

Volcanismo y Tectónica de placas

Volcanism and Plate Tectonics

JOSÉ LÓPEZ-RUIZ Y JOSÉ-MARÍA CEBRIÁ

Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). José Gutierrez Abascal, 2. 28006 Madrid. E-mail: j.lopez.ruiz@csic.es; jm.cebria@csic.es

Resumen La tectónica de placas proporciona el marco teórico que permite comprender, entre otros fenómenos geológicos, la localización y el comportamiento de los volcanes. Los volcanes se generan en tres ambientes geodinámicos: a) en los márgenes de placa divergentes (dorsales centro-oceánicas); b) en los márgenes de placa convergentes (arcos-isla y márgenes continentales activos) y c) en zonas de intraplaca tanto oceánicas como continentales. En las dorsales centro-oceánicas, en las que se produce el 75% del magmatismo total generado en la Tierra, las lavas que se originan corresponden mayoritariamente a basaltos toleíticos. En los arcos-isla y márgenes continentales activos, en los que se produce el 20% del magmatismo total, las rocas generadas exhiben una amplia variación de composición si bien predominan las andesitas. Finalmente, en el interior de las placas existe un volcanismo composicional y volumétricamente variable, que se distribuye de forma dispersa y aparentemente aleatoria, que contrasta con la linealidad y continuidad del que se localiza en los bordes de placa. En lo que concierne a su peligrosidad, el volcanismo de las dorsales tiene lugar de forma tranquila, por su escaso contenido en volátiles. Asimismo, los volcanes de zonas de intraplaca tampoco son potencialmente peligrosos, ya que emiten en una elevada proporción magmas de baja explosividad. Por el contrario, los magmas de los arcos-isla y de los márgenes continentales activos, que son ricos en SiO₂ y tienen un elevado contenido en volátiles, generan erupciones altamente explosivas muy peligrosas.

Palabras clave: Arcos-isla, dorsales centro-oceánicas, generación de magmas, márgenes continentales activos, zonas de intraplaca.

Abstract *Plate tectonics provides the theoretical framework for understanding the location and behavior of volcanoes. Volcanoes are generated in three main geodynamic settings: a) on the margins of divergent or constructive plates (mid-ocean ridges); b) on the margins of convergent or destructive plates (island-arcs and active continental margins), and c) at intraplate locations (i.e., away from the edges of plates) both oceanic and continental. In the mid-ocean ridges, where magmatism represents 75% of the total generated on Earth, the lavas are mainly tholeiitic basalts. In island-arcs and active continental margins, which represent 20% of the total magmatism, the magmas exhibit a wide variation in composition although andesites are predominant. Within plates, the volcanism is volumetrically variable, and distributed in a scattered and seemingly random fashion, which contrasts with the linearity and continuity of the volcanism located on the plate edges. Concerning volcanic hazard, in the oceanic ridges the lavas have a low volatile content and therefore eruptions take place quietly. On the other hand, intraplate volcanoes are not potentially hazardous because they emit a high proportion of lavas of low explosiveness. By contrast, in island-arcs and active continental margins, magmas are rich in SiO₂ and have a high volatile content thus producing highly explosive and hazardous eruptions.*

Keywords: *Island arcs, mid-ocean ridges, magma generation, active continental margins, intraplate areas.*

INTRODUCCIÓN

La tectónica de placas, cuya existencia en la Tierra ha permitido la generación de los continentes y por ende la proliferación de la vida en el planeta, proporciona el marco teórico que permite comprender buen número de fenómenos geológicos entre

los que se pueden destacar, entre otros, la diferenciación del manto, el origen y distribución de los orógenos y de los sismos, y la localización y comportamiento de los volcanes.

Por lo que respecta a estos últimos, su distribución en superficie no es aleatoria ya que solo se generan en determinados ambientes geodinámicos: a)

en los márgenes de placa divergentes o constructivos, en los que se incluyen las dorsales centro-oceánicas y las cuencas tras-arco; b) en los márgenes de placa convergentes o destructivos, como los arcos isla y los márgenes continentales activos, y c) en zonas de intraplaca (esto es, alejados de los bordes de placa) tanto en áreas oceánicas como continentales. Aunque los volcanes que se generan en el interior de las placas aparentemente quedan fuera del marco de la tectónica de placas, como veremos más adelante su origen está relacionado con el mecanismo que provoca el movimiento de las placas.

En los apartados que siguen se aborda en primer lugar la generación de los magmas en el manto, ya que esta es la primera etapa del largo proceso que representa una erupción volcánica. A continuación se estudia el volcanismo que se origina en los diferentes ambientes geodinámicos, y se establecen las características petrológico-geoquímicas más sobresalientes que presentan las rocas producidas. El volcanismo de las dorsales centro-oceánicas se trata con más detalle que el generado en las zonas de subducción e intraplaca. Esto obedece no solo a que las dorsales representan las áreas volcanológicamente más activas del planeta, sino también a que recientemente se ha establecido la heterogeneidad de los basaltos aquí generados, lo que ha modificado sustancialmente las ideas previamente establecidas. Finalmente, se discute la peligrosidad potencial de los volcanes que se localizan en los tres ambientes geodinámicos considerados.

GENERACIÓN DE MAGMAS EN EL MANTO

Los magmas se generan por la fusión de rocas preexistentes, con intervención de todas las fases minerales presentes (fusión total) o de solo algunas fases (fusión parcial). La fusión en el manto se puede producir por tres mecanismos: aumento de la temperatura, reducción de la presión y modificación de su composición por la adición de volátiles (fundamentalmente H_2O).

Aunque el aumento de temperatura puede parecer el mecanismo más obvio, los otros dos son mucho más importantes. Esto es consecuencia de que el manto se encuentra a una temperatura relativamente elevada y de que los procesos que pueden incrementar significativamente su temperatura, tales como la desintegración radioactiva, el calor de fricción y los impactos meteoríticos, son demasiado débiles en la Tierra actual para provocar fusión y generar una masa de magma suficiente para migrar hacia la superficie y formar un volcán. Aunque estos mecanismos no son actualmente importantes para impulsar la fusión, alguno de ellos como los impactos, fueron tan frecuentes e intensos en las primeras etapas de formación de la Tierra, que provocaron la fusión completa del manto y la generación de océanos de magma.

El ascenso de una porción de manto, en forma de pluma o como diapiro, provoca su fusión parcial por descompresión, si el ascenso es suficientemente rápido. Cuando el material mantélico asciende, experimenta una disminución de la presión confinante, por lo que tiene lugar una ligera expansión de su volumen. Como esta expansión tiene lugar en condiciones casi adiabáticas (es decir, sin pérdida

de calor), la disminución de temperatura del manto ascendente es despreciable ($\sim 0.5-1.0^\circ C/km$). Ahora bien, como el ascenso tiene lugar desde una zona más profunda y de más alta temperatura a otra más superficial y de más baja temperatura, si el ascenso del material mantélico es suficientemente rápido, la conducción de calor hacia el manto que atraviesa es mínima y la pérdida de temperatura que tiene lugar está limitada a la relacionada con la expansión adiabática. En consecuencia, cuando la temperatura del cuerpo mantélico ascendente alcance su temperatura solidus (esto es, la temperatura a la que comienza la fusión de un sólido de una determinada composición a una presión dada) se iniciará la fusión y la generación del magma. El subsiguiente ascenso y la consiguiente reducción de la presión confinante aumentarán progresivamente el porcentaje de fundido. Por el contrario, si el ascenso de la porción de manto es lento la pérdida de calor hacia el material que atraviesa será importante, por lo que el manto ascendente perderá temperatura. Esto provocará que no se pueda producir fusión o que el porcentaje de fundido sea muy reducido. Como veremos más adelante, esto último es lo que sucede en las dorsales centro-oceánicas de baja tasa de extensión (~ 10 mm/año), en las que el ascenso del manto desde la zona en la que se inicia la fusión hasta la superficie de la dorsal requiere 10 Ma aproximadamente. Este tiempo es lo suficientemente largo como para que el manto ascendente pierda una parte importante de su calor y por consiguiente para que su tasa de fusión sea mucho más reducida que la que experimenta el manto en las dorsales que tienen tasas de extensión de 100 mm/año, en las que el ascenso del manto tiene lugar en ~ 1 Ma (Langmuir y Forsyth, 2007).

Aunque resulta difícil de obtener, la mayoría de los autores estima que el incremento del porcentaje de fusión por reducción de la unidad de presión tiene un valor medio de $10\%/GPa^1$, si bien probablemente existen variaciones comprendidas entre $2\%/GPa$ y $30\%/GPa$ (Asimow, 2000).

En lo que concierne al tercer mecanismo anteriormente indicado, la adición de volátiles (fundamentalmente H_2O) al manto, producida por ejemplo por la deshidratación que tiene lugar en las zonas de subducción, reduce la temperatura solidus del manto, favoreciendo por consiguiente su fusión. El incremento de H_2O produce también un aumento de la producción de fundido. Por lo que respecta a la reducción del solidus, los primeros trabajos experimentales (p. ej. Kushiro *et al.*, 1968) pusieron de manifiesto que en condiciones hidratadas el solidus de las peridotitas es $\sim 1000^\circ C$ a 26 kbar y $\sim 1150^\circ C$ a 60 kbar; esto es, entre 400 y $700^\circ C$ inferior al solidus en condiciones anhidras. Trabajos más recientes (Grove *et al.*, 2006; ver también Grove *et al.*, 2012 para una discusión más extensa sobre estos aspectos) han establecido que el solidus de una peridotita fértil en presencia de exceso de agua es $\sim 200^\circ C$ inferior (a 3 GPa/30 kbar) al reportado en

¹ El aumento de la presión litostática con la profundidad es, más o menos, constante en la corteza y manto superior en alrededor 0,3 kbar por cada km. Para indicar los valores de presión litostática se suele usar tanto el kbar (un bar es igual a $1,01972$ kg/cm²) como el Gigapascal (GPa), siendo 1 GPa = 10 kbar

estudios experimentales previos. Esto implica que la fusión de la peridotita comienza entre 800-820°C, en presencia de agua y a la presión indicada. En lo que concierne al incremento de la producción de fundido, según los resultados obtenidos por Gaetani y Grove (1998), la incorporación de un 0.25% de H₂O a una peridotita a 1200°C aumenta el porcentaje de fusión de 0.5 al 3%, y a 1350°C lo hace del 3 al 12%.

La influencia del H₂O afecta asimismo a la composición de los fundidos. Así, los líquidos obtenidos en condiciones hidratadas de peridotitas con espinela son más ricos en SiO₂ y Al₂O₃ y tienen menos FeO y MgO que sus equivalentes generados en condiciones anhidras. De forma similar, los fundidos ricos en H₂O derivados de peridotitas con granate a 5-11 kbar tienen muy bajo contenido en SiO₂ y Al₂O₃ y se asemejan a las kimberlitas (ver p. ej. Tenner *et al.*, 2012).

VOLCANISMO DE LAS DORSALES CENTRO-OCEÁNICAS

Las dorsales centro-oceánicas (que no siempre se localizan en el centro del océano) representan las cadenas montañosas más largas y continuas de la Tierra (~60000 km) y la más prominente expresión en superficie de la tectónica de placas. Aunque sus erupciones pasan inadvertidas, constituyen las zonas volcanológicamente más activas del planeta, ya que en ellas se genera un volumen de magma de ~21 km³/año. Como el volumen total medio de magma originado en la Tierra en los últimos 180 Ma está comprendido entre 26 y 34 km³/año, el magmatismo de las dorsales representa el 75% del total (Crisp, 1984).

Como se puso de manifiesto desde los primeros trabajos de exploración llevados a cabo en las dorsales, la morfología, estructura y tasa de magmatismo varían en función de la velocidad de separación de las placas. Por esta razón, tradicionalmente se han distinguido tres tipos de dorsales: de elevada, intermedia y baja velocidad de separación (Fig. 1). En las dorsales de elevada velocidad de separación (>80 mm/año), como la del E del Pacífico, no existe un valle central, sino que la mayor parte de la cresta axial presenta una estrecha depresión, de 5-40 m

de profundidad y 40-250 m de anchura, en la que se localiza la zona neovolcánica. Las dorsales de baja velocidad de separación (<55 mm/año), como la del Atlántico, tienen un valle axial, de 1-2 km de profundidad y 8-20 km de anchura y la zona neovolcánica ocupa el fondo del valle. Por último, las dorsales intermedias (55-80 mm/año), como la de Juan de Fuca y la del SE del Índico, tienen características morfológicas transicionales entre las dos anteriores, y la zona neovolcánica se localiza en el fondo del valle. A pesar de lo expuesto, en los tres tipos de dorsales el espesor de la corteza oceánica basáltica es similar (6-7 km) y en todas ellas existen fallas transformantes perpendiculares a la extensión.

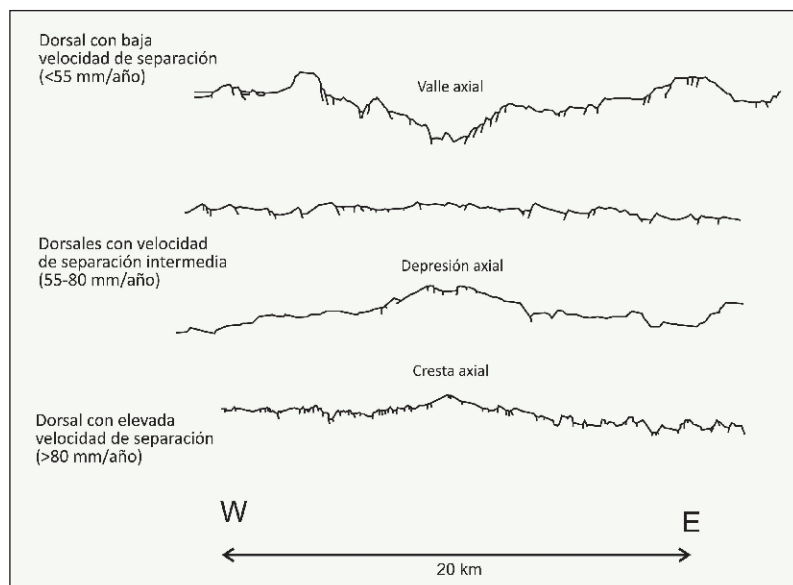
Posteriormente, Dick *et al.* (2003) describieron una cuarta clase, las denominadas dorsales de ultra baja velocidad (<20 mm/año), que se caracterizan por una abrupta topografía, en la que alternan segmentos con y sin magmatismo, y en las que, a diferencia de los tres tipos anteriormente descritos, no existen fallas transformantes. A esta categoría pertenecen la dorsal SO del Índico (entre África y la Antártida) y la dorsal de Gakkel, que biseca el Océano Ártico.

En estas áreas las placas litosféricas se separan pasivamente, por lo que el manto más profundo asciende para rellenar el espacio creado. Durante su ascenso, cuando se alcanza el solidus comienza a fundir y el líquido generado aumenta progresivamente. Como el fundido que se produce es menos denso y más fluido que el sólido del que deriva, se separa de éste y asciende hacia la superficie generando nueva corteza oceánica. Cuanto más alta es la temperatura del manto, mayor es la profundidad a la que comienza a fundir y por consiguiente más elevado será el rango de presión en el que funde, más alto el porcentaje de fundido que se produce y mayor espesor tendrá la corteza oceánica que se genera. En general, el proceso de fusión en las dorsales genera unos 6 km de corteza oceánica basáltica y entre 60-100 km de manto empobrecido en aquellos elementos que entran mayoritariamente en el líquido.

A pesar de lo que acaba de ser expuesto, el espesor de la corteza y el volumen de manto empobrecido no son idénticos en todas las dorsales. Como han puesto de manifiesto diversos autores (ver p. ej. Asimow y Langmuir, 2003; Langmuir y Forsyth, 2007), la profundidad a la que se inicia la fusión, el volumen de manto afectado y el porcentaje de fundido que se genera son función de la temperatura del manto, de su contenido en agua y de la velocidad a la que las placas divergen. Así, en las dorsales de elevada velocidad de separación, la región de manto que funde tiene centenares de kilómetros de anchura y aproximadamente 150 km de profundidad, si bien la zona de fusión principal se localiza por encima de los 100 km (Fig. 2). Por el contrario, en las dorsales de ultra baja velocidad la región de fusión puede ser 20 veces inferior y el porcentaje de fundido también menor (Montési y Behn, 2007).

Cuando comienza la fusión del manto ascendente, el líquido se acumula alrededor de los bordes de grano de los minerales. Al aumentar la tasa de fusión, el magma se canaliza y migra a través del manto a velocidades de ~100 m/año, concentrándose finalmente bajo el eje de la zona neovolcánica de la dorsal, en un área muy reducida de 1-2 km de ancho, donde se genera la nueva corteza basáltica (Gregg *et al.*, 2012).

Fig. 1. Morfología que típicamente presentan las dorsales de elevada (>80 mm/año), intermedia (55-80 mm/año) y baja (<55 mm/año) velocidad de separación. Las dorsales de elevada velocidad, como la del E del Pacífico, no tienen un valle central, sino que la cresta axial presenta una estrecha depresión en la que se localiza la zona neovolcánica. Las dorsales de baja velocidad, como la del Atlántico, tienen un profundo valle axial, el fondo del cual está ocupado por la zona neovolcánica. Las dorsales intermedias, como la de Juan de Fuca, tienen morfología transicional entre las dos anteriores, y la zona neovolcánica se localiza en el fondo del valle (en Perfitt y Davidson, 2000).



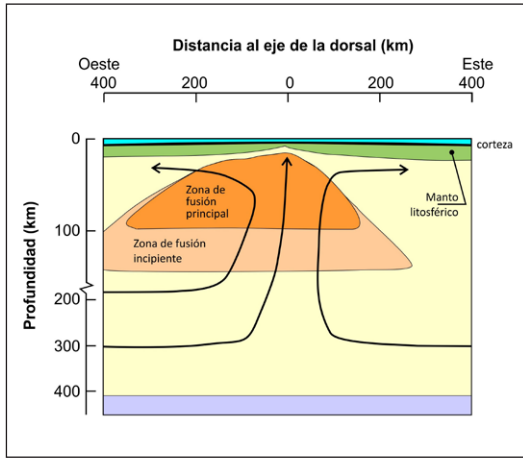


Fig. 2. Las observaciones sísmicas y electromagnéticas llevadas a cabo en la dorsal pacífica pusieron de manifiesto que en las dorsales de elevada velocidad de separación la zona del manto que funde comienza hacia los 150 km de profundidad (si bien la zona de fusión principal, se localiza por encima de los 100 km) y tiene centenares de kilómetros de anchura (MELT Seismic Team, 1998).

Para explicar la concentración del líquido generado en el eje de la dorsal se han sugerido varios mecanismos, el más reciente de los cuales es el propuesto por Hebert y Montési (2010). En el escenario desarrollado por estos autores (Fig. 3), el magma producido en la zona de fusión asciende por su menor densidad hasta la base de la litosfera, que actúa como una capa térmica, donde comienza a cristalizar y forma una barrera de permeabilidad. El fundido migra a lo largo de esta barrera hasta que llega a la zona neovolcánica donde asciende, dando lugar a la corteza oceánica.

Morfología y composición de las lavas

Los magmas que ascienden hasta el fondo oceánico se enfrían rápidamente, ya que entran en contacto con el agua. Forman lavas almohadilladas, lavas lobulares o coladas muy fluidas y delgadas (<4 cm), que se acumulan y forman la capa más superficial (capa sísmica 2a) de la corteza oceánica. Los que no alcanzan el fondo, cristalizan más lentamente y forman diques intrusivos en los niveles menos profundos (0.5-3 km) de la corteza oceánica (capa sísmica 2b) y gabros y acumulados ultramáficos en los niveles más inferiores (3-7 km) de la corteza (capa sísmica 3) (Fig. 4).

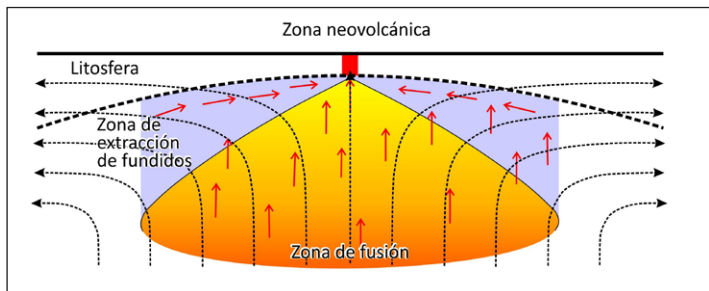


Fig. 3. Mecanismo propuesto por Hebert y Montési (2010) para explicar la concentración del fundido generado en el eje de la dorsal. Según estos autores, el magma producido en la zona de fusión asciende hasta la base de la litosfera donde comienza a cristalizar y forma una barrera de permeabilidad, que facilita su migración hasta la zona neovolcánica en la que asciende.

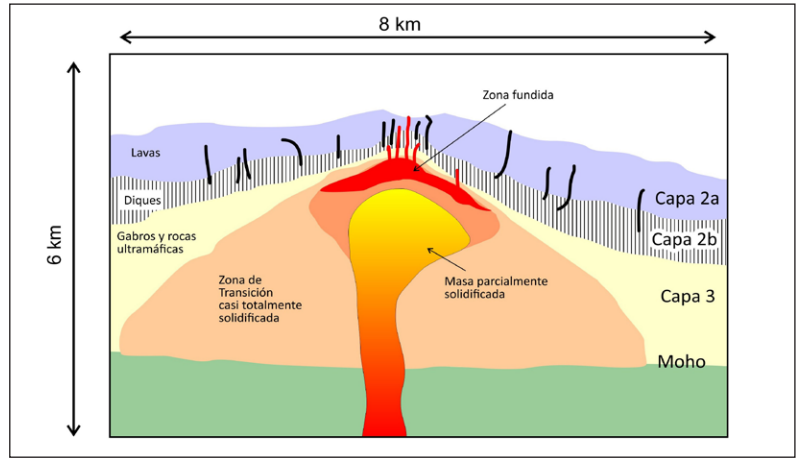


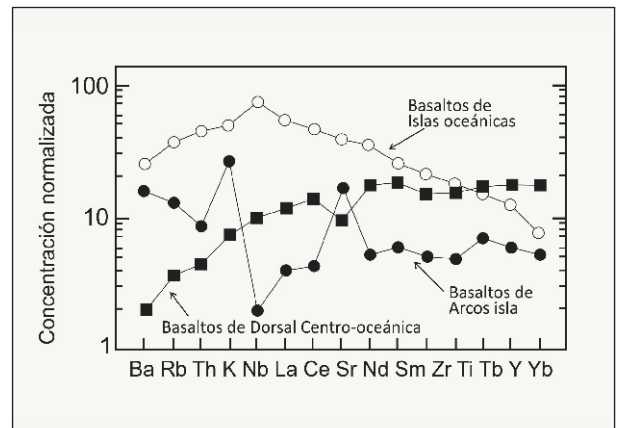
Fig. 4. A diferencia de lo que ocurre en sistemas volcánicos más usuales, los estudios geofísicos llevados a cabo en las dorsales centro-oceánicas tipo Pacífico han puesto de manifiesto que la cámara magmática está constituida por una zona lenticular fundida de 1-2 km de anchura y unas pocas decenas de metros de espesor que se localiza bajo el eje de la dorsal, una masa parcialmente solidificada (>25% de cristalinidad) situada debajo y una zona de transición casi totalmente solidificada (>60-80% de cristalinidad) que engloba a las dos anteriores. La zona lenticular fundida, en la que se acumulan y diferencian los magmas, emite las lavas que forman la corteza basáltica (capa 2a). Los magmas que no alcanzan el fondo oceánico se enfrían lentamente y forman diques en los niveles más superficiales (0.5-3 km) de la corteza (capa 2b) y gabros y acumulados ultramáficos en los niveles más inferiores (3-7 km) de la corteza (capa 3).

En las dorsales de elevada velocidad de separación dominan las lavas muy fluidas y de reducido espesor, cuya superficie recuerda a las lavas pahoehoe, ya que está intensamente plegada y deformada. Por el contrario, en las dorsales de baja velocidad de separación son más abundantes las lavas almohadilladas, las cuales tienden a formar pequeñas protuberancias, que frecuentemente coalescen dando lugar a crestas en la zona más interna del valle axial. Como ambos tipos de lavas tienen idéntica composición química y por ende la misma viscosidad, su diferente morfología está relacionada con la tasa de emisión eruptiva, más reducida en las lavas almohadilladas que en las otras.

Las lavas de estas zonas corresponden mayoritariamente a basaltos toleíticos, pobres en K_2O y en elementos traza de elevado radio iónico y tierras raras ligeras (Fig. 5). Otra característica geoquímica es su bajo contenido en elementos volátiles, lo que explica su emisión tranquila.

Aunque estos basaltos forman un grupo relativamente homogéneo, sobre todo si se les compara con las lavas que se generan en otros ambientes geodi-

Fig. 5. Abundancia en elementos traza de los basaltos de las dorsales, de los arcos-isla y de las islas oceánicas. Obsérvese el empobrecimiento en elementos de elevado radio iónico de los basaltos de las dorsales, el empobrecimiento en elementos de elevado potencial iónico de los basaltos de arco-isla y el enriquecimiento en todos los elementos considerados, excepto en Yb, de los basaltos de islas oceánicas.



námicos, desde el trabajo de Schilling (1973) se han subdividido en dos grupos: normales y enriquecidos (los denominados N-MORB y E-MORB en la literatura inglesa). Los N-MORB, que corresponderían al grupo mayoritario y por ende son los que mejor representan la composición de la corteza oceánica e indirectamente del reservorio mantélico del que derivan, están empobrecidos en elementos traza incompatibles² y exhiben bajas relaciones isotópicas de Sr y altas de Nd. Estos caracteres geoquímicos sugieren que representan fundidos generados en un manto que ha sido intensamente empobrecido por la extracción de corteza continental en una etapa muy temprana de la historia de la Tierra. A su vez, los E-MORB representarían un componente subordinado, ya que están enriquecidos en elementos incompatibles y muestran altas relaciones isotópicas de Sr y bajas de Nd. Para explicar el origen de este enriquecimiento se han propuesto diversos procesos, de los cuales el más ampliamente aceptado es el que sugiere que está asociado con plumas mantélicas.

Dos trabajos recientes (Arealo Jr. y McDonough, 2010; Gale *et al.*, 2013) han introducido importantes variaciones y modificaciones al sencillo esquema que acaba de ser expuesto, que incluye incluso una revisión de la nomenclatura previamente utilizada para estos basaltos. La aportación más significativa de Arealo Jr. y McDonough (2010) es que refutan la idea ampliamente aceptada de la homogeneidad de los basaltos de las dorsales. De acuerdo con los resultados obtenidos por estos autores, los basaltos de la dorsal atlántica están más enriquecidos en los elementos más altamente incompatibles (tierras raras ligeras, Sr, Hf, Pb, Th y U) así como en Ti, Ta y Nb que los de la dorsal pacífica, que se caracterizan por un importante empobrecimiento en elementos incompatibles tales como Ba, Pb, Th y U. A su vez, los basaltos de la dorsal índica muestran la menor variación en elementos incompatibles, pero son los que están más empobrecidos en los más compatibles (Sc, Ti, Cr y tierras raras pesadas) (Fig. 6). Estas diferencias regionales, jun-

to con los distintos porcentajes de MgO que presentan (más bajo en los basaltos procedentes del Atlántico que en los del Pacífico e Índico), sugieren que los basaltos de la dorsal atlántica se han generado a menores tasas de fusión y/o han experimentado un mayor grado de cristalización fraccionada, debido a la menor velocidad de separación de la dorsal. Por el contrario, la mayor velocidad de separación de la dorsal pacífica explicaría los más elevados porcentajes de fusión que han requerido los basaltos de dicha dorsal y por ende su más baja abundancia en elementos altamente incompatibles (Ba, Pb, Th y U). Por lo que respecta a los basaltos de la dorsal índica, sus características geoquímicas pueden ser atribuidas a un área fuente distinta y/o a la mayor profundidad a la que tiene lugar la fusión.

A su vez, Gale *et al.* (2013), utilizando una exhaustiva base de datos, que incluye análisis químicos nuevos y previamente publicados, establecen una nueva composición media de los basaltos de las dorsales y sugieren una revisión de la nomenclatura utilizada para estas rocas, ya que la previamente propuesta no refleja adecuadamente la complejidad de estas rocas. Así los tipos enriquecidos (E-MORB) no son infrecuentes lejos de los puntos calientes y a su vez, algunos que se encuentran próximos a los puntos calientes están empobrecidos en elementos incompatibles. En consecuencia, sugieren utilizar el término “todos los basaltos” (ALL MORB) para referirse a la composición media de la porción basáltica de la corteza oceánica. Este valor representa asimismo la mejor aproximación para inferir la composición del manto superior. El término “basaltos normales” (N-MORB) se utiliza para referirse a la composición más usual que muestran los basaltos de todo el sistema de las dorsales, distantes >500 km de los puntos calientes. Bajo el término “basaltos altamente empobrecidos” (D-MORB), que contrariamente a la idea previamente establecida y ampliamente aceptada, ni son representativos de la corteza oceánica, ni son los basaltos que típicamente se localizan lejos de los puntos calientes, incluyen aquellos tipos petrológicos de la población de los basaltos de las dorsales que tienen una relación $(La/Sm)_N < 0.8$. Finalmente, el término “basaltos enriquecidos” (E-MORB), que en la nueva terminología que proponen los autores anteriormente citados no se localizan en los segmentos de las dorsales cercanos a las plumas mantélicas, incluyen todos aquellos basaltos que muestran una relación $(La/Sm)_N > 1.5$.

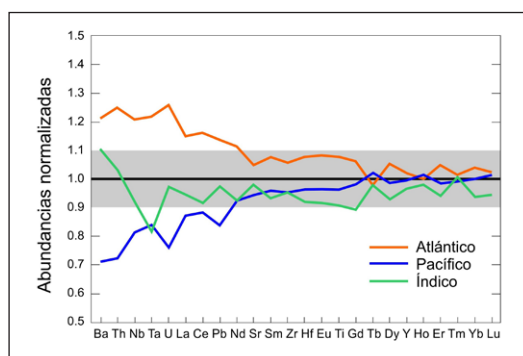
Como consecuencia de las nuevas premisas establecidas, la composición de todos los basaltos y la de los basaltos normales son significativamente más ricas en elementos incompatibles que lo establecido en modelos previos.

VOLCANISMO DE ARCOS-ISLA Y DE MÁRGENES CONTINENTALES ACTIVOS

Los arcos-isla y los márgenes continentales activos representan las áreas en las que la litosfera oceánica subduce y retorna al manto y en los que se genera un magmatismo, cuya más obvia manifestación es la cadena lineal o arqueada de volcanes que se forma esencialmente en paralelo a la fosa

² En los procesos magmáticos de fusión y de cristalización fraccionada los elementos traza (esto es, los que se encuentran en una proporción inferior al 1% o a las 1000 ppm) presentan preferencia por la fase líquida o por la fase sólida. Los elementos traza que muestran preferencia por la fase líquida se denominan incompatibles y por tanto se concentran en el líquido tanto en la fusión parcial como en la cristalización fraccionada. A su vez, los que muestran preferencia por la fase sólida se denominan compatibles, por lo que quedan retenidos en el residuo durante la fusión y entran en las fases minerales de temprana aparición durante la cristalización fraccionada.

Fig. 6. Diferente abundancia en elementos traza de los basaltos de las dorsales atlántica, pacífica e índica (en Arealo Jr. y McDonough, 2010). Obsérvese que los basaltos de la dorsal atlántica son los más enriquecidos en todos los elementos traza considerados, que los de la dorsal pacífica muestran la menor abundancia en los elementos más altamente incompatibles (Ba, Th, U, Pb), y que los de la dorsal índica son los que exhiben menor variación en elementos traza.



(Fig. 7). En los arcos- isla, como los que se localizan en el borde occidental del Pacífico desde las Aleutianas hasta Tonga-Kermadec, el arco-volcánico se construye sobre litosfera oceánica, ya que las dos placas que interaccionan son de tipo oceánico. Por el contrario, en los márgenes activos, como el que se extiende a lo largo de la costa occidental de América, el arco volcánico se construye sobre litosfera continental, porque solo la placa que subduce es de litosfera oceánica.

El proceso de subducción es responsable de que el tiempo de residencia de la litosfera oceánica que se origina en las dorsales sea transitorio (en general <200 Ma), pero también de haber tenido un importante papel en la generación de nueva corteza continental, que tiene mucho mayor grado de preservación (en la mayoría de los casos >1000 Ma).

La longitud total de los márgenes convergentes es de >55000 km, que es casi igual a la que tienen las dorsales centro-oceánicas (~60000 km). De aquellos, casi dos tercios son de tipo continental y tienen significativamente más espesor que los de tipo intra-oceánico (30-70 km frente a 15-35 km, respectivamente), si bien la tasa de producción magmática es 2-3 veces más elevada en los arcos intra-oceánicos que en los arcos continentales. La producción global de magma en estas zonas se estima que está comprendida entre 2.9-8.6 km³/año (Crisp, 1984) y 2.5-3.5 km³/año (Spandler y Pirard, 2013), lo que representa el 20% del magmatismo total generado en la Tierra. Una reciente estimación de la producción magmática en arcos- isla intraoceánicos realizada por Jicha y Jagoutz (2015), sugiere que es comparable a la generada en las dorsales centro-oceánicas. Si los nuevos datos son correctos, los valores de producción magmática hasta ahora asumidos para las zonas de subducción están subestimados.

La placa que subduce está constituida por manto litosférico y corteza oceánica, más los sedimentos que se depositan sobre la corteza durante su desplazamiento hacia la fosa. El manto litosférico que tiene un espesor de ~100 km está integrado por una porción superior de harzburgita, que es el residuo que resulta después de la formación de los basaltos centro-oceánicos, y una capa inferior de lherzolita menos empobrecida. La corteza oceánica está constituida por una capa de 5-7 kilómetros de espesor de basaltos y gabros. Finalmente, los sedimentos que se depositan sobre la superficie de la corteza oceánica, que usualmente alcanzan un espesor comprendido entre 200 y 700 metros, son esencialmente de composición terrígena, aunque contienen proporciones menores (7-10%) de carbonatos biogénicos y sedimentos silíceos tipo chert y una parte no despreciable de agua.

Mientras permanecen cerca del eje de la dorsal y durante su desplazamiento hacia la zona de subducción, la corteza, y en menor medida la porción más superficial del manto litosférico, experimentan una más o menos intensa alteración hidrotermal, que provoca la formación de anfíbolitas en la zona más interna de la corteza y de serpentinitas en el manto litosférico. Esta alteración produce un incremento en el contenido de volátiles (H₂O, CO₂, Cl y S) y elementos traza tales como K, Rb, Cs, U, Pb, Sr, As y B en la corteza oceánica alterada y de halógenos, Li, B, As, Sr, Pb, Cs y U en las serpentinitas (ver p. ej. Spandler y Pirard, 2013).

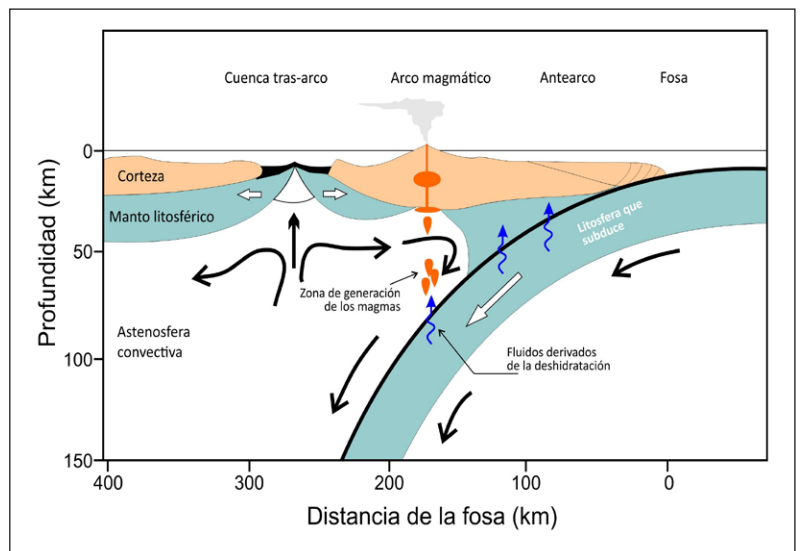


Fig. 7. Esquema de los procesos que tienen lugar en las zonas en las que la litosfera oceánica subduce y retorna al manto (en Stern, 2002). Los fluidos que derivan de la placa que subduce son muy ricos en agua bajo el antearco. A mayor profundidad son más pobres en agua pero están enriquecidos en elementos traza de elevado radio iónico. A profundidades de ~100 km pasan a ser fundidos derivados de los sedimentos que se han depositado sobre la placa durante su desplazamiento hacia la fosa. Estos fluidos/fundidos ascienden e hidratan y metasomatizan (enriquecen) la porción de manto situada encima de la placa que subduce, lo que favorece su fusión parcial. Los magmas se generan a profundidades menores de 100 km por fusión en condiciones hidratadas de este manto y los que se pueden separar de su fuente y ascender hasta la superficie, forman el arco volcánico.

Cuando la placa alterada subduce se produce un incremento de las condiciones de presión y temperatura, lo que provoca su deshidratación y la adición de una fase fluida rica en H₂O, CO₂ y en elementos traza de elevado radio iónico (Rb, Sr, Cs, Ba, K₂O, etc.) a la cuña de manto situada por encima de la zona de subducción (ver figura 7). A profundidades de la placa de ~50 km los fluidos son muy ricos en agua (y en otros volátiles) por lo que hidratan y serpentinizan el manto situado bajo el antearco, pero no inducen su fusión debido a las bajas temperaturas. A mayor profundidad los fluidos son más pobres en agua pero están enriquecidos en elementos traza de elevado radio iónico y evolucionan hacia fundidos procedentes de los sedimentos que se han depositado sobre la placa durante su desplazamiento hacia la fosa, a una profundidad de aproximadamente 100 km (ver p. ej. Ribeiro *et al.*, 2013; 2015). La infiltración de estos fluidos/fundidos en el manto lo hidratan y metasomatizan, lo que favorece su fusión. Los magmas se generan a profundidades de ~100 km a partir de este manto hidratado y re-fertilizado, y los que se pueden separar de su área fuente y ascender hasta la superficie forman el arco volcánico.

Este escenario es compatible con los modelos térmicos establecidos para las zonas de subducción, ya que en buen número de casos la placa que subduce está por debajo de su solidus a las profundidades correspondientes a las del arco volcánico (100-150 km). Asimismo es coherente con las tomografías de detalle realizadas en zonas de subducción, ya que las altas velocidades sísmicas se localizan en la placa que subduce mientras que las bajas velocidades sísmicas, que indican alta temperatura y/o zona de fusión, se encuentran en la cuña de manto.

Composición de las lavas

Los magmas generados en estas áreas exhiben una amplia variación de composición, ya que existen tipos toleíticos (pobres en K_2O), calco-alcalinos e incluso shoshoníticos (ricos en K_2O), lo que contrasta con el carácter relativamente monótono de las lavas de las dorsales centro-oceánicas. En general, el magmatismo inicial es de naturaleza toleítica y el posterior de naturaleza calco-alcalina. En arcos-isla maduros y en bordes continentales tipo andino se pueden generar asimismo magmas shoshoníticos. En las rocas de las series toleítica y shoshonítica dominan los basaltos, mientras que en las series calco-alcalinas son mayoritarias las andesitas.

Este amplio espectro composicional es debido a que en su génesis pueden intervenir varios componentes: la cuña de manto situada por encima de la zona de subducción, la corteza oceánica que subduce (compuesta por basaltos de fondo oceánico variablemente metamorfozados y sedimentos) y la corteza continental, en el caso de los arcos-isla maduros y de los bordes continentales activos. También contribuyen a esta diversidad las modificaciones que los mecanismos de cristalización fraccionada y asimilación pueden introducir en el quimismo de estos magmas durante su tránsito hacia la superficie.

Las rocas volcánicas de estas áreas están enriquecidas (en menor medida en los tipos toleíticos que en los shoshoníticos) en elementos traza de elevado radio iónico (Ba, Rb, Sr, Cs, Pb), aunque su característica geoquímica más sobresaliente es su empobrecimiento en elementos traza de elevado potencial iónico (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) (ver figura 5). El exceso de elementos traza de elevado radio iónico está relacionado con la deshidratación de la placa que subduce, y el defecto de elementos traza de elevado potencial iónico se atribuye a que el componente que subduce contiene fases minerales residuales (como rutilo, esfena, ilmenita y perovskita) que retienen preferentemente dichos elementos traza. En consecuencia, los fluidos derivados de la placa que subduce están enriquecidos en elementos de elevado radio iónico y empobrecidos en elementos de elevado potencial iónico y cuando se infiltran en la cuña de manto situada encima le transfieren esta signatura geoquímica, que heredarán los magmas que subsecuentemente se generen en este manto peridotítico metasomatizado.

En los primeros estadios del magmatismo de algunos arcos-isla del oeste del Pacífico se generan unas rocas excepcionales y enigmáticas denominadas boninitas. Cuando se las compara con las rocas de tipo toleítico, estas rocas se caracterizan por tener unos contenidos en SiO_2 y MgO relativamente altos (>52% y >8%, respectivamente) y bajos de TiO_2 (<0.5%). En lo que concierne a los elementos traza presentan elevadas concentraciones de Cr, Co y Ni, así como de elementos de elevado radio iónico y una marcada anomalía positiva de Zr y Hf con respecto a las tierras raras medias y pesadas. El origen de estas rocas se atribuye a la refusión del manto litosférico empobrecido, que ha sido invadido por fluidos o fundidos derivados de la placa en un ambiente de subducción con altas temperaturas (1130^o-1275^oC) a profundidades relativamente superficiales (0-3-1.7 GPa) (ver p. ej. Li *et al.*, 2013).

Asimismo en un número progresivamente creciente de áreas de subducción (ver Tabla 3 de Castillo, 2012) se generan otras rocas excepcionales llamadas adakitas, que presentan contenidos intermedios a altos de SiO_2 ($\geq 56\%$), elevadas relaciones Sr/Y y La/Yb y bajos contenidos en Y e Yb. Los autores que introdujeron el término adakita en la literatura petrológica (Defant y Drummond, 1990) las interpretaron como derivadas por la fusión de corteza oceánica joven (≤ 25 Ma), que se encontraba por consiguiente a relativamente alta temperatura. Actualmente, las adakitas cubren un amplio rango de rocas de arco, ya que incluyen desde los tipos de composición intermedia a ácida hasta los tipos magnésicos que tienen relativamente altos valores de MgO (5%) y de Ni (150 ppm), y que derivan directamente del manto peridotítico que ha sido metasomatizado por los fundidos de la placa que subduce. Por otra parte, el estudio de varias series de rocas ígneas que comparten idénticos caracteres geoquímicos que las adakitas, ha puesto de manifiesto que su origen puede estar relacionado con procesos petrogenéticos diferentes a la fusión de la corteza oceánica, tales como la fusión de corteza inferior, la cristalización fraccionada a baja presión de magmas basálticos ricos en agua y la cristalización fraccionada a alta presión de magmas basálticos (ver Castillo, 2012), por lo que el volumen de adakitas generado por fusión de la porción basáltica de la corteza oceánica es probablemente muy inferior al producido por otros procesos.

Como una característica de los magmas de bordes destructivos es su elevado contenido en volátiles y su relativamente elevada viscosidad, en estas áreas las erupciones explosivas son mucho más típicas que las efusivas. Esto produce una amplia variedad de depósitos piroclásticos, algunos de los cuales pueden ser dispersados a más de 100 km del punto de emisión. La prolongada diferenciación que experimentan estos magmas en cámaras magmáticas más o menos superficiales, que da lugar a líquidos progresivamente más evolucionados y por ende más viscosos y con mayor concentración de volátiles, refuerza la explosividad de los magmas primarios.

VOLCANISMO DE ZONAS DE INTRAPLACA

Aunque la mayor parte de la actividad ígnea está confinada en los límites de placa, en el interior de estas existe un volcanismo volumétricamente variable que se distribuye de forma dispersa y aparentemente aleatoria, que contrasta con la linealidad y continuidad del que se localiza en los bordes de placa constructivos y destructivos. En las zonas continentales comprende los basaltos de plateaus y los basaltos alcalinos y rocas subsaturadas de los rifts intracontinentales y en zonas oceánicas está representado por los plateaus oceánicos (que son las formaciones equivalentes a los plateaus basálticos continentales), las islas oceánicas y los montes submarinos.

En áreas en las que el volumen de volcanismo originado es importante se acepta que los magmas están asociados a puntos calientes (Wilson, 1963), ya que bajo ellos existen unas columnas de manto de elevada temperatura a las que Morgan (1971; 1972) denominó plumas mantélicas.

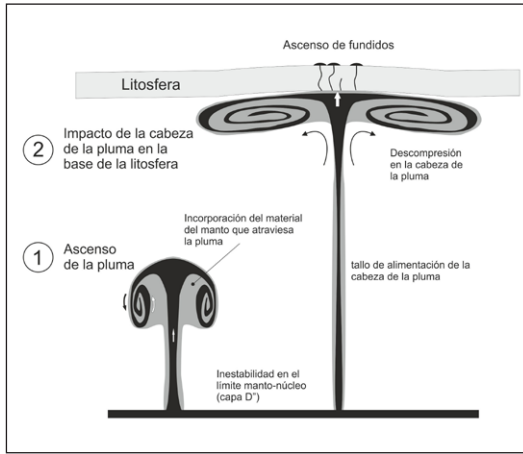


Fig. 8. Formación, ascenso, impacto en la base de la litosfera y estructura de una pluma mantélica originada en el límite manto-núcleo (capa D), según Griffiths y Campbell (1990) y Saunders et al. (1992).

Los resultados experimentales llevados a cabo por varios autores (p. ej. Griffiths y Campbell, 1990; Whitehead y Luther, 1975; etc.) con fluidos de diferente viscosidad y temperatura pusieron de manifiesto que las plumas mantélicas constan de cabeza y tallo (Fig. 8). La cabeza es heterogénea, ya que contiene material de la zona de manto en que se genera la pluma y de la del manto que atraviesa durante su ascenso. Por el contrario, el tallo solo está constituido por manto profundo, puesto que no engloba manto adyacente durante su ascenso. Como el manto que engloba la cabeza de la pluma se encuentra más frío, la temperatura de la misma será apreciablemente inferior a la del tallo.

En lo que concierne a la zona de generación de las plumas, la hipótesis más ampliamente aceptada es la de que se originan en el límite manto-núcleo (capa D). No obstante, algunas plumas también se pueden originar en el límite entre el manto superior y el manto inferior (discontinuidad de los 670 km) (ver Zhao, 2007).

Cuando la cabeza de una pluma llega a la base de litosfera continental se produce el frenado y aplastamiento de la misma, por lo que puede llegar a alcanzar un diámetro de 1000-2000 km (ver figura 8). Esto provoca el abombamiento de la litosfera, así como la erosión térmica y mecánica de su base. Alternativamente, la pluma puede ser canalizada hacia las zonas de la litosfera previamente adelgazadas, en donde se produce su fusión por descompresión o el exceso de calor puede producir la extensión de la litosfera y la subsiguiente fusión de la pluma por descompresión. La extrusión de estas lavas máficas forma los basaltos de plateau, también conocidos como “grandes provincias ígneas” (LIPs, en la literatura inglesa), ya que se emiten volúmenes de magma que oscilan entre $\sim 2 \times 10^5 \text{ km}^3$ y $\sim 2 \times 10^6 \text{ km}^3$ en unos pocos millones de años. Estos ingentes volúmenes, emitidos en periodos de tiempo comprendidos entre 1-3 Ma, implican tasas de erupción tan elevadas como 1000 $\text{km}^3/\text{kiloaño}$. Ejemplos típicos de estas formaciones de edad mesozoica o más reciente (con alguna de las cuales se relacionan extinciones masivas) son los de Paraná-Etendeka, los Traps del Deccan y de Si-

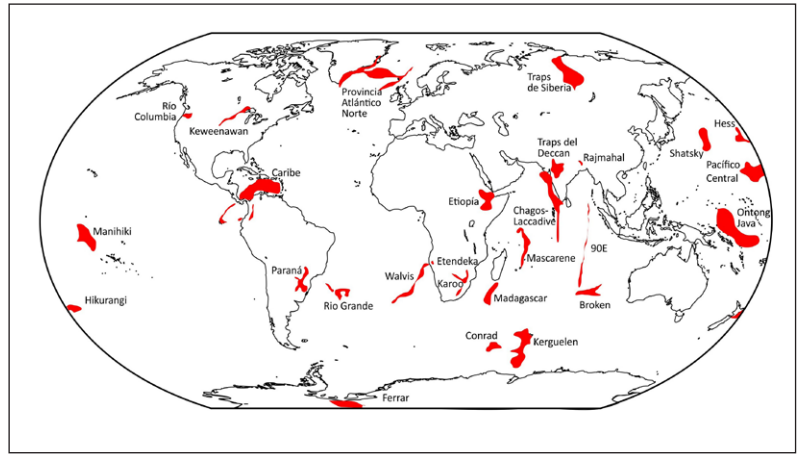


Fig. 9. Distribución de los basaltos continentales de plateau y de los plateaus oceánicos generados en los últimos 250 Ma (en Condie, 2001).

beria, los de la Provincia Karoo-Ferrar y los del Río Columbia (Fig. 9). Subsecuentemente, cuando el tallo de la pluma asciende a la superficie se produce un volcanismo mucho menos voluminoso que, si el rifting de la litosfera continental continúa hasta que se forma nueva litosfera oceánica, da lugar a la generación de las típicas islas oceánicas y montes submarinos.

Si la litosfera sobre la cabeza de la pluma es de naturaleza oceánica, la llegada de la pluma produce la elevación del suelo oceánico entre 1000-2000 m, en una región del orden de los 1000-2000 km de diámetro, seguida por la erosión mecánica y térmica de la base de la litosfera, hasta que finalmente se produce la fusión por descompresión de la pluma. Los magmas generados se transfieren como intrusiones a la corteza oceánica o como lavas a la superficie, incrementando considerablemente el espesor de la corteza oceánica, y dando lugar a los plateaus oceánicos.

La más reciente fase de formación de plateaus oceánicos tuvo lugar en el Cretácico, cuando se originaron los de Ontong Java, Manihiki y Caribe-Colombiano en el Pacífico y Kerguelen en el Índico (ver Saunders et al., 1992). De todos ellos el más extenso es Ontong Java que ocupa un área de $1.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ y que tiene un volumen estimado de $15-18 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Perfitt y Davidson, 2000) o de $45 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Eldholm y Coffin, 2000). En cualquier caso, volúmenes de magma $> 10^6 \text{ km}^3$ arrojados en periodos de tiempo tan reducidos como 2-3 Ma, implica que las tasas de producción magmática que originaron estos plateaus oceánicos fueron un 25% más elevadas que las observadas actualmente en las dorsales centro-oceánicas.

Aunque teóricamente los plateaus oceánicos se pueden originar en cualquier zona del océano, buen número de ellos, como p. ej. Kerguelen y Ontong Java, se han formado cerca de las dorsales. Si bien estas zonas pueden favorecer la fusión por descompresión, no deja de ser sorprendente que plumas de origen profundo alcancen la litosfera en o cerca de las dorsales.

Desde finales del Arcaico se conocen más de 150 eventos que han generado grandes provincias ígneas. Esto significa que en los últimos 2500 Ma se ha generado una supererupción cada 20 Ma. Sin embargo, si solo se consideran las de edad inferior a los 200 Ma, la tasa de generación media se eleva a una cada 10 Ma (Ernst, 2007). Esta variación refleja la importancia de los plateaus oceánicos, cuyo re-

gistro se pierde por subducción y cierre oceánico a edades anteriores a los 200 Ma. Puesto que la tasa de generación de grandes provincias ígneas continentales es constante desde finales del Arcaico, es probable que la producción de plateaus oceánicos sea también constante, y la frecuencia de una provincia ígnea cada 20 Ma pueda ser válida para los últimos 2500 Ma. Si esto es correcto, el número total de grandes provincias ígneas generadas desde finales del Arcaico sería aproximadamente de 250, estando representadas en la misma proporción las continentales y las oceánicas.

En zonas en las que el vulcanismo no está convincentemente asociado a plumas, se han propuesto varios mecanismos para explicar su génesis. Entre los mecanismos que han sido sugeridos se pueden citar la indentación, el descenso simétrico de una porción engrosada de litosfera provocado por las corrientes de convección de la astenosfera, y la delaminación (ver p. ej. Burg y Ford, 1997). Como se ha puesto de manifiesto en Asia (y en otras zonas de antepaís deformadas), las placas no son lo suficientemente rígidas como para que la deformación se localice solamente en sus bordes. Así, la indentación de un bloque rígido sobre un bloque plástico produce en éste un campo de fracturas, constituido esencialmente por fallas transcurrentes subparalelas al plano de indentación, y una zona de extensión normal al plano de indentación, que se adaptan a la geometría del sistema que provoca la deformación. A su vez, en una litosfera previamente engrosada, la porción mantélica de la misma es más densa que la astenosfera subyacente, por lo que aquella puede resultar gravitacionalmente inestable y desmenuzarse y hundirse en la astenosfera, por convección o por delaminación (Fig. 10). El material que se delamina puede deshidratarse y aumentar su temperatura y dar lugar a magmas hidratados. Además (o alternativamente) la astenosfera puede ascender y ocupar el espacio dejado por el material delaminado, lo que provoca descompresión, fusión adiabática y por ende magmatismo (Elkins-Tanton, 2005).

Composición de las lavas

Las lavas que se generan en zonas de intraplaca exhiben una amplia variación de composición. Así, en zonas de intraplaca continental además de los basaltos toleíticos de plateau, que dan lugar a las grandes provincias ígneas y que están asociados a la fragmentación de los continentes, también son característicos los basaltos alcalinos, las basanitas y nefelinitas marcadamente subsaturadas en sílice

e incluso las rocas ultrapotásicas y las carbonatitas. En zonas de intraplaca oceánica, los plateaus están constituidos esencialmente (como sus equivalentes continentales) por basaltos toleíticos y en las islas oceánicas los basaltos alcalinos y toleíticos son las lavas predominantes.

Los basaltos toleíticos de plateau están constituidos esencialmente por plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. El que una mayoría tengan un bajo contenido en MgO (<8%) y en Ni (<100 ppm) y su abundancia de SiO₂ esté comprendida entre 49-57% sugieren que no corresponden a fundidos primarios, sino que representan líquidos que han experimentado cristalización fraccionada antes de su erupción. A pesar de su similar contenido en elementos mayores, muestran un amplio rango de elementos traza y una elevada variabilidad isotópica, lo que permite su división en dos grupos: con alto-TiO₂ y bajo-TiO₂.

Los basaltos con alto-TiO₂, al que pertenecen los del Deccan, tienen bajas relaciones entre elementos de elevado radio iónico y elementos de elevado potencial iónico, por lo que se asemejan a los basaltos de islas oceánicas. A su vez, los basaltos con bajo-TiO₂, grupo al que pertenecen los Traps de Siberia y los de la provincia de Paraná, muestran un marcado empobrecimiento en elementos de elevado potencial iónico y elevados contenidos de Pb, lo que los asemeja a los basaltos de arco-isla.

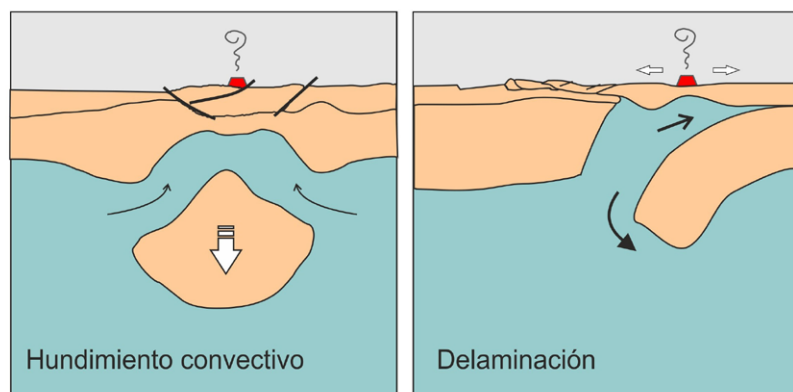
Comparados con los de otras áreas, los basaltos de islas oceánicas están más enriquecidos en elementos incompatibles que los basaltos de las dorsales y los arcos-isla (ver figura 5). Esto sugiere que derivan de un área más enriquecida y que han requerido menores porcentajes de fusión. Por otra parte, las relaciones isotópicas que exhiben los basaltos de islas oceánicas sugieren que el manto está compuesto, además de por el componente empobrecido del que derivan los basaltos de las dorsales, por dominios diferentemente enriquecidos, a los que se denomina EM1, EM2 e HIMU, a los que hay que añadir un cuarto dominio menos enriquecido que corresponde probablemente a manto inferior.

PELIGROSIDAD POTENCIAL DE LOS VOLCANES DE BORDES DE PLACA Y DE ZONAS DE INTRAPLACA

Las erupciones volcánicas son menos frecuentes y sobre todo generan menos víctimas y daños que otros desastres naturales como los terremotos, los tsunamis o las inundaciones. No obstante, el número de víctimas producido podría haber sido muy superior si en el intervalo de tiempo considerado por las diferentes bases de datos hubiera tenido lugar una erupción como las que generan los basaltos continentales de plateau.

La peligrosidad de una erupción viene determinada por su carácter más o menos explosivo y, obviamente, por la densidad de población de la región en la que tiene lugar. En lo que concierne a este segundo aspecto, Chester *et al.* (2001) piensan que el número de víctimas generadas por las erupciones volcánicas en el siglo XX no fue más elevado por la suerte que representó que erupciones tan destructivas como las del Katmai de 1912 en Alaska y la del Bezymianny de 1955/1956 en Kamchatka tuvieron lugar en regiones con muy baja población.

Fig. 10. Dos de los mecanismos que han sido propuestos para explicar el magmatismo en zonas continentales de intraplaca que han experimentado sobreengrosamiento litosférico (En Burg y Ford, 1997).



La mayoría de las erupciones volcánicas son más o menos explosivas. Este carácter explosivo es consecuencia de que los magmas contienen gases en disolución (fundamentalmente H₂O, CO₂, SO₂ y SH₂), cuya solubilidad disminuye al decrecer la presión, por lo que cuando ascienden hacia la superficie se alcanza un estado en el que el líquido está sobresaturado y los gases comienzan a exolverse, formando burbujas.

La viscosidad del magma también influye en la explosividad de la erupción ya que un incremento de esta, lo que es típico de los magmas más evolucionados, provoca el que la velocidad de ascenso de las burbujas de gas sea menor, por lo que la fragmentación y ruptura del magma, y por ende su explosividad, serán elevadas.

Aunque las erupciones que tienen lugar en las dorsales centro-oceánicas pasan inadvertidas, los basaltos que se generan en estas zonas tienen un escaso contenido en volátiles. Este carácter y la elevada presión hidrostática a la que extruyen las lavas, por la masa de agua que soportan, explican su emisión no explosiva y por consiguiente la ausencia de material piroclástico, que caracteriza a estas erupciones.

Los magmas de arcos-isla y de bordes continentales activos, que típicamente corresponden a andesitas, dacitas y riolitas ricas en SiO₂ y con un elevado contenido en volátiles, generan erupciones altamente explosivas. De hecho, los volcanes con más alta explosividad se localizan en zonas de subducción, tales como el Cinturón de Fuego del Pacífico. Esto explica el que las cinco erupciones que han producido casi el 60% de todas las víctimas que han originado los volcanes durante el período comprendido entre los años 1600 y 2010 (Auker *et al.*, 2013) —que corresponden a las del Unzen (Japón) de 1792, la del Tambora (Indonesia) de 1815, la del Krakatoa (Indonesia) de 1883, la del Monte Pelée (Martinica) de 1902 y la del Nevado del Ruiz (Colombia) de 1985—, han sido producidas por volcanes asociados a zonas de subducción.

Finalmente, los volcanes que se generan en zonas de intraplaca tanto continental como oceánica no son potencialmente peligrosos, ya que emiten en una relativamente elevada proporción lavas basálticas de escasa o baja explosividad. Sin embargo, en estas zonas en el pasado geológico se han generado las grandes provincias ígneas, que son anómalos eventos volcánicos caracterizados por la repetida emisión de coladas en un período de tiempo <5 Ma. Tanto el volumen de magma emitido durante cada una de las erupciones individuales (~10²-10³ km³) como el volumen total arrojado durante los diferentes pulsos (que puede alcanzar varios millones de km³) son excepcionales en la historia de la Tierra.

La erupción de estos magmas provoca la emisión hacia la estratosfera de numerosos gases, de los cuales los más importantes en cuanto a su volumen son SO₂ y CO₂. Como discuten ampliamente Self *et al.* (2005), el enfriamiento atmosférico asociado a los aerosoles generados por la emisión de SO₂ relacionada con estas megaerupciones, ha sido probablemente severo y podría haber persistido durante una década o incluso más. Por el contrario, el calentamiento relacionado con la emisión de CO₂, se estima que ha sido insignificante, ya que aunque la masa de CO₂ arrojada por estas erupciones pudo ser

importante, representa menos de 1/200 de la cantidad de CO₂ presente en la atmósfera. A pesar de lo que acaba de ser expuesto, el incremento de los niveles de CO₂ de la atmósfera podría haber tenido consecuencias perniciosas para los océanos. Así por ejemplo, podría haber provocado una crisis de calcificación y el desarrollo de procesos anóxicos (ver p. ej. Wignall, 2005).

El que en cuatro de las extinciones masivas que han tenido lugar en la Tierra en los últimos 300 Ma exista una casi perfecta correspondencia entre éstas y la erupción de grandes provincias ígneas (coincidencia que no existe con ningún otro fenómeno), sugiere que estas erupciones provocaron efectos medioambientales y climáticos suficientemente severos como para ocasionar extinciones.

CONSIDERACIONES FINALES

La tectónica de placas proporciona el marco teórico que permite comprender la localización y el comportamiento de los volcanes.

Los volcanes se generan en tres ambientes geodinámicos: a) en las dorsales centro-oceánicas; b) en los arcos-isla y márgenes continentales activos, y c) en zonas de intraplaca tanto oceánicas como continentales

En las dorsales centro-oceánicas la separación de las placas provoca que el manto ascienda pasivamente para rellenar el espacio creado. Durante su ascenso funde parcialmente y el líquido que se produce se separa del sólido y finalmente alcanza la superficie generando corteza oceánica. Las lavas que se originan corresponden mayoritariamente a basaltos toleíticos, pobres en K₂O y en elementos traza de elevado radio iónico y tierras raras ligeras.

En los arcos-isla y márgenes continentales activos la litosfera oceánica subduce y retorna al manto. La subducción provoca la deshidratación de la placa que subduce y la adición de una fase fluida rica en H₂O, CO₂ y en elementos traza de elevado radio iónico a la cuña del manto situada por encima. Esta infiltración induce la fusión parcial de esta porción del manto, ya que reduce considerablemente la temperatura a la que se inicia la formación de líquido. Los magmas generados en estas áreas exhiben una amplia variación de composición, ya que existen rocas toleíticas (pobres en K₂O), calco-alcalinas e incluso shoshoníticas (ricas en K₂O). En las rocas toleíticas y shoshoníticas dominan los basaltos, mientras que en las calco-alcalinas son mayoritarias las andesitas.

En el interior de las placas existe un volcanismo volumétricamente variable, que se distribuye de forma dispersa y aparentemente aleatoria, que contrasta con la linealidad y continuidad del que se localiza en los bordes de placa. En zonas continentales este volcanismo origina los basaltos de plateau y los basaltos alcalinos y rocas subsaturadas de los rifts intrac continentales y en zonas oceánicas da lugar a los plateaus oceánicos, las islas oceánicas y los montes submarinos.

En áreas de intraplaca tanto oceánicas como continentales en las que el volumen de volcanismo es importante se acepta que su génesis está relacionada con columnas de manto de elevada temperatura a las que se denomina plumas mantélicas, que

ascienden desde el límite manto-núcleo (capa D") o desde la discontinuidad de los 670 km. En zonas en las que el volcanismo no está convincentemente asociado a plumas, se asume que otros procesos como la indentación, el hundimiento simétrico convectivo o la delaminación pueden explicar su génesis. Las lavas de intraplaca tienen una composición muy variable, ya que en los plateaus continentales y oceánicos los basaltos toleíticos son dominantes, mientras que los basaltos alcalinos, las basanitas y nefelinitas subsaturadas en sílice e incluso las rocas ultrapotásicas y las carbonatitas se generan en las otras zonas.

Si se asume que el volumen total medio de magma originado en la Tierra en los últimos 180 Ma está comprendido entre 26 y 34 km³/año, el magmatismo de las dorsales centro-oceánicas representa el 75% del total generado, el de los arcos-isla y márgenes continentales activos el 20% y el de intraplaca el 5%. Una estimación reciente de la tasa de producción magmática en los arcos intra-oceánicos sugiere que los valores asumidos para estas zonas han sido subestimados, ya que los nuevos valores indican que la producción magmática en los arcos intra-oceánicos es similar al de las dorsales.

En lo que concierne a su peligrosidad, el volcanismo de las dorsales, cuya erupción pasa inadvertida, tiene lugar de forma tranquila, ya que las lavas tienen un escaso contenido en volátiles. Este carácter, unido a la elevada presión hidrostática a la que extruyen, explican su emisión no explosiva y por consiguiente la ausencia de material piroclástico que caracteriza estas erupciones. Por el contrario, los magmas de arcos-isla y de márgenes continentales activos, que son ricos en SiO₂ y tienen un elevado contenido en volátiles, generan erupciones altamente explosivas. Esto explica que las cinco erupciones que han producido casi el 60% de todas las víctimas que han originado los volcanes durante el período comprendido entre los años 1600 y 2010 han sido producidas por volcanes asociados a zonas de subducción. Finalmente, los volcanes de zonas de intraplaca no son potencialmente peligrosos, ya que emiten en una elevada proporción lavas de escasa o baja explosividad. Sin embargo, en estas zonas en el pasado geológico se han generado megaterupciones que han dado lugar a grandes provincias ígneas, que han arrojado ingentes volúmenes de magma en un corto período de tiempo (<5 Ma) y emitido hacia la estratosfera gran cantidad de gases. El que en cuatro de las extinciones masivas que han tenido lugar en la Tierra en los últimos 300 Ma exista una perfecta correspondencia entre estos eventos y la generación de grandes provincias ígneas, sugiere que estas erupciones provocaron efectos medioambientales y climáticos suficientemente severos como para ocasionar extinciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Arevalo Jr., R. y McDonough, W.F. (2010). Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*, 271(1-2), 70-85.
- Asimow, P.D. (2000). *Melting the mantle*. En: Encyclopedia of volcanoes (Eds.: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J.), Academic Press, San Diego, 55-68.

Asimow, P.D. y Langmuir, C.H. (2003). The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature*, 421(6925), 815-820.

Auker, M., Sparks, R., Siebert, L., Croweller, H. y Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2(1), 1-24.

Burg, J.P. y Ford, M. (1997). Orogeny through time: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 121(1), 1-17.

Castillo, P.R. (2012). Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134-135, 304-316.

Condie, K.C. (2001). *Mantle Plumes and their Record in Earth History*. Cambridge University Press, Cambridge, 326 p.

Crisp, J.A. (1984). Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3-4), 177-211.

Chester, D.K., Degg, M., Duncan, A.M. y Guest, J.E. (2001). The increasing exposure of cities to the effects of volcanic eruptions: A global survey. *Environmental Hazards*, 2(3), 89-103.

Defant, M.J. y Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294), 662-665.

Dick, H.J.B., Lin, J. y Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426(6965), 405-412.

Eldholm, O. y Coffin, M.F. (2000). *Large Igneous Provinces and Plate Tectonics*. En: The history and dynamics of global plate motions (Eds.: Richards, M.A., Gordon, R.G. & van der Hilst, R.D.), 309-326.

Elkins-Tanton, L.T. (2005). Continental magmatism caused by lithospheric delamination. *Geological Society of America Special Papers*, 388, 449-461.

Ernst, R.E. (2007). Mafic-ultramafic Large Igneous Provinces (LIPs): Importance of the Pre-Mesozoic record. *Epi-sodes*, 30(2), 108-114.

Gaetani, G.A. y Grove, T.L. (1998). The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131(4), 323-346.

Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y. y Schilling, J.G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489-518.

Gregg, P.M., Hebert, L.B., Montési, L.G.J. y Katz, R.F. (2012). Geodynamic models of melt generation and extraction at mid-ocean ridges. *Oceanography*, 25(1), 78-88.

Griffiths, R.W. y Campbell, I.H. (1990). Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1-2), 66-78.

Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W. y Médard, E. (2006). The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 74-89.

Grove, T.L., Till, C.B. y Krawczynski, M.J. (2012). The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 413-439.

Hebert, L.B. y Montési, L.G.J. (2010). Generation of permeability barriers during melt extraction at mid-ocean ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(12).

Jicha, B.R. y Jagoutz, O. (2015). Magma Production Rates for Intraoceanic Arcs. *Elements*, 11(2), 105-111.

Kushiro, I., Syono, Y. y Akimoto, S.I. (1968). Melting of peridotite nodule at high pressures and high water pressures. *Journal Geophysical Research*, 73(18), 6023-6029.

Langmuir, C.H. y Forsyth, D.W. (2007). Mantle melting beneath mid-ocean ridges. *Oceanography*, 20(1), 78-89.

- Li, Y.B., Kimura, J.I., Machida, S., Ishii, T., Ishiwatari, A., Maruyama, S., Qiu, H.N., Ishikawa, T., Kato, Y., Haraguchi, S., Takahata, N., Hirahara, Y. y Miyazaki, T. (2013). High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin fore-arc seamount: Implications for the reaction between slab melts and depleted mantle. *Journal of Petrology*, 54(6), 1149-1175.
- MELT Seismic Team (1998). Imaging the Deep Seismic Structure Beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT Experiment. *Science*, 280(5367), 1215-1218.
- Montési, L.G.J. y Behn, M.D. (2007). Mantle flow and melting underneath oblique and ultraslow mid-ocean ridges. *Geophysical Research Letters*, 34(24).
- Morgan, W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230(5288), 42-43.
- Morgan, W.J. (1972). Plate motions and deep mantle convection. *Memoir of the Geological Society of America*, 132, 7-22.
- Perfitt, M.R. y Davidson, J.P. (2000). *Plate tectonics and volcanism*. En: Encyclopedia of volcanoes (Eds.: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J.), Academic Press, San Diego, 89-113.
- Ribeiro, J.M., Stern, R.J., Kelley, K.A., Martinez, F., Ishizuka, O., Manton, W.I. y Ohara, Y. (2013). Nature and distribution of slab-derived fluids and mantle sources beneath the Southeast Mariana forearc rift. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10), 4585-4607.
- Ribeiro, J.M., Stern, R.J., Kelley, K.A., Shaw, A.M., Martinez, F. y Ohara, Y. (2015). Composition of the slab-derived fluids released beneath the Mariana forearc: Evidence for shallow dehydration of the subducting plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 418(0), 136-148.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. y Norry, M.J. (1992). Consequences of plume-lithosphere interactions. *Geological Society, London, Special Publications*, 68(1), 41-60.
- Self, S., Thordarson, T. y Widdowson, M. (2005). Gas Fluxes from Flood Basalt Eruptions. *Elements*, 1(5), 283-287.
- Spandler, C. y Pirard, C. (2013). Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. *Lithos*, 170-171, 208-223.
- Stern, R.J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 1012.
- Tenner, T.J., Hirschmann, M.M. y Humayun, M. (2012). The effect of H₂O on partial melting of garnet peridotite at 3.5 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3).
- Whitehead, J.A. y Luther, D.S. (1975). Dynamics of laboratory diapir and plume models. *Journal of Geophysical Research*, 80(5), 705-717.
- Wignall, P.B. (2005). The link between Large Igneous Province eruptions and mass extinctions. *Elements*, 1, 293-297.
- Wilson, J.T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Zhao, D. (2007). Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12(4), 335-355. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 3 de septiembre de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 24 de febrero de 2015.