

Geotectónica de los Pirineos

La colisión entre las placas Ibérica y Eurasiática cerró el mar del que, hace 80 millones de años, surgieron los montes Pirineos. La cordillera actual se sostiene por una profunda raíz cortical que se adentra en el manto terrestre

Antonio Teixell

Tras largo tiempo a la deriva, Iberia se dirigió firmemente hacia el norte y comenzó el proceso de convergencia con Europa. Ocurría eso en realidad hace 80 millones de años, y del proceso surgieron los Pirineos. Lejos estaba *Lepidotes ilergetis*, pez osteictio que nadaba en las plácidas aguas que durante el Cretácico cubrían la región de la actual sierra del Montsec, al

norte de Lérida, de intuir que su mar había de convertirse en una escarpada cordillera montañosa, elevándose el fondo marino a más de 3000 metros en algunos sectores. Desde la geotectónica buscamos respuesta a cuestiones como ¿por qué el antiguo brazo de mar evolucionó a una cadena de montañas? ¿qué tipo de fuerzas y procesos actuaron en su edificación?

Desde comienzos de los años setenta se busca una explicación del origen de los Pirineos en el marco de la teoría de la tectónica de placas. Así hemos de entender la investigación de la geología regional y el empeño por hallar un modelo geodinámico global para la cadena, en el que queden reflejadas su peculiaridad singular y sus características comunes con otras cordilleras.

1. LA CORDILLERA PIRENAICA surgió de los fondos marinos que había entre las masas continentales de Iberia y Eurasia, elevando a más de 3000 metros las rocas sedimentarias estratificadas que en ellos se acumulaban. Este es el caso de las rocas calizas del Cilindro de Marboré (3325 m), una de las cumbres principales del macizo de Monte Perdido. El levantamiento tectónico siempre se produce en zonas amplias, y sobre ellas la acción erosiva de ríos y glaciares esculpe el relieve de las montañas. Los procesos de formación de una cordillera causan la deformación y el plegamiento de los estratos, como se observa en la parte derecha de la imagen, correspondiente a la pared oriental de la cima del Cilindro.



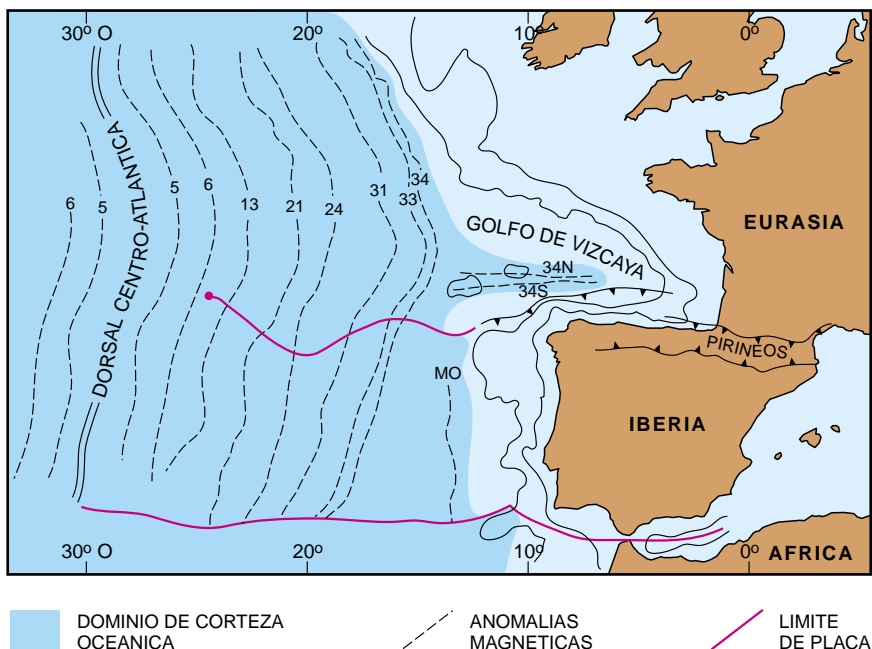
Aunque quedan incógnitas por despejar, nos vamos acercando a una imagen coherente de la estructura actual y de los fenómenos que originaron las montañas pirenaicas, gracias a un conocimiento cada vez mejor de la geología de superficie y de los fondos marinos adyacentes, al que se ha sumado en los quince últimos años, un espectacular avance en las investigaciones geofísicas del subsuelo profundo.

Desde el punto de vista geológico los Pirineos no se limitan a las sierras que forman el istmo entre la península Ibérica y Francia, sino que las rocas y estructuras pirenaicas se continúan lateralmente hacia el oeste por los relieves de la cornisa cantábrica y por el margen continental sumergido bajo el mar Cantábrico: existe un "Pirineo" bajo el agua hasta las costas al norte de Galicia. La comprensión del orógeno pirenaico no puede dissociarse de la del golfo de Vizcaya, pieza clave en su evolución. Aunque con una orientación diferente, estructuras tectónicas de edad comparable a la de los Pirineos se encuentran también hacia el NE en los montes del Languedoc y Provenza, hasta enlazar con el cinturón de los Alpes.

La tectónica de placas enuncia que la capa rígida externa de la Tierra o litosfera consta de un mosaico de placas que se mueven unas con respecto a otras. La región pirenaica dibuja hoy un límite de placa fósil, mediante el cual la placa Ibérica, en su día independiente, está soldada a la placa Eurasiática. Los Pirineos han dejado de crecer.

Desde la era Mesozoica, el dominio pirenaico constituía la frontera entre ambos bloques litosféricos; se dieron en ella, primero, movimientos de divergencia y deriva lateral; luego, de acercamiento y colisión. El acercamiento o convergencia de placas que originó la cordillera comenzó hacia finales del Cretácico superior, hace 85 millones de años, y prosiguió por más de 60 millones de años en la era Terciaria, hasta el Mioceno inferior.

Mucho antes, tras el ciclo orogénico Hercínico (período Carbonífero), una extensa masa continental agrupaba las tierras de Norteamérica y parte de Europa y Asia, la denominada Laurasia. En opinión de muchos geólogos, Laurasia estaba conectada con las tierras australes en el supercontinente de Pangea. Un amplio mar, mayor que el actual Mediterráneo, se-



2. LOS PIRINEOS SE HALLAN EN EL LIMITE, hoy inactivo, entre las placas de Iberia y Eurasia. Ambas placas se extienden hasta la dorsal Centroatlántica y constan por tanto de un área compuesta por corteza continental y un área compuesta por corteza oceánica. Las franjas de anomalía magnética de los basaltos oceánicos reflejan la expansión del océano Atlántico a partir del eje de simetría de la dorsal centro-oceánica, proceso que causó la separación entre América y Europa desde tiempos Cretácicos hasta la actualidad. En la figura se representan las principales franjas numeradas de forma decreciente: cuanto menor es el número de la anomalía, más reciente es la franja de corteza que la contiene, y así hasta llegar a la dorsal, zona donde se crea corteza oceánica en la actualidad. A mediados del Cretácico, un apéndice del océano Atlántico en el golfo de Vizcaya constituía el límite de placas entre Iberia y Eurasia. Se trataba también de una dorsal, es decir, de otro límite de placas divergente, que se situaba entre las dos franjas simétricas de anomalía 34 (83-84 millones de años) que se trazan en el golfo. La anomalía 33 (75 m.a.) ya no entra en el golfo; es posterior a su efímera historia de expansión. Durante el Cretácico terminal y el Terciario, la cinemática de las placas cambió radicalmente, y el límite entre Iberia y Eurasia pasó a ser de tipo convergente. No obstante, el conjunto seguía separándose de América. La aproximación entre Iberia y Eurasia originó los montes Pirineos en tierra firme, y más al oeste, en el golfo de Vizcaya, el límite de placas "saltó" hacia el sur, abandonando el antiguo eje de expansión oceánica del golfo y formando las nuevas estructuras cabalgantes del margen Cantábrico. La terminación occidental del límite de placas en el fondo situado entre las anomalías 13 y 6 del Atlántico (en una porción de corteza de unos 20 millones de años de antigüedad) refleja el momento en que la placa Ibérica quedó definitivamente soldada a Eurasia, a partir del cual las dos inician una trayectoria común e indisoluble.

paraba Africa de Europa y enlazaba con el océano Pacífico, el antiguo mar de Tethys.

En los albores de la era Mesozoica, Laurasia comenzó un lento proceso de disgregación. Asociados a las fracturas que resquebrajaron el continente se formaron surcos sedimentarios, primero en condiciones subaéreas a lo largo del Triásico —las características areniscas rojas de Europa occidental— y, posteriormente, a lo largo del resto del Mesozoico, culminando en cuencas marinas, separando diversos fragmentos continentales a la deriva.

Dentro del proceso de expansión oceánica del Atlántico Norte y de la consiguiente separación entre Norteamérica y Europa, un fragmento de esta última se independizó y comenzó su trayectoria particular, a caballo entre Eurasia y Africa: nació la placa Ibérica. No nos ocuparemos aquí del límite meridional de esa placa pequeña, situado en el arco de Gibraltar, sino del límite septentrional, de cuya actividad son testimonio los Pirineos.

Para reconstruir la singladura de la placa Ibérica y del dominio pirenaico en las etapas previas a la orogénica (proceso de formación de la

cordillera de montañas), nos basaremos en las rocas de superficie y en la geofísica de los fondos oceánicos del entorno. En las franjas de anomalía magnética de la corteza basáltica de esas regiones nos apoyamos para reconstruir las direcciones de expansión de los fondos oceánicos y, por ende, para seguir la trayectoria de las masas continentales a lo largo del tiempo.

Antes de la formulación de la teoría de la tectónica de placas, la comparación entre los márgenes continentales y la geología de superficie de Asturias, Galicia y Bretaña llevó a W. S. Carey a proponer en 1958 que la costa cantábrica estuvo antiguamente unida a la bretona, y que había que cerrar el golfo de Vizcaya para reconstruir la geografía del pasado. Transcurridos poco más de 10 años se confirmaron sus ideas: R. Van der Voo encontró una diferencia de 30-35° entre los vectores paleomagnéticos registrados en las rocas pérmicas de la península Ibérica y de la Europa estable; Iberia debía de haber girado tal magnitud desde la formación de las rocas de aquella edad. Independientemente, C. A. Williams halló franjas de anomalía magnética —indicio de la expansión de la corteza oceánica— en el interior del golfo de Vizcaya, verdadero apéndice del océano Atlántico, tal como Carey había predicho.

La trayectoria pre-orogénica del dominio pirenaico había comenzado con la destrucción de la antigua cordillera Herciniana y su suplantación por tierras bajas, los surcos sedimentarios mencionados. Este proceso se hallaba en estado embrionario a finales de la era Paleozoica, durante el período Pérmico, y continuó en los albores de la era Mesozoica.

Pero hay que esperar hasta el Jurásico terminal para reconocer un surco sedimentario bien definido, con la posición geográfica y orientación propia de la cordillera en la que habrá de convertirse. Durante este período, y sobre todo durante el Cretácico in-



3. RECONSTRUCCION DE LA TRAYECTORIA de las placas durante los procesos de expansión del océano Atlántico y del golfo de Vizcaya, en la era Mesozoica. Hace 120 millones de años, se iniciaba la expansión oceánica del Atlántico norte, justo antes de la formación de la primera anomalía magnética, o anomalía M0. Los siguientes estadios ilustran la rotación y deriva lateral de Iberia respecto a Eurasia, al tiempo que el conjunto se separaba de la placa Americana. La posición final del esquema, hace poco más de 80 millones de años, retrata la situación en el momento en que Iberia invierte su movimiento, aproximándose a Eurasia y originando los Pirineos. La línea y flecha discontinuas de la parte inferior izquierda del esquema indican el desplazamiento de África respecto a Iberia con anterioridad a 120 millones de años. Esta reconstrucción ha sido trazada a partir de los trabajos de J. L. Olivet y P. Beuzart. BP: Banco de Porcupine. BR: Banco de Rockall; BF: Banco Flamenco.

ferior, se produjo una separación activa entre Iberia y Europa que desencadenó, en la franja del golfo de Vizcaya-Pirineos, los siguientes procesos: extensión y adelgazamiento de la corteza continental, formación de fallas normales y hundimiento de fosas tectónicas. Las fosas representan cuencas sedimentarias subsidentes, es decir, en proceso de hundimiento progresivo, que acumulan varios miles de metros de sedimentos.

Las características esos sedimentos reflejan predominantemente medios marinos. Desde antiguo se conocen las potentes series de rocas sedimentarias del Cretácico inferior en una franja continua de la vertiente

norte de los Pirineos, en zonas localizadas del Pirineo catalán, en la región vasco-cantábrica y en las plataformas continentales cantábrica y armoricana. Son nuestro testimonio estratigráfico de la fragmentación de Laurasia.

Hasta mediados del Cretácico, el Atlántico norte y el golfo de Vizcaya aún carecen de corteza oceánica, y la separación América-Europa es pequeña. Se materializa en una estrecha cuenca marina sobre corteza todavía continental, si bien adelgazada por los procesos de estiramiento.

La franja de anomalía magnética oceánica más antigua al oeste de la península Ibérica es la denominada M0, de hace 118 millones de años. Más al norte, frente a las costas francesas y británicas la primera anomalía es la 34, de edad todavía más reciente, de hace 83-84 millones de años (Cretácico superior). Entre ambas regiones media el golfo de Vizcaya y su prolongación en el antiguo surco pirenaico.

El retardo en la primera anomalía magnética registrada indica que la expansión oceánica comenzó antes en el oeste de la península Ibérica que en el resto del Atlántico norte. De ello se infiere que la región del golfo de Vizcaya-Pirineos debía constituir un límite de placas a favor del cual Iberia derivaba lateralmente hacia el este res-

pecto a Europa. Y. Kristoffersen revisó la edad de las franjas magnéticas oceánicas del interior del golfo de Vizcaya, que formaban dos bandas simétricas orientadas E-W, y las atribuyó a la anomalía 34, proporcionando así una pieza más para el rompecabezas.

Kristoffersen se dio cuenta, además, de que la anomalía 33 (Campaniense superior, hace unos 75 millones de años) se trazaba de forma continua en el Atlántico sin entrar ya en el golfo, cerrando su efímera historia de expansión. (La edad de algunas rocas sedimentarias del fondo del golfo sugieren que la expansión pudo haberse iniciado unos 30-35 millo-

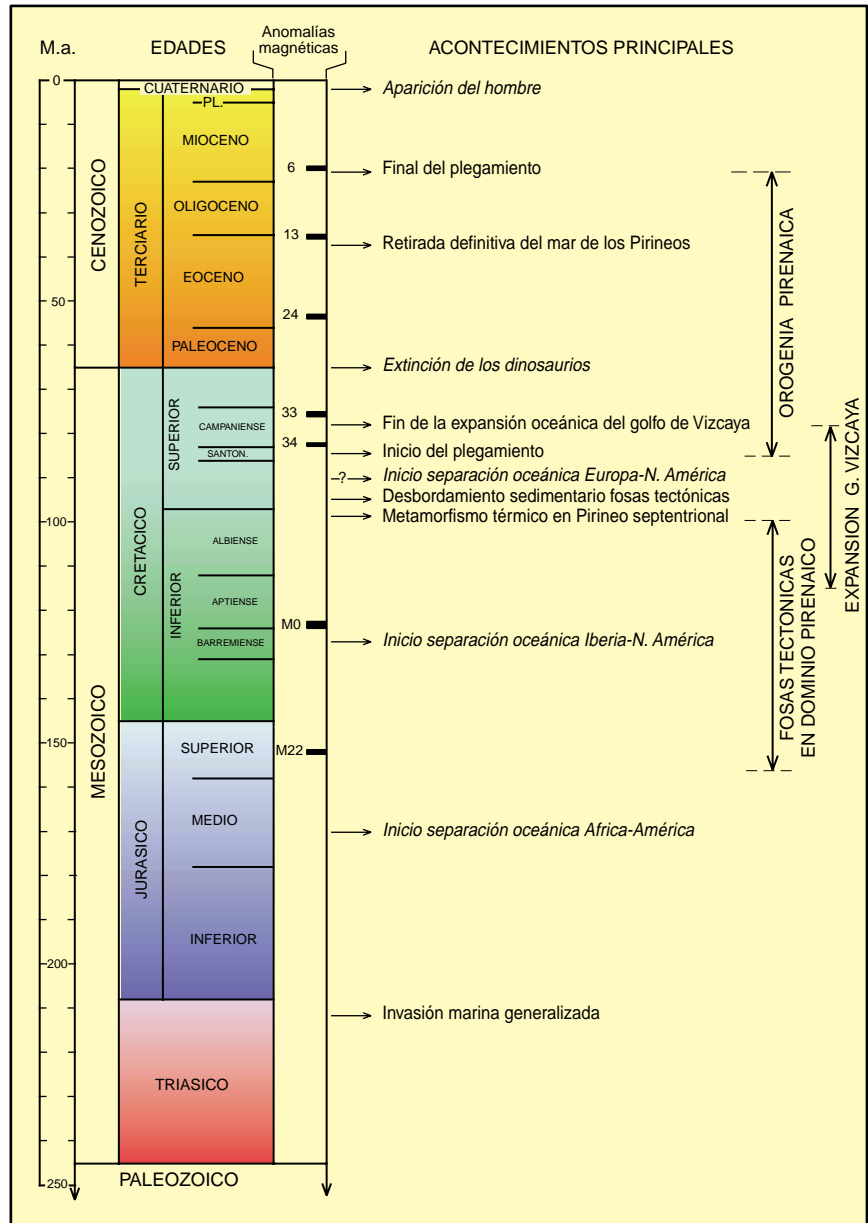
nes de años antes, en tiempos apitienses o albienses.)

El problema radica en conocer la magnitud relativa de las dos componentes de movimiento de la placa Ibérica durante la era Mesozoica, a saber, el desplazamiento lateral y la rotación inducida por la expansión del golfo de Vizcaya. No existe una solución única con los datos disponibles. Carey, en su concepción primitiva del golfo de Vizcaya, supuso una apertura en tijera con un polo de rotación localizado en el extremo este del actual istmo pirenaico, con lo que la compresión pirenaica resultaba contemporánea. Pero la situación no era tan sencilla, puesto que la formación de la cordillera ocurrió, en lo esencial, más tarde que la apertura del golfo.

El equipo de Xavier Le Pichon, que en 1971 desarrolló uno de los primeros modelos de los Pirineos en el marco de la tectónica de placas, cifró el desplazamiento lateral de la península Ibérica en 350 km, acompañado por una rotación a favor de un eje de giro que situó en las proximidades de París. El modelo era atractivo, pero había que buscar en la cordillera emergida alguna estructura visible que fuera capaz de haber acomodado tan enorme traslación. Le Pichon y, posteriormente P. Choukroune y M. Mattauer, argumentaron descubrirla en la falla Norpirenaica, falla vertical, que discurre a lo largo de gran parte de la cordillera; para estos autores habría desempeñado una función de falla transformante intracontinental.

La falla Norpirenaica resultaba una candidata favorable, ya que se trataba de una estructura de bastante longitud, las rocas que la circundaban tenían una intensa deformación, y mostraba signos de actividad durante el Mesozoico. Dicha actividad se deducía tanto de la distribución de las rocas sedimentarias de esa edad (de la paleogeografía), como del metamorfismo térmico, datado radiométricamente como cretácico (entre 90 y 100 millones de años), en una franja paralela a la falla.

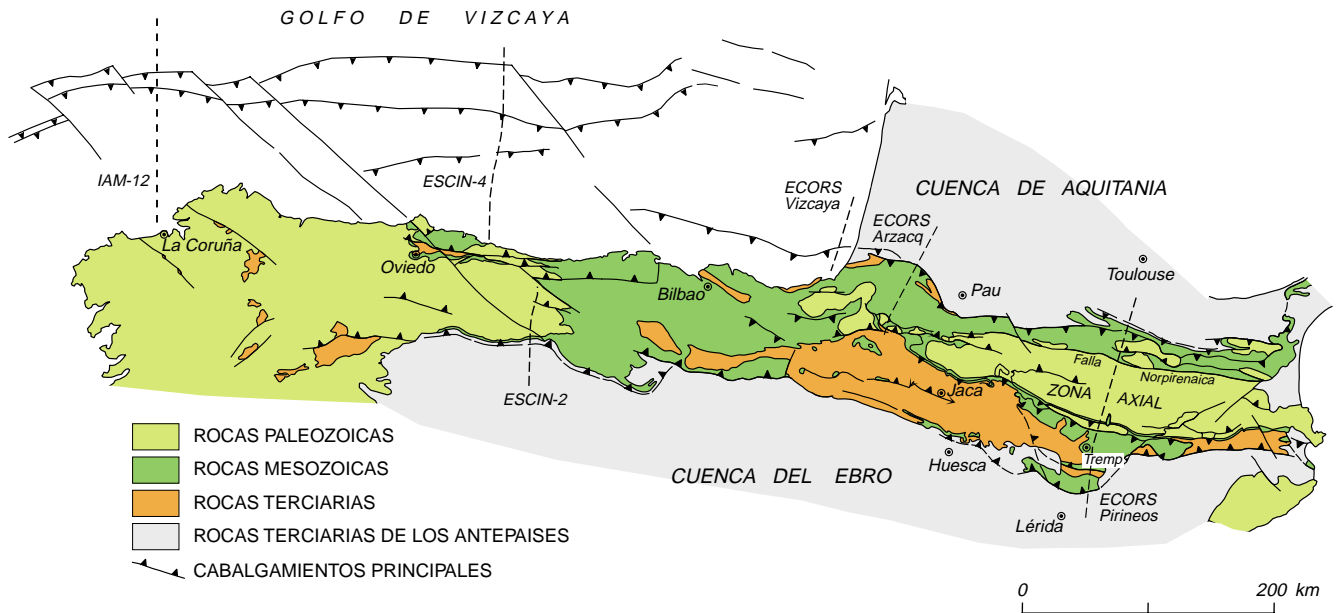
No obstante, otros geólogos han cuestionado esa atribución. Los mismos argumentos paleogeográficos y las comparaciones de las rocas a un lado y otro de la falla hacen difícil la traslación propuesta. A escala de afloramiento, la falla carece de criterios cinemáticos claros de movimiento lateral. Además, la falla Norpirenaica y sus atributos, bien caracterizados en los Pirineos



4. LOS ACONTECIMIENTOS GEOLOGICOS que han contribuido a moldear los Pirineos han tenido lugar en los últimos 150 millones de años. A modo de referencia, en letra cursiva se indican aquellos acontecimientos de rango global que trascienden el dominio pirenaico. La individualización de este dominio se remonta al Cretácico inferior, cuando los procesos de separación de placas y extensión de la corteza originaron fosas tectónicas en una ubicación coincidente y precursora de la futura cordillera. La forma y posición de las fallas normales originadas en ese estado ejercerían un control fundamental en la arquitectura posterior de la cordillera, que se edificará en parte con el relleno de las fosas. En el Cretácico superior se suceden numerosos acontecimientos destacables, coincidentes con el intervalo de transición a la convergencia pirenaica. El golfo de Vizcaya se encuentra en expansión oceánica, y el adelgazamiento de la corteza continental en el actual istmo pirenaico llega al máximo. La formación de los primeros pliegues y cabalgamientos que comenzaron a crear la cadena de montañas coincide con los últimos estadios de expansión del golfo de Vizcaya. La orogenia llega a su paroxismo durante el Terciario.

orientales y centrales, no pueden trazarse a lo largo de toda la cordillera, sino que se pierden lateralmente antes de llegar al golfo de Vizcaya.

En consecuencia, la apertura oceánica del golfo de Vizcaya y la rotación de Iberia se produciría con una traslación lateral más moderada, quizá de unas decenas de kilómetros sola-



5. MAPA GEOLOGICO DE LA CORDILLERA PIRENAICA. En este tipo de mapas se representa la distribución cartográfica de los principales grupos litológicos, atendiendo a su edad, junto con la traza en superficie de las principales estructuras tectónicas —en trazo grueso: fallas y cabalgamientos—. Desde el punto de vista geológico, los Pirineos no se restringen al istmo entre España y Francia, sino que se extienden por el noreste hacia el Languedoc, y por el oeste a lo largo de la cornisa cantábrica hasta el norte de Galicia, tanto en tierra firme como en el margen continental. Las investigaciones de geología marina han revelado la existencia de importantes cabalgamientos y pliegues sumergidos bajo el mar Cantábrico. En líneas discontinuas se indica la ubicación de los perfiles de sismica de reflexión profunda que se han realizado para investigar la estructura cortical de la cadena (programas ECORS, ESCI y IAM).



6. MALLOS DE RIGLOS, en Huesca. Están constituidos por conglomerados que se depositaron al pie de los relieves pirenaicos emergentes, de manera sincrónica con la deformación tectónica. Las rocas sedimentarias sintectónicas como los conglomerados de Riglos (*derecha*) son la fuente de información principal sobre la historia evolutiva de los Pirineos, puesto que permiten conocer la edad de la deformación y de la surrección del relieve. Desde el punto de vista estructural, las rocas calizas de la parte superior izquierda de la fotografía forman parte de los mantos de corrimiento frontales de la cordillera, mientras que los mallos conglomeráticos de la derecha pertenecen ya a la cuenca del Ebro (antepaís meridional). Durante el Terciario, a medida que se acumulaban, los conglomerados de Riglos se veían cabalgados de forma progresiva por los propios materiales calizos pirenaicos de cuya erosión se nutrían.

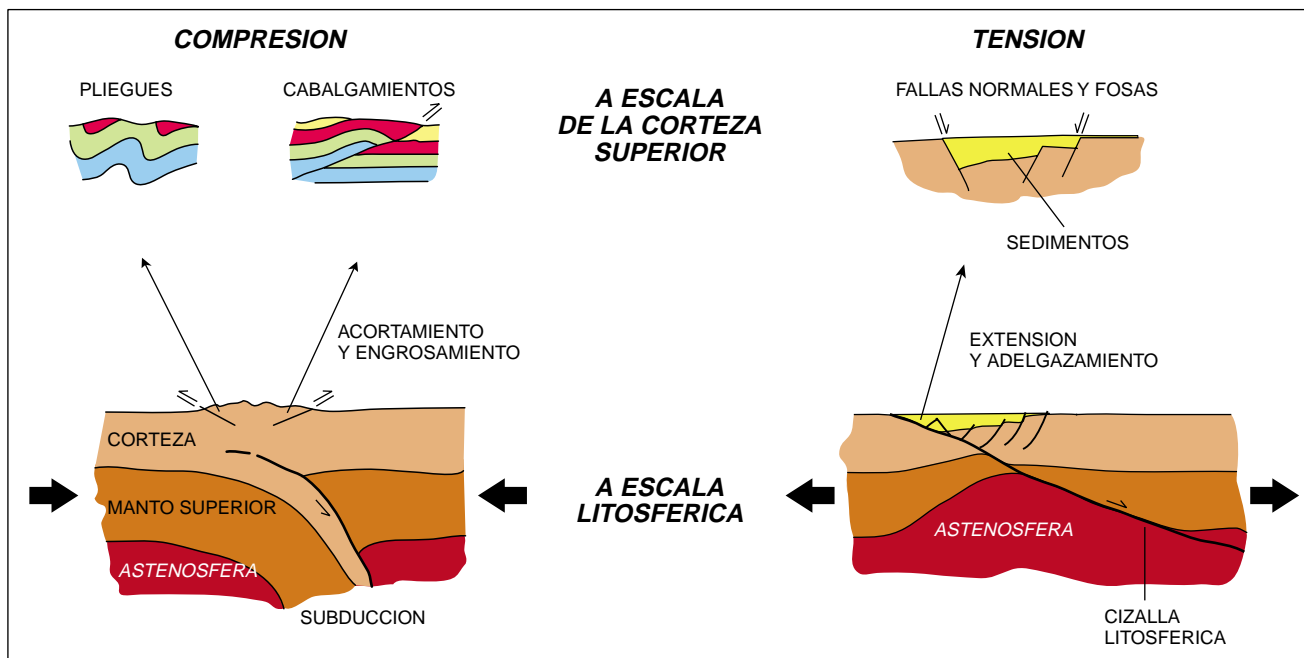
mente. La traslación pudo haber quedado plasmada no en una única estructura, sino a lo ancho del surco de fosas tectónicas cretácicas, resultado de un mecanismo combinado de extensión y deslizamiento lateral, es decir, de “transtensión”.

La componente extensiva, innegable a la luz del volumen y de la naturaleza marina de los sedimentos acumulados en las fosas, debió adelgazar la corteza pirenaica antigua desde un espesor continental normal, próximo a 30 km, hasta poco más de 10 km, permitiendo el flujo de calor y el metamorfismo que hoy observamos.

En cualquier caso, estos acontecimientos terminaron entre la anomalía magnética 34 y la anomalía 33, dentro de los tiempos campanienses del Cretácico superior.

Aunque nos queden dudas sobre cómo llegó, sabemos dónde estaba la placa Ibérica hace poco más de 80 millones de años, justo en el momento de invertir su trayectoria y de comenzar su convergencia con la placa Eurasiática. Si hemos revisado hasta ahora la evolución anterior, pre-orogénica, del dominio pirenaico es por las profundas influencias de su herencia sobre la estructura actual de la cordillera. ¿Cuál fue la historia orogénica?

Las principales cadenas montañosas de la Tierra se han originado por fuerzas compresivas ejercidas cuando dos placas tectónicas se aproximan. Las fuerzas compresivas dan lugar a estructuras de acortamiento de las formaciones rocosas, que acomodan



la reducción de espacio entre las placas en convergencia. A esta categoría de estructuras pertenecen los pliegues que contornean los estratos y las fallas inversas o cabalgamientos (fallas que provocan contracción de las sucesiones rocosas mediante la superposición o corrimiento de unas sobre otras). A gran escala, las estructuras compresivas causan el engrosamiento de la corteza terrestre, que se traduce en formación de tierras altas y montañas.

Las fuerzas compresivas entre las placas Ibérica y Eurasiática cerraron y levantaron la fosa marina que ocupaba la región pirenaica. Así se formó el cinturón montañoso actual, flanqueado por las tierras bajas periféricas de las cuencas de Aquitania y Ebro.

Si atendemos a la distribución de las estructuras tectónicas dentro de la cadena, distinguimos dos fajas principales, una septentrional y otra meridional. La faja septentrional, cabalgante hacia el norte sobre la cuenca de Aquitania, presenta pliegues y cabalgamientos internos volcados en esa dirección. En la faja meridional (más amplia, pues incluye un vasto macizo de rocas ígneas y metamórficas paleozoicas, la "zona axial"), las estructuras están volcadas hacia el sur, hacia la cuenca del Ebro.

Ambas mitades, que confieren a la cordillera pirenaica cierta simetría, la configuran en una cordillera de doble vergencia. La misma distribución de estructuras puede reconocerse también en la región más occidental, en la cornisa cantábrica, si bien allí la

7. LA LITOSFERA TERRESTRE es una entidad dinámica, sujeta a fuerzas tectónicas de tipo diverso. Una región puede estar sometida a fuerzas de tipo compresivo, cuando dos placas tectónicas se acercan, o de tipo distensivo (de tensión), cuando las placas divergen. Las fuerzas compresivas producen acortamiento horizontal y engrosamiento de la corteza, que se resuelve generalmente por pliegues y fallas contractivas o cabalgamientos, como los que edifican los Pirineos. La tensión se traduce en aumento de longitud y adelgazamiento de la corteza, procesos que se acomodan por las denominadas fallas normales o extensivas. A la escala de la litosfera, un límite de placas en convergencia puede resolverse con la subducción de una placa litosférica hacia el manto inferior semifluido (astenosfera). La extensión, por el contrario, se asocia a una remontada de la astenosfera, con un consiguiente flujo de calor hacia niveles relativamente poco profundos.

faja de vergencia septentrional no fue capaz de elevar por encima del nivel del mar un fondo que, al enlazar con la corteza oceánica del golfo de Vizcaya, era originalmente más profundo.

Superada la concepción autoctónica que dominó la geología pirenaica durante parte del siglo pasado, actualmente se atribuye una notable importancia a las estructuras de cabalgamiento y al acortamiento que han causado. Se cifra en decenas de kilómetros la reducción de espacio en el antiguo surco marino. Pero, ¿cómo podemos calcular la magnitud del acortamiento en una cordillera?

Se empieza por seleccionar una sección transversal a la cadena, perpendicular a los ejes de plegamiento y a la traza de los cabalgamientos principales (es decir, paralela a la dirección de movimiento o convergencia en la cordillera), en un segmento cuya geología se conozca bien. La geometría actual de las formaciones rocosas se representa entonces en un corte geológico.

Para calcular el acortamiento general conviene "deshacer" los efectos de la deformación, es decir, devolver a su posición y configuración iniciales las formaciones rocosas, desplegando los pliegues e invirtiendo el movimiento de las fallas o cabalgamientos. En este proceso podremos medir el acortamiento o traslación horizontal que ocurrió para llegar desde la situación original, previa a la deformación, hasta el estado actual.

Mediante la aplicación de tal procedimiento, en una transversal que pasa por el Pirineo leridano se ha calculado un acortamiento global que se cifra en 100-150 km, mientras que en la zona limítrofe entre el Pirineo aragonés y navarro el acortamiento se ha calculado en 80 km. La disminución del acortamiento de este a oeste es coherente con la reducción de anchura y de relieve de la cordillera que se observa en esa dirección. Estos valores cuantifican la convergencia de las placas Ibérica y Eurasiática. A partir de ellos, conociendo la duración de la orogenia,

podemos estimar la velocidad promedio a la que se acercaban las dos placas: entre 1,3 y 2,4 milímetros por año.

El tipo de criterio seguido para acortar la duración de la orogenia recuerda el utilizado para reconstruir la historia mesozoica: el registro de las rocas sedimentarias. Al extenderse y separarse fragmentos de la corteza terrestre, aparecen surcos o cuencas sedimentarias. Durante la elevación de una cordillera se produce también sedimentación en pequeñas cuencas intramontañas o en la periferia de la cadena, en las tierras bajas que denominamos antepaíses. Las rocas sedimentarias que se originan presentan una signatura, una peculiar arquitectura de los estratos, que indica que su sedimentación se producía al mismo tiempo que el plegamiento (discordancias, acuñaamiento de capas, variaciones bruscas de espesor o de granulometría del sedimento, etc.). En los Pirineos, las ro-

cas que portan dicha signatura cubren el intervalo desde finales del Cretácico superior hasta el Mioceno inferior.

De la evolución orogénica de la cordillera podemos destacar varios hechos. Las estructuras compresivas más antiguas, reconocidas en los Pirineos centrales y orientales, son de edad Santoniense superior-Campaniense, edad a la que pertenece la anomalía magnética oceánica encontrada en el golfo de Vizcaya. El inicio de la convergencia fue, al menos durante un breve tiempo, contemporáneo a la expansión oceánica del golfo. Pero no podemos asegurar si en el margen continental al sur del golfo había entonces plegamiento o si la compresión empezó más tarde en esa transversal.

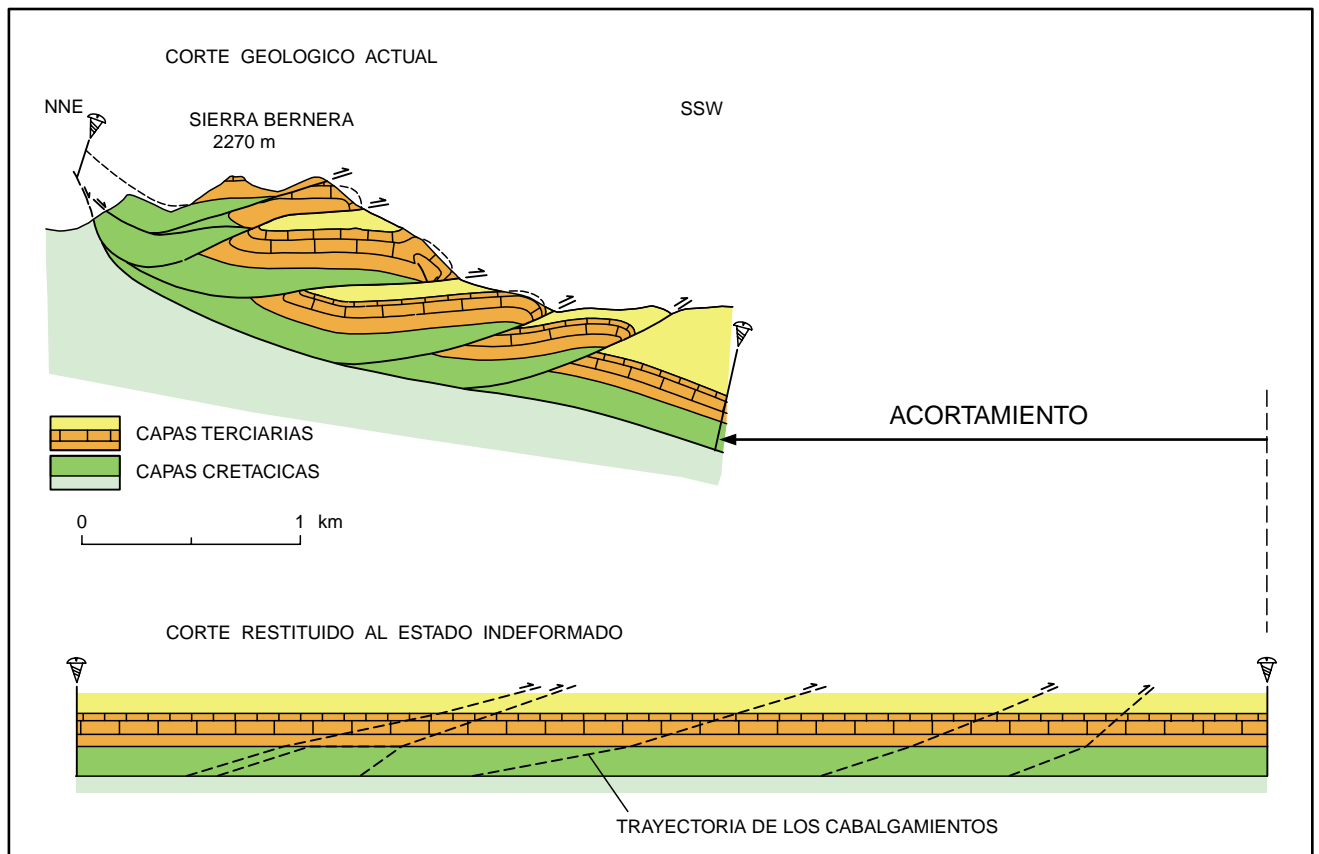
Por otra parte, de los datos del Pirineo emergido se conjetura que, cuando se inició la compresión, la cesión de la corteza y las primeras deformaciones se produjeron en la zona de mayor debilidad, es decir, en el eje del antiguo surco meso-

zoico al norte de los Pirineos, donde la corteza era más delgada y donde existían numerosas fallas formadas durante la etapa de divergencia. Muchas de las antiguas fallas normales se reactivaron como cabalgamientos, en un fenómeno de inversión tectónica.

En esas etapas iniciales, la creación de relieve, modesta, se ceñía a la elevación progresiva del antiguo fondo marino. Los montes pirenaicos pasaron parte de su historia bajo el agua.

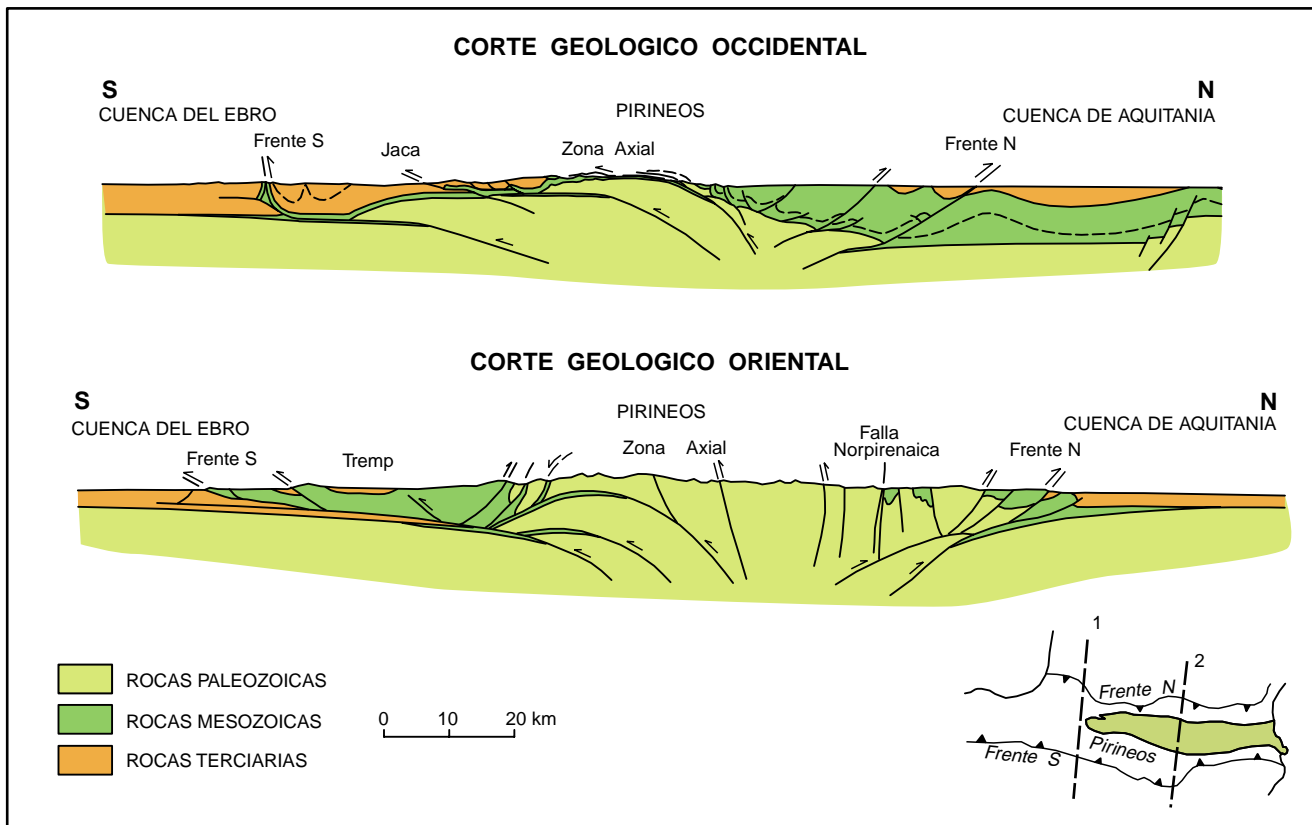
A medida que la convergencia de las placas progresaba, la cordillera creció en anchura y se vio involucrado el margen exterior al sur del antiguo surco, constituido por corteza Ibérica espesa, poco alterada durante la extensión mesozoica. Acortar o apilar corteza rígida y espesa fue un proceso más costoso al que se asoció la creación principal de relieve y la retirada del mar de las tierras hoy emergidas.

El enterramiento y sellado de los últimos cabalgamientos y pliegues por



8. CORTE GEOLOGICO de un sector del Pirineo aragonés, al norte de Jaca. Un corte geológico es una sección vertical del terreno donde se representa la geometría y la distribución de las formaciones rocosas del subsuelo hasta una profundidad determinada. En éste queda reflejada la deformación que han sufrido las capas o estratos rocosos, originalmente horizontales, tras haber actuado los procesos tectónicos. La extensión lateral original que ocupaban las

capas horizontales puede evaluarse "desplegando" la traza sinuosa de las capas y deshaciendo los desplazamientos causados por los planos de cabalgamiento. Comparando la longitud de las capas restituídas y la longitud que ocupan en el corte actual, entre dos líneas de referencia dadas (indicadas por los tornillos), podemos calcular el acortamiento experimentado para pasar de un estadio a otro, un reflejo de la convergencia de las placas tectónicas.



9. DOS CORTES GEOLOGICOS que atraviesan la cordillera pirenaica completa a través de su parte central. La sección oriental discurre entre las localidades de Balaguer y Toulouse, pasando por los valles de Noguera Pallaresa y de Salau. La sección occidental discurre un poco al oeste de la localidad de Jaca, por los valles de Ansó, Belagua, Arette y Oloron, terminando al oeste de Pau. Estos cortes abarcan únicamente la parte superior de la corteza, sector cuya estructura podemos deducir con razonable fiabilidad a partir de las observaciones de superficie y de sondeos, y se basan en los trabajos de numerosos geólogos de ambos lados de los Pirineos. En las dos secciones se aprecia la relativa simetría estructural de la cordillera, con una parte septentrional en la que los cabalgamientos están dirigidos

hacia el norte, y una parte meridional en la que están dirigidos hacia el sur. En la parte topográficamente más alta de la cordillera (Zona Axial), el apilamiento de mantos cabalgantes y su subsecuente erosión ha hecho desaparecer las rocas sedimentarias mesozoicas que cubrían este territorio, exhumando así las rocas paleozoicas. Estas últimas, previamente afectadas por la orogenia Herciniana, de finales del Paleozoico, están constituidas en gran parte por materiales de origen ígneo (granitos) y metamórfico. La magnitud del acortamiento orogénico calculado en estas secciones de la cordillera es mayor en la sección oriental (100 o 150 km, según diferentes investigadores) que en la occidental (unos 80 km), en consonancia con su mayor elevación topográfica y grado de exhumación.

los sedimentos del Mioceno inferior y medio, tal como se observa en las Sierras Exteriores surpirenaicas representa el momento en que Iberia quedó definitivamente unida a Eurasia, a partir del cual la trayectoria de ambas devino indisoluble.

A través de las observaciones de geología de superficie, y con la ayuda de sondeos, hemos llegado a un grado razonable de conocimiento de la estructura interna de los primeros kilómetros de la corteza pirenaica y hemos podido evaluar la magnitud del acortamiento orogénico en estos niveles.

Ahora bien, para mantener el equilibrio de masas durante la orogenia, han de ser semejantes el acortamiento y la reducción de espacio en todos

los niveles de la corteza, más allá de donde tenemos observación directa. Mas, ¿cómo se resuelve la estructura en los niveles profundos?

Por sí solas, las observaciones de superficie no bastan para hallar la solución. Pero si les sumamos las investigaciones geofísicas del subsuelo podemos obtener un modelo litosférico de la cordillera. Las investigaciones sobre la tectónica profunda se apoyan en la medida de la gravedad de la tierra (gravimetría) y en la propagación de ondas sísmicas (naturales o generadas por explosiones controladas).

De las variaciones de la gravedad entre un punto y otro inferimos contrastes de densidad en la litosfera de una región a otra. Algunas de las variaciones o anomalías gravimétricas

son fruto de factores cercanos a la superficie. Cuencas ocupadas por materiales sedimentarios poco densos o cuerpos volcánicos someros de alta densidad serían ejemplos típicos. Sin embargo, otras anomalías reflejan factores más profundos, ligados al límite entre la corteza y el manto. En la zona axial de los Pirineos se detecta una manifiesta anomalía negativa de la gravedad, que trasciende la escala local y refleja el engrosamiento de la corteza bajo la cordillera. Puesto que la densidad de la corteza es menor que la del manto, cualquier prolongación de la corteza dentro del manto se traducirá en un descenso de la gravedad en aquella región.

Como cabía esperar de los fenómenos de convergencia y acortamiento orogénico, tenemos indicios fiables



10. LOS CABALGAMIENTOS o fallas contractivas son elementos fundamentales de la estructura de la cordillera pirenaica. Esta imagen, tomada en las Sierras Interiores altoaragonesas al norte de Hecho, muestra uno de estos cabalgamientos, que aparece como una superficie de contacto nítida mediante la cual areniscas de edad cretácica (con tonalidad marrón) han montado —“cabalgado”— por encima de calizas de edad terciaria (con tonalidad blanca), invirtiendo así el orden normal de la sucesión estratigráfica. La flecha amarilla indica la dirección de avance de la masa cabalgante o manto de corrimiento.

de que la corteza pirenaica es más gruesa que la de las regiones llanas circundantes.

¿Hasta qué punto es más gruesa? ¿Qué forma adquiere esa “raíz” bajo la cordillera? La solución nos vendrá dada por la refracción y la reflexión de ondas sísmicas provocadas en el subsuelo. La refracción de las ondas sísmicas permite dividir la litosfera en capas dotadas de diferentes propiedades físicas, en las que las ondas se propagan a distinta velocidad. Así, el límite entre la corteza y el manto (discontinuidad de Mohorovicic o “Moho”) está definido por una superficie refractante entre una capa donde la velocidad de las ondas *P* es 6-6,5 km/s (corteza) y otra donde la velocidad aumenta a 8 km/s (manto).

A principios de los años ochenta, J. Gallart y M. Daignières analizaron datos de refracción de ondas sísmicas causadas por explosiones controladas en los Pirineos. Y cifraron el engrosamiento cortical bajo la cadena: del espesor medio de 30-33 km de la corteza ibérica fuera de la cordillera se pasaba a más de 45 km bajo las altas cumbres de la

misma. Dedujeron, además, que el espesor cortical caía de nuevo, bajo la vertiente norte de los Pirineos, a 30 km.

Esa brusca transición parecía hallarse bajo la falla Norpirenaica. Se esbozó así un modelo de la cadena en el que la falla Norpirenaica constituía una fractura vertical maestra que atravesaba toda la corteza, separando dos dominios con espesor cortical diferente. Enlazando con la importancia que muchos autores habían concedido a la falla durante la separación y rotación de placas en el Mesozoico, la misma estructura adquiriría una función preponderante en la orogenia pirenaica.

Con tal modelo, sin embargo, resultaba difícil equilibrar el acortamiento orogénico entre la corteza superior y la corteza inferior. En efecto, no bastaba una fractura vertical en profundidad para provocar, por sí sola, acortamiento alguno; por tanto, había que suponer una importante magnitud de acortamiento dúctil y homogéneo en los niveles medios e inferiores de la corteza, al menos del mismo orden que el asignado a la traslación de los mantos de corrimiento de la corteza superior.

La siguiente generación de modelos geotectónicos de los Pirineos brotó de la realización de perfiles de sísmica de reflexión. Los principios en los que se basa el método sísmico de reflexión son semejantes a los del método de refracción, con la salvedad de que, en este caso, se analizan las reflexiones de las ondas, tal y como se detectan en una serie de puntos de registro o geófonos dispersos a partir de un punto de explosión móvil.

Tras un adecuado tratamiento de las señales recibidas, se obtiene una sección vertical de la corteza con las trazas de los principales niveles o superficies reflectoras. Luego, se asocia cada traza reflectora a una capa o estructura tectónica particular; de ese modo, algunas reflexiones representan estratos, otras superficies de fractura, cabalgamientos e incluso la discontinuidad Moho.

La ejecución de un perfil profundo de reflexión requiere el concurso de varias instituciones o países. El primer perfil sísmico (perfil ECORS-Pirineos), fruto de un programa de cooperación hispano-francés, se elaboró en la segunda mitad de los ochenta, atravesando la cordillera desde Toulouse a Balaguer. Ahora disponemos ya de seis perfiles que atraviesan el dominio pirenaico-cantábrico y el golfo de Vizcaya.

Los perfiles de sísmica de reflexión pirenaicos, además de precisar valiosos detalles de la estructura interna y del espesor de la corteza, han revelado que la falla Norpirenaica

no atraviesa toda la corteza (está interrumpida por el cabalgamiento frontal norpirenaico) y que la estructura cortical profunda es asimétrica. La corteza Ibérica tiende a sumergirse hacia el norte bajo la Europea, que mantiene una profundidad al Moho constante. Los perfiles han mostrado que una placa ha montado sobre la otra.

Los resultados de los perfiles deben servirnos para construir nuevos cortes geológicos, que representen esta vez ya toda la corteza y el manto superior. Conviene saber, empero, que los perfiles de reflexión no son un recurso infalible. No hemos logrado la resolución inequívoca de la estructura profunda de la parte central de la cadena; y se discute sobre la forma precisa con que la placa Euroasiática se superpone a la Ibérica.

Así, en el análisis del perfil ECORS-Pirineos, P. Choukroune, F. Roure y demás integrantes del equipo ECORS han llegado a la conclusión de que la superposición entre las dos placas es moderada; además, resuelven gran parte del acortamiento en profundidad mediante numerosos cabalgamientos intracorticales que afectan a la corteza inferior de ambas placas.

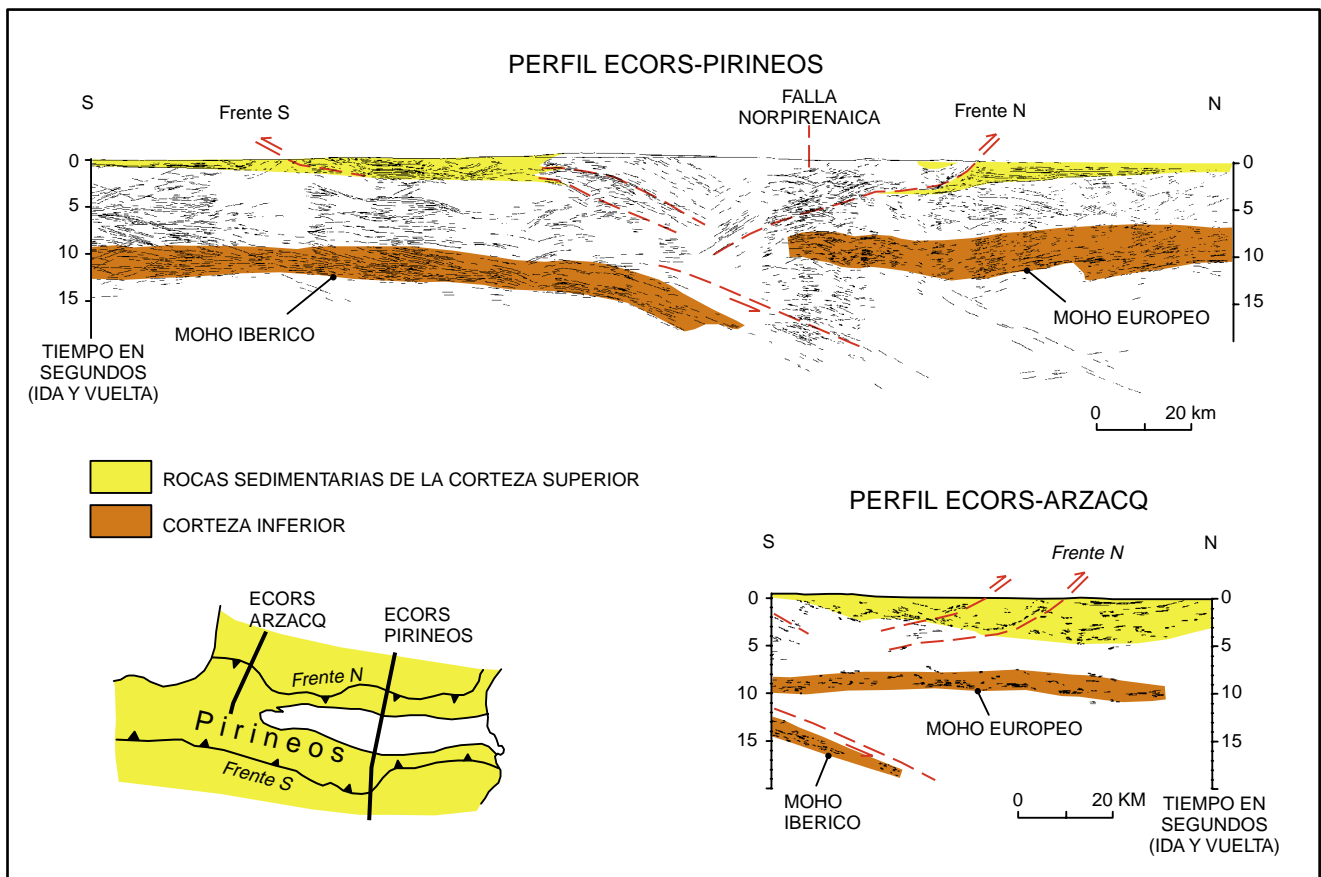
De esa explicación discrepan J. A. Muñoz, X. Berastegui y colaboradores, en cuya opinión la convergencia entre la placa Euroasiática y la Ibérica se ha traducido en una subducción continental de la segunda, hasta una profundidad superior a la detectada por el perfil.

Otro perfil sísmico profundo disparado a finales de los ochenta, el perfil ECORS-Arzacq, podría arrojar

más luz al interior de la tierra. Un repaso de la distribución de los niveles reflectores en dicho perfil me llevó a la conclusión de que podía reconocerse corteza Ibérica adentrándose hacia el manto hasta una profundidad de al menos 60 km.

El perfil ECORS-Arzacq revelaba más detalles de la geometría del engrosamiento cortical bajo la cordillera. A raíz de la colisión entre placas, la corteza Europea se había introducido como una cuña en la Ibérica, doblando así el espesor original. La parte inferior desgajada de ésta se había subducido hacia el manto, mientras que la superior quedó deformada en el prisma orogénico supracortical.

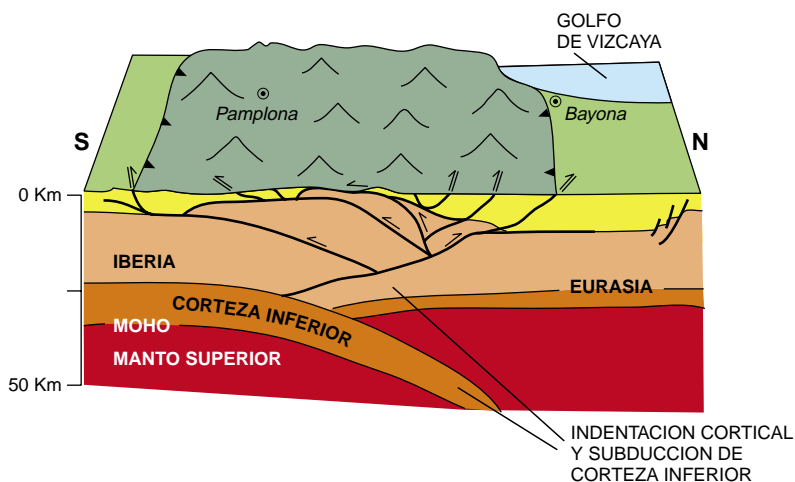
La teoría de la tectónica de placas predice que, cuando una placa continental converge con una placa



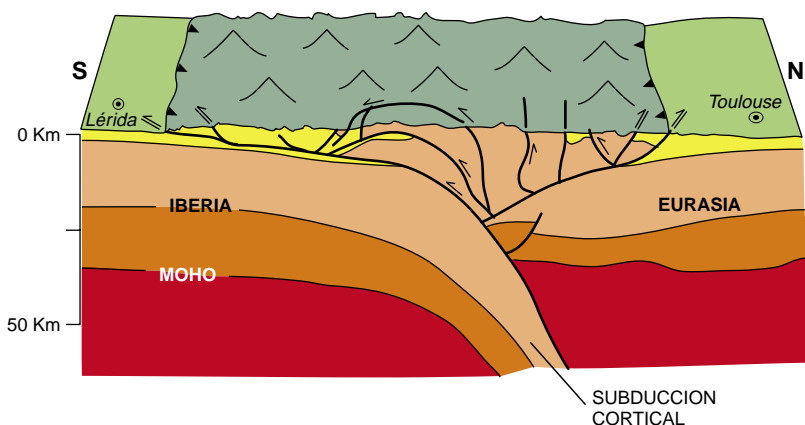
11. PARA LA INVESTIGACION de la estructura profunda de la corteza pirenaica se utilizan técnicas geofísicas como la sísmica de reflexión, que se basa en la propagación y en las reflexiones en el subsuelo de ondas sísmicas artificiales generadas por explosiones controladas. Con los datos registrados en una serie de geófonos se construye una sección vertical del terreno (perfil sísmico), en la que las líneas cortas representan la traza de los principales niveles o superficies reflectoras bajo el suelo. Estas trazas deben ser interpretadas y atribuidas a elementos geológicos particulares (estratos, contactos litológicos, cabalgamientos, etc.). La figura reproduce dos perfiles realizados en los Pirineos,

cuya traza coincide aproximadamente con la de los cortes someros de la figura 7. En ambos perfiles quedan bien expresados los rasgos fundamentales de la estructura cortical, y se individualizan claramente las cortezas ibérica y europea, con la discontinuidad de Mohorovicic (Moho) en la base. Uno de los resultados más notables de los perfiles es la representación de la inmersión de la placa Ibérica hacia el norte, por debajo de la placa Euroasiática. Este hecho manifiesta los efectos del acortamiento pirenaico a gran profundidad. La escala vertical no está en unidades de longitud, sino de tiempo de ida y vuelta de las ondas sísmicas reflejadas.

CORTE GEOLOGICO OCCIDENTAL (PERFIL ECORS-ARZACQ)



CORTE GEOLOGICO OCCIDENTAL (PERFIL ECORS-PIRINEOS)



oceánica, la segunda se subduce hacia el manto bajo la primera, en razón de su mayor densidad. Pero si se acercan dos placas continentales, prosigue la teoría, entonces no hay subducción, pues la corteza continental granítica es mucho menos densa que el manto y su "flotabilidad" le impide adentrarse en él. Todo apunta a que los Pirineos vulneran esa regla. Podemos descartar la antigua existencia de un segmento de corteza oceánica —hoy consumido— en el dominio pirenaico ahora emergido, ya que, como corrobora el perfil sísmico ECORS-Vizcaya, la corteza oceánica del golfo de Vizcaya no pasaba del meridiano de Asturias occidental. Por tanto, la porción de corteza subducida bajo los Pirineos ha de ser enteramente continental.

Ahora bien, hay factores que podrían quitar hierro a esa aparente contradicción con la teoría de la tectónica de placas. En primer lugar, sólo ha

subducido la corteza inferior —más densa, a la luz de la distribución de las velocidades de las ondas sísmicas—, mientras que las cortezas media y superior se han acortado mediante la indentación de la cuña Europea y mediante el prisma orogénico de la corteza superior. En segundo lugar, al hundirse material cortical a profundidades mantélicas, cabe presumir que se viera sometido a unas condiciones de presión y temperatura elevadas, capaces de provocar un metamorfismo intenso en las rocas que incrementara su densidad (tenemos constancia de tales transformaciones mineralógicas y microestructurales gracias al afloramiento de este tipo de rocas —denominadas eclogitas— en otras regiones del globo).

Hasta aquí nos hemos ocupado del segmento ístmico de los Pirineos. ¿Cuál es la situación en el sector Cantábrico? Tras el descubrimiento

12. ESTRUCTURA TECTONICA a escala cortical de los Pirineos, basadas en las investigaciones de superficie y en los datos geofísicos del subsuelo profundo. El corte oriental, debido a J. A. Muñoz, X. Berastegui y colaboradores, se apoya en el perfil ECORS-Pirineos, el primero en realizarse. En esta hipótesis se contempla una subducción de la corteza Ibérica hacia el norte bajo la Eurasiática, fruto de la convergencia entre ambas placas. Para elaborar la sección occidental (situada 160 kilómetros más al oeste), me basé en el perfil de reflexión ECORS-Arzacq y en datos de sísmica de refracción de zonas más al sur. Los datos disponibles llevaron a la conclusión de que la corteza Eurasiática se había introducido como una cuña en la corteza Ibérica, y que únicamente la parte inferior de ésta última había subducido hacia el manto.

de un sistema de cabalgamientos de estilo "pirenaico" en la plataforma y talud submarinos, los equipos de Le Pichon y de G. Boillot propusieron que, durante la etapa compresiva del Terciario, una parte de la corteza oceánica del golfo de Vizcaya había subducido hacia el sur bajo el margen continental noribérico. La subducción debía haber sido limitada, puesto que la región carece de algunas de las características distintivas de las zonas de subducción océano/continente; en especial, de magmatismo (arcos de islas, cinturones volcánicos, etc.), que no falta en los márgenes activos actuales de los Andes y del Pacífico occidental, por citar dos ejemplos típicos.

sin embargo, los perfiles sísmicos del programa español ESCI-N revelaron que la estructura profunda de la corteza continental cantábrica es muy semejante a la de los Pirineos centrales. Bajo los Picos de Europa, existe también un fragmento de corteza continental que se sumerge hacia el norte hasta profundidades mantélicas, incluso en esa región que originalmente estaba enfrentada a corteza oceánica. Bajo el mar, los perfiles ESCI-N han corroborado la existencia de cabalgamientos en el margen continental que convergen en un nivel de despegue basal. No puede confirmarse si este despegue basal corresponde a un verdadero plano de subducción situado sobre corteza oceánica, cuya extensión allende la franja de anomalía magnética 34, situada bastante al norte de los cabalgamientos, se desconoce. Las estructuras cabalgantes que hoy

ANTONIO TEIXELL enseña geotectónica en la Universidad Autónoma de Barcelona. Ha trabajado, adscrito al Instituto Geológico y Minero de España y a la universidad, en temas de investigación de geología estructural y de tectónica-sedimentación en diversas cordilleras de Europa, de Norteamérica y del norte de África. Lleva más de 15 años estudiando la cordillera Pirenaica.

observamos podrían representar únicamente deformaciones intracorticales del antiguo margen continental pasivo.

Todo esto se refiere a unos acontecimientos que concluyeron hace unos 20 millones de años. La convergencia entre las placas Ibérica y Eurasiática cesó. No hay duda de que los Pirineos se están erosionando, pero podemos matizar si han dejado o no de crecer. A este respecto, la existencia de la raíz de corteza profunda que se adentra hacia el manto, bajo la cordillera, tiene unas consecuencias importantes.

Por el estudio de la propagación de las ondas de los terremotos se sabe que la astenosfera, capa semifluida y densa, subyace bajo la litosfera. Según su altura topográfica, las regiones del globo se encuentran en equilibrio isostático, flotando sobre la astenosfera; se trata del principio de Arquímedes aplicado a nuestro planeta. Al igual que el ascenso que se produce al aligerar de carga un buque, al erosionarse una tierra alta la masa que se pierde se traduce en un levantamiento masivo de la corteza que la subyace.

¿Significa eso que los Pirineos son cada vez más altos? No, si los consideramos en conjunto, ya que la altura media de la cadena va disminuyendo, pero algunas cumbres, de erosión ineficaz, podrían ganar altura. En algunas zonas del Pirineo francés se han medido elevaciones (desnivelamientos) recientes de alrededor de 1 mm por año. En términos de evolución del relieve, los Pirineos constituyen una cordillera joven.

Por otra parte, el que los Pirineos puedan atravesar una relativa placidez tectónica, no significa que sea una región sismológicamente inactiva. La región sufre frecuentes terremotos, casi siempre de baja intensidad, salpicados de sacudidas violentas. El 13 de agosto de 1967,

un temblor que azotó la localidad bernesa de Arette, una de las zonas de mayor actividad sísmica, alcanzó una magnitud de 5,3. Los terremotos más destructores de los que se tiene documentación histórica afectaron al Pirineo catalán, en el siglo XV (1427 en Olot y 1428 en Queralbs). No puede decirse que los Pirineos constituyan una zona de alto riesgo, pero el caso de Arette nos puso de nuevo sobre aviso. Se conocen mal todavía los mecanismos focales de los terremotos pirenaicos, aunque se sospecha que los seísmos podrían derivar de la reactivación de algunas fallas antiguas producidas durante la etapa orogénica.

La investigación geológica de los Pirineos seguirá deparando sorpresas, con la introducción de nuevos enfoques y la aplicación de técnicas refinadas. Entre las últimas incorporadas, está la medición de la conductividad eléctrica a través de la litosfera, que ha permitido detectar una zona de conductividad anómalamente alta bajo la parte axial de la cadena, entre 30 y 80 km de profundidad. Para J. M. Pous y colaboradores, esa conductividad refleja la presencia de fluidos que impregnan las rocas, magma derivado de la fusión parcial de la raíz cortical pirenaica. De ser ciertas estas atribuciones, algún día el magma podría buscar su camino hasta la superficie. Esto parece lejano todavía, pero si algún día la región pirenaica inicia un nuevo ciclo de fracturación y reapertura, entonces, convendrá estar al acecho.

BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTARIA

THE ECORS PYRENEAN DEEP SEISMIC PROFILE REFLECTION DATA AND THE OVERALL STRUCTURE OF AN OROGENIC BELT. P. Choukroune y Equipo ECORS, en *Tectonics*, volumen 8, págs. 23-39, 1989.

TALL GEOLOGIC DEL PIRINEU CENTRAL 1:200.000. X. Berastegui, M. Losantos, J. A. Muñoz y C. Puigdefàbregas, Ed. Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, 1993.

SYNTHESE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DES PYRENEES. A. Barnolas y J. C. Chiron, Ed. BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 1996.

CRUSTAL STRUCTURE AND OROGENIC MATERIAL BUDGET IN THE WEST CENTRAL PYRENEES. A. Teixell, en *Tectonics*, volumen 17, páginas 395-406, 1998.