

Atlas geológico de cuatro montañas míticas

LUIS CARCAVILLA URQUÍ

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

Hay montañas que están intensamente grabadas en el imaginario popular y casi todas las personas saben algo acerca de ellas. Ya sea por su singular silueta, por haber sido objeto de heroicas ascensiones, por representar algunas de las maravillas de la Tierra o por su carácter sagrado, la realidad es que hay montañas míticas. También desde el punto de vista geológico hay montañas “especiales”, pues en sus rocas está registrada información trascendental para entender cómo se forman las cordilleras terrestres en general y, de manera más particular, aquella en la que se ubican. A continuación se describen cuatro picos míticos visitados por el autor y bien conocidos por el público general, cuyas rocas han registrado sorprendentes acontecimientos geológicos que las hacen “aún más grandes”.

EVEREST: LA GEOPOESÍA DEL TECHO DEL MUNDO (CHINA-NEPAL)

Con sus 8.848 metros de altitud, el Everest es, además del techo del mundo, una montaña llena de singularidades geológicas (Fig. 1). Aunque se denomina Sagarmatha en Nepal y Chomolungma en Tíbet desde tiempos inmemoriales, los británicos decidie-

ron bautizarlo en 1865 con el apellido del superintendente de la Gran Campaña Trigonométrica, un macro-proyecto que duró más de 70 años y en el que se cartografió la topografía del subcontinente indio, lo que incluía el Himalaya y el Karakorum. Hasta 1856 no se descubrió que era el pico más alto de la Tierra, destronando al Kangchenjunga, de 8.586 m, también situado en el Himalaya.

El Everest se sitúa en la parte central del Himalaya y sirve de frontera entre Nepal y China, que se reparten las vertientes sur y norte respectivamente. El Himalaya forma una increíble barrera de 2.400 km de longitud. Es la cadena montañosa más impresionante de nuestro planeta y también la más moderna, la más activa, la que se ha elevado más rápido y la que tiene los picos más altos.

El Himalaya supone una enorme barrera orográfica que condiciona absolutamente el clima de la Tierra. A tan solo 150 kilómetros en línea recta del Everest se sitúa el punto más bajo de todo Nepal, a 64 metros sobre el nivel del mar. Así que, en un centenar y medio de kilómetros, se distribuye un enorme desnivel de casi 9000 metros que genera un relieve escalonado que abarca gran variedad de climas, vegetación, fauna, cultura... y geología.



Fig. 1. El Everest, el techo del mundo, una gigantesca pirámide de roca oscura que se eleva por encima de todos los gigantes del Himalaya. A la derecha, el también impresionante Nuptse (7.861 m).

La explicación de esta disposición escalonada disimétrica es bien conocida: el Himalaya está formado por rocas de la corteza media y superior de edades comprendidas entre el Neoproterozoico y el Cenozoico pero, como casi todas las cordilleras de colisión, está estructurada a partir de una serie de unidades delimitadas por cabalgamientos, en este caso vergentes al norte. Estas unidades y las grandes estructuras que las delimitan han sido descritas en el artículo de M. Searle, en este volumen.

Una de las principales unidades del Himalaya está delimitada por una gran falla normal de bajo ángulo, lo que se denomina “detachment”. Pero lo curioso es que la manifestación más espectacular de este *detachment* sudtibetano (STD) se sitúa muy cerca de la propia cumbre del Everest, marcando el límite de la pirámide somital del techo del mundo (ver Fig. 2 del artículo de M. Searle, en este volumen). Así, una falla normal de bajo ángulo inclinada hacia el norte separa las rocas metamórficas (que se formaron por procesos debidos al enterramiento profundo de los materiales y que, por lo tanto, forman el núcleo ígneo y metamórfico de la cadena) de los sedimentos preorogénicos no deformados, reflejando un marcado salto de condiciones de presión y temperatura a ambos lados de la fractura (Searle *et al.*, 2003).

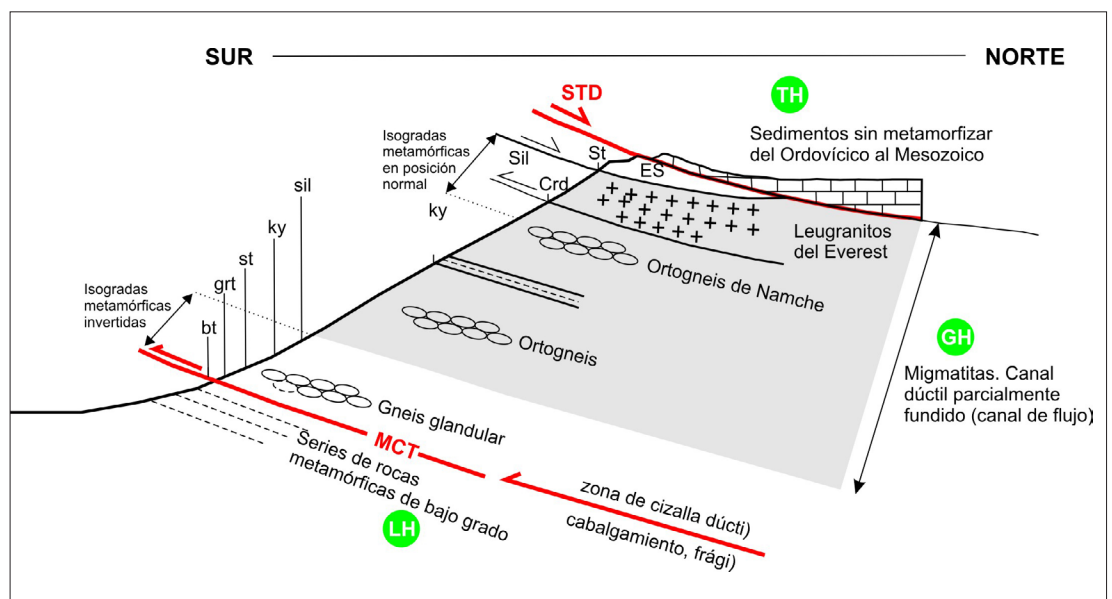
A lo largo de la base de las rocas metamórficas del Cenozoico, una gran zona de cizalla dúctil y un cabalgamiento, denominados Cabalgamiento Principal Central (*Main Central Thrust*, MCT) sitúan estas rocas metamorizadas en la orogenia alpina sobre las rocas no metamorizadas del Himalaya Menor (*Lesser Himalaya* en inglés, LH) (ver Figs. 3 y 4 del artículo de M. Searle en este volumen). Además, acercándose al Everest por su cara sur se atraviesan rocas que corresponden a niveles metamórficos progresivamente más profundos (Fig. 2). Se alcanza el núcleo cristalino y a partir de ahí la cartografía de las isogradas metamórficas refleja cada vez menores presiones y temperaturas en las rocas que siguen buzando hacia el norte (ver Fig. 12 del segundo artículo de Carcavilla en este volumen).

Por lo tanto, toda la parte sur de la unidad geológica del Gran Himalaya (GH) muestra un metamorfismo invertido donde las rocas de alto grado se sitúan sobre rocas de bajo grado, mientras que, hacia el norte, las isogradas están en sentido correcto por debajo del STD, algo de lo que ya se percataron Heim y Gansser cuando, disfrazados de peregrinos tibetanos, se internaron en el prohibido Nepal de los años 30 para realizar sus investigaciones geológicas. Estas estructuras claramente reflejan que las rocas metamórficas del GH, delimitadas en su parte inferior por el cabalgamiento del MCT y en su parte superior por la falla normal del STD, extruyeron hacia el sur durante el clímax de la orogenia himaláica, hace entre 30 y 16 millones de años. Como gran parte de las rocas del GH son migmatitas o granitos, parece que la fusión fue la primera causa de este flujo hacia el sur de las rocas de la corteza media, en un proceso llamado “canal de flujo” (Fig. 3; y Fig.13 del segundo artículo de Carcavilla de este volumen).

Para entender esta particular disposición se asume que, en el momento de clímax orogénico en el Mioceno, las montañas del Himalaya eran como mínimo tan altas como ahora y la corteza era al menos tan gruesa como lo es hoy en día. A medida que esas rocas calientes y profundamente metamorizadas eran exhumadas hacia la superficie, se iban enfriando, y las profundas estructuras dúctiles se convirtieron en fallas frágiles someras, de manera que la formación de cabalgamientos tuvo lugar mientras se producía la exhumación. Las edades de enfriamiento analizadas en las micas mediante las técnicas del argón/argón, así como las trazas de fisión en apatitos y circones, han registrado las temperaturas de enfriamiento asociadas a la exhumación de estas rocas, permitiendo datar la edad de actividad del canal de flujo (Searle, 2013). Así, desde hace entre 16 y 20 millones de años, tuvo lugar el avance de la deformación hacia el sur a través del no metamorizado Himalaya menor (LH) (ver Fig. 12 del segundo artículo de L. Carcavilla de este volumen, y la explicación en el texto).

El GH está formado mayoritariamente por montañas graníticas que resultaron de esa extrusión.

Fig. 2. Ejemplo de la sección del Everest mostrando la extrusión en el canal de flujo. En verde las tres unidades geológicas presentes: TH: Himalaya de Tethys (sedimentos preorogénicos sin metamorizar); GH: Gran Himalaya (núcleo cristalino de la cordillera); LH: Himalaya menor (sedimentos y rocas metamórficas de bajo grado). En rojo las estructuras tectónicas que delimitan cada una de las unidades geológicas STD: Detachment sudtibetano; MCT: Cabalgamiento central principal. ES: Series sedimentarias del Everest. Bt: isograda de la biotita; grt: isograda del granate; st: isograda de la estauroлита; ky: isograda de la cianita (distena); sil: isograda de la sillimanita. Modificado de Searle *et al.* (2008). (Ver artículo de M. Searle en este número).



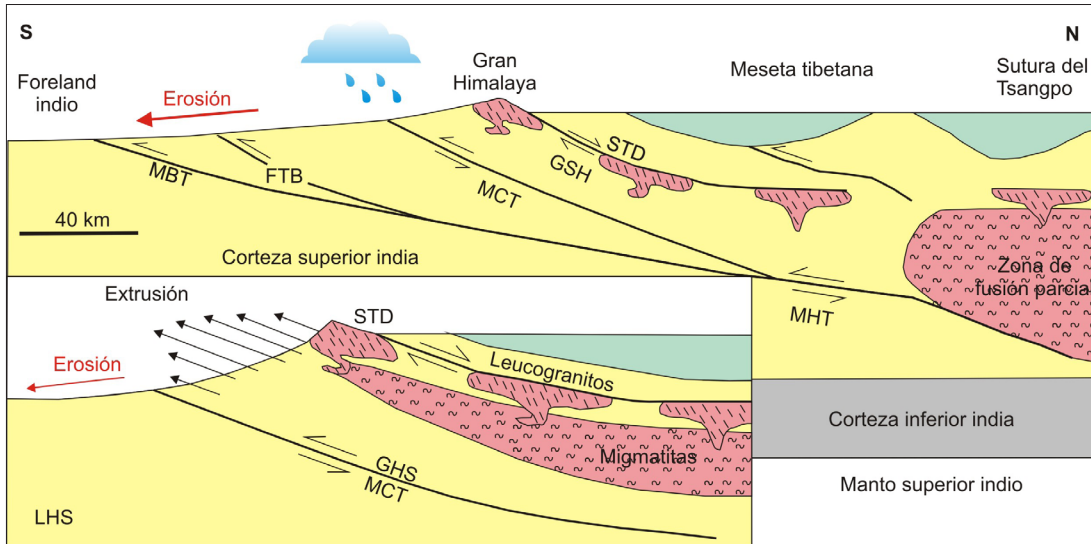


Fig. 3. Modelo de desarrollo del canal de flujo. Explicación en el texto. Extraído de Beaumont et al. (2001).

Lo singular de esta evolución geológica es que, frente a la creencia habitual por generalización de que las fallas normales de escala cortical se dan exclusivamente en contextos distensivos, las fallas normales de bajo ángulo del Himalaya se dan en situaciones compresivas. Así, estas fallas normales no marcan colapso orogénico disminuyendo el espesor o cota de la cordillera y pueden darse en regímenes compresivos porque hay un influjo constante de material de la placa india. El sistema pasivo de falla de techo para el STD, combinado con el modelo del canal de flujo, muestran cómo fallas normales de bajo ángulo pueden ocurrir en zonas de convergencia, acortamiento y engrosamiento cortical, sin requerir extensión litosférica de ningún tipo (Fig. 3). Y el mejor caso está casi en la cumbre del techo del mundo.

Los estudios más recientes parecen confirmar que, según progresa la erosión en la vertiente meridional del Himalaya debida a la acción de los glaciares y ríos, ésta provoca una reducción de la presión sobre la corteza, es decir, le quita peso, lo que genera que rocas del interior de la corteza se fundan o alcancen un estado más fluido y fluyan en esa dirección. Así que la reducción de presión por la erosión fluvial y glaciar promueve el ascenso de niveles semi-fundidos de la corteza media más rápido que el propio enfriamiento de las rocas, en un proceso llamado advención (Hodges *et al.*, 1998). Es decir, que los ríos están condicionados por la tectónica pero, a su vez, condicionan la tectónica. Un proceso de retroalimentación muy interesante que provoca que una debilidad inicial afecte a toda la corteza y propone que la erosión influye en la evolución termal de la corteza. Una relación de interdependencia entre procesos externos e internos que habría resultado inimaginable de constatar hace años (ver Fig. 12 del segundo artículo de L. Carcavilla de este volumen y la explicación en el texto).

Pero hay algo más, tan sorprendente o más, si cabe. Como ya se ha dicho, debido a esta configuración tectónica la cumbre del Everest está formada por sedimentos preorogénicos sin metamorfizar. Estas rocas contienen fósiles de conodontos, crinoides, corales e incluso trilobites del Ordovícico (Gansser, 1964; Sakai *et al.*, 2005). En mi opi-

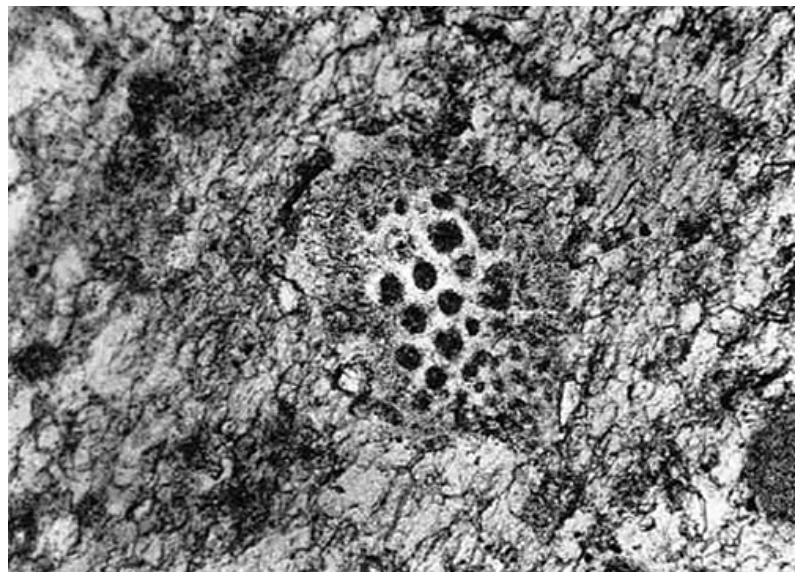


Fig. 4. Fragmento de crinoide de una muestra obtenida de la cumbre del Everest (Gansser, 1964).

nión, no hay mejor definición de geopoésía que el hecho de que el techo del mundo esté formado por rocas marinas tropicales. Es difícil imaginar una mejor demostración de lo dinámico que es nuestro planeta.

MONTE FUJI: EL VALOR CULTURAL DE UNA MONTAÑA (JAPÓN)

Si hay una montaña simbólica en el mundo oriental, esa es el Fuji (3.776 m). Su estética figura cónica en todas sus vertientes (Fig. 5), su posición predominante, su condición de techo de Japón y su actividad volcánica han hecho de ella una montaña con profundas implicaciones religiosas, culturales, etnográficas y artísticas. Por todo ello fue declarado Patrimonio de la Humanidad en 2013 y está incluido en un Parque Nacional. Pero más allá de los títulos, el Fuji es el símbolo de Japón y casi de los volcanes del mundo, además de un importante destino turístico. De hecho, se considera la gran montaña más ascendida del mundo, con más de 350.000 visitantes al año que alcanzan el cráter somital, según la oficina de parques nacionales de Japón.



Fig. 5. Pirámide somital del Monte Fuji.

El Monte Fuji es un estratovolcán relativamente reciente. Se estima que su forma actual se generó hace alrededor de 5000 años, aunque con posterioridad ha habido numerosas erupciones. La última de ellas tuvo lugar en 1707, cuando el 16 de diciembre comenzó una gran erupción plineana. Las cenizas llegaron a Tokio ocultando el sol. Posteriormente no ha habido evidencias de actividad con la excepción de fumarolas que desaparecieron en 1820.

El perfecto edificio volcánico del Fuji está formado por capas alternantes de coladas de lava y

de piroclastos. Está compuesto por tres conos pertenecientes a diferentes periodos eruptivos: Komitake, Antiguo Fuji o Kofuji y Nuevo Fuji o Shinfuji, por orden de edad. El basamento está formado por sedimentos marinos cenozoicos y rocas volcánicas de edad similar (Fig. 6).

La actividad del volcán Komitake comenzó en el Pleistoceno medio, con erupciones de lavas andesíticas. En realidad se formaron dos edificios en dos ciclos que abarcan desde 270.000 hasta 100.000 años. Esta erupción fue en parte simultánea a la del volcán Ashitake, situado al SE, activo hace entre 400.000 y 100.000 años (Yoshimoto *et al.*, 2008). La segunda fase, formación del Antiguo Fuji, comenzó hace 100000 años y acabó hace alrededor de 11.000. Su actividad estuvo caracterizada por la erupción de enormes cantidades de piroclastos que se supone alcanzaron el increíble volumen de 250 km³ (Fig. 7). A continuación comenzaría la erupción de Shinfuji o Nuevo Fuji, responsable de la forma cónica actual. Ya en épocas recientes (Holoceno) ha habido fundamentalmente 3 episodios eruptivos que engloban 63 erupciones, siendo la última la ya citada de 1707, una de las erupciones volcánicas más importante de la época histórica a escala planetaria (Miyaji, 2007).

La zona volcánica del Monte Fuji tiene una particularidad más. En sus alrededores se han formado más de un centenar de tubos volcánicos, algunos de los cuales están acondicionados para su visita, en

Fig. 6. Sección del Monte Fuji. Por orden de antigüedad: 1-Rocas volcánicas cenozoicas; 2-Sedimentos marinos cenozoicos; 3-Volcán Ashitake; 4-Volcán Komitake; 5-Antiguo Fuji (Kofuji); 6-Nuevo Fuji (Shinfuji); 7-Diques de alimentación. Modificado de Yoshimoto *et al.* (2010).

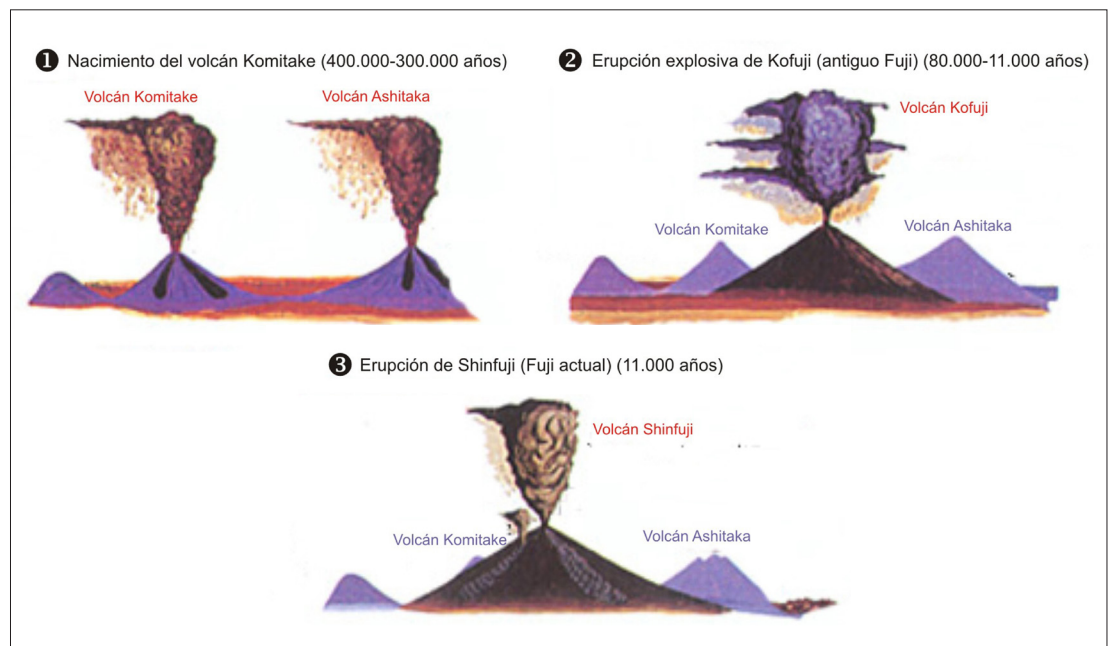
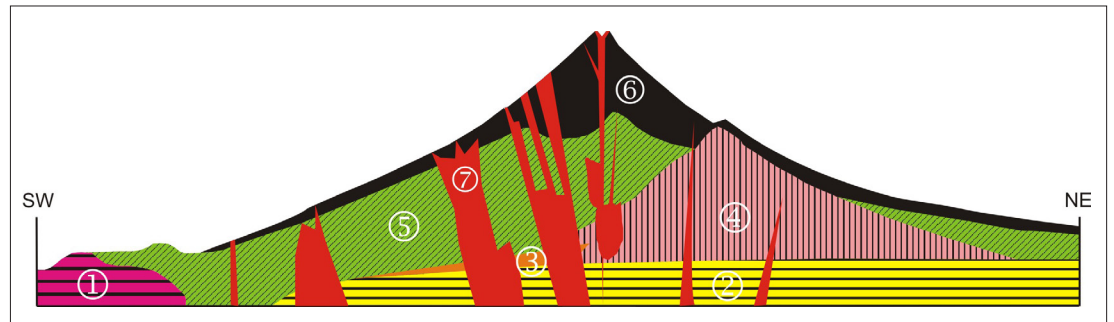


Fig. 7. Secuencia evolutiva del Monte Fuji. (Fuente: www.fujisan-net.gr.jp).

una de las redes más extensas del mundo de este tipo de conductos subterráneos. También son muy particulares los moldes de árboles. Estos se formaron cuando las coladas de lava atravesaron los bosques y cubrieron los troncos. Al enfriarse la lava, esta adquirió la forma y textura del árbol mientras que el tronco ardió en su interior, descomponiéndose y dejando un hueco a modo de molde. Las dataciones indican que este fenómeno tuvo lugar hace alrededor de 4.100 años (Kitagaki *et al.*, 2007)

La intensa actividad volcánica y sísmica de Japón se debe a su posición cercana a la conjunción de 3 placas tectónicas. No en vano, Japón se sitúa en el llamado anillo de fuego del Pacífico (Fig. 8), que incluye más de 450 volcanes, representando el 75% de los activos de todo el planeta y el 80% de los grandes terremotos. Otros volcanes incluidos en dicho anillo son, por ejemplo, el Parícutín (México), Monte Saint Helens (EEUU), Tongariro (Nueva Zelanda) o Pinatubo (Filipinas). El anillo de fuego abarca desde el extremo meridional de Oceanía hasta Asia, recorriendo toda su costa del Pacífico para conectar con América a través del archipiélago Aleutiano y descender a lo largo de toda la costa del Pacífico tanto de América del norte como del sur.

Como ya se ha comentado en la introducción, los japoneses han reverenciado al Monte Fuji desde la antigüedad, siendo fuente de espiritualidad. Pero también, y debido a su belleza, ha sido objeto de atención por parte de numerosos artistas y fuente de inspiración de la creatividad de los japoneses. El Monte Fuji es todo un símbolo de la cultura japonesa y uno de los iconos centrales de sus manifestaciones artísticas. Baste decir que en 2013 fue declarado Patrimonio Mundial pero en la categoría cultural y no en la natural, y ni siquiera en la mixta. Así, por ejemplo, la más antigua colección de poesía japonesa, recopilada en el siglo VIII y denominada Man-yōshū, utiliza al Fuji como tema y lo trata como un tesoro. El volcán también aparece en otras obras clásicas de la literatura nipona de los siglos XVI a XX. Para los occidentales, quizá la manifestación artística sobre el Monte Fuji más conocida sean las “36 vistas del Monte Fuji”, del pintor Katsushika Hokusai (1760-1849), que incluía otras tantas xilografías que mostraban al volcán desde diferentes perspectivas, estaciones del año y condiciones climáticas (Fig. 9). Este trabajo inspiró a varios pintores occidentales como Van Gogh o Monet. Por tanto, el valor del Monte Fuji va mucho más allá de ser un precioso edificio volcánico, aunque este aspecto no debe ser olvidado.

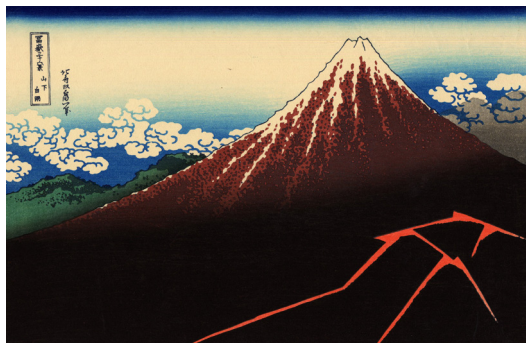


Fig. 9. Una de las 36 vistas del Monte Fuji, del artista Hokusai, en concreto la denominada “Fuji rojo”.



Fig. 8. Anillo de fuego del Pacífico, con la posición del Monte Fuji. (Modificado de www.lainformacion.com).

MATTERHORN O CERVINO: LA PIRÁMIDE PERFECTA (SUIZA E ITALIA)

Si el Monte Fuji es el icono de las montañas de Oriente y de los volcanes del mundo, el Cervino o Matterhorn (4478 m) es el símbolo de los Alpes, incluso por delante del Mont Blanc (4810 m), techo de la cordillera. Su forma piramidal perfecta, los espectaculares glaciares que la rodean y el entorno de alta montaña en el que se ubica, hacen de ella una montaña que va más allá de ser un rasgo destacado del relieve (Fig. 10). Su silueta más reconocible se sitúa en la vertiente suiza, donde es utilizada por multitud de marcas comerciales para indicar que un producto es originario de ese país. Pero más allá de ser un reclamo comercial, el Cervino como se denomina en Italia o Matterhorn como lo llaman en Suiza es una montaña que representa a toda una cordillera: los Alpes, tanto desde el punto de vista geográfico, como geológico o alpinístico. De los dos primeros aspectos hablaremos más tarde, cabe ahora recordar la famosa primera ascensión a este pico en 1865, que acabó en tragedia, con varios de sus ascensionistas despeñados en el descenso. A pesar del infortunio,

Fig. 10. El Matterhorn o Cervino, la montaña más famosa de los Alpes.



esta ascensión marcó el final de una era porque fue la última gran montaña de los Alpes en ser ascendida. Su carácter de “último reto” y la polémica alrededor de esa ascensión amplificó el carácter legendario de la montaña. En Zermatt, la localidad ubicada al pie de sus vertientes suizas, hay un bonito museo que recopila información sobre todos aspectos relacionados con esta grandiosa montaña.

Los Alpes son un orógeno resultado de la colisión entre las placas europea y africana. La subducción del océano alpino bajo la placa africana desembocó en la colisión continental (ver Fig. 5 del artículo de A. Crespo en este volumen). La cadena alpina está estructurada en una serie de mantos de corrimiento, apilados unos sobre otros y separados por grandes cabalgamientos (Fig. 11; y ver Fig. 11 del artículo de A. Crespo en este volumen).

El Cervino o Matterhorn se sitúa en el manto denominado Dent-Blanche, que tiene la particularidad de ser un *klippe*, es decir, un fragmento del manto

que ha quedado aislado por la erosión a su alrededor (Fig. 11). Así que, en realidad, es un fragmento del manto Austroalpino, así denominado porque está muy bien desarrollado en la parte oriental de Suiza y en Austria.

Este manto está compuesto mayoritariamente por rocas de tipo gneis. Pero también están presentes otras rocas de importante significado paleogeográfico, como unas brechas que representan el *riff* alpino (ver Fig. 5 del artículo de A. Crespo en este volumen) y gabros de edad pérmica que evidencian una actividad magmática previa al desarrollo del ciclo alpino. Así, el manto de Dent-Blanche era un fragmento continental que se separó de la placa africana (que había pertenecido a Gondwana) durante la formación de los Alpes. Dicho de otra manera, la pirámide del Cervino está formada por rocas pertenecientes a la placa africana. Por el contrario, la base de la montaña pertenece al manto Tsapé (Fig.12), formado por rocas de edad jurásica y cretácica, generadas a partir de sedimentos del océano alpino y por fragmentos de la corteza oceánica (Dal Piaz, 1999; Escher *et al.*, 1993).

En la vertiente suiza, al pie de la cara Este, numerosos afloramientos de rocas metamórficas de alto grado proporcionan información sobre el antiguo lecho oceánico que en su día separó la placa de Apulia de Laurasia mediante el océano de Piemont, un ramal del Tethys (Fig. 13). Así, estas rocas forman parte de una lámina de la litosfera oceánica que sería enterrada y subducida hasta alcanzar temperaturas de casi 600 °C y presiones equivalentes a un enterramiento de 80 km. El resultado es la formación de serpentinitas, eclogitas, metagabros e incluso algunas lavas almohadilladas (Weber *et al.*, 2015). Teniendo en cuenta la evolución geológica de la cadena alpina, estas rocas, que pertenecen a una unidad más extensa (de más de 60 km), se interpretan como parte de un antiguo canal de subducción (ver segundo artículo de L. Carcavilla en este mismo volumen). Por su extensión, se considera el fragmento de corteza oceánica subducida y luego exhumada

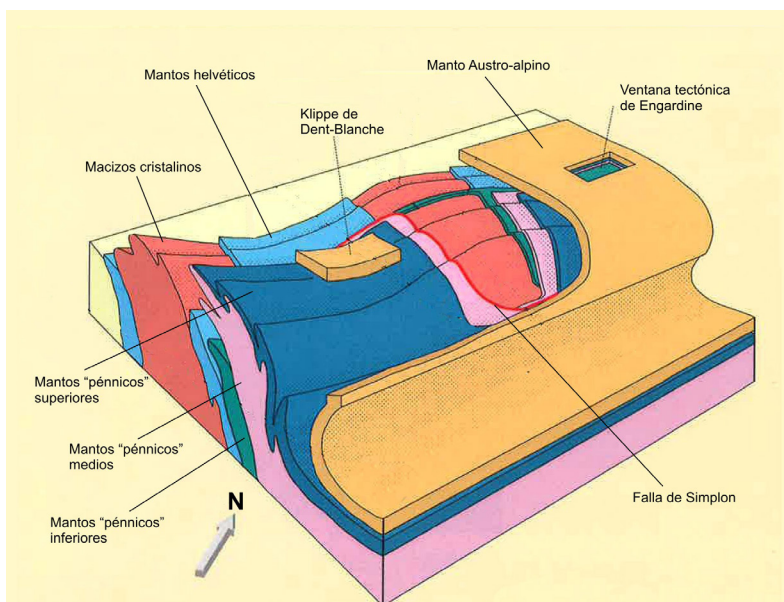


Fig. 11. Esquema de la estructura de los mantos de los Alpes. Los mantos “pénnicos” afectan al basamento, frente a los helvéticos, que son solo de cobertura. El Matterhorn se sitúa en el klippe de Dent-Blanche. Extraído de Marthaler (2005).

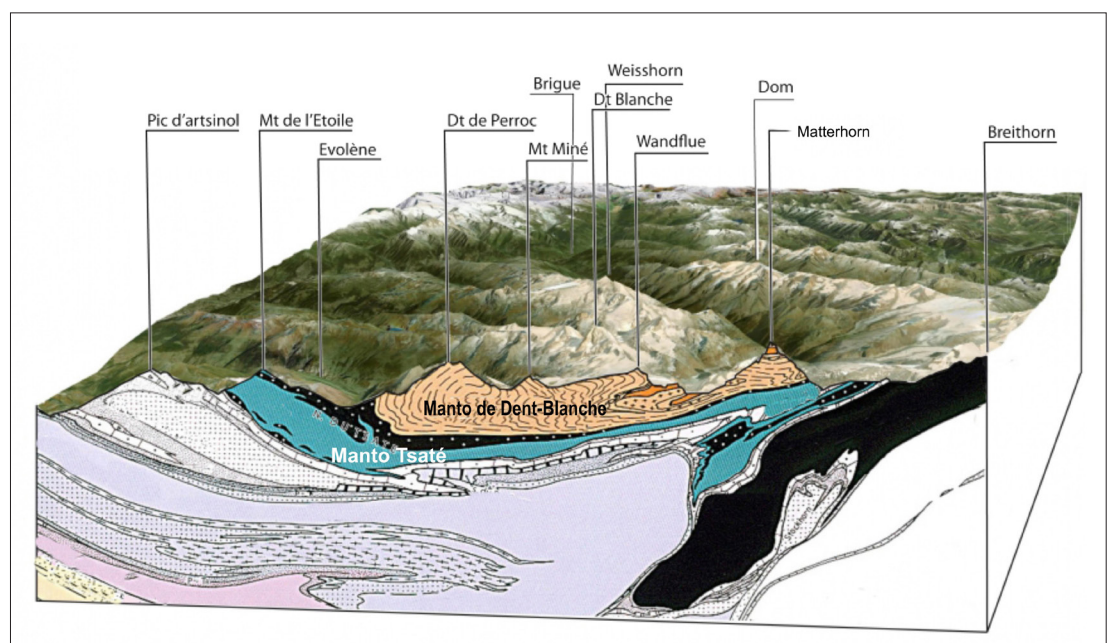


Fig. 12. Representación de los mantos citados en el texto. Modificado de <http://www.evolene-geologie.ch/geology/geology-herens-159.html>.

más extensa del mundo. Es decir, a los pies de la montaña más famosa de los Alpes se encuentran los restos de un antiguo océano que fue tragado por la Tierra y devuelto a la superficie, y estos restos han registrado todos los pasos de esta historia.

Recorrer la base de esta espectacular montaña permite reconocer las diferentes unidades en primera persona. Así, la formación de esta montaña se remonta a la época de Pangea, hace alrededor de 200 Ma. Esta gran masa continental se fragmentaría y la apertura del nuevo océano de Tethys separaría los supercontinentes de Laurasia y Gondwana. Durante más de 100 millones de años este océano fue creciendo. Por su parte, un fragmento de la placa africana, denominado placa de Apulia, se separó e inició su acercamiento hacia el continente europeo. La subducción que se inició bajo esta pequeña placa empezó a consumir el océano Tethys por su parte occidental (ver Fig. 10 del artículo de A. Crespo en este volumen). Cuando se hubo consumido, comenzó la construcción del orógeno alpino, con la colisión de Apulia con Europa. El empuje de la placa africana hacia el norte continuó inexorablemente y la deformación se manifestó en forma de mantos y pliegues de gran tamaño cuya deformación provocó incluso que se volcaran sobre sí mismos, lo que explica la complejidad de la geología alpina. En la zona del Valais, rocas que formaron parte de Laurasia generarían el relieve del Monte Rosa. A pocos kilómetros frente a él, el Matterhorn se formaría sobre rocas de la placa de Apulia. Entre medias, los valles conservan rocas remanentes del océano que en su día los separó.

Pero aún quedaría por escribir un capítulo más en su historia: el que le confiere su aspecto actual. Durante el último máximo glaciar, hace alrededor de 23.000 años (Zryd, 2002) los glaciares tenían un desarrollo mayor que el actual. La acción erosiva de estas masas de hielo es tremendamente eficaz, labrando circos en las cabeceras y, más abajo, profundos valles en forma de U o de artesa. La ubicación de varios circos en las cuatro caras de la montaña provocó que la excavación progresara en todas ellas, dejando cada vez más aislado al pico y generando un relieve de perfil piramidal. Es lo que se denomina un "horn", que precisamente significa "cuerno", y que define picos con forma piramidal debido a la erosión provocada por tres o más glaciares.

En resumen, pocas montañas conjugan como el Matterhorn una fascinante historia geológica, una silueta tan espectacular y una historia alpinística épica. Por todo ello, es fácil entender que se trate de una de las montañas más famosas del mundo.

TORRES DEL PAINE: GRANITO A TODA VELOCIDAD (CHILE)

Las espectaculares Torres del Paine se sitúan al sur de Chile, muy cerca de la frontera con Argentina (Fig. 14). Forman parte de un Parque Nacional de nombre homónimo creado en 1959 y que actualmente tiene una extensión de aproximadamente 2.500 km². En 1978 también fue declarado Reserva de la Biosfera por la UNESCO. Está reconocido como uno de los espacios naturales más fotogénicos del mundo, e incluso la revista National Geographic lo eligió como



el quinto lugar más hermoso de la Tierra. El vocablo que da el nombre al macizo proviene del idioma de los Aonikenk, y alude al hecho de que el macizo brilla con tonalidades azules según la posición del Sol.

En el territorio del Parque Nacional existen numerosos ríos y glaciares que nacen en el Campo de Hielo Sur, una enorme extensión de glaciar continental (la tercera más extensa tras la Antártida y Groenlandia) situada por encima de los tres mil metros de altitud, cuya parte aledaña está incluida en el perímetro del espacio protegido. Destacan los glaciares de Dickson, Grey, Zapata y Tyndall, que han modelado el espectacular paisaje de esta región.

El principal atractivo del Parque Nacional son las espectaculares torres graníticas que, rodeadas de glaciares que alimentan lagos de aguas azul turquesa con icebergs, crean un paisaje espectacular. Son fundamentalmente dos grupos de torreones graníticos los que llaman la atención al visitante. Por un lado las Tres Torres (Fig. 14), y por otro los llamados Cuernos del Paine (Fig. 15), tres enormes y fotogénicos torreones de granito gris culminados por rocas metamórficas oscuras. Del entorno también destacan las cascadas y los enormes glaciares y numerosas manifestaciones de su actividad, como circos, morrenas y frecuentes estrías erosivas.

Fig. 13. En primer plano, serpentinitas del antiguo océano de Piemont a los pies del Matterhorn (al fondo). La línea discontinua roja marca el límite entre las rocas de procedencia oceánica y las continentales, que forman la pirámide del pico.



Fig. 14. Las tres Torres del Paine. De izquierda a derecha: Torre Sur (2850 m), Torre Central (2800 m) y Torre Norte (2600 m).



Fig. 15. Los Cuernos del Paine, de izquierda a derecha Cuerno Norte (2400 m), Cuerno Principal (2600 m) y Cuerno Oriental (2200 m).

Las Torres del Paine suponen un desafío de primer nivel para los escaladores. Durante la segunda mitad del siglo XX las principales figuras de la escalada mundial se acercaron a estas enormes torres graníticas para escalarlas. Rutas de 1.200 metros de recorrido con una verticalidad total son el reclamo para los escaladores, que deberán luchar contra las inclemencias de un tiempo inestable y duro. Aunque existen alrededor de una treintena de rutas, la atención la centran las Tres Torres, pero también

Fig. 16. Contexto tectónico de la cordillera de los Andes. La plaza de Nazca se introduce bajo el margen occidental de Sudamérica, pero la situación se complica hacia el sur al ubicarse las placas antártica y de Scotia, en una de las regiones tectónicas más complejas e interesantes del planeta. El recuadro amarillo marca la posición de las Torres del Paine. Imagen procedente de una recreación de la NASA. Se recomienda consultar la versión digital.



otros cerros como el Cerro Fortaleza o el Escudo. A comienzos del siglo XX el desafío fue enlazar escalando las tres torres, haciendo la travesía de un lado a otro. El español Pedro Cifuentes lo conseguiría en solitario en 2013, tras pasar 28 días escalando.

Las Torres del Paine se enmarcan en el contexto de la cordillera andina (ver artículo de A. Crespo en este monográfico). Esta enorme cadena montañosa, que tiene más de 7.000 kilómetros de longitud, lo que la convierte en la más extensa del Planeta, es un modelo de orógeno por convergencia con subducción de corteza oceánica bajo una placa de naturaleza continental. En el caso de los Andes, el borde oriental del Pacífico lleva desde el Jurásico inferior penetrando bajo el extremo occidental de Sudamérica, lo que provocaría el comienzo de elevación de la cordillera en esa época. Aun así, ha sido un borde convergente durante más de 500 Ma, pues previamente a la formación de la cordillera andina fue un arco isla cuya estructura se fue complicando. Todo ello convierte a esta región en la zona de subducción activa más antigua del planeta (Johnson *et al.*, 2012).

Así que los Andes son un orógeno de borde, con disposición paralela al eje de la subducción, originada por la combinación de procesos tectónicos y magmáticos (ver la Tabla II del artículo de L. Carcavilla en este volumen), originados por una convergencia entre litosferas oceánica y continental durante un periodo de tiempo muy dilatado y que ha originado una intensa actividad magmática activa a día de hoy. En cualquier caso, aunque la actividad sísmica actual afecta a toda la cordillera de manera más o menos uniforme, la volcánica tiene una distribución más irregular.

Precisamente es esa actividad magmática la responsable de la formación de las rocas principales que forman las Torres del Paine. Hay que tener en cuenta que esta zona se ubica en los Andes australes, no muy lejos del punto triple que une las placas litosféricas de Nazca, Antártida y Sudamérica (Fig. 16). La actividad ígnea que acompaña la subducción es muy importante, de manera que la fusión parcial de la placa que subduce genera un magmatismo que se prolonga durante varias decenas de millones de años.

La evolución magmática del sector del Torres del Paine es un buen reflejo de la formación de grandes masas ígneas por construcción incremental (ver Figs. 9 y 10 del segundo artículo de L. Carcavilla en este volumen). Así, cuatro unidades magmáticas se fueron emplazando a unos 3 kilómetros de profundidad de manera sucesiva alimentadas por diques (Fig. 17) (Michel *et al.*, 2008). Estas unidades, de aspecto laminar, intuyeron aprovechando las estructuras de la roca caja, en este caso un complejo sedimentario de tipo turbidítico denominado Formación Toro. A este tipo de complejos ígneos, que se disponen en forma laminar aprovechando las discontinuidades, se le denomina lacolitos. Así que el gran batolito se formó por la acumulación incremental de cuatro lacolitos (Fig. 17).

La primera unidad (la que aparece más alta) tuvo un volumen de 18 km³. La segunda, emplazada bajo la anterior, de 8 km³. La tercera fue la más voluminosa con 54 km³. Y la cuarta, ubicada por debajo de las otras tres, fue un conjunto de naturaleza máfica con menos de 2 km³ divididos en dos sectores y cuatro

unidades (Leuthold *et al.*, 2012). El efecto termal de las intrusiones graníticas no fue lo suficientemente importante como para producir una importante fusión parcial de las unidades anteriormente emplazadas, así que se supone que el emplazamiento de cada unidad tuvo lugar antes de que la anterior se hubiera solidificado del todo (Leuthold *et al.*, 2012). Se produjo así un crecimiento “de arriba abajo”.

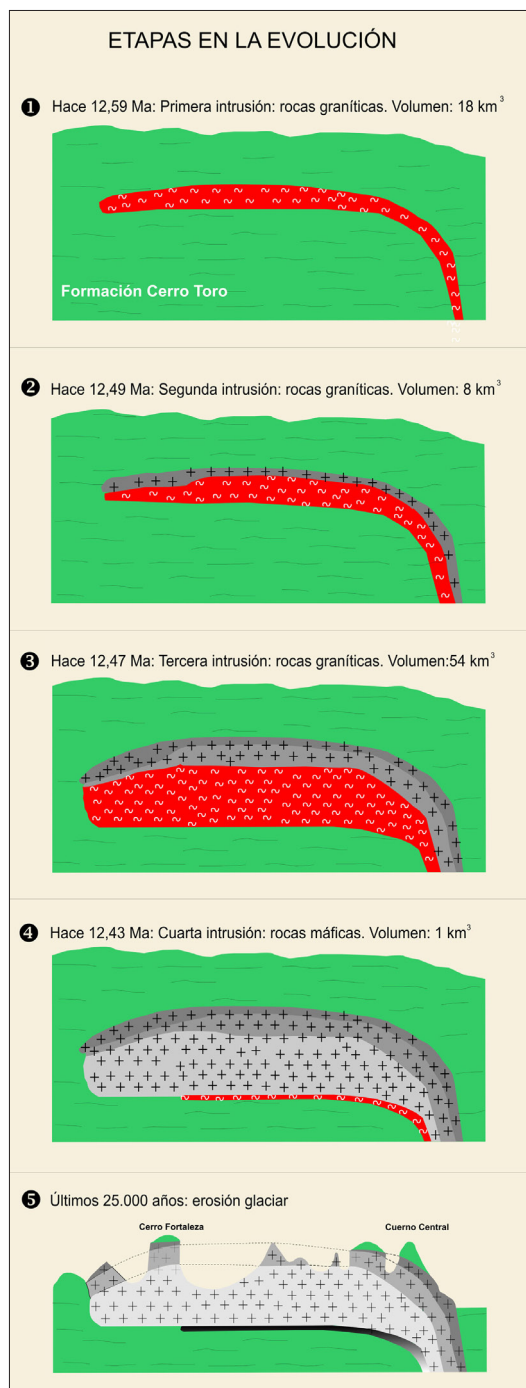


Fig. 17. Representación esquemática de la evolución del complejo intrusivo de las Torres del Paine. El conjunto se forma por el incremento de “arriba a abajo” de diferentes lacolitos durante un periodo de 121000 años. En la etapa 4 se acreciona un conjunto de rocas máficas durante otros 41000 años. En rojo las masas ígneas acrecionadas en cada etapa. Realizado a partir de datos de Leuthold *et al.*, (2012) y Michel *et al.*, (2008). Se recomienda consultar la versión digital.

Lo sorprendente de este caso es la rapidez en la formación de un volumen tan importante de rocas ígneas. En tan solo 162.000 años se generaron casi 90 km³ de rocas ígneas (Leuthold *et al.*, 2012), un volumen inmenso para un periodo de tiempo tan corto. Si constreñimos aún más el periodo de actividad magmática concreta, se obtiene que un lacolito de 2.000 metros de espesor de acumuló en poco más de 90.000 años. El caso de las Torres del Paine es un ejemplo paradigmático de cómo un plutón granítico puede construirse a base de varios pulsos magmáticos de decenas de miles de años de duración. Los sucesivos pulsos no tienen por qué estar relacionados ni térmica ni mecánicamente y pueden estar interrumpidos por periodos de inactividad (Michel *et al.*, 2008). Así que, en conjunto, un batolito de estas características y con un volumen tan significativo se puede formar en tan solo centenares de miles de años.

Así que el aspecto actual de Las Torres del Paine se debe a una singular actividad magmática miocena que generó un enorme volumen de rocas graníticas que, con mucha posterioridad, ya en el Pleistoceno, sería modelado por la intensa y eficaz labor glacial, generando un paisaje sorprendente y lleno de fuerza. Una combinación del efecto del calor, magma, hielo y agua que, actuando en diferentes momentos, han creado uno de los paisajes más espectaculares del planeta.

BIBLIOGRAFÍA

- Angiboust, A., Agard, P., Jolivet, L. y Beysac, O. (2009). The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone? *Terra Nova*, 21, 171–180.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. y Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focussed surface denudation. *Nature*, 414, 738–742.
- Dal Piaz, G.V. (1999). The Austroalpine–Piemont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. *Memorie di Scienze Geologiche*, 51, 155–176.
- Escher, A., Masson, H. y Steck, A. (1993). Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *Journal of Structural Geology*, 15, 501–509.
- Gansser, A. (1964). *Geology of the Himalayas*. Interscience Publishers. John Wiley & Sons Ltd. 344 p.
- Hodges, K.V., Bowring, S., Davidek, K., Hawkins, D. & Krol, M. (1998). Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology*, 26, 483–486.
- Johnson, M. y Harley, S.L. 2012. *Orogenesis. The making of mountains*. Cambridge University Press, 388 p.
- Kitagaki, T., Horiuchi, K., Yamamoto, G., Koshimizu, S. and Uchiyama, T. (2007). Burial of carbonized standing woods found at the upper Kazamaturi River on the southwest slopes of Fuji volcano, Japan. *Earth Sciences (Chikyu Kagaku)*, 61, 453–462.
- Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L., Putlitz, B., Ovtcharova, M. u Schaltegger, U. (2012). Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine, Patagonia). *Earth and Planetary Science Letters*, 325–326 85–92.

Marthaler, M. (2005). *The Alps and our planet. The African Matterhorn: a geological history*. Editions LEP. 96 p.

Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U. y Ovtcharova, M. (2008). Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology*, 36; (6), 459–462.

Miyaji, N. (2007). Eruptive history, eruption rate and scale of eruptions for the Fuji Volcano during the last 11,000 years, Fuji volcano. En: *Fuji volcano* (Eds.: S., Aramaki, T., Fujii, S. Nakada y N. Miyaji), 79-95. Yamanashi Institute of Environmental Sciences.

Sakai, H., Sawada, M., Takigami, Y., Orihashi, Y., Danhara, T., Iwano, H., Kuwahara, Y., Dong, Q., Cai, H. y Li, J. (2005). Geology of the summit limestone of Mount Qomolangma (Everest) and cooling history of the Yellow Band under the Qomolangma detachment. *Island Arc*, 14, 297–310.

Searle, M.P. (2013). *Colliding continents*. Oxford University Press, 464 p.

Searle, M.P., Simpson, R.L., Law, R.D., Parrish, R.R. y Waters, D.J. (2003). The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. *Journal of the Geological Society*, 160, 345-366.

Weber, S. y Bucher, K. (2015). An eclogite-bearing continental tectonic slice in the Zermatt–Saas high-pressure ophiolites at Trockener Steg (Zermatt, Swiss Western Alps). *Lithos*, 232, 336–359.

Yoshimoto, M., Fujii, T., Kaneko, T., Yasuda, A., Nakada, S., Matsumoto, A. (2010). Evolution of Mount Fuji, Japan: inference from drilling into the subaerial oldest volcano, pre-Komitake. *The Island arc*, 19, 470-488.

Zryd, A. (2002). *Les glaciers; la nature dans les Alpes*. Payot. 325 p. ■