

El Pirineo en el marco de la Tectónica de Placas

Pyrenees and Plate Tectonics

ANTONIO CASAS

Grupo de investigación Geotransfer (IUCA). Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.
Email: acasas@unizar.es

Resumen A pesar de sus modestas dimensiones y de su grado de deformación relativamente moderado, el Pirineo es una de las cordilleras más y mejor estudiadas del planeta. Por ello, la cadena constituye un ejemplo excelente para examinar la evolución de las teorías orogénicas en relación con la Tectónica de Placas. En este trabajo se exponen diferentes modelos tanto a escala de placa como de cadena o de estructuras cartográficas que muestran la evolución y aplicación de dichas teorías orogénicas a la Cordillera Pirenaica. Esta presenta una serie de elementos característicos: fábrica varisca muy marcada, distribución de depocentros desigual a lo largo de la cadena y también en dirección transversal, rocas de origen mantélico en superficie emplazadas en estado sólido, importante desarrollo de foliación durante la etapa compresiva en el Cenozoico, disarmonía entre las estructuras del basamento Paleozoico y la cobertera Mesozoica y Cenozoica debido a un importante nivel de despegue que también tiene importancia en el desarrollo de procesos diapíricos, desarrollo y conservación excepcional de las cuencas de antepaís y de *piggyback*, la asociación del desarrollo de estructuras con la rotación de Iberia o el sentido de la subducción cortical de Iberia bajo Europa, entre otros, que los diferentes modelos han abordado a lo largo del tiempo. Un repaso a cómo se han intentado explicar estas peculiares características sirve también como acicate para reflexionar sobre los entresijos de las teorías orogénicas y la Tectónica Global.

Palabras clave: Cabalgamiento, compresión, Pirineos, placa Ibérica, Tectónica global.

Abstract *In spite of being a relatively small mountain chain and the low shortening rates with respect to actual orogens, the Pyrenees are one of the best and most studied chains in planet Earth. Because of this reason, this chain is an excellent example to examine the evolution of orogenic theories in relation to Plate Tectonics. In this work, different models are exposed, both at the plate and the mountain chain scale and sometimes at the individual structures level, that show the evolution and application of those theories to the Pyrenean chain. This one presents a series of particular features: a very strong Variscan fabric, irregular distribution of depocentres of sedimentary basins along and across the chain, mantelic rocks emplaced in solid-state conditions, significant development of foliation during the Cenozoic compression, basement-and-cover distribution of structures related to an important detachment level (Upper Triassic) where diapiric structures were also rooted, development and preservation of foreland and piggyback basins, association of structures with counterclockwise rotation of the Iberian plate, the sense of crustal subduction of Iberia below Europe, among others, that the different exposed models have taken into account. A review of how these features have been explained along time also gives clues to understand orogenic theories in the frame of Global Tectonics.*

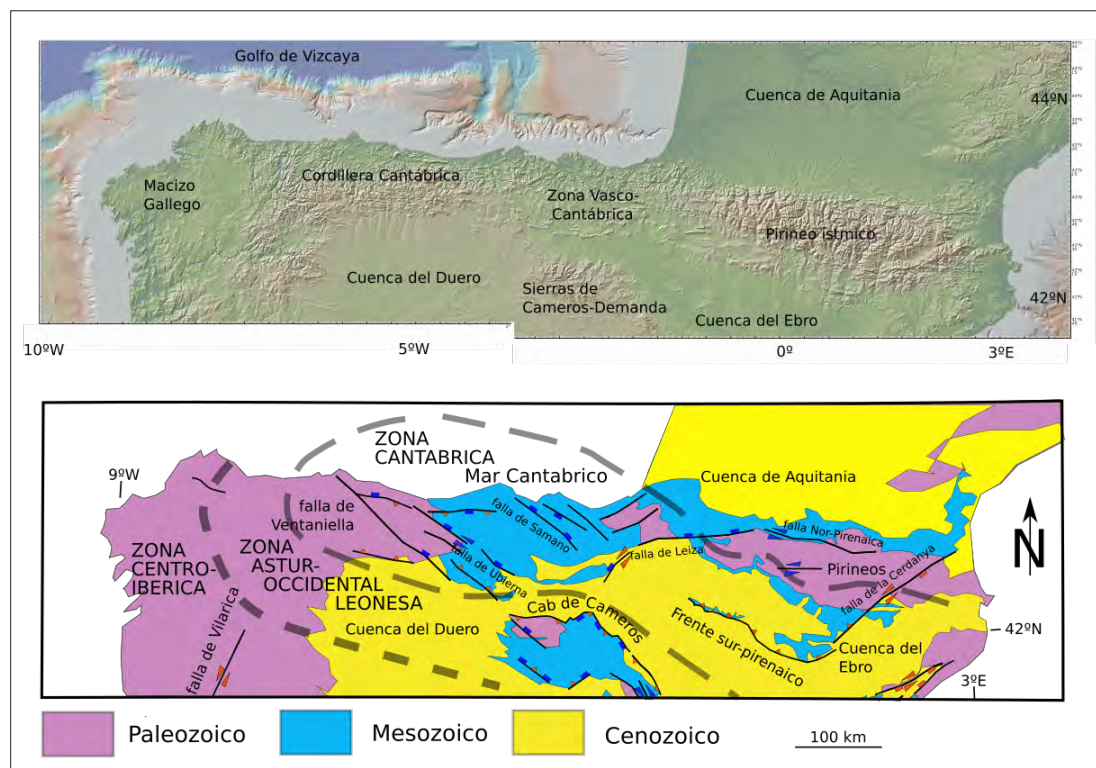
Keywords: *Compression, Global Tectonics, Iberian plate, Pyrenees, thrust.*

INTRODUCCIÓN

El Pirineo es probablemente una de las cadenas que mejor refleja la evolución de las teorías orogénicas en los últimos dos siglos, tanto a escala de la formación de la cadena de montañas como de las estructuras de menor escala ligadas a la formación de las mismas. A ello ha contribuido la cantidad ingen-

te de estudios geológicos realizados en la cordillera (ver, como ejemplo, los datos de fábricas magnéticas, Pocoví Juan et al., 2014), tanto por su accesibilidad como por el interés geológico y la calidad y variedad de los afloramientos existentes. Por estas razones se ha ido convirtiendo en un laboratorio natural para la comprobación y desarrollo de modelos geológicos de muy distinto tipo (sedimentológicos,

Fig. 1. Esquema topográfico (A, obtenido a partir de GeoMapApp) y geológico (B) del Pirineo. División en zonas del Paleozoico según García-Sansegundo et al. (2011).



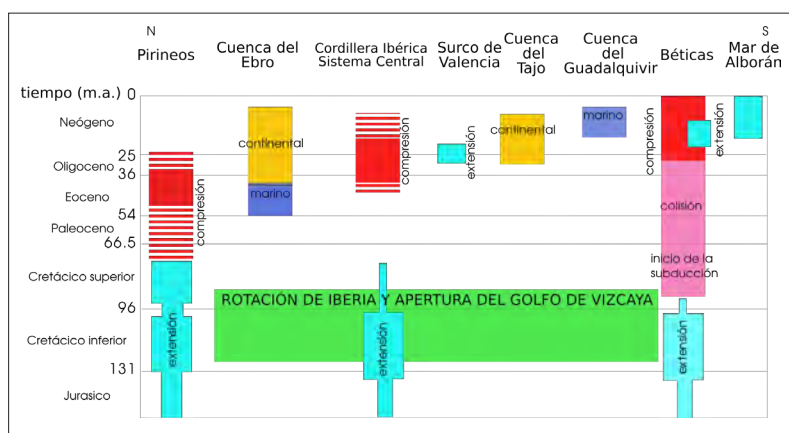
evolución de cuencas, estructurales, petrológicos, etc.). Sus posibilidades didácticas para todos los niveles también se hacen sentir en el número de visitantes en relación con centros universitarios de todo el planeta y con el reciente desarrollo del turismo geológico. En este artículo haremos un repaso de cómo se han aplicado los modelos vigentes sobre la orogenia en cada momento histórico, antes y después de la consolidación del paradigma de la Tectónica de Placas, después de un repaso de los principales hitos en la historia geológica del Pirineo que todas las teorías han intentado explicar.

Desde el punto de vista geográfico y geológico, el Pirineo está formado por dos sectores bien diferenciados: Cordillera Cantábrica y Pirineo ístmico (Fig. 1A), que responden también a dos tipos de interacción entre la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica (Capote et al., 2002). En conjunto, la longitud de la cordillera es de unos 1000 km, con anchuras variables, de una media de 100 km y máximas de 150 km. Hacia los extremos occidental y oriental los relieves pirenaicos se desdibujan, aunque estruc-

turas equivalentes pueden encontrarse en el fondo oceánico al oeste de Galicia y en las Corbières en el Languedoc. La cadena alcanza sus máximas altitudes en la zona central del istmo (con una envolvente en torno a los 3000 m.s.n.m.), que en la Cordillera Cantábrica se reduce a los 1500-2000 m.s.n.m. (Fig. 1). La zonación transversal de la cadena muestra un núcleo (denominado Zona Axial en el Pirineo ístmico) de materiales Paleozoicos, rodeados por el norte y el sur por una orla de rocas mesozoicas y cuencas cenozoicas (Fig. 1B), tanto de origen marino como continental.

Esta zonación transversal está muy clara en la zona central del Pirineo ístmico, y no tanto en el Cantábrico, ya que por ejemplo en las transversales de la cuenca Vasco-Cantábrica no aparecen rocas paleozoicas, que sí son en cambio las dominantes en la Cordillera Cantábrica o sector Asturiano. Existe por tanto también una zonación longitudinal que hace que las transversales N-S realizadas en diferentes meridianos difieran considerablemente en su estructura, lo cual añade variaciones interesantes que permiten contemplar aspectos diferentes de su evolución geológica.

Fig. 2. Principales eventos registrados por la placa Ibérica durante el Mesozoico y Cenozoico. Modificado de Casas-Sainz y Faccenna (2001).



RELACIÓN DEL PIRINEO CON LA EVOLUCIÓN DE LA PLACA IBÉRICA

El Pirineo constituye la cadena que separa la península Ibérica de Europa, con una evolución que recoge los principales eventos ocurridos en Europa occidental desde el Carbonífero hasta la actualidad (Fig. 2). Durante la orogenia Varisca, el Pirineo formaba parte de las ramas sur y norte del arco hercínico del macizo Ibérico, incluyendo varias zonas (Cantábrica y Astur-Occidental Leonesa en el Pirineo cantábrico y sus equivalentes de la rama norte en el

Pirineo ístmico), con un incremento en deformación y metamorfismo de oeste a este en general en las dos zonas. El eje del arco se situaría en el sector de la cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1B). La estructura varisca está caracterizada por pliegues asociados a foliaciones y cabalgamientos de bajo ángulo (Fig. 3A). La vergencia de las estructuras hercínicas, hacia el E en el Pirineo cantábrico y hacia el sur en el Pirineo ístmico será un factor de primer orden a la hora de condicionar la orientación de las estructuras extensionales y compresivas durante la evolución Mesozoica y Cenozoica de la Cordillera.

El período post-orogénico, que abarca el Stephaniano y el Pérmico está caracterizado por cuencas de poca continuidad lateral y fuerte espesor de sedimentos (de más de 1000 m en algunos casos), de origen continental (Fig. 3B, C). Además de las facies rojas (Fig. 3D) son característicos los depósitos de carbón y rocas ígneas de tipo extrusivo (coladas y depósitos volcanoclásticos, Gisbert, 1981) como hipovolcánico (diques y sills). Algunos edificios volcánicos de esta etapa también se han preservado, fosilizados en parte por las facies rojas. El período tardiorogénico también está caracterizado por la intrusión de grandes cuerpos graníticos, que afloran a lo largo de la Zona Axial.

Durante el Mesozoico la evolución en términos de cuencas sedimentarias en el dominio pirenaico es muy similar al resto de la placa Ibérica y Euroasiática. Las cuencas triásicas y jurásicas son de tipo extensional, en ambientes continentales primero (Triásico inferior), que después pasan a marinos, con sucesivas transgresiones y regresiones ligadas normalmente a cambios eustáticos. La proximidad al trópico contribuyó a favorecer la sedimentación de evaporitas durante el Triásico superior que, más tarde, tendrán un papel muy importante tanto durante la etapa extensional como durante la compresiva. Sin embargo, a finales del Cretácico Inferior se produce la individualización como tal de Iberia en relación a Europa con el giro antihorario de la (ahora) microplaca Ibérica y la formación de corteza oceánica en su margen norte. Este es uno de los episodios de mayor importancia en la evolución del Pirineo, durante el cual se produce (al menos parcialmente) la exhumación del manto superior y, como veremos más adelante, no está exento de polémica científica. Después del Albiense-Cenomaniense la sedimentación se concentra en determinadas zonas (cuenca Vasco-Cantábrica, Cotiella-Bóixols) y especialmente en la zona Norpirenaica, donde las turbiditas componen la mayor parte del relleno de las cuencas.

Tampoco hay demasiadas evidencias de cuándo y cómo cambia el régimen extensional a compresivo en la mayor parte del Pirineo, debido también en parte a la interferencia del diapirismo que, al generar discordancias locales, puede enmascarar la señal tectónica en áreas de cobertera. Hacia mediados del Cretácico Superior aparecen discordancias que se asume que podrían mostrar ese cambio de régimen y el inicio de la convergencia (que se muestra de forma más palpable hacia el E del Tethys) entre las placas Euroasiática y Africana. Durante la etapa en que la convergencia se manifiesta sobre todo en el Pirineo, África e Iberia se comportan de una forma más o menos solidaria y, a medida que avanza

el Oligoceno y sobre todo el Mioceno, el límite de placas o las zonas con mayor actividad tectónica se van trasladando progresivamente hacia el sur de la microplaca (Casas-Sainz y Faccenna, 2001, Fig. 2).

La orogenia pirenaica es probablemente uno de los ejemplos más interesantes y didácticos de evolución de cuencas en relación con la denominada “subducción cortical” de Iberia bajo Eurasia, desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno (Fig. 4). Después de la etapa de sedimentación turbidítica en el Cretácico Superior (sobre todo el norte de la falla Norpirenaica), se instala un régimen de plataformas someras en todo el ámbito pirenaico (y gran parte

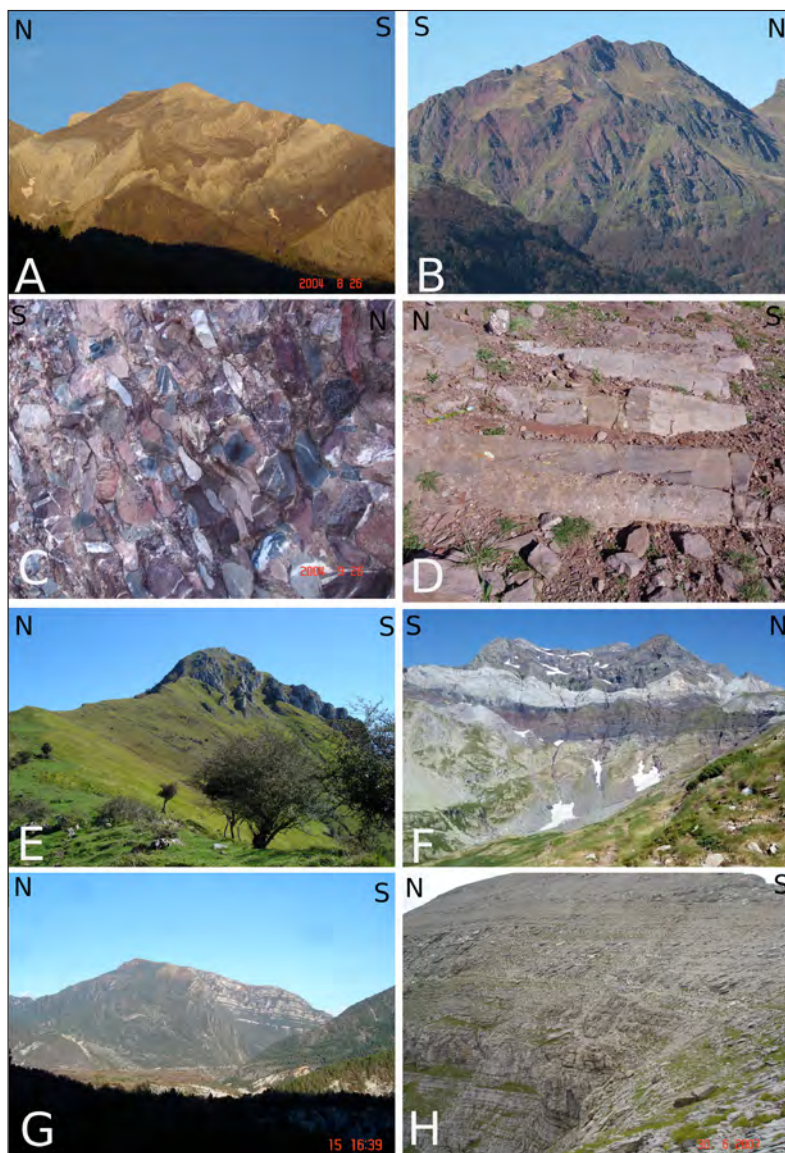
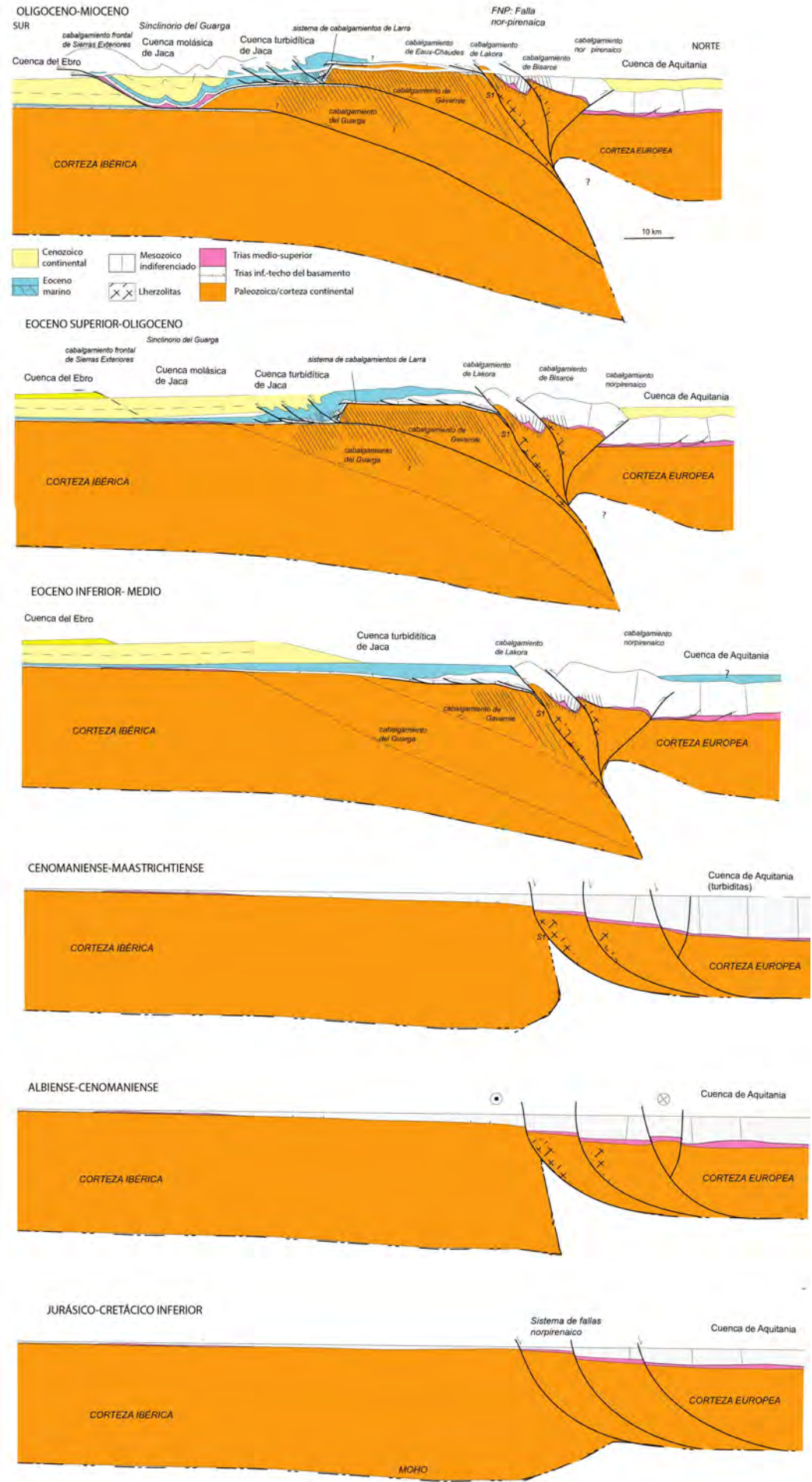


Fig. 3. Fotografías que muestran algunos aspectos de la estructura Varisca y Alpina del Pirineo. A. Pliegues y cabalgamientos variscos en el pico de Posets/Tuca de la Llardana (valles de Benasque/Chistau, Huesca). B. Pliegues de vergencia sur en el Permo-Triásico de la Zona Axial de la Vallée d'Aspe (Béarn). C. Deformación de los cantos de los conglomerados Pérmicos en Candanchú (Zona Axial, valle del Aragón). D. Capas horizontales invertidas de las têtes plongéantes de la zona de las Nogueras (Laspaúles, Huesca). E. Afloramiento de lherzolitas del pico Sarailhé (Zona Norpirenaica, Vallée d'Aspe, Béarn). F. Cabalgamiento de Gavarnie en el Circo de Barrosa (cercano a Bielsa, Huesca), fotografía de Ruth Soto. G. Anticlinal de Boltaña, en la cobertera despegada hacia el sur. El pliegue tiene dirección N-S y vergencia al oeste. H. Foliación alpina con buzamiento norte en capas horizontales de calizas del Paleoceno (Valle de Ordesa, Huesca).

Fig. 4. Cortes geológicos que muestran la evolución del Pirineo a lo largo de su historia geológica. Se recomienda consultar la versión digital.



del entorno del Mediterráneo) en el que se sedimentan las calizas del Paleoceno, coincidiendo también con un máximo de temperatura. Localmente en esta etapa, y de forma generalizada ya a partir del Eoceno inferior en el dominio pirenaico, se generan las cuencas de antepaís ligadas a los cabalgamientos del basamento de la Zona Axial. En el sector centro-occidental del Pirineo ístmico (que se muestra como ejemplo en la figura 4, aunque hay que tener en cuenta que cada transversal del Pirineo es diferente) la flexión cortical originada por el cabalgamiento más septentrional (Eaux-Chaudes-Lakora) sería responsable de la subsidencia y formación de la cuenca turbidítica de Jaca-Pamplona en la zona Surpirenaica (Labauume et al., 1985; Teixell, 1998) (Fig. 4, Eoceno inferior-medio). Hacia el este (cuenca de Tremp-Graus) hay una transición hacia facies más continentales o más someras, que muestran una polaridad de la cuenca hacia el oeste. La diacronía del máximo de subsidencia (migrando desde el este hacia el oeste) se asocia también a la migración del movimiento de los cabalgamientos importantes en ese mismo sentido (Soto et al., 2006). El surco turbidítico fue cambiando hacia facies marinas más someras durante el Eoceno, para acabar en cuencas continentales (fluviales) con polaridad atlántica en la mitad occidental del Pirineo ístmico y mediterránea en la zona oriental. La subsidencia en esta etapa se considera ligada al cabalgamiento de Gavarnie, que sería el responsable del levantamiento de la Zona Axial (Fig. 4, Eoceno superior-Oligoceno). Las etapas finales del relleno de las cuencas surpirenaicas están asociadas a sedimentación transicional en los dos extremos de la cordillera (los depósitos salinos de potasas de Navarra y Cardona), que finalmente se convirtió en endorreica por el cierre completo de la cuenca del Ebro. El centro de la sedimentación se traslada al sector central de la cuenca del Ebro (yesos y sales de Zaragoza), aunque la subsidencia siguió siendo máxima en las proximidades del cabalgamiento frontal surpirenaico, donde actualmente llegan a encontrarse potencias de más de 4000 m de sedimentos subhorizontales (Lanaja, 1987). El levantamiento de las zonas internas y de las antiguas cuencas de antepaís (que en esta etapa se convierten en cuencas de *piggy-back*) está en relación con el cabalgamiento del Guarga (en el sector occidental del Pirineo, Fig. 4, Oligoceno-Mioceno) y la lámina de Orri en el sector central. Ninguna de ellas aflora, pero su existencia se manifiesta en el plegamiento y exhumación de la cobertera mesozoico-cenozoica situada por encima.

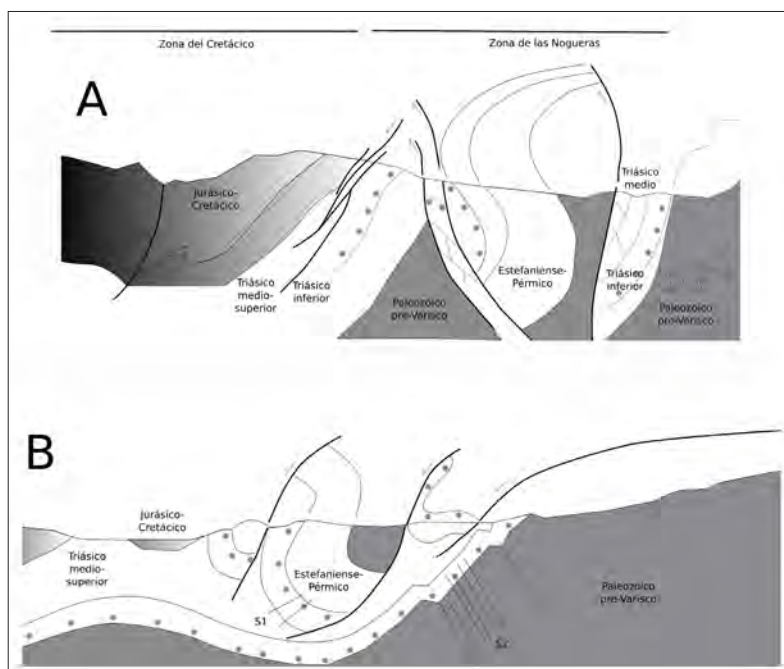
A partir del Oligoceno superior-Mioceno inferior los movimientos ligados a la tectónica compresiva en el dominio pirenaico tienen mucha menor magnitud y se manifiestan, más bien, en el sector de la cuenca Vasco-Cantábrica. En general, la deformación compresiva dentro de la placa Ibérica ha tendido a migrar desde el norte hacia el sur a lo largo del Cenozoico, de modo que la convergencia se manifestaba de forma más patente en el Oligoceno en la Cordillera Ibérica y Sistema Central, y a partir del Mioceno en la Cordillera Bética. La extensión del margen mediterráneo tiene reflejo sobre todo en la fosa de la Cerdanya, que corta la cadena y presenta dirección concordante con los sistemas de fallas

normales del litoral catalán. Otras fallas normales que aparecen en la Zona Axial (Ortuño et al., 2008) han sido interpretadas como efecto de *gravitational spreading* (también conocido como *sackung*). Se interpreta que, aunque están relacionadas con el campo de esfuerzos local asociado con el relieve, también pueden tener consecuencias a nivel de generación de terremotos.

EL PIRINEO Y LAS TEORÍAS VERTICALISTAS. IDA Y VUELTA DEL DIAPIRISMO.

La polémica entre fijismo y movilismo no afectó únicamente a los aspectos de movimiento de las masas continentales. A escala más pequeña, viene expresada por la discusión entre verticalistas y horizontalistas. Algunos modelos intentan explicar los contactos anormales entre unidades (materiales más antiguos superpuestos a más modernos) mediante cabalgamientos o tectónica tangencial. Sin embargo, una buena parte de las deformaciones han intentado ser explicadas mediante movimientos verticales, es decir, utilizando fallas de alto buzamiento que serían las responsables de dichos contactos. En relación con esto están los conceptos de “aloctonía”, cuando se considera que las unidades cabalgantes proceden de ámbitos paleogeográficos diferentes, frente a “autoctonía”, en la cual se considera que no se han producido desplazamientos importantes en la horizontal (fallas por tanto subverticales) y la procedencia de los materiales de ambos bloques es de ámbitos cercanos. El caso extremo quizá es la interpretación durante los años 60-70 de las “*têtes plongées*” de la zona de las Nogueras por parte de los investigadores de la escuela de Leiden (que realizaron probablemente el proyecto más importante de cartografía del Paleozoico de la Zona Axial pirenaica que se conoce, y que ha marcado un hito en el conocimiento de la cadena). En las interpretaciones de este sector se intenta justi-

Fig. 5. Explicaciones de los anticlinales sinformes (o *têtes plongées* del Pirineo) de acuerdo con las hipótesis “autoctonistas” (A, modificado de Mey, 1968) y “aloctonistas” (B, modificado de Séguret, 1972).



ficar la existencia de unidades alóctonas mediante fallas de muy alto buzamiento que deberían haber funcionado de forma muy complicada para llegar a dar la estructura actual (Fig. 5, ver también Santanach, 2008).

El diapirismo o tectónica salina se encuentra también relacionada con estos conceptos. Considerada durante algunas décadas (años 60-70 del siglo pasado, anterior a la aceptación total del paradigma de la Tectónica de Placas) como un objeto de alto interés (los estudios de los diapiros de la zona Vasco-Cantábrica del Pirineo son un buen ejemplo, Brinkmann y Logters, 1968, ver también Pinto et al., 2005, Fig. 6), sobre el cual se desarrollaron publicaciones cubriendo los aspectos geométricos, geofísicos y reológicos, pasó prácticamente al olvido durante las décadas en las que la tectónica de cabalgamientos y los movimientos extensionales (movimientos en la horizontal, relacionables a su vez con la tectónica tangencial entre placas) dominaban el panorama tectónico. En los últimos años, espoleado por el interés de la industria petrolera, ha vuelto de nuevo a ser un objeto de interés para explicar la evolución tectónica y sedimentaria de algunas áreas del Pirineo, tanto durante la etapa extensional como durante la compresiva (Saura et al., 2016). Puesto que durante el Mesozoico el Pirineo (y en general toda la placa Ibérica) pasó por latitudes tropicales, y el inicio de la apertura tanto del Atlántico como del Tethys favorecieron la existencia de mares someros y ambientes restringidos, la generación y sedimentación de evaporitas se produjo de forma masiva, especialmente durante el Triásico superior (las denominadas facies Keuper, extendidas por gran parte de Europa Occidental). Este episodio influirá de forma considerable tanto en la evolución mesozoica (en la cual se forman diapiros durante las etapas extensionales, especialmente en el sector Vasco-Cantábrico de la Cordillera), como en la Ceno-

zoica, ya que la existencia de un nivel de despegue importante y continuo favorece la propagación de la deformación compresiva (en este caso los cabalgamientos) tanto hacia el sur como hacia el norte de la Zona Axial.

Existen otros niveles evaporíticos importantes, además del Triásico superior, en concreto depositados durante la etapa de sedimentación transicional y continental en la zona sur del Pirineo debido al efecto de pantalla climática tras su levantamiento compresivo durante el Eoceno. Los niveles de sal y otras evaporitas sirvieron también como nivel de despegue para los cabalgamientos, en este caso únicamente los surpirenaicos, pero debido a su menor extensión en el conjunto del dominio pirenaico, su influencia como motor de diapirismo ha sido algo más limitada que en el caso de los niveles triásicos.

LE “GLISSEMENT GRAVITAIRE” Y LA TECTÓNICA DE ZÓCALO Y COBERTERA

Los primeros intentos de relacionar la estructura pirenaica con movimientos propiamente compresivos (convergencia) están relacionados con las teorías orogénicas anteriores a la tectónica de placas. De hecho, Argand (1924) propuso para los Alpes un modelo en el cual el núcleo de la cadena se eleva por deformación dúctil y las coberteras, favorecidas por la existencia de un nivel de despegue se desplazan gravitacionalmente hacia los flancos dando lugar a superposiciones y cabalgamientos (Fig. 7A). Con la cartografía de zócalo y cobertera del Pirineo central bien establecida, Séguret (1972) y Choukroune y Mattauer (1978) y Choukroune (1992), pertenecientes a las universidades de Toulouse y Montpellier definieron lo que sería el primer modelo sólido basado en las estructuras compresivas más importantes que aparecen en el Pirineo: la foliación de la

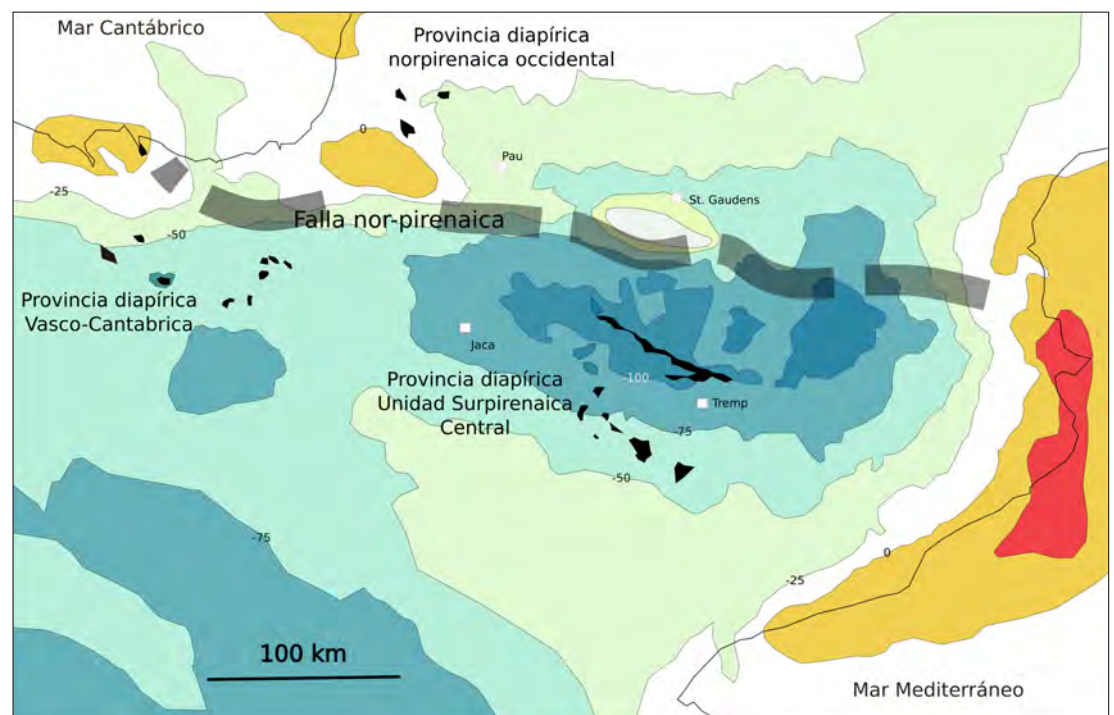


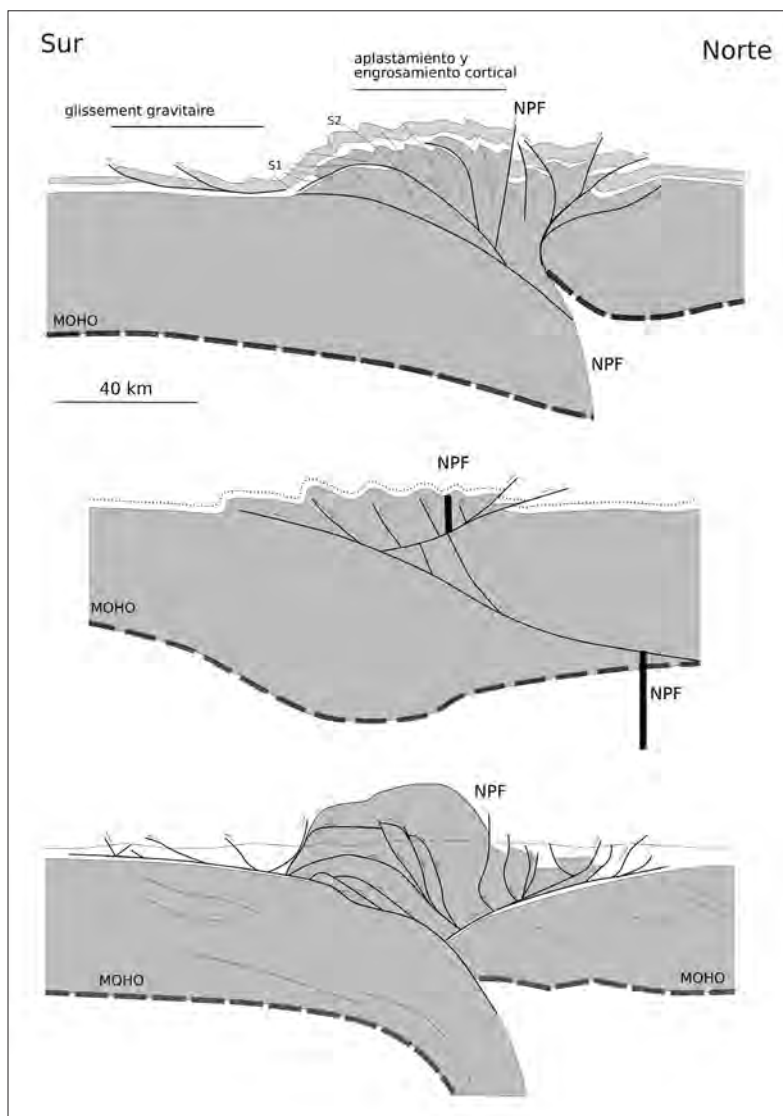
Fig. 6. Mapa gravimétrico (anomalía de Bouguer) simplificado del Pirineo (a partir de Casas et al., 1997) y provincias diapíricas más importantes del Pirineo.

Zona Axial (ver Fig. 3C) y los cabalgamientos en las coberteras despegadas norte y sur. En este modelo la “auténtica” cadena de montañas, formada a partir de la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática sería la Zona Axial, donde la tectónica compresiva se manifiesta mediante la foliación alpina (y algunos cabalgamientos de zócalo, ver Fig. 3F), muy desarrollada en todo el Pirineo ístmico occidental y zona Vasco-Cantábrica, y progresivamente menos frecuente hacia el Este.

Dentro de estos modelos, uno de los escollos de cara a definir el patrón de orientación de la foliación alpina en materiales paleozoicos ha sido la semejanza en orientaciones de ambas en muchos lugares y la ausencia de una cobertera Meso-Cenozoica sobre la Zona Axial. En muchos lugares se observa una perfecta continuidad entre la foliación en las rocas paleozoicas y en las mesozoicas, lo que habla o bien de una reactivación (o reorientación) de la foliación Varisca o bien de la neoformación de una nueva familia de planos de foliación dentro de las propias rocas paleozoicas. La deformación dúctil sería en este caso la responsable de la formación de los altos relieves pirenaicos, así como del engrosamiento cortical (Fig. 7A).

La deformación de la cobertera asociada a este modelo se resuelve mediante deslizamientos gravitacionales relacionados con i) el levantamiento de la Zona Axial y ii) un rozamiento muy bajo en el nivel de despegue del Triásico superior, para toda la orla en torno a la Zona Axial (y su prolongación hacia el oeste en la zona Vasco-Cantábrica). Ambos factores traen como consecuencia el deslizamiento y la formación de grandes mantos de corrimiento con superposiciones anómalas de los materiales mesozoicos y cenozoicos, especialmente en la Zona Surpirenaica. El paradigma de cabalgamientos asociados a deslizamientos gravitacionales era unánimemente aceptado en la época y proporcionaba una explicación satisfactoria a la continuidad longitudinal y transversal de las láminas de cabalgamiento, favorecidas por una alta presión de fluidos (Hubbert y Rubey, 1959). Una cita clásica sobre este tema es que el problema no es cómo poner en marcha los cabalgamientos, sino cómo pararlos (ver Davis et al., 2011).

En el modelo de las escuelas de Montpellier y Toulouse existía una estructura de gran relevancia (que lo sigue siendo actualmente) que es la falla Norpirenaica. Esta estructura, considerada como el límite entre las placas Ibérica y Euroasiática, que recorre al menos todo el Pirineo ístmico y parte del Cantábrico, está marcada por la presencia de rocas mantélicas en superficie y un gran salto en las series sedimentarias mesozoicas, que sobre la Zona Axial son relativamente delgadas, y en cambio alcanzan espesores de miles de metros en la zona Norpirenaica. La falla Norpirenaica era reconocible también a partir de datos geofísicos (por el cambio de espesor de la corteza continental), tanto en la gravimetría (Fig. 6) como en la prospección sísmica de refracción, y se suponía que marcaba un contrafuerte similar a las suturas en los orógenos de colisión, de modo que las vergencias de las estructuras (fundamentalmente asociadas a la foliación) cambiaban a ambos lados de ella. De esta manera, la Zona Axial



Pirenaica se asemejaba a otros orógenos más estudiados hasta el momento como podrían ser los Alpes (Fig. 7A).

Es interesante destacar asimismo que durante el tiempo en que el paradigma de deformación dúctil en la Zona Axial-deslizamiento gravitacional en los materiales de cobertera estuvo vigente, la convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática se entendía (como es natural) como una subducción de la placa Euroasiática bajo la Ibérica. Esto es lo que podía (utilizando el método deductivo) esperarse de una corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya que se estaba aproximando hacia la placa Ibérica continental más gruesa (Boillot y Capdevila, 1977; Boillot, 1984; Boillot y Malod, 1988). En el Pirineo ístmico la situación podría haber sido la misma, ya que por datos gravimétricos se conocía también que la placa Ibérica debía ser más gruesa que la placa Euroasiática. Esta situación cambió completamente al realizarse el perfil ECORS-Pyrénées, el proyecto más ambicioso de prospección sísmica llevado a cabo hasta el momento, ya que el hallazgo de que la subducción (al menos la subducción a escala cortical, de la que hablaremos más adelante) era más bien al contrario, de la placa Ibérica bajo la placa Euroasiática, planteaba la necesidad de un “flip” o cambio

Fig. 7. A. Modelo orogénico de “glissement gravitaire” de la cobertera y tectónica compresiva en la Zona Axial (modificado de Séguret, 1972 y Choukroune et al., 1973). B. Modelo de tectónica compresiva mediante cabalgamientos de bajo ángulo (simplificado de Fischer, 1984). C. Modelo orogénico mediante un apilamiento antiformal de láminas de zócalo (simplificado de Muñoz, 1992).

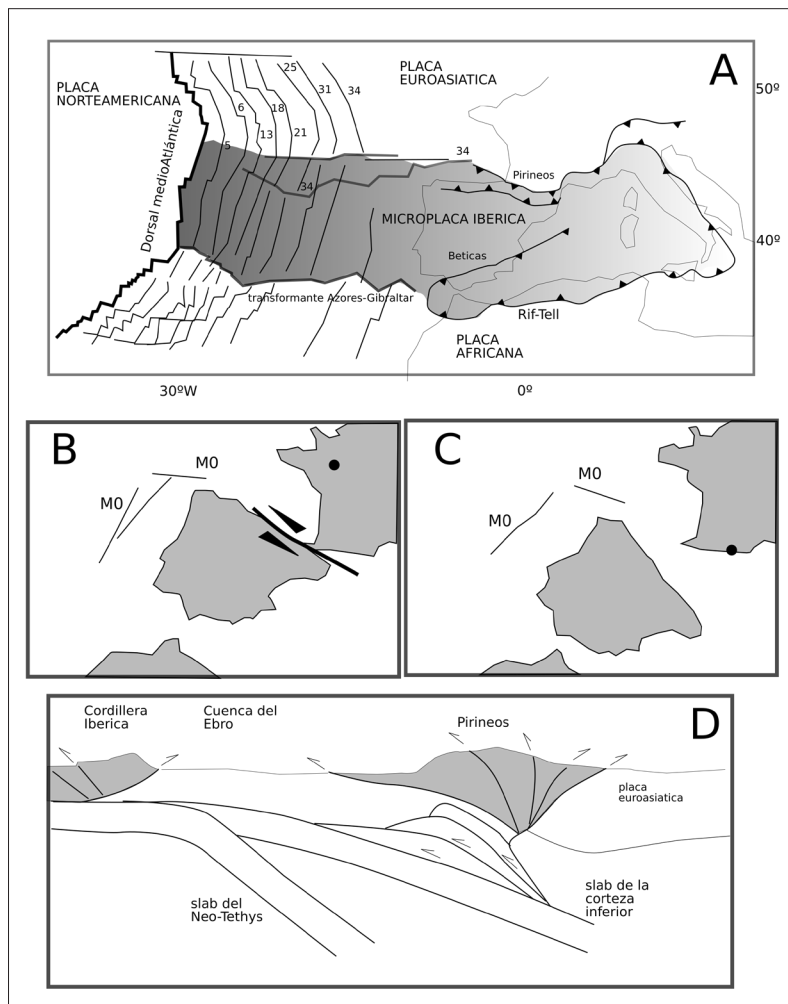


Fig. 8. Evolución del margen norte de la placa Ibérica y su relación con la placa Euroasiática según los diferentes modelos explicados en el texto. A. Geometría de la placa Ibérica. Modificado de Meijninger (2006) y Gueguen et al. (1998). B. Modelo de falla transformante. C. Modelo de movimiento en tijera. En B y C se indican el polo de rotación para la placa Ibérica y la posición de la anomalía magnética denominada Mo (Aptiense); modificados de Olivet (1996) y Vissers y Meijer (2012). D. Modelo de doble subducción (según Sibuet et al., 2004).

del sentido de la subducción entre las dos porciones del Pirineo (la ístmica y la oceánica). Y la estructura con mayores probabilidades de servir como falla de transferencia que favoreciera ese cambio era la falla de Pamplona, que adquiriría así una relevancia de alcance cortical o incluso litosférico.

LAS TEORÍAS CONTRACCIONALES Y EL COUPLING ZÓCALO-COBERTERA

La principal diferencia entre el modelo propuesto por Séguret (1972, ver también Séguret y Daignières, 1986) y los que aparecerán posteriormente, a partir de los años 80 (comenzando por Williams y Fischer, 1984, y siguiendo por Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992; Daignières et al., 1994, etc., derivados de los trabajos del perfil ECORS-Pyrénées y vigentes en la actualidad) es el enraizamiento de los cabalgamientos y la existencia de una tectónica de cabalgamientos como tal (con una geometría de *thin-skin*, “piel fina”, a escala cortical) en el conjunto de la Zona Axial. La propuesta de corte de Williams y Fischer (1984) y Williams (1985) supuso un vuelco a los trabajos existentes hasta el momento ya que proponía, por una parte, minimizar la importancia y la extensión de la foliación de alto buzamiento en la interpretación orogénica de la cadena pirenaica. Y, en segundo lugar, extendía la tectónica de tipo *thin-skin* (que había sido

aplicada con éxito en la época a la interpretación de las Caledónides de Escocia (el Moine Thrust belt) al conjunto de la cadena, incluyendo también la zona Norpirenaica (Fischer, 1984), que hasta el momento había sido puesta en relación con el diapirismo (ver Canérot et al., 2005 y referencias allí incluidas), la tectónica de *strike-slip* a gran escala (Peybernés y Souquet, 1984) y el plegamiento asociado a la foliación de alto buzamiento. En los modelos de Williams y Fischer (1984) y Fischer (1984) (Fig. 7B) el elemento determinante para la formación de la cadena es la existencia de un despegue basal que se prolongaría de forma homogénea de sur a norte, y que resultaría de la tectónica compresiva relacionada a su vez con el acercamiento de Iberia y Europa. A pesar de sus limitaciones y de la falta de consideración de elementos importantes y de la deformación de la Zona Axial, este modelo introdujo un elemento nuevo en las consideraciones sobre la orogenia pirenaica como es el caso de la deformación compresiva sin necesidad de deslizamientos gravitacionales sobre el nivel de despegue. Es decir, los cabalgamientos de la cobertera respondían directamente a la tectónica compresiva (Fig. 7B).

A pesar de que el modelo de cabalgamientos compresivos supuso un avance considerable para entender la mecánica de la deformación pirenaica y su relación con el movimiento de las placas, hay un elemento sin resolver y en el que todavía queda terreno para la investigación, que es el de la relación entre cabalgamientos de zócalo (entendido como las rocas que se encuentran por debajo del nivel de despegue del Triásico superior, independiente de su competencia y reología) y cabalgamientos de cobertera (el Mesozoico y el Cenozoico situados por encima del nivel de despegue). De hecho, el último impulso importante en relación con los modelos para la orogénesis en el Pirineo tuvo lugar con la relación entre la tectónica de zócalo y la de cobertera (Muñoz et al., 1986; Vergés y Martínez, 1988; Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995), dentro del modelo de tectónica compresiva, extrapolando la tectónica de *thin-skin* a los cabalgamientos de zócalo (aunque involucrando espesores importantes de la serie Paleozoica) y definiendo la Zona Axial como un apilamiento antiformal (*antiformal stack*, Fig. 7C, ver también Fig. 3F) de láminas cabalgantes, menos acusados hacia el oeste (Teixell, 1998), lo cual puede tener que ver a su vez con las rotaciones de eje vertical encontradas en la Zona Surpirenaica (Pueyo et al., 2002; Oliva Urcia y Pueyo, 2007). En este sentido, el engrosamiento cortical quedaba ligado no tanto a la deformación dúctil de la corteza continental sino al apilamiento de láminas de cabalgamiento. Modelos posteriores (Izquierdo-Llavall et al., 2013), sin embargo, son conscientes de la necesidad de integrar la deformación interna en la evolución de las láminas de cabalgamiento como mecanismo de engrosamiento cortical (ver Fig. 3H). En cualquier caso, la tectónica de cabalgamientos de la cobertera, al menos en la Zona Surpirenaica, quedaba subordinada al motor de la deformación ligado directamente con la convergencia de las placas, como es la tectónica del basamento.

En este sentido, los condicionantes previos del basamento paleozoico, tales como la geometría de

la extensión y de la herencia Varisca cobran gran importancia en el nuevo modelo ya que probablemente definieron la geometría compresiva de la cadena. La asimetría del Pirineo es una de las características que más llama la atención ya que, aunque habitualmente se habla de una cadena de doble vergencia, existe una clara dominancia de la vergencia sur, que se hace patente incluso en la zona Norpirenaica como, por ejemplo, en la transversal del Valle del Aspe (Casas y Pardo, 2004). Los cabalgamientos de vergencia sur de la Zona Surpirenaica tienen en general buzamientos más suaves, tanto en el zócalo como en la cobertera, y en la Zona Axial van ganando buzamiento (como puede verse de forma clara en la estructura del zócalo, García-Sansegundo, 1996) progresivamente hasta llegar al “retrocabalgamiento” correspondiente al cabalgamiento frontal norpirenaico. Esta estructura es típica de las cuñas bivergentes obtenidas en los modelos analógicos que reproducen situaciones orogénicas similares (Storti et al., 2001; Soto et al., 2002, 2003). Es muy probable que la fábrica cortical varisca y las fallas normales heredadas de la extensión mesozoica jugaran un papel importante en definir la vergencia de muchas de las estructuras principales (Muñoz, 1992).

LA EXHUMACIÓN DEL MANTO: TRANSFORMANTE VERSUS HIPEREXTENSIÓN

Uno de los aspectos más característicos de la tectónica pirenaica es la presencia de rocas mantélicas a lo largo de una banda que coincide con el cambio de espesor cortical y que se denomina la Falla Norpirenaica. Los afloramientos de lherzolitas (Fig. 3E) (un tipo de peridotita compuesto por olivino y ortopiroxenos) están normalmente rodeados por fallas, y pueden aparecer asociados a afloramientos de rocas jurásicas, triásicas o paleozoicas. Las rocas mantélicas presentan un metamorfismo térmico que afecta también a materiales más modernos a lo largo de esta banda (Albarède y Michard-Vitrac, 1978), aunque se emplazaron en estado sólido. La expresión gravimétrica de estas rocas es muy espectacular (Casas et al., 1997, Fig. 6), ya que generan anomalías fuertemente positivas por su mayor densidad en relación a las rocas corticales. La explicación de su ascenso hasta zonas cercanas o hasta la misma superficie reviste cierta complicación y ha sido explicado mediante dos modelos opuestos.

El primer modelo se apoya en la existencia de una falla transformante a lo largo del Pirineo, que permitiría además explicar la rotación de Iberia (ver apartado siguiente) mediante este mecanismo. La falla Norpirenaica cobra aquí una especial relevancia ya que habría servido, en el contexto tectónico de la cinemática de las placas, como la pieza clave en la propagación de la apertura del Atlántico Central al Atlántico norte. La traslación de Iberia a lo largo de esta falla sería de entre 200 y 300 km según distintas reconstrucciones. Aunque el movimiento sería fundamentalmente direccional, como corresponde a una gran falla transformante que corta la dorsal medioatlántica, la existencia de una pequeña

componente vertical en su movimiento, o simplemente la existencia de componentes transpresivas o transtensivas a lo largo de la falla (como la descrita por Maia et al., 2016 para el Atlántico Central) permitiría, con desplazamientos direccionales relativamente pequeños, el afloramiento en superficie de rocas mantélicas. El movimiento de *strike-slip* a lo largo de la falla Norpirenaica ha servido también como base para explicar la existencia, a lo largo de esa zona, de cuencas durante el Albiense, muy localizadas, con alto espesor de sedimentos y con una evolución térmica rápida (Vacherat et al., 2014), que se ajustarían en cierta medida al modelo de cuenca de *pull-apart* a lo largo de la falla direccional-sinistra (Debroas, 1990).

El segundo modelo, que ha tomado especial relevancia en los últimos años, es el de la hiperextensión del margen continental pirenaico (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2010; Masini et al., 2014; Tugend et al., 2015). En este caso la exhumación de rocas mantélicas estaría provocada por una extensión rápida durante el Cretácico, que daría lugar a un adelgazamiento dramático de la corteza continental, de modo que el bloque inferior de la falla normal ascendería con un modelo de exhumación que recuerda a los “*metamorphic core complexes*”. Además, la existencia de sedimentos que incluyen cantos de materiales profundos es coherente con esta explicación. En este sentido, el Pirineo habría sufrido procesos similares a los de una apertura oceánica, pero abortada en sus inicios por la convergencia entre las placas. Aunque es perfectamente compatible, este modelo no está necesariamente ligado a la rotación de Iberia, ya que la extensión habría podido producirse de forma paralela en todo el surco pirenaico.

EL PIRINEO Y LA ROTACIÓN DE IBERIA

El margen norte de Iberia ha llamado la atención y ha sido objeto de interpretaciones desde antes de la consolidación del paradigma de la Tectónica de Placas. Curiosamente, fue el científico que ideó un modelo alternativo a la misma, el de la expansión terrestre (Carey, 1976) quien remarcó la existencia de una rotación antihoraria de Iberia, dejando un hueco de corteza oceánica (denominado por él esfenocasco) en el Golfo de Vizcaya en relación con la formación del Pirineo. Estudios paleomagnéticos realizados durante las últimas décadas en la placa Ibérica han intentado caracterizar la rotación de Iberia a lo largo del Mesozoico, muestreando no únicamente en el Pirineo sino a lo largo de toda la placa (Storetvedt, 1973; Galdeano et al., 1989; De Jong, 1990; Juárez et al., 1998; Márton et al., 2004; Osete y Palencia-Ortas, 2006; Gong et al., 2008; Osete et al., 2011; Vissers y Meijer, 2012). Los resultados obtenidos, especialmente en lo que se refiere a edades no siempre encajan con los movimientos obtenidos a partir de las anomalías del fondo oceánico (ver, por ejemplo, Roest y Srivastava, 1991; Rosenbaum et al., 2002).

La secuencia de movimientos de la placa Ibérica en relación a la Euroasiática, en el esquema global de movimientos (Torsvik et al., 2008; Hosseinpour

et al., 2016) y con consecuencias en la evolución del surco pirenaico podría resumirse en las siguientes etapas. Durante el Triásico se produjo una rotación conjunta con el resto de la placa Euroasiática en sentido horario. Durante la apertura del Atlántico, en el Cretácico, Iberia se separó de Eurasia, facilitando la apertura del Golfo de Vizcaya, mediante un giro antihorario de 37°. Diferentes autores han ofrecido cronologías diferentes para este giro, pero siempre dentro del Cretácico, de modo que los vectores paleomagnéticos en el Triásico se mantienen apuntando al Norte (puesto que el segundo giro compensó parcialmente el giro producido en el Triásico). En cambio, los vectores paleomagnéticos en materiales jurásicos presentan una declinación hacia el oeste, que es la que marca el giro durante el Cretácico (Osete et al., 2011). Los materiales del Cretácico Superior, finalmente, indican que no hay rotaciones significativas desde este período hasta la actualidad.

Se han propuesto distintos mecanismos para la rotación de Iberia, relacionados a su vez con los mecanismos de la extensión y de movimiento en el margen pirenaico (pueden verse distintos resúmenes en Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004; Vissers y Meijer, 2012; Vissers et al., 2016; Teixell et al., 2018). Entre ellos los cambios radican en la posición del polo de rotación para la placa y en el papel de la falla Norpirenaica (Fig. 8).

- Los primeros modelos proponen un movimiento “en tijera” en el cual la extensión en el Golfo de Vizcaya es contemporánea al cierre del surco pirenaico por el este (hipótesis original de Carey, Fig. 8C). Aunque existen evidencias de compresión durante el Cretácico en algunos lugares de la placa Ibérica, estas no justifican un estado compresivo generalizado. Este escollo podría salvarse con un desplazamiento (en la versión restituida) hacia el W de Iberia equivalente al istmo pirenaico, de modo que la zona sometida a compresión quedara más allá del margen oriental ibérico (Storetvedt, 1972).
- Los modelos de extensión y compresión colocan la rotación como resultado del movimiento extensional. Llevando hasta el extremo el modelo de separación y convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática, las posibles rotaciones estarían en relación con el diferencial de separación, especialmente durante la etapa extensional entre las dos placas, minimizando el papel de la Falla Norpirenaica como falla transformante.
- Finalmente, la rotación asociada al movimiento de la transformante (Fig. 8B), que fue propuesto inicialmente como solución para combinar el movimiento direccional a lo largo de la Zona Norpirenaica con la rotación de Iberia obtenida de los datos paleomagnéticos. En este caso, aunque podrían existir componentes transtensivas o transpresivas secundarias (como ocurre en numerosas fallas transformantes), lo fundamental sería el movimiento direccional necesario para ajustar la rotación obtenida.

Como puede verse a partir de los tres modelos, la posición del polo de rotación para la placa Ibérica es crucial para decidir cuál de las tres alternativas es la más factible. Sin embargo, existe una indeterminación en la posición de dicho polo (Neres et al., 2012) que hace que, por el momento, la cuestión de la rotación, tanto en su geometría como en su cronología, siga relativamente abierta.

¿CÓMO ENCAJA LA OROGENIA PIRENAICA EN EL PARADIGMA DE LA TECTÓNICA DE PLACAS? ¿SUBDUCCIÓN, COLISIÓN?

Es cierto que no existen evidencias de una auténtica subducción (entendida como tal a escala litosférica) en el Pirineo. De hecho, las imágenes de tomografía sísmica o de prospección magnetotelúrica no muestran de forma clara fragmentos o *slabs* de litosfera Ibérica bajo la litosfera oceánica. Esto tiene sentido en parte porque no existió un auténtico océano entre Iberia y Europa como pudo existir en el margen suribérico (aunque en este otro caso, debido a la oblicuidad y la complejidad de la zona de subducción no es tampoco un caso claro). En cualquier caso, el acortamiento relativamente pequeño (entre 100 y 150 km) entre las dos placas en la región pirenaica impide el reconocimiento de estructuras a partir de una cierta profundidad, probablemente porque no existe una subducción como tal. Por ello se ha preferido hablar de “subducción cortical”, entendida como la indentación de la corteza Ibérica bajo la corteza Euroasiática (Alvarez-Marrón et al., 1997, o, alternativamente, en sentido contrario, como proponen Ayarza et al., 2004). Es un tanto paradójico también que en el Pirineo cantábrico sea precisamente la placa Ibérica (en la cual el espesor de corteza continental es mayor que en la Euroasiática) la que subduzca bajo la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya. Esta situación sólo tiene sentido, desde el punto de vista geodinámico, considerando una convergencia limitada en la que sólo esté involucrada la corteza, sin mayores implicaciones litosféricas (Pedreira et al., 2015). Las imágenes de tomografía sísmica o de prospección magnetotelúrica (ver por ejemplo Ledo et al., 2000; Sibuet et al., 2004; Campanyà et al., 2011; Wang et al., 2016) han permitido avanzar considerablemente en el conocimiento de la estructura del manto superior bajo el Pirineo pero no son suficientes para definir inequívocamente una subducción litosférica clara que, al menos a priori, debería implicar tasas de acortamiento mayores que las determinadas a partir de los cortes geológicos de escala cortical.

Y una vez abierto el melón, ¿hasta dónde se puede llevar el paradigma de la Tectónica de Placas en su aplicación al Pirineo? A pesar de que no existen evidencias de vulcanismo ligado a la subducción litosférica (ni, como hemos mencionado, subducción litosférica como tal), varios trabajos recientes (Sibuet et al., 2004) proponen la posibilidad de que no exista un único *slab*, sino dos, de subducción litosférica repartidos a ambos lados de la cuenca del Ebro que habrían dado lugar a una dinámica compleja para explicar la presencia de rocas ultrabásicas, anomalías térmicas y cabalgamientos (Fig. 8D).

CONCLUSIONES

De alguna manera, las teorías evolutivas de la Cordillera Pirenaica resumen la evolución de las ideas sobre la orogénesis y los procesos relacionados con la misma desde principios del siglo XX hasta la actualidad. Los modelos para la génesis y evolución de la cadena han estado también jalados por la introducción de nuevas técnicas geofísicas desarrolladas en la segunda mitad del siglo XX y principios del siglo XXI tales como el paleomagnetismo y la sísmica de reflexión profunda. Y, a la vez, han intentado explicar o acomodarse a los nuevos datos obtenidos a partir de ellas. Estos factores, junto con las ideas sobre análisis de cuencas han contribuido a hacer del Pirineo una cadena de referencia para entender la Tectónica en su sentido más amplio.

De acuerdo con las características descritas a lo largo del artículo, el Pirineo es una cadena que se resiste a entrar en las clasificaciones de orógenos en relación con la Tectónica de Placas. La migración de la deformación compresiva desde el Oligoceno a otras regiones del interior de la placa Ibérica y de su margen sur probablemente previno el desarrollo de una zona de subducción litosférica y un orógeno completo con metamorfismo orogénico y magmatismo asociados. A cambio, el cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Zona Surpirenaica es un ejemplo reconocido a nivel mundial de preservación de sedimentos sintectónicos, tanto marinos como continentales, en relación con el desarrollo de estructuras de distintas direcciones. Por otra parte, aunque la placa Ibérica no gozó del grado de libertad necesario, en relación a la placa Euroasiática, para el desarrollo de litosfera oceánica en todo el surco (únicamente en su mitad oeste), comparte algunos de los rasgos de las futuras zonas orogénicas durante las etapas extensionales, incluyendo bien una herencia transformante o bien de hiperextensión en el margen continental. A pesar de que Iberia es una placa relativamente modesta, la deformación interna de las láminas y los acortamientos asociados a los mantos de cabalgamiento, así como el afloramiento de rocas mantélicas, hacen también que la evolución del Pirineo supere con creces el concepto de cadena intraplaca o *uplift* de zócalo. De este modo, tanto en geometría como evolución, el Pirineo es una cordillera que interrumpió su evolución (tanto extensional como compresiva) antes de constituir un orógeno en sentido estricto.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se enmarca dentro de las actividades del grupo de investigación Geotransfer, perteneciente al Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Agradezco las discusiones y compartición de opiniones con numerosos investigadores pirenaicos, algunos de los cuales aparecen en las referencias y otras no, debido a la necesaria brevedad del presente artículo. También a dos revisores anónimos sus modificaciones y sugerencias.

BIBLIOGRAFÍA

- Albarède, F. y Michard-Vitrac, A. (1978). Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and planetary science letters*, 40 (3), 327-332.
- Alvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torné, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B10), 22497-22511.
- Argand, E. (1924). Congres Geol. Intern., 13th (1922), Liège, 169-371.
- Ayarza, P., Martínez Catalán, J. R., Alvarez-Marrón, J., Zeyen, H. y Juhlin, C. (2004). Geophysical constraints on the deep structure of a limited ocean-continent subduction zone at the North Iberian Margin. *Tectonics*, 23 (1).doi.org/10.1029/2002TC001487
- Boillot, G. (1984). Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. *Geological Magazine*, 121 (5), 407-412.
- Boillot, G. y Capdevila, R. (1977). The Pyrenees: subduction and collision? *Earth and Planetary Science Letters*, 35 (1), 151-160.
- Boillot, G. y Malod, J. (1988). The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4), 295-316.
- Brinkmann, R. y Logters, H. (1968). Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain. *AAPG Special Volume*, A153, 275-292.
- Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M. y Muñoz, J. A. (2011). Lithospheric characterization of the Central Pyrenees based on new magnetotelluric data. *Terra Nova*, 23 (3), 213-219.
- Canérot, J., Hudec, M. R. y Rockenbauch, K. (2005). Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG bulletin*, 89 (2), 211-229.
- Capote, R., Muñoz, J. A., Simón, J. L., Liesa, C. L. y Arlegui, L. E. (2002). Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. *The geology of Spain*, 367-400.
- Carey, S.W. (1976). *The expanding Earth*. Elsevier Scientific Pub. Co., 488 p.
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. y Adam, C. R. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 150 (1-2), 65-78.
- Casas-Sainz, A. y Faccenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13 (4), 281-288.
- Casas, A. M. y Pardo, G. (2004). Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Oloron. *Geo-guías*, 1, 63-96.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrénées. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20 (1), 143-158.
- Choukroune, P. y Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (5), 689-700.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. y Team, E. P. (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173 (1-4), 411-423.
- Choukroune, P., Séguret, M. y Galdeano, A. (1973). Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées; un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (5-6), 600-611.

- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. y Ecors Team. (1994). The Arzacq-western Pyrenees ECORS deep seismic profile. En: *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (pp. 199-208). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., Kluth, C. F. y Kluth, C. (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.
- Debroas, E. J. (1990). Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 6 (2), 273-285.
- de Jong, K. (1990). Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia. *Tectonophysics*, 184 (3-4), 279-296.
- Fischer, M. W. (1984). Thrust tectonics in the North Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 6 (6), 721-726.
- Galdeano, A., Moreau, M. G., Pozzi, J. P., Berthou, P. Y. y Malod, J. A. (1989). New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 92 (1), 95-106.
- García-Sansegundo, J. (1996). Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology*, 18 (11), 1315-1325.
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L. y Clariana, P. (2011). Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, 349 (1), 169-184.
- Gisbert, J. (1981). Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): diagénesis y sedimentología. *Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza*.
- Gong, Z., Langereis, C. G. y Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273 (1-2), 80-93.
- Gueguen, E., Doglioni, C. y Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298 (1-3), 259-269.
- Hosseinpour, M., Williams, S., Seton, M., Barnett-Moore, N. y Müller, R. D. (2016). Tectonic evolution of Western Tethys from Jurassic to present day: coupling geological and geophysical data with seismic tomography models. *International Geology Review*, 58 (13), 1616-1645.
- Hubbert, M. K. y Rubey, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70 (2), 115-166.
- Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Cantarelli, V., Corrado, S., Gil-Peña, I., Invernizzi, C. y Casas, A. M. (2013). On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: structural and paleo-thermal study. *Tectonophysics*, 608, 303-318.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. y Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28 (4).
- Juárez, M. T., Lowrie, W., Osete, M. L. y Meléndez, G. (1998). Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 160 (3-4), 729-743.
- Labaume, P., Séguret, M. y Seyve, C. (1985). Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene south-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4 (7), 661-685.
- Lagabriele, Y., Labaume, P. y de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29 (4), doi.org/10.1029/2009TC002588
- Lanaja, J. M. (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME.
- Ledo, J., Ayala, C., Pous, J., Queralt, P., Marcuello, A. y Muñoz, J. A. (2000). New geophysical constraints on the deep structure of the Pyrenees. *Geophysical research letters*, 27 (7), 1037-1040.
- Maia, M., Sichel, S., Briaís, A., Brunelli, D., Ligi, M., Ferreira, N., Campos, T., Mougél, B., Brehme, I., Hémond, C. y Motoki, A. (2016). Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature Geoscience*, 9 (8), 619.
- Márton, E., Abranches, M. C. y Pais, J. (2004). Iberia in the Cretaceous: new paleomagnetic results from Portugal. *Journal of Geodynamics*, 38 (2), 209-221.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G. y Flament, J. M. (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences*, 103 (6), 1569-1596.
- Meijninger, B. M. L. (2006). *Late-orogenic extension and strike-slip deformation in the Neogene of southeastern Spain* (Vol. 269). Utrecht University.
- Mey, P. H. W. (1968). The geology of the upper Ribagorçana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain sheet 8, 1: 50000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41 (1), 229-292.
- Muñoz, J. A., Martínez, A. y Vergés, J. (1986). Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8 (3-4), 399-405.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust tectonics* (pp. 235-246). Springer, Dordrecht.
- Neres, M., Font, E., Miranda, J. M., Camps, P., Terrinha, P. y Mirão, J. (2012). Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117 (B6), doi.org/10.1029/2011JB009067
- Oliva-Urcia, B. y Pueyo, E. L. (2007). Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the Southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2), 105-118.
- Olivet, J. L. (1996). Kinematics of the Iberian plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 20 (1), 131-195.
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H. y Santanach, P. (2008). The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics*, 453 (1-4), 246-262.
- Osete, M. L. y Palencia-Ortas, A. (2006). Polos Paleomagnéticos de Iberia de los últimos 300 millones de años. *Física de la Tierra*, 18, 157-181.
- Osete, M. L., Gómez, J. J., Pavón-Carrasco, F. J., Villalain, J. J., Palencia-Ortas, A., Ruiz-Martínez, V. C. y Heller, F. (2011). The evolution of Iberia during the Jurassic from palaeomagnetic data. *Tectonophysics*, 502 (1-2), 105-120.
- Pedreira, D., Afonso, J. C., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Carballo, A., Fernandez, M. y García-Moreno, O. (2015).

Geophysical-petrological modeling of the lithosphere beneath the Cantabrian Mountains and the North-Iberian margin: geodynamic implications. *Lithos*, 230, 46-68.

Peybernés, B. y Souquet, P. (1984). Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine*, 121 (5), 397-405.

Pinto, V., Casas, A., Rivero, L. y Torné, M. (2005). 3D gravity modeling of the Triassic salt diapirs of the Cubeta Alavesa (northern Spain). *Tectonophysics*, 405 (1-4), 65-75.

Pocoví Juan, A., Pueyo Anchuela, Ó., Pueyo, E. L., Casas-Sainz, A. M., Román Berdiel, M., Gil Imaz, A. y Parés, J. M. (2014). Magnetic fabrics in the Western Central-Pyrenees: an overview. *Tectonophysics*, 629, 303-318.

Pueyo, E. L., Millán, H. y Pocoví, A. (2002). Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146 (1-2), 191-208.

Roest, W. R. y Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19 (6), 613-616.

Rosenbaum, G., Lister, G. S. y Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2), 117-129.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Séguret, M., Cámara, P. y Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8 (1), 41-50.

Santanach, P. (2008). Ideas contradictorias de Peter Misch sobre la estructura de los Pirineos: Notas de campo (1930-32) vs. Publicación (1934). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (1-2), 13-22.

Saura, E., Ardèvol i Oró, L., Teixell, A. y Vergés, J. (2016). Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervàs subbasins (Ribagorça Basin, southern Pyrenees). *Tectonics*, 35 (3), 638-662.

Séguret, M. (1972). Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. Ustela, Ser geol. struct.*, 2, 1-155.

Séguret, M. y Daignières, M. (1986). Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. *Tectonophysics*, 129 (1-4), 303-318.

Sibuet, J. C., Srivastava, S. P. y Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi.org/10.1029/2003JB002514

Soto, R., Casas, A. M., Storti, F. y Faccenna, C. (2002). Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics*, 350 (3), 215-235.

Soto, R., Storti, F., Casas, A. M. y Faccenna, C. (2003). Influence of along-strike pre-orogenic sedimentary tapering on the internal architecture of experimental thrust wedges. *Geological Magazine*, 140 (3), 253-264.

Soto, R., Storti, F. y Casas-Sainz, A. M. (2006). Impact of backstop thickness lateral variations on the tectonic architecture of orogens: Insights from sandbox analogue modeling and application to the Pyrenees. *Tectonics*, 25 (2), doi.org/10.1029/2004TC001693

Storetvedt, K. M. (1972). Crustal evolution in the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 17 (1), 135-141.

Storetvedt, K. M. (1973). The rotation of Iberia; Caenozoic palaeomagnetism from Portugal. *Tectonophysics*, 17 (1-2), 23-39.

Storti, F., Soto Marín, R., Faccenna, C. y Casas Sainz, A. (2001). Role of the backstop-to-cover thickness ratio on vergence partitioning in experimental thrust wedges. *Terra Nova*, 13 (6), 413-417.

Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17 (3), 395-406.

Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M. y Lagabrielle, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724, 146-170.

Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B. y Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of geophysics*, 46 (3), doi.org/10.1029/2007RG000227

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N. J. y Masini, E. (2015). Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. *Geological Society, London, Special Publications*, 413 (1), 171-203.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., le Pourhiet, L., Tibari, B. y Lahfid, A. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 296-306.

Vergés Masip, J. y Martínez, A. (1988). Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta geológica hispánica*, 23(2), 95-105.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J. y Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum geology*, 12 (8), 903-915.

Visser, R. L. M. y Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110 (1-4), 93-110.

Visser, R. L., van Hinsbergen, D. J., van der Meer, D. G. y Spakman, W. (2016). Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research*, 34, 49-59.

Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G. y Benahmed, S. (2016). The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. *Geology*, 44 (6), 475-478.

Williams, G. D. (1985). Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 7(1), 11-17.

Williams, G. D. y Fischer, M. W. (1984). A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3 (7), 773-780. ■

Este artículo fue recibido el día 17 de febrero de 2019 y aceptado definitivamente para su publicación el 26 de junio de 2019.