

Deformación, metamorfismo y magmatismo: el cóctel de la formación de las cadenas de montañas

Deformation, metamorphism and magmatism: the mountain belt formation cocktail

ANA CRESPO-BLANC

Departamento de Geodinámica - IACT, Universidad de Granada - CSIC, 18071. Granada, España. E-mail: acrespo@ugr.es

Resumen Los orógenos que se forman en zonas de convergencia de placas son de dos tipos: a) los orógenos de tipo andino, que se generan cuando la subducción de la litosfera oceánica por debajo de una placa de naturaleza continental lleva varias decenas de millones de años funcionando y b) los orógenos de colisión, que se forman cuando dos placas de naturaleza continental se enfrentan, una vez que desaparece la litosfera oceánica que los separaba, por subducción de la misma. Aunque ambos tipos de orógenos tienen atributos específicos, procesos geológicos comunes los han modelado: deformación, metamorfismo y magmatismo. En este artículo se describen los rasgos más característicos de cada uno de los tipos de orógenos. Se hace especial énfasis en los Alpes, los Pirineos y las Béticas como ejemplos de orógenos de colisión: todos ellos modelan la topografía de Europa y en particular de la Península Ibérica.

Palabras clave: Orógeno, tipo andino, tipo colisión.

Abstract *There are two types of orogens that form in plate tectonics convergence zones: a) the andean-type orogens, that form when the subduction of oceanic lithosphere below a continental plate lasts at least a few tens of million years and b) the collision-type orogens, that develop when two continental plates are brought face to face after the oceanic lithosphere that separated them has disappeared by subduction. Although each one of these orogens has specific features, both types have been modeled by the same geological processes: deformation, metamorphism and magmatism. In this paper, the most relevant characteristics of the two main orogen types are described. Special emphasis is made on the Alps, the Pyrenees and the Betics, as case-studies of collision orogen. Indeed, the three of them model the European topography, in particular in the Iberian Peninsula.*

Keywords: *Orogen, andean-type, collision-type.*

INTRODUCCIÓN

La mayoría de los relieves montañosos actuales aparecen formando cadenas que recorren la Tierra a lo largo de miles de kilómetros. Se distribuyen esencialmente a lo largo de dos cinturones orogénicos (Fig. 1): un primero situado al oeste de los continentes americanos, que abarca desde los Andes hasta las Montañas Rocosas y Alaska, y un segundo, el de los Alpes al Himalaya, pero se extiende más allá, desde el extremo occidental del mediterráneo hasta el sureste asiático. Su alineamiento tiene una relación muy estrecha con la tectónica de placas. Aunque ambos cinturones se han generado en zonas de convergencia de placas (ver Carcavilla 2018 b, en este volumen), la naturaleza de sus bordes varía. En el caso de las montañas que bordean el oeste de los continentes

americanos, una de las dos placas es de tipo oceánica (Pacífico), mientras que en las cadenas alpinas e himaláyicas ambos bordes de las placas enfrentadas son continentales (norte de Asia y Europa frente a África, Arabia e India). Por ello, se han diferenciado los cinturones montañosos en orógenos de tipo andino y orógenos de tipo colisión. El nombre de los primeros deriva de los Andes, la mejor representación de ese tipo de orógeno, mientras que el segundo proviene del proceso tectónico de colisión continental.

Este artículo describe los grandes rasgos de la anatomía de cada tipo de orógeno. Pondremos especial énfasis en los orógenos de colisión, ya que la Península Ibérica está involucrada en la reciente colisión entre Europa y África. Tres casos cercanos nos servirán para resaltar algunos aspectos concretos de la formación de los orógenos de colisión, así

Fig. 1. Distribución de las principales cadenas de montañas actuales (base topográfica: ETOPO1 según Amante y Eakins, 2009).

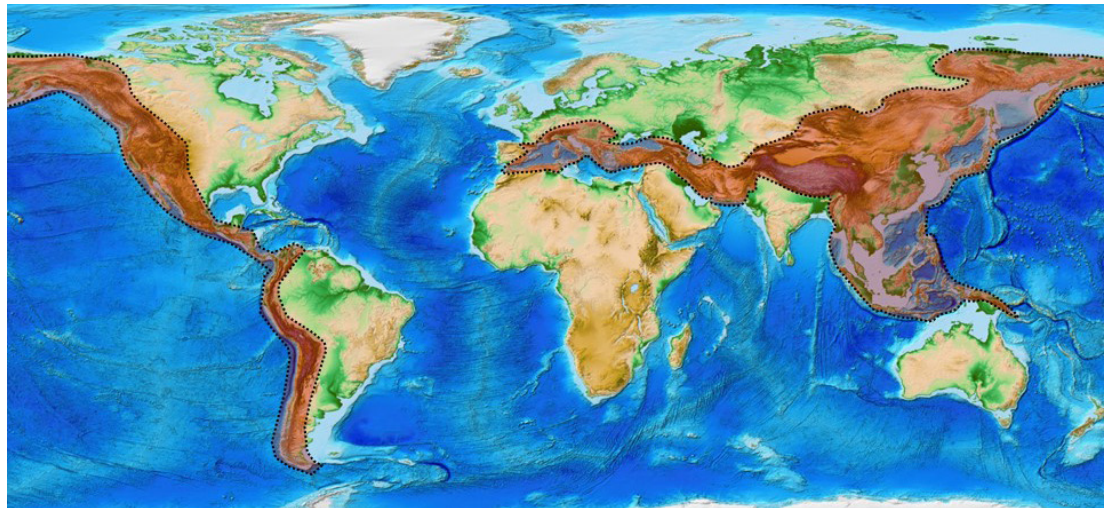


Fig. 2. A. Corte a través de los Andes, como ejemplo característico de un orógeno de tipo andino (modificado de Frisch et al., 2011). B. Batimetría y topografía de la parte central de los Andes (base topográfica: ETOPO1 según Amante y Eakins, 2009).

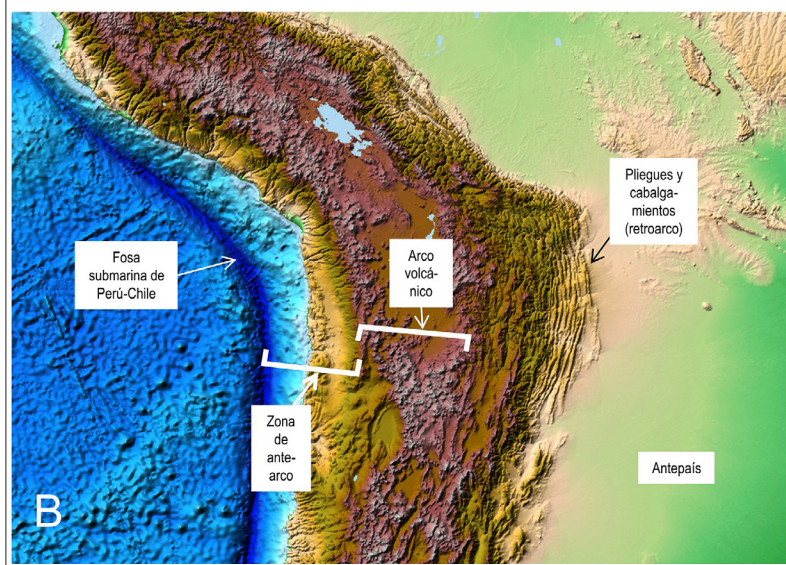
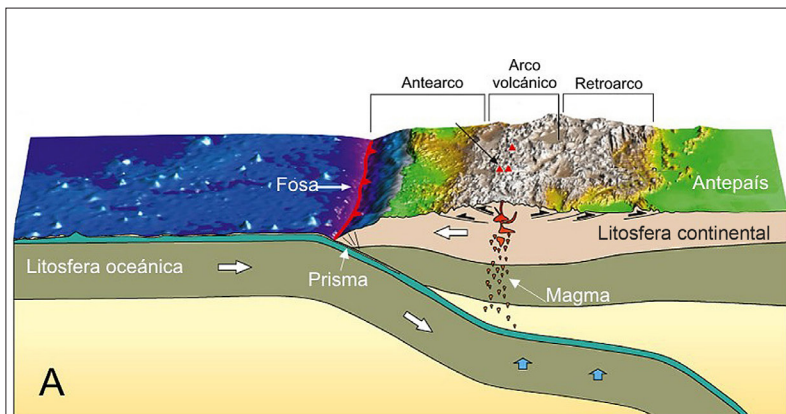
como de la metodología empleada para su estudio: a) los Alpes, la cadena de montañas más estudiada del mundo y en los que se han descrito por primera vez muchos de los procesos que actúan en su formación, b) los Pirineos, que resultan de la colisión entre Europa y la Península Ibérica, que decidió independizarse como placa de pequeñas dimensiones en un momento de su evolución (en el Cretácico), y c) las Béticas, que nos servirán para explicar cómo se puede formar los relieves más altos de España a un tiro de piedra del Mediterráneo.

ORÓGENOS DE TIPO ANDINO

Los orógenos de tipo andino se generan en zonas de convergencia, cuando la subducción de la corteza oceánica por debajo de una placa de naturaleza continental lleva unas pocas decenas de millones de años funcionando (Fig. 2, Twiss y Moore, 1995; Frisch et al., 2011). Los Andes representan un caso extremo de longevidad de este proceso, ya que el borde oriental del Pacífico lleva más de 400 Ma hundiéndose por debajo de la placa de América del Sur (Stampfli et al., 2002). Este tipo de límite de placas se llama también margen activo, en contraste con el término de margen pasivo, que representa la transición continente-océano en una misma placa (ej. transición África – Atlántico). La actividad ígnea que acompaña la subducción es muy importante y el magma, que proviene de la fusión parcial de la placa subducida durante varias decenas de millones de años, termina construyendo lo que se denomina un arco volcánico.

La anatomía general de un orógeno de tipo andino es la siguiente, desde la placa oceánica hasta la continental (Figs. 2A y 2B):

- 1) Fosa submarina: marca la línea de contacto entre la placa oceánica que subduce y la placa continental. El hundimiento de la litosfera oceánica genera una depresión muy marcada. En el caso de los Andes alcanza una batimetría de 8065 m. Los sedimentos detríticos que provienen de la erosión del arco volcánico y en general del continente, se acumulan en esa fosa.
- 2) Prisma de acreción: la convergencia en el límite de placa genera un acortamiento cuyo resultado es la formación de pliegues y cabalgamientos que lo acomodan. Estas estructuras de acortamiento afectan tanto a las rocas sedimentarias que se sitúan sobre la placa oceánica y que se va incorporando a la subducción, como a las de la fosa. El conjunto se denomina prisma de acreción (ver también Fig. 5). Pliegues y cabalgamientos similares pueden ser modelizados en laboratorio (Crespo-Blanc 2002, Crespo-Blanc y Luján, 2004, Murcia y Crespo-Blanc, 2008), como se aprecia en la figura 3, donde la base corresponde a la placa oceánica sobre la cual se han depositado los sedimentos, simula-



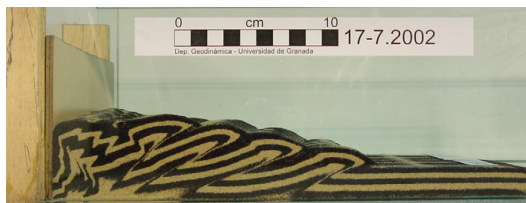


Fig. 3. Modelo analógico de un sistema de pliegues y cabalgamientos en laboratorio (tomado de Crespo-Blanc 2002).

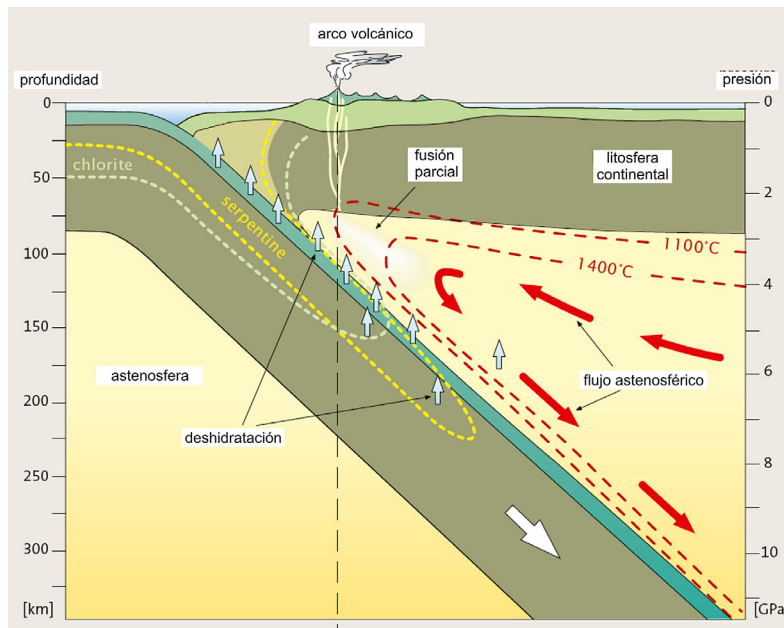
dos por arena en capas de distintos colores. La compresión deforma el paralelepípedo inicial superponiéndose escamas unas encima de las otras (sistema de cabalgamientos en secuencia).

3) Zona de antearco: desde el prisma de acreción hasta el arco volcánico, suele estar presente la zona de antearco, con menor deformación (Fig.2.A). En la parte sumergida de esa zona, es frecuente la aparición de una cuenca, donde se acumulan los aportes vulcano-sedimentarios provenientes de la erosión del continente (del arco volcánico en particular).

4) Arco volcánico: el magmatismo en el arco volcánico se genera tanto por la fusión parcial de la placa oceánica subducida cuando ésta alcanza aproximadamente 100 km de profundidad, como por la del manto de la placa superior (Fig. 4). Esta fusión está facilitada por la presencia de agua, arrastrada hacia la profundidad con los sedimentos depositados sobre la placa oceánica subducida, pues el agua reduce el punto de fusión de los minerales que forman las rocas. Además, la subducción de la placa oceánica induce un flujo en la porción de astenosfera que se sitúa por encima de la subducción. Así, la cuña astenosférica se renueva constantemente con material mantélico caliente. Esa constante fuente de calor favorece la fusión de las rocas del manto y corteza de la placa continental que se sitúan por encima. La anchura del arco volcánico, donde se concentran cámaras magmáticas y volcanes, suele ser del orden de unos 100 km.

Gran parte del magma producido (de composición basáltica) se acumula en la corteza, en grandes cámaras magmáticas (que formarán batolitos una vez enfriados *in situ*). En esas cámaras, el magma se diferencia, dejando atrás los minerales ricos en hierro que cristalizan y se sedimentan en la base de las cámaras magmáticas debido a su alta densidad. Así, el fundido restante se enriquece en sílice y minerales más ligeros, lo que permite su ascenso a través de la corteza del borde continental hasta alcanzar la superficie (con una composición andesítica), donde el vulcanismo suelen ser de tipo explosivo. La acumulación de cuerpos intrusivos formados en diversos estadios de la subducción termina por engrosar la corteza debajo del arco volcánico (hasta 70 km en los Andes).

4) Zona de retroarco: en un orógeno de tipo andino, la convergencia de placas se hace sentir más allá del arco volcánico, en dirección al continente (Fig. 2A). Afecta a las rocas continentales así como a la acumulación de los sedimentos que provienen de la erosión de los relieves. Es llamativa la topo-



grafía que se muestra en la parte E de la figura 2B: las "arrugas" del terreno contrastan con las llanuras situadas más al este, donde terminan los relieves andinos. Estas arrugas marcan pliegues y cabalgamientos, estructuras idénticas a las que se forman en el prisma de acreción, aunque esta vez, tienen una dirección de transporte opuesta además de formarse en un ambiente aéreo o subaéreo y no debajo del mar, cerca de la fosa.

Fig. 4. Flujo mantélico en una zona de subducción (modificado de Frisch et al., 2011). La fusión parcial alcanza tanto la cuña de manto astenosférico como la placa oceánica subducida.

ORÓGENOS DE COLISIÓN

Durante una convergencia de placas, cuando desaparece la litosfera oceánica que separa dos continentes, éstos terminan enfrentándose: se genera un orógeno de colisión (Fig. 5). Junto con el océano, al principio de la colisión, la parte continental de la placa está arrastrada en la zona de subducción, pero no por mucho tiempo (ver Carcavilla 2018b, en este mismo volumen). En efecto, la relativa flotabilidad de la litosfera continental subducida impide que este proceso prosiga y se bloquea la subducción. Una vez que la convergencia se ha ralentizado (o cesado), la litosfera oceánica atada a la placa subducida puede romperse bajo su propio peso (Fig. 6). Una cuña de material astenosférico caliente (y ligero) ocupa su espacio, lo que favorece la fusión de la litosfera continental situada por encima. Además, el restablecimiento del equilibrio isostático acentúa la formación de los relieves.

Durante una colisión continental, se generan estructuras de acortamiento que acomodan los movimientos horizontales de la convergencia de placas. Grandes láminas de rocas están enterradas: se engrosa la corteza y los relieves montañosos se forman. Una consecuencia de ese engrosamiento es el aumento de temperatura y presión al que están sometidas las rocas soterradas, que se metamorfizan. Si el aumento de temperatura es suficientemente alto, en las partes más internas del orógeno, la fusión parcial de las rocas puede ocurrir, generando magma. Así pues, el metamorfismo y la deformación

Fig. 5. Elementos tectónicos que conforman un orógeno de colisión antes (A y B) y después de la colisión (C). Estadio C: líneas punteadas, zonas externas; línea discontinua, zona interna (modificado de Stampfli, 2008).

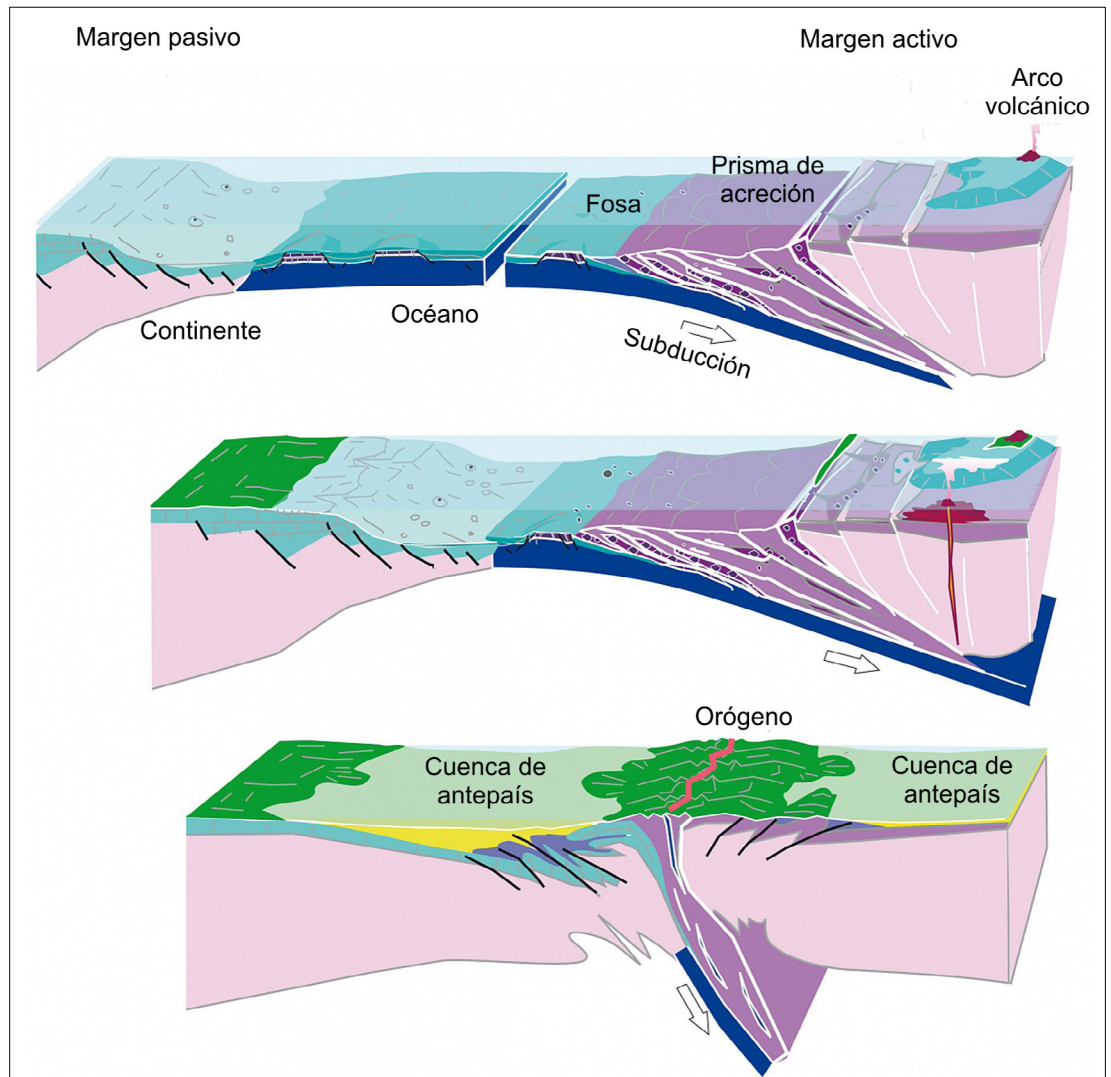
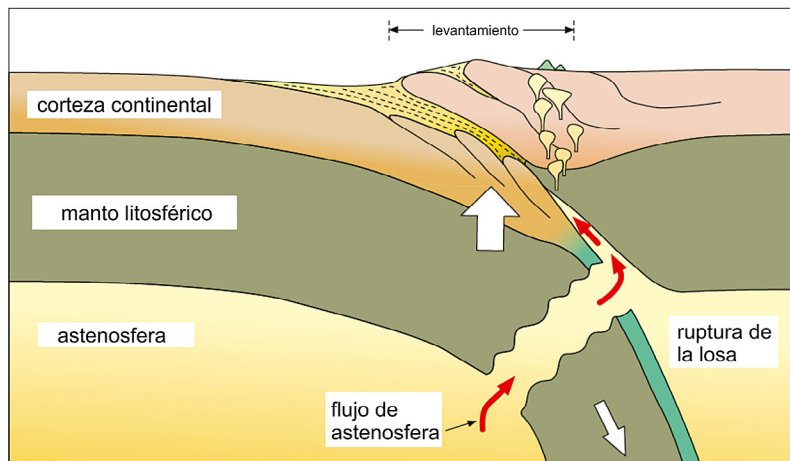


Fig. 6. Ruptura de la losa litosférica ("slab break-off", modificado de Frisch et al. 2011).



son los dos procesos tectónicos más importantes que tienen lugar durante una colisión.

Metamorfismo regional (y magmatismo)

El soterramiento de grandes porciones de continentes durante la colisión genera metamorfismo regional, cuyos factores más importantes son: a) la presión litostática, que actúa con la misma magnitud en todas las direcciones (de tipo hidrostático) y cuya magnitud es proporcional a la profundidad;

b) la temperatura; c) la presión dirigida, generada por los esfuerzos tectónicos y con una dirección determinada, y d) la fase fluida, principalmente compuesta por agua. Es importante no confundir el metamorfismo regional con el metamorfismo de contacto, que tiene lugar en las rocas situadas alrededor de las intrusiones, es decir, el encajante de los cuerpos ígneos.

Durante el metamorfismo, el conjunto de los minerales de una roca se adaptan a las nuevas condiciones de presión (P) y temperatura (T) a través de reacciones minerales que tienen lugar en estado sólido. Así, se forman un conjunto de nuevos minerales, la paragénesis metamórfica. Esos ensamblajes, denominados facies metamórfica, son específicos de unas determinadas condiciones de P y T (Fig. 7). Entre otros, permite determinar la profundidad a la que una roca ha sido llevada durante la colisión, pues cada kilobar de presión corresponde aproximadamente a 3,5 km de carga litostática de rocas.

El papel de la presión dirigida durante el metamorfismo regional es muy importante: los nuevos minerales recristalizan con una orientación preferente perpendicular a esa presión dirigida, y los minerales antiguos se deforman y rotan. Ambos procesos generan lo que se denomina "folia-

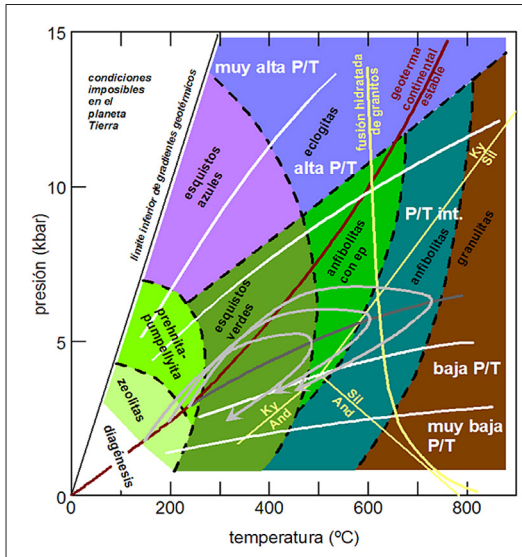


Fig. 7. Facies metamórficas en un diagrama presión (P) y temperatura (T) y trayectorias P-T-tiempo de las rocas en un orógeno de colisión (tomado de García-Casco, 2008).

ción metamórfica”, una orientación planar y muy característica de las rocas metamórficas (Fig. 8A). También es importante la presencia de fase fluida (agua), que aumenta considerablemente la velocidad de las reacciones minerales durante el metamorfismo.

Desde el momento que una roca está soterrada en una colisión y hasta que reaparezca en la superficie (debido a la erosión o procesos tectónicos de denudación), está expuesta a distintas condiciones de P y T que varían a lo largo del tiempo. Cada estadio suele estar registrado en las rocas: es el camino P-T-tiempo (flechas en la Fig. 7). Cuando grandes volúmenes de rocas frías están llevadas a profundidad, lo habitual es que empiecen a sufrir un metamorfismo regional de tipo alta P/baja T. En efecto, mientras que el aumento de presión es instantáneo, las rocas tardan en calentarse, debido a su calor específico. Luego, un reajuste termal hace que las rocas se calienten hasta alcanzar la temperatura normal para la profundidad a la que se encuentra (gradiente geotérmico de 30°/km). Finalmente, la exhumación (por erosión o tectónica), lleva otra vez las rocas metamórficas a la superficie. Así el camino P-T-tiempo dibuja un bucle (Fig. 7).

Con el calentamiento, es frecuente que algunos de los minerales de las rocas de la corteza lleguen a fundirse. Esa fusión parcial se llama anatexis y ocurre a partir de unos 600 °C, cuando las rocas están “saturadas” en agua (ver línea “fusión hidratada de granitos” en la Fig. 7). De esta manera, se forman magmas graníticos que suelen volver a cristalizar en profundidad. En efecto, se generan en un ambiente de rocas metamórficas muy calientes y la diferencia de densidad entre magma y rocas encajantes no es suficiente para que suban a la superficie. Además se generan en un ambiente compresivo, que no favorece que se abran fracturas a través de las cuales podrían subir. Así, no se encuentran volcanes en orógenos de colisión, un rasgo muy distinto de los orógenos de tipo andinos.

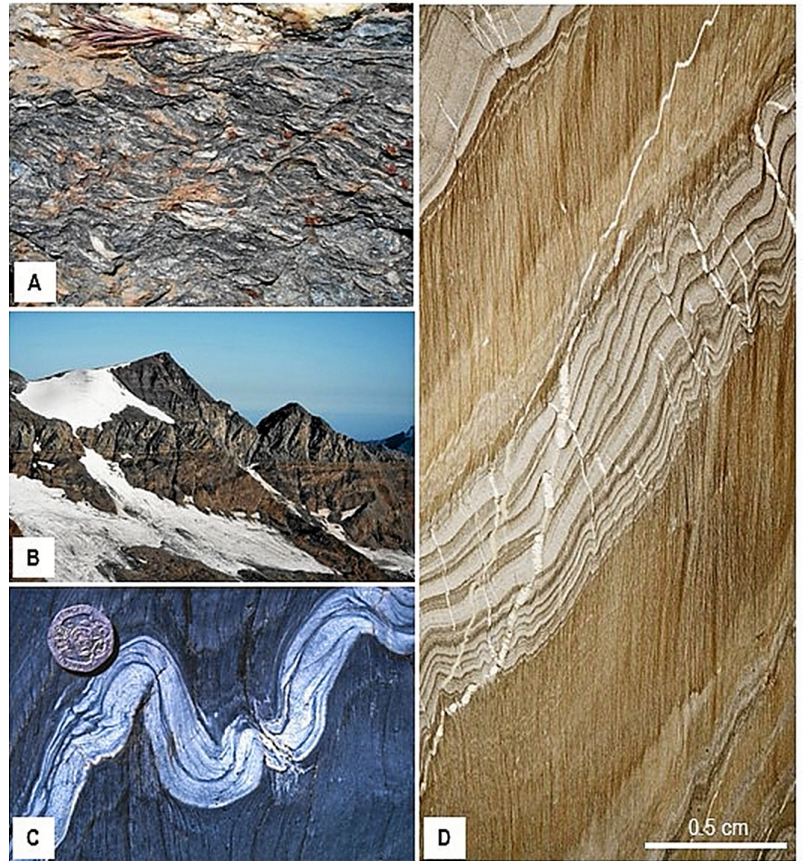


Fig. 8. A. Esquisto producto del metamorfismo regional de una roca inicialmente detrítica con un alto contenido en arcilla (Sierra Nevada). Observar la foliación metamórfica y cómo esta está plegada. B. Cabalgamiento de Glarus, marcado por una línea horizontal que corta la montaña (Alpes). C y D. Pliegues de distinta escala con foliación metamórfica paralela al plano axial de los pliegues (Cornualles y Sierra de Aracena, respectivamente).

Deformación

La mayoría de las estructuras de deformación que se observan en orógenos de colisión reflejan acortamientos horizontales, generados por la convergencia de placas.

Los pliegues y cabalgamientos semejantes a los que se observan en los prismas de acreción de orógenos de tipo andino (Fig. 4) son característicos de una deformación en niveles superiores de la corteza (no más de 8-10 km de profundidad). A veces, un nivel estratigráfico particular permite que las rocas se despeguen del resto de la secuencia estratigráfica. Las rocas evaporíticas o arcillosas saturadas en agua son muy plásticas y son buenas candidatas para formar un nivel de despegue principal. Cuando la masa de rocas subyacente se mueve sobre ese despegue más de unos pocos de kilómetros con respecto a su lugar de origen, se habla de mantos de corrimiento. Otras veces, no es un estrato particular sino la circulación fluida sobre un plano de falla principal la que posibilita grandes movimientos. Es el caso del uno de los grandes cabalgamientos de los Alpes, el de Glarus (donde los mantos Helvéticos cabalgan sobre el Macizo cristalino del Aar, Fig. 8B). No solamente es una estructura importante por la magnitud del desplazamiento (40 km como mínimo, ver discusión en Herweg *et al.* 2008) sino también del punto de vista histórico, ya que fue allí que Bertrand (1847-1907) y Lugeon (1870-1953), desarrollaron el concepto de mantos de corrimiento. Por ello, ese lugar fue declarado Patrimonio Mundial por la UNESCO.

Cuando la deformación tiene lugar a mayor profundidad, las estructuras de deformación re-

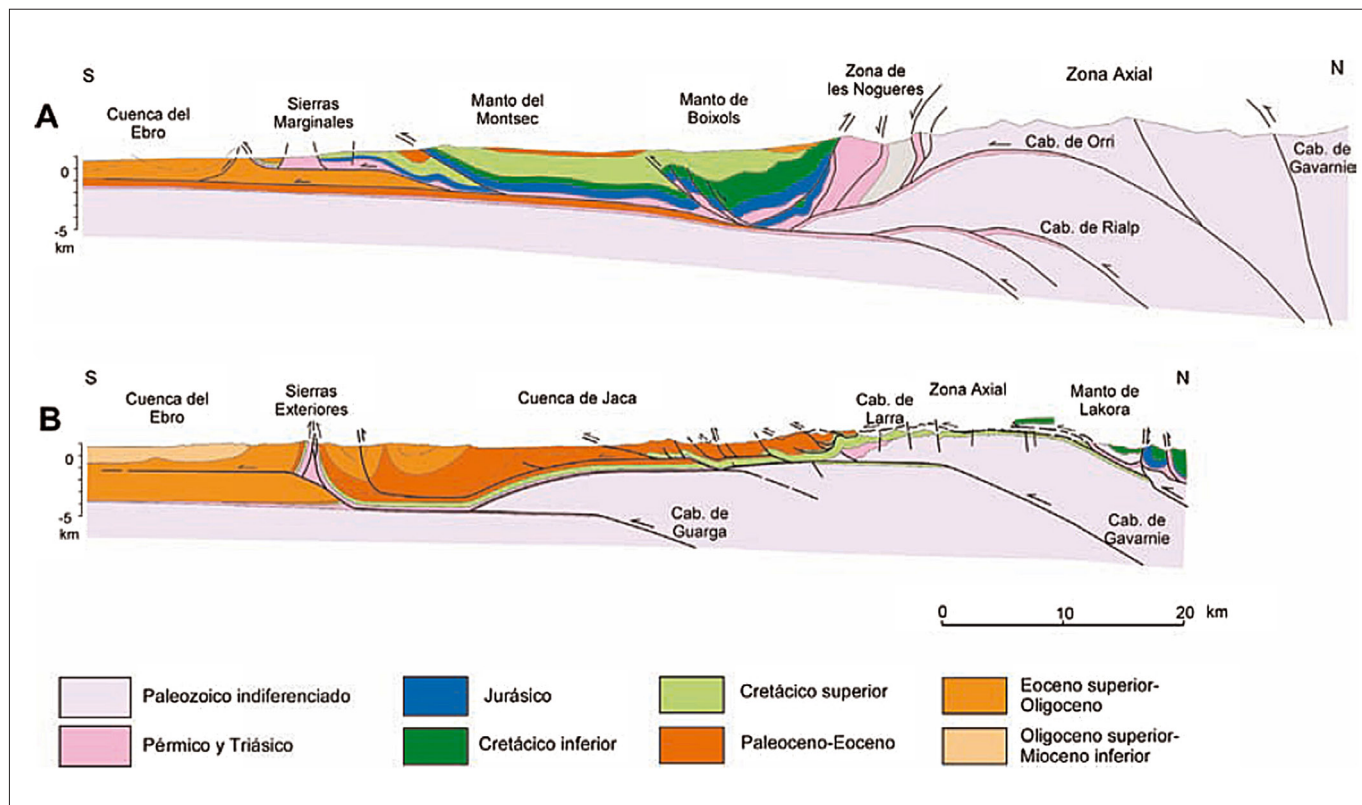


Fig. 9. Cortes geológicos de la vertiente sur de los Pirineos, mostrando la característica estructura de pliegues y cabalgamientos con transporte hacia el sur. A: Corte por el valle del río Noguera Pallaresa. B: Corte por los valles de Ansó y Belagua (tomados de Babault y Teixell, 2007).

flejan una mayor ductilidad de las rocas, debido al aumento de temperatura. Se forman pliegues muy cerrados, de escala muy variable, como los ilustrados en las fotos de la figura 8C y D. Se observa que en ambos pliegues el plano axial está marcado por la foliación metamórfica, lo que muestra que deformación y metamorfismo son coetáneos. En el núcleo de los orógenos de colisión, donde la temperatura es mayor de 500 °C, la escala de los pliegues que se forman durante la colisión puede llegar a ser plurikilométricos (ver epígrafe 3.6.).

Anatomía general de un orógeno de colisión

Metamorfismo y deformación no actúan del mismo modo y/o con la misma intensidad en toda la zona de colisión. Además, los elementos tectónicos presentes antes de la colisión (océanos, continentes, prismas de acreción, arco volcánico etc., Figs. 5A y B) pueden ser variable. Como resultado, los orógenos de colisión serán también muy diversos en los detalles. Sin embargo, su anatomía incluye invariablemente los grandes dominios siguientes: las zonas internas, las zonas externas y las cuencas de antepaís (Fig. 5C, ver también esa diferenciación en los Alpes, epígrafe 5.).

Las zonas internas representan el núcleo del orógeno. Se caracterizan por el metamorfismo de las rocas, que a su vez pueden provenir de todos los elementos tectónicos pre-colisionales. Ese metamorfismo es coetáneo con la formación del orógeno. Además, las altas temperaturas que prevalecen en las zonas internas, superiores a 350 °C, aumenta la ductilidad de las rocas. Así, la deformación puede ser muy intensa (formación de pliegues-mantos, ver Fig. 11). Si la temperatura es tan alta que ha generado fusión parcial, las zonas internas pueden incluir rocas magmáticas. Finalmente, cabe destacar que

en las zonas internas pueden aparecer restos de los océanos (puede haber varios) que separaban los continentes. Se les llaman suturas ofiolíticas.

Las zonas externas están a menudo cabalgadas por las zonas internas, y se sitúan a ambos lados de estas últimas (Fig. 5C). La diferencia principal con las zonas internas es que las zonas externas están formadas por rocas no (o muy poco) metamorfizadas. En general, están formadas por cinturones de pliegues y cabalgamientos con transporte hacia la parte no deformada de la cordillera, y las estructuras se desarrollan en condiciones frágiles. Estos cinturones incluyen las rocas sedimentarias depositadas sobre los bloques continentales, despegados de su zócalo al favor de un nivel de despegue (frecuentemente evaporitas) y que escaparon así del núcleo del orógeno y del metamorfismo asociado. Su anchura puede ser asimétrica con respecto al eje de la cadena, como por ejemplo en los Alpes.

Las cuencas de antepaís son cuencas rellenas por los sedimentos detríticos que provienen de la erosión de los relieves montañosos (Fig. 5C). Se forman tales cuencas por el peso de la acumulación de sedimentos, así como por el de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de las zonas externas, que provocan el hundimiento local de la corteza. En el Himalaya, el espesor de los sedimentos de la cuenca de antepaís puede alcanzar los 10 km. A medida que prosigue la convergencia, estos sedimentos pueden incorporarse a su vez a los cinturones de pliegues y cabalgamientos más externos y la cuenca se va desplazando a una posición aún más externa.

Los cortes geológicos de la figura 9 ilustran cinturones de pliegues y cabalgamientos característicos de una zona externa, así como su transición a una cuenca de antepaís. Este ejemplo proviene de las zonas externas de los Pirineos meridionales,

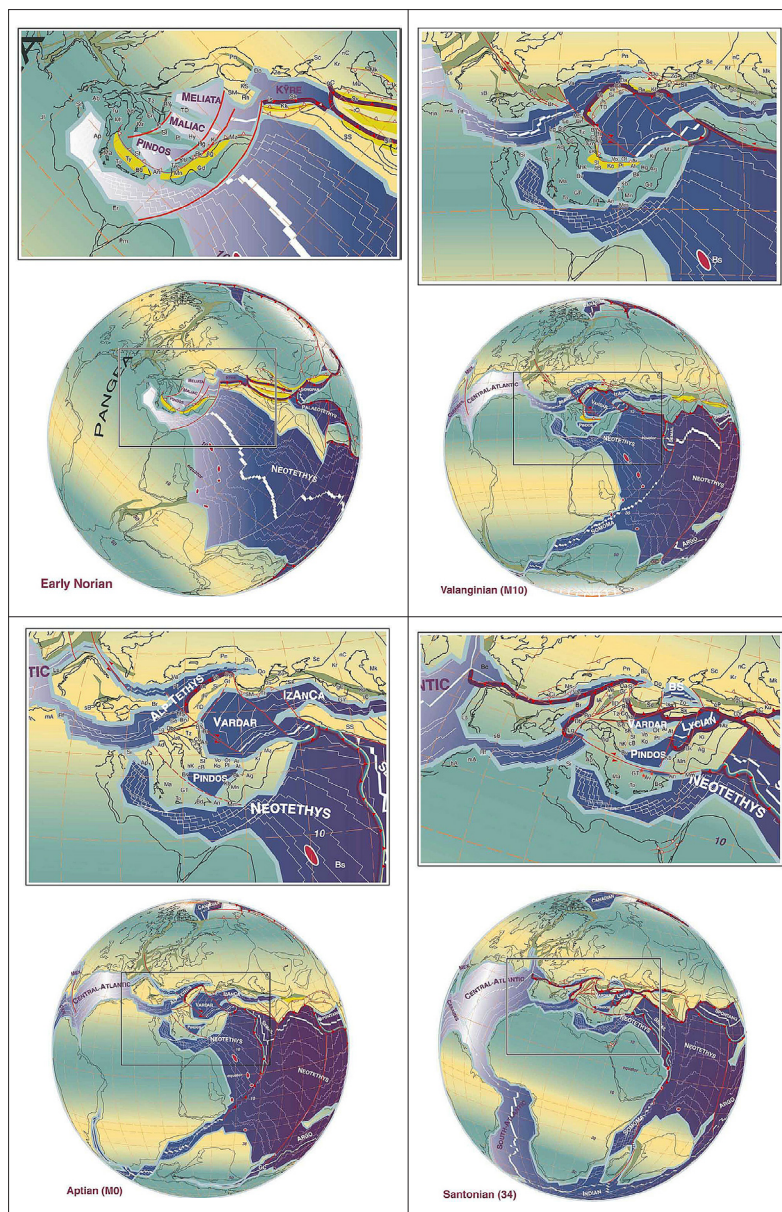
cuya estructura corresponde a una serie de cabalgamientos enraizados en un despegue basal (Babault y Teixell, 2007). El transporte sobre los cabalgamientos es hacia el sur, es decir, hacia el antepaís, y el despegue basal corresponde a límite entre el zócalo y la cobertera meso y cenozoica. La parte más frontal (más externa) de los cabalgamientos muere en la cuenca de antepaís del Ebro. Otros ejemplos de zonas externas en los Alpes y en las Béticas se comentarán más adelante (Figs.11, 12A y 15).

MARCO GLOBAL DE LOS ORÓGENOS DE COLISIÓN DE LA ZONA MEDITERRÁNEA: UN POCO DE TECTÓNICA DE PLACAS

Para enmarcar en un contexto de tectónica global los orógenos de colisión situados alrededor del Mediterráneo, nos serviremos de las reconstrucciones de Stampfli *et al.* (2002), para 200, 135, 120 y 85 Ma (Fig. 10). Se observa que la geometría actual de las placas en la zona Mediterránea deriva esencialmente de la apertura del océano Atlántico, asociada a la rotación antihoraria de la placa de África con respecto a la de Eurasia, así como de la segmentación de los bordes de ambas placas, formando una miríada de microplacas.

A 200 Ma (Jurásico inferior), estamos en los albores del ciclo alpino, durante el cual se van a formar el cinturón orogénico que se extiende desde Gibraltar al Sureste asiático (Fig. 1). Pangea resulta de la colisión de Laurasia (al norte) y Gondwana (al sur) durante el Carbonífero y Pérmico (ciclo hercínico, de 360 a 250 Ma). Haciendo un zoom sobre la futura zona mediterránea a 135 Ma, se reconoce la Península Ibérica, a la que estaban unidas Córcega, Cerdeña y el archipiélago balear. El conjunto estaba situado más al NW, con respecto a la futura Francia, formando parte del borde sur de Laurasia. Al SE, el océano de la Tetis alpina separaba Laurasia de una amalgama de pequeños bloques continentales con una forma irregular, adherida a África. El más septentrional de esos bloques es Adria, que terminará colisionando con Europa, formando los Alpes.

Entre 135 y 120 Ma, se observa cómo se individualiza Iberia como placa menor entre Eurasia y África, e inicia su particular singladura. Junto con la apertura del Atlántico, se generaron grandes fracturas, que separaron diversos fragmentos continentales, y surcos sedimentarios se formaron entre ellos. Se abrió el futuro Golfo de Vizcaya, con formación de corteza oceánica. Allí, se acumularon los sedimentos marinos que hoy día forman parte de los Pirineos. La apertura fue compleja: mientras se iba separando de Eurasia, Iberia rotó de manera antihoraria (apertura en "tijera") y se desplazó hacia el suroeste con respecto a Eurasia. Pero a partir de 85 Ma, se invierte su trayectoria: empieza a converger y el borde septentrional de Iberia subduce por debajo de Eurasia. Se consume rápidamente el pequeño océano que había entre ambos (el llamado "océano Valaisan", cuya prolongación hacia el NW es motivo de polémica). La deformación asociada a la convergencia prosigue hasta aproximadamente 20 Ma (base del Mioceno), momento a partir del cual la placa Ibérica se solidariza con el resto de Eurasia y deja for-



malmente de existir como placa independiente. En cuanto a la zona que ocupará los Alpes, hace 135 Ma la subducción de la Tetis alpina se ha iniciado, fomentada por el giro antihorario de África. A 85 Ma, esa Tetis está casi consumida: la colisión continental entre Adria y Eurasia está a punto de empezar. En este caso, Eurasia se hundió debajo de Adria, con una subducción buzando hacia el sur.

LOS ALPES, EL ORÓGENO DE COLISIÓN MÁS ESTUDIADO DEL MUNDO

Desde hace más de tres siglos, los geólogos han trabajado (y siguen trabajando) para resolver las cuestiones que plantea la formación de los Alpes. Es el orógeno de colisión más estudiado del mundo y muchos conceptos sobre la formación de cadenas de montañas se han articulado a raíz de observaciones hechas en los Alpes (Marthaler, 2001; Carcavilla, 2016). De hecho, de ningún orógeno se tienen cortes tan detallados como los de los Alpes. La figura 11 ilustra un corte de los Alpes centrales, entre Suiza

Fig. 10. Mapa paleotectónico globales y de la zona Mediterránea entre 200Ma y 85Ma, según Stampfli *et al.* (2002). En tonos amarillentos y verdes, zonas continentales; en azul oscuro, zonas oceánicas. Líneas moradas con triángulos rojos, zonas de subducción.

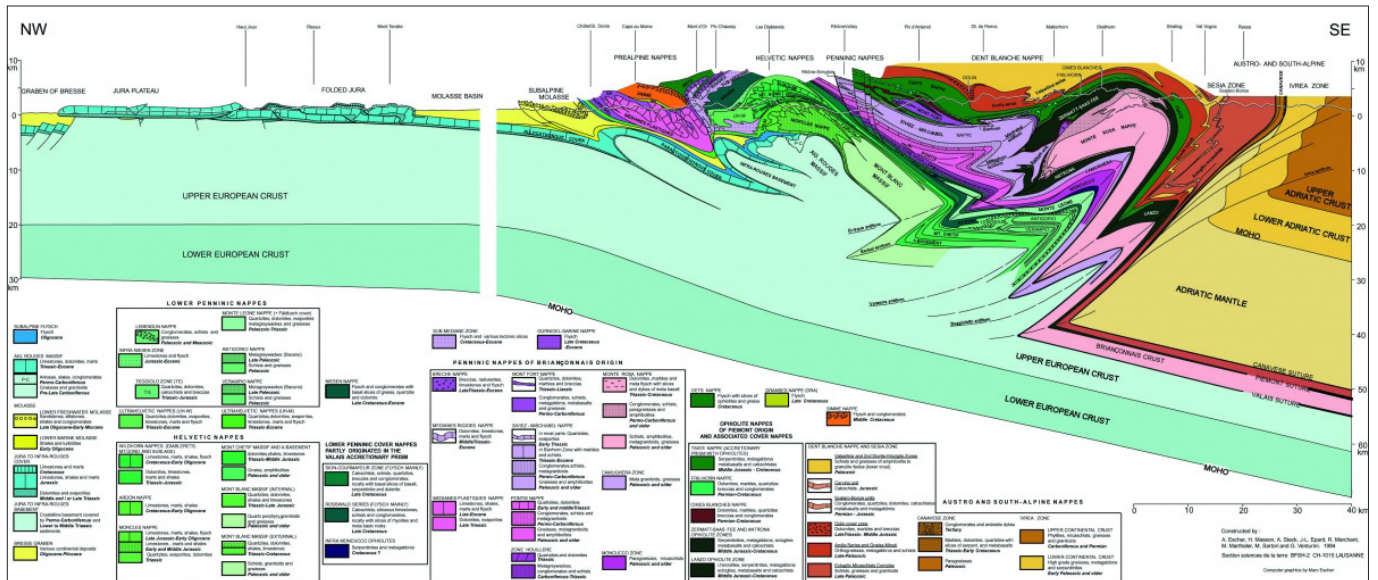


Fig. 11. Corte de los Alpes suizos (según Escher et al. 1988). Se recomienda ir al artículo original para consultar la leyenda.

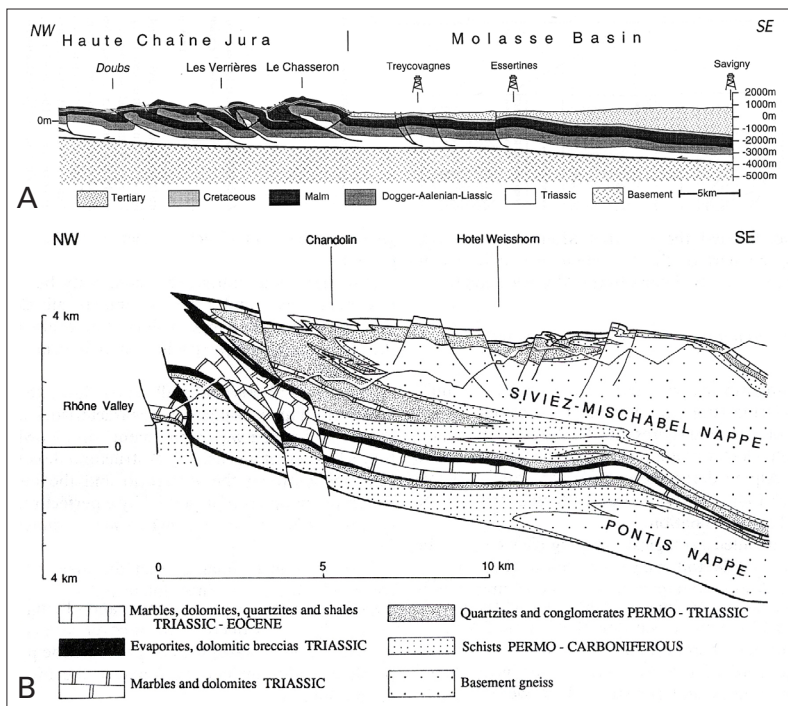
e Italia, de unos 250 km de longitud. La cartografía geológica, las técnicas de proyección así como los relieves muy acusados (incluidos los 4880m del Mont Blanc) permiten reconstruir ese corte vertical hasta los 25 km de profundidad. Para completarlo hasta 70 km (base de la corteza al SE del corte), se han utilizado métodos geofísicos (perfiles sísmicos de reflexión y refracción, tomografía sísmica; ver párrafos siguientes para una breve explicación de esas técnicas).

Fig. 12. Contraste de los estilos de deformación en los Alpes. A: parte más septentrional de las zonas externas (Jura; tomada de Sommaruga 1999). B. Parte frontal de un pliegue-manto de las zonas internas (pliegue manto de Siviez-Mischabel, en el Penninico medio; tomada de Escher et al. 1993).

A grandes rasgos, se reconoce la placa europea en parte subducida, buzando hacia el SE (con tonos de azules y verdes claros y constituida por el Jura, el Helvético y el Peninico inferior). Los verdes oscuros representan dos suturas ofiolíticas, que atestiguan la presencia de sendos océanos antes de la colisión (los océanos de la Tetis alpina y el Valaisan, separado por la masa continental del Briançonnais, el promontorio situado a continuación de la Península

la ibérica; ver Fig. 10 para su posición). El conjunto está superpuesto por la placa de Adria (en tonos marrones y naranjas, el Austroalpino). Cabe destacar que el orógeno es bi-vergente, es decir que el acortamiento debido a la convergencia de placas se resuelve no solamente con transportes tectónicos hacia una única dirección sino también hacia la opuesta. En los Alpes, la vergencia principal es hacia el NW, tal como se puede observar con la forma de los pliegues mantos), y la subordinada hacia el SE, formándose los pliegues tardíos con plano axial buzando hacia el NW (pliegues “en retour”, marcado por el doble gancho el Monte Rosa).

El estilo de deformación es muy variable dentro del mismo orógeno y depende esencialmente de la profundidad, y por lo tanto de la temperatura, a la que se han deformado las rocas (Fig. 12). En el Jura, la parte más septentrional de los Alpes, la deformación es característica de un cinturón de pliegues y cabalgamientos despegado a favor de un nivel de evaporitas del Trías (Fig. 12A). Este cinturón no involucra el zócalo y las rocas sedimentarias derivadas del paleomargen europeo no muestran metamorfismo. Es característico de las zonas externas de un orógeno. Este modo de deformación contrasta con el que observa en las zonas internas de los Alpes, donde la deformación es sinmetamórfica y la alta temperatura favorece la ductilidad de las rocas. Los pliegues involucran al zócalo (compuesto por rocas más antiguas que el Triásico, el inicio del ciclo alpino), y llegan a tener flancos inversos muy extensos, que pueden alcanzar más de 35 km, como el que se ilustra en la figura 12B. Este tipo de pliegue se denomina pliegue-manto y atestiguan un enorme acortamiento horizontal.



LOS PIRINEOS: UNA FRONTERA NATURAL NACIDA DE UNA COLISIÓN OBLICUA

Como se ha comentado, los Pirineos se generan con la colisión de los continentes de la Península Ibérica y Eurasia (ver epígrafe 4.). Se puede deducir que esta colisión fue oblicua, no solamente por las

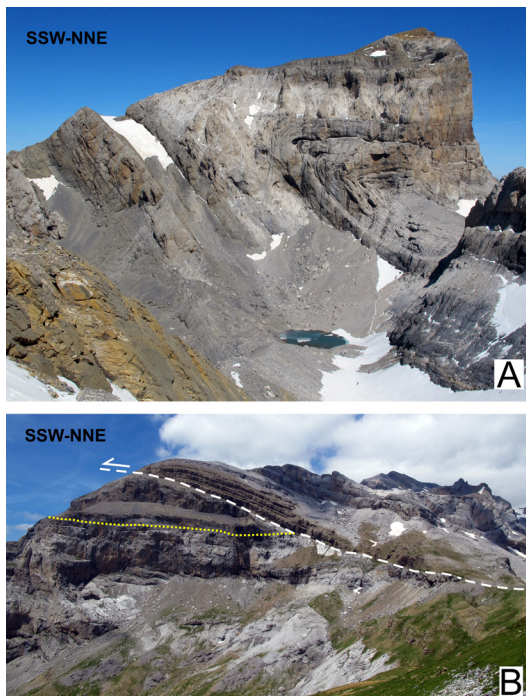
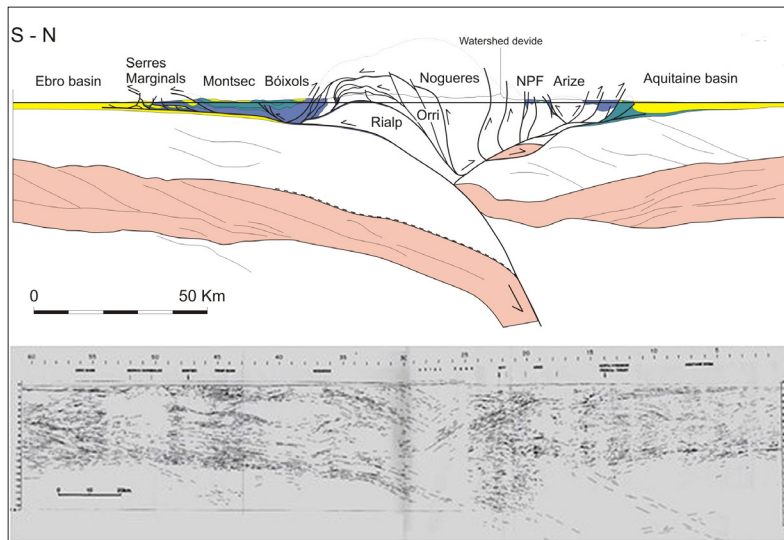


Fig. 13. Ejemplos de estructuras de acortamiento en los Pirineos. A. Pliegue en las calizas del Paleoceno y Eoceno (Cilindro de Marboré). B. Cabalgamiento en las series Cenozoicas, que indican un transporte hacia el SSW; las areniscas oscuras cabalgantes son del Cretácico (Punta de las Olas).

reconstrucciones paleotectónicas a nivel global que muestran que la Península giro de manera antihoraria durante la colisión (Fig. 9), pero también por los acortamientos que se pueden estimar deshaciendo los efectos de la deformación, como los pliegues y cabalgamientos mostrados en la figura 13.

Mientras que en el Pirineo leridano el acortamiento se estima en unos 150 km, en el navarro fue del orden de 80 km (Muñoz, 1992; Teixell, 2000). Como la deformación tuvo lugar durante unos 60 Ma, las velocidades de convergencia calculadas son muy lentas, entre 2,4 y 1,3 mm por año, respectivamente. Esos valores diferenciales confirman que la rotación de Iberia siguió durante la formación del orógeno y que los Pirineos representan una frontera natural nacida de una colisión oblicua.

El corte general de los Pirineos orientales (transversal Toulouse-Lérida) aparece en la figura 14. Si conociéramos únicamente la geología de superficie, el corte sería muy incompleto y abarcaría solo la parte muy superior de la corteza (los primeros 10 km). No obstante, a partir de los años 80, se hicieron una serie de experimentos geofísicos que permitían, por primera vez, conocer la geometría en profundidad de las grandes cadenas de montañas. Varios transectos se hicieron en el seno de una cooperación franco-española. Son los perfiles ECORS, acrónimo en francés para *Étude Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique* (ECORS Pyrenees team, 1988). Con el estudio de la propagación de las ondas sísmicas generadas por explosiones artificiales registradas en geófonos, se pueden trazar una serie líneas que corresponden a reflexiones (o refracciones) sobre



planos determinados. Luego, estas trazas deben ser interpretadas como elementos geológicos en el corte de la figura 14.

El zócalo formado por rocas paleozoicas está involucrado en la parte más interna del orógeno, formando un apilamiento de láminas plurikilométricas. Una serie de reflectores muy marcados en los perfiles sísmicos permitieron seguir algunos de los grandes cabalgamientos que afectan el Paleozoico y que se observan en la superficie hacia el interior de la cadena montañosa. En las partes más externas, tanto por el lado francés como el español, las rocas mesozoicas (orógeno bivergente) están despegadas de su zócalo y afectadas por una deformación más superficial. Las rocas terciarias de las cuencas de antepaís están formadas por los sedimentos que provienen de la erosión de los relieves pirenaicos emergentes, sincrónicos con la deformación. Permiten datar las distintas fases de deformación así como el levantamiento de los relieves.

Finalmente, se pudo observar un importante engrosamiento de la corteza asociado a la subducción de parte de la Península por debajo de Eurasia (Francia), hasta aproximadamente 60 km de profundidad, el límite inferior de observación del perfil.

LAS BÉTICAS: LAS MONTAÑAS MÁS ALTAS DE LA PENÍNSULA AL LADO DEL MAR

Las Béticas resultan de la colisión del norte de África con Iberia (Fig. 10). No obstante, es un orógeno de colisión muy peculiar, ya que la cumbre más alta de la Península, el Mulhacén, domina el extremo occidental del Mediterráneo. Junto con las montañas del Rif, las Béticas forman un arco, el Arco de Gibraltar, interrumpido por el Estrecho del mismo nombre. El cómo se ha llegado a esa situación ha sido objeto de largas polémicas, pero la última década ha sido clave para establecer modelos evolutivos coherentes (Faccenna *et al.*, 2004).

Hasta ahora, hemos tratado con orógenos de colisión donde la velocidad de convergencia es igual o superior a la velocidad de hundimiento de la placa subducida. Como consecuencia, el límite de placa está en una situación de compresión. Pero puede

Fig. 14. Corte tectónico de los Pirineos (transversal oriental, según Muñoz 1992). Blanco y naranja: Rocas paleozoicas. Azul y verde: Rocas mesozoicas. Amarillo: Rocas terciarias. La extrapolación en profundidad se hizo con el perfil sísmico ECORS que aparece abajo (tomado de ECORS Pyrenees team, 1988). El corte geológico de la Figura 9 corresponde a la parte meridional de esa figura (de Boixols a la Cuenca del Ebro).

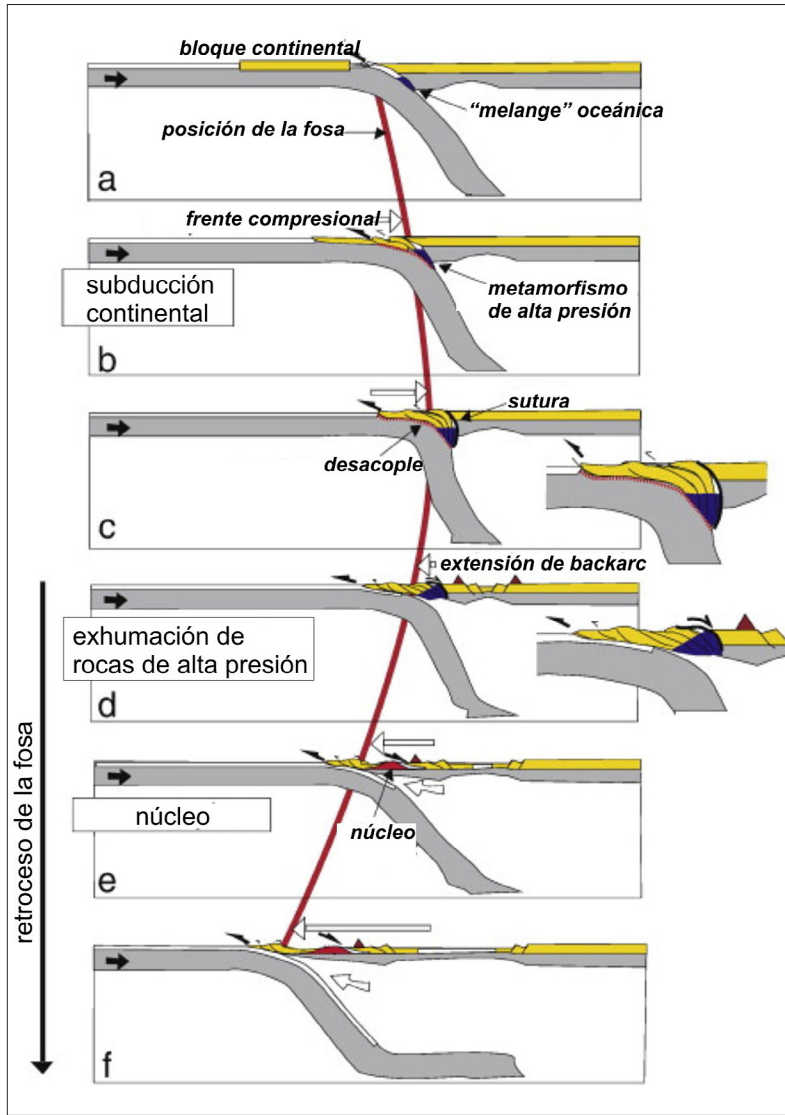


Fig. 15. Proceso de extensión en el bloque de techo de la subducción por retroceso de la litosfera subducida (según Brun y Faccenna, 2008). La línea que une los distintos estadios marca el contacto entre ambas placas en la superficie. Después de la convergencia y colisión (estadios a a c), el plano de subducción retrocede; como consecuencia se extiende la placa superior, incluido el orógeno de colisión.

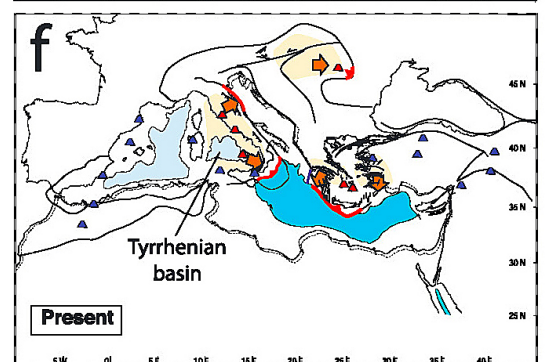
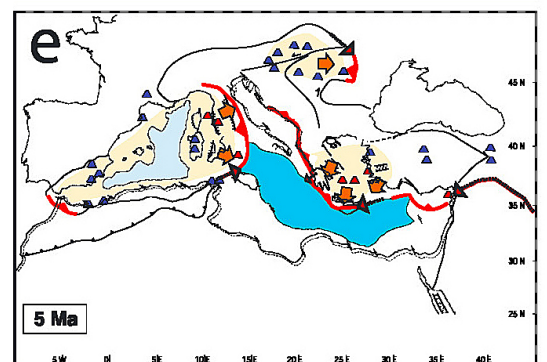
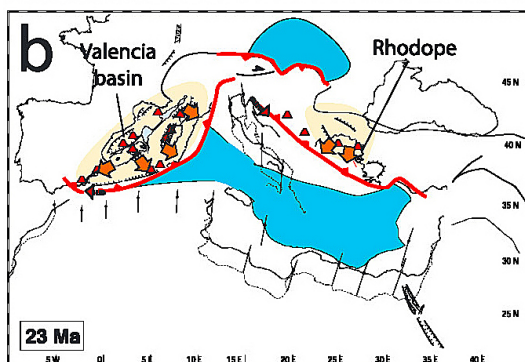
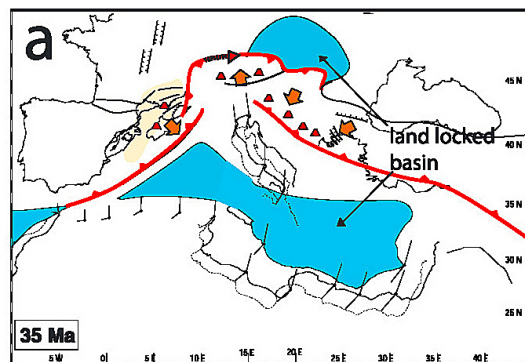
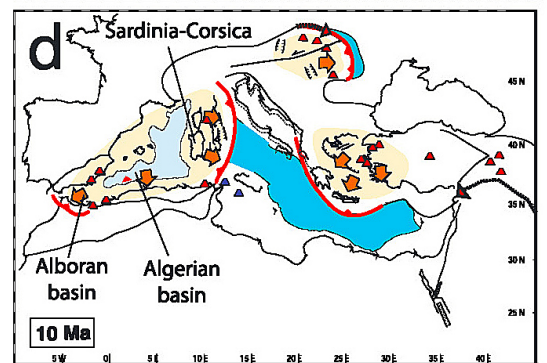
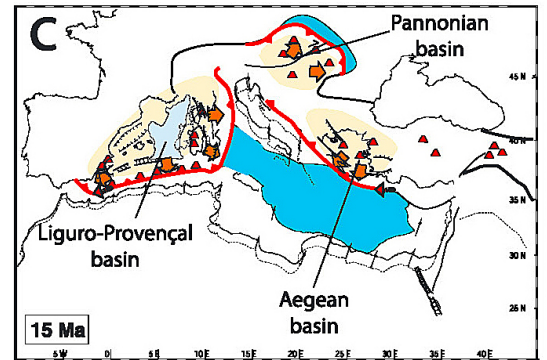


Fig. 16. Reconstrucción paleotectónica del Mediterráneo desde 35Ma hasta el presente (tomado de Faccenna et al. 2014). Las líneas con los triángulos corresponden a zonas de subducción activas (límites de placas, equivalente a la línea que une los esquemas a a f de la figura 15). Triángulos rojos y azules: vulcanismo. Zonas en beige: zonas en extensión (flechas dirección de extensión), con formación de corteza oceánica joven en azul claro.

ocurrir que en un momento de la colisión, se ralentiza la convergencia y/o se acelera la velocidad de subducción debido al peso de la litosfera subducida. En ese caso, la velocidad de convergencia puede llegar a ser inferior a la velocidad de subducción y la zona de colisión pasa a estar en una situación de extensión (Brun y Faccenna, 2008). Este proceso de retroceso de la litosfera subducida está ilustrado en la figura 15A, que muestra como un orógeno de colisión situado en el bloque superior de una zona de subducción (formado entre los estadios a y c de la figura 16A, con un zoom sobre la zona de colisión en el estadio c) llega a extenderse (estadios d a f de la Fig. 16A).

En el caso del Mediterráneo occidental, este cambio en las velocidades relativas de convergencia y subducción ocurrió entre 35 y 23 Ma (Faccenna *et al.*, 2004; 2014). En los mapas paleotectónicos de la figura 16 se observa ese cambio de situación tectónica, poco después de la colisión continental entre África e Iberia. Así, después de la formación del orógeno de colisión correspondiente (lo que llegarán a ser las Béticas, Rif y Apeninos), el retroceso de la litosfera subducida originó la extensión de la corteza continental del borde de Eurasia. No obstante, la extensión no fue lineal; se separó el archipiélago balear de Iberia, girando de manera antihoraria, mientras que Córcega y Cerdeña giraban de manera horaria, tal como se puede ver en las reconstrucciones paleotectónicas de 23 a 10 Ma. Entre 10 Ma y el presente, dejó de extenderse la cuenca de Alborán y el retroceso de la litosfera se concentró en el sur de Italia, abriéndose la cuenca del Tirreno y formándose el arco de Calabria. La extensión fue tan grande que se generó una nueva corteza oceánica en lo que forma ahora el Mediterráneo occidental, que para nosotros geólogos es entonces... ¡un océano!

CONCLUSIONES

Aunque cada una tiene atributos específicos, tanto los orógenos de tipo andino como los de colisión tienen varios rasgos en común:

- 1) las rocas que forman los orógenos han sido intensamente deformadas y en su distribución y geometría se aprecian signos de enormes movimientos horizontales;
- 2) gran parte de las rocas que componen las cadenas de montañas han sufrido un intenso metamorfismo que atestigua que grandes segmentos de la corteza han sido forzados a viajar a profundidades donde la temperatura y presión eran muy altas;
- 3) las cadenas de montañas han sido intruidas por rocas ígneas, coetáneas a su formación en el caso de los orógenos de tipo andino y generalmente más jóvenes en los orógenos de colisión. El volumen de magma producido en orógenos de tipo andino es mucho mayor que en los de colisión, lo que genera un arco volcánico, característico de este tipo de orógeno;
- 4) en los orógenos, el espesor de la corteza es generalmente mayor y puede alcanzar 70 km (para

un espesor normal de la corteza alrededor de 30 km). En el caso de orógenos de colisión en los que en un momento determinado la velocidad de convergencia no está compensada por la velocidad de hundimiento de la placa subducida, se puede superponer un evento extensional a la colisión.

Finalmente, cabe recordar que muchos orógenos de colisión pueden ser precedidos por una etapa de tipo orógeno andino y que los procesos característicos de uno u otro tipo de orógeno pueden superponerse en el tiempo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto RNM-0451 (Junta de Andalucía). Se agradece la revisión de Antonio Teixell.

BIBLIOGRAFÍA

- Amante, C. y Eakins, B.W. (2009). *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA.
- Babault, J. y Teixell, A. (2007). El relieve de los Pirineos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 135-150.
- Brun, J.P. y Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, 272.1.
- Carcavilla, L. (2016). *Montañas*. Ed. IGME. 158 p.
- Crespo-Blanc, A. (2002). Laboratorio de Modelizaciones analógicas del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada. Página web: www.ugr.es/~geodina/.
- Crespo-Blanc, A. y Luján, M. (2004). Cómo se forman las montañas: enseñanzas del Laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12.1, 83-87.
- ECORS Pyrenees Team (1988). The deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-511.
- Escher, A., Masson, H. y Steck, A. (1988). Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 2, 11 p.
- Escher, A., Masson, H. y Steck, A. (1993). Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *Journal of Structural Geology*, 15, 501-509.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rosetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012.
- Faccenna, C., Becker, T., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., y Serpelloni, E. (2014) Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52/3, 283-332.
- Frisch, W., Meschede, M. y Blakey R. (2011). *Plate Tectonics, Continental Drift and Mountain Building*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. (Versión pdf libre en <http://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-540-76504-2>)
- García-Casco, A. (2008). Metamorfismo y Procesos Geológicos. Página web: www.ugr.es/~agcasco/personal/petmet/teoria/1metyprocgeol.htm
- Herwegh, M., Hürzeler, J.P., Pfiffner, O.A., Schmid, S.M., Abart, R. y Ebert, A. (2008) The Glarus thrust: Excur-

sion guide and report of a field trip of the Swiss Tectonic Studies Group (Swiss Geological Society, 14-16.09.2006). *Swiss Journal of Geosciences*, 101/2, 323-340.

Marthaler, M. (2001). *Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète*. Editions LEP. 96 p.

Moore, E.M. y Twiss, J. (1995). *Tectonics*. Freeman and Company, New York.

Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (Ed.: K.R. McClay), 235-246.

Murcia López, M.I. y Crespo-Blanc, A. (2008). La formación de océanos y cadenas de montañas a partir de modelos analógicos: maquetas y nuevos materiales *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 16.2, 173-177.

Sommaruga, A. (1999). Décollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt; *Marine and Petroleum Geochemistry*, 16, 111-134.

Stampfli, G. (2008). Géoguide Val d'Hérens. <http://www.evolene-geologie.ch/geology/plate-tectonics-162.html>

Stampfli, G.M., Borel, G., Marchant, R. y Mosar, J. (2002). Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal Virtual Explorer*, 8, 77-106.

Teixell, A. (2000). Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288, 54-65.

Vera, J.A. (Ed.) (2004). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, 422 p. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 15 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 2 de octubre de 2017