

Cavidades volcánicas de Canarias

Tipos y génesis

Sergio Socorro

Museo de Ciencias Naturales del Cabildo de Tenerife

Cuando en una erupción volcánica se emite una colada de lava lo suficientemente fluida como para recorrer un terreno ligeramente inclinado, la superficie de la colada al entrar en contacto con el aire más frío tiende a solidificar configurando una cubierta rígida que aísla el flujo de lava líquida que continua discurriendo por el interior. En las coladas, este fenómeno ocurre con mucha frecuencia y la corriente interna de lava puede recorrer grandes distancias, fluyendo solamente por el interior de esta estructura en forma de tubo. La costra de lava solidificada en contacto con el aire exterior formará el techo del tubo volcánico, y progresivamente, el aporte de lava irá descendiendo y empezará a formarse la cavidad entre el techo y el río incandescente. Las características y dimensiones que alcanzará el tubo volcánico dependerán del tiempo que esté activo y de muchos otros parámetros, formando una o varias galerías, o redes interconectadas. En Canarias las cavidades volcánicas son muy numerosas y variadas, y Don Telesforo Bravo tenía un particular interés por estas singulares formaciones geológicas.

Don Telesforo, mi primer maestro en tubos volcánicos

Mucho se ha hablado y escrito sobre la exquisita personalidad de Don Telesforo Bravo, o de lo sencillo y generoso que era como persona y como maestro. En estas líneas iniciales trataré de recordar brevemente su figura y

las vivencias que tuvimos juntos. Lo conocí cuando cursaba el primer año de carrera en la universidad de La Laguna, en lo que por aquellos años se llamaba el selectivo de Ciencias. Fui uno de los privilegiados a los que nos impartió clases de Geología. Después continué mis estudios de Ciencias Biológicas en Barcelona, pero mantuve mi afición a la Gea realizando consultas en la biblioteca de la facultad de Ciencias Geológicas, desde donde fui siguiendo las publicaciones que se realizaban sobre Canarias.

Al regresar de Barcelona, en 1980, mi primer contacto con Don Telesforo (o Don Tele, como cariñosamente lo llamábamos) fue al invitarlo a participar, después de la proyección de un audiovisual que había realizado sobre La Palma, en una mesa redonda sobre el agua en la Caldera de Taburiente. Don Telesforo acudió con otros invitados. En ese acto me comentaron que estaba impartiendo una asignatura optativa en la facultad de Biología sobre Geografía Física Canaria. La presentación de este audiovisual también me abrió las puertas al profesor Wolfredo Wildpret con el que he mantenido una fecunda colaboración desde aquella fecha.

A las clases de Geografía Física Canaria de Don Tele, asistí como libre oyente durante dos años consecutivos, y hubiera continuado asistiendo, de no ser que a Don Tele le llegó la hora de la jubilación tras cumplir el período

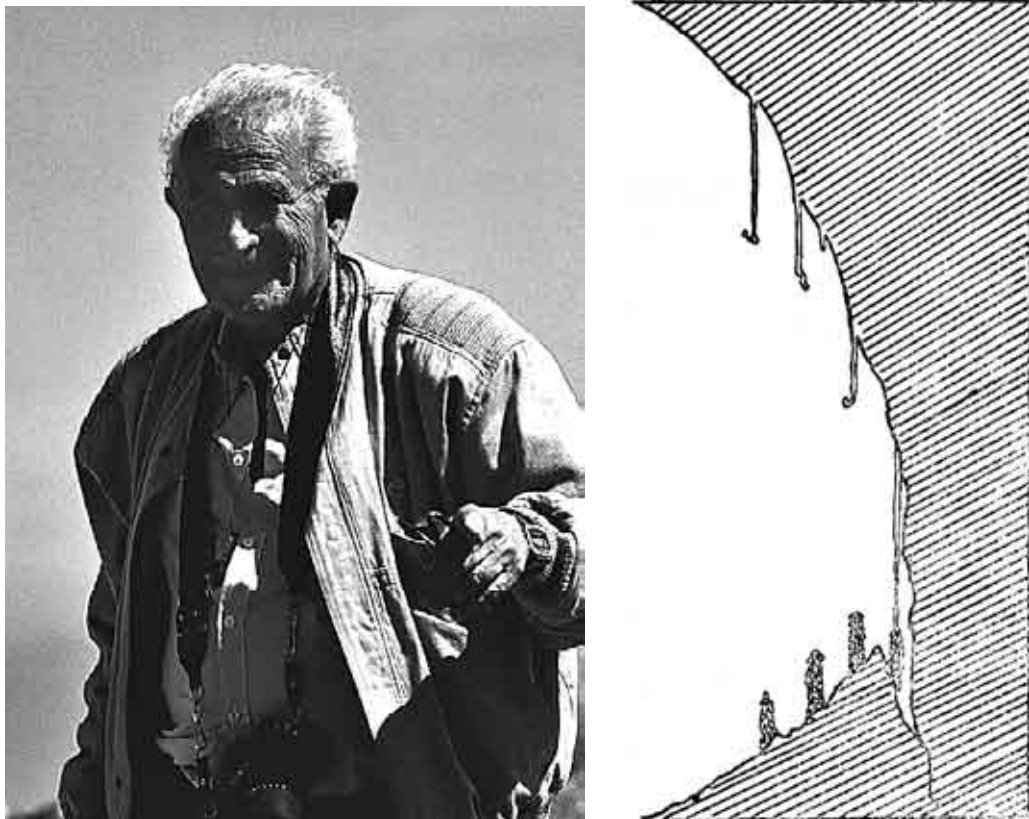


Fig. 1. Don Telesforo, en abril de 1987, durante un curso de campo que impartió en Fuerteventura. El dibujo aparece en la pg. 157 del primer tomo de su geografía (Bravo 1954). En ella introduce el término “estafilito”, ampliamente mal utilizado desde entonces. El significado etimológico es “racimo de piedra”, y se refiere exclusivamente a las estalagmitas de lava de la parte baja del esquema, formadas por el acumulo de gotas lávicas procedentes de las estalactitas (ver Figs. 30 a 32).

como profesor emérito. En esas clases tuve la oportunidad de conocer a José Esquivel, espeleólogo muy activo que estaba iniciando sus investigaciones en biología subterránea.

Me fui convirtiendo poco a poco en uno de sus discípulos y en su amigo. Don Telesforo me abrió las puertas de su casa, donde nos pasábamos tardes enteras viendo diapositivas sobre las cavidades exploradas, intercambiando observaciones, o verificando traducciones de publicaciones extranjeras. La mayoría de las fotos de este artículo, y muchas otras, las tomé como pares estereoscópicos y formaron parte de muchas de las discusiones que mantuve con él.

Este conjunto de observaciones, exploraciones y material divulgativo, que presentamos en este artículo, fue utilizado previamente en la exposición itinerante *'Laberintos de lava, las cuevas volcánicas de Canarias'*, realizada por el autor para el Museo de Ciencias Naturales de Tenerife en 1988-1989, en la que Don Telesforo figura como asesor científico.

Fluidos y lavas

La lava es un fluido con una gran cohesión interna y, por lo tanto, no se comporta como el agua, que tiende a fluir indefinidamente por su nula resistencia interna. Además, la viscosidad lávica puede variar con mayor o menor rapidez, por ejemplo, si se enfría o desgasifica. Gran parte del movimiento de este fluido es debido al empuje de la lava que continua saliendo desde la boca eruptiva; si el aporte se interrumpe, la colada puede detenerse incluso en pendientes muy acusadas. La cohesión interna de la lava también es la responsable de que en zonas llanas puedan formarse coladas de gran espesor. Si se comportara como el agua, se extendería mucho más y el espesor se reduciría.

Podemos resumir las características de su movimiento diciendo que depende de muchos factores propios como son la composición, temperatura, viscosidad,



Fig. 2. Ondas de empuje en una colada fonolítica en bloques de las Cañadas del Teide. Estas lavas son muy viscosas y avanzan mientras continúe el empuje de nuevo material vertido desde la boca eruptiva.



Fig. 3. Contraste de superficie “pahoehoe” y “aa”: corresponden a episodios de la misma colada con 2 o 3 días de diferencia. Este detalle del canal de lava de la erupción de 1824 en Timanfaya (Lanzarote), muestra lo diferentes que pueden quedar la superficies lávicas según la temperatura, desgasificación y fluidez con que se movían.



Fig. 4. Canal de Lava. Es frecuente que los flujos de lava puedan canalizarse, es decir, que en los bordes de la corriente queden partes retenidas que poco a poco aíslan y facilitan el flujo de la corriente central.

proporción de cristales en suspensión y gases disueltos. Naturalmente, muchas de estas propiedades derivan del magma originario, pero otras van cambiando constantemente, y a veces con gran rapidez. La temperatura tiende a bajar, los gases disueltos a escapar y la cristalización de minerales a aumentar. Por lo tanto, una vez las lavas se han “derramado” tienden a incrementar permanentemente su viscosidad y resistencia al flujo hasta que se detienen.

A estos factores internos podemos añadir otros externos y estructurales. Por ejemplo, cuanto mayor sea la pendiente, más fácil es que estos fluidos formen un canal, es decir, que en los bordes de la corriente queden partes retenidas que poco a poco aíslan y facilitan el flujo de la corriente central. En el caso de los flujos lávicos, los canales pueden llegar a “techarse” y convertirse en tubos volcánicos por cuyo interior la lava discurre aislada térmicamente. Al concluir la erupción, la lava del interior de estos conductos sigue bajando y los deja vacíos.

Coladas pahoehoe

Otro factor estructural importantísimo para poder entender la formación y desarrollo de los tubos laberínticos como el de la Cueva del Viento, es lo que los geólogos denominan “flujos de lava pahoehoe” (término hawaiano que hace referencia a superficies lisas).

Hay un conjunto de condiciones físico-químicas que hacen que la lava se mueva de esta forma tan particular. No sólo condiciones de la propia lava en sí,



Fig. 5. Derrames lávicos con lavas cordadas, El Hierro. En las coladas “pahoehoe” se establece, en general, una costra que aísla térmicamente el interior. Pero esta corteza se fractura con frecuencia y surgen borbotones de lava que se derraman y enfrían con rapidez a la vez que pueden retorcerse como cuerdas. Las lavas cordadas era uno de los temas fotográficos predilectos de Don Tele. En las clases, no se cansaba de ponernos diapositivas de estas esculturas de la Naturaleza.



Fig. 6. Túmulo. Cuando la costra de un flujo “pahoehoe” se consolida, la presión interior puede resquebrajarla y convertirse en una nueva surgencia de derrames lávicos. El Hierro.

como la gran fluidez necesaria, sino de las condiciones eruptivas. Por ejemplo, si la cantidad de lava emitida por unidad de tiempo es mucha, y supera un umbral, la colada no funcionará como “pahoehoe” aunque sea fluida, sino que lo hará como flujo “aa” caracterizado porque toda la masa lávica se mueve prácticamente en un cuerpo único con el desarrollo de una importante escoria superficial caótica de difícil tránsito (de donde deriva el término “aa”) y el posterior desarrollo de una disyunción columnar del cuerpo principal de la masa lávica. La disyunción, que da lugar a columnas verticales por contracción térmica, se desarrolla en dos direcciones independientes: de la superficie exterior hacia abajo y desde el contacto con el suelo hacia arriba. La pérdida de calor a través del suelo es mucho menos eficaz, de forma que las columnas inferiores son menores que las superiores.

Hecho este preámbulo, hay que señalar que el mecanismo “pahoehoe”, además de complicado, parece “cosa de magia” pues depende de un equilibrio muy delicado que en cualquier momento puede desbaratarse y pasar a flujo “aa”. El mecanismo de este movimiento se materializa en multitud de pequeños derrames de menos de un metro cúbico hasta 2-5 m³, que surgen de la costra superficial del flujo lávico en permanente movimiento inestable, que provoca fracturas por donde surgen estos derrames, cada uno de los cuales se enfría en cuestión de minutos, pudiendo retorcerse y formar las vistosas y características lavas cordadas.

Esta sucesión de derrames va conformando una costra continua, cada vez más consolidada por los múltiples elementos engarzados entre sí, que aísla térmicamente la masa incandescente interior, donde el fluido sigue moviéndose



Fig. 7. Típico aspecto de un **tubo laberíntico**. Cueva de Felipe Reventón. Icod de los Vinos, Tenerife.

y definiendo zonas de flujo preferente que se convertirán en los conductos principales de estos laberintos subterráneos.

Volviendo a la variable “tasa eruptiva”, podríamos decir que ésta condiciona los flujos de lava. Un flujo “pahoehoe” requiere “calma y sosiego”, de manera que si la cantidad de lava es demasiado grande, la corriente se ve obligada a moverse en bloque y forma una colada “aa”.

Las coladas pahoehoe se inflan

Para complicar el mecanismo aún más, si cave, está demostrado por fotografía a intervalos, y otras mediciones, que la costra de los flujos “pahoehoe” mantiene una cierta plasticidad durante horas, en lo que sería el frente de lava, lo que permite que el aporte de lava líquida continúe bajo la costra en formación, a la vez que todo el conjunto se va inflando. Al final, la superficie exterior puede elevarse varios metros.

De esta forma tan compleja se va moviendo el frente de lava de un flujo “pahoehoe”, con mucha mayor lentitud que un flujo “aa”. “Aguas arriba” van quedando configurados los tubos y conductos subcostra que alimentan al frente de lava. La colada, en conjunto, puede expandirse en forma de abanico a la vez que los propios conductos van progresando y ramificándose.

En el curso del inflado de lo que en un momento dado es el frente de la colada, los primeros conductos formados derivan en tubos principales. Al continuar el inflado en un sector dado, se pueden formar tubos secundarios a alturas mayores que los conductos principales y comunicados con estos.

Tubos volcánicos – tubos de canal

Los tubos de lava constituyen el principal tipo de cavidad volcánica. Si bien el proceso más simple que explica su formación es fácil de entender, existen otras variantes en los que la naturaleza da muestra de su infinita “imaginación”. Simplificando podríamos hablar de dos tipos de tubos: los de canal y los laberínticos

Según las condiciones de un flujo de lava, es frecuente que la corriente se canalice, es decir, que poco a poco se formen bordes sólidos a ambos lados de la colada, límites que, a su vez, pueden recibir sucesivas oleadas de lava, al desbordarse la corriente. Este proceso en el que se desarrollan los laterales del canal, unido o no, a que se forme una costra sólida en el “techo” de la corriente en contacto con el aire, hacen que una vez quede conformada una cubierta sólida continua, esta tenga un efecto de aislante térmico, que mantiene el material fundido interior a alta temperatura. Cuando concluye la erupción, la lava sigue bajando hasta dejar los conductos vacíos.

Podríamos resumir el proceso en los siguientes pasos (Fig. 9):

- Emisión de una colada, preferentemente muy fluida
- La colada puede canalizarse
- Unión de los bordes del canal o desarrollo de una costra sólida que aísla térmicamente
- Termina la erupción. La lava sigue bajando y se vacía el tubo

El resultado de este tipo de tubo suelen ser cavidades de gran sección, normalmente más altas que anchas, con un único ramal, que en ocasiones puede tener alguna bifurcación cuyos brazos pueden volver a unirse corriente abajo.



Fig. 8. La cueva de Los Verdes es el modelo por antonomasia de tubo formado a partir de un canal de lava. En las paredes se observan dos pares de cornisas simétricas.

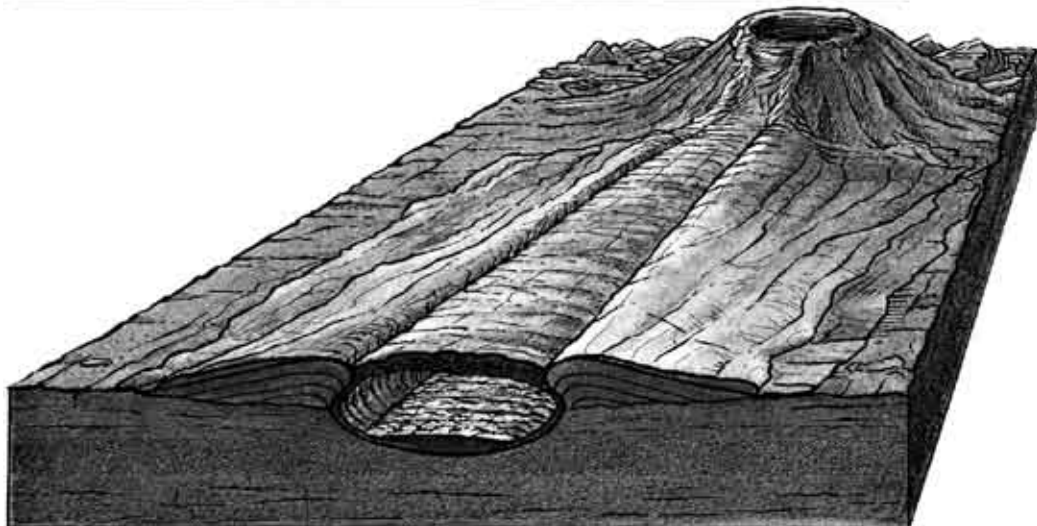
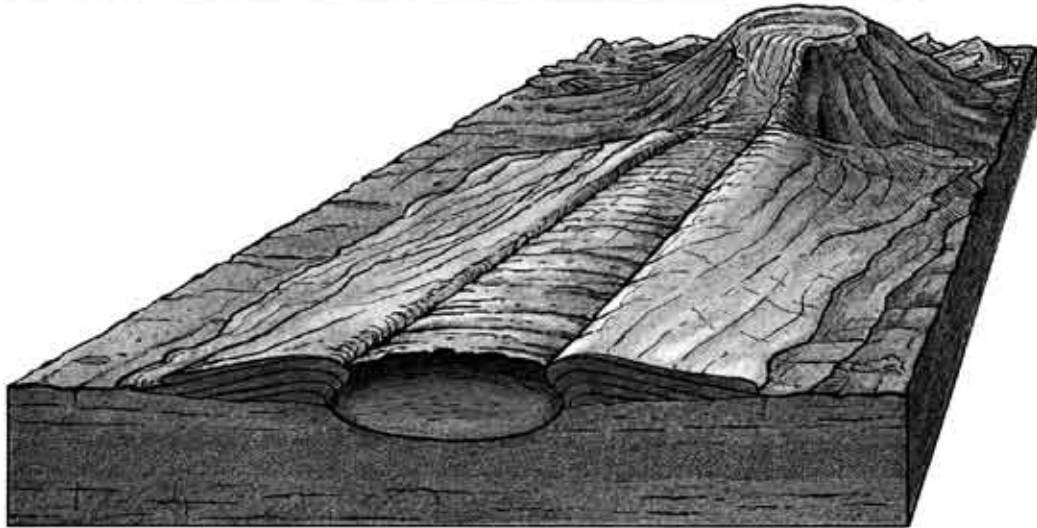
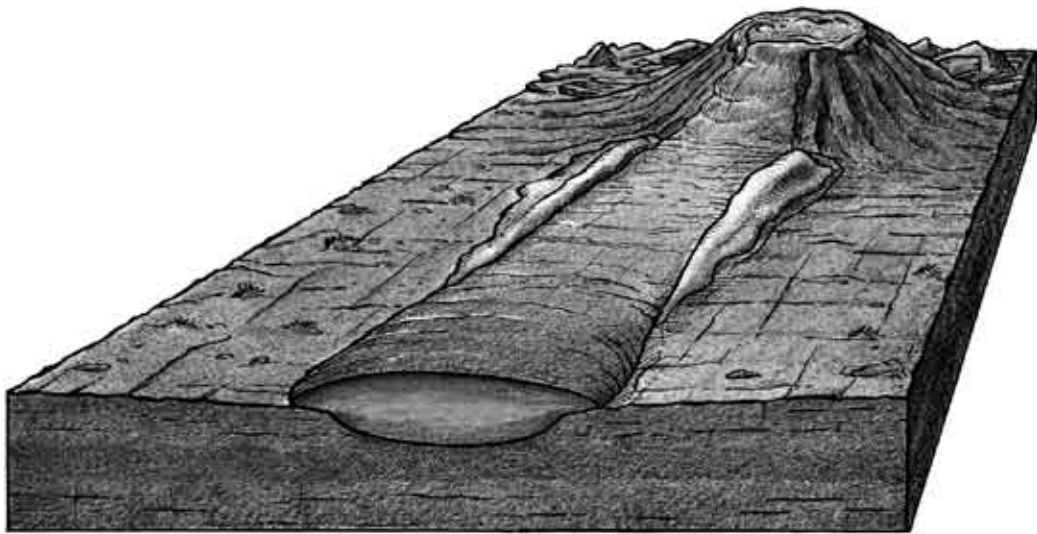


Fig. 9. La clave para que se forme un tubo volcánico es que la fluidez se mantenga un período prolongado. En el caso más sencillo de tubo, el originado a partir de un canal de lava, una vez se desarrolla la costra sólida, ésta aísla térmicamente la lava del interior. Cuando termina la erupción, la lava líquida del tubo sigue descendiendo por la pendiente hasta dejar el conducto vacío en mayor o menor medida.



Fig. 10. La Cueva de Todoque, formada en la erupción palmera de 1949, es otro ejemplo de tubo originado a partir de un canal de lava que se “techa”.

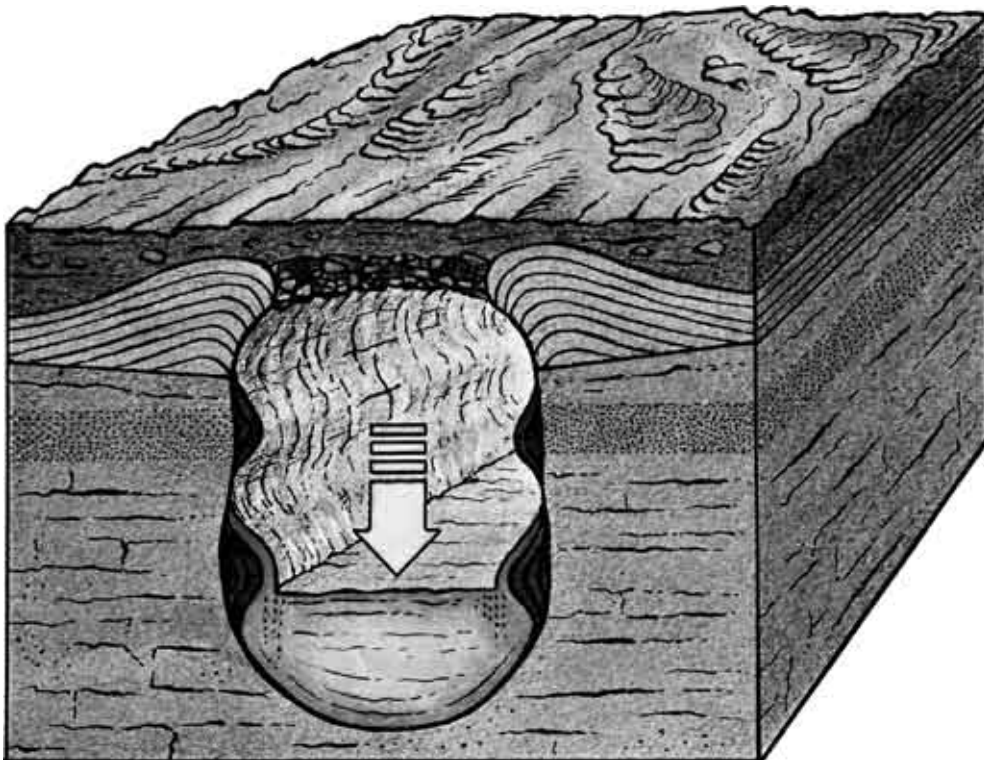


Fig. 11. Las cornisas, (abultamientos longitudinales de la pared), son frecuentes en las cuevas que se originan a partir de un canal. La oscilación del nivel de lava alrededor de una altura, hace que crezcan adosadas a las paredes estas estructuras formadas por diversas capas que se van añadiendo en cada oscilación.



Fig. 12. Las cornisas pueden llegar a crecer hasta unirse como sucede en la sala del auditorio de la Cueva de los Verdes, a la que corresponde también el esquema inferior.

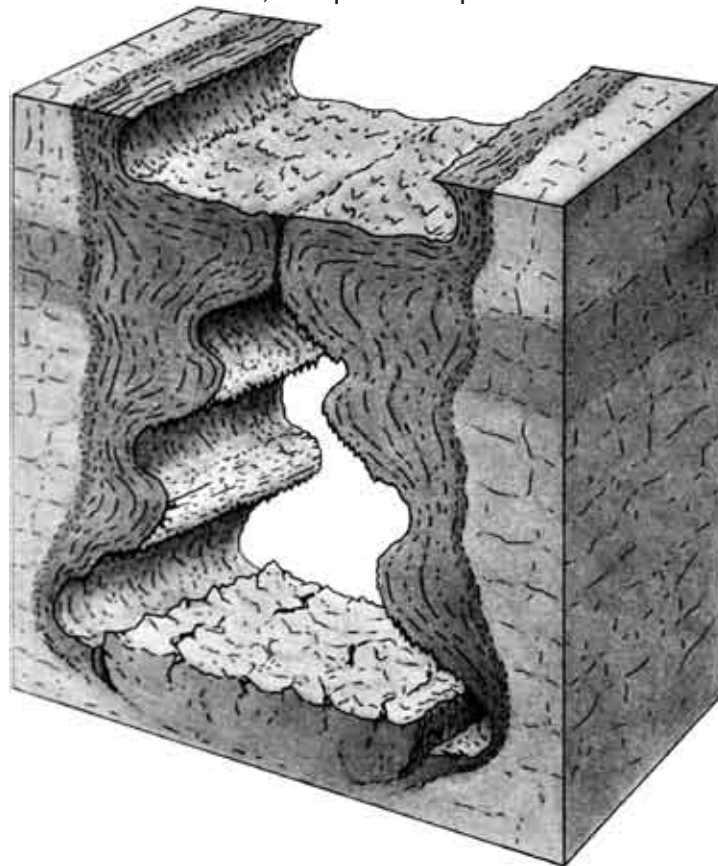


Fig. 13. Diagrama representativo del auditorio de la Cueva de los Verdes (según Bravo 1964, ligeramente modificado). El esquema ilustra una de las secciones más espectaculares que se pueden observar en un tubo de canal. Las cornisas superiores están soldadas y originaron pisos superpuestos.



Fig. 14. En la concavidad de las curvas, la fuerza centrífuga hace crecer en mayor medida el espesor de las cornisas. Cueva de los Verdes.

En los ejemplos que tenemos descritos en Canarias, no existen bifurcaciones, ya sea por la gran pendiente del terreno o por otras razones, pero sí es frecuente que formen pisos superpuestos desarrollados en el propio interior del conducto original (Figs. 12 y 13).

El caso más paradigmático en Canarias, es la Cueva de Los Verdes y Los Jameos, también estudiada por el Profesor D. Telesforo Bravo (Fig. 13, Bravo 1964). En nuestras exploraciones encontramos pruebas de que en el caso de la cueva de Los Verdes, la lava ocupó el interior de un antiguo barranco, de forma que el mayor espesor de lava propició el desarrollo subsiguiente de un canal con sus rebosamientos laterales y unión final de ambos bordes.

Hay segmentos del tubo en el que se encuentra desprendido el “forro de lava” interior, de manera que podemos ver las paredes del barranco originario; incluso algunas formas de erosión y coladas alteradas por su exposición al sol, mostrando fracturación en “grano de millo”.

Una vez la corriente quedó encerrada con una cubierta externa, en el interior se repitieron fenómenos parecidos a la formación de los canales (bordes por rebosamiento) que originan enormes abultamientos en las paredes que conocemos como cornisas. Su estructura interna muestra numerosas capas, como una cebolla, producto de las sucesivas oscilaciones del nivel de lava entorno a un nivel medio (Fig. 11).

En Tenerife existen ejemplos de este tipo de cavidades desarrolladas en lavas evolucionadas, incluso en fonolitas, lo cual parece un contrasentido pues siempre se había pensado que era necesario partir de una lava basáltica muy fluida. Un ejemplo de este tipo sería la Cueva de Chío (Carracedo *et al.* 2008).

Tubos en flujos pahoehoe – tubos en “lagos de lava”

El concepto de colada o flujo “pahoehoe” tiene una serie de connotaciones geológicas que hemos tratado al principio, para ahora desarrollar el tema de las cavidades en sí. Se comprende mejor lo que sucede en este tipo de coladas de lava, si subdividimos las cavidades laberínticas en dos tipos:

- Tubos en lagos de lava
- Tubos laberínticos propiamente dichos

En el primer caso, no nos referimos a lagos de lava en sentido estricto, pero si resultan ser una imagen mental válida para imaginar grandes extensiones de terreno, de poca o nula pendiente, en donde pueden ir acumulándose enormes volúmenes de lava. La principal cavidad, que utilizamos para explicar este modelo, sería la cueva de los Naturalistas, sita en el centro geográfico de Lanzarote.

Dicha cavidad se formó a partir de una de las últimas bocas de la erupción de 1730-36. La lava se “derramó” y extendió en una zona muy plana cercana a Masdache. Sólo existía una vía de drenaje con una ligera pendiente en dirección a Mozaga, donde hay otro segmento de cavidad con las mismas características. Tras esta población, la corriente se dividió en dos ramales, uno hacia el norte, en dirección a Famara, prácticamente cubierto de jable, y otro en dirección sur, hacia Arrecife.

En los sectores en los que la corriente se movía siguiendo una ligera pendiente, la superficie de la colada tiene la morfología típica “pahoehoe”, con numerosos derrames y lavas cordadas. En cambio, la superficie de la zona que podríamos considerar “lago de lava” tiene numerosas particularidades. Haciendo un recorrido por todo el denominado malpaís de Tizalaya (o de Masdache) podemos imaginar las diversas vicisitudes que sufrió esta particular



Fig. 15. Aspecto del “lago de lava” en Masdache. La lava de una de las bocas eruptiva de 1736 se fue acumulando en la zona central de Lanzarote formando un extenso lago de lava que sólo se drenaba, poco a poco, en dirección a Mozaga.



Fig. 16. El aspecto y sección de los tubos desarrollados en lagos de lava se caracteriza por ser muy ancho y de sección elíptica.

masa de lava.

- Lago de lava “ideal”. Se conservan extensiones que podríamos considerar el lago de partida. En éstas, la superficie es prácticamente horizontal, pero los grandes planchones de lava (diámetro de unos 7 m) se disponen con fracturas entre ellos (debido a la contracción térmica) y cada unidad forma una ligera curvatura hacia el exterior; vendría a recordar los ojos facetados de un insecto, a modo de numerosas “cúpulas” adosadas entre si, pero en nuestro caso individualizadas por las fracturas que separan las distintas cúpulas. Debieron formarse cuando las placas todavía mantenían una cierta plasticidad y se inició la desgasificación del basalto (piedra molinera). La acumulación de burbujas produciría el efecto de dilatación que curvaría las placas, a pesar de la contracción térmica.
- Placas en posición vertical. En muchos lugares de la frontera del lago podemos imaginar los formidables empujes a que se vieron sometidos estas placas de lava flotantes. Hay buenos ejemplos en la entrada a Mozaga, donde las placas se vieron arrastradas y acumuladas en posición vertical.
- Zonas hundidas. Se observan “islas” de unos 20-60 m de diámetro en los que las placas horizontales se encuentran hasta 4 m más profundas que el terreno circundante.
- Zonas desplomadas. Áreas alargadas, de unos 10 m de anchura, donde los fragmentos forman un caos de bloques; corresponden a zonas en las que se hundió algún sector de la cavidad volcánica subyacente.
- Sectores con “lavas cordadas gigantes”. Dado que el movimiento de la lava en el lago tenía sus propias particularidades, se observan ejemplos, de hasta 6-8 m de diámetro de grandes placas con morfología de lava cordada, que vienen



Fig. 17. En Mozaga hay zonas del borde de la colada en que las fuerzas de empuje acumularon numerosas placas del lago de lava en posición vertical.

a ser la excepción a la regla de cómo se forman estas llamativas estructuras.

En definitiva, todo esto que hemos descrito sobre lo que aparece hoy en superficie, nos habla de que algo se “cocía” bajo esta “costra” tan extensa y, naturalmente, se trata de que una vez conformada una corteza más o menos continua y firme en toda esa enorme extensión, actuó como aislante térmico mientras, debajo, la lava buscaba camino en distintos lugares que conflúan en un gran conducto responsable de conducir la lava en dirección a lo que hoy es la población de Mozaga.

Siguiendo el mismo esquema, que ya explicamos para los tubos en canales de lava, cuando termina la erupción, la lava sigue su curso hasta dejar los conductos vacíos en mayor o menor medida.

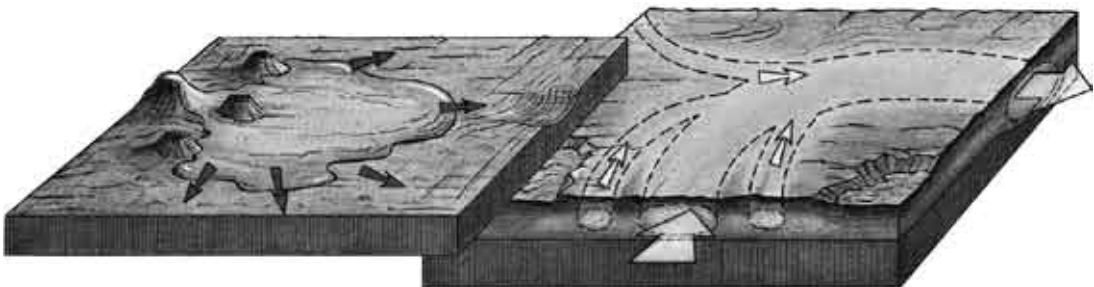


Fig. 18. Mientras solidificaba la superficie del “lago”, la lava líquida del interior salió por el punto de máxima pendiente. El lento drenaje fue vaciando el reservorio, poco a poco, estableciéndose una red compuesta por una serie de corrientes subterráneas con galerías principales y secundarias.



Fig. 19. La Cueva del Llano de Fuerteventura es otro ejemplo de tubo formado en un lago de lava. Se trata, además, del tubo más antiguo de Canarias, con cerca de un millón de años de edad, que funcionó como un barranco subterráneo. La banda clara, que resalta a la izquierda, corresponde al nivel de inundación alcanzado.

La particularidad de estas cavidades es que desarrollan una característica sección elíptica achatada que, en el conducto principal, alcanza los 12 m de anchura por 3-4 de altura (Figs. 16 y 19).

Los tubos laberínticos y la Cueva del Viento

Por último, llegamos a los tubos más difíciles de comprender ya que en su estructura y disposición de los ramales, se observa una enorme complejidad. En principio, podríamos imaginar un proceso similar al ocurrido en los lagos, si de pronto pudiéramos inclinar el terreno.

Es decir, para el caso de la cueva que utilizamos como modelo, la Cueva del Viento, la cavidad volcánica con mayor complejidad espacial del mundo, partimos de un volcán que emite pausadamente una gran cantidad de lava (el equivalente a la lava acumulada en el lago). La erupción, probablemente durante varios meses, produciría coladas de centenares de metros de anchura, en lo que fue la primera fase de construcción del volcán Pico Viejo surgido en las faldas del Teide.

Vamos a realizar un paréntesis para exponer una serie de consideraciones sobre la geoquímica de esta roca. Se trata de una lava algo evolucionada en la frontera entre las tefritas y las tefrifonolitas (basalto plagioclásico). El magma surgió con una alta concentración de cristales de plagioclasa en suspensión. Son cristales planos, muy llamativos a simple vista, del tamaño de una uña. Su simple presencia, en suspensión, debió incrementar notablemente la viscosidad de esta lava. No obstante, la gran pendiente del terreno y la posibilidad de que el



Fig. 20. La Cueva de Don Justo, es uno de los tubos laberínticos de más difícil exploración. El suelo, áspero, contrasta con las paredes lisas formadas cuando la lava todavía circulaba con gran fluidez.

caudal de lava se repartiera entre varias bocas eruptivas, debieron facilitar que se comportara como un flujo “pahoehoe”. La cantidad de gases disueltos también favoreció su fluidez. Esto se manifiesta a unos 10-20 cm de la superficie de cada derrame “pahoe”, en forma de multitud de burbujas esféricas, la característica “piedra molinera” que se forma precisamente en los flujos “pahoehoe”.

Probablemente no es coincidencia que las particularidades del Teide, que lo han hecho merecedor de su distinción como patrimonio de la humanidad, (Socorro y Torrado 2008) sean las que han llevado a la formación de esta cueva tan compleja, dado que sus ramales se desarrollan, en lo que podríamos denominar, tres pisos superpuestos, que corresponden a varios episodios de la actividad eruptiva inicial de Pico Viejo.

Lo que en el lago de lava se convertía en una “simple” placa flotante, aquí, la costra se forma por un complejo y largo proceso en el que los distintos derrames de lava, que pueden retorcerse y formar las mencionadas lavas cordadas, van engarzándose entre sí, hasta constituir un enrevesado “hojaldre” que actúa como aislante térmico.

Lo que en el lago podría parecer un proceso más tranquilo en el que la lava interior podía levantar o bajar la costra del lago, aquí también sucede. El hojaldre mantiene, al principio, una cierta plasticidad y es capaz de “inflarse” por empuje de la lava interior que va llenando el espacio bajo la costra y levantándola en consecuencia. Lo que empieza siendo una especie de “nata” flotante inestable que se fractura por el movimiento de la masa fundida, va derivando en una costra continua, que mantiene, como decíamos, una cierta plasticidad inicial hasta que la única respuesta posible a una presión interior, sería la elevación y fractura.

Se formarían así los característicos túmulos de las coladas “pahoehoe” (Fig. 6).

En este tipo de tubos, la forma en que se propaga la colada “pahoehoe” influye muchísimo en la manera en que se puede ir complicando la disposición espacial de toda la red de conductos subterráneos. Además, después de que se establezca una red, puede volver a desarrollarse una nueva colada sobre la primitiva, con su propia red de tubos, que a su vez, puede llegar a intercomunicarse con la red subyacente. En el sistema de la Cueva del Viento, conocemos dos de estos pozos, que se convirtieron en cascadas de lava, por los que se precipitaba el fundido, desde un sistema superior al inferior.

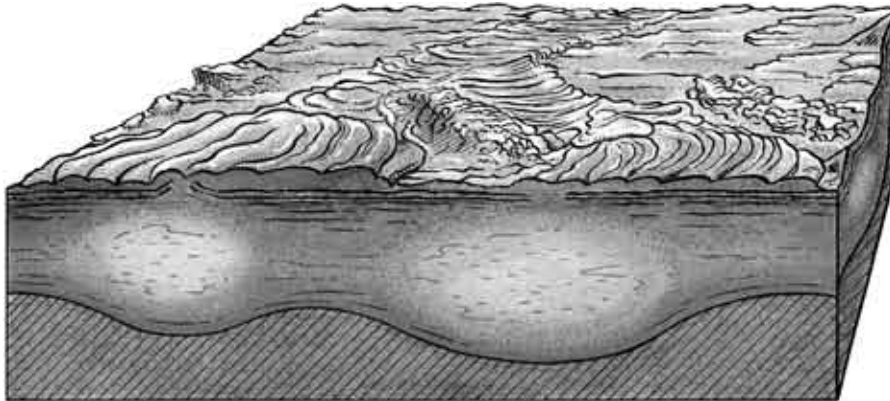


Fig. 21. Los tubos laberínticos se forman en el interior de las coladas pahoehoe. Las placas flotantes y móviles se fracturan emergiendo roca fundida de la masa incandescente interior. Estos derrames sucesivos van amoldándose unos con otros hasta que se consolida una costra continua a modo de “hojaldre”. Bajo la costra se establece un complejo entramado de conductos, formados donde la lava ve favorecida su circulación.

Fig. 22. Debido a la fuerza centrífuga, la terraza desarrollada en la concavidad de la curva es mucho mayor que la del otro lado.





Fig. 23. Típico aspecto de la Cueva del Viento con gruesas terrazas laterales simétricas. La escoria del suelo corresponde al flujo de lava residual que descendía, ya muy viscosa, por el interior del tubo. La superficie irregular contrasta con la superficie lisa de las paredes que corresponde a la circulación de lava muy fluida.

Fig. 24. Un bloque arrastrado por la corriente quedó detenido en este punto de la Cueva del Viento, haciendo que la corriente de lava se bifurcara en dos pequeños brazos que se unían de nuevo tras sobrepasar el obstáculo.





Fig. 25. Niveles dentro de un tubo de lava, Cueva del Viento. Cuando la lava dentro de los tubos va descendiendo quedan marcados simétricamente los distintos niveles de estabilización. En las concavidades, como las curvas del fondo y del primer plano, la fuerza centrífuga pueda hacer crecer en mayor medida el grosor de las terrazas lávicas.

Fig. 26. La Cueva del Viento tiene 17.032 m topografiados. En longitud es el quinto tubo volcánico del mundo pero, como tubo laberíntico, sería el de mayor complejidad del mundo. Sus ramales se distribuyen en al menos tres pisos sobrepuestos, producto de varias fases eruptivas.



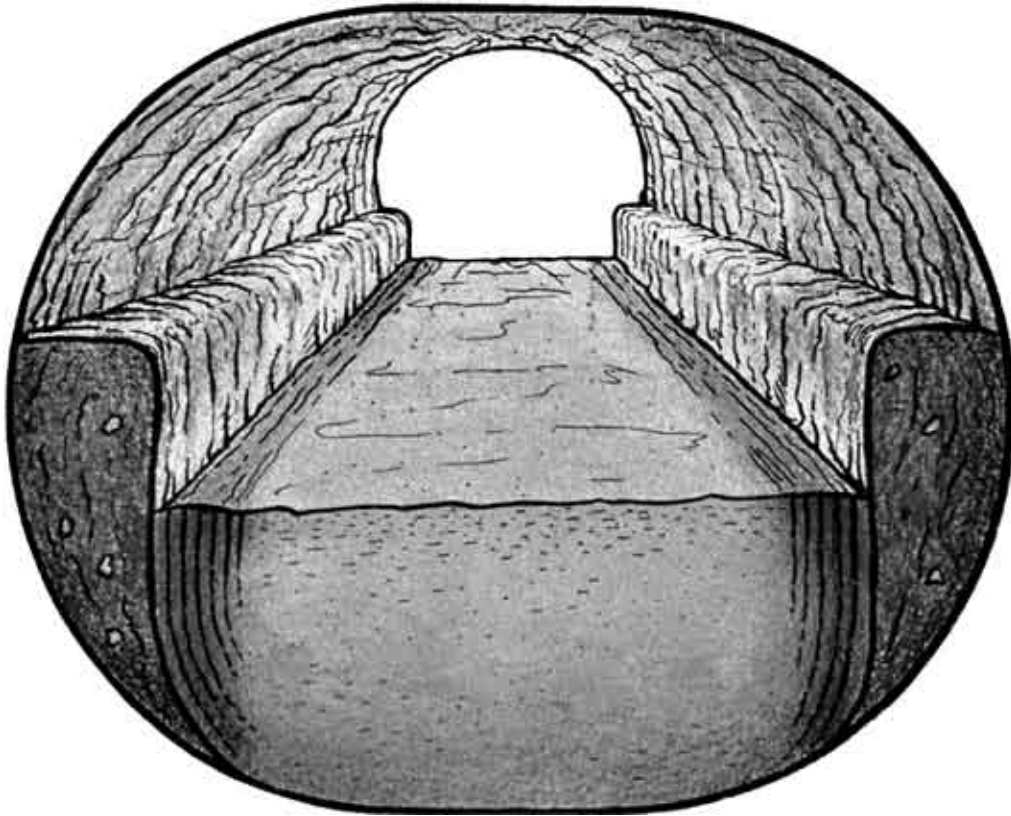


Fig. 27. La **estabilización del nivel de lava** origina terrazas. Dependiendo del tiempo de estabilización se construyen terrazas gruesas o simples líneas en las paredes (Fig. 25).

Fig. 28. Confluencia de dos tubos. Cueva del Viento. Icod, Tenerife



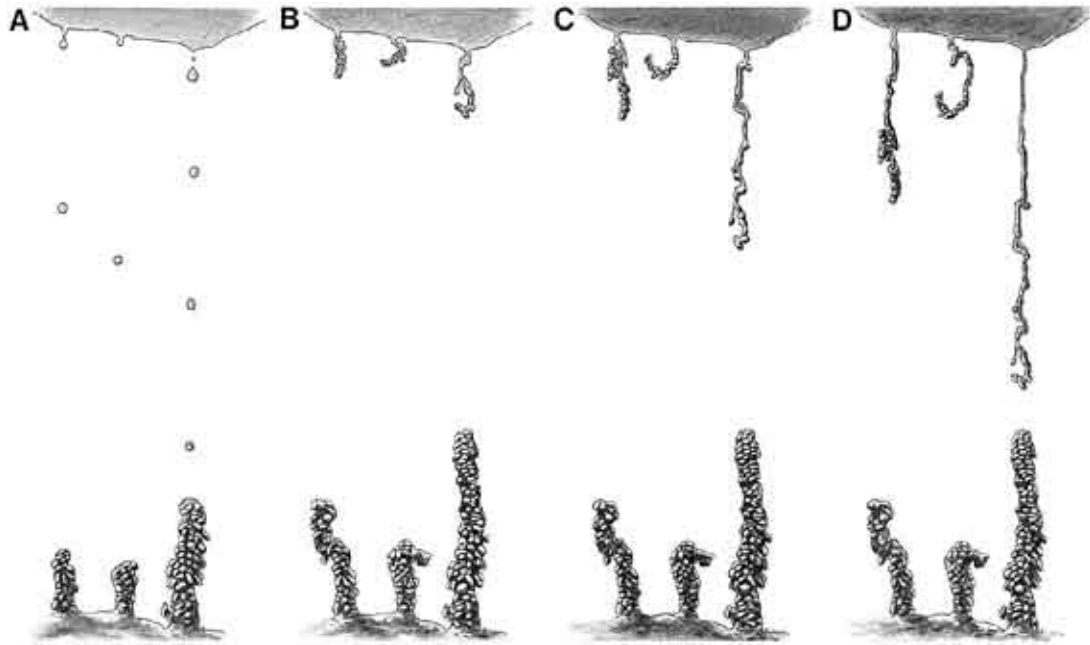


Fig. 29. Formación de “churretes” y estafilitos. En los procesos de refusión, el copioso goteo edifica en el suelo pequeñas torres de gotas apiladas (estafilitos). Al disminuir la fluidez, comienzan a formarse los churretes. Primero como delgados hilos que se retuercen y luego, cuando tienen un cierto peso, estirando la masa líquida hasta que solidifican por completo.

Fig. 30. Espectacular conjunto de “churretes”. El de la izquierda mide 90 cm. Obsérvense las superficies brillantes de refusión.



Fig. 31. Hay estalactitas y estalagmitas de lava que se forman al refundirse el techo. Se concentran en los desplomes o aberturas que se producen en los tubos mientras están funcionando. La reacción entre el oxígeno del aire que entra y el hidrógeno magmático, desprendido en el interior del tubo, es explosiva y produce mucho calor.





Fig. 32. En el nivel más profundo de la Cueva del Viento, es frecuente observar en el techo de la cavidad el corte intacto típico de una colada “pahoehoe”.

En muchos lugares, el techo del tubo no está “bañado” por la lava, y cubierto con las típicas estalactitas, sino que en el techo, y parte de las paredes, se observa la estructura de una colada “pahoehoe”, en la que se superponen y engarzan una auténtica maraña de brotes de lava que, en su momento, constituyeron el frente de avance de la colada “pahoehoe” (Fig. 32).



Fig. 33. La cueva de Don Justo, con más de 6 Km. de intrincados ramales, posee numerosas zonas con galerías a diferentes alturas. El Hierro.

Otras cavidades volcánicas que no son tubos

Los demás tipos de cavidades volcánicas están relacionadas con los conductos eruptivos por los que la lava asciende desde las profundidades en su camino hacia el exterior.

El más sencillo de entender es el caso de las “chimeneas volcánicas” que se vacían inmediatamente debajo de las bocas eruptivas. En el proceso, aunque la lava ascienda a través de una fractura de kilómetros de longitud, a nivel local de la propia boca eruptiva, puede ensancharse y constituir un gran conducto cilíndrico, “la chimenea”, que puede llegar a vaciarse si la lava encuentra otro camino a lo largo de la fractura eruptiva. Es el origen, por ejemplo, de la sima de Jinamar, la sima de Martín (Fig. 34) y el Hoyo de la Sima.

Otro caso que hemos registrado y publicado (Socorro y Martín 1991) es el de una cavidad desarrollada en el interior de un dique que se vació parcialmente (Fig. 35). El proceso que explicamos en el párrafo anterior sobre las fracturas eruptivas, también explica el caso de esta cueva-dique. Los diques son, precisamente, la lava que queda dentro de las fracturas y que solidifica una vez concluyen las erupciones. En esas condiciones, la lava se enfría con lentitud y no puede desgasificarse, excepto en las zonas cercanas a la superficie exterior. En una fractura, que puede prolongarse a lo largo de muchos kilómetros, pueden haber zonas que se queden sin presión y que, por tanto, la lava descienda y forme una red de drenaje vertical, en el interior de la propia fractura.

Esta formación fue una de las que más disfrutó D. Telesforo al ver las imágenes tridimensionales que le mostré de esta sorprendente cavidad (Fig 35).



Fig. 34. En una de la bocas eruptivas de la erupción histórica palmera de San Martín (1646), se formó la sima del mismo nombre. Se conserva bastante bien el forro de lava interior que quedó cubriendo las paredes.



Fig. 35. Cueva en un dique. Sólo conocemos un único ejemplo de dique vaciado en gran medida, que formó en este caso una cavidad de 256 m de recorrido. Tiene una red de drenaje y ramificaciones en vertical originados, probablemente, al surgir un punto eruptivo alejado que dejó sin presión lávica este sector del dique. En el tramo inicial de la cueva se desciende por el interior del dique. La segunda mitad de la cueva es más ancha puesto que el dique adquirió mayor espesor al expandirse en una masa de lapilli (ver caso de “los fuelles”). El dique está inclinado y en sus paredes internas se ven las huellas que dejó la lava al escurrir en su interior

Parque geológico Cueva del Viento

La actividad didáctica en el campo de los tubos volcánicos ha dado diversos frutos que Don Telesforo hubiera estado encantado de compartir. En 2005, mediante un convenio entre el Museo de Ciencias Naturales de Tenerife



Fig. 36. Mediante un convenio entre el Museo de Ciencias Naturales de Tenerife (OAMC) y el Cabildo de Fuerteventura se realizaron la formación de los guías, y los contenidos del Centro de Visitantes de la Cueva del Llano, abierta al público desde 2005 (ver Fig. 19).

(OAMC) y el Cabildo de Fuerteventura, se realizaron la formación de los guías y los contenidos del Centro de Visitantes de la Cueva del Llano, que está abierta al público desde entonces.

Asimismo, el Organismo Autónomo de Museos y Centros (OAMC) del Cabildo Insular de Tenerife, en colaboración con el Ayuntamiento de Icod, ofrece al visitante un recorrido guiado interpretativo en el que se muestra lo que es un tubo volcánico, completado con la explicación de otros fenómenos geológicos e interesantes aspectos etnográficos. La experiencia convierte a los visitantes en observadores directos de un documental en vivo, con piezas volcanológicas reales.

El recorrido comprende dos unidades geológicas que explican el extraño relieve que se recorre:

- Una gruesa colada viscosa de composición fonolítica, configurada como un enorme canal de lava, además de lóbulos laterales. Pertenece a la erupción de Roques Blancos, que parte de las faldas de Pico Viejo y tiene unos 1.800 años de edad (Carracedo 2008).
- Afloramientos de basaltos plagioclásicos muy fluidos, con las típicas lavas cordadas, en los que se formó la cavidad volcánica. Corresponden a la primera fase de construcción del estratovolcán Pico Viejo y están datados en 27.030 ± 430 años (Carracedo 2008).

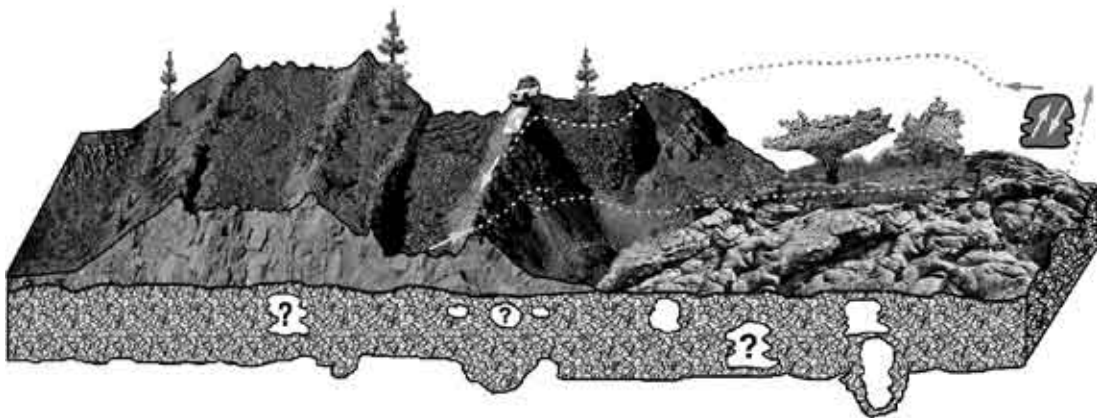


Fig. 37. Esquema de la ruta exterior del Parque Geológico Cueva del Viento. El recorrido transcurre en dos unidades geológicas.

La visita, para grupos de 14 personas, comienza en el Centro de Visitantes, un local del Ayuntamiento de Icod de los Vinos. Con el apoyo de un panel se introduce al público en la erupción que originó la cueva y se relaciona con las otras formaciones volcánicas que se verán en la ruta exterior. Continúa con un vídeo de dos minutos sobre el funcionamiento, en vivo, de los flujos de lava que forman tubos. Tras un breve trayecto en un vehículo de la organización, hasta llegar al inicio del recorrido a pie, comienza una ruta de gran riqueza natural y etnográfica que complementa la comprensión del fenómeno que originó el tubo volcánico, protagonista de la ruta.



Fig. 38. Lavas cordadas excavadas en la ruta exterior. Las masas de pinar del fondo se desarrollan sobre coladas y canales lávicos de la erupción de Roques Blancos.

El recorrido parte de uno de los enormes canales de lava que descienden desde Pico Viejo. Se continúa por un campo de lavas, de las que formaron el sistema de tubos volcánicos, y se sube por un antiguo camino real hasta la entrada de la cueva.

La cueva no tiene iluminación artificial, por lo que el recorrido se realiza provisto de casco con luz eléctrica. El tramo visitable contiene numerosas formaciones y estructuras ‘talladas’ por la lava al moverse y cambiar su viscosidad. Este dinamismo, que trasmitimos al público, hace que perciba la cueva casi como un ser vivo que se ha quedado ‘petrificado’. La oscuridad y el silencio acercan al visitante a los fenómenos geológicos por medio de un contacto directo y natural.



Fig. 39. En este punto del tramo visitable se observa un tubo lateral, a mayor altura que el principal, que recibía lava cada vez que la corriente principal aumentaba su nivel y se vertía en el secundario. Obsérvese la diferente rugosidad del suelo de ambos tubos.

El regreso se realiza por otro camino, que pasa por una era y por las ruinas de antiguas construcciones de campo, con lo que se puede apreciar la riqueza etnográfica de la zona, al tiempo que se disfruta de la belleza paisajística (www.cuevadelviento.net).

Bibliografía

- BRAVO, T. 1954. *Geografía general de las islas Canarias, Tomo I*. Goya Ediciones, Santa Cruz de Tenerife, 410 pp.
- BRAVO, T. 1964. *El volcán y el malpaís de la Corona. La "Cueva de los Verdes" y los "Jameos"*. Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, Arrecife, 31 pp.
- CARRACEDO, J.C., BADIOLA, E., PARIS, R., TORRADO, F., GONZÁLEZ, A. Y SOCORRO, J. 2008. Erupciones del edificio central. (cap. 12) In: Carracedo, J.C. (Ed.). *El Volcán Teide. Tomo 3, Análisis de las erupciones y excursiones comentados*. Ediciones y Promociones Saquiro, S.L. Santa Cruz de Tenerife. 109-195.
- DÍAZ M. Y SOCORRO, J. S. 1984. Consideraciones sobre diversas estructuras presentes en tubos volcánicos del archipiélago canario. *Actas del 2º Simposium regional de Espeleología de la Federación Castellana Norte de Espeleología*. Burgos, España. 49-63.
- MONTORIOL-POUS, J. Y DE MIER, J. 1974. Estudio vulcanoespeleológico de la Cueva del Viento (Icod de los Vinos, Isla de Tenerife, Canarias). *Speleon*, 21:5-24
- OROMÍ P. (Ed.). *La Cueva del Viento*, 1995. Red Canaria de Espacios Naturales Protegidos. Tenerife, 98 pp
- SOCORRO, J. S. Y MARTÍN, J.L. 1991. The Fajanita Cave (La Palma, Canary Islands): A Volcanic Cavity Originated by Partial Draining of a Dike. *Proc. Of 6th International Symposium on Vulcanospeleology*. Hilo, Wawaii, USA. 177-184.
- SOCORRO, J. S. Y TORRADO, F. 2008. El Teide Patrimonio Mundial. (cap. 5) In: Carracedo, J.C. (Ed.). *El Volcán Teide. Tomo 1, Geología y volcanología del Teide y las dorsales*. Ediciones y Promociones Saquiro, S.L. Santa Cruz de Tenerife. 144-182.
- WOOD, C Y MILLS, M.T. 1977. Geology of the lava tube caves around Icod de los Vinos, Tenerife (report of the expedition to Tenerife from the Shepton Mallet Caving Club in 1973 and 1974). *Trans. Brithis Cave Res. Assoc.*, 4(4):453-469