

## Ideas-clave para entender la formación de las montañas

### *Key-ideas to understand mountain building*

**LUIS CARCAVILLA URQUÍ**

*Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. E-mail: l.carcavilla@igme.es*

**Resumen** Las montañas cubren aproximadamente una cuarta parte de la superficie emergida de nuestro planeta. La Tectónica de Placas explica los procesos generales causantes de la formación de las cordilleras, pero hay preguntas que pueden surgir al revisar los aspectos incluidos en el currículum oficial a la hora de explicar estas ideas en el aula. El artículo se presenta como un complemento o ampliación a la información habitual en forma de preguntas que cualquier docente podría plantearse. Las preguntas se centran en aspectos relacionados con la propia definición de montaña y con ampliaciones sobre términos como orógeno y orogenia, así como en explicar los principales procesos en la formación de los orógenos incluyendo su origen y el tiempo que tardan en desarrollarse. En resumen, un artículo que espera servir de complemento actualizado a la información incluida habitualmente en los manuales y libros de texto.

**Palabras clave:** Montañas, cordilleras, orógenos, tectónica de placas.

**Abstract** *Mountains cover about a quarter of the surface of our planet. The Plate Tectonics Theory explains the general processes that lead to the formation of mountain ranges. But there are questions that can arise when reviewing the aspects included in the official curriculum. The article is presented as a complement or extension to the usual information in the form of eight questions that could arise. The questions refer to aspects related to the definition of mountain, with extensions on terms such as orogen and orogeny, on explaining the main processes in the formation of orogens including their origin and the time they take to develop. In short, an article that is intended to serve as an updated complement to the information commonly included in manuals and textbooks.*

**Keywords:** *Mountain, mountain ranges, orogens, plate tectonics.*

### ¿QUÉ ENTENDEMOS POR MONTAÑA? ¿ES LA TIERRA UN PLANETA MONTAÑOSO?

No existe una definición formal de montaña. Aunque todos podemos hacernos una idea de lo que son, es difícil ponerles límites tanto en una definición escrita como a la hora de asignar cifras. Las variaciones son tantas y, a veces tan complejas, que no existe una definición universalmente aceptada que cubra todos los casos (Fig.1). Además, el término montaña tiene muchas acepciones y matices que superan lo estrictamente fisiográfico y geológico, y por eso algunos autores contemplan en su definición aspectos intangibles, culturales o legales. Por ejemplo, Peattie (1936) o más recientemente Price *et al.* (2013) consideran que para que un relieve sea considerado una verdadera montaña debe estar en el imaginario de las poblaciones cercanas. Pero, ¿qué pasa si no hay poblaciones en los alrededores como ocurre en muchas montañas de Asia central o

la Antártida? En este artículo nos vamos a limitar a las acepciones estrictamente geográfica y geológica de montaña, y aún así nos costará varios párrafos dar una definición aproximada.

El problema a la hora de elegir una definición de montaña es que son formas de la superficie terrestre que resultan de una compleja combinación entre relieve, cota y prominencia. Es difícil que una definición cubra todo el espectro posible debido a las enormes variaciones de escala, aunque es evidente que las montañas son formas del relieve con ciertas características: 1) Elevación con respecto al relieve circundante. Es importante independizarlo de la cota, puesto que, por ejemplo, la meseta tibetana está situada como media por encima de 5.000 metros de altitud y no es una montaña sino una zona plana, mientras que en zonas litorales podrán tener una cota modesta y aún así constituir verdaderas montañas. Así que la altitud no es criterio suficiente para definir una montaña. Por ello, más que la cota absoluta se suele

Fig. 1. Montañas de diferentes cordilleras del mundo. Arriba izquierda: Rocosas canadienses. Arriba derecha: Aiguille Verte y Dru, Alpes franceses. Abajo izquierda: Macizo del Monte Cook, Alpes neozelandeses. Abajo derecha: Cerro Torre, Andes.



utilizar como referencia la diferencia de cota con respecto al relieve circundante, definido por las altitudes máximas y mínimas del entorno. Pero, de nuevo, poner valores es complejo. 2) Delimitadas por laderas con fuertes pendientes: aunque el problema en este caso es establecer el límite entre las montañas y los picos que las forman. 3) Que den lugar a un relieve abrupto: además de laderas con fuertes pendientes, las montañas se caracterizan por tener escarpes, cortados, aristas, valles que las separan, etc., y otros rasgos que aportan una sensación de verticalidad y rugosidad topográfica. Pero una vez más, es difícil establecer intervalos numéricos. La generalización del uso en las últimas dos décadas de los sistemas de información geográfica (SIG) y de la creación de modelos digitales de elevación del terreno (MDT) ha propiciado que los análisis combinados de pendientes, altitud, y rugosidad puedan realizarse de manera sistemática en muchas regiones del planeta.

También ha habido intentos a la hora de clasificar la alta montaña, entendida como aquella en la que se supera con creces la línea del bosque y en la que son dominantes los procesos glaciares y/o periglaciares (Troll, 1973). Eso sí, procesos de ese tipo se darán en las regiones polares al nivel del mar, en Escandinavia en montañas de poco más de unos centenares de metros de altitud, en centro Europa en picos situados por encima de los 1700 metros, en la Península Ibérica por encima de los 3.000 metros y en Asia central por encima de los 5.000 m, al margen del problema de utilizar como referencia el límite superior de la línea de bosque en zonas áridas. En general, las variaciones latitudinales hacen que sea realmente problemático asociar factores ecológicos a las definiciones de montaña. Así que, de nuevo, no se trata de una altitud determinada o una determinada vegetación, sino de la combinación de una serie de factores.

A pesar de las dificultades para definir las montañas, diversos estudios han tratado de analizar las regiones montañosas del planeta. En concreto las regiones montañosas del planeta. En concreto las llamadas “zonas de montaña, pues en muchos países son incluidas en las agendas políticas y tienen su propia regulación administrativa. Así, por ejemplo, en Italia las comunidades de montaña se definen por encima de los 600 metros de altitud (Romano, 1995) o en 1975 el “Esquema de la Comunidad Europea para las zonas menos favorables” determinó que serían zonas de montaña las elevadas por encima de esa misma cota pero que además tuvieran una pendiente superior al 15%, por poner tan solo dos ejemplos.

Generalizando y atendiendo a los criterios de cota, pendientes y relieves, se estima que el 24% de la superficie terrestre es montañosa (Kapos *et al.*, 2000) (Fig.2 y Tabla I), y que el 26% de la población mundial vive en esos territorios (Maybeck *et al.*, 2001).

INTERVALOS DE ALTITUD EN METROS	% DE SUPERFICIE TERRESTRE
300-999	8,8
1.000-1.499	4,2
1.500-2.499	3,6
2.500-3.499	4,7
3.500-4.499	1,8
> 4.500	1,2

Tabla I. Porcentaje de superficie terrestre por intervalos de altitud de las montañas del mundo (Kapos *et al.*, 2000). En general, y a efectos estadísticos de escala global, este estudio no considera montañas los relieves por debajo de los 300 metros de altitud.

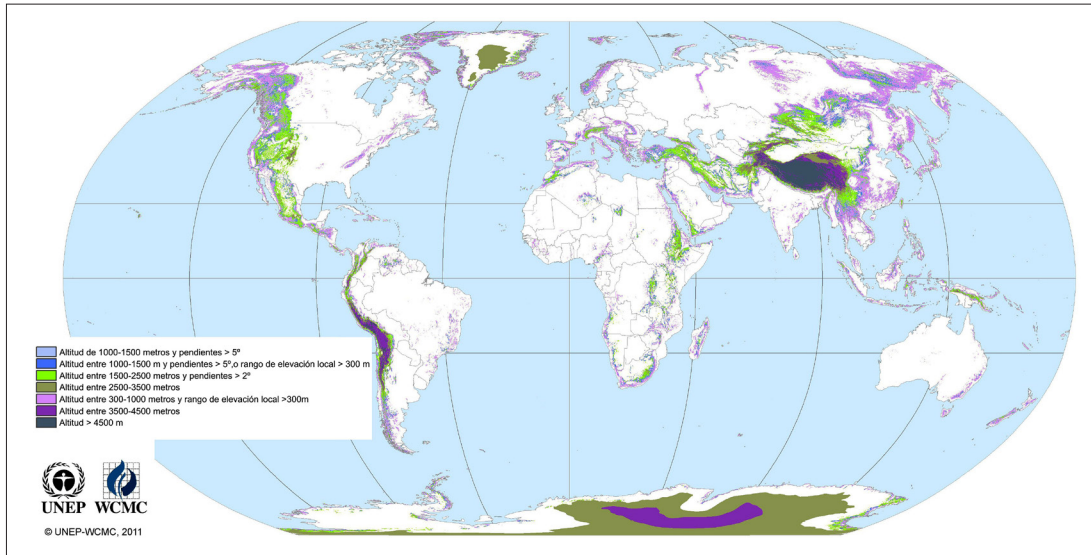
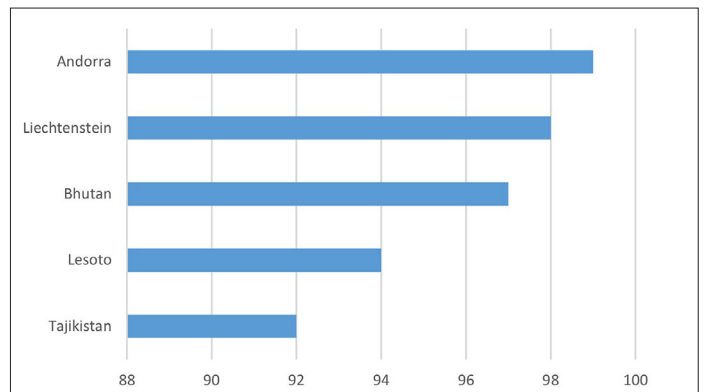
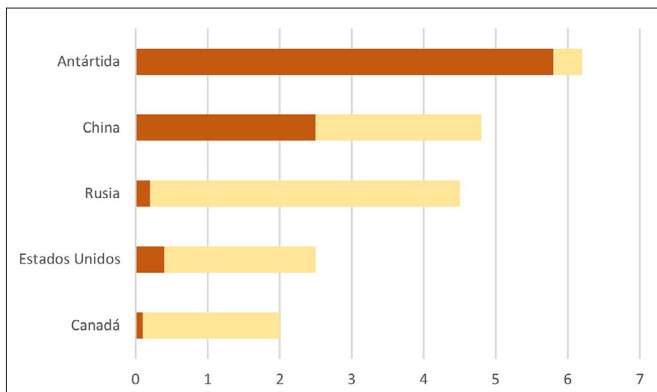
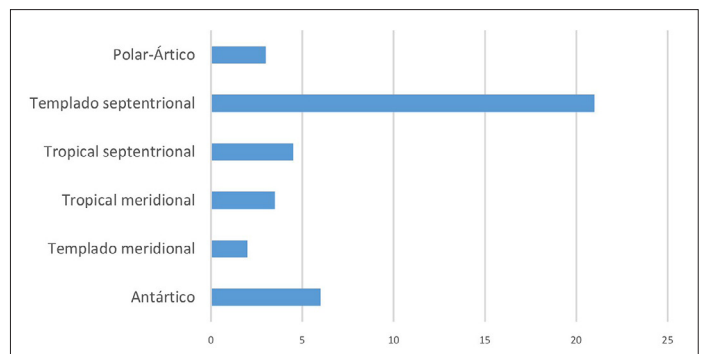
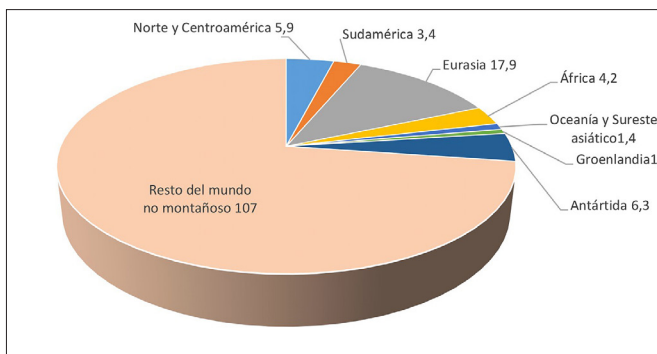


Fig. 2. Mapa de las regiones montañosas del planeta (UNEP World Conservation Monitoring Centre, 2012). Se recomienda consultar la versión digital.

Las montañas son un rasgo conspicuo del planeta y las hay en todos los rincones del planeta (Fig. 2). Las hay en todas las latitudes y continentes, pero también en islas y archipiélagos. Incluso enormes cordilleras surcan los fondos oceánicos (Fig. 5). Si las montañas se distribuyen por todo el planeta y cubren un 27% de la superficie terrestre emergida (Blyth *et al.*, 2002) a las que sumar las enormes dorsales medio-oceánicas y otros relieves submarinos, podríamos pensar que la Tierra es un planeta montañoso. Sin embargo, la tabla I muestra que tan solo un 3% de su superficie se eleva por encima de los 3.500 metros de altitud. Así, la Tierra es un planeta de relieve irregular con muchas montañas, pero donde las grandes altitudes son, desde el punto de vista geográfico, una rareza. Es más, si se analizan las altitudes del planeta, se observa que la Tierra es “más profunda que alta”, pues la cota media de los océanos es de -4.300 metros, mientras que

la altitud media de los continentes es de tan solo 300 metros (Fig. 4). Esta distribución bimodal es única en los planetas del Sistema Solar, donde las montañas también existen, pero con otra distribución (ver capítulo de Anguita en este mismo volumen). Esta distribución bimodal es debida a la existencia de dos cortezas, una continental menos densa y una oceánica (Alfaro *et al.*, 2007). Así que si el planeta tuviese cuatro cortezas de diferente densidad, muy posiblemente habría cuatro escalones en esa distribución.

Fig. 3. Distribución de las zonas de montaña por diferentes criterios. Cantidades están expresadas en millones de km<sup>2</sup>. Izquierda arriba: superficies montañosas de los diferentes continentes. Derecha arriba: distribución por latitudes. Izquierda abajo: los 5 países con más zonas de montaña en superficie. En oscuro la superficie correspondiente a relieves por encima de los 2.500 metros de altitud. En claro los situados por debajo de esa cota. Derecha abajo: los 5 países con más porcentaje de su territorio correspondiente a zonas de montaña. Datos procedentes de Blyth *et al.* (2002).





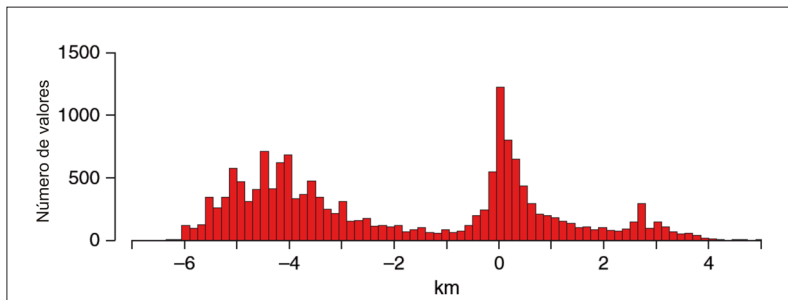


Fig. 4. Distribución de las cotas en la superficie terrestre. Las negativas reflejan las de los fondos oceánicos. Extraído de Watts (2007).

Por último, ¿cuál es la montaña más alta de la Tierra? Por supuesto, el Everest, con 8.848 metros de altitud sobre el nivel del mar, en el Himalaya y haciendo frontera entre Nepal y China. Sin embargo, hasta esta cuestión tiene sus matices. Si se tiene en cuenta la diferencia de cota entre la cumbre y la base de la montaña, el record sería para el Kilimanjaro (Tanzania), con 5.600 metros de diferencia (frente a los 5.200 m del Everest). Pero si a la hora de considerar la base de la montaña también consideramos el fondo marino, entonces el Mauna Kea (Hawaii) sería la montaña más alta, pues supera los 4.200 metros sobre la superficie, pero se trata de un edificio volcánico que se eleva desde los 6.000 metros de profundidad en el océano Pacífico. Incluso también se podría considerar como la montaña más alta alguna de las pequeñas islas situadas en

las inmediaciones de la Fosa de las Marianas, pues se elevarían sobre una referencia de casi 12.000 metros de profundidad. Pero si consideramos como la montaña más alta el punto más alejado del centro de la Tierra, entonces el título de “techo del mundo” sería para el Chimborazo (6.268 m), debido a que la forma del planeta, ensanchado por el ecuador implica que su cumbre se aleja 6.384 kilómetros del centro terrestre, más que ningún otro lugar del planeta.

### ¿EXISTE UNA CLASIFICACIÓN GEOLÓGICA DE LAS MONTAÑAS?

En el epígrafe anterior se ha respondido a la pregunta de qué es una montaña desde el punto de vista geográfico. Si era difícil dar una respuesta, casi más es dar una definición desde la geología, porque se puede atender a muchos criterios diferentes para la clasificación. Así, por un lado se puede considerar que hay dos tipos de procesos fundamentales a la hora de formar las montañas: los tectónicos y los térmicos. Pero, por otro lado, la importancia de cada uno de ellos estará estrechamente relacionada con la posición respecto a los límites de placas (Fig. 5). Así que, a la hora de proponer una clasificación de las montañas (Tabla I) y, en especial en el ámbito docente donde esta

Fig. 5. Relieve terrestre (en rojo las cotas más altas y en tonos de azul las profundidades) y tipos de límites de placas (modificado de National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).

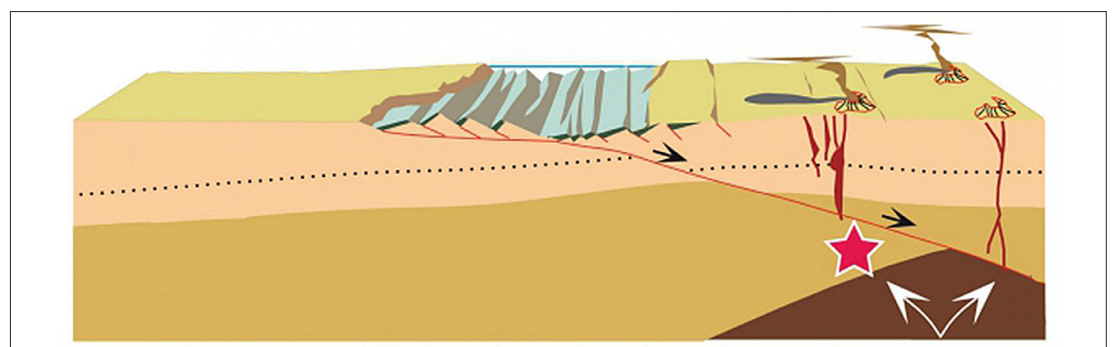
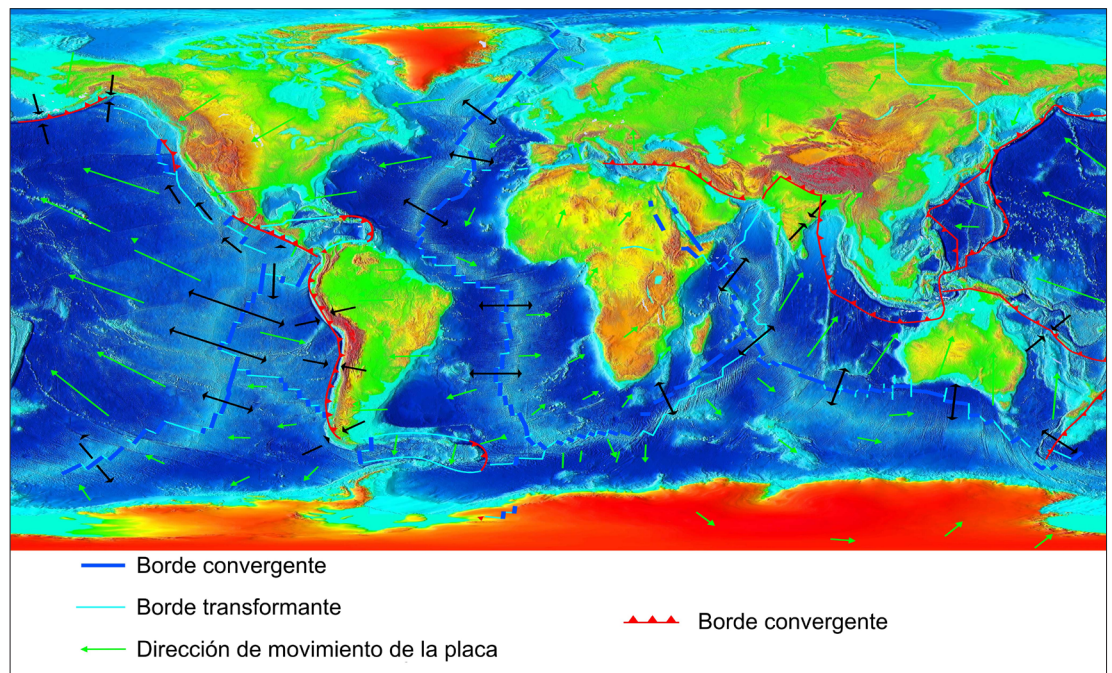


Fig. 6. Representación de cómo se forman alineaciones montañosas de origen tectónico en rifts continentales. Extraído de: [www.evolute-geologie.ch](http://www.evolute-geologie.ch)



CONTEXTO TECTÓNICO		DESCRIPCIÓN	PROCESOS PROTAGONISTAS	EJEMPLOS
MONTAÑAS EN LÍMITES DE PLACA CONVERGENTES	Montañas ligadas a zonas de subducción océano-océano (arco de islas)	La corteza oceánica se crea en las dorsales oceánicas. Pero esta corteza, según se aleja de las dorsales es cada vez más antigua, más “fría” y más densa. Así, cuando dos placas oceánicas convergen, la que sea más antigua (y por tanto más densa) se flexionará y subducirá por debajo de la otra. Como resultado se forma una fosa submarina de gran profundidad y actividad ígnea	Tectónicos y térmicos	Montañas de Indonesia o de Japón
	Montañas ligadas a zonas de subducción océano-continente	Situadas en un margen continental bajo el cual se está produciendo subducción. La existencia de esa subducción es la causante una fuerte actividad sísmica e ígnea (ver figura 2 de Crespo en este volumen)	Tectónicos y térmicos	Andes
	Montañas de zonas de colisión	La colisión es el estadio final de un orógeno de subducción, pues dos continentes terminan chocando al consumir la subducción el océano que los separaba. Así que puede ser el estado final del modelo de subducción océano-continente. En este caso, y a diferencia del anterior, una placa continental difícilmente puede subducir bajo la otra porque ambas son poco densas (ver Carcavilla en este mismo volumen y figura 5 de Crespo en este volumen)	Tectónicos	Himalaya, por colisión entre la India y Asia; o los Alpes, por la colisión entre Europa y África
MONTAÑAS EN LÍMITES DE PLACA DIVERGENTES	Cordilleras medio-oceánicas	Más de 70.000 km de cordilleras submarinas que sólo emergen en Islandia, separando las placas litosféricas norteamericana y europea. Aunque las dorsales se elevan unos 2.500 sobre las llanuras abisales, su relieve real es suave porque este desnivel se reparte en unos pocos miles de kilómetros de anchura. Se forman exclusivamente por isostasia térmica, los procesos tectónicos solo son responsables de pequeños escalones	Térmicos	Dorsal medio-atlántica
	Montañas en <i>rift</i> continentales de origen tectónico	De manera similar a cuando la masa de un bizcocho se hincha al calentarla en el horno, en determinadas regiones la presencia de penachos térmicos profundos forma domos de longitudes de onda de centenares de kilómetros que generan relieves suaves y elevados. La formación de fallas normales que producen los valles de <i>rift</i> y los horst dentro de estos domos, o semifosas y bloques levantados por fallas, originan alineaciones montañosas muy espectaculares que por un lado tienen un borde activo mediante una falla normal, y por el otro es el bloque basculado (Fig.6)	Tectónicos	<i>Rifts</i> continentales como Basin and Range (EEUU)
	Montañas en <i>rift</i> continentales de origen volcánico	Asociadas a procesos de <i>rifting</i> y ligadas a procesos de isostasia y fallas normales	Térmicos	Rift africano oriental (Kilimanjaro o el Monte Elgon)
MONTAÑAS EN LÍMITES DE PLACA TRANSFORMANTES	Debidas al desplazamiento lateral entre placas, es decir, limitadas por fallas transformantes	Tectónicos	Relieves asociados a la falla de San Andrés (EEUU)	
MONTAÑAS EN ZONAS INTRAPLACA- PUNTOS CALIENTES	Provincias volcánicas formadas por la emisión desde el manto terrestre de un foco de material caliente que, en superficie, genera volcanes que pueden originar enormes montañas	Térmicos	Archipiélago de Hawai (EEUU)	

temática se aborda en los libros de texto en los capítulos relacionados con la Tectónica de Placas, nos basaremos en la posición respecto a los límites de placas, pero indicando si priman las fuerzas tectónicas o los procesos ígneos a la hora de formar los relieves.

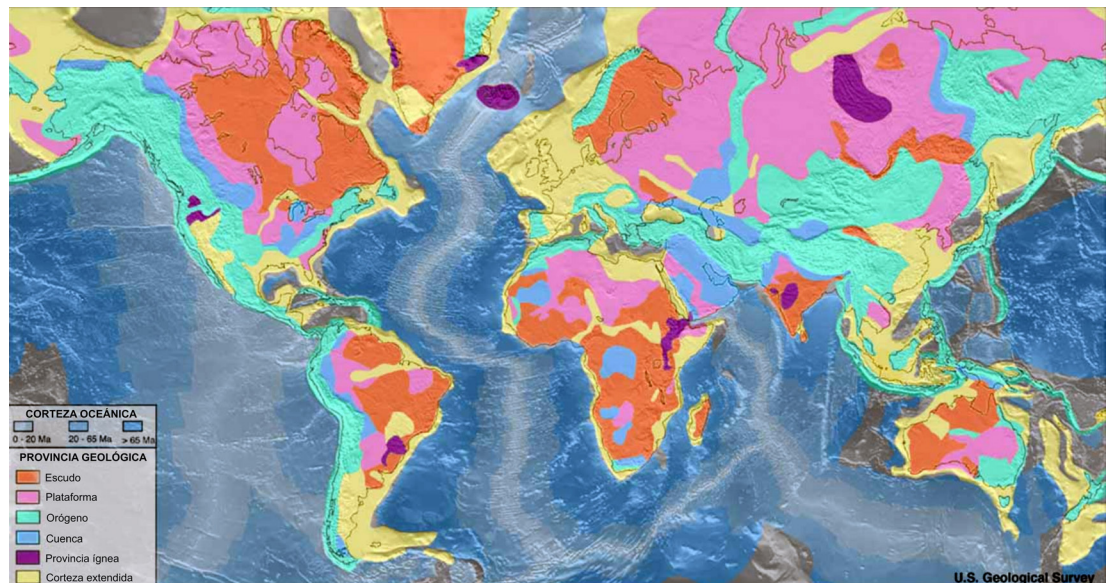
### ¿SON LO MISMO CORDILLERAS, ORÓGENOS Y OROGENIAS?

Para referirse a las cordilleras formadas por la colisión entre placas tectónicas, se utiliza el término “orógeno”, procedente del griego “oros” que significa montaña y “genia” que significa origen. Un orógeno sería un cinturón estrecho y alargado, de incluso miles de kilómetros de longitud, en el

que la corteza terrestre ha sido deformada fundamentalmente por compresión en un proceso denominado orogenia (Fig. 7). Los orógenos muestran cinco características principales: 1) deformación de la litosfera, que puede ser muy variable pero puede suponer que las rocas ocupen tan solo una quinta parte de su extensión original antes de la compresión; 2) engrosamiento litosférico, que puede llegar a significar la duplicación del espesor original, y generalmente se hace por plegamiento, fracturación y deformación interna; 3) metamorfismo orogénico o regional, que proporciona información esencial para descifrar cómo los orógenos evolucionan y “funcionan” en profundidad; 4) magmatismo: tanto plutonismo como volcanismo; y 5) flexura de la litosfera bajo el peso del orógeno y procesos de isostasia.

*Tabla II. Clasificación de las montañas en función de su ubicación con respecto a los límites de placas litosféricas.*

Fig. 7. Imagen de las provincias geológicas del planeta en la que se destacan los orógenos (azul claro). Traducida de un original del US Geological Survey.



Así, un “orógeno” no es solo la montaña, la cordillera o la forma del terreno, sino también su estructura profunda, que penetra decenas e incluso centenares de kilómetros en el subsuelo. Además, el término orógeno incluye relieves que a veces no originan “verdaderas montañas”, sino archipiélagos de islas, por ejemplo. Por último, antiguas cordilleras hoy en día arrasadas por la erosión y que, por tanto, no forman relieves destacables, son orógenos ya que muestran todos los rasgos que los definen sin necesidad de originar montañas.

Por su parte, una orogenia es un periodo de tiempo en el que se producen acreciones magmática y tectónica que provocan engrosamiento cortical, deformación, metamorfismo, levantamiento del terreno y erosión. El concepto de ciclo orogénico se discute más adelante.

### ¿CÓMO SE FORMA UN ORÓGENO?

La Tectónica de Placas explica de manera general la formación de los orógenos y determina la relación entre la convergencia de placas litosféricas y la creación y retrabajamiento de nueva corteza continental, ya sea por acreción magmática, por procesos tectónicos o por procesos metamórficos asociados con las orogenias. Para una descripción pormenorizada de los procesos que rigen la Tectónica de Placas se recomienda la lectura del trabajo de Alfaro *et al.* (2013).

Aunque en los años 60 del siglo XX el ciclo de Wilson trató de explicar el conjunto de procesos orogénicos, pronto se vio que las orogenias no siguen un proceso cíclico y que cada cinturón orogénico tiene sus propias características y es el resultado de una sucesión de interacciones y equilibrios entre varios factores (Vanderhaeghe, 2012): 1) fuerzas horizontales y verticales (fuerzas convergentes, de flotación, etc.), 2) relaciones entre procesos termales y mecánicos (el engrosamiento cortical provoca procesos termales y mecánicos con acreción magmática y tectónica así como metamorfismo), y 3) procesos de erosión y sedimentación que se dan en la superficie (que

son los que configuran el aspecto final de la cadena montañosa). Si bien estos tres tipos de contextos (fuerzas, procesos internos y procesos superficiales) a menudo se han estudiado por separado, cada día se asume más que su interacción es absoluta y condiciona el tipo, evolución y aspecto del orógeno.

Así, un orógeno se caracteriza por un engrosamiento cortical que se debe a la acreción magmática pero, sobre todo, a la deformación tectónica, incluida la que tiene lugar en el margen continental. Las zonas de colisión se caracterizan por la existencia de una mezcla litológica que atestigua: 1) la acreción de corteza oceánica (una pequeña parte de esta corteza no subduce sino que queda incorporada al margen continental); 2) la elevación del terreno, deformación, generación y exhumación de rocas metamórficas y 3) generación y emplazamiento de rocas magmáticas (Fig. 8).

La evolución termal de un orógeno está controlada por la relación entre la producción de calor por desintegraciones de elementos radioactivos incluidos en la corteza engrosada, y por la conducción del calor y su advención asociada a la subducción, deformación, erosión y transferencia (Vanderhaeghe, 2012).

Por su parte, la evolución tectónica estará controlada por el balance entre fuerzas tectónicas y las condicionadas por la gravedad. Pero cada una de ellas puede ser descompuesta en varios componentes (Fig. 9). Así, las fuerzas relacionadas con la gravedad (Fg) se refieren a la presión litostática en función de las variaciones laterales de espesor de la corteza, y se oponen al engrosamiento cortical y favorecen el flujo lateral. Entre las fuerzas relacionadas con la gravedad también están las llamadas de flotación (Ff), provocadas por la diferencia de densidad entre los materiales, especialmente el contraste entre la baja densidad de la corteza continental en comparación con la oceánica y el manto. Por último, entre las fuerzas relacionadas con la gravedad también están muchas de las que condicionan la actividad y dinamismo de los procesos erosivos y sedimentarios que se dan en la parte superficial del orógeno, condicionadas por la enorme diferencia de cota entre el orógeno y la cuenca.



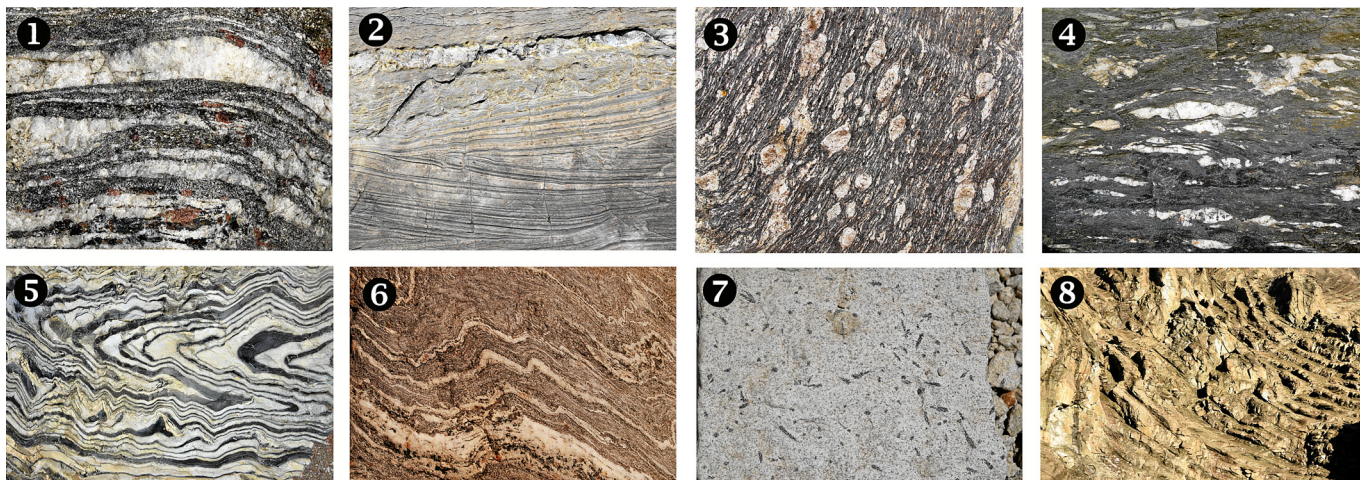


Fig. 8. Ejemplo de diversas litologías desarrolladas en un mismo orógeno (Himalaya): 1-anfibolita; 2-arenisca; 3-gneis glandular; 4-filita; 5-calizas; 6-migmatita; 7-leucogranito; 8-dolomía.

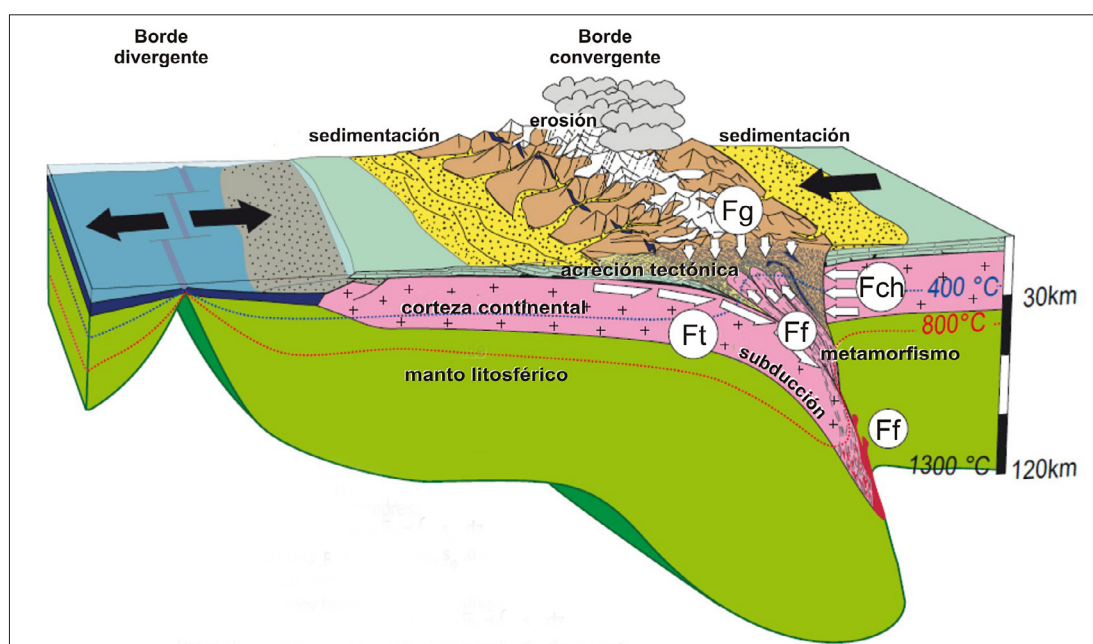


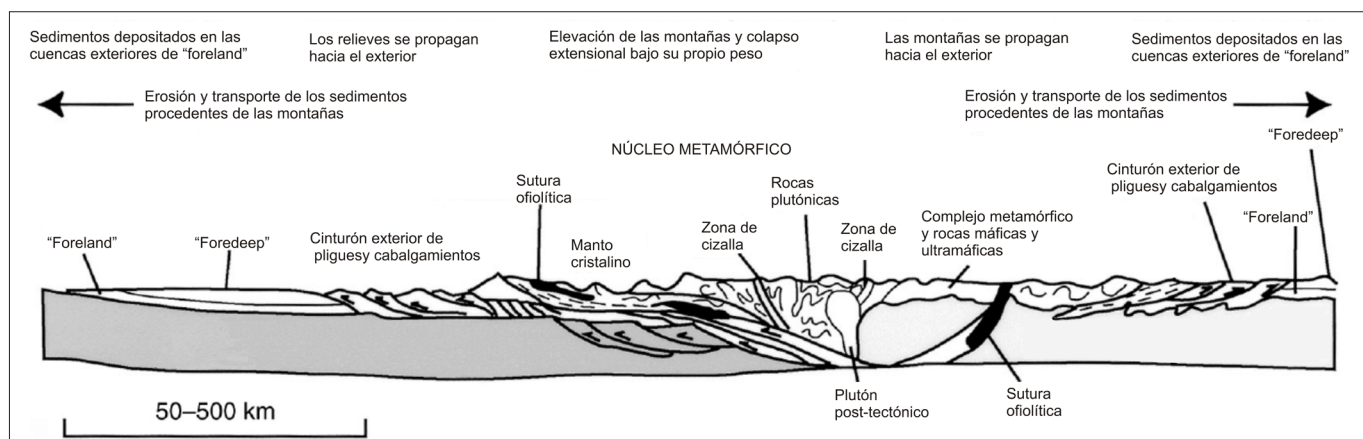
Fig. 9. Procesos que controlan la evolución mecánica y termal de un orógeno. Las flechas negras indican la dirección de movimiento y las blancas la de las fuerzas. Ft: fuerza de tracción ejercida por la placa que subduce; Fg: fuerza de la gravedad; Ff: fuerza de flotación ejercida por rocas de baja densidad enterradas o fundidas; Fch: fuerza de compresión horizontal. Modificado de Vanderhaeghe (2012).

Entre las fuerzas tectónicas que condicionan la evolución del orógeno están la fuerza de tracción (Ft), que es el esfuerzo de arrastre provocado por la subducción en la base del orógeno y que depende de la integración del esfuerzo de cizalla a lo largo del orógeno; y la fuerza de compresión horizontal

(Fch), que es la relación entre el esfuerzo horizontal normal provocado por la convergencia tectónica y el engrosamiento de la corteza, que se reflejará en tensión o compresión.

Así que un orógeno se basa en un balance térmico y mecánico, de manera que su final se produce

Fig. 10. Estructura general de un orógeno. La simetría que muestra este ejemplo no siempre se produce, sino que la colisión continental suele producir orógenos asimétricos. Extraído de Owen (2004).



cuando alcanza el equilibrio térmico y la estabilidad tectónica, algo que ocurre en el momento en que la corteza vuelve a su grosor normal.

El resultado de esta sucesión de procesos es una estructura determinada mostrada en la figura 10 y que en términos generales consta de): 1) una cuenca externa o “foreland”, formada de manera adyacente y paralela a la cordillera debido al enorme peso del orógeno que produce una flexura de la litosfera. El “foredeep” será la zona de máxima acumulación sedimentaria dentro de esa cuenca; 2) un cinturón externo de pliegues y mantos de corrimiento; 3) un núcleo o complejo cristalino que incluye rocas sedimentarias en su parte más superficial y su basamento formado por rocas volcánicas y plutónicas así como rocas metamórficas; 4) una zona de sutura formada por complejos ofiolíticos que muestra los límites de los dos masas continentales que entraron en colisión.

Una última etapa en los orógenos es su colapso. Cuando cesan las fuerzas horizontales que provocaron la compresión y el engrosamiento de la corteza, el balance entre las fuerzas constructivas y destructivas cambia a favor de estas últimas. La exhumación del núcleo metamórfico y la formación de fallas normales suelen marcar el inicio de dicho colapso.

## ¿POR QUÉ SE FORMAN LAS MONTAÑAS?

La acción conjunta del calor interno del planeta y las fuerzas gravitacionales es la causa de que de que las placas litosféricas se muevan y de que funcione la tectónica de placas y, por tanto, de que haya montañas. Es como la gasolina que impulsa las placas y que hace que se muevan. Pero el calor controla también la resistencia de las rocas, los mecanismos de deformación, la fusión de las rocas, su metamorfismo y los procesos magmáticos, incluidas las erupciones volcánicas. Así que para entender cómo se forman las montañas, es fundamental conocer cómo se genera, distribuye y disipa el calor interno de nuestro planeta.

Es asumido que el calor aumenta con la profundidad en el interior terrestre. Por algo siempre se ubicó el infierno en el centro de la Tierra. Mitología aparte, es fácil comprobar como, en profundidad, hace más calor. En algunos casos ese calor llega a la superficie de manera evidente, como ocurre en las zonas termales. Se ha podido calcular que lo normal es que la temperatura aumente entre 25 y 30 °C por cada kilómetro que se profundice en el subsuelo, lo que se denomina gradiente geotérmico. Eso querría decir que, siguiendo esa tendencia, en el centro de la Tierra la temperatura debería ser de casi 180.000 °C. Sin embargo, los datos demuestran que la temperatura en el núcleo terrestre es 30 veces menor de lo estimado. Es más, se ha calculado que la temperatura en la base de una corteza continental de 35 km de espesor es de 450-500 °C (lo que muestra un gradiente de unos 14 °C/km), la de la base de la litosfera a 120 km de profundidad es de unos 1.300 °C (lo que refleja un gradiente de unos 10 °C/km) y que la temperatura en el centro de la Tierra a 6.400 km de profundidad es de unos 5.500 °C (lo que muestra un gradiente de menos de 1 °C/km). Es decir, que es en las capas más superficiales de la Tierra donde más

aumenta la temperatura con la profundidad, y luego aumenta con una tendencia mucho menor.

Para entender por qué ocurre esto se debe conocer de dónde procede el calor terrestre. Se calcula que un 20% de este calor es remanente de la formación del planeta. Pero el otro 80% se debe al calor emitido por la desintegración radioactiva de ciertos elementos químicos inestables.

La razón de que el gradiente geotérmico sea mucho mayor en la corteza terrestre que en el manto o en el núcleo es que, es en las capas superficiales del planeta donde se encuentra la mayor cantidad de isótopos radiogénicos que emiten calor. Son, fundamentalmente, el Potasio 40, el Uranio 238 y el Thorio 232. Eso sí, si todo el calor terrestre proviniera de los elementos radioactivos situados en la corteza, el interior de nuestro planeta estaría “frío” hace miles de millones de años, ya que se habría disipado muy rápidamente. Dicho de otro modo, la Tierra es un planeta caliente flotando en un universo frío. Cuanto mejor mantenga ese calor, más tiempo estará caliente y durante más tiempo será un planeta “vivo”, con una tectónica de placas activa. Si la fuente de calor de la Tierra se sitúa en el núcleo, a unos 6.000 km de profundidad, se mantendrá más caliente que si lo está en la corteza, simplemente porque el calor se disiparía más eficazmente, igual que es más fácil mantener caliente una casa bien aislada que una sin aislamiento.

Se ha comprobado que es en el manto terrestre, por debajo de la corteza, donde se genera la mayor cantidad de calor. Aunque la proporción de isótopos radiogénicos sea mucho menor que en la corteza, su espesor es mucho mayor (unas 80 veces más) así que, en términos globales, en el manto se genera el 60% del calor radiogénico del planeta.

Así que la razón de que el gradiente geotérmico sea mucho más alto en las capas superficiales que en las profundas se debe a la irregular distribución de los elementos radiogénicos que producen ese calor. El Potasio 40 es, en proporción, casi 70 veces más abundante en la corteza que en el manto y el Thorio 232 casi 50, pero el manto tiene mucho más espesor y, por tanto, genera mucho más calor en su globalidad, aunque menos por cada kilómetro que profundicemos.

Esto es muy importante, porque la manera en la que el planeta disipa su calor es esencial en la formación de las montañas, como luego veremos. Pero, además, nos lleva a una idea interesante: hace millones de años la Tierra estaba más caliente que ahora, y que progresivamente se está enfriando. Hace 3000 millones de años, el calor terrestre era, al menos, el doble que el actual. Entonces, ¿se movían más rápido las placas? ¿Se formaban más rápido las montañas? ¿Sabemos cuánto durará el calor terrestre? Se sabe que ya se ha “consumido” la mitad del Uranio 238 que la Tierra tenía originalmente, que sólo queda un 1,5% del Uranio 235 original y alrededor del 10% del Potasio 40. Así que la cosa pintaría mal si no fuera porque aún queda “nos queda” un 80% del Thorio 232.

Con respecto al calor hay otro aspecto importante a la hora de formar montañas. Muchos materiales cambian sus propiedades físicas al ser sometidas a calor. La cera podría ser un buen ejemplo. Del mis-



mo modo, las capas inferiores de la corteza cambian su comportamiento físico al ser sometidos al calor, algo que ya se ha visto en la figura 5 que ocurre en un orógeno, pasando de un comportamiento frágil a dúctil, pudiendo incluso fluir. Imaginemos que una litosfera que soporta la enorme carga de una cordillera por encima de ella es calentada en su base debilitándose... Del mismo modo, la elevación dependerá de cómo se comporten la corteza y el manto litosféricos, pues actúan en sentidos contrarios (Johnson y Harley, 2012). Así, una corteza engrosada producirá una rápida elevación de terreno, pero un manto litosférico engrosado provocará una reducción de la elevación por su alta densidad.

## ¿CUÁNDO EMPEZÓ LA TECTÓNICA DE PLACAS Y DESDE CUANDO HAY MONTAÑAS EN LA TIERRA?

En relación con lo anterior, una pregunta recurrente es saber cuándo comenzó a operar la Tectónica de Placas en nuestro planeta. Y la comunidad científica está dividida: mientras que unos piensan que comenzó hace 4.200 millones de años, la mayoría que hace 3.000 Ma, y otros que hace sólo 1.000 Ma (Morton, 2017). La pregunta no es fácil de responder porque el reciclaje cortical provoca que no haya fondos oceánicos antiguos y son pocos los remanentes de corteza continental de esa antigüedad, los cuales, además, suelen estar tremendamente deformados y metamorfozados. A mayores, la pregunta tiene que responder otras cuestiones difíciles como cuándo y cómo se inició la primera zona de subducción, cuándo aparecieron los continentes o cuándo la corteza litosférica se rompió en diferentes continentes por primera vez.

La hipótesis más extendida sugiere que en las primeras etapas del planeta, su superficie estaba cubierta de un océano de magma hirviendo. Según se fue enfriando, la capa más superficial de lava empezó a solidificarse y se formó una fina litosfera inicial que cubriría toda la superficie terrestre. Millones de años más tarde, se rompería y las partes más densas se hundirían en el manto iniciando la subducción. Pero que la corteza continental subduzca no es fácil, porque es más ligera que el manto. No hace falta más que mirar al techo del mundo: es más fácil crear una gran cordillera como el Himalaya que iniciar una subducción continental. Entonces, ¿cómo ocurrió? Parece que la explicación está en el calor de la Tierra primigenia, un escenario en el que el manto debía estar incluso 300 °C más caliente que en la actualidad (Gerya, 2015), de manera que las placas serían más débiles y fácilmente fragmentables. Aún así, el modelo se basa en que la rigidez de las placas permite el tirón de la lámina (*slab pulling*), así que la litosfera debía ser lo suficientemente rígida como para permitir iniciar el proceso, aunque se rompiera iniciando y parando la subducción una y otra vez en ciclos más cortos que los actuales.

Lo que sí se sabe a ciencia cierta es que la corteza continental se empezó a formar tan solo 100 millones de años después de la formación del planeta, pues se han encontrado circones de 4.400 millones de antigüedad en rocas del Oeste de Australia (Dhui-

me *et al.*, 2015). Y también que una vez se inició la tectónica de placas, ésta ha operado sin interrupciones hasta la actualidad (Dhuime *et al.*, 2012).

## ¿CUANTO TARDA EN FORMARSE UNA CORDILLERA?

La evolución geológica de un orógeno es compleja y se extiende principalmente durante varias decenas de millones de años. La formación de las montañas ocuparía la fase de elevación del terreno, pero los procesos geológicos que llevan a ello pudieron iniciarse muchos millones de años antes. Por este motivo, es importante la definición de ciclo orogénico, entendido como la sucesión de cuatro etapas más una preorogénica. Esta fase está caracterizada por la acumulación de sedimentos en cuencas sedimentarias marinas y continentales incluyendo la posibilidad de procesos plutónicos y volcánicos en un contexto distensivo. A partir de esta etapa comienza la formación de una cordillera en las siguientes cuatro etapas:

1. inicio de la fase orogénica, con inversión del régimen a compresivo y comienzo de la deformación de los materiales formados en la etapa anterior. Al producirse la colisión continental, se pueden producir procesos de obducción (cuando fragmentos de la corteza oceánica son empujados sobre la continental como resultado de la colisión)
2. continuación de la deformación orogénica mediante la formación de grandes mantos de corrimiento, metamorfismo, plutonismo y depósito de materiales sinorogénicos (aquellos que se depositan al mismo tiempo que se produce el orógeno)
3. inicio de la fase postorogénica, con continuación del ajuste isostático, elevación de la región y deformación postorogénica
4. finalización de la fase postorogénica con fracturación en bloques de escala cortical, desarrollo de cuencas y eventual intrusión de cuerpos ígneos (Moores y Twiss, 1995).

De manera que la evolución individual de una cordillera es de decenas de millones de años, y está incluida dentro de un ciclo orogénico que se prolonga centenares de millones de años. Hay que tener en cuenta que, según crece una cordillera, la denudación aumenta como consecuencia de la mayor pendiente de sus laderas, el incremento del poder erosivo de los ríos, el desencadenamiento de deslizamientos y desprendimientos, etc. Paradójicamente, los altos ritmos de denudación contribuyen a acelerar el levantamiento como resultado de la disminución de la carga litostática. La transferencia de sedimentos a las regiones externas también puede contribuir al levantamiento debido a la flexura de la corteza causada por la subsidencia.

Ya hemos dicho que el calor del interior terrestre y la gravedad son “el motor” que hace que se formen nuevas cordilleras. Pero el asunto va, en realidad, más allá. El calor no solo propicia que se muevan las placas tectónicas, es que condiciona cada una de las fases de formación de las montañas.

De esta manera, se puede hablar de una “evolución termal” en la formación de una cordillera, y la “vida” de una cordillera dependerá de lo rápida o lenta que sea esa evolución.

Lo importante es que la evolución termal de la cordillera no solo condiciona su formación (crecimiento de las montañas), sino también su desaparición, ya que el desmantelamiento de la cordillera también dependerá de su “eficacia” para perder calor. Así, esa evolución dependerá de: 1) la duración en engrosamiento de la corteza; 2) el tiempo que tarda en alcanzarse un equilibrio térmico, es decir, que la zona vuelva a mostrar un gradiente geotérmico normal; y 3) la duración de la exhumación de las rocas profundas. En términos generales, el engrosamiento de la corteza es relativamente rápido (en términos geológicos, claro), pudiendo duplicarse el espesor de la corteza en tan solo 10 millones de años. Sin embargo, el equilibrio térmico puede tardar en alcanzarse del orden de 50 Ma. Por su parte, la velocidad de la exhumación puede variar mucho, desde los 50 Ma hasta mucho menos.

## ¿CUÁLES SON LAS PRINCIPALES CORDILLERAS Y COMO SE FORMARON?

Como se vio en la figura 5, la mayoría de los sistemas montañosos se desarrollan paralelos a los límites de placas litosféricas. En la actualidad hay dos grandes sistemas montañosos en el planeta: el Alpino-Himaláico-Tibetano y el Circumpacífico, además de los sistemas de dorsales mediooceánicas. Ambos sistemas se han formado durante el Cenozoico. Se consideran activos si en ellos continúa la deformación, como ocurre en el Himalaya.

Sin embargo, un análisis de la figura 5 muestra que hay orógenos que no tienen ninguna relación con los actuales bordes de placa, pues se formaron hace centenares de millones de años con una disposición de placas litosféricas diferente de la actual. Esta es la situación del orógeno de las Caledoniano-Apaches, (que incluyen las Caledónides de Groenlandia, Svalbard, Irlanda, Bretaña y Escandinavia), además de los orógenos de los Apaches de Estados Unidos y Canadá, las Montañas Innuitian en el ártico de Canadá y Groenlandia, las Montañas Ouachita del interior de Estados Unidos, la Cordillera Oriental de México, los Andes venezolanos y el cinturón plegado de África occidental. Por ejemplo, parece que el orógeno caledónico descrito influyó en la forma en la que centenares de millones de años más tarde se abriría el océano Atlántico (Johnson y Harley, 2012).

No existe un “orógeno-tipo” para usar como referencia. Varían mucho en el tiempo en el que se prolonga la orogénesis (decenas a centenares de millones de años), el tipo de colisión (frontal, oblicua o lateral), y su evolución termal. A pesar de ello, muchos de los orógenos presentan una forma curva, es casi una característica si no intrínseca, sí mayoritaria. Hay varias explicaciones para ello, porque hay dudas acerca de si esta curvatura es resultado de rotaciones durante la colisión o si refleja estructuras originales del margen continental. En algunos casos se sabe que es debida a la indentación, entendida

como la incrustación y penetración de una masa continental en la otra, como ocurre en el Himalaya con la India sobre Asia. En otros casos la curva refleja la intersección entre una zona de subducción con la superficie terrestre, que da lugar a una estructura arqueada, como ocurre en los archipiélagos de Tonga, Banda y Aleutianas. Por último, otras curvaturas pueden ser debidas a plegamientos de eje vertical (oroclinales), tal y como está ocurriendo en la actualidad en los Andes, o como ocurrió en orógenos antiguos como la “rodilla asturiana” en el Varisco.

Los cinturones montañosos actuales están formados por otros de menores dimensiones generados por procesos distintos. Por ejemplo, algunos se originan por una gran convergencia producida por la subducción que causa una delaminación de la litosfera y produce el apilamiento de escamas corticales procedentes de la placa litosférica que subduce, como ocurre en el cinturón mediterráneo (Royden, 1993b; Jolivet *et al.*, 2003; Brun y Faccenna, 2008). Estas montañas se caracterizan por una baja elevación, poco engrosamiento cortical y presencia de estructuras compresivas (Royden, 1993a; Doglioni *et al.*, 1999). Otro tipo orogénico es el que se origina por el apilamiento de gruesas láminas corticales procedentes tanto de placa que subduce como del margen continental y que originan altos “plateaus” de gran elevación como el Altiplano o el Tíbet, donde la corteza puede alcanzar espesores de hasta 80 km (Hatzfeld y Molnar, 2010). Algunos autores proponen incluso que estos dos ejemplos sean los casos extremos del espectro de posibles tipos de orógenos en la Tierra (Dongre, 2016) y todos los demás sean casos intermedios.

Quizá los dos orógenos más conocidos sean los Andes y el Himalaya. Los Andes son la cordillera de mayor longitud en la Tierra. Superan los 8000 km y en el sector central su anchura ronda los 800 km. Se forman por la subducción de las placas tectónicas de Nazca y Farallón (placa ya extinguida) bajo Sudamérica desde, por lo menos, el Paleozoico. Los Andes están formados por láminas de la corteza superior de Sudamérica y por la intrusión de abundante material ígneo, alcanzando un espesor de alrededor de 70 km en la zona boliviana (Dongre, 2016).

El cinturón alpino-himaláico se formó por la subducción del océano de Tethys y está activo desde al menos el Jurásico, acrecionando bloques continentales contra el margen de la placa euroasiática (Dercourt *et al.*, 1986). La India se separó de Gondwana hace alrededor de 90 millones de años y primero derivó a gran velocidad entre los 67 y 52 Ma, cuando se ralentizó debido a su incrustación con Asia y penetrar en ella del orden de mil kilómetros (Patriat y Achache, 1984; Rowley, 1996; Najman y Garzanti, 2000; Molnar y Tapponier, 1978). El plato tibetano es un producto de esa colisión, aunque aún se debate su modelo de formación. A pesar de que en el Himalaya se alcancen las máximas cotas del planeta, sus 2.400 km de longitud y 300 km de anchura hacen que la cordillera se quede pequeña comparada con los Andes o con los 7000 km de la cordillera norteamericana.

Otros orógenos muestran características singulares. El tirón que ejercen las placas que subducen



es el principal motor de las placas tectónicas. Pero esta fuerza puede verse reducida si la carga que debe arrastrar es muy grande, como ocurre en los Apeninos o en los Cárpatos (Royden *et al.*, 1987), Incluso en algunos casos como en la India o Arabia el tirón de la placa que subduce se reduce al mínimo (Chemenda *et al.*, 2000).

Creo que Apeninos (orógeno activo) y Cárpatos son dos cosas muy diferentes. Cárpatos se formó por colisión e indentación y habría que contrastar si todavía tiene algo de deformación activa (creo que no). En el caso de Apeninos está ligado a la subducción activa en el Adriático, que se está consumiendo. No estoy seguro de si conviene juntarlos en una misma cosa

Otra fuerza importante es la que ejercen las dorsales, debido al engrosamiento térmico de la litosfera oceánica. Y la tercera fuerza que mueve las placas es la llegada de plumas mantélicas a la base de la litosfera, que reducen la viscosidad y facilitan el movimiento de la litosfera (van Hinsbergen *et al.*, 2011). Este mecanismo es el que se ha utilizado para explicar, por ejemplo, la rápida deriva de ciertas placas como la mencionada de la India durante el emplazamiento de la gran provincia ígnea del Deccan (Cande y Stegman, 2011; van Hinsbergen *et al.*, 2011).

## IDEAS FINALES

Las montañas son reflejo directo de la dinámica interna del planeta. Por supuesto, los procesos externos operan con gran eficacia y son los que configuran el relieve final, pero absolutamente condicionados por procesos directamente vinculados con la disipación del calor interno del planeta (para las montañas “no orogénicas”), y procesos termales y mecánicos que se producen durante la colisión continental (para el caso de las montañas “orogénicas”). Entender los procesos que forman las montañas durante las orogenias requiere un profundo (y nunca mejor dicho) conocimiento de cómo funcionan los procesos tectónicos, magmáticos y metamórficos que crean nuevas rocas o transforman las existentes. Los geólogos, geógrafos, geofísicos, geoquímicos y profesionales de muchas otras disciplinas deben actuar como detectives para encontrar las pruebas que permiten describir los procesos que tiene lugar en la formación de las montañas, desde el enterramiento de sedimentos a grandes profundidades durante la construcción del orógeno hasta la exhumación de niveles profundos de la corteza, pasando por el modelado final que les da el aspecto reconocible como montañas.

A la luz de las ideas expuestas en este artículo, las preguntas básicas para reconstruir la formación de una cordillera son: ¿Cómo y a qué velocidad los materiales presentes en el orógeno fueron acrecionados, ensamblados y llevados a niveles profundos? ¿Cómo se sucedieron, o fueron coetáneos, la deformación tectónica, el magmatismo y el metamorfismo? ¿Qué podemos aprender de los orógenos antiguos? ¿Cómo fue la exhumación de las rocas de niveles profundos? ¿Qué estructura tiene una cordillera en relación con los procesos orogénicos que la formaron? ¿Cómo comienza el modelado de una

cadena “recién formada”? Los próximos artículos pretenden dé respuesta a estas y muchas otras preguntas relacionadas con el origen y formación de las montañas.

## AGRADECIMIENTOS

Se quiere agradecer las minuciosas y constructivas revisiones que realizó el Dr. Javier Lario y dos revisores anónimos, que mejoraron notablemente el manuscrito original.

## BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, P., Alonso-Chaves, F.M., Fernández, C. y Gutiérrez-Alonso, G. (2013). La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.2, 168-180.

Alfaro, P., Andreu, J.M., González, M., López, J.A. y Pérez, Á. (2007). Un estudio integrado del relieve terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 112-123.

Blyth, S., Groombridge, B., Lysenko, I., Miles, L., y Newton, A. (2002). *Mountain Watch. Environmental change and sustainable development in mountains*. UNEP-WCMC, 80 p.

Brun, J.P. y Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth Planetary Science Letters*, 272, 1-7.

Cande, S. C., y Stegman, D.R. (2011). Indian and African plate motions driven by the push force of the Reunion plume head. *Nature*, 475, 47-52.

Chemenda, A. I., Burg, J.P. y Mattauer, M. (2000). Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: Geopem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth Planetary Science Letters*, 174, 397-409.

Decourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbotshnikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. y Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.

Dewey, J.F. y Bird, J.M. (1970). Mountain belts and new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625-2647.

Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Storey, C.D. (2012). A Change in the Geodynamics of Continental Growth 3 Billion Years Ago. *Science*, 16, 335.6074, 1334-1336.

Dhuime, B., Wuestefeld, A. y Hawkesworth, C.J. (2015). Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago. *Nature Geoscience*, 8, 552-555.

Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A. y Piromallo, C. (1999). Orogens and slabs vs their direct of subduction. *Earth Science Reviews*, 45, 167-208.

Dongre, N.L. 2016. *Mountain orogenesis*, 1-20.

Gerya, T.V, Stern (2016), R.J., Baes, M., Sobolev, S.B. y Whattam, S.A. (2015). Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. *Nature*, 527, 221-225.

Hatzfeld, D., y Molnar, P. (2010). Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications. *Review of Geophysics*, 48, 1-48.

- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E. y Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Sciences*, 303, 353-409.
- Jonson, M.R.W. y Harley, S.L. (2012). *Orogenesis. The making of mountains*. Cambridge University Press, 378 p.
- Kapos, V., Rhind, J., Edwards, M., Price, M.F. y Ravioli, C. (2000). Developing the map of the world's mountain forests. En: *Forests in sustainable Mountain Development: a state-of-knowledge* (Eds.: M.F. Price y N. Butt. CAB international). Report for 2000, 4-9.
- Körner, C. (2003). *Alpine Plant Life*. Springer, 344 p.
- Maybeck, M., Green, P. y Vörösmatry, C. (2001). A new typology form mountains and other relief classes: an application to global continental water resources and population distribution. *Mountain research and development*, 21, 1, 34-45.
- Molnar, P. y Tapponnier, P. (1978), Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysics Research*, 83, 5361-5375.
- Moore, E.M. y Twiss, R.J. (1995). *Tectonics*. W.H. Freeman & Co., 415 p.
- Morton, M.C. (2017). When did and how plate tectonics begin on Earth? *Earth Magazine*, 22-29.
- Najman, Y. y Garzanti, E. (2000). Reconstructing early Himalayan evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 435-449.
- Owen, L.A. (2004). Cenozoic evolution of global mountain systems. En: *Mountain geomorphology*, 22-58 (Eds.: P.N. Owens y O. Slaymaker, O.) Edward Arnold, 313 p.
- Patriat, P. y Achahe, J. (1984). India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311, 615-621.
- Peattie, R. (1936). *Mountain geography*. Harvard University Press, 257 p.
- Price, M.F., Byers, A.C., Friend, D.A., Kohler, T. y Price, L.W. (Eds.). (2013). *Mountain geography. Physical and human dimensions*. University of California Press, 378 p.
- Rowley, D. B. (1996). Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth Planetary Science Letters*, 145, 1-13.
- Royden, L. H. (1993a). The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12, 303-325.
- Royden, L. H. (1993b). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Royden, L., Patacca, E. y Scandone, P. (1987). Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control onthrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology*, 15, 714-717.
- Troll, C. (1973). The upper timberline in different climatic zones. *Artic Alpine Research*, 5, 3-18.
- UNEP World Conservation Monitoring Centre (2012). *Mountain Watch: Environmental Change and Sustainable Development in Mountains*. Cambridge, 84 p.
- Vanderhaeghe, O. (2012). The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, 56-57, 124-145.
- van Hinsbergen, D. J. J., Steinberger, B., Doubrovine, P. y Gassmoller, R. (2011). Acceleration-deceleration cycles of India-Asia convergence: Roles of mantle plumes and continental collision. *Journal of Geophysics Research*, 116, 1-20.
- Watts, A.B. (2007). An Overview. Crust and lithosphere dynamics. *Treatise on Geophysics*, 5, 1-48. ■

*Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 8 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 4 de diciembre de 2017*