

Socorro, S. (2010). 2. Cavidades volcánicas de Canarias. Tipos y génesis. En Afonso-Carrillo, J. (Ed.), *Volcanes: mensajeros del fuego, creadores de vida, forjadores del paisaje*. pp. 31-62. Actas V Semana Científica Telesforo Bravo. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias. ISBN: 978-84-614-3579-1.

2. Cavidades volcánicas de Canarias. Tipos y génesis

Sergio Socorro

Museo de Ciencias Naturales de Tenerife.

Organismo Autónomo de Museos y Centros 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.

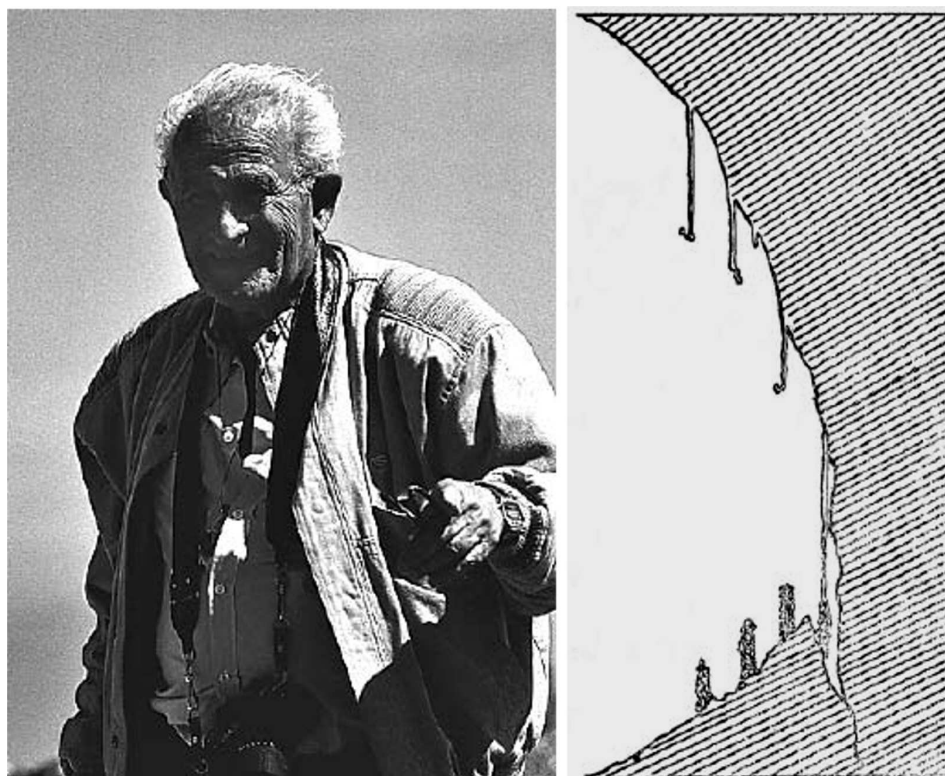


Fig. 1. Don Telesforo, en abril de 1987, durante un curso de campo que impartió en Fuerteventura. El dibujo aparece en la pág. 157 del primer tomo de su Geografía (Bravo 1954). En ella introduce el término “estafilito”, ampliamente mal utilizado desde entonces. El significado etimológico es “racimo de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

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 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, 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.



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 ó 3 días de diferencia. En este detalle, del canal de lava de la erupción de 1824 en Timanfaya (Lanzarote), se muestran las diferencias en las superficies lávicas (lisas en ‘pahoehoe’, muy rugosas en ‘aa’), según la temperatura, desgasificación y fluidez con que se desplazaron.



Fig. 4. Canal de Lava en Pico Partido (Lanzarote). 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.

Coladas ‘pahoehoe’

Otro factor estructural importantísimo para poder entender la formación y desarrollo de los tubos laberínticos como el de la Cueva del Viento en Icod, 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. Se trata no sólo de las condiciones de la propia lava, como la elevada fluidez, sino también de las condiciones eruptivas. Por ejemplo, si la cantidad de lava emitida por unidad de tiempo es muy grande y supera un umbral, la colada no funcionará como ‘pahoehoe’ aunque sea fluida, sino que lo hará como flujo ‘aa’, puesto que toda la masa lávica se moverá 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.



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



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

Realizado este preámbulo, es necesario señalar, que el mecanismo ‘pahoehoe’, además de complicado, parece ‘cosa de magia’ puesto que 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 1 m³ hasta 2-5 m³, que surgen de la costra superficial del flujo lávico que está en permanente movimiento inestable, provocando fracturas por donde surgen estos derrames. Cada uno de estos derrames 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 y definiendo zonas de flujo preferente que se convertirán en los conductos principales de estos laberintos subterráneos.

Por lo tanto, la tasa eruptiva condiciona los flujos de lava, de manera que el flujo ‘pahoehoe’ requiere ‘calma y sosiego’, de modo 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, 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’. ‘Agua 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.



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

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. De una manera muy simplificada podríamos hablar de dos tipos básicos 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, que puede ser simultáneo o no a la formación de una costra sólida en el techo de la corriente en contacto con el aire, hacen que una vez queda conformada una cubierta sólida continua, ésta tenga un efecto de aislante térmico, que mantiene el material fundido interior a alta temperatura. Por eso, cuando concluye la erupción, la lava sigue bajando hasta dejar los conductos vacíos.

Podríamos resumir el proceso en los siguientes pasos (Fig. 8):

- 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 y se vacía el tubo.

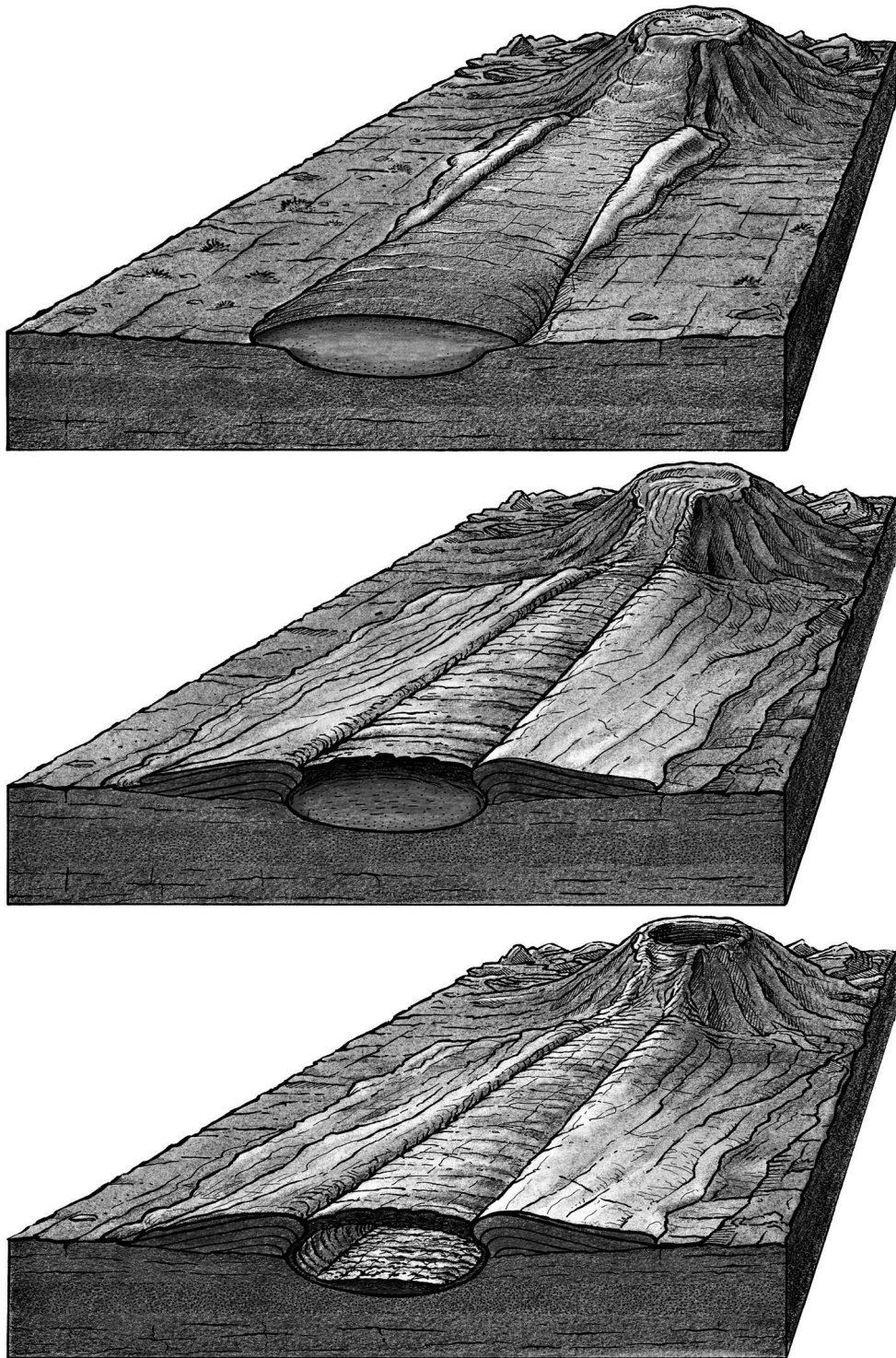


Fig. 8. La clave para que se forme un tubo volcánico es que la fluidez se mantenga en un período prolongado. En el caso más sencillo de tubo, el originado a partir de un canal de lava, una vez se desarrolla la costra sólida, ésta aísla térmicamente la lava del interior. Cuando termina la erupción, la lava del interior del tubo sigue descendiendo por la pendiente hasta dejar el conducto vacío en mayor o menor medida.

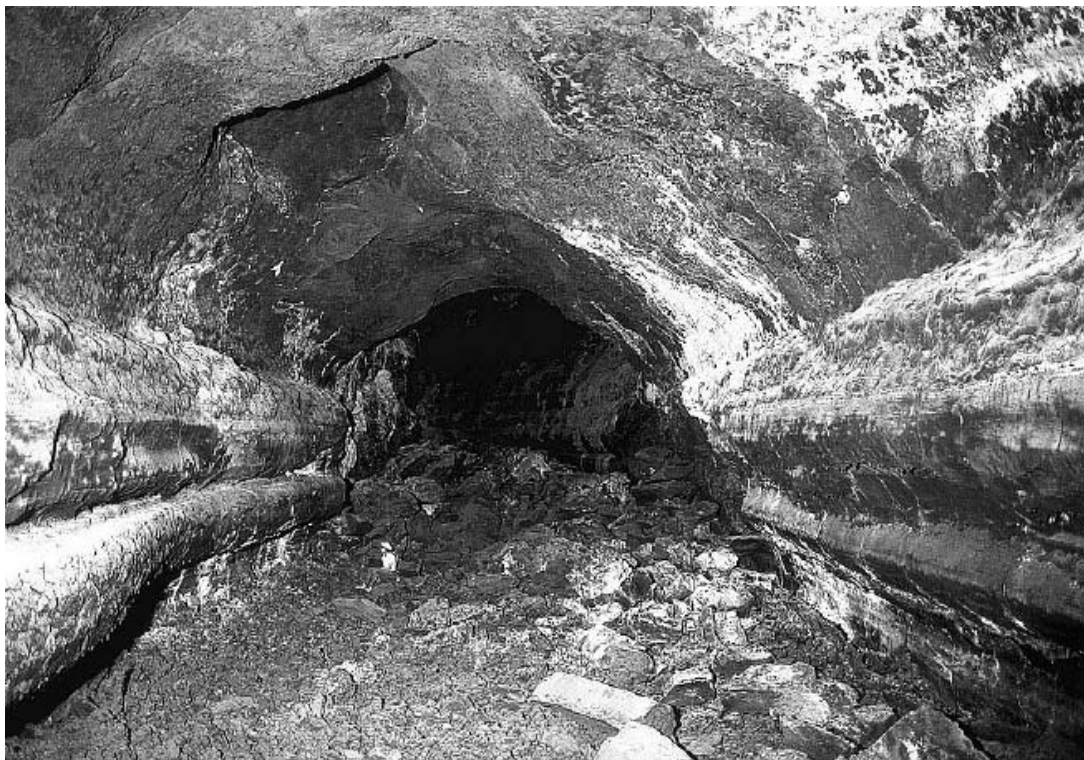


Fig. 9. La Cueva de Los Verdes (Lanzarote) es el modelo por antonomasia de tubo formado a partir de un canal de lava. En las paredes se observan dos pares de cornisas simétricas.



Fig. 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 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 de Telesforo Bravo.

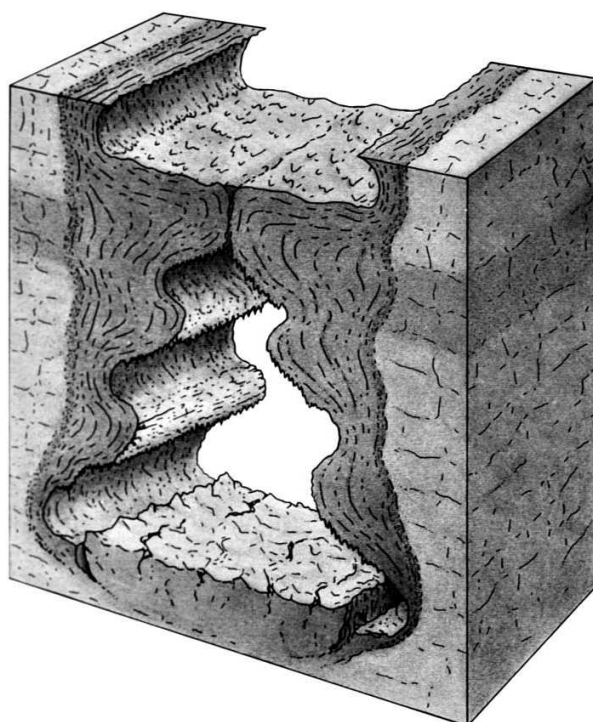


Fig. 12. Diagrama representativo del auditorio de la Cueva de Los Verdes, según Bravo (1964), ligeramente modificado. El esquema ilustra una de las secciones más espectaculares que se pueden observar en un tubo de canal. Las cornisas superiores están soldadas y originando pisos superpuestos.

La formación de estos tipos de tubos suele conducir a 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.

En los ejemplos que tenemos descritos en Canarias, no existen bifurcaciones, ya sea por la gran pendiente del terreno o por otras diversas razones, sin embargo, sí es frecuente que se formen pisos superpuestos desarrollados en el propio interior del conducto original (Figs 11 y 12).

El caso más paradigmático en Canarias, es el de la Cueva de Los Verdes y Los Jameos en Lanzarote, que fue estudiada por el profesor Telesforo Bravo (Fig. 12).

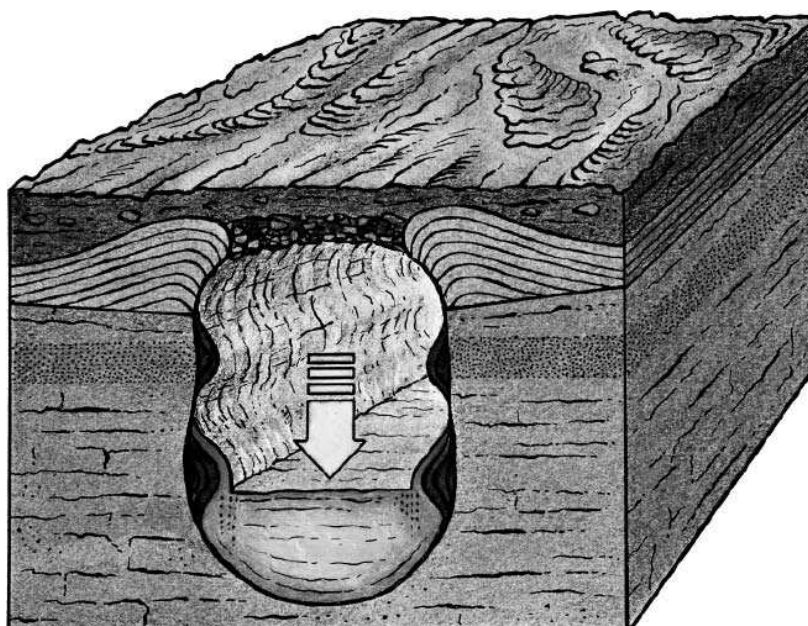


Fig. 13. Las cornisas, abultamientos longitudinales de la pared, son frecuentes en las cuevas que se originan a partir de un canal. La oscilación del nivel de lava alrededor de una altura, hace que estas estructuras formadas por diversas capas que se van añadiendo en cada oscilación crezcan adosadas a las paredes.

En nuestras exploraciones hemos encontrado pruebas de que, en este caso, la lava ocupó el interior de un antiguo barranco, de manera que el mayor espesor de lava propició el subsiguiente desarrollo de un canal con sus rebosamientos laterales y la unión final de ambos bordes. Hay segmentos del tubo en los que se encuentra desprendido el ‘forro de lava’ interior, de manera que pueden observarse las paredes del barranco originario. Incluso es posible distinguir algunas formas de erosión y coladas que fueron alteradas por su exposición al sol, mostrando fracturación en ‘grano de millo’. Una vez que la corriente quedó encerrada por una cubierta externa, en el interior se repitieron fenómenos parecidos a la formación de

los canales (bordes por rebosamiento) que originaron los enormes abultamientos en las paredes que conocemos como cornisas. La estructura interna de éstas muestra numerosas capas, como una cebolla, producto de las sucesivas oscilaciones del nivel de lava entorno a un nivel medio (Fig. 13).

En Tenerife existen ejemplos de este tipo de cavidades desarrolladas en lavas evolucionadas, incluso en fonolitas, lo cual parece un contrasentido, puesto que 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).



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.

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 de este artículo, 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 su sentido estricto, pero es una imagen mental que resulta válida para imaginar grandes extensiones de terreno, de poca o nula pendiente, en donde se puede ir acumulando enormes volúmenes de lava. La principal cavidad, que ilustra este modelo, es la Cueva de los Naturalistas, sita en el centro geográfico de Lanzarote.

La Cueva de los Naturalistas se formó a partir de una de las últimas bocas de la erupción de 1730-1736. La lava se derramó y extendió en una zona muy plana cercana a Masdache. En esta zona sólo existía una vía de drenaje con una ligera pendiente en dirección a Mozaga, donde se encuentra otro segmento de cavidad con las mismas características. Pasada esta población, la corriente se dividió en dos ramales, uno fue hacia el norte, en dirección a Famara, en la actualidad prácticamente cubierto de jable, y otro discurrió en dirección sur, hacia Arrecife.



Fig. 15. Aspecto del 'lago de lava' en Masdache. La lava de una de las bocas eruptivas de 1736 se fue acumulando en la zona central de Lanzarote formando un extenso lago de lava que sólo se fue drenando poco a poco en dirección a Mozaga.

En los sectores en los que la corriente de lava se desplazaba 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 descifrar las diversas vicisitudes que sufrió esta particular masa de lava.

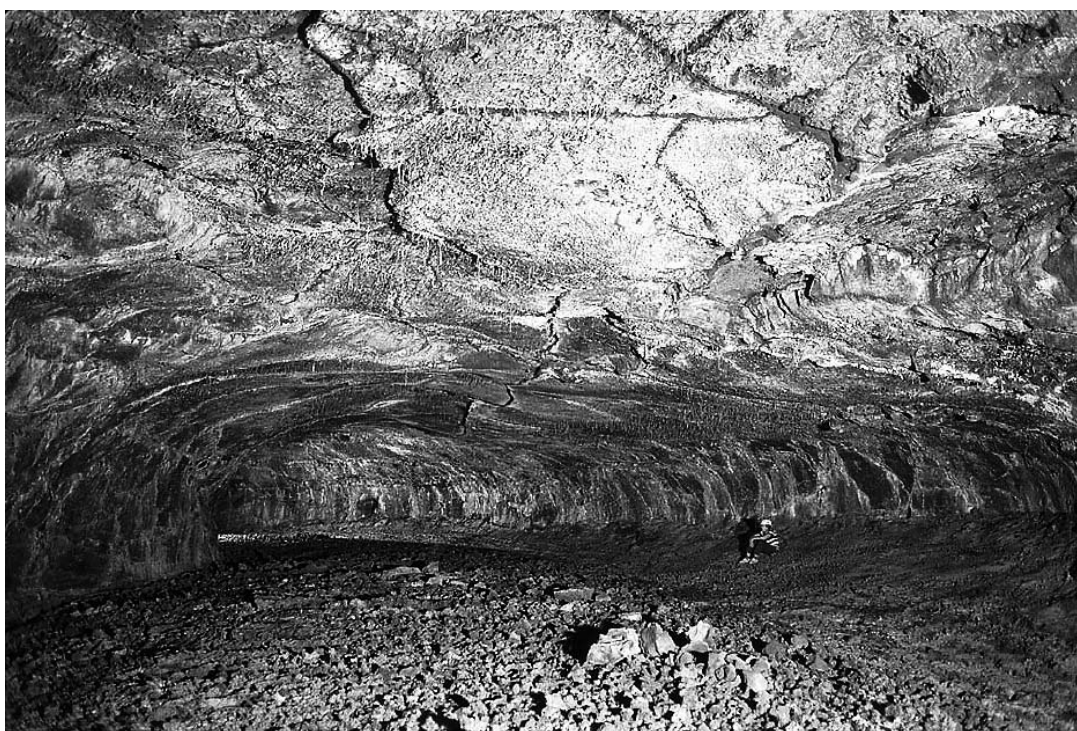


Fig. 16. El aspecto y sección de los tubos desarrollados en lagos de lava se caracterizan por ser muy anchos y de sección elíptica. Cueva de los Naturalistas.



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



Fig. 18. La Cueva del Llano, en 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.

- 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 (de unos 7 m de diámetro) se disponen con fracturas entre ellos (debido a la contracción térmica) y cada unidad forma una ligera curvatura hacia el exterior. Recuerda 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 suponer 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.

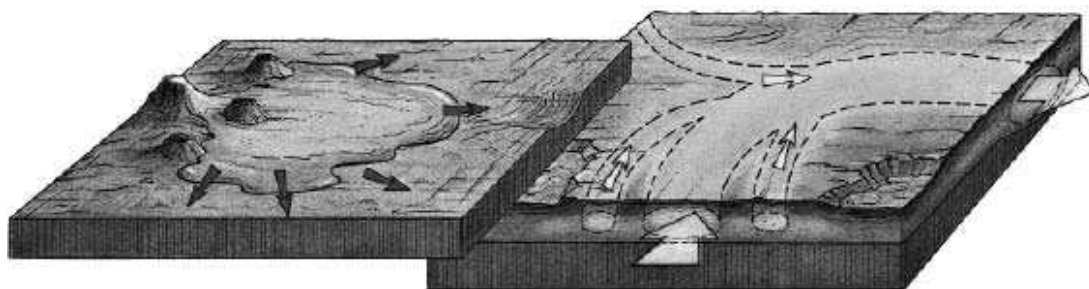


Fig. 19. Mientras solidificaba la superficie del 'lago', la lava líquida del interior salió por el punto de máxima pendiente. El lento drenaje fue vaciando el reservorio poco a poco, estableciéndose una red de corrientes subterráneas con galerías principales y secundarias.

- Zonas desplomadas. Áreas alargadas, de unos 10 m de ancho, donde los fragmentos forman un caos de bloques, y 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 a ser la excepción a la regla de cómo se forman estas llamativas estructuras.

En definitiva, todo lo que hemos descrito sobre lo que en la actualidad es posible observar en la superficie, es una consecuencia de lo que estuvo ocurriendo en su momento debajo de la extensa costra del lago de lava. Naturalmente, lo que tuvo lugar fue, que una vez conformada una corteza más o menos continua y firme en toda esa enorme extensión, ésta actuó como aislante térmico, mientras que por debajo la lava buscaba camino en distintos lugares que confluían 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. 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 18).

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 suponer un proceso similar al que tiene lugar en los lagos de lava, si de pronto pudiéramos inclinar el terreno.

La cueva que utilizamos como modelo, la Cueva del Viento en Icod, puede ser considerada 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, que probablemente tuvo lugar durante varios meses, produjo coladas de centenares de metros de ancho, en lo que fue la primera fase de construcción del volcán Pico Viejo, surgido en las faldas del Teide.

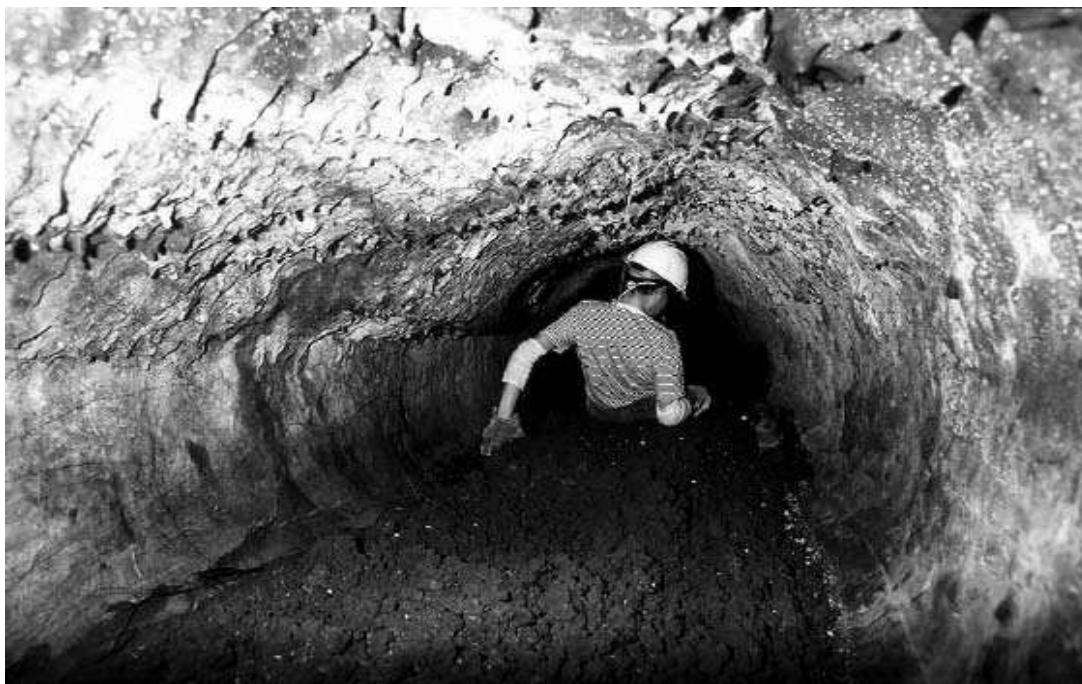


Fig. 20. La Cueva de Don Justo, es uno de los tubos laberínticos de más difícil exploración. El suelo, áspero, contrasta con las paredes lisas formadas cuando la lava todavía circulaba con gran fluidez.

Una serie de consideraciones sobre la geoquímica de estas lavas resulta necesaria para entender todo el proceso. 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. Se trata de 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 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 ‘pahoehoe’, en forma de multitud de burbujas esféricas, la característica piedra molinera que se forma precisamente en los flujos ‘pahoehoe’.

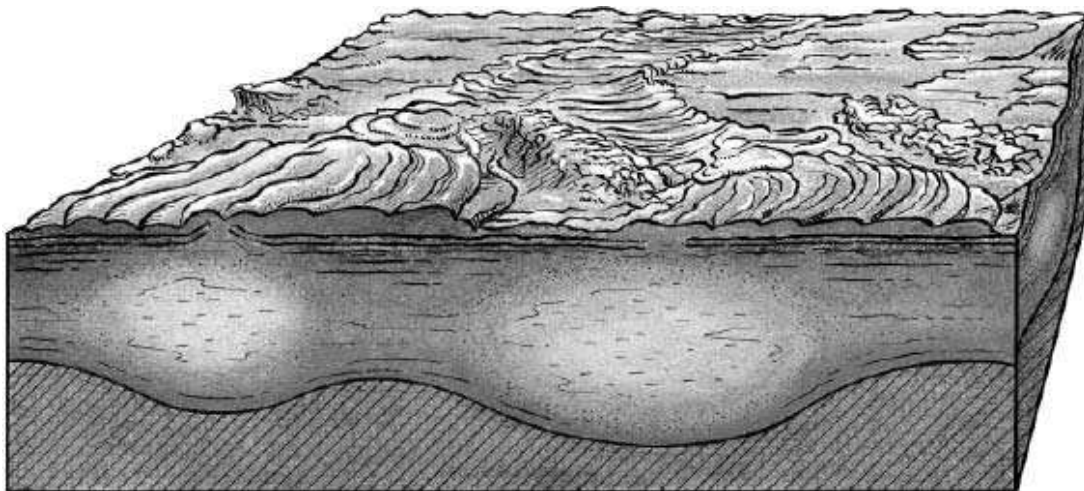


Fig. 21. Los tubos laberínticos se forman en el interior de las coladas 'pahoehoe'. Las placas flotantes y móviles se fracturan emergiendo roca fundida de la masa incandescente interior. Estos derrames sucesivos van amoldándose unos con otros hasta que se consolida una costra continua a modo de 'hojaldre'.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

Probablemente no es coincidencia, que las particularidades del Teide, que lo han hecho merecedor de su distinción como Patrimonio de la Humanidad, (Socorro & 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, correspondientes 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, en este caso, 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 relativamente tranquilo en el cual la lava del interior podía elevar o bajar la costra del lago, aquí también tiene lugar. Al principio, el hipotético hojaldre mantiene una cierta plasticidad y es capaz de inflarse por el empuje de la lava interior. De este modo, lo que empieza siendo una especie de 'nata' flotante inestable que se va fracturando por el movimiento de la masa fundida, va derivando en una costra continua, que sigue manteniendo como decíamos, una cierta plasticidad desde el principio. Pero llegado un punto, la única respuesta posible a una presión interior más elevada, es la de la elevación y la fractura. Este es el origen de los característicos túmulos que se forman en las coladas 'pahoehoe' (Fig. 6).

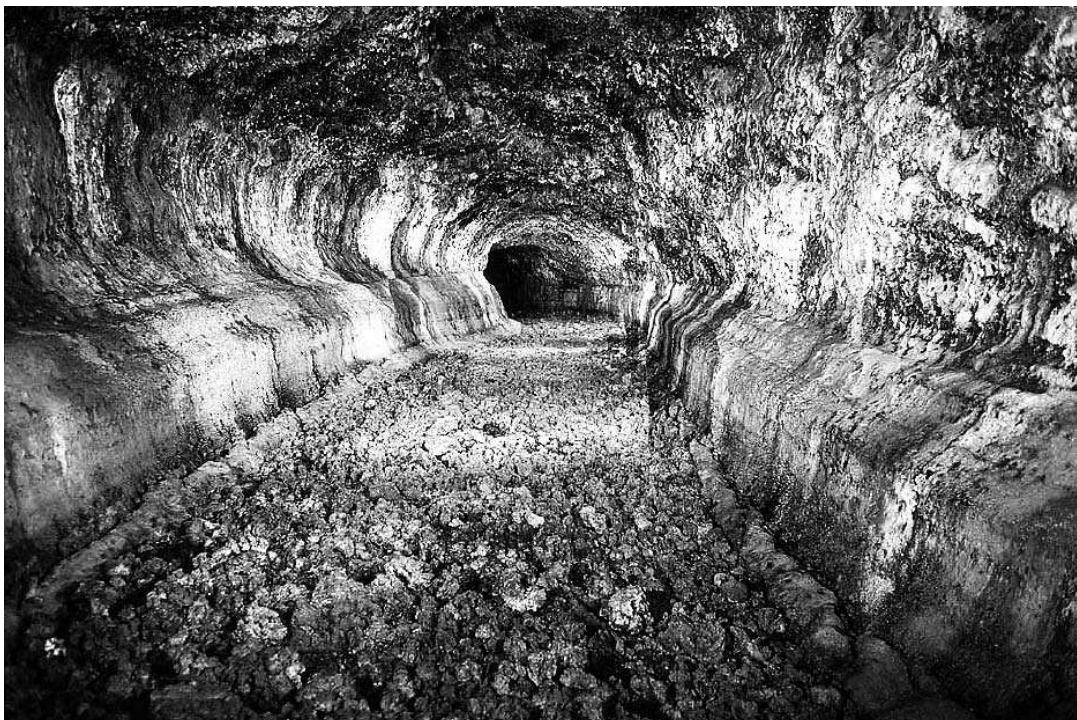


Fig. 22. Típico aspecto de la Cueva del Viento (Icod) con gruesas terrazas laterales simétricas. La escoria del suelo corresponde al flujo de lava final que ya descendía muy viscosa por el interior del tubo. La superficie irregular del suelo contrasta con la superficie lisa de las paredes que corresponde a la circulación de lava muy fluida.

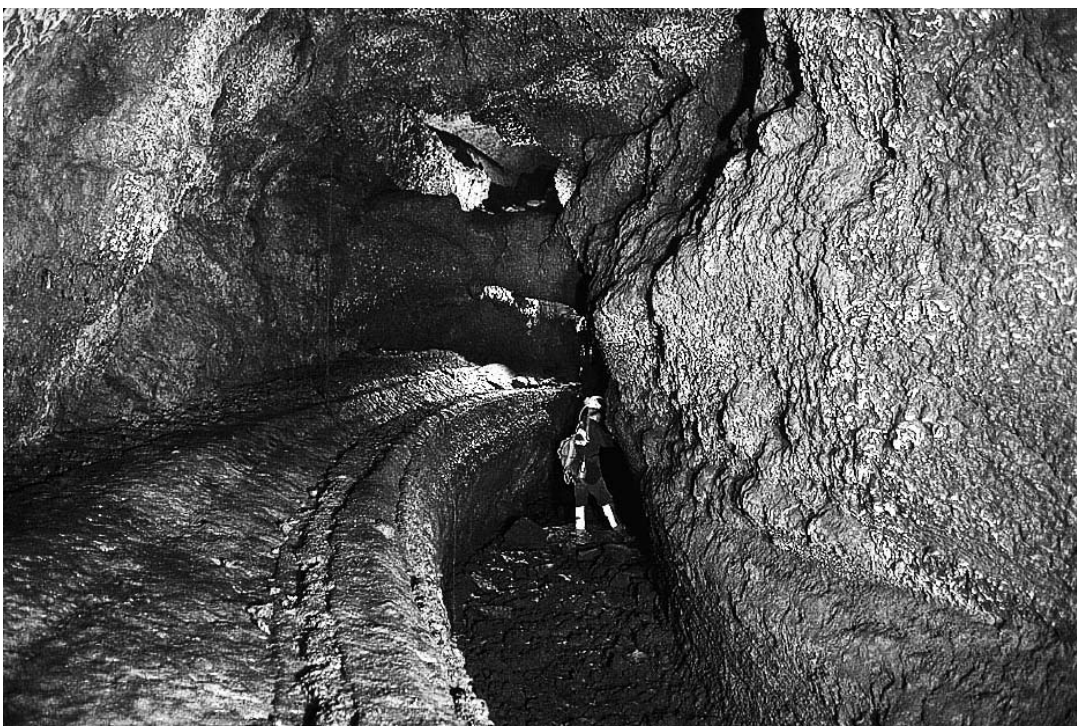


Fig. 23. Debido a la fuerza centrífuga, la terraza desarrollada en la convexidad de la curva es mucho mayor que la del otro lado.



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

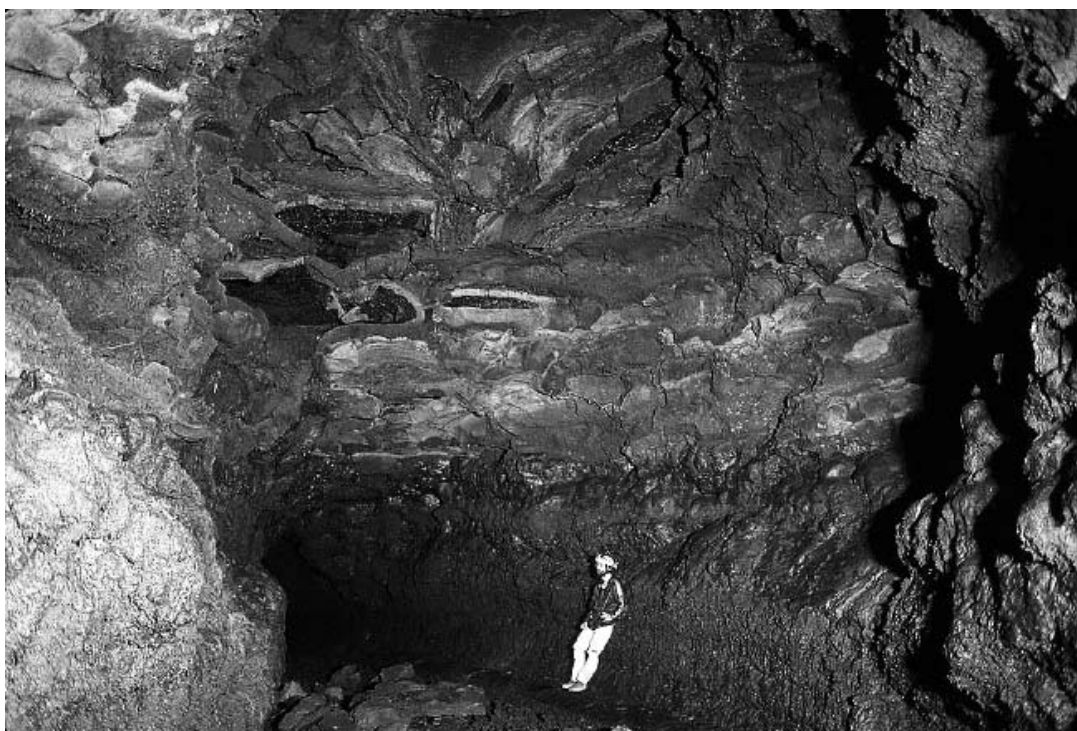


Fig. 25. En el nivel más profundo de la Cueva del Viento, es frecuente observar en el techo de la cavidad el corte intacto típico de una colada 'pahoe-hoe'.



Fig. 26. Niveles dentro de un tubo de lava (Cueva del Viento). Cuando la lava va descendiendo dentro de los tubos, los distintos niveles de estabilización quedan marcados simétricamente. En las concavidades, como las curvas del fondo y del primer plano, la fuerza centrífuga puede hacer crecer en mayor medida el grosor de las terrazas lávicas.



Fig. 27. La Cueva del Viento tiene 17032 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.

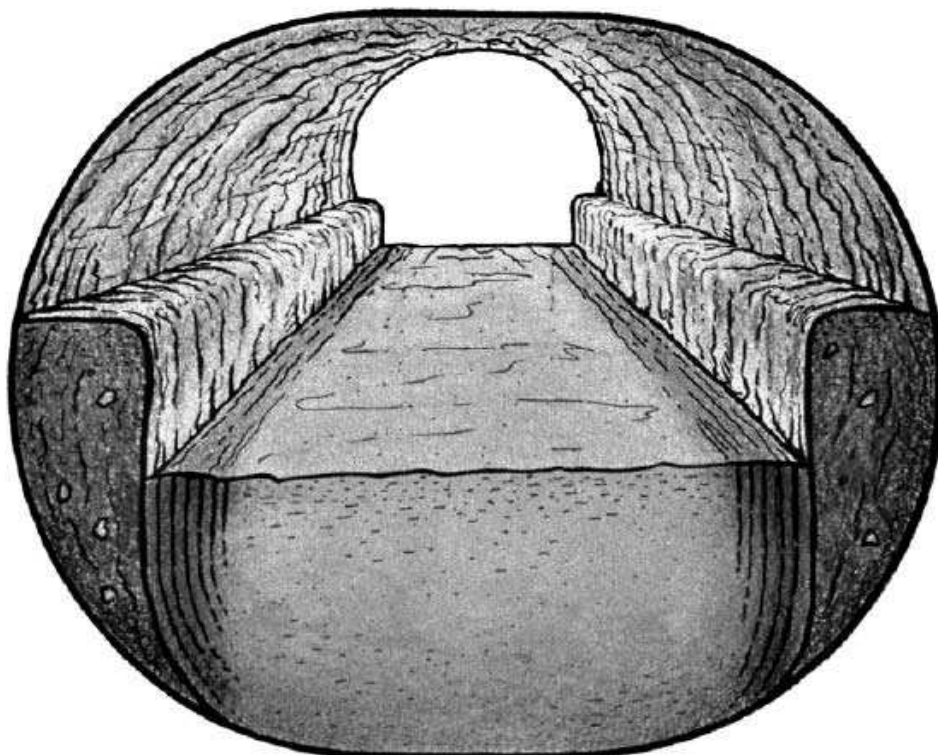


Fig. 28. La estabilización del nivel de lava origina terrazas. Dependiendo del tiempo de estabilización se construyen terrazas gruesas o simples líneas en las paredes (ver Fig. 26).



Fig. 29. Confluencia de dos tubos en la Cueva del Viento.

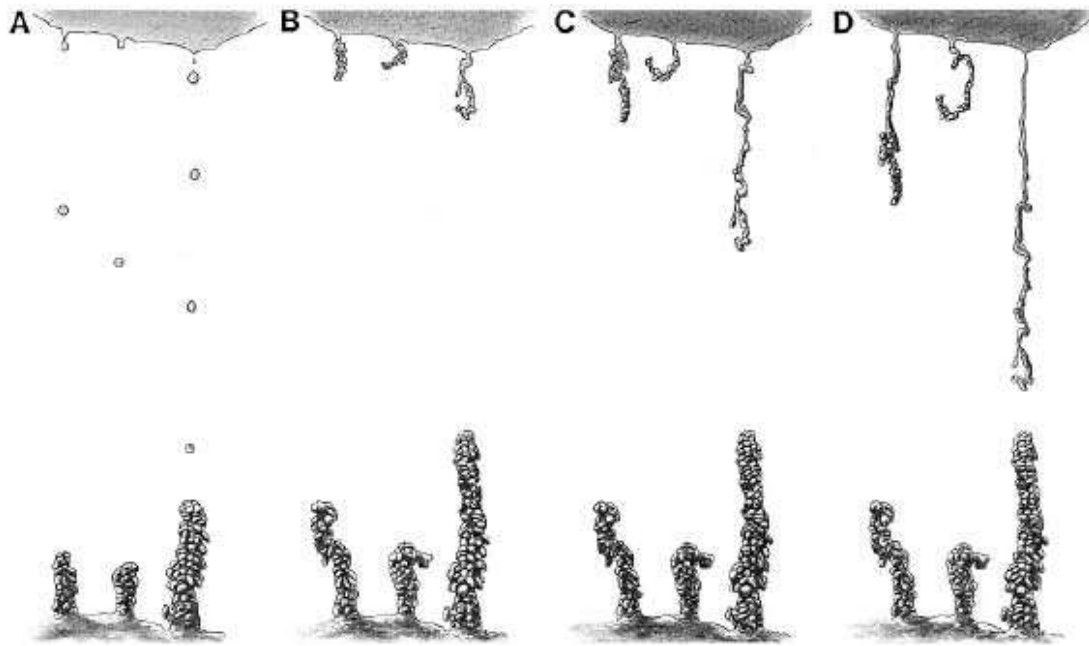


Fig. 30. Formación de 'churretes' y estafilitos. En los procesos de refusión, el copioso goteo edifica en el suelo pequeñas torres de gotas apiladas (estafilitos). Al disminuir la fluidez, comienzan a formarse los churretes. Primero como delgados hilos que se retuercen y luego, cuando tienen un cierto peso, estirando la masa líquida hasta que solidifican por completo.



Fig. 31. Espectacular conjunto de 'churretes'. El de la izquierda mide 90 cm. Obsérvense las superficies brillantes de refusión.

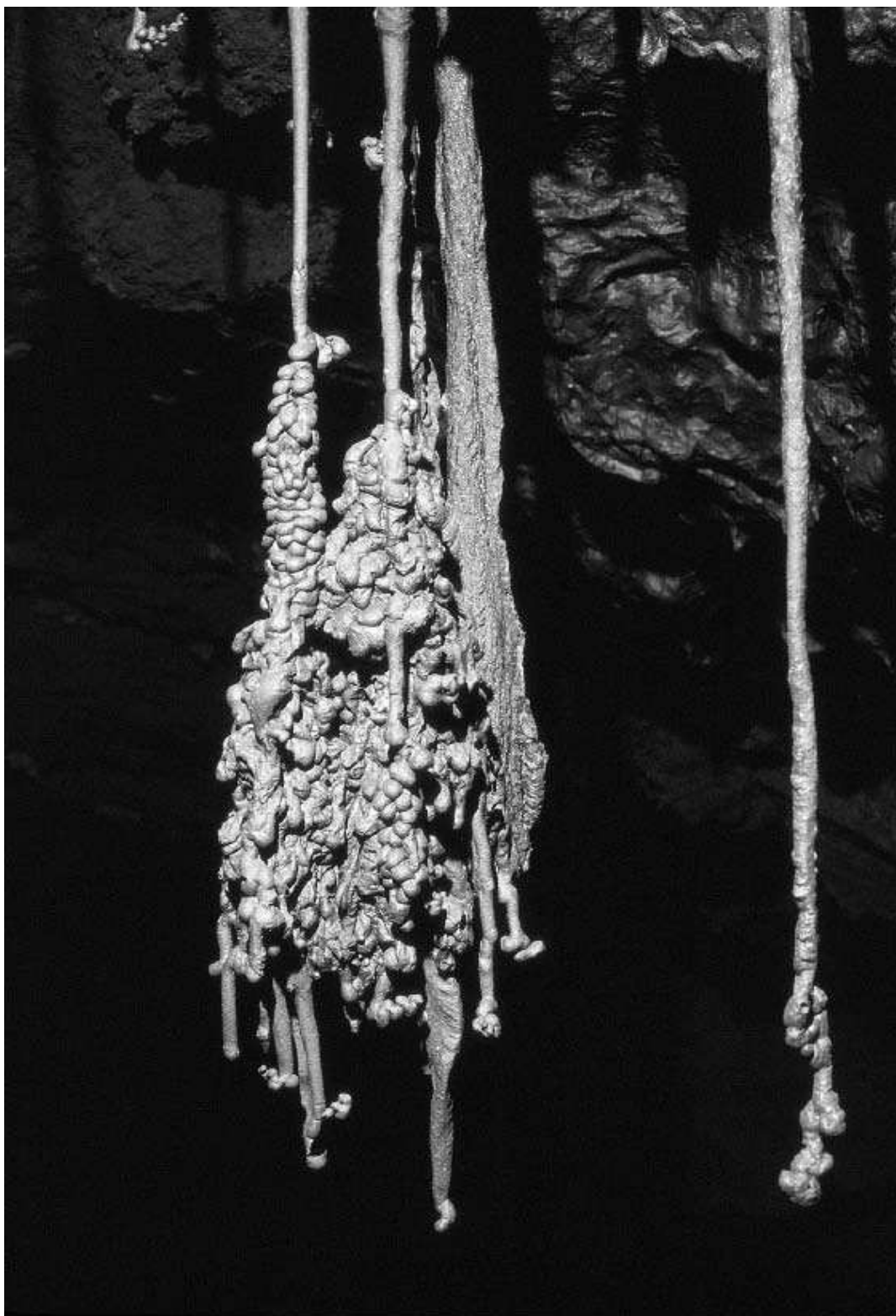


Fig. 32. Hay estalactitas y estalagmitas de lava que se forman al refundirse el techo. Se concentran en los desplomes o aberturas que se producen en los tubos mientras están funcionando. La reacción entre el oxígeno del aire que entra y el hidrógeno magmático desprendido en el interior del tubo, es explosiva y produce mucho calor.

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 ha establecido 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.

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. 25).



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

Otras cavidades volcánicas que no son tubos

Los demás tipos de cavidades volcánicas están relacionados 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 este proceso, aunque la lava ascienda a través de una fractura de kilómetros de longitud, a nivel de la propia boca eruptiva puede ensancharse y constituir un gran conducto cilíndrico, la chimenea. Esta chimenea puede llegar a vaciarse si la lava encuentra otro camino a lo largo de la fractura eruptiva. Este es el origen, por ejemplo, de la sima de Jinámar, la sima de Martín (Fig. 34) y el Hoyo de la Sima.



Fig. 34. (Izquierda) En una de las 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. (Derecha) Cueva en un dique. 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 originadas, 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. El dique está inclinado y en sus paredes internas se ven las huellas que dejó la lava al escurrir en su interior.

Otro caso que hemos registrado y publicado (Socorro & 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 están originados por 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, puede 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 con las que más disfrutó D. Telesforo, al observar las imágenes tridimensionales que le mostré de esta sorprendente cavidad.

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 (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, está ofreciendo a los visitantes un recorrido guiado interpretativo en el que se muestra lo que es un tubo volcánico. La visita se completa con una explicación de otros fenómenos geológicos y de interesantes aspectos etnográficos. La experiencia convierte a los visitantes en observadores directos de un documental en vivo, con piezas volcanológicas reales.

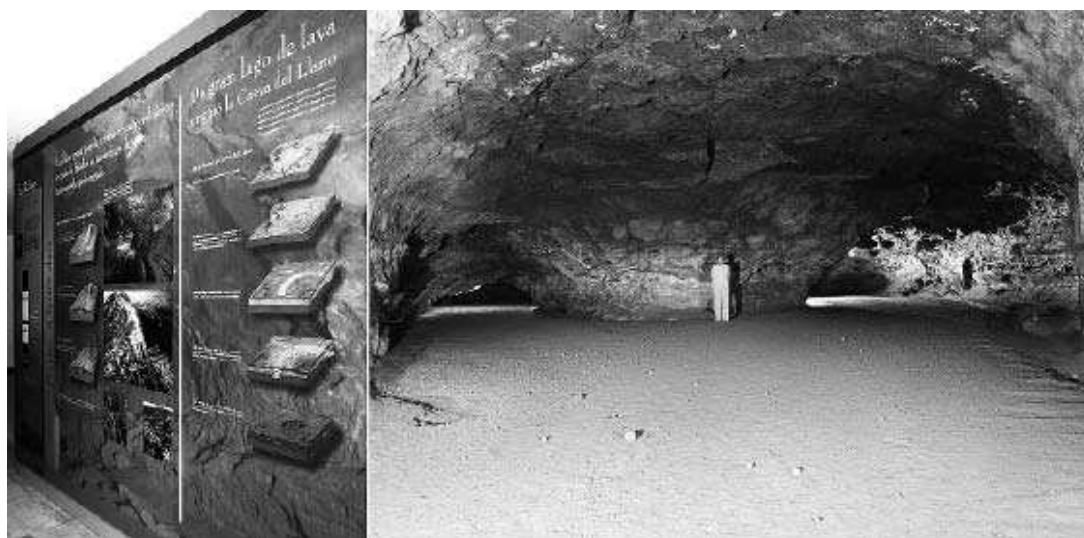


Fig. 36. Mediante un convenio entre el Museo de Ciencias Naturales de Tenerife (OAMC) y el Cabildo de Fuerteventura se realizaron la formación de los guías, y el contenido del Centro de Visitantes de la Cueva del Llano, abierta al público desde 2005 (ver Fig. 18).

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 1800 años de edad (Carracedo *et al.*, 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 27030 ± 430 años (Carracedo *et al.*, 2008).

La visita, para grupos de 14 personas, comienza en el Centro de Visitantes de la Cueva del Viento, 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.

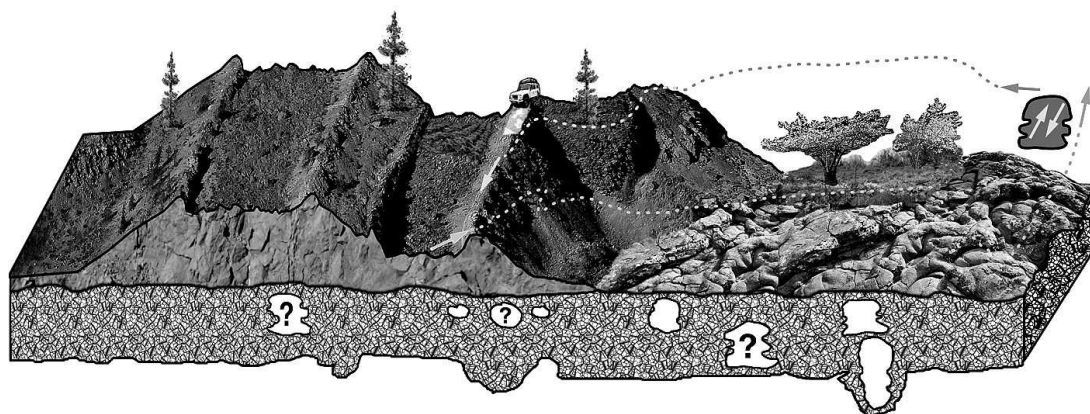


Fig. 37. Esquema de la ruta exterior del Parque Geológico Cueva del Viento. El recorrido transcurre en dos unidades geológicas.

Tras un breve trayecto en un vehículo de la organización, se inicia el recorrido a pie, por una ruta de gran riqueza natural y etnográfica que complementa la comprensión del fenómeno que originó el tubo volcánico, protagonista de la ruta.

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.



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.

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 transmitimos 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., E. BADIOLA, R. PARIS, F. TORRADO, A. GONZÁLEZ & J. SOCORRO (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. T3, pp. 109-195. Santa Cruz de Tenerife.
- DÍAZ, M. & J.S. SOCORRO. 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. pp. 49-63.
- MONTORIOL-POUS, J. & J. DE MIER (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. 1-98.
- SOCORRO, J.S. & J.L. MARTÍN. 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. & F. TORRADO. 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. & M.T. MILLS (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. British Cave Res. Assoc.* 4(4): 453-469.

