

Los magmas basálticos se originan por fusión parcial del manto en todos los ambientes geodinámicos (esto es, en márgenes de placa constructivos y destructivos y en zonas de intraplaca tanto oceánica como continental). El bajo contenido en sílice, la elevada temperatura y la baja abundancia en gases que presentan estos magmas condicionan el que su extrusión en superficie genere fuentes de lava (erupciones hawaianas) o una pequeña nube eruptiva de piroclastos y gas (erupciones estrombolianas).

En ambos tipos de erupciones se originan coladas, pero la producción de lavas es más importante en las erupciones hawaianas, en las que solo un pequeño porcentaje del magma que extruye genera depósitos piroclásticos. Las coladas de lava de estas erupciones pertenecen a dos tipos principales: pahoehoe y aa. Las lavas pahoehoe muestran una superficie bulbosa y una corteza suave. Cuando se produce una ralentización de la velocidad de desplazamiento de la colada antes de que la corteza se haya enfriado y solidificado completamente, esta se puede comprimir, plegar y arquear en la dirección del flujo, dando lugar a las denominadas lavas cordadas. A su vez, si la corteza es muy delgada, la parte inferior todavía líquida de la colada puede escapar por las fisuras y solidificarse formando lo que se conoce como lavas en tripas. Las lavas aa presentan una superficie escoriácea, ya que están constituidas por bloques y clastos. Se forman porque la corteza que primero se enfría y solidifica no es suficientemente plástica, por lo que al ser arrastrada por el flujo subyacente todavía líquido se fisura y fragmenta. Las principales variables que controlan la morfología de las coladas son la temperatura, la viscosidad, el volumen de magma y su velocidad de emisión, la pendiente y la velocidad de enfriamiento.

Aunque las lavas pueden avanzar desde el conducto de emisión de forma masiva y desordenada, lo más usual es que se concentren y creen su propio canal. Cuando en un canal de lava se desarrolla una corteza continua sobre la superficie de la colada se forma un tubo de lava. Esta corteza se puede desarrollar por el crecimiento de una bóveda sólida sobre la corriente de lava; por la progresiva acreción de porciones marginales de lava solidificada que genera finalmente una corteza abovedada, y por la agregación de fragmentos móviles de corteza solidificada. Los tubos de lava representan un mecanismo efectivo para que las coladas que circulan por ellos no experimenten una significativa pérdida de calor, por lo que favorecen el incremento de su desplazamiento.

Basaltic magmas are generated by partial melting of mantle sources in all geodynamic settings (i.e. in both constructive and destructive plate margins, as well as in both continental and oceanic intraplate areas). These magmas are characterized by low silica contents, high temperature and low gas concentrations and therefore their extrusion produce lava fountains (hawaiian eruptions) or small clouds of gas and pyroclastics (strombolian eruptions).

Lava flows appear in both eruption types but the generation of lava is more important in hawaiian eruptions, where a smaller proportion of the magma produces pyroclastics. Lava flows in such eruptions corresponds to two main categories: pahoehoe and aa. The pahoehoe lavas are characterized by billowy and smooth surfaces. Whenever there is a decrease in the flow speed before the lava skin has completely cooled and solidified, it may get compressed, folded and curved in the direction of the flow, producing ropo surfaces. Also, if the skin is thin, the liquid lava may breakout through cracks and fissures and solidifies producing entrails-looking structures. On the other hand, aa lavas are characterized by scoriaceous surfaces, constituted by blocks and clasts. The development of aa lavas is caused by solidified crusts that break up since they are not ductile enough to move along the more plastic lava that flows underneath. The main variables that control the origin of either kind of lavas are temperature, viscosity, magma volume and the rate of lava outpouring, the slope of the surface where the lava flows and the cooling speed.

Although lavas may advance from their emission center in a chaotic, massive style, it is more usual that they flow channeling their way off. When these channels develop a crust around, a lava tube is formed. Such a crust may be developed by the growth of a solid roof over the lava flow, either by accretion of the growing margins or by the aggregation of fragments of solidified crust. Tubes are an effective insulating mechanism favoring to retain the lava fluidity for longer time.

Tipología de las Lavas Generadas en Ambiente Subaéreo por las Erupciones Basálticas

/ J. LÓPEZ-RUIZ / J.M. CEBRIÁ

Departamento de Dinámica terrestre y Observación de la Tierra. Instituto de Geociencias (CSIC, UCM). 28006 Madrid

INTRODUCCIÓN

La arquitectura de un volcán (o más adecuadamente de un sistema volcánico, puesto que bajo cada volcán existe una zona de generación, acumulación y transporte de magma) y los productos que emite, vienen determinados por el tipo de magma (básico o ácido), por la morfología del conducto de emisión (central, fisural, etc.) y por el ambiente en el que tiene lugar la erupción (sub-

aéreo, subglacial o submarino). Aunque se conocen erupciones explosivas de estilo pliniano o sub-pliniano de magmas básicos (Ver p. ej. Goepfert y Gardner, 2010), los magmas de esta composición —que tienen contenidos en SiO₂ comprendidos entre 45 y 52%, temperaturas de 1000-1200°C, viscosidades del orden de 10-10² Pa.s y baja abundancia en gases— extruyen de forma tranquila o moderadamente explosiva, por lo que los materiales lávi-

cos son predominantes. Por el contrario, los magmas ácidos —que tienen contenidos en SiO₂ superiores al 63%, temperaturas de 700-900°C, viscosidades entre 10⁶ y 10⁸ Pa.s y elevado contenido en gases— extruyen de forma explosiva, por lo que los materiales lávicos son escasos y por supuesto su morfología es diferente a la que exhiben las lavas basálticas.

En esta síntesis se describen los princi-

palabras clave: Volcanismo, Erupciones Basálticas, Lavas Pahoehoe, Lavas AA, Canales de lava, Tubos Volcánicos.

key words: Volcanism, Basaltic Eruptions, Pahoehoe Lava, AA Lava, Lava Channel, Lava Tubes.

pales caracteres morfológicos que presentan las lavas de erupciones basálticas que se desarrollan en ambiente subaéreo. Queda por consiguiente fuera del objetivo de este trabajo el volcanismo efusivo que se produce en ambiente submarino (dorsales centro-oceánicas y montes/islas submarinos) y el que tiene lugar bajo los glaciares. Asimismo tampoco serán consideradas las coladas o domos de composición traquítica a fonolítica que se forman en algunas islas oceánicas, por diferenciación de magmas basálticos alcalinos.

TIPOS DE ERUPCIONES BASÁLTICAS

El bajo contenido en sílice, la elevada temperatura y la baja abundancia de volátiles disueltos que típicamente presentan los magmas basálticos condicionan el que su extrusión en superficie genere fuentes de lava incandescente, que alcanzan una altura que solo excepcionalmente sobrepasa los 500 metros, o una pequeña nube eruptiva constituida por piroclastos de tamaño reducido y gas, junto con piroclastos de mucho mayor tamaño que siguen trayectorias balísticas.

Las fuentes de lava (frecuentes en Hawaii e Islandia, de ahí que se conozca a estas erupciones como de tipo hawaiano) resultan de la expulsión de una mezcla de gas y fragmentos de lava a velocidades del orden de los 100 m/s (Wilson y Head, 1981). Se forman cuando la velocidad de ascenso del magma es superior a los 0,5-1 m/s, ya que bajo estas condiciones la velocidad de crecimiento de las burbujas es muy inferior a la de ascenso del magma. En este tipo de erupciones la mayoría de los fragmentos eyectados son relativamente grandes (centimétricos a métricos), por lo que pierden poca temperatura durante su caída y cuando llegan a la superficie se acumulan y coalescen formando lavas desenraizadas que pueden llegar a viajar largas distancias. Los piroclastos de menor tamaño que se depositan en los bordes del conducto de salida, no llegan lo suficientemente calientes como para formar lavas desenraizadas, por lo que se acumulan alrededor de la boca eruptiva, dando lugar a conos de spatter o de cinder. Una pequeña fracción puede incluso depositarse a favor del viento formando mantos de tefra (Ver p. ej. Head y Wilson, 1989).

Si la velocidad de ascenso del magma es inferior a 0,5 m/s las burbujas de gas tienen tiempo para ascender, coalescer (lo que da lugar a burbujas que

excepcionalmente llegan a tener varios metros de diámetro) y acumularse en la parte superior de la columna de magma. Las explosiones de estas burbujas producen a intervalos casi regulares una nube vertical más o menos rápida (entre 30 y 250 m/s), compuesta por una mezcla de piroclastos incandescentes y gas. La nube asciende y se expande en sentido horizontal hasta alcanzar una velocidad cero. Al final del período de rápida desaceleración, la mezcla de gas y pequeñas partículas atrapa aire y forma una columna eruptiva, que se impulsa esencialmente por convección y que llega a alturas cercanas a los 200 m. En algún caso excepcional, como p. ej. en la erupción del Eldfell (en la pequeña isla de Heimaey, Islandia) en 1973, las explosiones individuales eran tan cercanas en el tiempo que generaron una pluma eruptiva sostenida que alcanzó alturas de 6-10 km (Blackburn et al., 1976). Los grandes fragmentos (mayores de 0,2 m de diámetro) arrojados dejan la nube antes de llegar al final del período de desaceleración y forman conos de cinder, a menos de 500 m del conducto de emisión. A su vez, las partículas más pequeñas (entre 1-50 mm de diámetro) son transportadas en la columna convectiva hasta alturas del orden de 200-1000 m, depositándose en un área inferior a los 10 km² de la boca eruptiva.

Los materiales emitidos en estas erupciones ligeramente explosivas, conocidas como de tipo estromboliano¹, se encuentran a menor temperatura que los generados en las erupciones de tipo hawaiano, incluso antes de la salida de la boca eruptiva. Además, experimentan mayor enfriamiento durante su permanencia en la atmósfera que los hawaianos. Por todo ello al acumularse sobre la superficie no coalescen ni se sueldan, sino que dan lugar a conos de tefra/cinder alrededor del conducto de emisión.

CARACTERÍSTICAS DE LAS LAVAS DE LAS ERUPCIONES HAWAIANAS Y ESTROMBOLIANAS

Aunque en ambos tipos de erupciones se generan coladas, la continua producción de lavas es más característica de las erupciones hawaianas, en las que solo un pequeño porcentaje del magma que extruye genera depósitos piroclásticos.

Las lavas pueden salir directamente y de forma tranquila por el conducto principal de alimentación del volcán, al final de la erupción cuando la mayoría de los

volátiles se han desprendido; formarse al rebosar el lago de lava temporal originado en el interior del cráter o en una depresión adyacente, o generarse simultáneamente con los episodios explosivos, por la acumulación de fragmentos fundidos procedentes de las fuentes de lava, como ocurre en las erupciones de tipo hawaiano. También pueden extruir por fisuras localizadas en los flancos del volcán o adyacentes a su base.

En los volcanes en los que las lavas se emiten por el conducto principal, el cono piroclástico se puede destruir parcialmente, ya que se forma un portillo (cuya morfología recuerda a una silla de montar) por donde escapan las coladas. Estas lavas pueden transportar masas más o menos importantes del material piroclástico del cono. Los autores que han observado este fenómeno (p.ej. Valentine y Gregg, 2008) han puesto de manifiesto que este material transportado puede conservar perfectamente su estratigrafía original, haber sido parcialmente disgregado o haber perdido completamente su estructura original.

Las coladas de lava que se generan en estas erupciones presentan una amplia variedad morfológica, si bien pertenecen a dos categorías principales: pahoehoe y aa. Estas palabras hawaianas fueron introducidas en la literatura científica por Dutton (1884) y, aunque inicialmente provocaron un cierto rechazo, desde hace años se utilizan por todos los autores para designar a estos dos tipos de lavas.

Las lavas pahoehoe muestran típicamente una superficie bulbosa y una corteza suave, aunque también se pueden generar otras morfologías, características de líquidos fácilmente deformables (figura 1, C-D-E). Por ejemplo, si se produce una cierta ralentización de la velocidad de desplazamiento de la colada antes de que la corteza se haya enfriado y solidificado completamente, esta se puede comprimir, plegar y arquear en la dirección del flujo, dando lugar a las denominadas lavas cordadas. A su vez, si la corteza es muy delgada, la parte inferior todavía líquida de la colada puede escapar por las fisuras y solidificar en pequeñas formaciones bulbosas e irregulares, formando lo que se conoce como lavas en tripas. Las lavas pahoehoe pueden alcanzar espesores de 1-10 m, desplazarse muchos kilómetros, especialmente si

1. Se denominan así porque el volcán Stromboli, que forma una de las islas Eólicas, al N de Sicilia, erupciona a intervalos regulares, generando este tipo de actividad.

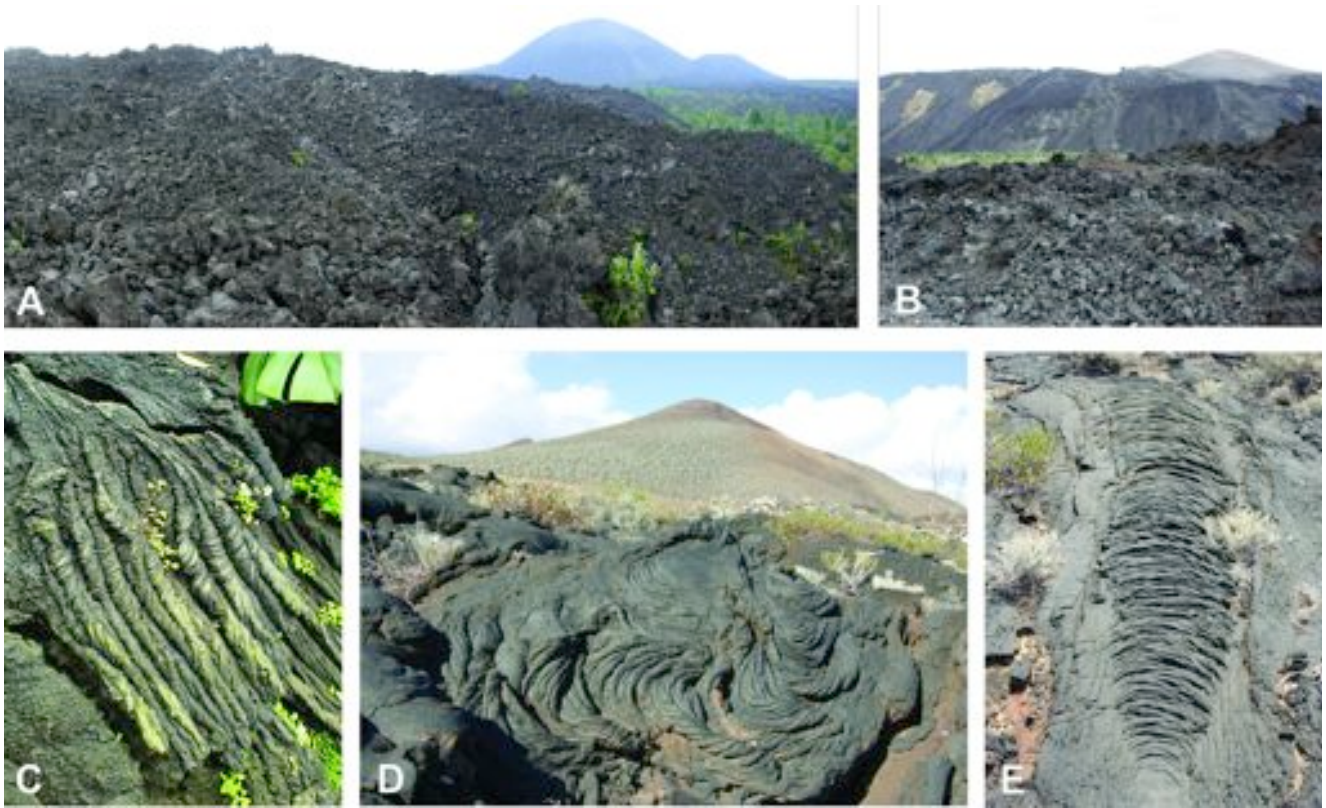


fig 1. Lavas aa del volcán Parícutín, México (A) y del volcán Teneguía, La Palma (B) y pahoehoe del volcán Xitle, México (C) y del Lajjal del Julán, en la isla de El Hierro (D y E).

son transportadas en tubos de lava, y cubrir áreas de 1-1000 km².

Las lavas aa presentan una superficie escoriácea, ya que están constituidas por bloques y clastos más o menos angulosos, que a veces están separados por fragmentos de superficie más lisa (figura. 1, A-B). Estas lavas se forman porque la corteza que se produce por enfriamiento no es lo suficientemente plástica, por lo que al ser arrastrada por el flujo subyacente todavía líquido, se fisura y fragmenta. Existen varios tipos de lavas aa (Ver p.ej. Lipman y Banks, 1987), aunque en este caso las diferencias morfológicas no son tan marcadas como en las pahoehoe. Por ejemplo, en la erupción de 1984 del volcán Mauna Loa, cerca de la zona de transición pahoehoe a aa se formaron unas lavas, a las que Lipman y Banks (1987) denominaron lavas aa en losas, que consisten en corteza de pahoehoe completamente fragmentada en losas tabulares. Asimismo en los sectores más alejados del conducto de emisión se pueden formar lavas aa en bloques, por la fragmentación de una espesa corteza. Las características de estas lavas son muy semejantes a las típicas lavas en bloque de las erupciones andesíticas, si bien la superficie de los bloques de las aa son menos suaves por la vesiculación.

En zonas algo alejadas del conducto de emisión, la sección de una colada aa muestra una parte superior y otra inferior fragmentarias, entre las que se encuentra una zona masiva y cristalina, que, según su potencia, puede desarrollar disyunción columnar. Esta estructura se origina porque cuando en la colada se alcanza un determinado umbral de viscosidad, comienza la solidificación y la formación de fragmentos escoriáceos. Estos fragmentos caen por el frente de avance de la colada y son englobados por la misma, dando lugar a las dos zonas fragmentarias superior e inferior, tan características de las lavas aa. Las coladas aa tienden a formar unidades de 10-100 m de espesor, y cubren áreas de entre 1 y 100 km².

Las principales variables que controlan la morfología de las coladas son la temperatura, la viscosidad, el volumen de magma y su velocidad de emisión, la pendiente y la velocidad de enfriamiento (Ver p. ej. Macdonald, 1953; Crisp y Baloga, 1990; Rowland y Walter, 1990 y Gregg y Fink, 2000).

En general, las lavas pahoehoe se forman a más alta temperatura, tienen menor viscosidad y su velocidad de flujo es asimismo inferior al de las lavas aa. Como desde el momento de su extrusión la superficie de una colada

comienza a enfriarse, por la gran diferencia de temperatura que existe entre la lava fundida y el medio en el que extruye, no es infrecuente que una colada se emita como pahoehoe y se transforme posteriormente en aa. Por ejemplo, en la erupción de mayo de 1997 del volcán Kilauea se observó (Cashman et al., 1999) que la temperatura inicial de la lava era del orden de los 1150°C (esto es, muy cercana a su temperatura liquidus). El rápido enfriamiento de la superficie de la colada y sobre todo la importante cristalización originada, modificaron las condiciones reológicas y provocaron que a una distancia de 1.9 km del conducto de emisión tuviera lugar la transición de lavas de morfología pahoehoe a lavas de morfología aa. En el punto de transición la temperatura en la superficie de la colada era ~1.100°C y el grado de cristalinidad del ~45%.

En lo que concierne al volumen de magma emitido, Rowland y Walker (1990) han establecido en Hawaii que cuando el volumen de lava es superior a 5 - 10 m³/s se forman lavas aa, mientras que a tasas inferiores se producen lavas pahoehoe. Dicho de otra forma, las lavas aa se generan en erupciones vigorosas con altas tasas de emisión de magma, mientras que las lavas pahoehoe se forman en erupciones en

las que se emiten bajos volúmenes de magma. Cuando se emite un elevado volumen de lava esta fluye en un canal abierto², por lo que la pérdida de calor es muy rápida y por ende su viscosidad y elasticidad se van a incrementar progresivamente. A pesar de ello la lava continúa su recorrido hasta que se alcanza un punto en el que la fragmentación de la superficie de la colada no puede ser impedida por el movimiento de la misma, momento en el que se forman lavas de morfología aa. Por el contrario, cuando el volumen de lava que se emite es pequeño la corteza que se forma en las primeras etapas de enfriamiento queda estática y la lava fluida puede cicatrizar las fragmentaciones que se pueden producir, por lo que la morfología pahoehoe se preserva intacta hasta que finaliza el recorrido de la colada. Por último, a igualdad de temperatura y viscosidad, el aumento de la pendiente favorece la formación de coladas aa en lugar de coladas pahoehoe. (Peterson y Tilling, 1980).

CANALES Y TUBOS DE LAVA

Aunque las lavas pueden avanzar desde el conducto de emisión de forma masiva y desordenada, lo más usual es que se concentren y creen su propio canal o que reutilicen uno preexistente. Estos canales de lava –que desarrollan tanto las lavas pahoehoe como las aa– se pueden definir como corrientes de lava fluida limitadas por zonas marginales de lava estática (esto es, sólida y estacionaria) (figura 2).

Las coladas de lava experimentan un severo enfriamiento desde el momento en el que emergen del conducto de emisión. En condiciones subaéreas, el enfriamiento tiene lugar por conduc-

ción, convección y radiación, si bien dadas las altas temperaturas a las que tiene lugar la erupción, la radiación es el mecanismo más importante de pérdida de calor. Esta intensa pérdida de calor provoca un incremento de la viscosidad y una disminución de la velocidad de desplazamiento de la colada por la aparición de fragmentos de lava solidificada. Durante el desplazamiento estos fragmentos se van concentrando a ambos lados de la colada, dando lugar a sendas barreras o diques (cuya morfología recuerda a las morrenas laterales de los glaciares) entre los que fluye la corriente de lava (figura 2).

Como han puesto de manifiesto numerosos autores (Ver p.ej. Lipman y Banks, 1987; Bailey et al., 2006 y Harris et al., 2009) las características de los canales y de las barreras evolucionan con el tiempo, como consecuencia de los diferentes pulsos de lava que se propagan por el canal, dando lugar a estructuras complejas. Así por ejemplo, las paredes iniciales del canal pueden ser recubiertas y recrecidas al desbordarse las lavas que posteriormente circulan por el mismo. En zonas en las que se estrecha la anchura del canal se pueden producir obstrucciones, al solidificarse la parte más superficial de la colada y acumularse fragmentos de las paredes que caen al canal. Estos obstáculos pueden ser efímeros y destruirse durante el siguiente pulso de lava, pero si decrece la eficacia del flujo de lava provocan pequeños retrocesos de la corriente de lava y ocasionalmente desbordamientos. El recubrimiento de lava dúctil de los márgenes del canal genera bancos acrecionales que se sueldan a las paredes del canal.

Cuando en un canal de lava tiene lugar

el desarrollo de una corteza continua sobre la superficie de la colada se forma un tubo de lava. Este término se puede definir como el conducto que se produce bajo la superficie de una lava solidificada (que puede ser tanto de tipo aa como pahoehoe, aunque con frecuencia se admite equivocadamente que solo se forman en lavas pahoehoe y a moderadas tasas de emisión), a lo largo del que fluye lava fundida. Aunque el paso inicial para la formación de un tubo es el desarrollo de un canal, sin embargo la corriente de lava tiene que ser sostenida durante horas a días para que se formen importantes tubos de lava.

Puesto que la corteza superficial que se forma aísla de la atmósfera la lava que fluye por el interior del tubo y, además, tanto la lava fluida como la solidificada son malas conductoras del calor (si bien tienen una elevada capacidad calorífica), la lava que circula por el tubo puede continuar fluyendo considerables distancias sin experimentar una significativa pérdida de calor. Dicho de otro modo, los tubos volcánicos representan un mecanismo efectivo para que las coladas incrementen su desplazamiento. Cuando el flujo de lava se detiene porque finaliza la erupción o por una obstrucción del propio tubo, la colada residual sigue fluyendo, dejando detrás un tubo parcial o completamente libre. Estos tubos, que en condiciones excepcionales pueden alcanzar varios kilómetros de longitud y más de 10 m de altura, constituyen en áreas como Hawai y Canarias una espectacular atracción turística.

Como han descrito numerosos autores (Ver p.ej. Greeley, 1987 y Peterson et al., 1994) la generación de la corteza

2. El elevado flujo de lava no favorece la formación de un tubo volcánico, ya que estas condiciones hacen improbable que se desarrolle una corteza abovedada sobre el canal.



fig 2. Canal de lava. Obsérvese la acumulación de fragmentos de lava solidificada (levees) a ambos lados de la colada. Esta acumulación de fragmentos forma unas barreras entre las que circula la colada de lava.

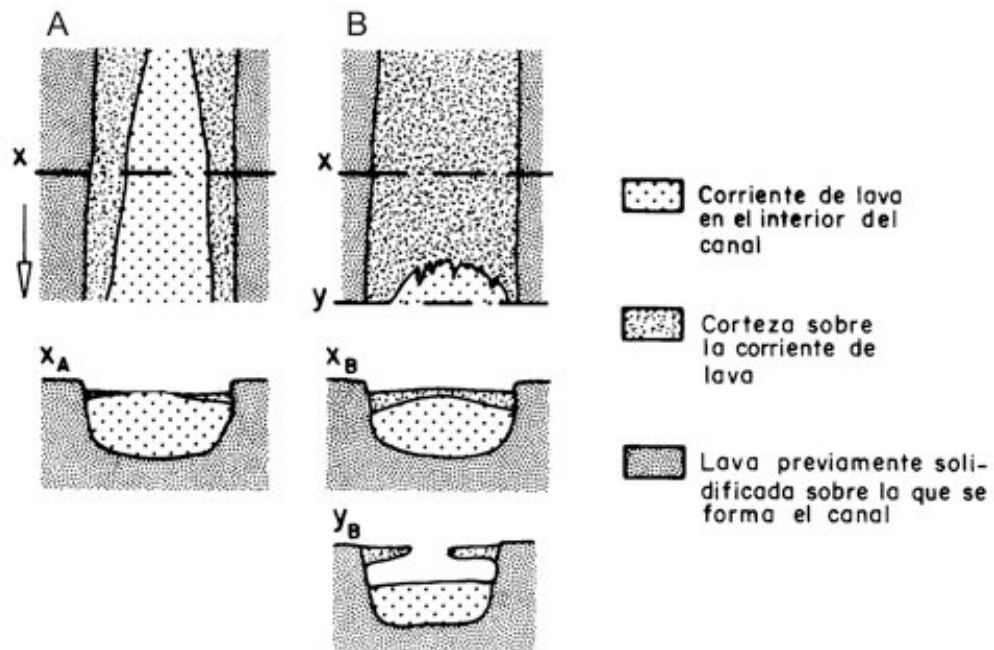


fig 3. Esquemas de los sucesivos estadios de desarrollo y evolución de un tubo volcánico generado por el crecimiento de una bóveda sólida sobre la corriente de lava (En Peterson et al., 1994).

de lava que da lugar al tubo volcánico se puede desarrollar por alguno de estos procesos: 1) por el crecimiento de una bóveda sólida sobre la corriente de lava (figura 3); 2) por la progresiva acreción de porciones marginales de lava solidificada que genera finalmente una corteza abovedada sobre el canal de lava (figura 4) y 3) por la agregación de fragmentos móviles de corteza solidificada (figura 5). Además de estos tres procesos, que están confinados a canales de lava, también se pueden formar tubos por la extensión de los lóbulos de las lavas pahoehoe cuando se desplazan sobre superficies de bajo gradiente topográfico.

En los tubos volcánicos que se generan por el primer mecanismo descrito, el crecimiento de la bóveda sólida comienza con la formación de una delgada película de lava solidificada que se adhiere a ambos márgenes del canal de lava (figu-

ra 3 X_A). Si el volumen de lava se mantiene constante, la corteza continúa su crecimiento hacia el centro del canal hasta que se unen las cortezas de los dos márgenes y se completa la bóveda (figura 3 X_B). Subsecuentemente la corteza continúa su desarrollo aumentando tanto su espesor y resistencia como su longitud. No obstante, si aumenta considerablemente el flujo de lava del canal, se pueden desprender fragmentos de corteza ya solidificada, que se desplazan libremente sobre la superficie de la colada. A su vez, si el nivel de lava que circula por el todavía incipiente tubo volcánico desciende bruscamente, se pueden producir colapsos parciales de la corteza recién formada (figura 3 Y_B), que dan lugar a ventanas (denominadas jameos en Canarias) que permiten visualizar el movimiento de la colada en el tubo, así como los procesos que se desarrollan en el interior del mismo. De acuerdo con lo que acaba de ser expuesto, la condi-

ción fundamental para el desarrollo de una corteza espesa y resistente es que no haya fluctuaciones importantes en el volumen de lava que circula por el canal.

El desarrollo de tubos por acreción de porciones marginales de lava solidificada (levees) tiene lugar cuando se producen fluctuaciones frecuentes de los niveles de lava que circulan por el canal, lo que da lugar a derrames y a spatters de lava. Como se muestra en la figura 4, los pequeños desbordamientos de lava fuera del canal producen un barniz de lava solidificada en los márgenes exteriores del canal, que aumenta su altura (figura 4 B). Cuando aquellos alcanzan una magnitud significativa se forma una relativamente gruesa capa de lava solidificada, que finalmente puede completar la corteza abovedada y cerrar el tubo (figura 4 E-F-G). Si de nuevo se produce un aumento del volumen de lava, de forma que esta rellena completamente el tubo (Fig. 4 H), se produce un importante recrecimiento de la corteza y por ende un aumento de su resistencia (figura 4 I).

Finalmente, los tubos volcánicos que se generan por agregación de fragmentos móviles de lava solidificada que flotan sobre la colada que se desplaza por un canal, inician su desarrollo a partir de la fina corteza sólida que se forma en los márgenes de la corriente de lava, que gradualmente progresa hacia el centro de la colada y que flotan sobre la superficie de la misma (figura 5 A).

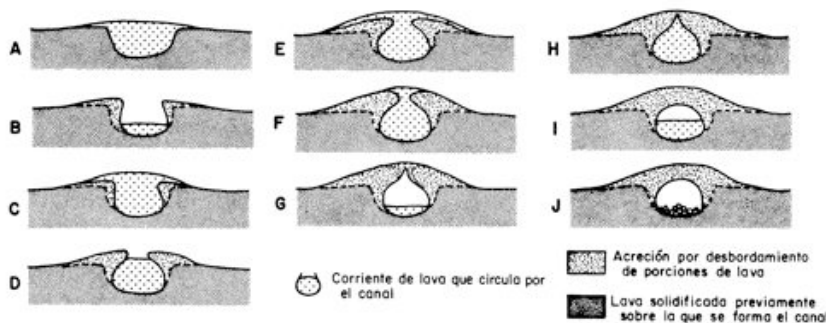


fig 4. Esquemas de los sucesivos estadios de desarrollo y evolución de un tubo volcánico generado por la acreción de porciones marginales de lava solidificada, que llega a generar una corteza abovedada sobre el canal de lava (En Peterson et al., 1994). Los sucesivos desbordamientos de la colada que circula por el canal producen el progresivo crecimiento interior y exterior de la corteza abovedada, hasta que el canal se transforma en tubo.

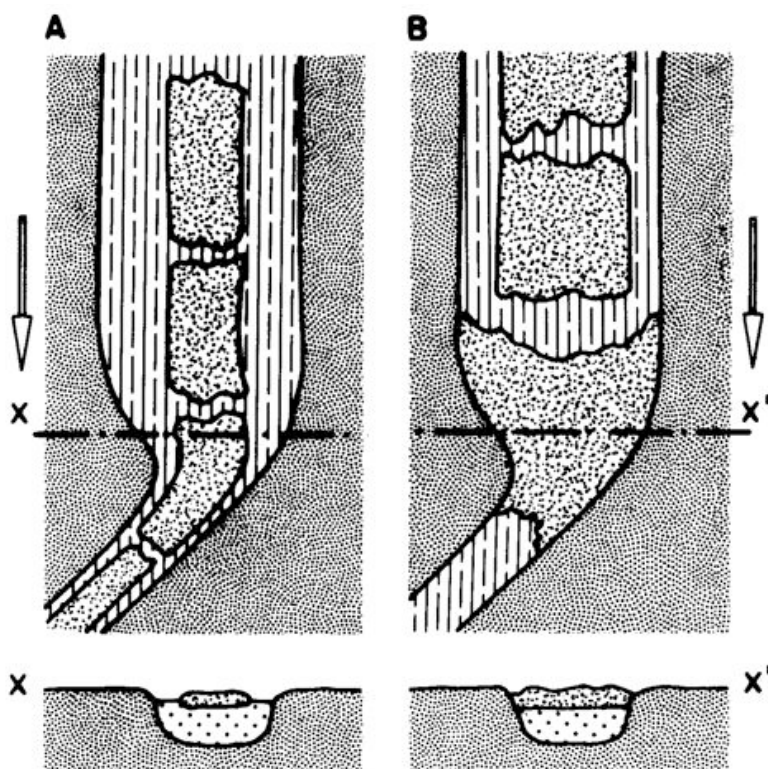


fig 5. Esquemas de los sucesivos estadios de desarrollo y evolución de un tubo volcánico generado por la agregación de fragmentos móviles de corteza solidificada (En Peterson et al., 1994). Los fragmentos móviles de corteza se forman al solidificarse la superficie de la colada y subsecuentemente desgajarse de la misma.

Inicialmente estos fragmentos de lava solidificada son flexibles y por ende susceptibles de deformarse y de deslizarse al atravesar las sinuosidades e irregularidades del canal por el que se desplazan. Sin embargo, su flexibilidad decrece a medida que aumentan su espesor y su rigidez, por lo que pueden llegar a acumularse en una zona estrecha del canal de lava, iniciando la bóveda de lo que subsecuentemente podrá llegar a ser un tubo de lava (figura 5 B). La progresiva concentración de fragmentos de corteza de lava que llegan a la zona obstruida del canal produce el crecimiento de la bóveda del tubo hacia la zona de emisión, al mismo tiempo que se puede generar nueva corteza en la parte anterior a la obstrucción, lo que provoca el crecimiento del tubo tanto hacia la parte superior como a la inferior del mismo. La formación de un tubo volcánico por este doble y combinado mecanismo tiene lugar tanto en condiciones de volumen constante como de fluctuaciones de la corriente de lava.

Se han localizado tubos de lava en casi todas las áreas de volcanismo basáltico subaéreo. En todas son muy numerosos y un alto porcentaje de coladas han sido transportadas en ellos. Así por ejemplo, los análisis fotogeológicos realizados en tres importantes volcanes

sugieren que el 30% de las lavas del Mauna Loa, el 58% de las del Kilauea y el 18% de las del Etna fueron al menos parcialmente emplazadas en tubos de lava (Greeley, 1987). También se han descrito tubos de lava en dorsales oceánicas y en los flancos y cumbres de los montes submarinos (Ver p.ej. Fornari, 1986) e incluso en Marte y en la Luna (Ver p.ej. Cruikshank y Word, 1972; Greeley, 1991 y Léveillé y Datta, 2010).

En general, los tubos de lava bien conservados están restringidos a coladas cuya edad no sobrepasa los pocos millones de años. Los generados en lavas más antiguas tienden a colapsar o a ser rellenados por sedimentos o lavas más recientes, formando sinuosas crestas y canales. Obviamente, bajo un clima frío y seco y con extremadamente bajas tasas de alteración, como ocurre en Marte, los tubos de lava pueden persistir durante mucho más largos períodos de tiempo (Léveillé y Datta, 2010).

El tubo volcánico del volcán Corona, Lanzarote

Uno de los tubos de lava más espectaculares y más complejos que se conocen es el del volcán Corona en la isla de

Lanzarote³. Este tubo volcánico, que fue descrito por Bravo (1964), Macau (1965) y Montoriol-Pous y De Mier (1969) y, más recientemente, por Carracedo et al. (2003), tiene una longitud de 7.600 m (de los que los últimos 1.600 están sumergidos) y un diámetro de hasta 25 m.

La alineación volcánica Montaña Quemada-Corona-Los Helechos se localiza en la parte NE de la isla. Su edad está comprendida entre 91.000-21.000 años (Carracedo et al., 2003) por lo que corresponde, junto con las erupciones de 1730-36 y 1824, a la etapa más reciente de la actividad volcánica de Lanzarote. De los tres volcanes citados el más antiguo de la alineación es Montaña Quemada, cuyo cono y coladas están semienterradas por las lavas del Corona; el siguiente en edad es Los Helechos y el más reciente el Corona, cuyas coladas forman espectaculares cascadas de lava en el acantilado de Famara, y hacia el E discurren entre las procedentes de Montaña Quemada y Los Helechos.

La erupción del Corona tuvo dos fases principales (Carracedo et al., 2003). Un episodio inicial, en el que se construye el cono y se forman importantes depósitos de lapilli en una extensa área alrededor del centro de emisión, y un segundo episodio en el que se generan primero lavas basálticas muy fluidas con morfología pahoehoe, emitidas por fisuras localizadas en el flanco SE del cono, y subsecuentemente un significativo volumen de lavas más viscosas de tipo aa. Estas últimas coladas salieron del cráter y se extendieron hacia el N y el E, si bien alguna lengua se derramó en cascada por el acantilado de Famara.

El tubo volcánico del Corona se formó en las lavas iniciales (C1 de la figura 1 de Carracedo et al., 2003). Comienza en una fisura del flanco E del cono, sigue un trazado sinuoso que se visualiza muy bien por los abundantes desplomes de su bóveda (la denominada Ruta de los Jameos) y termina 1,6 km mar adentro a una profundidad de más de 80 m. En la parte subaérea del tubo las secciones realizadas primero por Bravo (1964) y posteriormente por Montoriol-Pous y De Mier (1969) ponen de manifiesto la complejidad de esta estructura, con varias cornisas, que indican los diferentes cambios de nivel que alcanzaron las lavas que circularon por el tubo. En las zonas en las que las cornisas alcanzaron un buen desarrollo

3. Una relación de los más importantes tubos de lava de las Islas Canarias y de otras áreas volcánicas se puede encontrar en Gulden (2012).

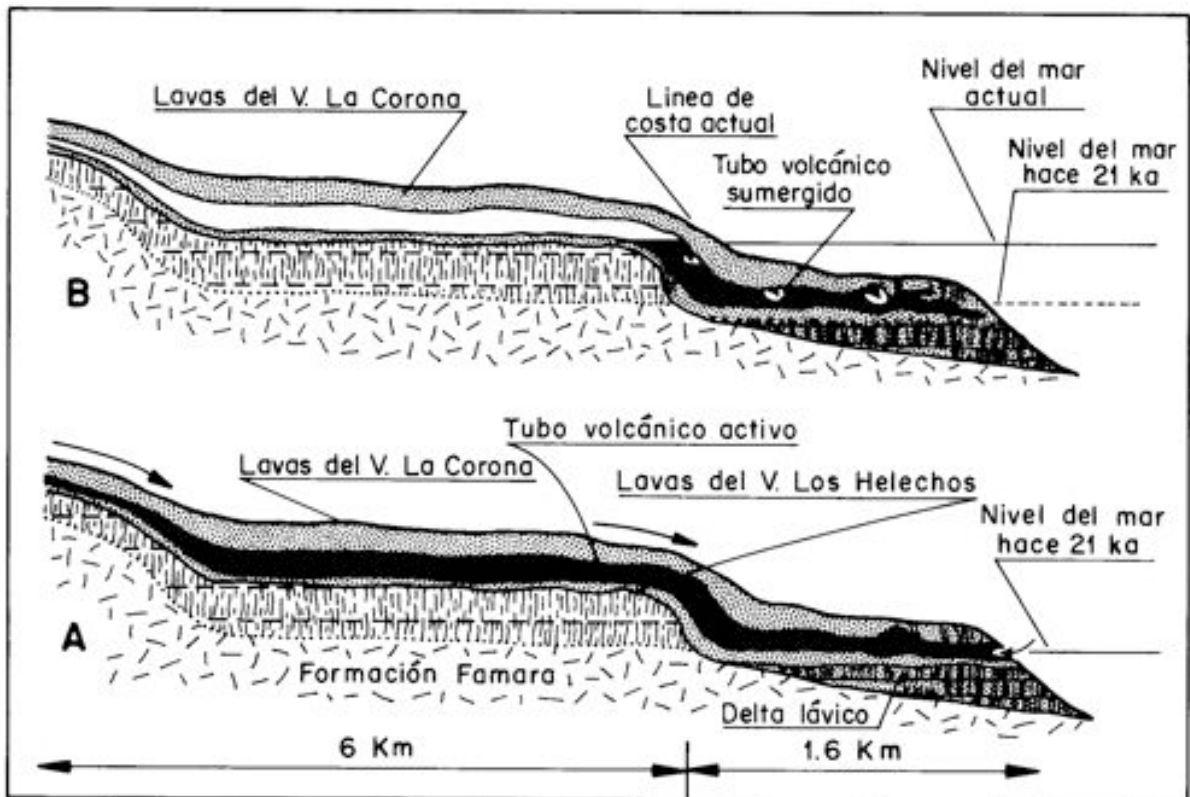


fig 6. Evolución temporal del tubo volcánico del volcán Corona, según Carracedo et al. (2003). De acuerdo con estos autores, la inundación de la parte submarina del mismo se produjo durante la transgresión marina que tuvo lugar hace 21.000 años.

se unieron ambos lados dando lugar a secciones del tubo con doble techo. Tanto en el techo del sector subaéreo como en el del sumergido son frecuentes las estalactitas (algunas con la típica forma en “diente de tiburón”), las gotas de lava, etc. El tubo termina en una amplia cavidad de 10 x 10 m, que probablemente se formó por la interacción lava-agua del mar al alcanzar el tubo la costa.

La hipótesis más reciente sobre la formación de este tubo volcánico es la propuesta por Carracedo et al. (2003). Según estos autores, las coladas de lava arrojadas hace más de 90.000 años por los volcanes Montaña Quemada y Los Helechos formaron una extensa plataforma lávica sobre la rasa excavada en el escudo Mio-Plioceno de Famara. Las lavas iniciales del Corona (C1) fluyeron posiblemente encajadas en algún barranco excavado en el contacto entre las lavas de Montaña Quemada y Los Helechos, lo que favoreció su canalización y la formación del tubo volcánico. El tubo volcánico discurriría siguiendo el cauce del barranco y llegaría a la costa, que estaría situada a 1.600 m de distancia de la actual y unos 80-100 m más baja. Finalmente, el ascenso del nivel del mar en el presente interglacial dejaría el tubo volcánico sumergido hasta su nivel actual.

De acuerdo con la hipótesis propuesta por Carracedo et al. (2003), la porción submarina del tubo volcánico del Corona no se generó en este contexto y por ende no penetró en el mar hasta profundidades del orden de los 80 m, sino que se desarrolló en condiciones subaéreas y subsecuentemente quedó inundado en la transgresión marina posterior (figura 6). Son argumentos a favor de esta idea el que las diversas coladas del Corona que llegan al mar no muestran las estructuras que típicamente se forman cuando las lavas interactúan con el agua del mar, tales como pillow y hialoclastitas que se apilan para formar un delta de lava, así como el que las edades radiométricas obtenidas para las lavas del Corona coinciden con el último máximo glacial.

REFERENCIAS

Bailey, J.E., Harris, A.J.L., Dehn, J., Calvari, S. & Rowland, S.K. (2006). The changing morphology of an open lava channel on Mt. Etna. *Bull. Volcanol.*, 68, 497-515.

Blackburn, E.A., Wilson, L. & Sparks, R.S.J. (1976). Mechanism and dynamics of strombolian activity. *J. Geol. Soc. London*, 132, 429-440.

Bravo, T. (1964). *El volcán y el malpaís de La Corona. La “Cueva de los Verdes” &*

- los "Jameos". *Public. Cabildo Insular de Lanzarote*, 31 págs.
- Carracedo, J.C., Singer, B., Jicha, B., Guillou, H., Rodríguez-Badiola, E., Meco, J., Pérez-Torrado, F.J., Gimeno, D., Socorro, S. & Laínez, A. (2003). La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 59, 277-302.
- Cashman, K.V., Thornber, C. & Kauahikaha, J.P. (1999). Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of pahoehoe lava to aa. *Bull. Volcanol.*, 61, 306-323.
- Crisp, J. & Baloga, S. (1990). A model for lava flows with two thermal components. *J. Geophys. Res.*, 95, 1255-1270.
- Cruikshank, D.P. & Wood, C.A. (1972). Lunar rilles and hawaiian volcanic features: Possible analogues. *The Moon*, 3, 412-447.
- Dutton, C.E. (1884). *Hawaiian volcanoes*. U.S. Geol. Surv. 4th Ann. Rept. 75-219.
- Fornari, D.J. (1986). Submarine lava tubes and channels. *Bull. Volcanol.*, 48, 291-298.
- Goepfert, K. & Gardner, J.E. (2010). Influence of pre-eruptive storage conditions and volatile contents on explosive Plinian style eruptions of basic magma. *Bull. Volcanol.* 72, 511-521.
- Greeley, R. (1987). The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. En: *Volcanism in Hawaii* (R.W. Decker, T.L. Wright & P.H. Stauffer, edits.). U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350, 1589-1602.
- Greeley, R. (1991). Lava tubes in the Solar System. 6th. Intern. Symposium on Vulcanospeleology, 223-230.
- Gregg, T.K.P. & Fink, J.H. (2000). A laboratory investigation into the effects of slope on lava flow morphology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 96, 145-159.
- Gulden, E. (2012). Worlds longest lava tubes. <http://www.caverbob.com/lava.htm>
- Harris, A.J.L., Favalli, M., Mazzarini, F. & Hamilton, C.W. (2009). Construction dynamics of a lava channel. *Bull. Volcanol.*, 71, 459-474.
- Head, J.W. & Wilson, L. (1989). Basaltic pyroclastic eruption: Influence of gas-related patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37, 261-271.
- Léveillé, R.J. & Datta, S. (2010). Lava tubes and basaltic caves as astrobiological targets on Earth and Mars: A review. *Planetary and Space Sci.*, 58, 592-598.
- Lipman, P.W. & Banks, N.G. (1987). Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984. En: *Volcanism in Hawaii* (R.W. Decker, T.L. Wright & P.H. Stauffer, edits.). U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350, 1527-1567.
- Macau, F. (1965). Tubos volcánicos en Lanzarote. *La Cueva de Los Verdes*. An. Estudios Atlánticos, 11, 1-27.
- Macdonald, G.A. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. *Amer. J. Sci.*, 251, 169-191.
- Montoriol-Pous, J. & De Mier, J. (1969). Estudio morfogénico de las cavidades volcánicas desarrolladas en el malpais de La Corona. *Rev. Espeleología*, 22, 542-563.
- Peterson, D.W. & Tilling, R.I. (1980). Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea volcano, Hawaii: Field observations and key factors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 271-293.
- Peterson, D.W., Holcomb, R.T., Tilling, R.I. & Christiansen, R.L. (1994). Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, 56, 343-360.
- Rowland, S.K. & Walker, G. (1990). Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull. Volcanol.*, 52, 615-628.
- Valentine, G.A. & Gregg, T.K.P. (2008). Continental basaltic volcanoes. Processes and problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177, 857-873.
- Wilson, L. & Head, J.W. (1981). Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.*, 86, 2971-3001.