-SE

La arquitectura de la Rama Sur (Castellana) de la Cadena Ibérica es netamente transpresiva (de Vicente *et al.*, 2009). La Falla NO-SE de Somolinos, que representa el lí-

mite con el Sistema Central es una antigua falla normal del *rifting* permo-triásico -como atestigua la diferencia en las potencias de la facies Buntsandstein a un lado y otro de la falla (e.g., Sopena, 1979)- con un movimiento fundamental lateral derecho durante la compresión alpina e inversión parcial en escalones contractivos, como en la Sierra de La Pela, donde se desarrolla una pequeña cuenca cenozoica en su parte meridional (Fig. 6A). Su prolongación hacia el sur representa el límite entre la Cadena Ibérica y la Cuenca de Madrid, pero aquí, con una cobertera mesozoica potente, aparece como una serie de pliegues con trazas axiales muy rectas y de gran recorrido (Fig. 3). La misma disposición estructural aparece en otras fallas NO-SE del interior de la Rama Sur, como la del Alto Tajo (Rodríguez-Pascua y de Vicente, 1998), es decir trazas de pliegues muy rectas y con un gran desarrollo longitudinal, asociados a una falla en dirección en el basamento, con cuencas cenozoicas en escalones contractivos E-O (como las de Zaorejas y Piqueras). La presencia de pliegues escalonados (Atienza, Riba de Santiuste, Sigüenza) indica la actuación de esfuerzos sub-paralelos a las fallas en dirección de orientación NO-SE (Fig. 6). Esta disposición es también indicativa de que su estructura se corresponde con una zona transpresiva relativamente ancha formando, en conjunto, una flor positiva que puede interpretarse como una *tear fault*

afectando, al menos, a buena parte de la corteza superior, en la que se compensaría horizontalmente el acortamiento acumulado en el Sistema Central. En cualquier caso, no se excluye la presencia de cabalgamientos NO-SE mediante, de nuevo, un proceso de partición de la deformación (de Vicente *et al.*, 2009) menos individualizado -más repartido- que en el caso de la Falla de Messejana-Plasencia y el Sistema Central.

La Rama Norte (Aragonesa) de la Cadena Ibérica parece haberse nucleado sobre fallas tardivariscas que afectaron, al menos, a toda la corteza (Del Río *et al.*, 2013) sin inversión tectónica significativa (Casas-Sainz *et al.*, 2000). Al igual que en la Rama Sur, hay evidencias de transpresión con reparto de la deformación entre desgarres y cabalgamientos (Cortés y Casas-Sainz, 1996), con algunas fallas inversas NO-SE de mayor desplazamiento que llegan a superponer el paleozoico sobre el cenozoico, como las de Morata o del Río Grío (Casas-Sainz *et al.*, 2016).

El borde suroccidental del sector de Cameros-Demanda muestra también una directriz NO-SE. En este caso, parece clara la presencia de cabalgamientos y pliegues de propagación de falla, como los de San Leonardo y San Marcos (Casas-Sainz *et al.*, 2000) nucleados sobre una antigua falla normal cretácica.

La Falla de Ventaniella-Ubierna está situada en la prolongación, dentro de las Montañas Cantábricas, de la Cadena Ibérica. Se trata de un desgarre permo-triásico reactivado durante la Orogenia Alpina. Su movimiento durante el Cenozoico queda puesto de manifiesto por la afectación a materiales mesozoicos y cenozoicos en su terminación meridional, cerca del límite entre las cuencas del Duero y del Ebro, donde dibuja un claro *horse tail splay* compresivo (Fig. 7). Sus características son intermedias entre las de la Falla de Messejana-Plasencia y las Ramas Norte y Sur de la Cadena Ibérica. En las inmediaciones de la falla, se aprecian reorientaciones desde una compresión generalizada N-S hacia las NO-SE, subparalelas al desgarre (Fig. 7). Dentro de las Montañas Cantábricas se han registrado cabalgamientos y paleoesfuerzos de dirección NO-SE (de Vicente *et al.*, 2007b; Alonso *et al.*, 2018), que no concuerdan con la directriz general E-O de la cadena. En este caso, el proceso de

partición de la deformación podría compensarse mediante los cabalgamientos, también NO-SE, que aparecen en el borde occidental de las Montañas Vasco-Cantábricas (o “Cuenca” Vasco-Cantábrica), asociados a paleoesfuerzos NE-SO (*e.g.*, Espina, 1994; Prieto y Vidal, 1995).

En todos los casos mencionados, resulta complicado cuantificar el desplazamiento horizontal asociado a los desgarres y zonas transpresivas NO-SE, bien porque resulta difícil discriminar el movimiento tardivarisco del alpino (Ventaniella), bien por la ausencia de marcadores claros al producirse la deformación también sobre la cobertera (Ibérica). Así las cosas, no es posible hacer un cálculo, ni siquiera aproximado como en el caso de la Falla de Messejana-Plasencia y el Sistema Central, de la suma de las dos deformaciones. Solo cabe mencionar que, si fuesen equivalentes entre sí, o similares al mencionado en el apartado anterior, la compresión regional resultaría en una dirección “norteadá”. Por tanto, la partición de la deformación sería, en estos casos, entre desgarres y cabalgamientos NO-SE.

Discusión

Hasta principios de los años 90 del siglo pasado, no se consolidó la idea de que las Montañas Cantábricas formaban parte del Orógeno Pirenaico (Alonso *et al.*, 1996). Todavía se discute cuán al oeste llegó la orogenia, aunque hay datos de compresiones cenozoicas N-S incluso en el *offshore* -Banco de Galicia- (Druet *et al.*, 2018). Del mismo modo, debemos considerar que la cadena de antepaís del Orógeno Cántabro-Pirenaico la constituyen, tanto la Cadena Ibérica, como el Sistema Central Hispano-Portugués, a la que podríamos denominar como “Cinturón de Deformación Central”, ya que comparten también una evolución y una edad de levantamiento principal similar. Las anisotropías, a escala de la corteza, parecen haber jugado un papel fundamental a la hora de nuclear la deformación cenozoica, independientemente de su orientación. Lo que sí parece haber sido importante es su geometría y, sobre todo su buzamiento. Así, las fallas previas de alto buzamiento -tardivariscas, dique de Messejana-Plasencia e incluso las relacionadas con el proceso de *rifting* permo-triásico-

actuaron, mayoritariamente, como fallas en dirección; al contrario, las fallas extensionales cretácicas de geometría listrica parecen haberse movido fundamentalmente, como cabalgamientos. El origen de los cabalgamientos de piel gruesa del Sistema Central resulta más incierto (excepto en su tramo más occidental donde han rejugado fallas normales cretácicas asociadas a la Cuenca Lusitana). Quizás la presencia del gran batolito granítico tardivarisco en la zona Centro-Ibérica puede haber nucleado la deformación en sus bordes.

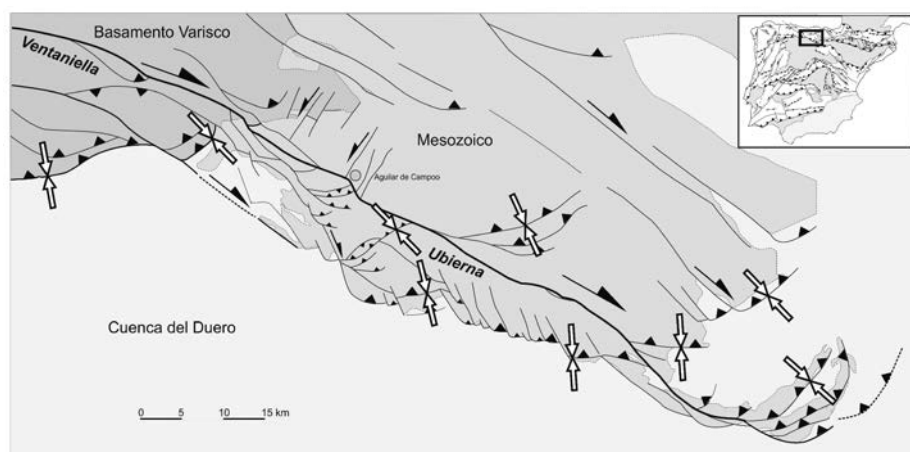


Fig. 7.- Esquema tectónico de la terminación meridional de la Falla de Ventaniella. Se aprecian giros hacia la falla de la compresión regional N-S desde el análisis de las macroestructuras próximas.

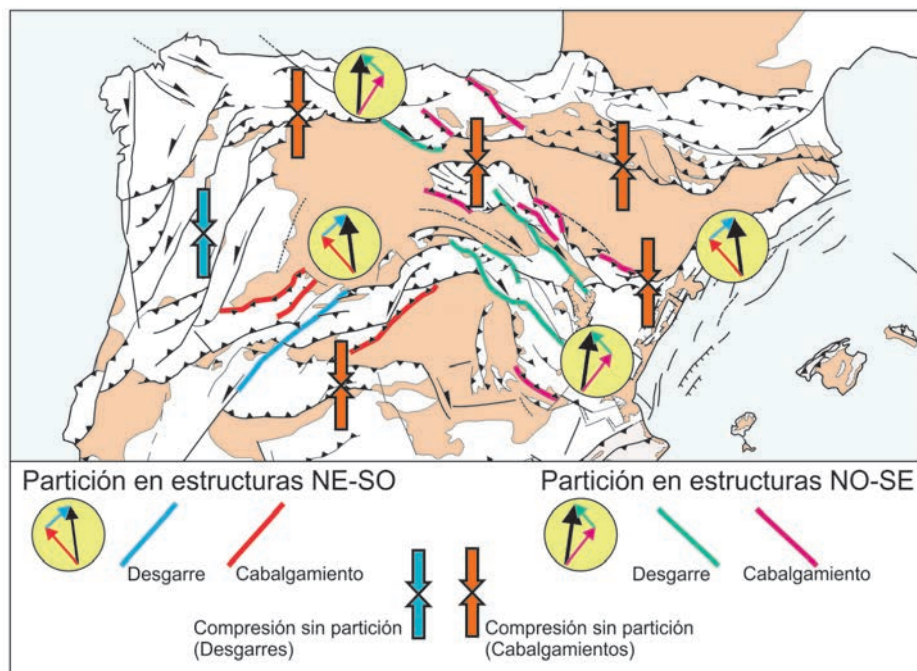


Fig. 8.- Resumen de los procesos de partición de la deformación propuesto para los distintos sectores de las Cadenas Intraplaca de Iberia.

Con estas premisas, resulta más fácil estudiar la deformación cenozoica en las zonas en que la cobertera está ausente o actúa solo como tegumento. Tanto en la Falla de Messejana-Plasencia, como en la de Ventaniella, son evidentes las relaciones macroestructurales que indican que el campo de esfuerzos N-S se reorienta hacia una dirección subparalela a ambos desgarres. Para compensar el acortamiento N-S hubieron de producirse cabalgamientos paralelos a ambas estructuras (partición de la deformación).

Bajo estas premisas, la situación en la Cadena Ibérica puede, quizás, entenderse mejor. Muchos de los pliegues de dirección "ibérica", sobre todo los que tienen trazas muy rectilíneas y de gran recorrido, han de estar asociados a desgarres en el basamento, como la Falla del Alto Tajo. Hay también, sin embargo, cabalgamientos NO-SE (e.g., San Leonardo). Las evidencias de tectónica transpresiva, tanto en la Rama Norte como en la Sur, aún complican más la estructura. Aquí pudieron formarse pliegues escalonados NE-SO ("Guadarrama" o "Béticos") simultáneos a los pliegues en la cobertera a lo largo de los desgarres lateral derechos, así como otros E-O en sus escalones contractivos (Fig. 3). Si, como se ha propuesto, la estructura general en ambas ramas es de tipo flor positiva, discriminar entre cabalgamientos puros NO-SE y cabalgamientos en los bordes de la estructura en flor, puede resultar complicado.

Así, muchos de los "campos" de paleoesfuerzos encontrados sistemáticamente en la Ibérica, han de ser el resultado de reorientaciones locales inducidas por las macroestructuras previas, mediante un proceso de partición de la deformación y transpresión, desde un acortamiento generalizado N-S (NNE-SSO, NNO-SSE o "nortado"), más que a la actuación de sucesivas "fases tectónicas".

La distribución de desgarres y cabalgamientos NE-SO y NO-SE resulta, de este modo, muy simétrica, con los ca-

balgamientos apareciendo sistemáticamente paralelos a la misma distancia en ambos bordes del desgarre principal.

El resumen de las ideas aquí expuestas en relación al proceso de partición de la deformación en las Cadenas Intraplaca de Iberia (y en la Falla de Ventaniella) se resume en la Figura 8.

Fuera de este esquema queda la compresión Bética *s.s.*, mucho más reciente, localizada, corta en duración y con una cuantía de los desplazamientos en las fallas mucho menor. Solo se "retocan" estructuras previas pirenaicas, lo que resulta muy evidente si nos fijamos en el volumen de sedimentos asociados a cada etapa.

Conclusiones

- La deformación principal en el interior de Iberia produjo una serie de discordancias progresivas en los bordes de las cuencas principales de edad muy similar: Luteciense-Chatienense Inferior. Así mismo, la edad del levantamiento principal en las Montañas Cantábricas, el Sistema Central y la Cadena Ibérica deducida desde el análisis de huellas de fisión en apatitos está comprendida entre los 40 y 26 Ma. Dadas las reconstrucciones paleotectónicas de la Placa Ibérica, la deformación ha de tener un origen pirenaico. Las deformaciones relacionadas con el Orógeno Bético son posteriores (entre 16 y 5 Ma), menos intensas y relacionadas con un volumen de sedimentación mucho menor.

- En el interior de Iberia hay una serie de macroestructuras, repartidas por toda la península, que atestiguan la actuación de un campo de esfuerzos N-S generalizado (Montañas Cantábricas, Cameros-Demanda, Montalbán, Gredos, Montes de Toledo, Badajoz y el cinturón de desgarres de Manteigas-Vilarica-Bragança, Penacova-Régua-Verin y Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo).

- La Sierra de Altomira puede explicarse mediante un proceso de escape tectónico de la cobertera hacia el oeste bajo una compresión N-S y condiciones constrictivas de la deformación. Las directrices NO-SE y NE-SO (Ramas Norte y Sur de la Ibérica, Cadenas Costero-Catalanas, sector oriental del Sistema Central y fallas de Ventaniella y Messejana-Plasencia) presentan, tanto cabalgamientos, como fallas en dirección. Si se suman ambos tipos de movimientos mediante una partición de la deformación, la compresión resultante es N-S.

- Los desgarres cenozoicos en zonas sin cobertera muestran estructuras asociadas que indican un giro en la dirección de acortamiento N-S hasta que esta se sitúa subparalelo a la falla. En la Cadena Ibérica se desarrollan es-

estructuras transpresivas en las que se originan, simultáneamente, pliegues de orientaciones diferentes (NO-SE, NE-SO y E-O).

- El factor fundamental que parece controlar el desarrollo de la partición de la deformación es la presencia de estructuras corticales previas. Así, las fallas subverticales se mueven como desgarres, mientras que las que presentaban una geometría lítrica (fallas extensionales cretácicas), lo hacen como cabalgamientos, independientemente de la orientación de ambos tipos de estructuras.

- Bajo esta perspectiva, en las cadenas de antepaís del interior de Iberia, resulta poco adecuado hablar de “fases tectónicas” desde el análisis exclusivo de microestructuras, sin tener en cuenta, en primera instancia, el análisis macroestructural.

Agradecimientos

Las discusiones críticas con el Profesor Ramón Vegas, han posibilitado la redacción de este trabajo. El autor quiere agradecer a los revisores, Juan Luis Alonso y Carlos L. Liesa, por sus estimables comentarios que han contribuido a mejorar el presente trabajo.

Referencias

- Alonso, J.L., Pulgar, J., García-Ramos, J.C., Barba, P. 1996. Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Tertiary basins of Spain*, (P.F. Friend, C. Dabrio, Eds). Cambridge University Press., 214-227.
- Alonso, J.L., Barrón, E., González-Fernández, B., Menéndez-Casares, E., 2018. Presencia de una sucesión paleógena cobijada por el cabalgamiento que separa las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. Implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 64 (en prensa).
- Andriessen, P.A.M., Zeck, H.P., 1996. Fission-tracks constrains on timing of Alpine nappe emplacement and rates of cooling and exhumation, Torrox area, Betic Cordilleras, S. Spain. *Chemical Geology*, 131 (1-4): 199-206.
- Calvo, J., Daams, R., Morales, J., Lopez-Martínez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martin-Suarez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-Gonzalez, A., Portero, J., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J., Mein, P., 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 29-40.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain*, (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Casas-Sainz, A.M., 1992. *El frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos*. Zubia, Monográfico 4, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 219 p.
- Casas-Sainz, A.M., Simón, J.L., Serón, F.J., 1992, Stress deflection in a tectonic compressional field: a model for the north-western Iberian Chain, Spain. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B5): 7183-7192.
- Casas-Sainz, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., Nalpas, T., 2000. Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13: 1-17.
- Casas-Sainz, A., Marcén, M., Calvín, P., Gil, A., Román, T., Pocovi, A., 2016. Deformación varisca, tardivarisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras. *Geo-Temas*, 16 (2): 495-498.
- Cortés, A.L., Casas-Sainz, A.M., 1996. Deformación alpina del zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51-66.
- Cunha, P.P., 1992. Estratigrafía e sedimentología dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Tesis Doctoral, Univ. Coimbra, 262 p.
- Cunha, P.P., Martins, A., 2004. Principais aspectos geomorfológicos de Portugal central, sua relação com o registo sedimentar e a importância do controlo tectónico. En: *Geomorfologia do NW da Península Ibérica*, (M.A. Araújo, A., Gomes, Eds). Universidade do Porto, 155-182.
- Cunha, P.P., Pimentel, N.L., Pereira, D.I., 2000. Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal, A descontinuidade Valesiano terminal-Turoliano. *Ciências da Terra*, 14: 61-72.
- Cunningham, W., Mann, P., 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London, Special Publications*, 290 (1): 1-12.
- de Boer, Z.J., 1992. Stress configurations during and following emplacement of ENA basalts in the northern Appalachians. *Special Paper of the Geological Society of America*, 268: 361-378.
- de Bruijne, C.H., Andriessen, P.A.M., 2002. Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349: 161-184.
- de Vicente, G., 1988. Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central- Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 317 p.
- de Vicente, G., 2009. Partición de la deformación Cenozoica intraplaca en el Sistema Central. *Geogaceta*, 46. 23-26.
- de Vicente, G., Muñoz-Martín, A., 2012. The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. *Tectonophysics*, 602: 259-285.
- de Vicente G, Vegas R., 2009. Large-scale distributed deformation-controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: tectonic constrains. *Tectonophysics*, 474: 124-143.
- de Vicente, G., Vegas, R., Martín, A.M., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S.A.P.L., Olaiz, A., 2007a. Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 335-381.
- de Vicente, G., González-Nistal, S., Muñoz-Martín, A., Vegas, R., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., de Vicente. R., 2007b. El cabalgamiento cenozoico de Boinás (Cordillera Cantábrica, España). *Geogaceta*, 42: 7-10.
- de Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J., Fernández-Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27: 1-22.
- de Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sainz, A., Sopena, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470 (3): 224-242.
- de Vicente G, Cloetingh S, Van Wees J.D., Cunha P.P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502 (1-2): 38-61.

- de Vicente, G., Cunha, P.P., Cabral, J., Heredia, N., Martín-González, F., Garzón, G., Tejero, R., Muñoz-Martín, A., Pereira, D., Vegas, R., Gomes, A., Brum da Silveira, A., Rodríguez-Fernández, L.R., Antón, L., Cloetingh, S., Fernández-Lozano, J., 2012. On the origin and tectonic significance of late Cenozoic alluvial fans in Iberia. *Geo-Temas*, 13.
- Del Río, P., Stuart, L., 2006. Historia del levantamiento tectónico de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica, España): restricciones en base a cronología mediante huellas de fisión y (U-Th)/He en apatitos. *Geogaceta*, 40: 7-10.
- Del Río, P., Casas, A., Villalain, J.J., Mochales, T., Soto, R., Olivarcia, B., 2013. Interpretation of gravimetric and magnetic anomalies in the Cameros Basin (North Spain): combination of deep and shallow sources. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57: 442-459.
- Druet, M., A. Muñoz-Martín, A., Granja-Bruña, J.L., Carbó-Grosabel, A., Acosta, J., Llanes, M.P., Ercilla, G., 2018. Crustal structure and continent-ocean boundary along the Galicia continental margin (NW Iberia): insights from combined gravity and seismic interpretation. *Tectonics*, 37 (5): 1576-1605.
- Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B., Ugidos, J.M., 1998. A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 1110-1115.
- Espina, R.G., 1994. Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 137-150.
- Fillon, C., Pedreira, D., van der Beek, P.A., Huisman, R.S., Barbero, L., Pulgar, J.A., 2016. Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics*, 35: 339-356.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faulting and internal deformation adjacent to Southeast Asia and Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77: 4432-4460.
- Guimerà, J., 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 600 p.
- Jones, R.R., Tanner, P.W.G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17: 793-802.
- Lettis, W.R., Hanson, K.L., 1991. Crustal strain partitioning: implications for seismic hazard assessment in western California. *Geology*, 19: 559-562.
- Liesa, C.L., 2000. Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 760 p.
- Liesa, C.L., 2011. Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 49-68.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2004. Modelos de inversión positiva en sistemas de fallas normales en gradierío: los márgenes de las cuencas extensionales cretácicas en la Cordillera Ibérica centro-oriental. *Geotemas*, 6 (5): 229-232.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2007. A Probabilistic approach for identifying independent remote compressions in an intraplate region: The Iberian Chain (Spain). *Mathematical Geology*, 39: 337-348.
- Martín-Velázquez, S., de Vicente, G. 1995. Paleoesfuerzos alpinos en el borde suroccidental de la cuenca de Madrid (Montes de Toledo). *Geogaceta*, 18: 11-14.
- McCaffrey, R., Zwick, P.C., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens, C.W., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C., 2000. Strain partitioning during oblique convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modelling. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B12): 363-376.
- Michael, A.J., 1990. Energy constraints on kinematic models of oblique faulting: Loma Prieta versus Parkfield-Coalinga. *Geophysical Research Letters*, 17: 1453-1456.
- Molnar, P., 1992. Brace-Goetze strength profiles, the partitioning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress-heat flow paradox of the San Andreas Fault. En: *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, (B. Evans, T.-E. Wong, Eds) *Academic Press, London*, 435-459.
- Muñoz-Martín, A., 1997. Evolución geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 320 p.
- Pérez-González, A., 1979. El límite Plioceno-Pleistoceno de la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos del Neógeno y del Cuaternario*, 9: 19-32.
- Pimentel, N.L., 1997. O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Tesis Doctoral, Univ. Lisboa, 381 p.
- Portero, J.M., Olivé, A., 1983. El Terciario del borde meridional de Guadarrama y Somosierra. En: *Libro jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I*, (J. Comba, Ed). IGME, Madrid, 527-534.
- Prieto, J.O., Vidal, P., 1995. Nuevo modelo tectónico interpretativo, para la Cuña de Ramales (Cantabria), y su relación con la zona noroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *MUNIBE (Ciencias Naturales - Natur Zientziak)*, 47: 29-36.
- Rodríguez-Pascua, M.A., 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.
- Sopeña, A., 1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la Provincia de Guadalajara. Permian and Triassic stratigraphy of northwestern Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*, 5, 329 p.
- Spakman, W., Wortel, R. 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics. En: *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, (W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, P. Ziegler, Eds), 31-52.
- Stich, D., Martín, R., Batlló, J., Macià, R., Mancilla, F.L., Morales, R., 2018. Normal faulting in the 1923 Berdún earthquake and postorogenic extensión in the Pyrenees. *Geophysical Research Letters*, 45: 3026-3034.
- Tejero R., Gómez-Ortiz, D., Garzón-Heydt, G., Tsige, M., Fernández-García, P., Ortega, J., Babín, R., Pellicer, M.J., Cabeza, M., Jiménez-Díaz, A., 2012. La estructura de las Vegas Bajas del Guadiana. *Geo-Temas*, 3: 309-312.
- Vergés, J., 1999. Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. *Servei Geològic, Monografia Tècnica*, 7, 192 pp.
- Villamor, M.P., 2002. Cinemática terciaria y cuaternaria de la falla de Alentejo-Plasencia y su influencia en la peligrosidad sísmica del interior de la península ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 343 p.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Oppenheimer, D., Reasenberg, P., Jones, L., Raleigh, C.B., Wong, I.G., Scotti, O., Wentworth, C., 1987. New evidences on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science*, 238: 1105-1111.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 17-6-2018

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 10-9-2018

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 14-9-2018