

# **Volcanes**

**Mensajeros del fuego, creadores de vida,  
forjadores del paisaje**

Editado  
por  
Julio Afonso-Carrillo

*Actas V Semana Científica Telesforo Bravo*  
INSTITUTO DE ESTUDIOS HISPÁNICOS DE CANARIAS  
2010

© Los autores  
© De esta edición: 2010, Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias,  
C/. Quintana, 18. Puerto de la Cruz, Tenerife,  
Islas Canarias, E-38400.

*Diseño de la cubierta:*  
:rec retoque estudio creativo  
[www.retoqueec.com](http://www.retoqueec.com)  
Imagen de 'Archivo Fotografía Histórica de Canarias'  
FEDAC – CABILDO DE GRAN CANARIA

*Primera edición:* octubre 2010

*Imprime:*  
Producciones Gráficas, S.L.  
Pol. Ind. Los Majuelos  
C/Tijarafe, Nave II, Puerta 2  
Tlf: 922 821 517

Depósito Legal: TF 1812/2010

ISBN: 978-84-614-3579-1

## Presentación

“Eran las dos y media de la tarde y yo me hallaba labrando unos trillos, y sentí temblar la tierra bajo mis pies. Dio una vez un ‘hurrído’ que yo miré el cielo creyendo que pasaba algún gran bando de palomas... Entonces vinieron unos pastores de Las Manchas y todos dijeron: ‘Vamos a marcharnos que de esto tiene que dimanar algo malo’. Yo me decía a mí mismo: ‘Si yo no fuera tan cochino, no me estaría aquí porque soy muy temeroso; pero como soy cochino y espero a mi hijo, me aguantare’. En ese momento reventó el volcán. Donde había un hoyito de volcán, en el mismo morro de la Montaña del Chinyero, fue donde reventó. La otra boca que hay separada se formó a la tardecita. Dio un gran berrido y los escobones saltaron al aire, subiendo a una altura como tres pinos grandes (podría equivaler a 150 metros de altura), dando vueltas, revueltos con el humo y la tierra, negra y colorada, y también salían piedras grandes, pero no se veía fuego, y todo al llegar arriba se distendía, y empezaron a caer unas arenillas calientes que no se aguantaban en la mano. Ya no vimos más porque todos echamos a correr... Cuando reventó, y aun algunos días después, se vio salir humo por el barranco de Abeque, que desemboca en el mismo volcán, es decir, que el volcán venía corriendo desde el Teide hacia abajo. A los tres días hubo hasta nueve bocas; pero después, las entulló el volcán”. De esta manera transcribe Lucas Fernández Navarro el relato de los dos pastores que se encontraban a un centenar de metros del lugar en el que se inició la erupción del Chinyero a las 14:30 horas del jueves 18 de noviembre de 1909. La erupción del Chinyero fue la última que ha tenido lugar en Tenerife y la primera de Canarias sobre la que se emitió un detallado informe científico.

El Ministerio de Instrucción Pública designó al catedrático de Cristalografía de la Universidad Central, Lucas Fernández Navarro, para que lo estudiara. Pero cuando llegó a Tenerife, la erupción que sólo duró diez días, había terminado. Acompañado de su antiguo discípulo Agustín Cabrera, realizó el trabajo de campo, cartografiando y analizando la fase

residual (coladas de lava, conos de piroclastos y materiales emitidos) y recogiendo las manifestaciones de los testigos. Publicó una memoria detallada de la erupción en 1911, en la que describió de forma cronológica todos los fenómenos de la misma, desde los movimientos sísmicos precursores hasta el recorrido y características de las coladas lávicas. Hoy hay unanimidad en reconocer que el estudio de Fernández Navarro sobre la erupción del Chinyero fue ejemplar.

Por todo esto, al cumplirse en noviembre del pasado año el primer centenario de la última erupción volcánica ocurrida en la isla de Tenerife que permitió el primer estudio científico que documentaba una erupción volcánica en Canarias, el Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias no quiso dejar pasar la oportunidad de dedicar las jornadas del ciclo de conferencias de homenaje a Telesforo Bravo a la celebración de esta efemérides.

De esta manera, para la convocatoria de la V SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO, se eligió el lema '*Volcanes: mensajeros del fuego, creadores de vida, forjadores del paisaje*', que permitió el encuentro y la reflexión sobre la problemática de los volcanes, el medio ambiente íntimamente relacionado con ellos y sus implicaciones en la sociedad. La semana científica, que contó con seis sesiones, permitió al IEHC sumarse a otras instituciones culturales de Canarias en la conmemoración del centenario del Chinyero, y a fomentar el intercambio de ideas usando como referente el papel del volcán en relación a diferentes aspectos geológicos y biológicos.

En la primera sesión, que estuvo dedicada al análisis de la comarca de Santiago del Teide en el periodo previo la erupción del Chinyero, Esther Beltrán Yanes presentó una detallada reconstrucción del paisaje de la época. Merece ser destacado la importante función que tenían los volcanes en la configuración de los paisajes del antiguo Valle de Santiago, que nos permitió descubrir la antigua identidad geográfica que caracterizaba a esta comarca.

La segunda sesión, corrió a cargo de Sergio Socorro quien dedicó su intervención a presentarnos las cavidades volcánicas de Canarias. Cuando una erupción volcánica emite una colada de lava fluida la superficie de la colada al entrar en contacto con el aire tiende a solidificar creando una cubierta rígida que aísla el flujo de lava líquida que continua discurriendo por el interior. La costra de lava solidificada en contacto con el aire formará el techo del tubo volcánico, y el descenso del aporte de lava formará la cavidad entre el techo y el río incandescente. La belleza de las cavidades volcánicas de Canarias fue resaltada por las espectaculares imágenes que el autor mostró de estas singulares formaciones geológicas.

En la tercera sesión, Pedro Oromí nos descubrió el insólito mundo de la fauna subterránea de Canarias. Los tubos de lava y la amplia red de

grietas, conforman unos hábitats con características ambientales muy singulares, en los que habita una rica fauna invertebrada en la que todas las especies son endémicas. Los animales estrictamente cavernícolas se han diferenciado aisladamente y son exclusivos de cada isla. Curiosamente es la fauna lavícola, aquella que coloniza las lavas abióticas después de las erupciones, la que también ocupa inicialmente los nuevos tubos volcánicos.

Consuelo Hernández Padrón, intervino en la cuarta jornada y nos introdujo en el mundo de los líquenes, con particular atención en los que colonizan las lavas. Los líquenes son el producto de una compleja relación entre dos organismos muy diferentes (un hongo y un alga). El resultado de la simbiosis líquénica es un organismo dual muy singular capaz de crecer en los ambientes más inhóspitos. En los territorios volcánicos colonizan con éxito las lavas volcánicas totalmente desprovistas de vida vegetal.

En la quinta sesión, Salvador Ordóñez Delgado analizó el estudio que en 1911 publicó Lucas Fernández Navarro sobre la erupción del Chinyero. El estudio de Fernández Navarro hoy es considerado un trabajo ejemplar, pionero en la España de inicios del siglo XX, a pesar de que al no poder asistir a la fase activa de la erupción, tuvo que realizar sus investigaciones recogiendo las manifestaciones de los testigos oculares, entre los que contaba con el que hubiera sido su discípulo, Agustín Cabrera, que lo acompañó en el trabajo de campo.

La última jornada, Carmen Solana realizó un minucioso análisis de los peligros asociados a las erupciones volcánicas, utilizando como referencia la isla de Tenerife. Canarias presenta una gran variedad de peligros naturales, la mayoría de los cuales están ligados al volcanismo, a los que hay que añadir la sismicidad y los grandes deslizamientos gravitacionales. Sin embargo, el volcanismo, además de destructor, es un proceso creador y con una prevención y planificación adecuadas, los beneficios de vivir en una zona volcánica como Canarias superan a los inconvenientes.

Como en años anteriores el ciclo de conferencias contó con el patrocinio de la FUNDACIÓN MAPFRE GUANARTEME, y en su organización participaron por parte del IEHC, Jaime Coello Bravo, Jerónimo de Francisco Navarro, Iris Barbuzano Delgado y el autor de estas líneas, conjuntamente con la Fundación Telesforo Bravo–Juan Coello, representada por Jaime Coello Bravo y Juan Jesús Coello Bravo. El agradecimiento del IEHC a todos los que hicieron posible la realización del quinto ciclo de conferencias y la publicación del presente libro. Nuestra gratitud especialmente para todos los conferenciantes, que no sólo aceptaron la invitación para participar en la semana científica sino que, desinteresadamente, prepararon los artículos que están agrupados en estas páginas. Como en los ciclos anteriores, la V SEMANA CIENTÍFICA contó con una elevada asistencia de público, indicativa del cariño con que cada año es acogida esta iniciativa de homenaje a Telesforo Bravo, tanto por nuestros

socios como por todas aquellas personas preocupadas por la naturaleza. A todos, el agradecimiento del IEHC.

La V SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO fue presentada a los medios de comunicación en una rueda de prensa celebrada en la sede del IEHC el jueves 12 de noviembre de 2009. El día anterior, Juan Jesús Coello Bravo, había sido el encargado de realizar la presentación de las Actas de la IV Semana Científica Telesforo Bravo, celebrada el año anterior, con el título de *Misterios de la Gea: descifrando los enigmas ocultos en rocas, gases, agua y fuego*. Entre el viernes 13 y el viernes 20 de noviembre se desarrolló el programa del ciclo, con conferencias diarias en horario de 19:30 a 21:00 horas en el salón de actos de nuestra sede. Las conferencias impartidas fueron las siguientes:

Viernes, 13 noviembre 2009:

**Esther Beltrán Yanes:** "Conviviendo con volcanes en el valle de Santiago".

Lunes, 16 noviembre 2009.

**Sergio Socorro Hernández:** "Cavidades volcánicas de Canarias".

Martes, 17 noviembre 2009.

**Pedro Oromí Masoliver:** "La fauna subterránea de Canarias: un viaje desde las lavas hasta las cuevas".

Miércoles, 18 noviembre 2009.

**Consuelo Hernández Padrón:** "El desconocido y sorprendente mundo de los líquenes que pueblan las lavas".

Jueves, 19 noviembre 2009.

**Salvador Ordóñez Delgado:** "El estudio de la erupción del Chinyero (18 de noviembre de 1909) por Lucas Fernández Navarro (1869-1930), una investigación vulcanológica pionera".

Viernes, 20 noviembre 2009.

**Carmen Solana:** "Peligros asociados a las erupciones históricas en Tenerife".

Del mismo modo que las actas publicadas en años precedentes, la presente publicación constituye un tributo de reconocimiento y de recuerdo por parte del IEHC hacia el profesor Telesforo Bravo.

*Julio Afonso Carrillo  
Vicepresidente del IEHC*

## ÍNDICE

Págs.

- 
1. **Conviviendo con volcanes en el Valle de Santiago (Tenerife, Islas Canarias): El paisaje de la comarca de Santiago del Teide antes de la erupción del Chinyero en 1909,**  
por ESTHER BELTRÁN YANES ..... 9 – 30
  2. **Cavidades volcánicas de Canarias. Tipos y génesis,**  
por SERGIO SOCORRO ..... 31 – 62
  3. **La fauna subterránea de Canarias: un viaje desde las lavas hasta las cuevas,** por PEDRO OROMÍ ..... 63 – 98
  4. **El desconocido y sorprendente mundo de los líquenes que pueblan las lavas,** por CONSUELO E. HERNÁNDEZ PADRÓN ..... 99 – 124
  5. **El estudio de la erupción del Chinyero (18.11.1909) por Lucas Fernández Navarro (1869-1930), una investigación vulcanológica pionera,** por SALVADOR ORDÓÑEZ DELGADO ..... 125 – 138
  6. **Peligros asociados a las erupciones de Tenerife, su impacto y reducción en caso de una erupción futura,**  
por M. CARMEN SOLANA ..... 139 – 156





## **1. Conviviendo con volcanes en el Valle de Santiago (Tenerife, Islas Canarias): El paisaje de la comarca de Santiago del Teide antes de la erupción del Chinyero en 1909<sup>1</sup>**

**Esther Beltrán Yanes**

*Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna*

“...Es triste la canción del hombre que se sabe en una isla paradisíaca y le toca vivir en un infierno de soledad y muerte”.

(L. D. Cuscoy, *Tenerife, la isla del Teide*, 1948, p. 38)

*La celebración del primer centenario del volcán del Chinyero (1909-2009) es una oportunidad ideal para rememorar la última erupción de Tenerife y rescatar mucha de la información que generó el desarrollo de la actividad volcánica, así como de las medidas de protección civil que en su momento se realizaron y de las repercusiones sociales que ocasionó. Pero también esta celebración debe tener unas expectativas más amplias, que incluyan, además, la reconstrucción del paisaje de la época en el que este fenómeno volcánico se originó. Con motivo de esta conmemoración se ha realizado un significativo esfuerzo por recuperar la importante función que tenían los volcanes en la configuración de los paisajes del antiguo Valle de Santiago y descubrir con ello la antigua identidad geográfica que distinguía a esta comarca.*

---

<sup>1</sup> Este trabajo constituye una síntesis de los resultados de un estudio para la recuperación del paisaje presentado en una exposición permanente en el Hotel de la Antigua Casa del Patio, en Santiago del Teide, para la celebración del *I Centenario de la erupción del Chinyero 1909-2009*.

## **Consideraciones teóricas y metodológicas sobre el objetivo de este trabajo**

En líneas generales, la palabra paisaje hace referencia a la imagen de un territorio, al aspecto de un espacio concreto. Asimismo, este término lleva implícito un importante contenido cultural, de percepción o de sentido estético. Sin embargo, la definición del paisaje como forma de conocimiento científico se orienta al estudio de la fisonomía del territorio y, con ello, a la explicación del conjunto de formas y elementos que lo integran. Este objetivo supone la consideración de la totalidad de los componentes del paisaje, así como la búsqueda de relaciones que se producen entre ellos y su plasmación espacial. Esta definición del objeto de estudio del Paisaje lleva a advertir su plena convergencia con el objeto general del conocimiento geográfico y no sorprende, por tanto, que la Geografía se haya autodenominado repetidas veces en su historia como “ciencia del paisaje”.

El trabajo que aquí se presenta se ajusta al método habitual que implica el concepto de paisaje ya referido, que se fundamenta en una primera etapa de análisis, consistente en la disociación de los elementos configuradores (relieve, vegetación, suelo y hombre) del paisaje y su caracterización, con una aproximación a los rasgos identificadores de su estado a principios del siglo XX. Posteriormente, se restablece lo inicialmente descompuesto por medio de una fase de síntesis territorial en la que se define la antigua fisonomía de la comarca valorando la relación espacial entre sus componentes y la importancia relativa de éstos en la configuración de una imagen exclusiva de una original montaña canaria. El interés que existe por esclarecer la antigua función que tenía el volcanismo en este paisaje hace que los aspectos relacionados con este elemento natural se traten siempre con un mayor detalle en el desarrollo del estudio y caracterización de la antigua fisonomía de este territorio.

### **El relieve del antiguo Valle de Santiago: la original convivencia de las formas volcánicas antiguas con las recientes**

El Valle de Santiago se localiza en un amplio barranco situado al oeste de Tenerife, en el contacto entre las antiguas montañas volcánicas de Teno con los volcanes recientes de las cumbres de Bilma-Abeque. Este especial encuentro ha dado lugar a la convivencia en este sector de la isla de morfologías muy contrastadas.

Al noroeste, la prolongada acción de las lluvias torrenciales sobre montañas volcánicas dormidas ha originado un irregular relieve descarnado, con largos y estrechos barrancos paralelos. Se trata de un *antiguo macizo*

*volcánico* mioplioceno (con materiales datados aproximadamente entre los 7 y los 4,5 millones de años) construido en su mayor parte por apilamientos tabulares de numerosas y estrechas coladas basálticas de gran fluidez. Entre ellas aparecen interestratificados mantos de piroclastos, viejos conos y algunos almagres. Todo el conjunto está profusamente intruído por una red filoniana de diques y pitones. Algunos de ellos, de naturaleza sálica, corresponden a las últimas manifestaciones volcánicas de este antiguo ciclo eruptivo de la isla (Luis, 1990, p. 98).

La morfología actual de Teno, de evidente apariencia “en ruinas”, refleja el destacado protagonismo que los procesos de erosión han experimentado sobre este marco físico. Desde este punto de vista hay que considerar tanto el tiempo en que se ha desarrollado la acción erosiva como la intensidad de su funcionamiento. En el primer caso, la considerable antigüedad geológica de las morfoestructuras volcánicas ha contribuido a que los procesos de modelado hayan actuado casi de manera permanente desde época miopliocena. En lo que respecta a la intensidad de esta dinámica morfoclimática, se han sucedido diferentes momentos climáticos, cada uno de ellos con características específicas en la acción de los procesos de modelado. En definitiva, se trata de un modelado de origen diverso y, en muchos casos heredados, representado principalmente por una morfología de barrancos, acantilados y glaciares coluviales.

Por el contrario, al sureste de este gran valle la permanencia de los fenómenos de construcción volcánica en las cumbres de Bilma-Abeque, ha creado un relieve montañoso de numerosos volcanes de formas suaves y redondeadas, con cráteres en su interior que recortan sus masas negras y rojizas. Desde aquí se derraman largos torrentes de lava como “negras cicatrices” que han invadido parcialmente el valle de origen torrencial del actual Santiago del Teide.

La actividad volcánica en este sector de la isla ha dado lugar, por tanto, a una morfoestructura principal muy diferente a la descrita con anterioridad, pues ésta se construye a partir de la asociación espacial de numerosos episodios monogénicos de edad reciente, siguiendo una única línea tectónica predominante de marcado carácter rectilíneo. Este hecho posibilita la concentración espacial de volcanes de nueva creación y ha propiciado la formación de un elevado y complejo edificio volcánico en forma de tejado a dos aguas, conocido con el nombre de *dorsal volcánica* (Romero, 1991, p. 34).

Este tipo de unidad de relieve se caracteriza por presentar un eje central, configurado mayoritariamente por la agrupación de aparatos volcánicos menores, y extensas vertientes constituidas, en lo esencial, por apilamientos de coladas de escasas potencias, que han sido emitidas desde dichas bocas eruptivas. La dorsal se sitúa entre el viejo macizo volcánico de Teno, al noroeste, y el gran estratovolcán doble Teide-Pico Viejo, al



este profundo barranco quedaran prácticamente colmatados por importantes volúmenes de material de acarreo de distinta granulometría. Durante mucho tiempo esta cuenca hidrográfica funcionó como depresión endorreica hasta la posterior apertura de una nueva vía de desalajo torrencial. Ello ha determinado la identificación de otras formas de relieve local, aparte de las anteriormente referidas, que son las extensas superficies de depósitos detríticos que ocupan las laderas y el interior de la amplia cuenca del Valle de Santiago.

## **Las principales unidades de relieve del antiguo Valle de Santiago**

A partir de estas características generales desde el punto de vista geomorfológico, se reconocen determinadas unidades de relieve que se organizan espacialmente configurando la original morfología que distingue a este valle del suroeste de la isla de Tenerife.

### **El macizo volcánico antiguo**

Corresponden a los sectores constitutivos de la antigua cuenca hidrográfica que se conserva intacta, esto es, sin remodelaciones recientes por erupciones volcánicas del sureste. Por tanto, se trata de en una larga alineación montañosa producto del desmantelamiento por la erosión, que en su extremo suroeste parte de referencias topográficas como la Degollada de Pejera (600 m), Montaña Guama (877 m), Risco de La Punta (750 m) y Montaña Liada (1150 m), hasta la Degollada de Cherche, entrada natural al valle si se viene del norte de la isla, y continua por la Cruz de Gala (1347 m) girando hacia el este, hasta el puerto de Erjos (1122 m). A partir de aquí, la antigua cumbre montañosa entra en contacto con los materiales volcánicos recientes y queda recubierta por éstos en todo el sector oriental hasta el sureste. En este sector vuelven hacerse fácilmente reconocibles los restos del antiguo macizo en el Risco del Guanche (1063 m), situado entre Tamaimo y Arguayo, antiguos caseríos de la comarca de Santiago. Entre esta última culminación y la más meridional de la Montaña del Ángel (823 m) existe otro collado por el que han circulado corrientes de lava recientes procedentes de las bocas eruptivas de Abeque. En líneas generales, esta unidad morfológica discontinua espacialmente se distingue por una topografía culminante en crestas, voluminosos roques y altas paredes verticales, atravesadas por largos diques volcánicos y entalladuras torrenciales.

### **Los depósitos detríticos**

La actividad erosiva duradera que ha modelado estas viejas montañas ha generado importantes volúmenes de material detrítico al pie de éstas,

formando gruesos abanicos de material sedimentario de diferente granulometría que llegan a recubrir por completo la antigua cabecera del barranco de Santiago. Existen diferencias entre los depósitos situados en el tramo medio e inferior del valle y los de la cabecera del barranco, pues se han generado a partir de la intervención de procesos de transporte y sedimentación diferentes.

En el primer caso, se trata de acumulaciones de materiales groseros por el arrastre de material tras aguaceros violentos, en los que la caída ocasional de bloques por gravedad también puede contribuir a alimentar las acumulaciones de derrubios. Alcanzan las mayores extensiones en aquellos lugares en que la topografía es más suave, como por ejemplo en la Montaña Guama, en que tapizan ampliamente su ladera suroccidental. En el segundo, el cierre del barranco por las coladas procedentes de las cumbres surorientales dio un funcionamiento endorreico a la cabecera del valle. Su importante relleno por taludes de derrubios con una significativa proporción de elementos de pequeña granulometría y la topografía plana de esta superficie de acumulación son el reflejo de la evolución de esta cuenca de drenaje hacia una cuenca cerrada.



**Fig. 2.** El Valle de Santiago según la antigua litografía de J.J. Williams (Barker-Webb et Berthelot, 1839). El dibujo se realizó desde las montañas de Teno que delimitan el valle desde el noroeste.

### **Los conos volcánicos recientes y subhistóricos**

Este tipo de unidad de relieve corresponde a las montañas de piroclastos que se concentran en las cumbres del noreste del valle y que aluden a la permanencia de la actividad volcánica en esta parte de la isla. En este sentido, el grabado del Valle de Santiago (ver figura 2) muestra con gran belleza las siluetas volcánicas de esta cumbre y expresa magistralmente esa atmósfera inquietante que alude a una posible irrupción de un desastre natural de estas características, que se produciría algunas décadas más tarde con la erupción del Chinyero.

Los volcanes de Bilma (1350 m), Montaña de la Cruz (1518 m), Montaña de Las Flores (1435 m) y Montaña Poleos (1473 m), entre otros, formaban este campo de volcanes de composición magmática basáltica y comportamiento eruptivo general de estilo estromboliano. En líneas generales, son acumulaciones de elementos volátiles de diferente granulometría (escorias, lapilli, cenizas...), emitidos en fases violentas de proyección aérea, que se acumulan en torno a las bocas eruptivas, construyendo montañas cónicas de colores ocres, rojizos y negros, dependiendo de variaciones de la composición química y de su grado de alteración. Se articulan espacialmente según fisuras eruptivas con dirección dominante NO-SE y pueden tener asociados otras formas menores, como hornitos, coneletes de escorias, etc.

### **Coladas lávicas recientes y subhistóricas**

A partir de estas bocas eruptivas se derramaron numerosas corrientes de lava que circularon caprichosamente por la cumbre y vertientes de la dorsal volcánica de Bilma-Abeque, guiadas por la topografía local. Corresponden preferentemente a morfologías “aa” que se distinguen por una superficie extremadamente irregular y caótica, controlada por el proceso de enfriamiento a medida que avanzan por el territorio. Su topografía general engloba formas en canales lávicos, tubos, bloques erráticos, bolas de acreción, etc., y suelen dejar además terrenos antiguos sin cubrir que quedan a modo de “islas” entre las nuevas superficies volcánicas. También pueden aparecer morfologías “pahoehoe”, que se relacionan con emisiones más fluidas que dan lugar a superficies más continuas y regulares, compuestas por tubos y lenguas coalescentes.

Dependiendo del grado de colonización vegetal y de transformación de estas coladas de lava por procesos de disgregación y alteración química, presentan variados aspectos que las identifican en el paisaje. Antes de la erupción del Chinyero las corrientes de lava más recientes en las cumbres de Bilma-Abeque eran las de Montaña Aguda y Montañas Negras, que se distinguían nítidamente por su aspecto apenas alterado por el tiempo, y las de Montaña Reventada, que circularon por la cumbre tanto hacia el norte

como hacia el sur de la dorsal, a través de largos brazos lávicos. Otra de las superficies lávicas subhistóricas de fácil reconocimiento en la comarca eran y siguen siendo las correspondientes al Volcán de Boca Cangrejo que invadieron el Valle de Santiago por el sureste, generando llamativas tierras negras quemadas por este volcán.

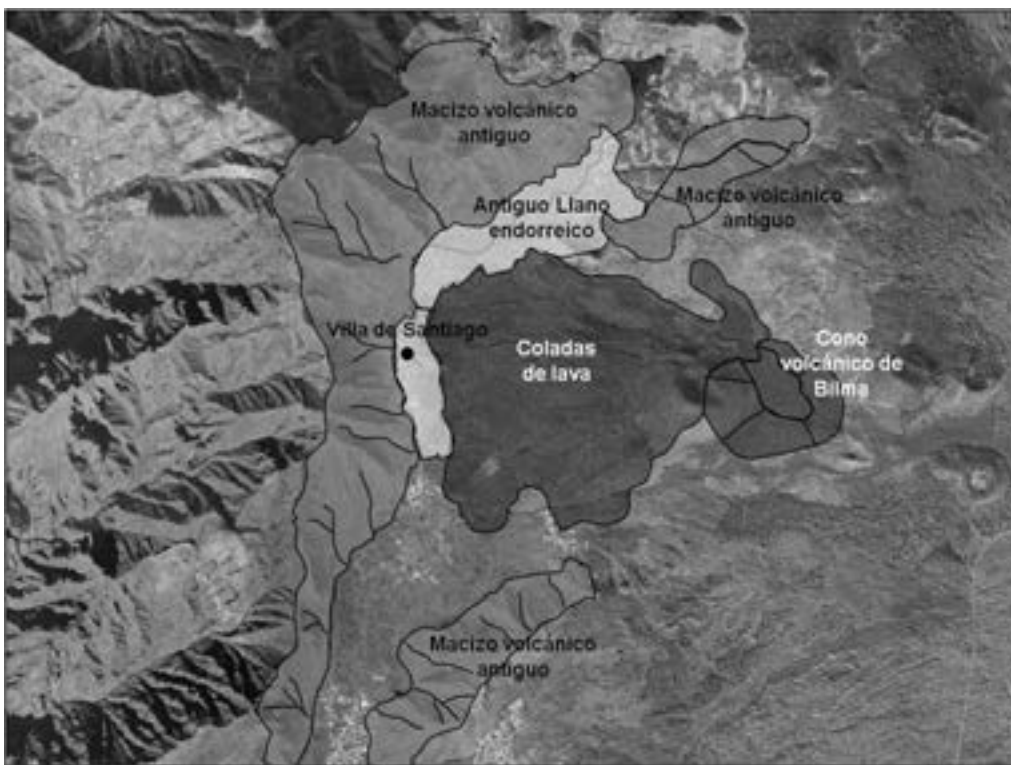


Fig. 3. Principales unidades morfológicas en la cabecera del Barranco del actual Santiago del Teide

### **Matorrales de un desierto subtropical**

En una primera visión de conjunto, los rasgos generales de la cubierta vegetal en esta zona son de un dominio contundente de los matorrales abiertos, propios de un ambiente seco, debido a la situación de este sector en la vertiente de la isla a sotavento, sin la influencia de la humedad y de las nieblas de los vientos alisios.

El mapa de vegetación de Sabin Berthelot (Barker-Webb et Berthelot, 1835) constituye una fuente de investigación de gran valor para aproximarse a las características de la vegetación en la segunda mitad del siglo XIX en Santiago. Las unidades de vegetación que se reconocían en el Valle de Santiago de costa a cumbre eran, y continúan siendo en gran medida, las siguientes: tabaibales y cardonales de ambientes cálidos



costeros, matorrales degradados por la actividad del hombre en las medianías y determinadas comunidades de escobonales y pinares en la cumbre, propios de un clima de montaña. Finalmente, en la cima más elevada, en las inmediaciones del gran estratovolcán Teide-Pico Viejo, la región de plantas alpinas, características del Alto Tenerife.



**Fig. 4.** Ampliación de la comarca del Valle de Santiago en el mapa de vegetación de Berthelot (Barker-Webb et Berthelot, 1838).

## Cardonales y tabaibales

La unidad denominada en la leyenda del mapa de Berthelot como *Plantes du littoral et descoteaux maritimes*, comprende a los cardonales y tabaibales. Estos matorrales ocupan las franjas altitudinales bajas de las islas y en las vertientes meridionales, como las del sector que nos ocupa, ascienden a las medianías altas favorecidos por la aridez ambiental y los suelos pedregosos propios del sur de Tenerife. Corresponden a la actual

asociación *Periploca laevigata-Euphorbietum canariensis* (Del Arco *et al.* 2006, p. 100) que, en líneas generales, se distingue por las plantas suculentas de aspecto arborescente en el caso de las tabaibas (*Euphorbia balsamifera*, *Euphorbia lamarckii* y *Euphorbia atropurpurea*; esta última muy abundante localmente en el oeste de Tenerife), y de estructuras en forma de candelabro en los cardones (*Euphorbia canariensis*). Estas especies acompañan a otros arbustos en los que son frecuentes el cornical (*Periploca laevigata*), el verode (*Keinia neriifolia*) o el tasaigo (*Rubia fruticosa*). Dichos elementos florísticos muestran diversos caracteres morfológicos y fisiológicos derivados de su adaptación a la sequedad: tallos gruesos ricos en agua, transformación de las hojas en espinas, carencia de ellas o su pérdida durante el verano, recubriendo la superficie con ceras o pelos. Como consecuencia de la degradación de estos matorrales por la intervención del hombre a través de actividades agrarias tradicionales, la tabaiba amarga (*Euphorbia lamarckii*) ocupa mayores extensiones que el cardón, ya que es una especie más agresiva y de crecimiento más rápido.



**Fig. 5.** Bello dibujo de J.J. Williams que muestra la tabaiba roja, el durasnillo (sic), el cardón y la tabaiba salvaje (Barker-Webb et Berthelot, 1838).

## **Matorrales degradados por la intervención prolongada del hombre**

En la comarca de Santiago corresponden en la actualidad a dos comunidades principales que son las del retamar blanco y la de los jarales y tomillares. Las retamas de este valle, conocidas comúnmente como retamones, constituyen una amplia manifestación vegetal perteneciente a la asociación *Echio aculeati-Remetum rhodorhizoidis* (Del Arco *et al.* 2006, p. 114). Esta comunidad ha sido muy extendida en las medianías, sectores intensamente transformados por el hombre a través de los aprovechamientos agrícolas y ganaderos dominantes durante las pasadas centurias. En la actualidad han alcanzado un mayor protagonismo paisajístico por el abandono de dichas actividades tradicionales, ocupando antiguas huertas y campos de cultivos de los tramos medios y altos del valle.

Se desarrolla preferentemente sobre suelos pedregosos de coladas, con claros síntomas de alteración del sustrato lávico, y en los coluviones de las laderas del antiguo macizo de Teno. La retama blanca (*Retama rodorhizoides*) junto al ajinajo (*Echium aculeatum*), la tabaiba amarga (*Euphorbia lamarckii*) y las margaritas (*Argyranthemum gracile* y *A. foeniculaceum*) son las especies más abundantes, aunque la tabaiba citada puede alternarse además con *Euphorbia atropurpurea*. Asociados a dichos elementos florísticos se desarrollan también higueras y almendros, frutales de una gran importancia para los campesinos en el pasado y que crecen sin dificultad en condiciones ambientales adversas de suelo rocoso y de escasez de agua.

Como se ha indicado, junto a esta comunidad puede reconocerse también la de jarales y tomillos, *Micromerio hyssopifoliae-Cistion monspeliensis* (Del Arco *et al.* 2006, p. 116). Corresponde a matorrales abiertos de caméfitos enanos que se asientan sobre suelos pedregosos, con frecuencia relacionados con un uso intensivo del pastoreo. Son abundantes la malpica (*Carlina salicifolia*), el jaguarzo (*Cistus monspeliensis*), la mosquera (*Globularia salicina*) y los tomillos, (*Micromeria hyssopifolia* y *M. varia*), entre otras. Esta manifestación vegetal aparece en los tramos medios y altos del valle, relacionados con el ambiente semiárido dominante, y podría relacionarse con la unidad del mapa de Berthelot que tiene la amplia denominación de *Région des Bruyères et des Cistes*.

## **Los escobonales y codesares con pinar de la cumbre**

En las cumbres a sotavento de esta parte de la isla situadas entre 1200 y 1500 m, en un ambiente seco y contrastado térmicamente por la altitud y la ausencia del efecto regular del mar de nubes del alisio y, además, con el dominio de un sustrato volcánico reciente, los escobonales constituyen la mejor representación del paisaje vegetal natural de este sector montañoso.

Esta manifestación vegetal forma parte de la actual asociación *Sideritio-solutae-Pinetum canariensis, facies Chamaecytisus proliferus subsp. angustifolius* (Del Arco *et al.* 2006, p. 137). Junto a los pinos canarios que progresan sin dificultad en estas condiciones del medio físico, convive el escobón que puede llegar a ser dominante en las coladas recientes. El codeso (*Adenocarpus viscosus*), la margarita (*Argyranthemum adavatum subs. dugourii*), chajorras (*Sideritis oroteneriffae* y *S. soluta*), y el corazoncillo (*Lotus campylocladus*), son otras de las especies frecuentes en estos territorios altos. Tanto el escobón como el codeso eran especies muy apreciadas como plantas forrajeras y, en el caso de los codesos, los matorrales de este taxon eran potenciados por la población de entonces. El fuego controlado por los pastores mantenía los codesares por medio de su renovación continuada, ya que las nuevas plántulas constituían un recurso de primer orden para el mantenimiento de los rebaños durante el verano.

A finales del siglo XIX no existían los pinares cerrados que se reconocen hoy sobre las montañas volcánicas de Abeque. Sabemos que su existencia actual responde a las repoblaciones realizadas por el Estado dentro de una intensa campaña de repoblación llevada a cabo en el siglo pasado. La observación detallada del mapa de Berthelot nos confirma que en este sector de la isla los pinares no podían alcanzar potencialmente esa densidad, pues las perturbaciones naturales provocadas en esta cumbre por el volcanismo activo introducían claras discontinuidades espaciales en el pinar. Naturalmente, las superficies de pinar sobre sectores más antiguos estaban sujetas a una intensa explotación que había mermado más aún su grado de ocupación territorial.

### **Suelos pedregosos quemados por los volcanes**

Estos rasgos ambientales y de vegetación han dado lugar a un predominio de los suelos rocosos. En líneas generales, los litosoles ocupan amplios espacios y, sólo en algunos lugares, se identifican formaciones edáficas evolucionadas que corresponden a los suelos *marrones*, típicos de las zonas cálidas y secas de las islas. Además, la presencia de abundantes superficies volcánicas recientes procedentes de las cumbres orientales acrecienta la ocupación de los suelos minerales brutos con nulas posibilidades de explotación agrícola, por lo que los cultivos se concentraban en la antigua llanura de la cabecera del barranco y en otros sectores del viejo macizo volcánico.

Los suelos marrones son arcillosos, con predominio de arcillas 2/1 (Fernández Caldas 1982, p.79) y un bajo contenido en materia orgánica y, en general, pueden tener un buen rendimiento agrícola para la producción de invierno en las regiones áridas de las islas. Sin embargo, estos terrenos

más fértiles pertenecían al antiguo señorío del valle<sup>2</sup>, por lo que la población de Santiago debía conformarse con las tierras pedregosas cultivables de las laderas de las viejas montañas de Teno, o con las de los terrenos volcánicos de las cumbres de Bilma con síntomas evidentes de alteración debido a un proceso incipiente de edafogénesis. Estos últimos sectores constituyen un ejemplo muy interesante de explotación de los volcanes de estas montañas en el antiguo sistema socioeconómico de la isla y merecen una mayor atención, ya que son los únicos lugares de naturaleza eruptiva reciente que experimentaron este tipo de aprovechamiento en el antiguo Valle de Santiago.

Los materiales volcánicos de reciente creación se relacionan, en principio, con mínimas posibilidades para la vida vegetal, salvo para elementos muy especializados como los talófitos o plantas vasculares de adaptaciones rupícolas y fisurícolas. No obstante, se producen diferencias evidentes según las características morfológicas de las nuevas superficies volcánicas. En este sentido, mientras que las superficies de lapilli ofrecen menores facilidades para el establecimiento de la vegetación, sobre todo por la escasa estabilidad del sustrato por lo que ésta sólo está asegurada en los sectores de topografía plana, las coladas de lava crean sustratos más masivos y estables que permiten la mejor fijación de los líquenes, musgos y plantas vasculares (Beltrán, 2000, p. 122).

Estas contrastadas posibilidades para la colonización vegetal se invierten, sin embargo, con el paso del tiempo. Los elementos volátiles emitidos por las bocas eruptivas presentan una textura muy vacuolar que supone la existencia de múltiples y diminutos poros que acrecientan el resultado del trabajo de los mecanismos físicos disgregadores de estas rocas eruptivas (Beltrán, 2000, p. 166). La presencia de finos en estas superficies se hace más abundante, por tanto, con el paso del tiempo que en las coladas de lava con un proceso más lento de desagregación. Está demostrado, asimismo, que en ambiente de montaña canaria el desgaste mecánico del lapilli es más eficaz que en otros ambientes locales de la isla (Beltrán 2000, p.158), de ahí que cuando se alcanza un avanzado proceso de

---

<sup>2</sup> La constitución de la Villa de Señorío sobre el Valle de Santiago se llevó a cabo por una real cédula del Rey Felipe IV fechada en Madrid el día 3 de Julio de 1663 y otorgada a favor de Fernando del Hoyo Solórzano y Alzola. Este lugar quedó segregado de la jurisdicción del Corregidor y del Cabildo, y transferida a sus Señores con la facultad de poner en ella horca, picota, cuchillo, cárceles, cepos, azotes, etc., así como penas de cámara y de sangre. Tras las Cortes de Cádiz (1811-1812), la familia del Hoyo-Solórzano perdió la vara teórica de Señor del Valle de Santiago, pero fue realmente con el fallecimiento del 6º y último señor de la villa, D. Fernando José del Hoyo-Solórzano, en abril de 1856, cuando se produce la desaparición definitiva del elemento señorial en la Villa de Santiago (González *et al* 1986 a, págs.17-28).

transformación de los piroclastos, estos sustratos pueden ser explotadas con éxito para fines agrícolas.

En efecto, a esta altitud, entre 1200 y 1500 m, el frío no llega a ser un factor limitante para el cultivo de cereales de secano (trigo, centeno y cebada), beneficiados además en estas cotas por mayores posibilidades de agua por factor orográfico. Este valioso conocimiento de las potencialidades de los suelos volcánicos recientes en las cumbres de la antigua comarca de Santiago se confirma en fuentes de los primeros años del siglo XX (Romero *et al.*, 2009, p. 73) y en la existencia de topónimos reveladores de algunos volcanes (Montaña Centeno). Los restos de antiguos muros de piedra seca de bancales abandonados y las viejas eras para las labores de trilla que se descubren en el interior de los pinares de estas montañas son huellas tangibles de este original paisaje agrícola de hace cien años.



**Fig. 6.** Una antigua era en el interior de los pinares actuales que rodean al volcán del Chinyero.

### **La dura adaptación del hombre a unos recursos naturales escasos**

No cabe duda que las condiciones del medio físico del Valle de Santiago no eran las más adecuadas para hacer de esta comarca una zona

próspera para sus habitantes. Los recursos naturales eran limitados: suelos pobres, rocosos y muchos de ellos arrasados por los volcanes, los totales de lluvias muy bajos y con la irregularidad propia del desierto, aunque algunas fuentes naturales suministraban el agua suficiente para el consumo de la población y del ganado.



**Fig. 7.** Fincas agrícolas abandonadas en los campos de piroclastos del volcán de Bilma. Al fondo, a la izquierda, superficies lávicas con escobones e higueras.

En consecuencia, los hombres y mujeres de estos lugares luchaban contra una naturaleza adversa, adaptando sus precarias propiedades a una adecuada explotación agraria y aunaban esfuerzos para hacer de estas estériles montañas, huertas fértiles para alimentar a sus familias. El valor de los antiguos paisajes agrarios de Santiago, por tanto, es que constituían el mejor reflejo de lo que era un aprovechamiento racional de los escasos recursos naturales por medio de una sabia cultura popular acumulada durante siglos. Su sabio arte consistía en hacer coincidir espacialmente la ocupación y el uso equilibrado del suelo con las potencialidades ecológicas de las unidades de paisaje natural de la comarca.

De este modo, sobre las laderas del Macizo Antigo de Teno, cuando la topografía permitía cierta retención de suelo y en los depósitos de materiales detríticos situados al pie de la montaña, se construyeron huertas

escalonadas en las que se plantaban trigo, lentejas y garbanzos (González *et al.*, 1986b, p. 199); por ejemplo, las célebres huertas de Guama situadas al suroeste. En los sectores más escarpados desprovistos de suelo, pero con matorrales abiertos, se llevaba a cabo el pastoreo extensivo.

En las Cumbres volcánicas de Bilma-Abeque la alternancia espacial de diferentes tipos de sustratos volcánicos daba lugar a una original organización territorial de los aprovechamientos tradicionales: sobre las superficies de lapilli con cierta acumulación de finos, como por ejemplo en los campos de piroclastos del Volcán de Bilma, se plantaba preferentemente cereales. En las coladas más antiguas, con cierta descomposición superficial y con un significativo proceso de colonización vegetal de especies propias de la zona (escobones), éstas proporcionaban excelentes plantas forrajeras. En este tipo de coladas se plantaron almendros e higueras, capaces de vivir sobre las duras superficies rocosas. Estas cumbres eran además el lugar preferente para el pastoreo de verano.



**Fig. 8.** Imagen de faenas de la trilla en una era. Antigua fotografía de finales del XIX.

En el fondo del barranco principal del valle las mejores tierras eran propiedad del señorío de la Villa y estaban dedicadas en su mayor parte al cultivo de cereales. En las corrientes de lava que circularon por el interior del barranco y que presentaban cierta alteración del roquedo también se plantaron higueras y almendros que proporcionaban frutos indispensables para la dieta alimenticia de la época. Precisamente la abundancia de sustratos lávicos en el interior del valle y en las montañas facilitó la expansión de este último frutal que ha evolucionado hacia una variedad



local que crece sin dificultad sobre las rocas volcánicas. En la actualidad, la abundancia de estos frutales ha dado lugar a una tradición popular “la ruta de los almendros” que se ha consolidado como una de las más bellas expresiones de un paisaje volcánico característico de la comarca. Por último, se pastoreaba en la costa durante el invierno y el Puerto de Santiago concentraba las actividades de pesca.

## **Los paisajes olvidados del Valle de Santiago**

Los paisajes del antiguo Valle de Santiago eran fruto de una exclusiva combinación de los elementos del paisaje (relieve, vegetación, suelos y hombre) en el territorio, y de su predominio relativo en la configuración de la fisonomía en cada uno de ellos. En definitiva, el paisaje así entendido es la constitución formal de un territorio a partir de un ecosistema, cuya estructura se fundamenta en la interacción de unos elementos bióticos y abióticos de características específicas en un momento dado y que se materializa, por tanto, en un conjunto de rasgos fisonómicos también específicos, organizados según la escala espacial.

De esta forma, a partir de una escala geográfica de conjunto, y haciendo un esfuerzo por rescatar antiguas fisonomías perdidas en el tiempo, se puede recuperar un paisaje de hace cien años que era muy distinto al actual. El aspecto de esta comarca se organizaba a partir de cuatro tipos principales de fisonomías en las que se prestará más atención a la caracterización de aquellas relacionadas con la presencia de los volcanes, pues son expresivas de una especial convivencia de las viejas generaciones de Santiago con un elemento de la naturaleza canaria, que se hace exclusiva en este sector por la especial geografía que lo distingue del resto del territorio insular.

### **El paisaje de las Montañas de Teno**

La existencia en estas antiguas montañas de una delgada capa de suelo en los lugares de topografía más suave y en los depósitos detríticos, permitía el establecimiento de huertas escalonadas limitadas por muros de piedra seca. Aquí se cultivaban cereales, legumbres, vid, etc. En las laderas más pronunciadas de Teno, los matorrales de cardones y tabaibas, como los que hoy también se reconocen, eran recorridas por rebaños de cabras canarias vigiladas por solitarios pastores. En estos sectores, además, se localizaban algunas fuentes naturales que abastecían a la población y al ganado. En los puntos más altos e inaccesibles de estas montañas, sabinas dispersas evocaban a las manifestaciones arbóreas potenciales que deberían poblar las medianías de este valle meridional. Este tipo de paisaje

corresponde a una unidad discontinua espacialmente, pues las viejas montañas habían sido recubiertas por el este y sureste del valle por coladas volcánicas recientes.

### **El paisaje de las Cumbres de Bilma-Abeque**

Los volcanes de formas redondeadas con caóticas corrientes de lava de colores oscuros y rojizos caracterizan este paisaje. En estos lugares las variedades de productos volcánicos y la edad de los mismos daba lugar a contrastados tipos de suelos, utilizados hábilmente por el hombre del campo en el pasado: en los conos y campos de piroclastos, el paisaje local era fundamentalmente agrícola, con cultivos de cereales de secano. Algunos espacios se reservaban para el mantenimiento de matorrales de codesos, dirigido al pastoreo de verano.

Por el contrario, el paisaje de las coladas recientes se relacionaba fundamentalmente con matorrales integrados sobre todo por plantas forrajeras (escobones) que se alternan con frutales (higueras y almendros), dependiendo del grado de alteración del sustrato lávico.



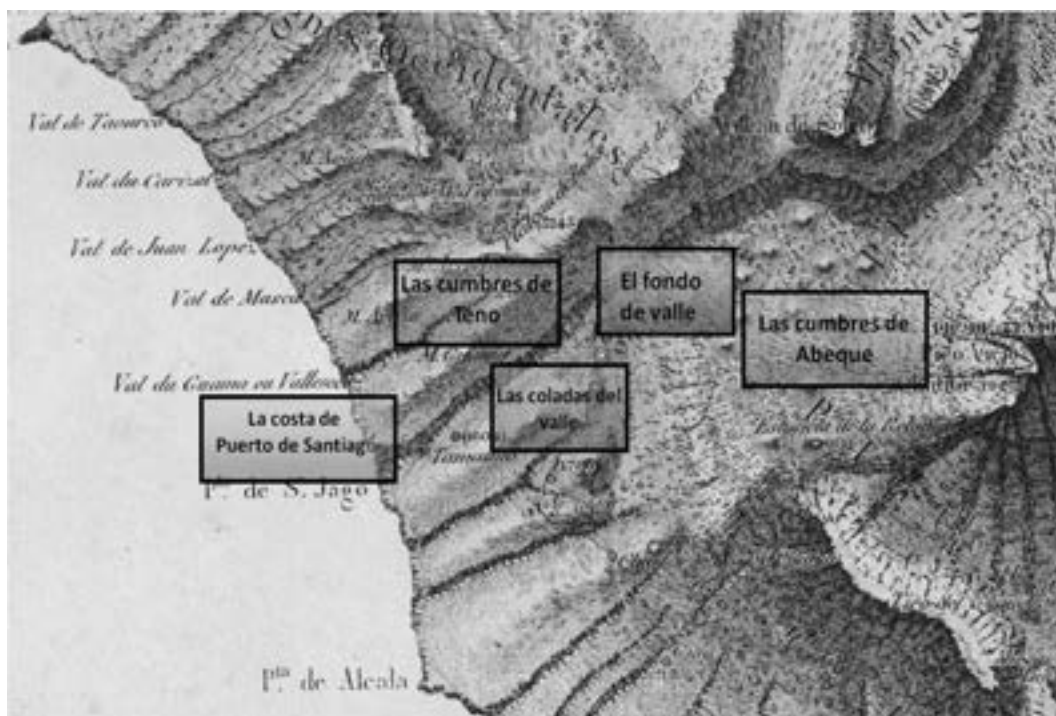
**Fig. 9.** Panorámica actual de los antiguos paisajes agrarios de la cumbre de Bilma, organizados espacialmente por los límites de los volcanes recientes.

Era una geografía del paisaje que se articulaba espacialmente a través de una retícula dibujada caprichosamente por la reactivación de los

fenómenos volcánicos y el discurrir de las corrientes de lava. Los límites espaciales de las unidades de explotación agraria eran siempre naturales. Constituían unidades expresivas del máximo rendimiento en la explotación agraria en unas condiciones naturales al límite de sus potencialidades ecológicas: precariedad en suelo y disponibilidad de agua. Los espacios más antiguos presentaban pinares que proporcionaban otros variados recursos: pinocha, madera, brea..., y que se alternaban con superficies lávicas muy recientes que constituían los únicos espacios con una fisonomía predominantemente natural. Se trataba de un claro ejemplo de paisaje diverso (natural, agrícola, ganadero y forestal) fundamentado en pequeños espacios con funciones múltiples de cara a su explotación agraria.

### El paisaje del fondo del valle

En la amplia superficie del valle de Arriba se localiza una extensa llanura con las mejores tierras que pertenecían al Señorío del lugar. Tanto en la parte alta de este barranco como en su tramo medio se situaban los principales núcleos de población, por lo que se trataba de un paisaje cuyos rasgos más representativos estaban dibujados por la acción humana que, hace un siglo, correspondían a pequeños caseríos rodeados de algunas huertas en los que se cultivaban legumbres, vid, papas, millo, etc.



**Fig. 10.** Localización preferente de los principales tipos de paisaje del Valle de Santiago.

Las coladas que circularon por el interior del valle introducían un paisaje volcánico local de rudas superficies rocosas caóticas. Sobre los sustratos lávicos algo alterados por la erosión progresaban, y permanecen en la actualidad, plantas con mínimas exigencias de suelo como frutales, higueras y tuneras y otras plantas rupícolas propias del lugar conocidas popularmente como verodes y cerrajas. Conviviendo con estos elementos vegetales se podía reconocer algunos pinos canarios que colonizaban espontáneamente las lavas.

## **El paisaje de la costa de Puerto Santiago**

El paisaje de la costa era muy diferente al actual, pues los principales recursos económicos se centraban en las montañas. La costa sólo era visitada preferentemente por los pastores y sus rebaños durante el invierno, cuando las lluvias favorecían una mayor densidad y recubrimiento de los cardonales y tabaibales en las extensas superficies de malpaíses y lajiales. El Puerto de Santiago concentraba las actividades pesqueras de la comarca y permitía la comunicación por barco con el resto de la isla y La Gomera.

## **Conclusiones**

Los resultados presentados en este estudio del paisaje confirman que esta forma de conocimiento constituye uno de los métodos científicos más eficaces para desvelar de la exclusiva relación de los hombres y mujeres de un determinado territorio con la naturaleza de ese lugar en un momento socioeconómico concreto. Recuperando la antigua fisonomía del Valle de Santiago a principios del siglo XX, se recupera una forma de convivencia de las antiguas generaciones con una particular montaña volcánica del sur de la isla, hoy lamentablemente olvidada, y que resulta imprescindible para una adecuada caracterización de muchos de los rasgos paisajísticos heredados en su fisonomía actual.

Rescatando la particular organización territorial y la fisonomía de los paisajes volcánicos de las cumbres de Santiago del Teide antes de la erupción del Chinyero -que no fue sino una pulsación más del corazón volcánico de Tenerife-, descubrimos un determinado paisaje agrario que reflejaba una ejemplar relación del hombre con la naturaleza. Esta relación se basa en una actuación respetuosa y de integración de los hombres y mujeres de Santiago con un original entorno volcánico que no agotaba sus recursos naturales. Rescatar esos paisajes olvidados, de los que quedan en la actualidad sólo retazos, es reconstruir la identidad geográfica de esta comarca y, haciéndolo, se rinde un justo tributo a esas viejas generaciones. No sorprende, por tanto, que en 1916, cuando se planteó el cambio de

denominación de este municipio, se optara por el nombre de Santiago del Teide, pues las actividades económicas de la mayoría de la población se centraban en las inmediaciones montañosas del gran volcán.

## Referencias

- BARKER-WEBB, M.M. & S. BERTHELOT (1838). *Atlas. Histoire Naturelle des Iles Canaries*. Paris.
- BARKER-WEBB, M.M. & S. BERTHELOT (1839). *Les Miscellanées Canariennes*. Tome Premier. *Histoire Naturelle des Iles Canaries*. Paris.
- CARRACEDO, J.C. *et al.* (2006). Geocronología e historia volcánica del complejo volcánico del Teide y las dorsales de Tenerife. En *Los volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife*. Serie Técnica. Naturaleza y Parques Nacionales. Ed. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Medio ambiente. Madrid. pp. 69-97.
- BELTRÁN, E. (2000). *El Paisaje Natural de los volcanes históricos de Tenerife*. Ed. Fundación Canaria Mapfre-Guanarteme. Las Palmas de Gran Canaria.
- DEL ARCO, M. *et al.* (2006). *Mapa de Vegetación de Canarias*. Ed. Cartografía de Canarias S.A. Santa Cruz de Tenerife.
- DÓNIZ, J. (2009). *Volcanes basálticos monogénicos*. Ed. Concejalía de Medioambiente del Excmo. Ayuntamiento de Los Realejos. Los Realejos.
- FERNÁNDEZ CALDAS, E. *et al.* (1982). *Suelos de Regiones Volcánicas. Tenerife*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de La Laguna y Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Colección Viera y Clavijo. IV. Santa Cruz de Tenerife.
- GONZÁLEZ, D.J., E. PÉREZ, & C.A. RODRÍGUEZ (1986a). La constitución de la Villa del Valle de Santiago, el origen de su nombre y el cambio de su denominación. *Chinyero* 1: 15-29.
- GONZÁLEZ, D.J., E. PÉREZ, & C.A. RODRÍGUEZ (1986b). Santiago del Teide, caminando. Por las cumbres de Tamaimo: Las Huertas de Guama y Ninfa. *Chinyero* 1: 195-203.
- LUIS, M. (1990). El relieve del Macizo de Teno. En *Libro-guía de las Jornadas de campo sobre Geomorfología Volcánica*. Ed. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza. pp. 95-110.
- ROMERO, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago canario*. Tomo II. Ed. Consejería de Política Territorial. Gobierno de Canarias.

ROMERO, C., E. BELTRÁN & J. TOUS (eds) (2009 [ed. orig.1910]). *Volcán del Chinyero. Memoria histórico-Descriptiva de esta erupción volcánica acaecida en 18 de Noviembre de 1909. De Antonio Ponte y Cologan*. Ed. Ayuntamiento de la Villa Histórica de Santiago del Teide. Santiago del Teide.

## **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*

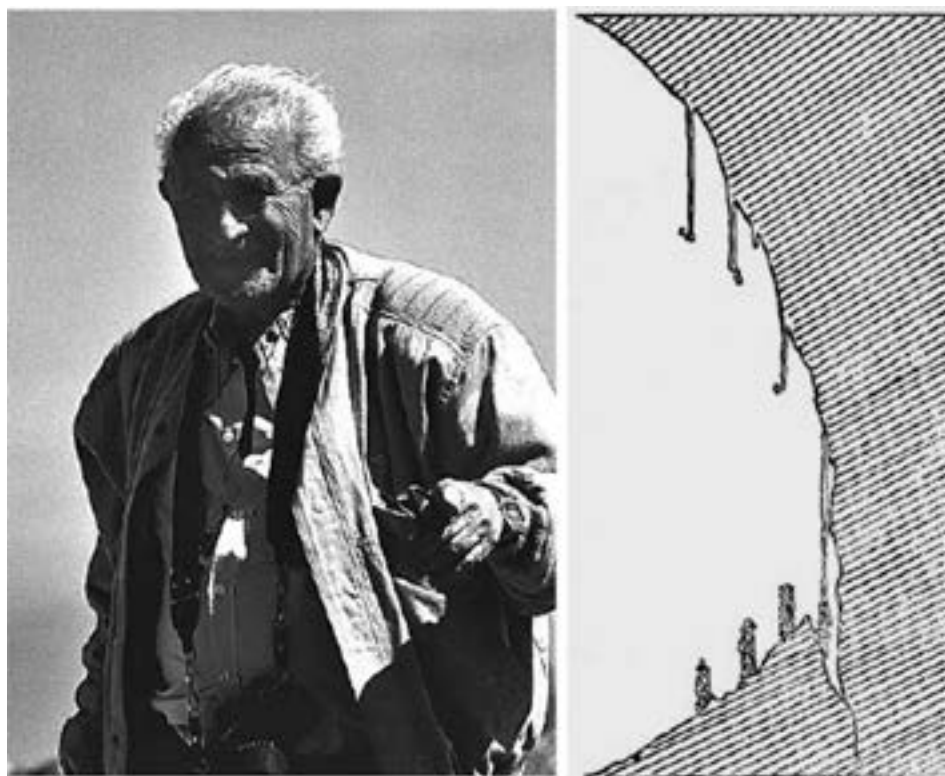
*Cuando en una erupción volcánica se emite una colada de lava lo suficientemente fluida como para recorrer un terreno ligeramente inclinado, la superficie de la colada al entrar en contacto con el aire más frío tiende a solidificar configurando una cubierta rígida que aísla el flujo de lava líquida que 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 m<sup>3</sup> hasta 2-5 m<sup>3</sup>, 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.

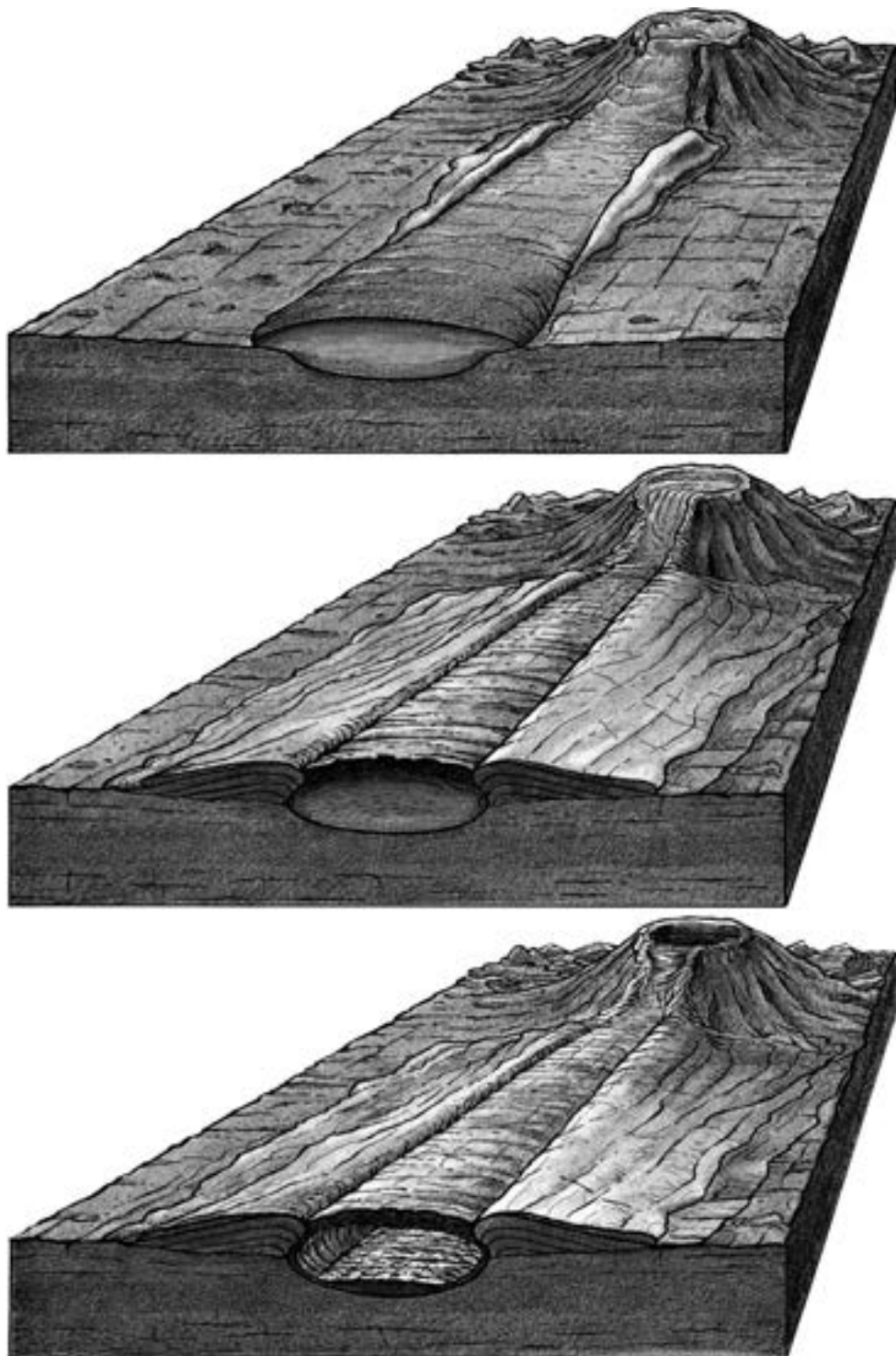
### **Tubos volcánicos – tubos de canal**

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.

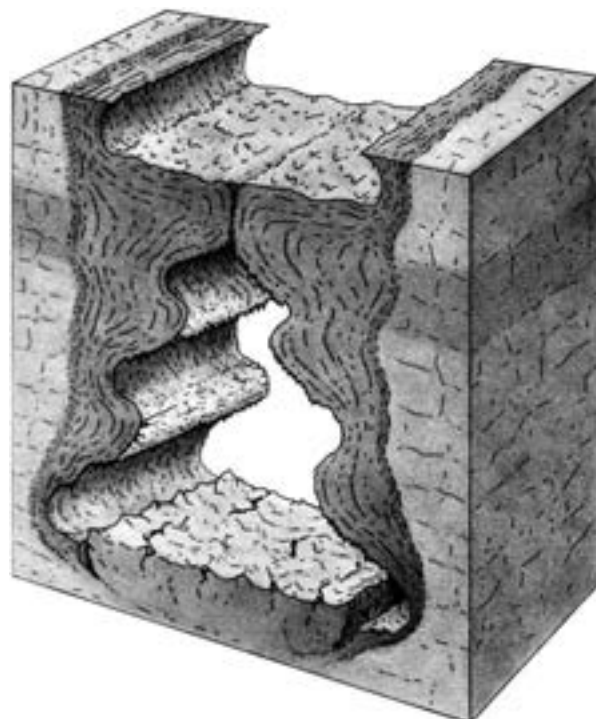


**Fig. 10.** La Cueva de Todoque, formada en la erupción palmera de 1949, es otro ejemplo de tubo originado a partir de un canal de lava que se 'techa'.





**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.

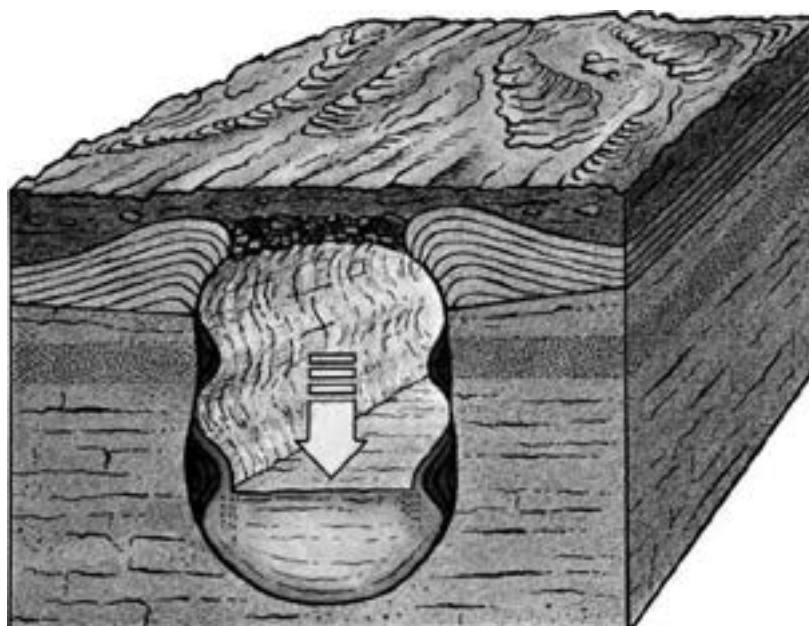


**Fig. 12.** Diagrama representativo del auditorio de la Cueva de Los Verdes, según Bravo (1964), ligeramente modificado. El esquema ilustra una de las secciones más espectaculares que se pueden observar en un tubo de canal. Las cornisas superiores están soldadas y originando pisos superpuestos.

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.

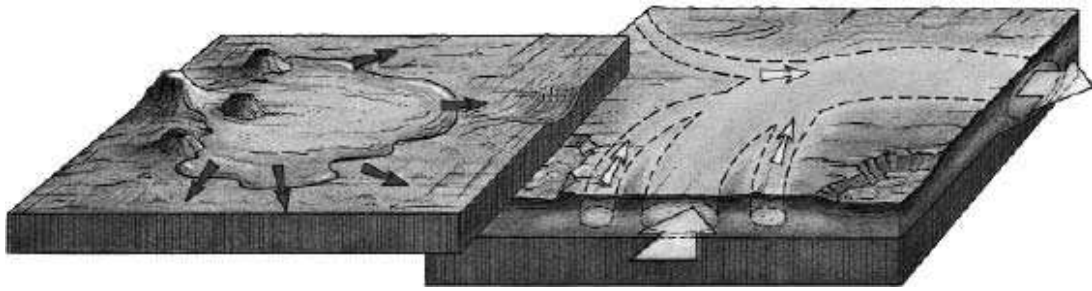


**Fig. 17.** En Mozaga hay zonas del borde de la colada en las que las fuerzas de empuje acumularon numerosas placas del lago de lava en posición vertical.



**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 sí, 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 las 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.

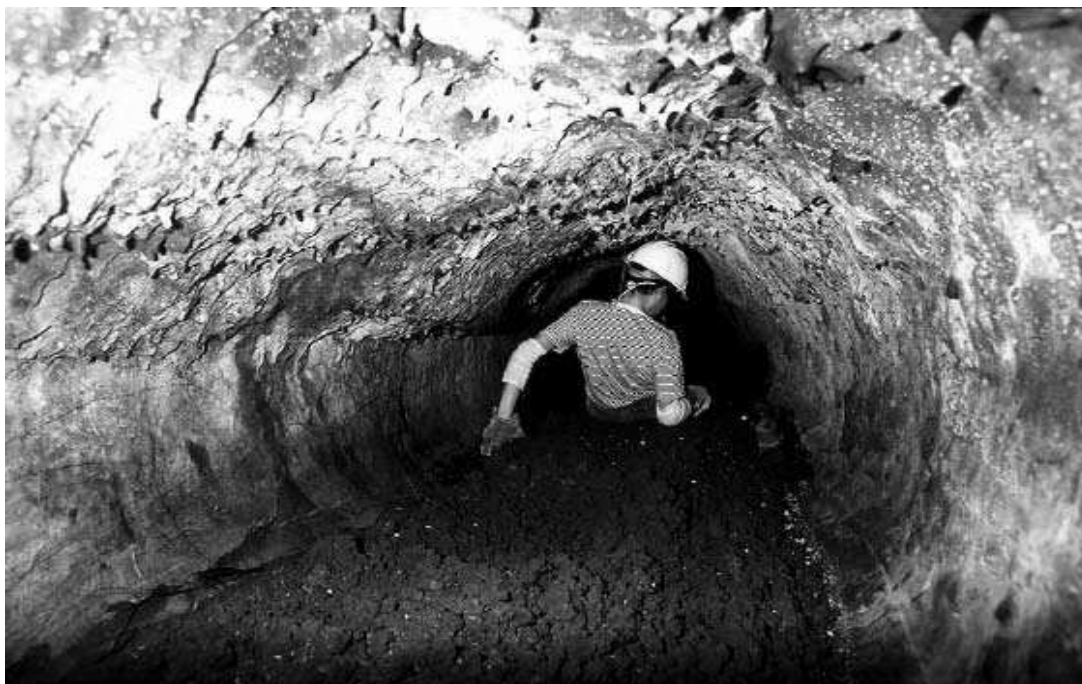
En definitiva, todo lo que hemos descrito sobre lo que en la actualidad es posible observar en la superficie, es una consecuencia de lo que estuvo ocurriendo en su momento debajo de la extensa costra del lago de lava. Naturalmente, lo que tuvo lugar fue, que una vez conformada una corteza más o menos 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.

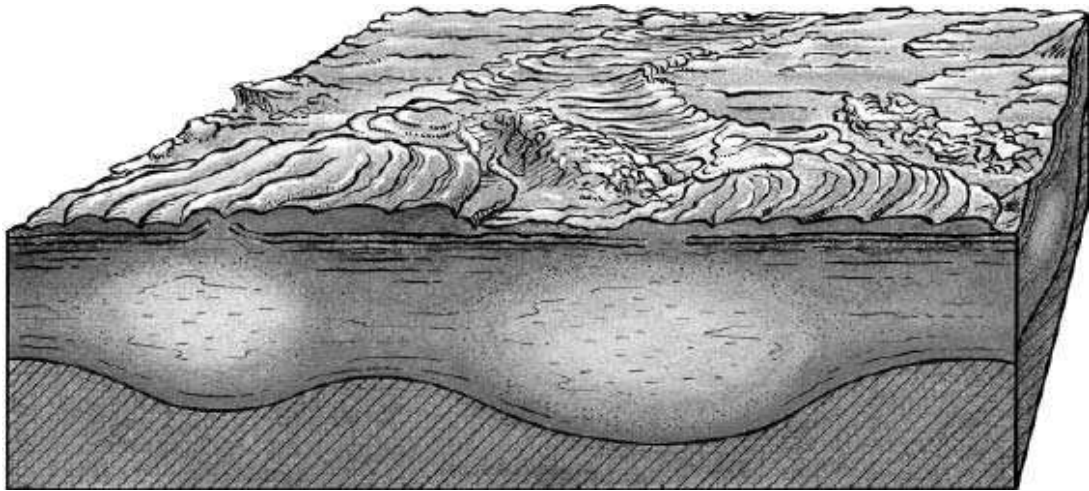
La cueva que utilizamos como modelo, la Cueva del Viento en Icod, puede ser considerada la cavidad volcánica con mayor complejidad espacial del mundo. Partimos de un volcán que emite pausadamente una gran cantidad de lava (el equivalente a la lava acumulada en el lago). La erupción, que probablemente 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.



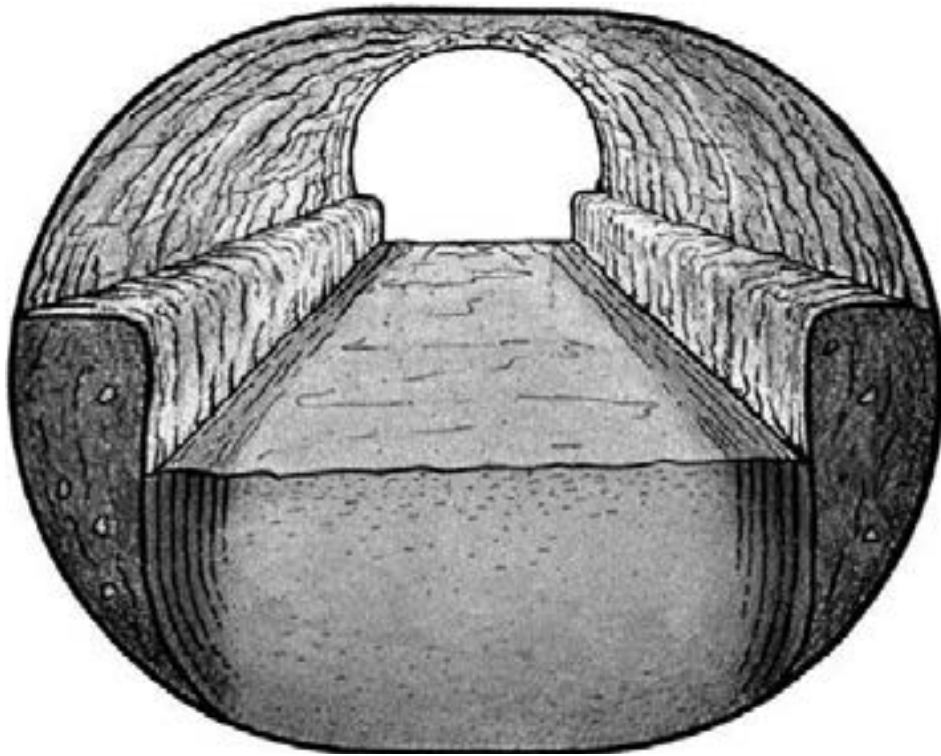
**Fig. 25.** En el nivel más profundo de la Cueva del Viento, es frecuente observar en el techo de la cavidad el corte intacto típico de una colada 'pahoehoe'.



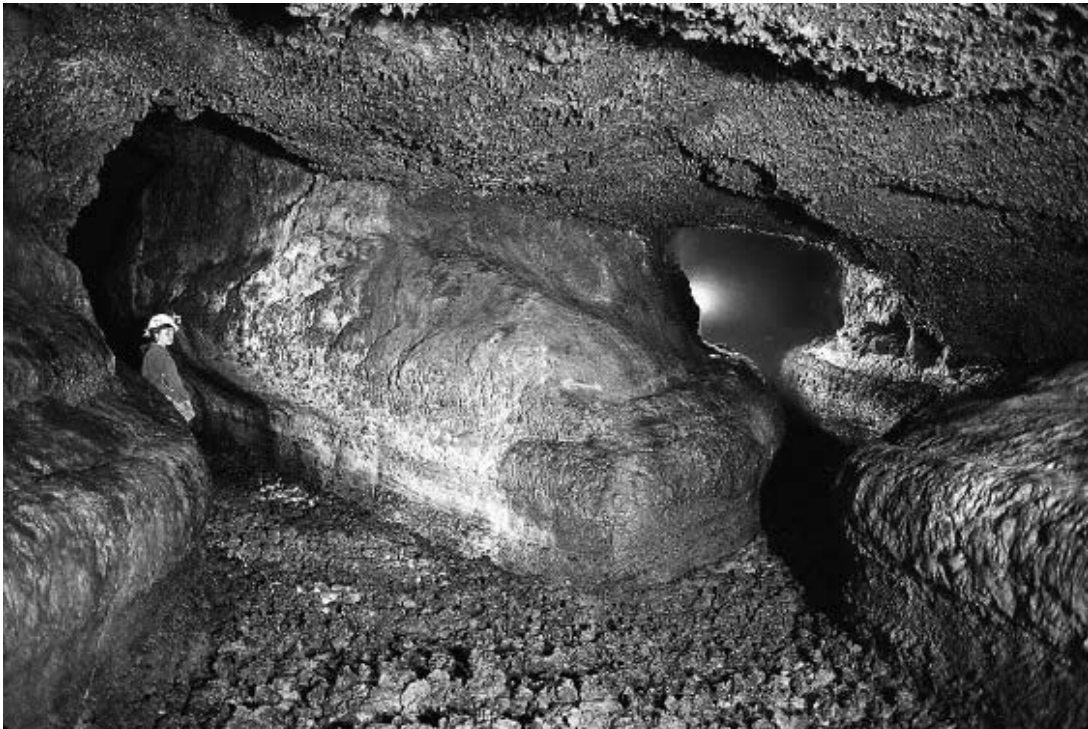
**Fig. 26.** Niveles dentro de un tubo de lava (Cueva del Viento). Cuando la lava va descendiendo dentro de los tubos, los distintos niveles de estabilización quedan marcados simétricamente. En las concavidades, como las curvas del fondo y del primer plano, la fuerza centrífuga puede hacer crecer en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



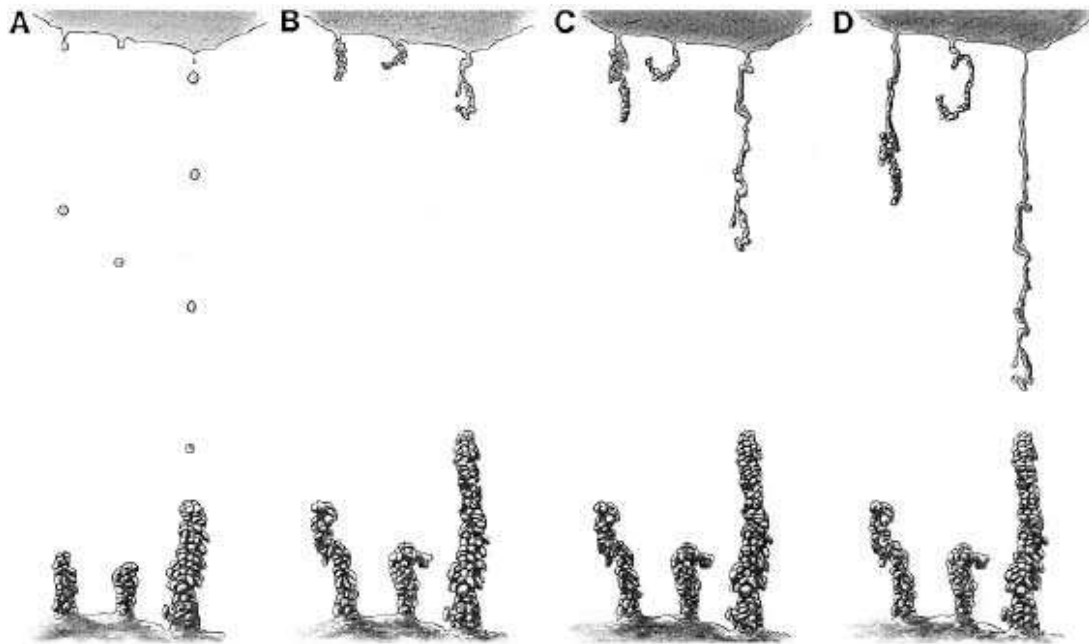
**Fig. 27.** La Cueva del Viento tiene 17032 m topografiados. En longitud es el quinto tubo volcánico del mundo pero, como tubo laberíntico, sería el de mayor complejidad del mundo. Sus ramales se distribuyen en al menos tres pisos sobrepuestos, producto de varias fases eruptivas.



**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 estalilitos. En los procesos de refusión, el copioso goteo edifica en el suelo pequeñas torres de gotas apiladas (estalilitos). 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.

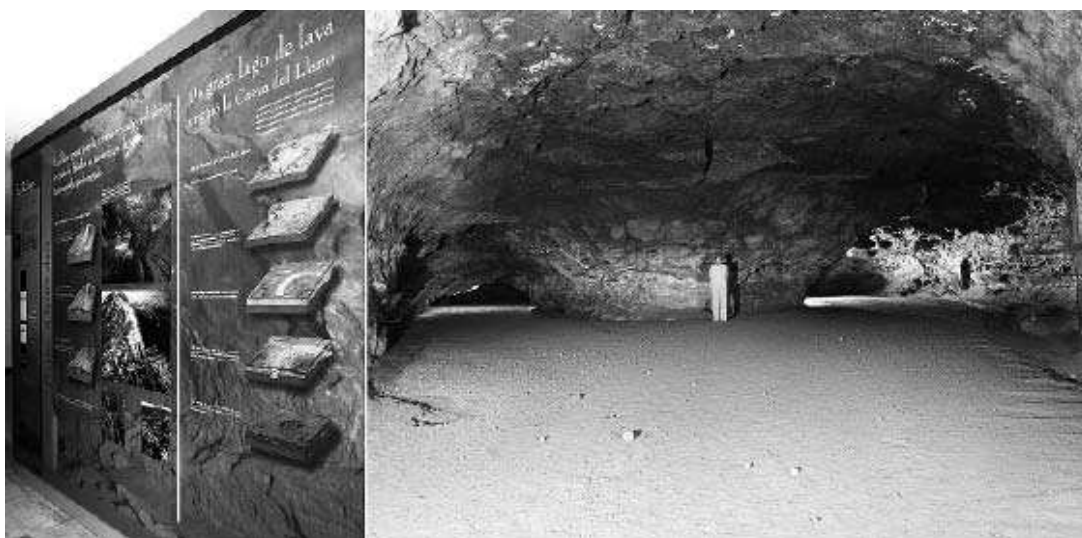
Otro caso que hemos registrado y publicado (Socorro & Martín, 1991) es el de una cavidad desarrollada en el interior de un dique que se vació parcialmente (Fig. 35). El proceso que explicamos en el párrafo anterior sobre las fracturas eruptivas, también explica el caso de esta cueva-dique.

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.

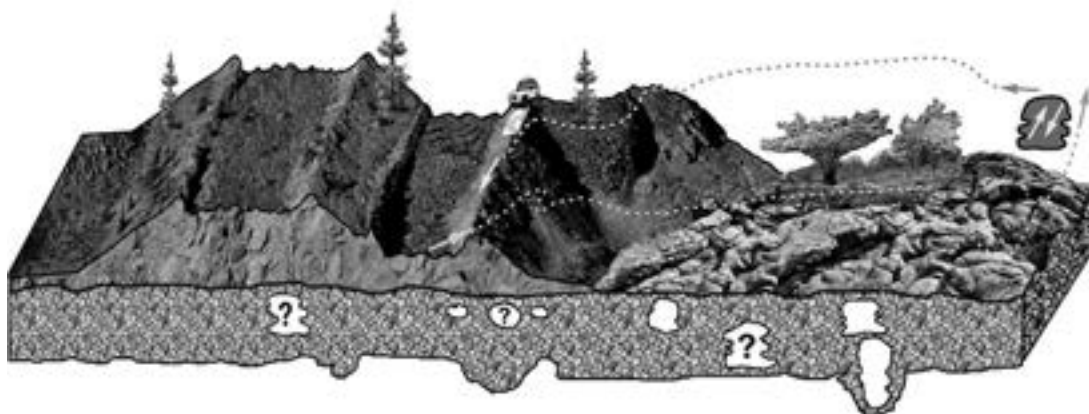


**Fig. 36.** Mediante un convenio entre el Museo de Ciencias Naturales de Tenerife (OAMC) y el Cabildo de Fuerteventura se realizaron la formación de los guías, y el contenido del Centro de Visitantes de la Cueva del Llano, abierta al público desde 2005 (ver Fig. 18).

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  $27030 \pm 430$  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](http://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.



### **3. La fauna subterránea de Canarias: un viaje desde las lavas hasta las cuevas**

**Pedro Oromí**

*Departamento de Biología Animal (Zoología).  
Universidad de La Laguna*

*Los tubos de lava son ambientes subterráneos frecuentes en territorios volcánicos jóvenes en los que, además, también hay simas volcánicas y una amplia red de grietas, que junto con el denominado medio subterráneo superficial (MSS) conforman unos hábitats con características ambientales muy singulares. En Canarias, donde se ha catalogado un elevado número de tubos y simas volcánicas, en los últimos 25 años se ha demostrado que en estos ambientes subterráneos habita una rica fauna invertebrada que se ha desarrollado independientemente a la del continente africano próximo, y en la que todas las especies son endémicas, y algunas pertenecen a grupos animales inesperados.*

*Los animales estrictamente cavernícolas se han diferenciado aisladamente y son exclusivos de cada isla, o incluso de una zona dentro de la isla cuando existen barreras subterráneas que impiden la dispersión de los animales. Si no hay tales barreras, la misma especie puede estar presente en cuevas distantes, que aunque aparentemente no están conectadas entre sí, lo están de hecho por una red de grietas, y sobretodo por el MSS, que permiten la dispersión incluso en terrenos desprovistos de tubos volcánicos. Curiosamente es la fauna lavícola, aquella que coloniza las lavas abióticas después de las erupciones, la que también ocupa inicialmente los nuevos tubos volcánicos, para ir siendo sustituida por la fauna realmente cavernícola a medida que van surgiendo transformaciones debidas a la sucesión ecológica.*

## La fauna lavícola

Las coladas de lava están inicialmente desprovistas de seres vivos en cualesquiera de sus formas, de manera que las lavas recientes pueden ser consideradas ambientes abióticos. Sin embargo, poco a poco comienzan a llegar los primeros organismos vivos que se establecen en las lavas. Antes de la llegada de los primeros vegetales (cianobacterias, líquenes o briófitos), que con su capacidad de sintetizar compuestos generarán alimentos para otros organismos, un grupo singular de pequeños animales, los que componen la fauna lavícola, serán pioneros en la colonización de unos ambientes hasta ese momento totalmente estériles.

Las numerosas coladas históricas de Canarias no sólo se ha comprobado que albergan una imprevista abundancia en fauna invertebrada, sino que además, muchas especies parecen estar muy adaptadas para vivir en el que se suponía un 'ambiente estéril' (Martín *et al.*, 1987; Martín & Oromí, 1990).

En un medio tan inhóspito como el lavícola, caracterizado en general por una insolación muy intensa, una humedad muy baja y con fuentes de energía utilizables muy escasas, las condiciones de vida son extremadamente duras. A pesar de todo esto, los lavícolas son capaces de explotarlo, de manera tan efectiva que cuando estas condiciones tan extremas comienzan a cambiar y ya es posible que otras especies puedan invadirlo, se produce una reducción drástica de sus poblaciones. Actúan por lo tanto como especies fugitivas capaces de colonizar ambientes vacíos, pero incapaces de mantenerse mucho tiempo en ellos. Dependiendo del clima local, esto puede suponer entre cien y varios cientos de años, valores realmente bajos para la sucesión ecológica en otros hábitats más maduros.

Los lavícolas son por lo general animales de hábitos nocturnos que durante el día se protegen de la insolación ocultándose entre las abundantes grietas superficiales de las lavas, y también en las más profundas si los valores de humedad subterránea son bajos. Algunas especies de las lavas estériles son de vida diurna, pero raramente se trata de estrictos lavícolas, y suelen hallarse también en terrenos más antiguos con vegetación.

Con respecto a las fuentes de alimentación de los animales lavícolas, la mayoría son carroñeros más o menos omnívoros y se alimentan de partículas orgánicas transportadas por el viento desde zonas próximas, o incluso desde las lavas más antiguas circundantes. Este aporte de alimento desde el aire ha sido interpretado como el 'maná' que permite el asentamiento de la vida (Ashmole & Ashmole, 1988). Este 'maná' está formado por propágulos vegetales y por animales vivos o moribundos que caen accidentalmente sobre las lavas, constituyendo lo que se conoce por 'pláncton aéreo'. El conjunto de hábitats sin producción primaria, cuyas comunidades animales se sustentan de materia orgánica traída por el viento,



reciben el nombre de sistemas aerolianos o eólicos (Swan, 1963, Edwards, 1987), incluyendo también desiertos extremos, glaciares y nieves persistentes, o zonas de alta montaña con escasísima vegetación macroscópica. Tanto en Hawaii (Howarth, 1979) como en el propio Teide (Ashmole & Ashmole, 1988) se ha constatado la existencia de comunidades de artrópodos viviendo del 'maná', en terrenos no excesivamente recientes pero con condiciones ambientales tan o más duras que en lavas de altitudes inferiores.

Con el paso del tiempo, serán las sucesivas etapas del proceso de sucesión quienes irán transformando las lavas estériles en terrenos más maduros, donde finalmente se asentará la vegetación potencial de la zona y su fauna climácica. Las primeras etapas de la sucesión vegetal las marca el asentamiento de algunos líquenes y algunos briófitos (Fig. 1). La presencia de estos organismos productores de alimento proporciona nuevas posibilidades para algunas especies como los colémbolos de los géneros *Entomobrya* y *Pseudosinella*, que pueden alimentarse de ellos (Martín & Oromí, 1990).

Sin embargo, a medida que las plantas comienzan a colonizar las lavas empieza a reducirse la presencia de lavícolas. El declive de la fauna lavícola se debe a la competencia que ejerce la fauna climácica que se hará dominante con el asentamiento de las plantas. Las lavas recientes se caracterizan por la absoluta ausencia de ecotono en sus bordes, de forma que el cambio de condiciones ambientales respecto a terrenos limítrofes tiene lugar bruscamente en un espacio mínimo. Hasta tal punto son desplazadas las especies estrictamente lavícolas de los terrenos menos recientes, que son incapaces de alejarse siquiera unos escasos metros de la lava estéril, como ha podido comprobarse con muestreos testigo realizados en Lomo Negro en El Hierro (Martín *et al.*, 1987) y en 'islotes' de Timanfaya en Lanzarote (Ashmole *et al.*, 1990; Martín & Oromí, 1990).

Sólo muy cerca de la costa, en las coladas de lavas antiguas donde la salinidad limita el desarrollo de muchos vegetales, ciertos lavícolas tolerantes a estas condiciones ambientales (lavícolas halófilos) continúan siendo abundantes. Es muy probable que los lavícolas refugiados en estos ambientes costeros sean los que colonicen nuevas lavas cuando las coladas de una nueva erupción volcánica alcancen la costa (Martín & Oromí, 1990; Ashmole *et al.*, 1992). Esta estrecha banda halófila constituiría un refugio transitorio para los lavícolas en lugares como Canarias, donde las erupciones son actualmente escasas y no hay una continuidad espacio-temporal de lavas recientes (Fig. 2).

En un detenido estudio llevado a cabo en lavas de diferentes edades en La Palma y El Hierro, Ashmole *et al.* (1992) pudieron demostrar que la desaparición de la fauna lavícola en las lavas tiene lugar antes en la superficie que en las cuevas subyacentes. La sucesión ecológica va



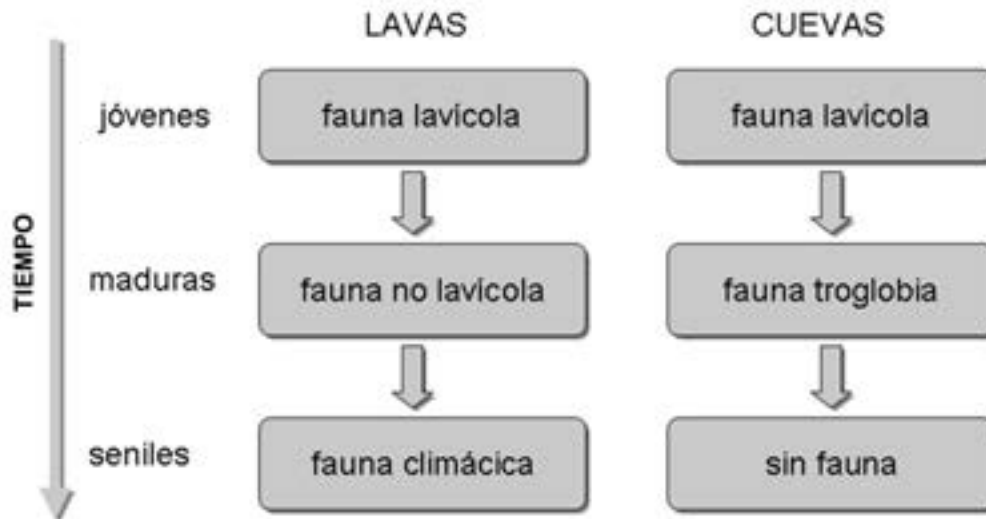
**Fig. 1.** Después de las erupciones volcánicas, las lavas (arriba) son totalmente abióticas, pero antes de que se inicie la colonización vegetal por líquenes y musgos (en medio), posteriormente reemplazados por vegetación vascular (abajo), los pioneros colonizando las lavas son los invertebrados de la fauna lavícola (Fotos P. Oromí y L. Sánchez-Pinto).



**Fig. 2.** Las coladas lávicas cercanas a la costa en las que la maresía limita el crecimiento de los vegetales constituyen un refugio para los lavícolas, que son desplazados de las coladas maduras. Desde estos ambientes colonizarán las nuevas coladas abióticas que al formarse lleguen hasta la costa (Foto: P. Oromí).

actuando en ambos hábitats, pero la principal transformación que afecta a los lavícolas, el aumento de disponibilidad de alimento y consiguiente competencia de otras especies animales, tiene lugar mucho antes en superficie que en el interior de cuevas y grietas profundas. Al irse colonizando la superficie de la lava por plantas, los lavícolas se internan en las cuevas subyacentes, todavía secas, donde las nuevas especies invasoras no pueden penetrar por escasez de alimento.

Cuando en fases más avanzadas la lava se cubre de suelo y abundante vegetación, la cueva se aísla mejor del medio exterior y aparecen las condiciones extremas de oscuridad y alta humedad del medio subterráneo, siendo ahora las especies cavernícolas quienes desplazan a los lavícolas. Las cuevas, a largo plazo, acabarán por colmatarse y destruirse, desapareciendo finalmente la fauna adaptada a ellas. Así pues, las especies lavícolas son primocolonizadoras tanto de las lavas recientes como de cuevas, pero en estas últimas permanecen más tiempo porque los primeros cambios de tipo trófico tardan más en aparecer (Fig. 3).



**Fig. 3.** Representación esquemática de la sucesión animal que tiene lugar en lavas y cuevas, en ambos casos iniciada por la fauna lavícola.

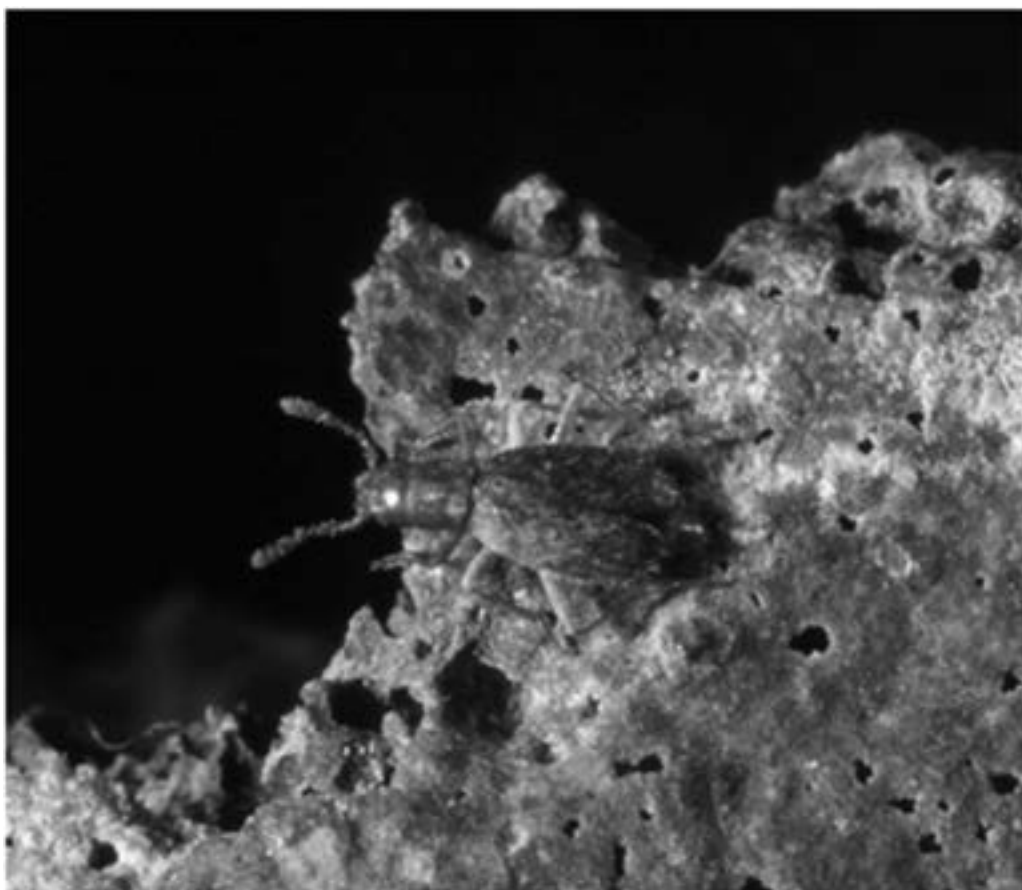
Entre la fauna lavícola de Canarias se encuentran diversos artrópodos (Figs 4-10), generalmente endémicos y con distribución en muchas islas si son especies exclusivamente costeras, y más limitada a una o pocas islas cuando colonizan lavas del interior. Cabe destacar los escarabajos *Gietella fortunata* de lavas costeras de casi todas las islas, e *Ifnidius petricola* de lavas de zonas bajas de Lanzarote e islotes; las tijeretas *Anataelia canariensis* de Tenerife y *A. lavicola* de El Hierro y La Palma, donde colonizan lavas desde la misma costa hasta las mayores altitudes; y el grillo *Hymenoptila lanzarotensis* propio de Lanzarote y Fuerteventura. Algunos artrópodos de más amplio espectro ecológico, como el opilión *Bunochelis spinifera* o el pececillo de plata *Ctenolepisma lineata*, pueden ser muy abundantes en determinadas lavas recientes, compitiendo con los lavícolas estrictos; de hecho en las lavas del Parque Nacional del Teide son las especies predominantes (Oromí *et al.*, 2002). En general se ha observado que las comunidades lavícolas son de escasa riqueza específica, pero sorprendentemente abundantes en individuos, sobre todo teniendo en cuenta que la producción primaria local es casi nula.

### **El medio subterráneo terrestre**

En el presente se tiene una visión amplia del medio subterráneo y se considera que toda cavidad, cualquiera que sea su tamaño (cuevas, tubos volcánicos, red de fisuras, microespacios, cavidades artificiales, etc.) es un hábitat potencial para las especies subterráneas terrestres, siempre que



**Figs 4 y 5.** Hembra de la tijereta de malpaís (*Anataelia lavicola*) (arriba) y del escarabajo *Ibnidius petricola* (abajo) (Fotos: P. Oromí).



**Figs 6 y 7.** Macho de *Anataelia canariensis* (arriba) y *Gietella fortunata* (abajo) un lavícola común en las coladas lávicas próximas a la costa (Fotos: P. Oromí).



**Figs 8 y 9.** Hembra del grillo *Hymenoptila lanzarotensis* (arriba), y el opilión *Bunochelis spinifera* (abajo) (Fotos: P. Oromí y M. Arechavaleta).

cuenta con los parámetros ambientales apropiados y disponga de fuentes de alimentación. Las cuevas y galerías no son sino una parte del ecosistema subterráneo, cuyas dimensiones internas permiten acceder a las personas. Pero el medio subterráneo es mucho más extenso, incluyendo a menudo el subsuelo de terrenos carentes de cavidades amplias con dimensiones tales que consideramos como cuevas. Para distinguir los diferentes espacios existentes en el medio subterráneo de terrenos volcánicos Howarth (1973) acuñó los términos microcavernas (de pocos milímetros), mesocavernas (de pocos centímetros) y macrocavernas, estas últimas equivalentes a nuestro concepto de cueva. El ámbito que abarca el medio subterráneo ha sido frecuentemente objeto de controversia, y actualmente se tiende a considerar como tal todo espacio existente bajo la superficie del suelo. Pero es importante distinguir entre el medio endogeo o edáfico, que incluye el suelo en sí y es la capa más superficial, y el medio hipogeo constituido por la roca madre subyacente (Fig. 11). La distinción no es baladí, dado que las condiciones ambientales son muy distintas en ambos medios, y también la fauna que los ocupa.



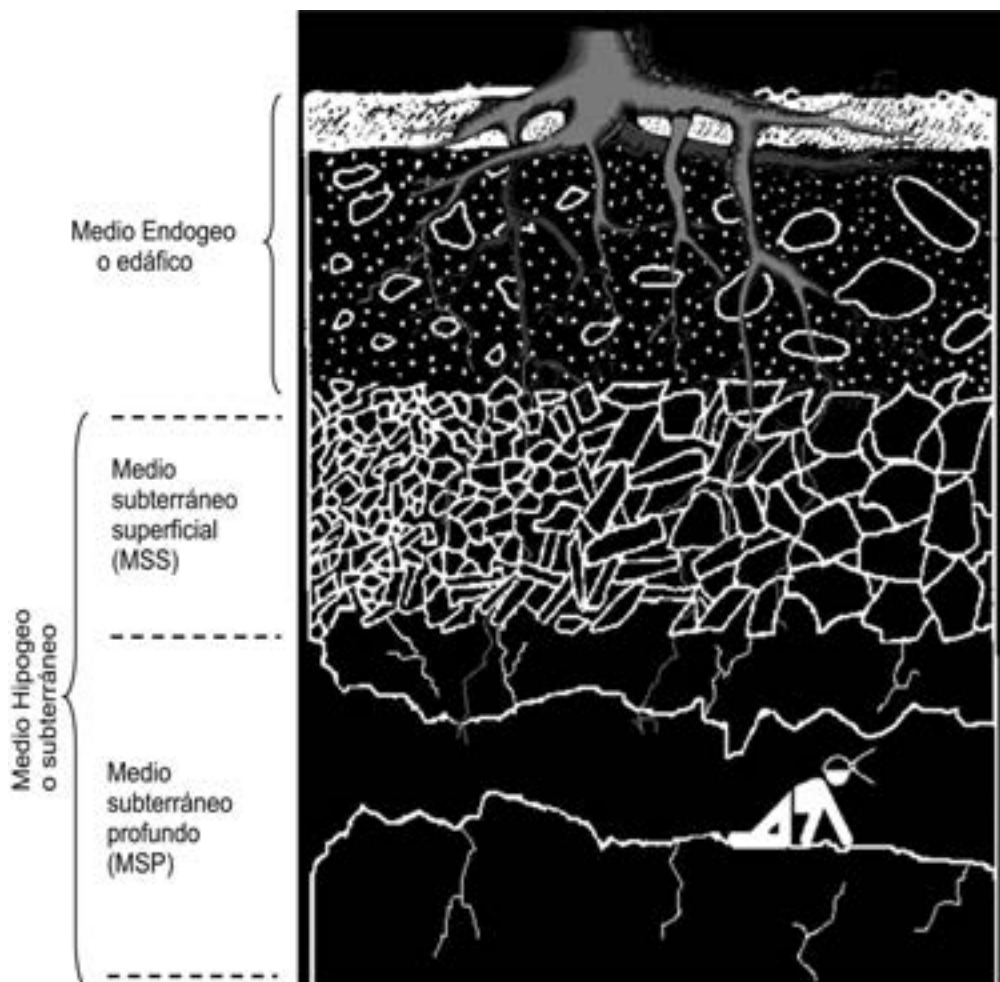
**Fig. 10.** *Ctenolepisma* sp., muy abundante en las lavas, es un pariente cercano de los pececillos de plata (Foto: P. Oromí).

Dentro del medio hipogeo hay que distinguir entre el **medio subterráneo profundo** (en adelante **MSP**), formado por la roca madre



compacta, y el denominado **medio subterráneo superficial** (en lo sucesivo **MSS**) constituido por una capa de roca fragmentada interpuesta entre la roca compacta y el suelo edáfico. Este MSS puede tener varios orígenes: (a) por simple meteorización de la roca en el proceso de formación del suelo; (b) por acúmulo de coluvios de ladera, bien de origen glaciar en montañas continentales, o por fragmentación mecánica de roquedos en otras latitudes; o (c) por formación de escorias de lava volcánica que desde su formación tienen gran cantidad de espacios internos interconectados.

Todos estos tipos de MSS, si quedan aislados del medio exterior por una suficiente capa de suelo, pueden tener las condiciones ambientales parecidas al hábitat cavernícola. El descubrimiento del MSS, inicialmente en Francia (Juberthie *et al.*, 1980) y más tarde en otros lugares, incluyendo Canarias (Oromí *et al.*, 1986), sirvió no sólo para ampliar notablemente los límites y la extensión del medio subterráneo, sino que además contribuyó a explicar el desplazamiento y la propagación de las especies bajo tierra.

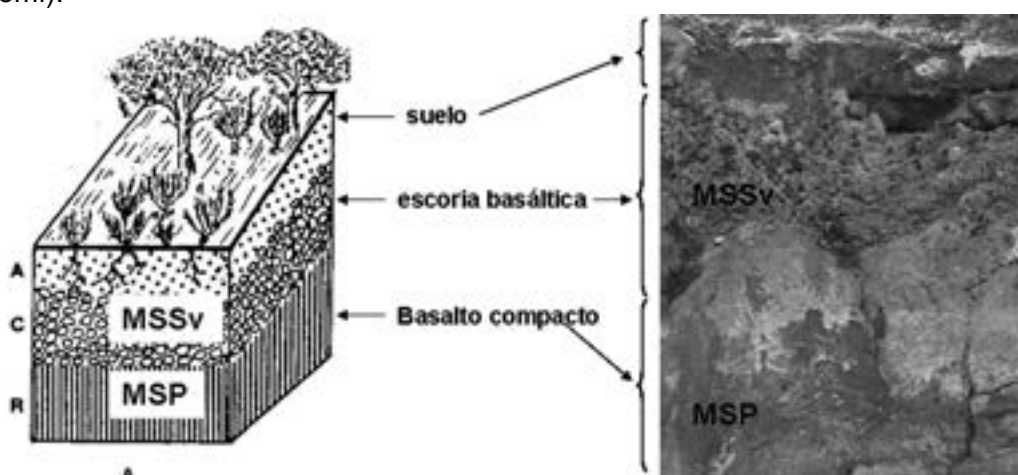


**Fig. 11.** Situación del medio endogeo o edáfico y el medio hipogeo o subterráneo, este último subdividido en medio subterráneo superficial (MSS) y medio subterráneo profundo (MSP).

En los territorios volcánicos puede encontrarse medio subterráneo superficial de cualquiera de los tres tipos expuestos. Sin embargo el que más abunda, al menos en islas o zonas con terrenos no muy antiguos, es el que ha sido definido como medio subterráneo superficial volcánico (MSSv) (Oromí *et al.*, 1986; Medina & Oromí, 1990). Tiene que ver principalmente con las lavas ‘aa’ (malpaíses) que dan lugar a un ambiente rico en pequeñas oquedades configurando una enmarañada red de microespacios, que con el paso del tiempo quedan aislados del exterior por el medio edáfico (Figs 12 y 13).



**Fig. 12.** Las coladas ‘aa’ del volcán de Arafo (Tenerife) han configurado un extenso medio subterráneo superficial volcánico (MSSv) sobre la roca basáltica (Foto: P. Oromí).



**Fig. 13.** Esquema de la disposición del medio subterráneo superficial volcánico (MSSv), en el que la escoria basáltica sobre el basalto compacto del medio subterráneo profundo (MSP) configura una amplia red de microespacios hipogeos (Ilustración y foto: P. Oromí).

El MSSv se caracteriza por constituir una extensa red que puede servir para interconectar macrocavernas físicamente muy alejadas. Además, se ha comprobado que el MSSv constituye la vía por la que los lavícolas han colonizado los tubos volcánicos. Por el contrario, las lavas ‘pahoehoe’ (lavas cordadas o lajiales), mucho más compactas, no reúnen condiciones para configurar un MSS.

### **Parámetros ambientales del medio subterráneo**

Las condiciones ambientales en el medio subterráneo profundo (cavernícola o de otra índole) son muy marcadas, conformando una serie de hábitats muy peculiares. Existe una oscuridad total perpetua; una elevada humedad relativa; una compleja red tridimensional de espacios, con conductos y galerías de muy diversos tamaños; en ocasiones hay elevadas concentraciones de dióxido de carbono y otras mezclas de gases (incluyendo gases letales); el contenido de oxígeno disuelto en las aguas es bajo (con aguas que pueden quedar a veces estancadas, o aisladas periódicamente del drenaje habitual, o incluso anegar completamente el espacio por crecidas, aunque estas circunstancias se dan muy raramente en terrenos volcánicos); existen sustratos rocosos amplios, húmedos y con superficies verticales resbaladizas; y las fuentes de alimento son generalmente escasas y desigualmente distribuidas en el tiempo, con ausencia de organismos fotosintetizadores y materiales vegetales verdes (Martín & Oromí, 1986; Galán & Herrera, 1998). La actividad quimiosintética por parte de microorganismos autolitotrofos es nula o muy escasa, salvo casos excepcionales donde haya emanaciones sulfurosas, como en Peștera Mobile en Rumanía, o en medios subterráneos muy profundos (- 2.000 m) donde tienen lugar reacciones de metanogénesis (Culver & Pipan, 2009). En Canarias no se conoce ninguna cueva donde se haya valorado la existencia de quimiosíntesis, ni tan siquiera que tenga emanaciones apreciables sulfurosas o de otro tipo; sin embargo en Azores existen algunas simas (nunca en tubos volcánicos) donde sí las hay, como la Furna do Enxofre en la isla Graciosa, que debe ser cerrada a las visitas cuando se detecta aumento en la actividad gaseosa.

Las principales fuentes de alimentación con las que cuentan los habitantes de las cuevas son los materiales orgánicos procedentes de la superficie, transportados hasta estos ambientes por el agua y la gravedad. La mayor parte del alimento llega al hábitat subterráneo generalmente bajo la forma de detritos junto con las aguas de infiltración o vía sumideros. La fauna adventicia, tanto los propios organismos como sus cadáveres y sus producciones, también forma parte del aporte de materia orgánica disponible para los cavernícolas. En este sentido es particularmente importante el aporte de guano por las colonias de murciélagos, que en

definitiva supone materia orgánica traída del exterior; sin embargo en Canarias este fenómeno es casi inapreciable, dada la ausencia de colonias importantes de murciélagos troglófilos.

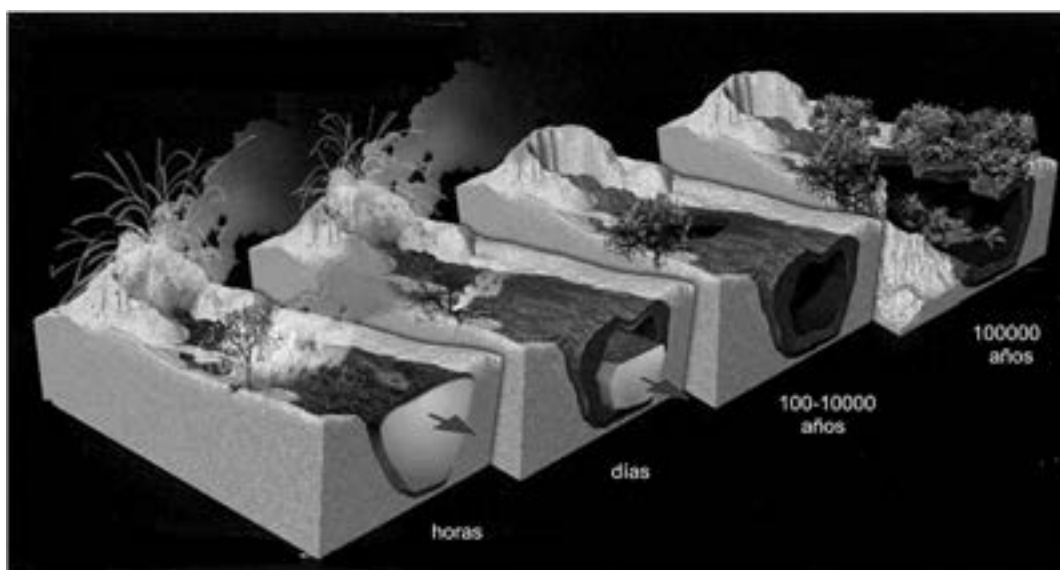
Conviene tener en cuenta que los hábitats subterráneos están ocupando un espacio tridimensional y sus límites con los ecosistemas de la superficie no sólo son horizontales sino sobre todo verticales. Por ello, en las áreas volcánicas debe entenderse que una importante cantidad de energía, bajo la forma de materia orgánica, está siendo continuamente extraída de la superficie e incorporada a la red de huecos subterráneos.



**Figs 14 y 15.** En el medio subterráneo profundo de los territorios volcánicos, tanto las simas (izquierda) como los tubos (derecha) son las macrocavernas a las que el hombre puede acceder (Fotos: J.S. Socorro).

En las regiones volcánicas los tubos y las simas son las formaciones más representativas del medio subterráneo, ya que por sus dimensiones permiten ser investigadas directamente por el hombre (Figs 14 y 15). Los tubos volcánicos deben ser considerados como estructuras geológicas efímeras puesto que se construyen a veces en pocas horas o días, y desde un principio se inicia su proceso de destrucción. El techo de los tubos al estar muy próximo a la superficie puede ser fácilmente erosionado por las condiciones climáticas y por efecto de la vegetación. El colapso del techo de los tubos (jameos) supone el final del hábitat subterráneo. En terrenos antiguos tanto las cuevas en sí como la red de grietas que las rodea suelen ir

colmatándose de materiales arcillosos que las impermeabilizan y acaban anegándolas, con lo cual dejan de ser parte de un medio habitado al no poder recibir materia orgánica del exterior. Howarth (1973) calculó que en Hawaii los tubos volcánicos en zonas de escasa pluviometría podían alcanzar una edad máxima de 500.000 años antes de su destrucción, y bastante menos en zonas húmedas. En Canarias podrían aplicarse valores similares, aunque la Cueva del Llano (Fuerteventura) haya sido datada en unos 900.000 años (Carracedo, com. pers.), siendo probablemente un caso extraordinario de persistencia dada la aridez del clima y la escasa pendiente del terreno, que han aminorado la erosión (Fig. 16).



**Fig. 16.** Esquema donde se muestra la vida efímera, desde el punto de vista geológico, de los tubos volcánicos. Se forman en un espacio de tiempo muy breve y comienzan a ser erosionados rápidamente. La destrucción del techo, casi siempre próximo a la superficie, supone el fin de este ambiente subterráneo (Ilustración: Nuno Farinha, en Costa *et al.*, 2008).

La proximidad de los tubos a la superficie permite que con frecuencia las porciones terminales de raíces de las plantas de la superficie atraviesen el techo de la cavidad, lo que supone un aporte importante de materia orgánica para la fauna de la caverna (Fig. 17). En general, el MSS está más próximo a la superficie que las cuevas o la red de grietas del MSP, por lo que suele disponer de mayor cantidad de materia orgánica, y las restricciones para la fauna epigea son menores que en el MSP.

### **Adaptaciones morfológicas: troglomorfismo**

Para la fauna subterránea se utiliza una terminología especializada que, desde las propuestas iniciales de Schiner (1854) y Racovitza (1907) hasta hoy (Sket, 2008) han sufrido ciertas variaciones. Actualmente se denomina



**Fig. 17.** Los techos de los tubos volcánicos son ocasionalmente atravesados por las raíces de la vegetación externa, lo que supone una fuente de alimento en el ambiente hipogeo (Foto: P. Oromí).

**troglobios** o troglobiontes a los animales que han evolucionado adaptándose de tal forma a la vida en el medio hipogeo, que deben llevar a cabo todo su ciclo vital en él, no pudiendo salir nunca al exterior; son residentes obligados y permanentes de este medio. Se trata de animales que proceden de ancestros que habitaban el medio epigeo, y que se han introducido paulatinamente en el medio hipogeo a lo largo de todo un proceso evolutivo. Así, los troglobios representan el máximo nivel de adaptación a este ambiente, y se distinguen de los denominados **troglófilos**, animales que suelen vivir en cuevas pero pueden salir de ellas para dispersarse o para otros menesteres. Se suele distinguir entre **eutroglófilos** cuando son residentes permanentes pero facultativos de hábitats subterráneos; y **subtroglófilos** los que, bien siendo obligados o facultativos del medio subterráneo, están asociados con medio epigeos en parte de su ciclo vital (p.ej. murciélagos que deben alimentarse en el exterior). Finalmente los **trogloxenos** se hallan en el medio subterráneo de forma accidental y esporádica, y no presentan ningún tipo de carácter o modificación adaptativa particulares.

La fauna típica del medio hipogeo, la llamada fauna troglobia o troglobionte, se caracteriza por presentar una serie rasgos anatómicos,

fisiológicos y de comportamiento (etológicos), que son comunes a todas las especies cavernícolas estrictas, independientemente de la región geográfica o del grupo zoológico al que pertenezcan. El conjunto de caracteres constituye un síndrome conocido por **troglo-morfismo**, que a pesar de su etimología no se aplica solamente a los habitantes de las cuevas, sino en general a todos los animales con adaptaciones al medio hipogeo.

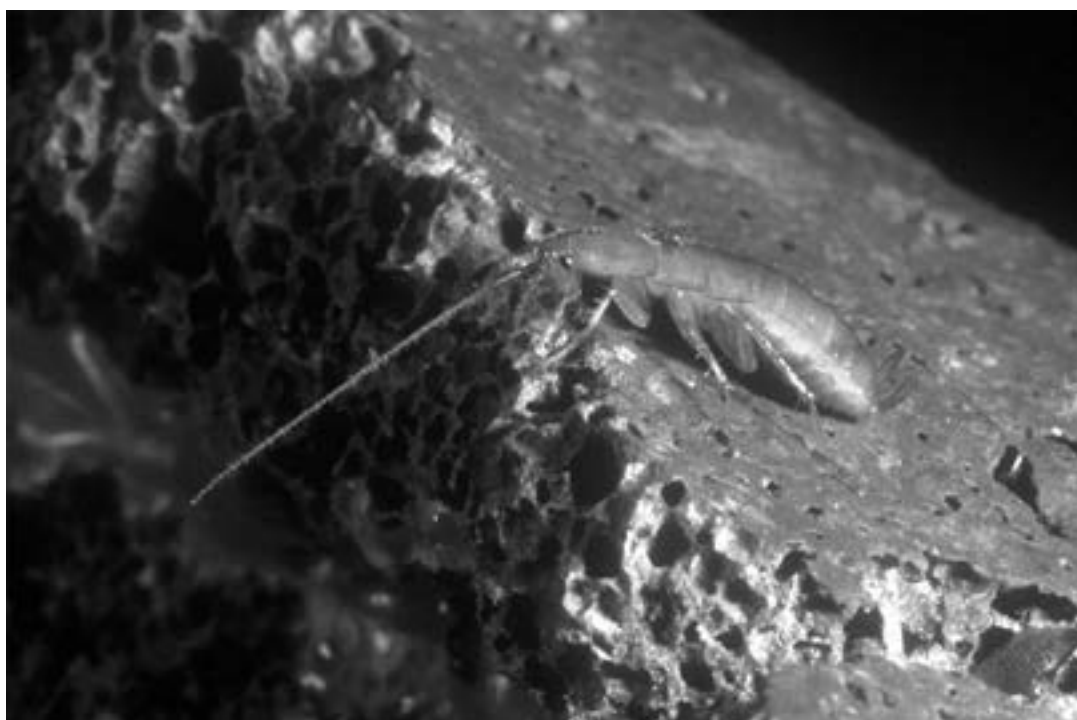
Los caracteres anatómicos más frecuentes en los organismos troglomorfos son la reducción y atrofia del aparato ocular, el adelgazamiento de los tegumentos y la pérdida de la pigmentación, la elongación del cuerpo y los apéndices, la reducción o atrofia de las alas (que supone una reducción de su capacidad de dispersión), mientras que, por el contrario, la dotación sensorial no óptica (químico-, higró-, termo- y mecanorreceptores) resultan significativamente incrementados.

Desde el punto de vista fisiológico es habitual encontrar una tasa metabólica muy reducida, con un bajo consumo de oxígeno y particular resistencia a bajas concentraciones del mismo, hábitos alimentarios variados y resistencia al ayuno. Por último, etológicamente se observa una pérdida de los ritmos internos habituales como el circadiano (debido a la ausencia de luz) o ritmos estacionales (debido a la estabilidad ambiental), y con frecuentes períodos de letargo, descenso de la agresividad y menores reacciones de escape.

El término ‘troglo-morfismo’ fue introducido por Christiansen (1962) para designar aquellos caracteres fenotípicos que caracterizan la evolución cavernícola y sirven para identificar a los organismos adaptados al ambiente de las cuevas. Para Christiansen los términos **troglobio** y **troglófilo** son poco adecuados porque no reflejan claramente el grado de adaptación de los organismos a las cuevas. La exclusividad de vivir en cuevas no es un buen criterio, porque habitualmente hay muchas dificultades para verificar si una especie completa o no la totalidad de su ciclo vital en ellas. Por ello, Christiansen propuso basar la distinción en la fenología de los cavernícolas, empleando ‘**troglo-morfo**’ para las especies con claras adaptaciones morfológicas, ‘**ambimorfo**’ para aquéllas con ligeras adaptaciones aparentes, y ‘**epigeomorfo**’ para las especies que presentan los mismos caracteres de las epigeas, aún viviendo y reproduciéndose en las cuevas; y seguía utilizando el término trogloxenos para las especies meramente accidentales. De este modo, se pueden separar los elementos de la fauna subterránea por su morfología y no por su exclusiva presencia en el ambiente subterráneo.

Entre los representantes de la fauna subterránea de las islas Canarias, la araña *Meta bourneti* (Fig. 18) constituiría un ejemplo de epigeomorfo (troglófilo bajo el criterio ecológico), y las cucarachas *Loboptera cavernicola* de ambimorfo y *Loboptera subterranea* de troglomorfo (ambas troglobias bajo el criterio ecológico) (Figs 19 y 20). Los trogloxenos

siempre serían epigeomorfos, y no deberían considerarse representantes de la fauna subterránea por su condición de ocasionales.



**Figs 18 y 19.** *Meta bourneti* es un típico troglófilo, que conserva sus ojos y pigmentación (arriba), y *Lobopectera cavernicola* es un troglóbico de tipo ambimorfo, de vida obligada en cuevas pero todavía con ojos útiles, dado que vive en una sima con penumbra (abajo) (Fotos: P. Oromí).





**Fig. 20.** *Loboptera subterranea* es una especie troglomorfa, perteneciente a un género muy diversificado que incluye también especies ambimorfos (Foto: P. Oromí).

En organismos que proceden de medios de transición, como el medio edáfico o el intersticial acuático, algunos caracteres ‘troglomorfos’ son verdaderamente preadaptaciones que fueron adquiridas en su ambiente de origen. La despigmentación y la anoftalmia, o la elongación del cuerpo y apéndices, en muchos casos resultan adaptaciones adquiridas progresivamente al colonizar el medio hipogeo, de forma que el estado ambimorfo puede ser un paso de transición hacia el troglonorfismo, o bien una fase final si una presión ambiental concreta no le exige mayores adaptaciones. Por lo tanto, los troglomorfismos no son caracteres absolutos que pueden ser generalizados en todos los casos, sino que deben ser definidos después de una adecuada comparación con los ancestros de sus respectivos linajes y con sus epigeos relacionados. Los caracteres troglomorfos muestran convergencia entre distintos grupos, pero sin embargo pueden variar ampliamente de un grupo zoológico a otro. Hay troglomorfos despigmentados pero aún con pequeños ojos, y troglomorfos anoftalmos que todavía conservan pigmentación.

Por otra parte, la despigmentación y la anoftalmia son caracteres comunes tanto a especies troglobias como edafobias, y a menudo se ha intentado ver en estas últimas la transición hacia los troglobios. Pero no debe tomarse como una generalización, pues muy frecuentemente los

edafobios son de tamaño mucho menor, nunca tienen apéndices elongados y, sobre todo, están adaptados a sobrevivir en un ambiente mucho más rico en materia orgánica que el medio hipogeo. Por otra parte, aunque hay linajes que incluyen tanto especies troglóbias como edafobias, más frecuentemente las faunas endogea e hipogea están formadas por grupos taxonómicos distintos.

El término troglomorfismo fue más tarde extendido también a caracteres fisiológicos y etológicos. Es importante destacar que los principales caracteres troglomorfos (mencionados más arriba) no son generalizables a todos los grupos zoológicos, y que si son considerados de forma aislada tampoco son exclusivos del ambiente cavernícola.

Hoy se sabe que muchos troglomorfos habitan no sólo en cuevas y otros medios hipogeos como el MSS, sino también en algunos ambientes subterráneos transicionales. Del mismo modo, algunos ambimorfos pueden habitar simultáneamente en cuevas y medios epigeos transicionales, como los que tienen una elevada humedad o con similares características. En resumen, los organismos hipogeos pueden estar limitados a las cuevas o a hábitats muy similares. Son estos organismos los que presentan tendencias paralelas y convergentes, tanto en su anatomía, como fisiología, etología y estrategia de vida, lo que en conjunto ha sido definido como 'troglomorfismo' o 'síndrome troglomórfico'.

### **Origen y evolución de la fauna hipogea**

En los procesos de colonización de nuevas áreas normalmente tiene lugar una secuencia de sustitución de faunas como parte del proceso de sucesión ecológica, de forma que el nuevo hábitat en primer lugar lo ocupan organismos oportunistas, de gran capacidad de dispersión, y en posteriores etapas de la sucesión son sustituidos por especialistas, que son capaces de utilizar los recursos del medio con mayor eficiencia. Si tratamos el medio hipogeo como un medio gradual en el espacio, en el que existe una adversidad creciente a medida que profundizamos en él, podemos entender la evolución troglóbica como un proceso en etapas sucesivas.

La zona superficial y transicional de la red de cavernas puede ser ocupada por una población accidental (troglóxena), que tiene su origen en ambientes próximos al cavernícola o en ambientes transicionales. En el proceso de colonización de hábitats oscuros con elevada humedad, los organismos deberán enfrentarse a unas condiciones físicas y tróficas claramente diferentes de las epigeas. La adquisición adaptativa de mecanismos que les permitan regular con éxito el balance hídrico, completar la reproducción y obtener alimento en la zona oscura, tendrá lugar mediante cambios que iniciarán la divergencia con sus ancestros epigeos.



**Fig. 21.** *Alevonota canariensis*, coleóptero estafilínido de cuevas de Tenerife. (Foto: P. Oromí).



**Fig. 22.** *Cixius pinarcolladus*, hemíptero troglóbico de cuevas de La Palma que se alimenta de savia de raíces (Foto: P. Oromí).



**Fig. 23.** *Trechus benahoaritus* es un pequeño carábido ambimorfo endémico de La Palma (Foto: P. Oromí).



**Fig. 24.** *Domene vulcanica*, una de las especies más troglomorfas de Canarias (Foto: P. Oromí).

Sin embargo, mientras los ambimorfos no superen un nuevo escalón, su adaptación a la vida en las cuevas no los convertirá en seres muy modificados. Es necesaria una nueva presión de selección para que los organismos ambimorfos pasen a ser troglomorfos, y esta presión sólo se alcanza en el ambiente profundo del medio hipogeo. El resultado serán organismos con un grado mayor de modificación, muy especializados, y por lo tanto muy eficientes para la supervivencia en hábitats con unas condiciones ambientales muy rigurosas, como ocurre en las cavernas y el MSP en general.

De acuerdo con Galán & Herrera (1998), el proceso de colonización de las cuevas podría resumirse en tres etapas: (1) entrar y sobrevivir en las cuevas (básicamente en el ambiente superficial y en menor medida en el intermedio); (2) reproducirse y propagarse en algunas áreas del hábitat hipogeo (principalmente en el ambiente intermedio o en medios transicionales); y (3) evolucionar hacia linajes con caracteres troglomorfos (básicamente en el ambiente profundo).

Cada nivel necesita al anterior como precursor, pero no al posterior como resultado. Generalmente la existencia de preadaptaciones tiene importancia para poder alcanzar los dos primeros niveles, pero no el tercero. La evolución troglobia está caracterizada por el paso del nivel 2 al 3. Por esta razón, muchos taxones en distintos grupos zoológicos son considerados troglófilos y son muy comunes en cuevas de todo el mundo. Sin embargo, permanecen como troglófilos y no evolucionan hacia formas troglobias en esos grupos.

Por el contrario, a pesar que son pocos taxones los que pasan del nivel 2 al 3, la capacidad de adaptarse al medio profundo hace que tengan un mayor número de especies en el nivel 3 que en el 2. Los troglófilos que son capaces de invadir la zona profunda, podrán explotar temporalmente los recursos tróficos disponibles, pero la mayor dificultad para establecerse radicará en su habilidad para localizar pareja y reproducirse. Este logro es decisivo, y sino mueren, deberán regresar al ambiente intermedio para completar su ciclo vital. Después de repetidos intentos, y alcanzado el éxito de sobrevivir y reproducirse en la zona profunda, esta población divergente tiene la posibilidad de extenderse en el nuevo hábitat y desarrollarse como troglomorfo (Galán & Herrera, 1998).

El origen de las especies troglobias se había considerado tradicionalmente como resultado de especiaciones alopátricas provocadas por cambios ambientales acentuados, que obligarían a las poblaciones epigeas a invadir el medio subterráneo y desaparecer de la superficie, extinguiéndose o bien desplazándose a otras latitudes. Esta sería la **hipótesis del relicto climático** (HRC) (Barr, 1968) basada en las observaciones sobre las faunas templadas de Europa y Norteamérica, donde el efecto de las glaciaciones sería el causante de dichos aislamientos.

Sin embargo, el descubrimiento de faunas troglobias en zonas tropicales no afectadas por las glaciaciones, y la presencia de ancestros epigeos en las mismas áreas donde hay troglobios en el subsuelo han conducido a considerar otras posibilidades. Hay que contemplar los troglomorfismos como adaptaciones, desde un punto de vista evolutivo, al ambiente profundo del subsuelo. Esto quiere decir que se producen mediante adaptaciones que no son otra cosa que modificaciones fenotípicas en un linaje de organismos que de este modo incrementan sus posibilidades de supervivencia, de competitividad o de eficiencia. Sin embargo, desde un punto de vista ecológico, tanto los troglófilos como los troglobios son formas ‘adaptadas’ al ambiente de las cuevas, aunque que de maneras diferentes y a distintos biotopos. Esta doble visión de las adaptaciones puede haber creado cierta confusión en el pasado, pero en la actualidad existen muchas evidencias que indican que los troglomorfismos están sujetos a selección natural, y por lo tanto son caracteres adaptativos.

Del estudio evolutivo de los cavernícolas parece desprenderse que durante los primeros grados de troglomorfismo tienen lugar modificaciones, tanto anatómicas como fisiológicas, por adaptación al ambiente subterráneo. Esta divergencia entre subpoblaciones cavernícolas y epigeas o transicionales comienza cuando todavía existe conexión genética entre ellas. A medida que la divergencia anatómica va progresando aparecen problemas con el apareamiento (incompatibilidades o diferencias en las preferencias), lo que conduce al aislamiento reproductivo y la formación de una nueva especie (especiación).

Este proceso ocurre sin que existan barreras geográficas, es decir, mediante mecanismos intrínsecos, cambios adaptativos que conducen a la especiación parapátrica. Así nacería la **hipótesis del cambio adaptativo (HCA)** (Chapman, 1982; Howarth, 1987), alternativa a la HRC perfectamente admitida para muchas de las especies troglobias (Howarth & Hoch, 2005; Peck & Finston, 1993). La divergencia iniciada en el seno de una especie podría continuar posteriormente como divergencia entre especies, y originarse uno o varios taxones a partir de un ancestro ya troglobio sin necesidad de especiación alopátrica. En Tenerife un claro ejemplo en este sentido lo formarían las arañas *Dysdera esquiveli* y *D. hernandesi*, especies hermanas que conviven en las mismas cuevas y se diferencian por pequeños detalles de la conformación de sus quelíceros, que les permiten alimentarse de distintos tipos de presas (Arnedo *et al.*, 2007). Pero también puede ocurrir que se generen barreras que permitan el aislamiento, bien como relicto geográfico o climático, o bien por aislamiento de poblaciones debido, en muchos casos, simplemente al colapso de parte de la red subterránea. De esta manera se podría favorecer la especiación alopátrica que postula HRC.

## La fauna hipogea terrestre de las Islas Canarias

La fauna subterránea conocida de las islas Canarias está constituida por cerca de 150 especies terrestres entre troglomorfos y ambimorfos (y unas 70 acuáticas), casi todas ellas endémicas (Martín *et al.*, 2002; Oromí, 2004 y 2008). La razón de la elevada endemividad es obvia: las especies troglobias siempre han evolucionado *in situ*, dado que son incapaces de salir al exterior: no pueden provenir de un ancestro troglobio lejano, ni pueden emprender la colonización de otras islas. En la Figura 21 se muestra la participación de los diferentes grupos en esta fauna especializada.

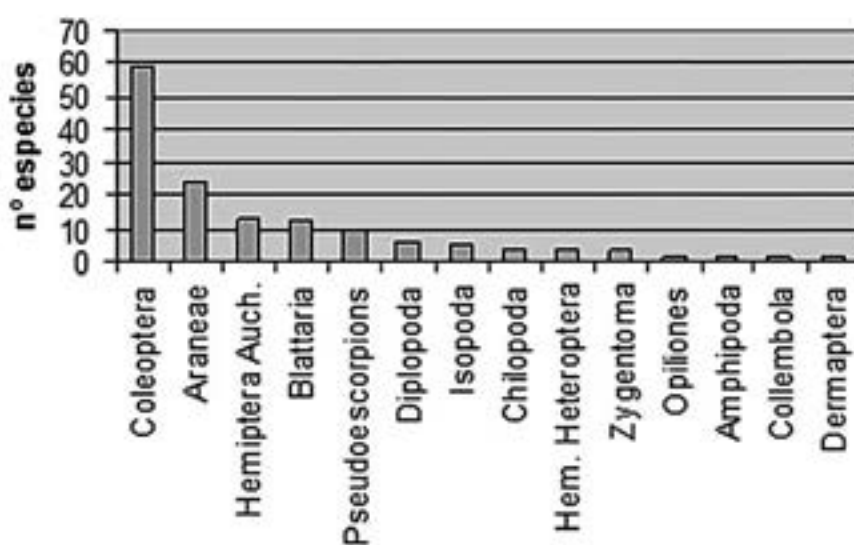
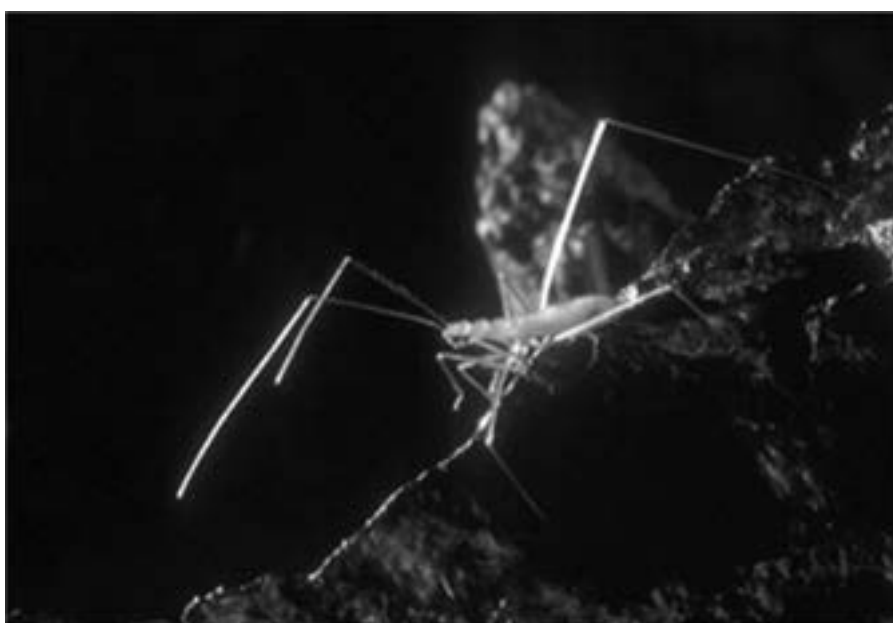


Fig. 25. Principales grupos de animales con representación troglobia en Canarias.

Los coleópteros (principalmente carábidos, estafilínidos y curculiónidos) son el grupo más numeroso en la fauna troglobia de Canarias, probablemente el área geográfica con mayor concentración de estafilínidos troglobios del planeta (Hlaváč *et al.*, 2006). Como suele ocurrir en otras faunas subterráneas, las arañas son el siguiente grupo más diverso, con algunos casos espectaculares de radiación (10 especies troglobias de *Dysdera*). Pero aparte de la proliferación de endemismos locales, uno de los aspectos más interesantes de la fauna canaria es la presencia de grupos de artrópodos insólitos en el contexto de faunas hipogreas paleárticas, o incluso mundiales. Destaca la abundancia de cucarachas cavernícolas, ausentes en la fauna paleártica, y de hemípteros auquenorrincos (parientes de las cigarras), con escasísima representación en dicha región. Probablemente se deba a cuestiones climáticas en el caso de las cucarachas, que sí son frecuentes en cuevas de zonas más tropicales; y en los auquenorrincos se debe a su dependencia de las raíces vivas que penetran en las cuevas,

circunstancia frecuente en tubos volcánicos pero rara en cavidades kársticas. En otras islas volcánicas como Madeira y sobre todo Azores, sí se conocen auquenorrincos cavernícolas que viven también en los tubos (Oromí, 2008).

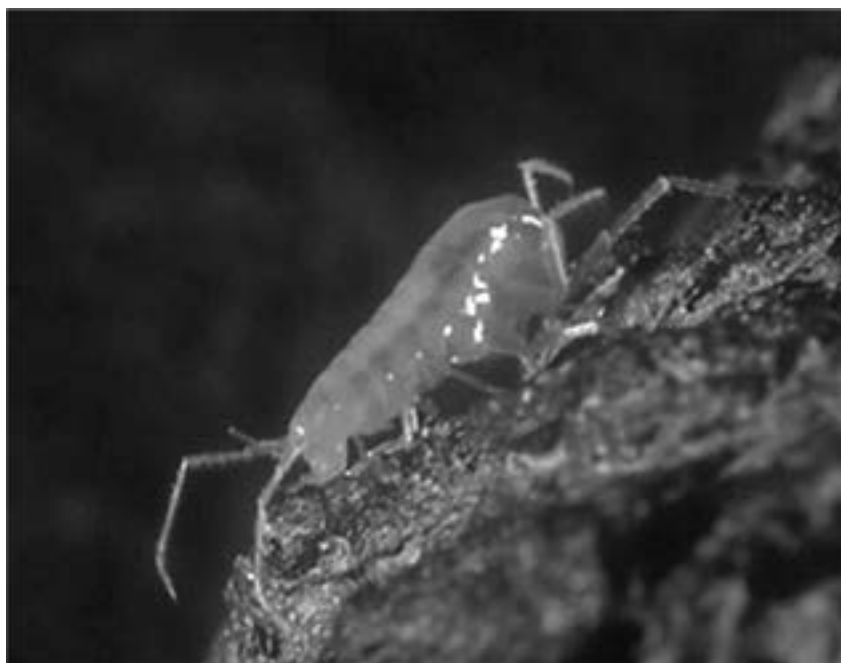
Casos más extraordinarios son las chinches predadoras *Collartida anophthalma* de El Hierro y *C. tanausu* de La Palma (Heteroptera) (Fig. 26), la tijereta cavernícola *Anataelia troglobia* (Dermaptera) (Fig. 28) y el anfípodo terrestre *Palmorchestia hypogaea* (Amphipoda) (Fig. 27), ambos de La Palma: todos ellos pertenecen a grupos de artrópodos de los que en todo el mundo sólo se conocen sendas especies troglomorfas en Hawaii (Howarth & Mull, 1992).



**Fig. 26.** *Collartida tanausu* (chinche cavernícola palmera); al igual que su vicariante en El Hierro *C. anophthalma*, es un troglomorfo, y merodea habitualmente en los cúmulos de cenizas volcánicas dentro de las cuevas (Foto: P. Oromí).

La diversidad de fauna troglobia conocida en cada isla depende de las características geológicas, edafológicas y climáticas, así como del esfuerzo de muestreo realizado en cada una (ver tabla 1). Desde el punto de vista geológico es más importante la edad de las rocas en superficie que la edad absoluta de la isla, puesto que los terrenos modernos tienen más abundancia de subsuelos aptos para constituir un medio hipogeo habitable (Oromí *et al.*, 1991; Oromí & Martín, 1992, Oromí, 2004). Los ambientes subterráneos de terrenos volcánicos más antiguos (generalmente MSS de coluvios y de roca meteorizada) son de extensión mucho más limitada, resultando en general más pobres en fauna troglobia que los de terrenos modernos (cuevas y MSSv).





**Fig. 27.** *Palmorchestia hypogaea* es un anfípodo estrictamente troglobio endémico de La Palma (Foto: P. Oromí).

**Tabla 1.** Riqueza de especies troglobias en las distintas islas. Ma: millones de años.

Islas	Troglobios terrestres	Edad máxima (Ma)
El Hierro	19	< 1
La Palma	37	2
La Gomera	8	10
Tenerife	64	12
Gran Canaria	12	15
Fuerteventura	3	22
Lanzarote	-	16
Canarias	144	

Entre los troglobios canarios encontramos ejemplos de ambas hipótesis de especiación antes postuladas. En las tijeretas del género *Anataelia* el cambio adaptativo (especiación parapátrica) parece evidente puesto que este género cuenta en La Palma con una especie muy frecuente propia de las coladas de lava, la tijereta de malpaís (*A. lavicola*), y una especie de los tubos volcánicos, la tijereta cavernícola (*A. troglobia*) (Martín & Oromí, 1988) (Figs 4 y 28). La presencia de esta última en el interior de una cueva (cueva de Todoque) y de la primera en las lavas de la misma colada que contiene la cueva apoyan dicho origen.



**Fig. 28.** *Anataelia troglobia* de La Palma es el único troglobio canario conocido con ancestro claramente lavícola (Foto: R. García).

Entre los carábidos, el género *Wolltinerfia* cuenta con tres especies troglobias de Tenerife (Medina & Oromí, 1991) (Fig. 29), y aunque no incluye ninguna especie epigea, un género próximo (*Eutrichopus*) tiene dos especies epigeas cuyos análisis moleculares muestran muy próximas a *Wolltinerfia*, lo cual permite explicar cambios adaptativos en el proceso de especiación (Moya *et al.*, 2004). También, las arañas del género *Dysdera* están muy diversificadas en Canarias con 37 especies epigeas y 10 especies hipogeas. Los estudios filogenéticos muestran que todas las especies troglobias (salvo *D. esquiveli* y *D. hernandezii*) tienen su especie hermana epigea, lo cual implica otros tantos procesos independientes de invasión del medio subterráneo, difíciles de explicar por especiación alopátrica teniendo en cuenta que todas menos una coexisten en la isla de Tenerife, y casi siempre en las mismas cuevas (Arnedo *et al.*, 2001, 2007; Macías *et al.*, 2008).

Por el contrario, el opilión cavernícola majorero (*Maiorerus randoi*) constituye un clásico ejemplo de especiación alopátrica por aislamiento (Fig. 30). Es el único representante del suborden Laniatores presente en las

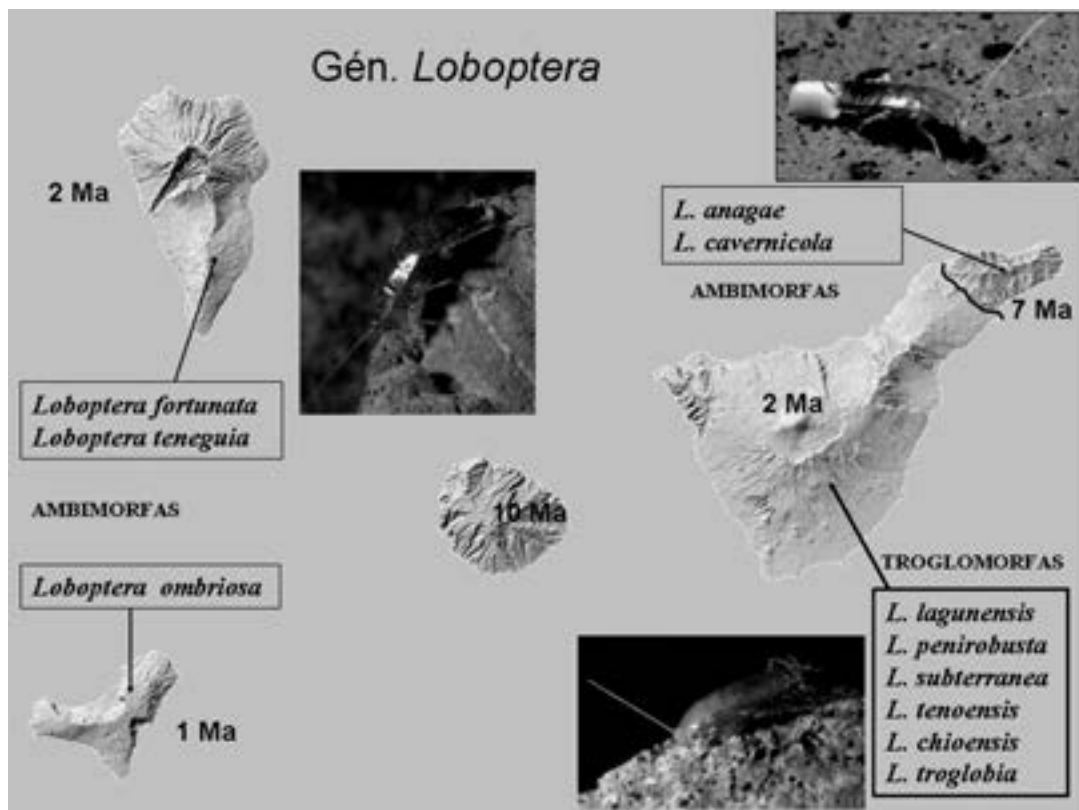


**Fig. 29.** *Wolltinerfia martini* es una de las tres especies de este género, troglobio y endémico de Tenerife (Foto: P. Oromí).



**Fig. 30.** Del opilión cavernícola majorero (*Maioresus randoi*) la única población conocida es la de la Cueva del Llano en Fuerteventura (Foto: P. Oromí).

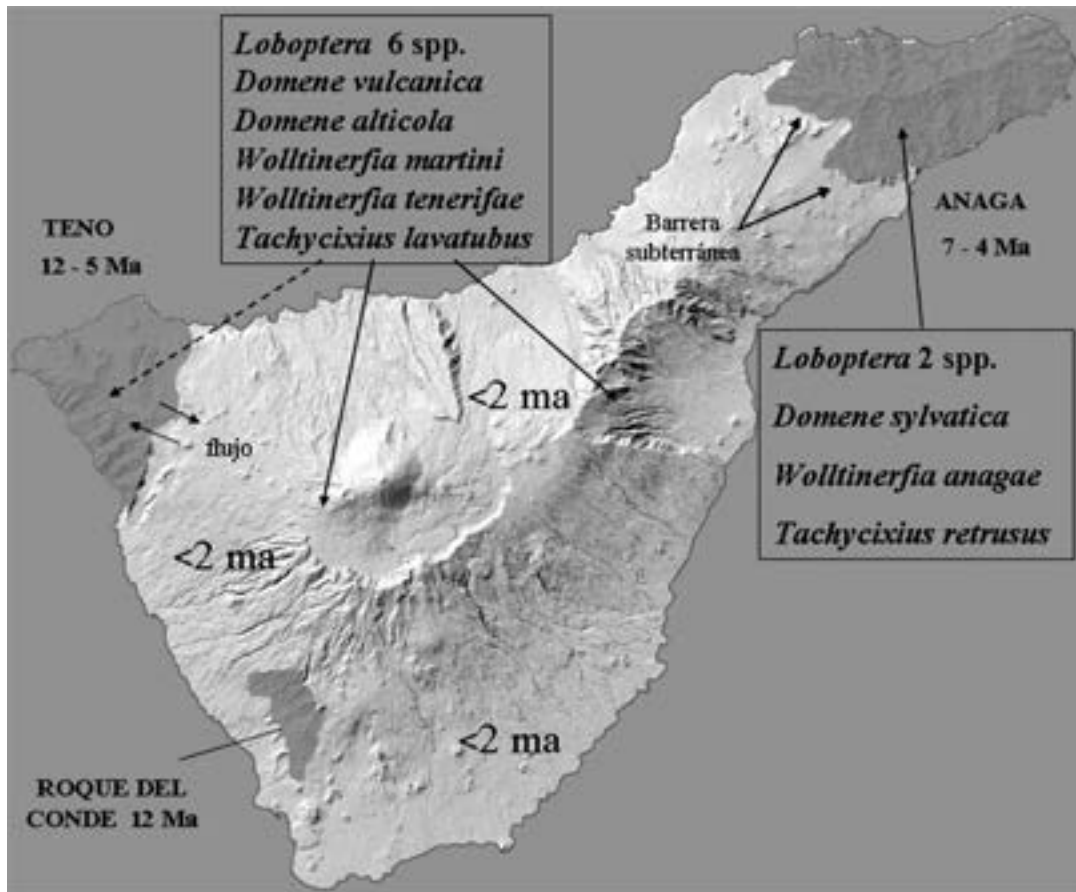
islas Canarias, y es un endemismo local cuya única población conocida está en la Cueva del Llano, único tubo volcánico en Fuerteventura con condiciones ambientales adecuadas (Rando *et al.*, 1993). Está incluido tanto en el Catálogo Nacional de Especies Amenazadas como en el Catálogo de Especies Amenazadas de Canarias en la categoría ‘en peligro de extinción’. La condición relictiva de este opilión, sin especies cercanas en todo el archipiélago ni en el área cercana del Magreb, hacen pensar en un caso de relicto climático por aridificación del clima en Fuerteventura.



**Fig. 31.** Distribución de las cucarachas pálidas (*Loboptera*) en las islas Canarias. Obsérvese la distribución geográfica de especies troglomorfas y ambimorfas.

La importancia del tiempo en el proceso del cambio adaptativo que conduce a la especiación y al troglomorfo es difícil de generalizar, puesto que en unos casos puede ser lenta y en otros muy rápida. Entre las 11 especies subterráneas de cucarachas pálidas (género *Loboptera*) de Canarias, a partir de secuenciación de ADN mitocondrial y aplicando dataciones por reloj molecular, puede observarse cómo las especies más antiguas (*L. anagae* y *L. cavernicola* de Anaga, Tenerife) divergieron hace unos 3,5 millones de años (Ma), y la más moderna (*L. ombriosa* de El Hierro) hace tan sólo 0,1 Ma, siendo todas las demás perfectamente congruentes con las edades de los terrenos respectivos que ocupan

(Izquierdo, 1997). Sin embargo, el grado de adaptación de cada una de las especies no responde a su edad calculada, puesto que las más troglomorfas son las que se encuentran en el centro de Tenerife, de edad geológica intermedia (máx. 2,5 Ma) (Martín & Oromí, 1987; Martín *et al.*, 1999). La velocidad de adquisición de caracteres troglomorfos no depende solamente del tiempo transcurrido, sino también de la presión de selección a que está sometida una especie dependiendo del tipo de hábitat subterráneo que ocupe (Fig. 31).



**Fig. 32.** Las discontinuidades mostradas en Tenerife con respecto a la distribución de algunos troglobios están relacionadas con barreras que impiden una libre dispersión, favoreciendo alopatrías intransulares.

La fauna troglobia de una isla suele ocupar amplias áreas dentro de la misma, de modo que gracias al MSS y otras redes de espacios del MSP, las especies se dispersan por el subsuelo y pueden encontrarse en cuevas volcánicas distantes y aparentemente inconexas. Sin embargo, pueden existir factores que impidan el flujo génico entre áreas de una misma isla. Así, en la mayor parte de Tenerife pueden encontrarse diversas especies de troglobios de los géneros *Dysdera* (arañas) *Lobopectera* (cucarachas), *Tachycixius* (hemípteros auquenorrincos), *Domene*, *Ocypus* y *Wolltinerfia*

(coleópteros), mientras que en Anaga dichos géneros están representados en el subsuelo por otras especies distintas (Oromí & Martín, 1992); y más aún, no se conoce ningún troglobio de cualquier otro grupo que se encuentre simultáneamente en ambas zonas de la isla. Esta marcada alopatría de Anaga tiene que deberse a la existencia de alguna barrera física, puesto que en Teno, el otro extremo de la isla considerado tan o más antiguo y que formó parte de otra protoisla independiente, los troglobios existentes son comunes a la zona central de Tenerife (Fig. 32).

Puede extraerse de lo expuesto que las cuevas se pueblan inicialmente por una fauna lavícola que va siendo sustituida por una fauna troglobia con relativa celeridad (de pocos cientos a pocos miles de años) a medida que la cueva se transforma; y que las especies troglobias se originan a partir de especies preadaptadas que, bien forzadas por cambios ambientales (HRC) o bien por exploración de nuevos recursos (HCA), se adaptan y colonizan el medio subterráneo. Pero ambos fenómenos no son parte de un mismo proceso, ya que de los cerca de 150 troglobios conocidos en Canarias, solamente *Anataelia troglobia* tiene como especie hermana un lavícola (*Anataelia lavicola*), y todos los demás pertenecen a linajes sin representación alguna en la fauna de lavas recientes. Y es que las condiciones ambientales entre una cueva reciente y seca, son muy diferentes a las de una cueva madura y húmeda, mucho más aislada del ambiente exterior.

## Bibliografía

- ARNEDO, M.A., P. OROMÍ & C. RIBERA (2001). Radiation of the spider genus *Dysdera* (Araneae, Dysderidae) in the Canary Islands: Cladistic assessment based on multiple data sets. *Cladistics* 17: 313-353.
- ARNEDO, M.A., P. OROMÍ, C. MÚRRIA, N. MACÍAS-HERNÁNDEZ & C. RIBERA (2007). The dark side of an island radiation: systematics and evolution of troglobitic spiders of the genus *Dysdera* (Araneae, Dysderidae) in the Canary Islands. *Invertebrate Systematics* 21: 623-660.
- ASHMOLE, N.P. & M.J. ASHMOLE (1988). Insect dispersal on Tenerife, Canary Islands. High altitud fallout and seaward drift. *Alpine and Arctic Research* 20(1): 1-12.
- ASHMOLE, N.P., M.J. ASHMOLE & P. OROMÍ (1990). Arthropods of recent lava flows on Lanzarote. *Vieraea* 18: 171-187.
- ASHMOLE, N.P., P. OROMÍ, M.J. ASHMOLE & J.L. MARTÍN (1992). Primary faunal succession in volcanic terrain: lava and cave studies in the Canary Islands. *Biological Journal Linnean Society* 46: 207-234.

- BARR, T.C. (1968). Cave ecology and the evolution of troglobites. *Evolutionary Biology* 2: 35-102.
- CHAPMAN, P. (1982). The origin of troglobites. *Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc.* 16(2): 133-141.
- CHRISTIANSEN, K. (1962). Proposition pour la classification des animaux cavernicoles. *Spelunca* 2: 76-78.
- COSTA, M.P., J.C. NUNES, J.P. CONSTÂNCIA, P.A.V. BORGES, P. BARCELOS, F. PEREIRA, N. FARINHA & J. GOIS (2008). *Cavidades vulcânicas dos Açores*. Amigos dos Açores / Os Montanheiros / GESPEA, 48 pp.
- CULVER, D.C. & T. PIPAN (2009). *The biology of caves and other subterranean habitats*. Oxford University Press, Oxford, New York, 254 pp.
- EDWARDS, J.S. (1987). Arthropod of alpine aeolian ecosystems. *Annual Review Entomology* 32: 163-179.
- GALÁN, C. & F. HERRERA (1998). Fauna cavernícola: ambiente, especiación y evolución (Cave fauna: environment, speciation and evolution). *Boletín Sociedad Venezolana Espeleología* 32: 13-43.
- HLAVÁČ, P., P. OROMÍ & A. BORDONI (2006). Catalogue of troglobitic Staphylinidae (Pselaphinae excluded) of the world. *Subterranean Biology* 4 (2006): 19-28.
- HOWARTH, F.G. (1973). The cavernicolous fauna of Hawaiian lava tubes, 1. Introduction. *Pacific Insects* 15(1): 139-151.
- HOWARTH, F.G. (1987). The evolution of non-relictual tropical troglobites. *Internat. Jour. Speol.* 16: 1-16.
- HOWARTH, F.G. (1979). Neogeoeolian habitats on new lava flows on Hawaii Island: an ecosystem supported by windborne debris. *Pacific Insects* 20(2-3): 133-144.
- HOWARTH, F.G. & H. HOCH (2005). Adaptive shifts. En D.C. Culver & W.B. White (eds.) *Encyclopedia of caves*, pp. 17-24. Elsevier/Academic Press, Amsterdam.
- HOWARTH, F.G. & W.P. MULL (1992). *Hawaiian Insects and their kin*. University of Hawaii Press. Honolulu. 160 pp.
- IZQUIERDO, I. (1997). *Estrategias adaptativas al medio subterráneo de las especies del género Lobopectera Brunner W. (Blattaria, Blattellidae) en las Islas Canarias*. Tesis doctoral, Universidad de La Laguna (sin publicar).
- JUBERTHIE, C., B. DELAY & M. BOUILLON (1980). Extension du milieu souterrain en zone non-calcaire: description d'un nouveau milieu et de son peuplement par les coléoptères troglobies. *Mémoires de Biospéologie* 7: 19-52.

- MACÍAS, N.E., P. OROMÍ & M.A. ARNEDO (2008). Patterns of diversification on old volcanic islands as revealed by the woodlouse-hunter spider genus *Dysdera* (Araneae, Dysderidae) in the eastern Canary Islands. *Biological Journal Linnean Society* 94: 589-615.
- MARTÍN, J.L., H. GARCÍA & P. OROMÍ (2002). Classification of terrestrial subterranean fauna of volcanic substrates in the Canary Islands. *International Journal of Speleology* 30A (1/4)(2001): 15-26.
- MARTÍN, J.L., I. IZQUIERDO & P. OROMÍ (1999). El género *Loboptera* en Canarias: descripción de cinco nuevas especies hipogeas (Blatt., Blattellidae). *Vieraea* 27: 255-286.
- MARTÍN, J.L. & P. OROMÍ (1986). An ecological study of Cueva de los Roques lava tube (Tenerife, Canary Islands). *Journal Natural History* 20: 375-388.
- MARTÍN, J.L. & P. OROMÍ (1987). Tres nuevas especies hipogeas de *Loboptera* Brum.& W. (Blattaria, Blattellidae) y consideraciones sobre el medio subterráneo en Tenerife (Islas Canarias). *Annales Société entomologique France (N.S.)* 23: 315-326.
- MARTÍN, J.L. & P. OROMÍ (1988). Dos nuevas especies de *Anataelia* Bol. (Dermaptera, Pygidicranidae) de cuevas y lavas recientes del Hierro y La Palma (Islas Canarias). *Mémoires de Biospéologie* 15: 49-59.
- MARTÍN, J.L. & P. OROMÍ (1990). Fauna invertebrada de las lavas del Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote, Islas Canarias). *Ecología* 4: 297-312.
- MARTÍN, J.L., P. OROMÍ & I. IZQUIERDO (1987). El ecosistema eólico de la colada volcánica de Lomo Negro en la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Vieraea* 17: 261-270.
- MEDINA, A.L. & P. OROMÍ (1990). First data on the superficial underground compartment on La Gomera (Canary Islands). *Mémoires de Biospéologie* 17: 87-91.
- MEDINA, A.L. & P. OROMÍ (1991). *Wolltinerfia anagae* n. sp., nuevo coleóptero hipogeo de la isla de Tenerife (Coleoptera, Carabidae). *Mémoires de Biospéologie* 18: 215-218.
- MOYA, O., H.G. CONTRERAS, P. OROMÍ & C. JUAN (2004). Genetic structure, phylogeography and demography of two ground-beetle species endemic to the Tenerife laurel forest (Canary Islands). *Molecular Ecology* 13: 3153-3167.
- OROMÍ, P. (2004). Canary Islands: Biospeleology. En J. Gunn (Ed.) *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York, pp. 179-181.
- OROMÍ, P. (2008). Biospeleology in Macaronesia. *Association for Mexican Cave Studies Bulletin* 19: 98-104.



- OROMÍ, P. & J.L. MARTÍN (1992). The Canary Islands. Subterranean fauna, characterization and composition. En A.I. Camacho (Ed.) *The natural history of biospeleology*. C.S.I.C., Madrid, pp. 527-567.
- OROMÍ, P., J.L. MARTÍN, A. MEDINA & I. IZQUIERDO (1991). The evolution of the hypogean fauna in the Canary Islands. En E.C. Dudley (Ed.) *The unity of evolutionary biology* vol 2: 380-395. Dioscorides Press, Portland.
- OROMÍ, P., A. MEDINA & M. TEJEDOR (1986). On the existence of a superficial underground compartment in the Canary Islands. *9º Congr. Inter. Espeol.*, Barcelona, 2: 147-151.
- OROMÍ, P., N. ZURITA, M. ARECHAVALETA & A. CAMACHO (2002). *Fauna invertebrada del Parque Nacional del Teide*. Org. Autónomo Parques Nacionales, Min. Medio Ambiente, Madrid, 421 pp.
- PECK, S.B. & T.L. FINSTON (1993). Galapagos island troglobites: the question of tropical troglobites, parapatric distribution with eyed-sister-species and their origin by parapatric speciation. *Mémoires Biospéol.* 20: 19-37.
- RACOVITZA, E.G. (1907). Éssai sur les problèmes biospéologiques. *Archives de Zoologie expérimentale et générale* (IV ser.) 6 : 371-488.
- RANDO, J.C., L. SALA & P. OROMI (1993). The hypogean community of Cueva del Llano (Fuerteventura, Canary Islands). *Mémoires de Biospéologie* 20: 189-193.
- SCHINER, J.R. (1854). Fauna der Adelsberger-, Lueger-, and Magdalenen Grotte. En A. Schmidt (ed.) *Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina, amd Laas*, pp. 231.272. Braunmüller, Viena.
- SKET, B. (2008). Can we agree on an ecological classification of subterranean animals? *Journal of Natural History* 42: 1549-1563.
- SWAN, L.W. (1963). Aeolian zone. *Science* 140: 177-178.



## **4. El desconocido y sorprendente mundo de los líquenes que pueblan las lavas**

**Consuelo E. Hernández Padrón**

*Departamento de Biología Vegetal (Botánica).*

*Universidad de La Laguna*

*Actualmente, los líquenes siguen siendo en gran medida unos seres desconocidos para el gran público, con frecuencia confundidos, olvidados o ignorados, y para los que, desde luego, no resulta fácil realizar una definición. Los líquenes, a los que también podemos referirnos como ‘talos liquénicos’ son el producto de una curiosa y compleja relación que establecen dos organismos muy diferentes. Los organismos que intervienen son tan distintos que están situados en Reinos biológicos diferentes. La estrecha relación que mantienen es denominada ‘simbiosis’ y a los seres involucrados se les llama ‘simbiontes’. En la simbiosis liquénica intervienen, de una parte hongos superiores (que constituyen el ‘micobionte’) y de otra, algas verdes o cianobacterias (que son el ‘fotobionte’). El resultado es un organismo dual muy singular que en los territorios volcánicos es capaz de colonizar con éxito las lavas volcánicas totalmente desprovistas de vida vegetal.*

### **Qué son los líquenes**

La primera reflexión que se plantea acerca de los líquenes es si este organismo dual (hongo + alga) responde realmente al concepto de especie. Es evidente que, inicialmente, para los líquenes no parecía tener el mismo significado que para el resto de los grupos de seres vivos. Sin embargo, parece existir unanimidad en considerar actualmente a los líquenes como ‘hongos liquenizados’, es decir, como hongos capaces de establecer simbiosis con ciertas algas. Y en este sentido, la especie liquénica puede ser definida con los mismos criterios que las demás especies.



**Fig. 1.** De las ramas de un magnífico ejemplar de pino canario, en La Caldera de Taburiente, penden líquenes epífitos con aspecto de 'barbas'. Las especies más conspicuas pertenecen a los géneros *Usnea*, *Bryoria* y *Alectoria*.

El líquen es un ser talófito, autótrofo, capaz de adaptarse a múltiples situaciones. Por su naturaleza dual, de los líquenes se ha dicho que constituyen, tanto ‘la pareja perfecta’, como ‘la extraña pareja’. Esta singular simbiosis (¿mutualista o antagonista?) hace que a los líquenes muchos autores los consideren en sí mismo como microecosistemas, esto es, pequeños ecosistemas en los que las algas tienen la misión de producir y los hongos la de consumir. Este es el sentido del liquenólogo sueco A. Theler. También se ha escrito de ‘algas cautivas’ por el hongo y se ha comparado su *status* con el de los animales domésticos que el hombre cuida para su propio beneficio.

La ubicación de los líquenes en las clasificaciones de los seres vivos ha ido variando con el tiempo a medida que los estudios han permitido conocerlos mejor. Los científicos los han incluido entre las Algas (como las ‘algas aéreas’), entre los Briófitos o en una división independiente (Lichenophyta). En la actualidad, se los considera como unos hongos muy especiales, los hongos liquenizados o micofotófitos, y por lo tanto, forman parte del reino de los hongos (Reino *Fungi*).

En todo caso, tal como señala Galán Cela (1983) a propósito de los líquenes ‘... son el resultado de complejos procesos adaptativos y una más de las maravillas que la Naturaleza es capaz de ofrecer’.



**Fig. 2.** En las copas de los distintos árboles del monte verde, especialmente en las áreas venteadas de las cresterías, los líquenes epífitos son abundantes y muy diversos.

## Cómo son los líquenes

El ‘cuerpo’ o talo de los líquenes es extraordinariamente variado, tanto en la forma (el denominado biotipo o morfotipo), como en lo relativo al colorido y las dimensiones. Esta variabilidad en el morfotipo ha obligado a desarrollar una terminología especializada para reunir las diferentes formas en siete grupos principales, aunque pueden existir morfologías intermedias.

Los líquenes **crustáceos** son las más abundantes, y se caracterizan por crecer intensamente unidos al sustrato, hasta el punto de que es imposible separarlos de él sin destruirlos. Por sus características pueden sobrevivir en ambientes muy extremos y en superficies expuestas de las rocas. Crecen por el margen y muchas veces se solapan varios individuos formando grupos en parches.

Los líquenes **pulverulentos** son las formas supuestamente más simples en los que las hifas del micobionte envuelven a pequeños grupos de alga, y el talo posee apariencia pulverulenta, como si estuviera afectado por lepra (lo que da nombre al género más característico de este grupo, *Lepraria*).

Los líquenes **foliáceos** o **foliosos** tienen aspecto laminar y el talo está parcialmente separado del sustrato. Lo habitual es que tengan organización dorsiventral, con una zona ventral y otra dorsal. En este grupo existe una gran diversidad en cuanto a formas y tamaños.

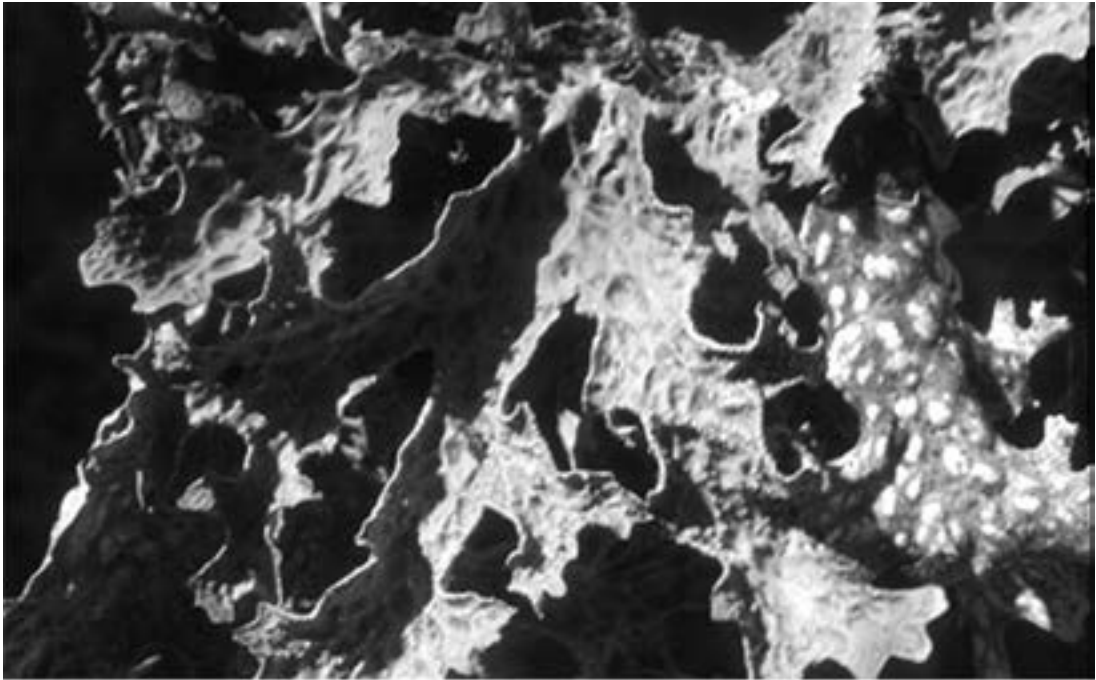
Los líquenes **fruticulosos** tienen el talo alargado, aplanado, cilíndrico o filiforme, habitualmente con un único punto de unión al sustrato. Pueden ramificarse, a veces muy profusamente, y son macizos o huecos. El tamaño de estos líquenes varía según la especie, desde unos pocos milímetros a varios metros en algunas especies del género *Usnea*.

En los líquenes **escumulosos** el talo lo forman un conjunto de pequeñas escamas más o menos próximas, imbricadas o superpuestas que se elevan ligeramente del sustrato.

Los líquenes **compuestos**, son de tipo mixto y están formados por dos partes. El talo primario o basal que es crustáceo, escumuloso o, más raramente foliáceo, y crece extendido sobre el sustrato; y el talo secundario, de tipo fruticuloso, formado por unos o varios elementos en forma de copa o ramificados.

En los líquenes **filamentosos** el talo está formado por hilos muy finos enmarañados, que tienen aspecto lanoso, y se disponen habitualmente extendidos sobre el sustrato.

Los líquenes **gelatinosos** tienen consistencia pulposa, y son flexibles y traslúcidos cuando están húmedos, sin embargo, secos suelen ser negruzcos, coriáceos y muy frágiles. En los líquenes gelatinosos el ficobionte es siempre una cianobacteria.



**Fig. 3.** *Lobaria pulmonaria* ('pulmonaria del árbol'), es reconocible por sus amplios lóbulos y las características depresiones de su superficie. Alcanza su mejor desarrollo en el ámbito del monteverde y tradicionalmente se ha usado para tratar afecciones respiratorias.



**Fig. 4.** Diversidad epífita en ramas de escobón, en el extremo sur del P. N. de Garajonay. Hay especies fruticulosas de *Teloschistes* y *Ramalina*, foliáceas de *Parmotrema* e *Hypotrachyna*, y crustáceas de *Caloplaca*, *Lecanora* y *Pertusaria*.



**Fig. 5.** También sobre escobón, destacan en este caso las especies verde-amarillentas de *Ramalina* (*R. farinacea*, *R. implectens*, *R. subgeniculata*), que crecen entremezcladas con algunas *Usnea*, éstas últimas con ramificaciones más delgadas.

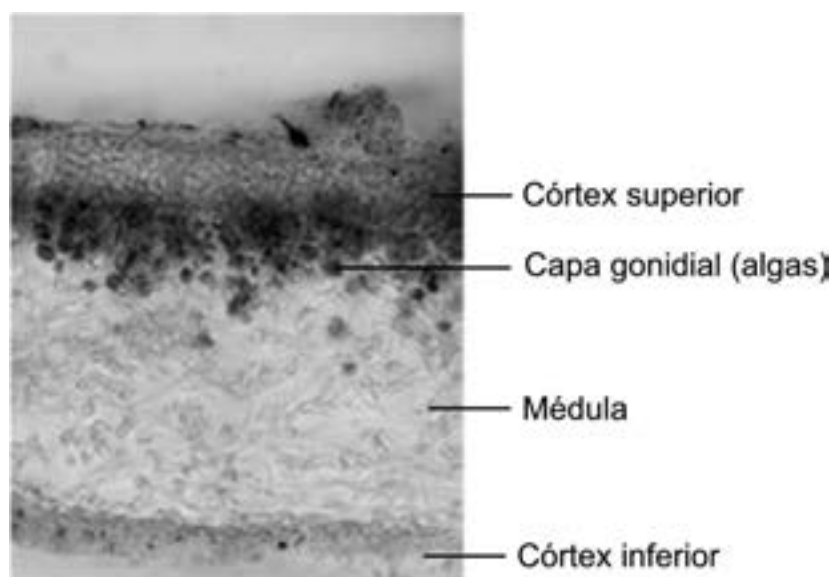


**Fig. 6.** *Cladonia coccifera* es un líquen típico del sotobosque húmedo del monteverde. Sus podocios ('ramificaciones') portan atractivos apotecios de color rojo intenso.



Además, los líquenes pueden ser caracterizados morfológicamente por un importante número de estructuras especializadas relacionadas con la multiplicación vegetativa (soralios e isidios), con la aireación del talo (cifelas y pseudocifelas) y la reproducción del hongo (apotecios, peritecios, basidiocarpos). Otras estructuras como los cilios, fibrillas, papilas, tubérculos, esquizidios, picnidios, filidios, pruina, isidiomorfos, máculas, etc, tienen interés no sólo desde el punto de vista fisiológico sino también taxonómico.

Con respecto a la estructura u organización interna, las especies más avanzadas presentan una típica disposición en estratos: córtex (o corteza) superior, capa algal o gonidial, médula y córtex inferior. Ambos córtex y la médula son de naturaleza fúngica. Una variante de esta estructura heterómera se da en los líquenes que tienen ramificaciones cilíndricas o subcilíndricas, disponiéndose entonces las capas o estratos de manera concéntrica (estructura radiada).



**Fig. 7.** En la sección de un líquen folioso (también en crustáceos y escuamulosos) es posible distinguir los dos córtex (superior e inferior) y la médula, todos de naturaleza fúngica, y el estrato formado por las algas (capa gonidial).

### **Dónde viven los líquenes**

A veces leemos frases del tipo ‘...y líquenes de maravillosos matices ardían sin llama sobre los prietos troncos de los árboles’ (Conan Doyle, ‘El mundo perdido’, 1912). Además, de esta singular imagen poética, de los líquenes se puede afirmar que se encuentran en casi todas partes, prueba de

que la simbiosis que practican es una de las más eficaces del mundo vivo (Purvis & Wedin, 1999).

El hecho de que hayan sido capaces de adaptarse a ambientes muy diversos y alcanzado una gran distribución a escala mundial, confirma el éxito evolutivo de la 'liquenización'. En contrapartida, a esta amplia distribución hay que destacar que entre los líquenes hay muy pocas especies exclusivas, lo que se traduce en un bajo índice de endemidad.

Se sabe que los líquenes crecen sobre las superficies iluminadas de la mayoría de los sustratos, siempre que reciban algo de humedad. Se desarrollan encima (a veces incluso algo por debajo) de rocas, cortezas, leños, hojas, suelos (tierra), briófitos, humus, y también sobre otros líquenes. Pero además son capaces de crecer sobre cemento, hormigón, uralita, metales, vidrio, tejas, huesos, tejidos, plásticos, asfalto, etc.

Los líquenes han colonizado casi todos los medios, desde la orilla del mar hasta las cimas montañosas, pasando por los desiertos más fríos y áridos del Planeta. Están presentes desde los Polos al Ecuador, cubriendo o tapizando entre el 8 y el 10% de la superficie emergida. Donde son francamente dominantes con respecto a las plantas vasculares es en las Regiones Árticas y Subárticas, en las que constituyen una fuente de alimento de vital importancia para los herbívoros de esas latitudes. Sin embargo, a pesar de esta elevada capacidad para crecer en lugares con condiciones ambientales tan dispares, los líquenes son extremadamente sensibles y están ausentes en los ambientes contaminados, tanto urbanos como industriales.

### **Interés y aplicaciones de los líquenes**

Los hongos liquenizados tienen un interés biológico-evolutivo incuestionable debido a su naturaleza dual, por su origen muy antiguo y polifilético. Además, se trata de seres pioneros o primoinvasores en la colonización de nuevos sustratos e intervienen en procesos de creación de suelo (la edafogénesis). Tienen valor nutritivo puesto que la liquenina ('almidón de musgo') por hidrólisis libera glucosa. A nivel industrial son importantes para la obtención de colorantes, tornasol, o esencias para perfumes. El uso medicinal es significativo puesto que muchas sustancias líquénicas, productos del metabolismo secundario, tienen un elevado interés debido a su actividad antibiótica, antiinflamatoria o antioxidante.

Los líquenes se utilizan como bioindicadores y biomonitores de la calidad del aire debido principalmente a que son singularmente susceptibles a la presencia de dióxido de azufre en el medio. Los talos jóvenes son mucho más sensibles a esta contaminación ambiental que los adultos. Por otra parte, en los medios contaminados la producción de soralios e isidios

se reduce considerablemente, limitando por tanto la propagación de estos organismos mediante estas exclusivas diásporas; también la producción de estructuras fértiles (ascomas) generadoras de esporas sexuales se ve igualmente reducida, incluso totalmente abortada en los casos de intoxicación grave. El dióxido de azufre y los óxidos de nitrógeno son los principales responsables de la denominada lluvia ácida, que altera el agua de lluvia imprescindible para el normal crecimiento de los líquenes. El talo reacciona elaborando sustancias liquénicas hidrófobas y reduciendo la superficie expuesta a la lluvia, con lo que la fotosíntesis se limita, además también por la alteración que sufre la clorofila, y consecuentemente el crecimiento. Las variaciones en el crecimiento, cambios de coloración y necrosis de los talos, así como la indicada reducción de estructuras generadoras (asexuales y sexuales) de los líquenes nos da información de como se modifican las condiciones ambientales. Otros contaminantes que les afectan, aunque en menor medida, son el ozono y los metales pesados.

También tiene interés como indicadores de actividad volcánica (con respecto a la emisión de gases). Y otros usos incluyen la datación (liquenometría) de monumentos, esculturas, vidrieras, morrenas postglaciares, etc.; en la valoración de los efectos del cambio climático; y en decoración, preparación de maquetas, etc.

### **Colonización de las lavas**

La colonización liquénica de las lavas depende de la antigüedad y de la situación de las mismas. Aunque los líquenes de las lavas pueden resultar imperceptibles a primera vista, una observación más detenida desvela siempre su existencia, sobre todo en situaciones expuestas a mayor humedad (orientaciones al N-NE) de rocas, promontorios, crestas o bloques; así como en las pequeñas covachas o grietas semisombrías que resultan relativamente húmedas. Sólo en los malpaíses más recientes que están expuestos al S-SW, la superficie ocupada por los líquenes es muy escasa o prácticamente nula, indicativo de que en estos sustratos se están iniciando los procesos de colonización y los talos están en una fase incipiente.

Los líquenes son los primeros vegetales que colonizan las lavas y posteriormente con otros organismos (algunos hongos, musgos, bacterias e incluso insectos), retienen humedad, favorecen la colonización de otros organismos, y sobre todo, producen ácidos que modifican la composición química de las rocas. Hay muchísima información acerca del importante papel que desempeñan los líquenes en la desintegración y descomposición de las rocas, y consecuentemente en la formación de suelo, o mejor dicho de protosuelo, en unas coladas lávicas que de este modo pueden empezar a ser colonizadas por las plantas vasculares. Se trata de una serie de procesos

físicos (biogeofísicos) y químicos (biogeoquímicos) consecutivos, de tal forma que la desintegración mecánica precede a la descomposición química.

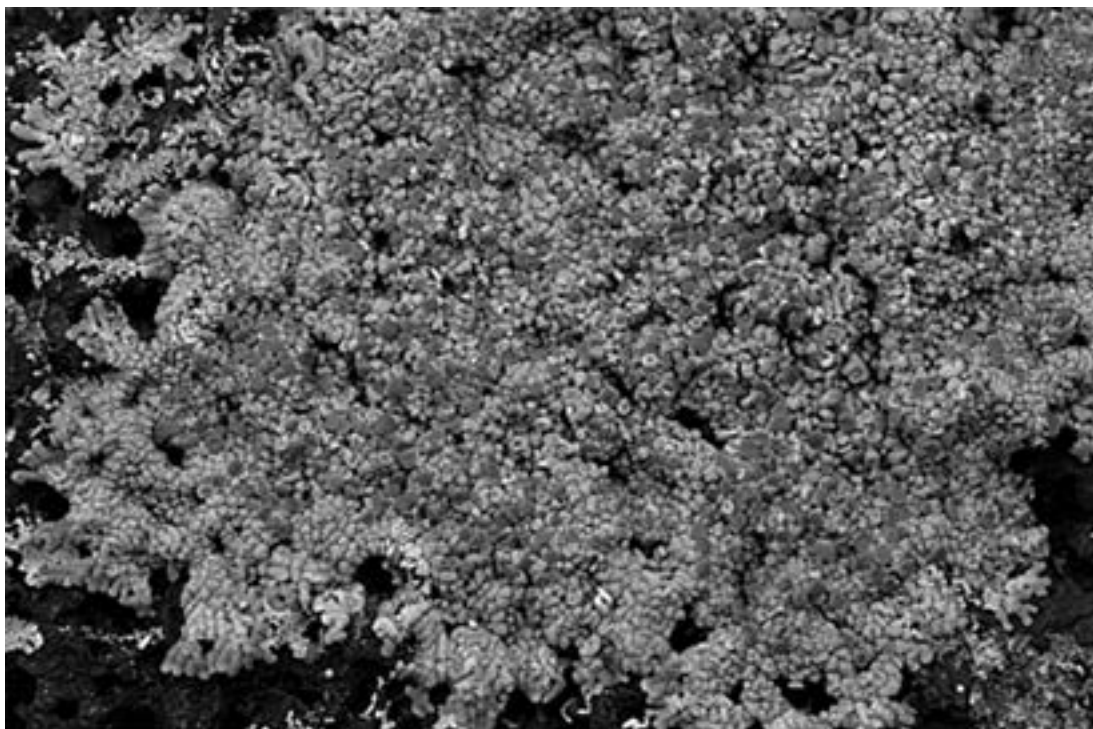
Lo que ocurre en realidad es que las rizinas de los líquenes (estructuras de fijación de los líquenes constituidas por hifas del hongo) penetran por las zonas menos consistentes de las rocas. Los sucesivos procesos de expansión y contracción de los talos, en función del grado de hidratación, van provocando microfisuras en el sustrato. Al mismo tiempo, el agua (del suelo y atmosférica), el dióxido de carbono (atmosférico y de la respiración de los organismos), el ácido oxálico (presente en muchos talos), los compuestos fenólicos (también frecuentes en los líquenes) y otras sustancias liquénicas (como los ácidos húmico y fúlvico), reaccionan con los minerales del sustrato. Se forman de este modo suspensiones acuosas, en las que los ácidos indicados más arriba y los compuestos fenólicos actúan como poderosos agentes erosivos.



**Fig. 8.** Los líquenes, reconocibles por sus variados colores, son los primeros organismos autótrofos que forman poblaciones estables en las lavas próximas al mar.

En estos procesos de bioerosión se producen diferentes reacciones de hidrólisis, oxidación, acidificación, carbonatación, etc. La velocidad de estos procesos erosivos va a depender de las características de las lavas, de las condiciones climáticas, de la acción antrópica y del factor tiempo. Todos estos procesos van a condicionar la secuencia de colonización futura.

Por otra parte, los líquenes acumulan en forma disponible nitrógeno, fósforo y azufre, que son elementos esenciales que pueden ser incorporados al medio durante la formación del suelo, y usados por briófitos y plantas vasculares facilitando la sucesión vegetal. Aunque sólo fuese por esta capacidad de formar suelo y ser precursores de la vida vegetal en ambientes inhóspitos, el valor ecológico de los líquenes sería no sólo incuestionable sino insustituible.



**Fig. 9.** El líquen crustáceo *Caloplaca gomerana* es una de las especies más características de las lavas de los hábitats costeros.

Con respecto a la secuencia de poblamiento de los nuevos sustratos, generalmente los primeros líquenes que se instalan son los crustáceos, a los que posteriormente se van añadiendo los pequeños foliáceos, luego los grandes foliáceos y finalmente los fruticulosos. Después, si las condiciones climáticas lo permiten, poco a poco se irán instalando especies vegetales más exigentes. Este papel pionero en la colonización de nuevos sustratos se observa no sólo en las lavas volcánicas sino también en las que quedan al descubierto por el retroceso del hielo en los glaciares.

### **Los líquenes en Canarias: ecología y distribución**

Aunque a menudo se establecen en medios desfavorables, incluso muy desfavorables, para su buen desarrollo necesitan condiciones ambientales

específicas, que vienen determinadas por factores ecológicos como el *agua* y la *luz*, y agentes ecológicos como el *viento* y la *contaminación*. También influyen las características físico-químicas del sustrato, la exposición y la acción de otros seres vivos. Lo cierto es que se encargan de formar ‘suelo fértil’ en las condiciones ambientales más adversas, donde la aridez, la erosión o los efectos de los incendios impiden o limitan el desarrollo de vegetales más exigentes.

Las islas Canarias por su especial situación geográfica y características bioclimáticas (frontera entre el mundo templado y el mundo tropical), representan un lugar de encuentro de diferentes corrientes, lo que ha supuesto que la diversidad específica sea en general elevada, por lo que estas islas forman parte de uno de los 25 puntos calientes de biodiversidad a nivel mundial.

Las Canarias ofrecen multitud de hábitats para el asentamiento de los líquenes, que pueden localizarse desde el nivel del mar hasta las más altas cumbres insulares (los 3714 m del Teide). La mayor diversidad se encuentra en el monte verde y en algunos pinares, así como en los promontorios o paredones de las medianías orientados al N-NE, y en la línea de crestería de las cumbres.

## **Distribución de los líquenes por pisos bioclimáticos**

En sentido ascendente vamos a presentar las comunidades liquénicas más características, intentando situarlas en los tradicionales pisos bioclimáticos establecidos, al margen de otras clasificaciones más actuales. Hay que tener en cuenta que este tipo de análisis fitosociológico es siempre comprometido, ya que la menor alteración no ya del hábitat sino de los microhábitats implicados va a suponer cambios notables en el tipo de poblamiento. Por otra parte, si todavía la flora liquénica sigue deparando sorpresas con la incorporación reciente de diversas novedades científicas y corológicas, en lo que respecta a la vegetación liquénica aún no se ha completado su estudio. El conocimiento que se tiene en general de las comunidades liquénicas en Canarias (exceptuando algunos ecosistemas concretos) proviene más de las observaciones sobre el comportamiento ecológico de las distintas especies en particular, que del análisis fitosociológico sistemático de dichas comunidades.

### **Piso bioclimático inframediterráneo (basal, costero)**

En las rocas basálticas salpicadas por el mar (0-5 m s.m.) se localizan algunos líquenes que suelen pasar desapercibidos debido a sus tonalidades oscuras (*Verrucaria*, *Lichina*, *Arthopyrenia*). *Lichina confinis* incluso puede ser cubierta por mar durante las mareas vivas, siendo el líquen que en

Canarias crece en la cota más baja. Las especies de estos géneros son elementos característicos de *Verrucarietum maurae*, asociación halófila que forma una banda oscura y discontinua, siendo una comunidad típica del litoral atlántico.

Las lavas más o menos recientes y soleadas de los malpaíses costeros están ocupadas por una comunidad muy característica y fácil de reconocer, debido al color anaranjado intenso de los talos crustáceos lobulados de las especies dominantes: *Xanthoria resendei* y *Caloplaca gomerana*. El *Xanthorietum resendei* está presente entre 10-100/150 m s.m., es una asociación termófila (adaptada a vivir con temperaturas altas), xeroresistente (soporta la sequedad), halófila (capaz de crecer en ambientes con elevadas cantidades de sal) y heliófila (adaptada a vivir en ambientes soleados). La mayoría de los líquenes de esta asociación son primoinvasores de las lavas poco alteradas. Junto a las especies características citadas más arriba, forman también parte esencial de este poblamiento *Dimelaena radiata*, *Acarospora lavicola*, *Lecanora sulphurella*, *Diploicia canescens* y *Aspicilia spp.*

En situaciones similares, tanto en coladas como en escorias, pero con algo más de humedad y con cierta cantidad de restos de materia orgánica, suele presentarse otra comunidad, el *Ramalinetum bourgeanae*. En este caso los elementos crustáceos son sustituidos por los biotipos fruticulosos verdosos de distintas *Ramalina*, principalmente *R. bourgeana*, *R. decipiens* y *R. cupularis*.

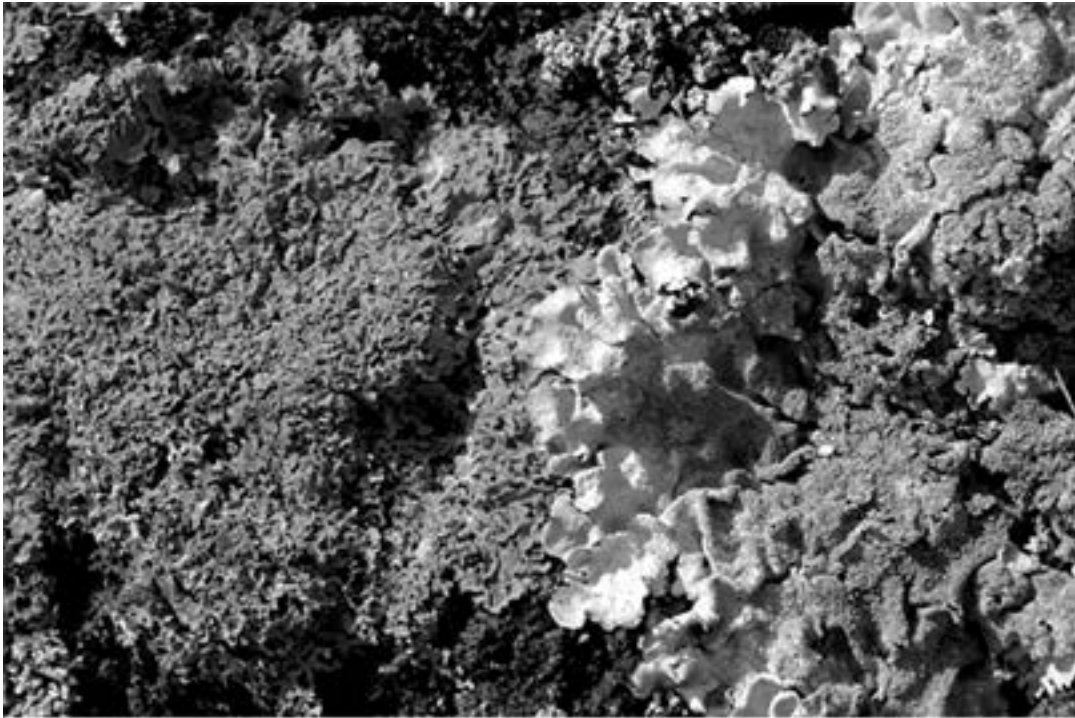
Las rocas volcánicas que forman paredones subverticales expuestos al N-NE, son colonizados por las distintas especies de *Roccella* (conocidas con el nombre de ‘orchillas’) que actúan como pioneras en la ocupación de estos sustratos. Alcanzan el óptimo en el *Roccelletum tinctoriae* (*Roccelletum canariensis*) que es una de las comunidades liquénicas más características de los acantilados costeros, no sólo de Canarias sino en la Macaronesia. Se establece en una amplia cota altitudinal que va desde los 10-20 hasta 500-600 m s.m. En estas situaciones, la biomasa de las especies fruticulosas participantes (con talos de colores oscuros o claros) suele ser notable, interviniendo principalmente *Roccella canariensis*, *R. tinctoria*, *R. tuberculata*, *R. fuciformis* y *R. phycopsis*. Las orchillas tienen un especial interés porque de estos líquenes se han obtenido tintes naturales muy apreciados de la gama del rojo al violeta, y su exportación, durante varios siglos, supuso una fuente de ingresos importante para Canarias. José de Viera y Clavijo, en su Diccionario de Historia Natural de las Islas Canarias, se refiere a las orchillas como ‘*especie de musgo que criándose sobre las peñas marítimas...*’, y describe la forma en que son recolectadas los orchilleros y la peligrosidad que conlleva esa tarea. También Viera y Clavijo hace referencia a los quintales de producción anual por cada isla y a las técnicas utilizadas para la obtención del colorante. Como curiosidad,

indicar que en El Hierro hemos detectado restos de orchillas en los excrementos del lagarto de Salmor.



**Fig. 10.** Los talos fruticulosos de color verdoso de las distintas especies del género *Ramalina* suelen conformar densas comunidades, preferentemente en lugares algo húmedos y con aportes de materia orgánica, tanto en las áreas costeras como en las medianías.





**Fig. 11.** *Xanthoria calcicola* (izquierda) y *Parmotrema tinctorum* (derecha) son dos especies foliáceas frecuentes sobre las rocas volcánicas, tanto en áreas costeras como en las medianías insulares.



**Fig. 12.** De las 'orchillas' (distintas especies del género *Roccella*) se obtienen apreciados colorantes naturales. Sus talos fruticulosos, erectos o subpéndulos, presentan diferentes tonalidades.

Otra asociación de zonas costeras, que coloniza las superficies relativamente planas de las coladas lávicas es el *Parmelietum pseudotinctorum*, caracterizado por la intervención de líquenes foliáceos. Estos líquenes foliáceos están provistos de isidios (proyecciones de la superficie del talo revestidas de córtex, que se pueden desprender como propágulos vegetativos). *Parmotrema pseudotinctorum* y *P. tinctorum* se caracterizan por su color gris perla, mientras que *Xanthoparmelia tinctina* tiene tonalidad verde-amarillenta.

Las pequeñas cuevas, oquedades, badenes, grietas y fisuras del basalto, son ambientes algo resguardados donde se acumulan materiales pulverulentos, y permiten el asentamiento de comunidades liquénicas terrícolas como el *Fulgensietum fulgentis*. Intervienen aquí especies escumulosas que suelen formar manchas relativamente dispersas de distintos colores; mientras que en el *Diploschistetum albescentis* destacan los talos crustáceo-escumulosos y blanco grisáceos de las especies de *Diploschistes* y de *Acarospora*.

### **Piso bioclimático termomediterráneo (montano)**

En la zona de transición entre los pisos bioclimáticos inframediterráneo y termomediterráneo las comunidades liquénicas establecidas sobre las rocas volcánicas, al igual que las de las plantas vasculares en los suelos, son tremendamente diversas. En los paredones, escarpes, promontorios y roquedos, los líquenes cubren amplias superficies en las exposiciones al N-NE, configurando mosaicos multicolores. Entre las asociaciones más frecuentes se presentan distintas *Pertusarietum* (sobre todo *P. gallicae*), *Lecanoretum*, *Aspicilietum*, *Caloplacetum* y *Ramalinetum*, cuyos índices de cobertura y composición florística varían notablemente según los distintos ambientes.

*Stereocaulium vesuvianum* es una de las más típicas asociaciones pioneras. Las poblaciones de *Stereocaulum vesuvianum* son higrófilas, fotófilas, xerorresistentes y moderadamente nitrófilas. Esta especie, también frecuente en las lavas del Etna y el Vesubio, es un líquen fruticuloso de aspecto almohadillado o de cojinete, más o menos robusto y densamente ramificado, de color grisáceo o gris blanquecino. Forma una comunidad muy homogénea, con poca diversidad específica, que puede ocupar una gran extensión, tal como en las lavas de Timanfaya (Lanzarote), del Chinyero (Tenerife) o en Fuencaliente (La Palma). Esta asociación se puede extender desde el inframediterráneo (50-100 m s.m.) hasta aproximadamente la cota de 700-800 m s.m. Presenta dos variantes ecológicas que colonizan lavas situadas a mayor altitud (entre 1000-1600 m s.m.), ya en los pisos termo y mesomediterráneo. *Stereocaulon azoreum* es la especie dominante en el monteverde; mientras que en el pinar participan especies de

*Lethariella* y *Cetraria aculeata*, llegando a la cota de 1700 m en la vertiente norte del Parque Nacional del Teide.



**Figs 13 y 14.** *Stereocaulon vesuvianum* es una de las especies pioneras más eficaces en la colonización de las lavas en diferentes cotas altitudinales. Las comunidades son muy homogéneas (arriba). Detalle de un espécimen (abajo).

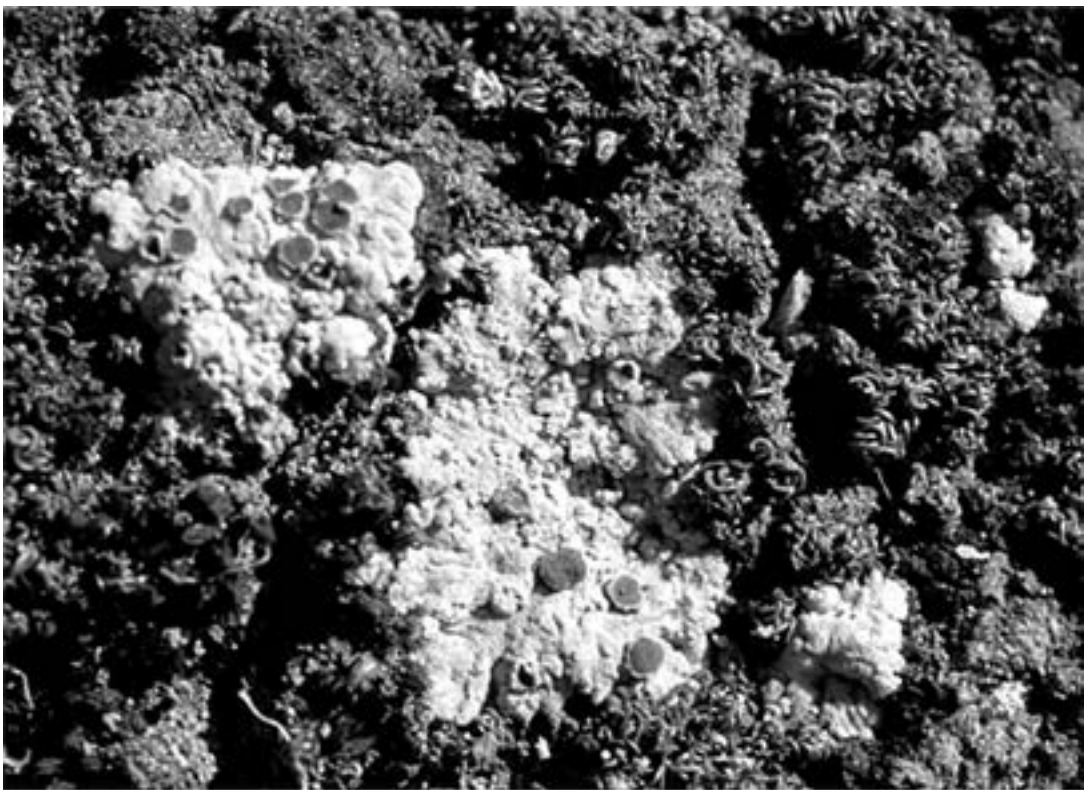
La influencia de los vientos alisios y la formación del denominado mar de nubes, permite distinguir en este piso bioclimático dos situaciones distintas: el termomediterráneo subhúmedo-húmedo (montano húmedo) y el termomediterráneo seco (montano seco).

Las áreas de monteverde corresponden a la situación húmeda, y en general, en estas cotas la biota liquénica de las rocas volcánicas es anecdótica frente al protagonismo que alcanzan las comunidades liquénicas epífitas, especialmente en los lugares más expuestos y venteados. La gran riqueza florística y densa cobertura, liquénica y briofítica, que presentan troncos y copas, así como las comunidades del sotobosque, enmascaran a primera vista a los líquenes rupícolas. No obstante, en los afloramientos rocosos, a veces escasos, los líquenes sí se hacen notar, compitiendo con los briófitos por el espacio. Son especialmente llamativas las especies crustáceas que conforman mosaicos multicolores, que en los lugares más expuestos con orientación N-NE pueden llegar a coberturas de casi el 100%. En estos poblamientos se observan trazas de distintas asociaciones, generalmente imbricadas, cuyo análisis fitosociológico es bastante complejo. Entre ellas, *Stereocaulium vesuvianum* (con *S. azoreum*, endemismo macaronésico), *Rhizocarpetum alpicolae* (*Rhizocarpetum geographicae*), distintas *Pertusarietum*, *Aspicilietum*, *Lecanoretum*, *Ramalinetum*, *Acarosporetum*, *Caloplacetum* y facies de *Parmelietum* y *Diploschistetum*.

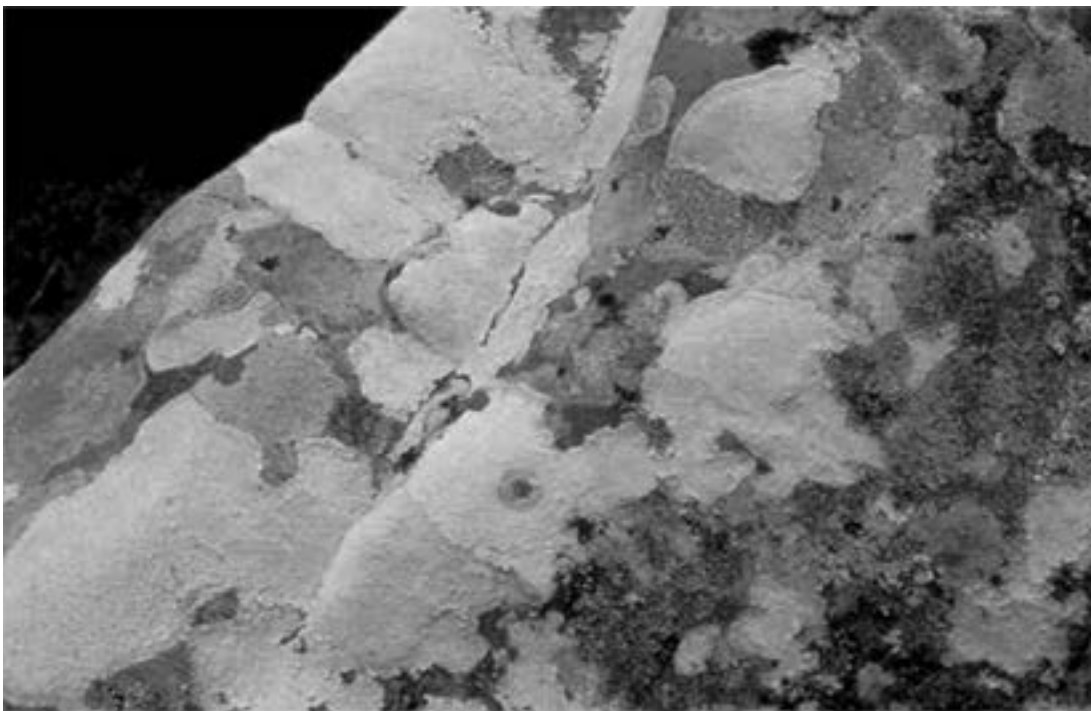
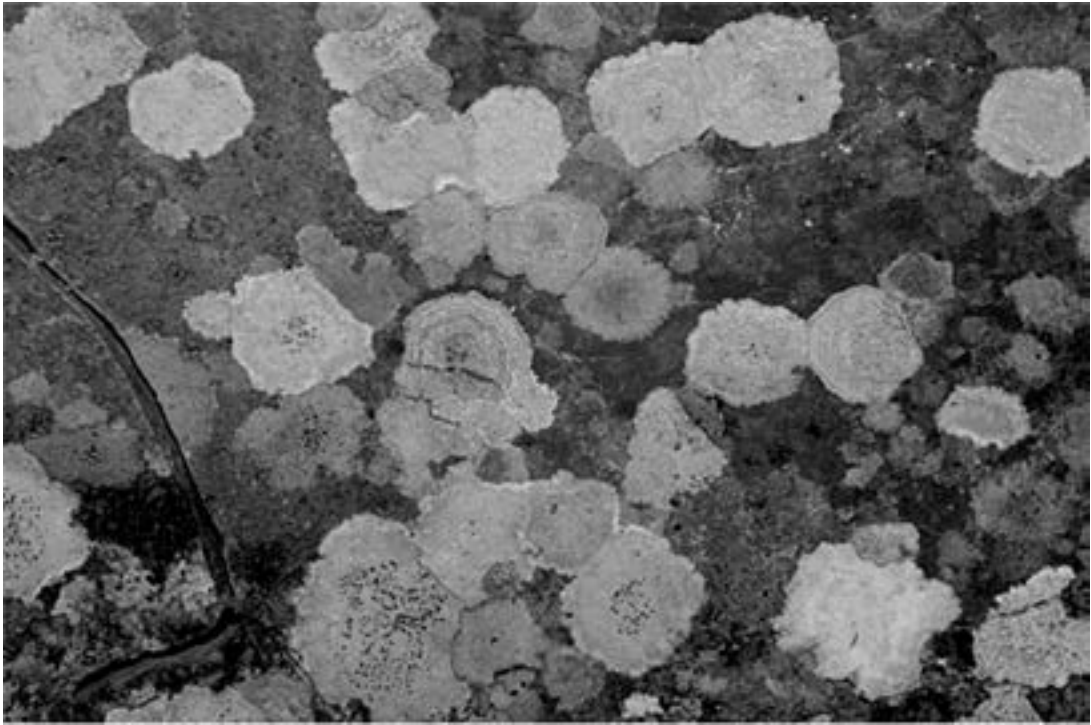
Estas comunidades de rocas son especialmente espectaculares y tremendamente variadas es en los grandes roques, espigones y paredones de Los Tiles (La Palma), Garajonay (La Gomera) y en los montes de Agua García y Anaga. (Tenerife). En varios lugares de estas formaciones boscosas hay que destacar la participación de interesantes especies, que pueden catalogarse como variantes locales, tales como *Thelomma mammosum*, *Anomalographis madeirensis* o *Roccella elisabethae*.

Otro tipo de comunidades establecidas en rocas, pero más nitrófilas y termófilas, son las que se instalan en los oteaderos de las aves, donde los excrementos enriquecen notablemente la concentración de nitrógeno. En las orientaciones al sur de estos promontorios, el dominio corresponde a líquenes foliáceos y subfoliáceos de *Xanthorietum-Physcietum*. Es el caso de especies como *Xanthoria calcicola*, *X. parietina*, *Physcia tribacia* o *Physcia dimidiata*. *Xanthoria parietina* es una especie cosmopolita, que crece preferentemente en la corteza de los árboles, que ha sido utilizada como sucedáneo de la quina en el tratamiento del paludismo, además de como líquen tintóreo.

Los pinares corresponden a la situación seca del piso bioclimático mesomediterráneo. Como sucedía en el monteverde, salvo en ambientes excepcionales, los líquenes establecidos sobre las rocas volcánicas son menos llamativos que los que crecen epífitos sobre los árboles.



**Figs 15 y 16.** En las fisuras, grietas y vaguadas de las coladas, donde se acumula una pequeña cantidad de tierra, se forma un ambiente singular en el que prosperan algunas especies de líquenes como *Squamarina cartilaginea* (arriba) o *Fulgensia fulgens* creciendo entre briófitos (abajo).



**Figs 17 y 18.** Los roquedos y paredones situados en el dominio del monteverde suelen estar ocupados por distintos líquenes con biotipo crustáceo que conforman llamativos 'mosaicos' de colores variados. En estos hábitats las comunidades saxícolas implicadas son muy variadas, con coberturas cercanas al 100% en las situaciones orientadas al N-NE. Las especies más frecuentes corresponden a *Caloplaca*, *Aspicilia*, *Lecanora*, *Lecidella* y *Rinodina*.

No obstante, son muchas y abundantes las especies crustáceas que cubren las superficies rocosas. Pertenecen principalmente a los géneros *Aspicilia*, *Rhizocarpon*, *Lecanora*, *Caloplaca*, *Pertusaria*, *Ochrolechia*, *Diploschistes*, *Lecidea*, *Lecidella*, *Rinodina*, *Tephromela*, *Protoparmelia*, o *Candelariella*. También algunos líquenes foliosos de *Xanthoparmelia*, *Physcia*, *Xanthoria*, *Ramalina*, *Parmelia* o *Parmotrema*, crecen en estas rocas. Estas comunidades (algunas compartiendo el espacio con briófitos) suelen ser de difícil y comprometido diagnóstico.

Entre las asociaciones más habituales destacan *Aspicilietum*, *Rhizocarpetum*, *Caloplacetum*, *Pertusarietum* y la variante ecológica de *Stereocaulium vesuvianum* con *Lethariella canariensis*, *L. intricata* y *Cetraria aculeata*, comentada previamente. La denominada ‘usnea canaria’ (*Lethariella canariensis*) es una especie fruticulosa, péndula, con un llamativo color anaranjado, cuyas sustancias líquénicas (como el ácido canariónico, letaral y otros polifenoles, canariona, etc.) han mostrado actividad antibacteriana, citostática y antioxidante.

### **Pisos bioclimáticos supra y oromediterráneo (alta montaña)**

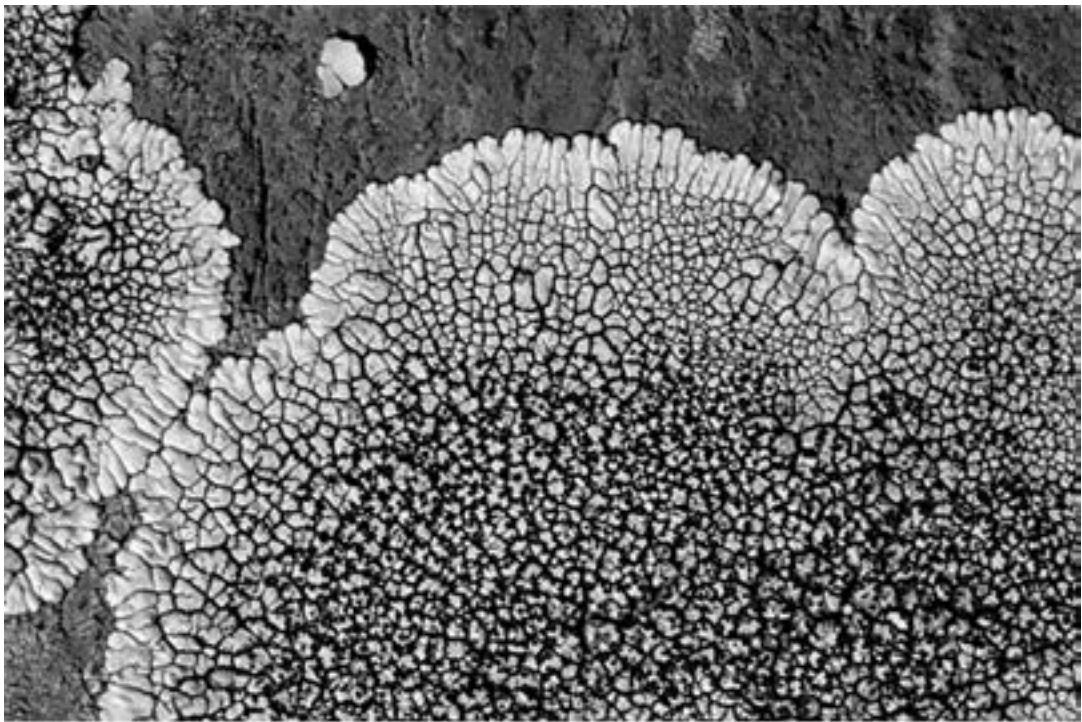
A partir de los 2000 m s. m., cotas que sólo se superan en las islas de Tenerife y La Palma, se entra en el dominio de la alta montaña canaria.

Los líquenes aquí han sufrido un proceso de acomodación o adaptación a la singularidad de nuestras más altas cumbres insulares. Estos ambientes, con accidentada orografía, espectacular geología y singularidad climática, ofrecen multitud de hábitats para el asentamiento de los líquenes. En ambas cumbres son las comunidades establecidas sobre las rocas volcánicas las indiscutibles protagonistas, cubriendo profusamente las áreas más expuestas de las cresterías. Distintas especies de *Rhizocarpon*, *Aspicilia*, *Rhizoplaca*, *Acarospora*, *Lecanora*, *Lecidea*, *Caloplaca*, *Candelariella*, *Umbilicaria*, *Lasallia*, etc., junto a *Pleopsidium chlorophanum*, *Dimelaena oreina* y *Lecidea atrobrunnea* conforman el conjunto poblacional más característico de las zonas sumitales. *Xanthoria elegans* y *Physcia albinea* son dos de las especies más frecuentes que crecen en las rocas de la alta montaña canaria, sobre todo en situaciones de extraplomo en ambientes algo nitrófilos.

*Rhizocarpetum alpicolae*, *Dimelaenetum oreinae* y *Umbilicarietum cylindricae* son algunas de las asociaciones más representativas.

Como ‘tripas de roca’ se conocen las especies foliáceo-umbilicadas de *Umbilicaria* y *Lasallia*, que fueron utilizadas como alimento directo por los primeros exploradores del Ártico. De *Rhizocarpon geographicum*, líquen pionero en la colonización de lavas en áreas de pinar y en las cumbres, se conoce perfectamente su tasa de crecimiento anual, por lo que se utiliza a menudo para la realización de dataciones diversas, especialmente en estudios geomorfológicos. Se reconoce fácilmente por su llamativo talo

fisurado, de color verde amarillento más o menos intenso, y por sus ascomas e hipotecio negros.



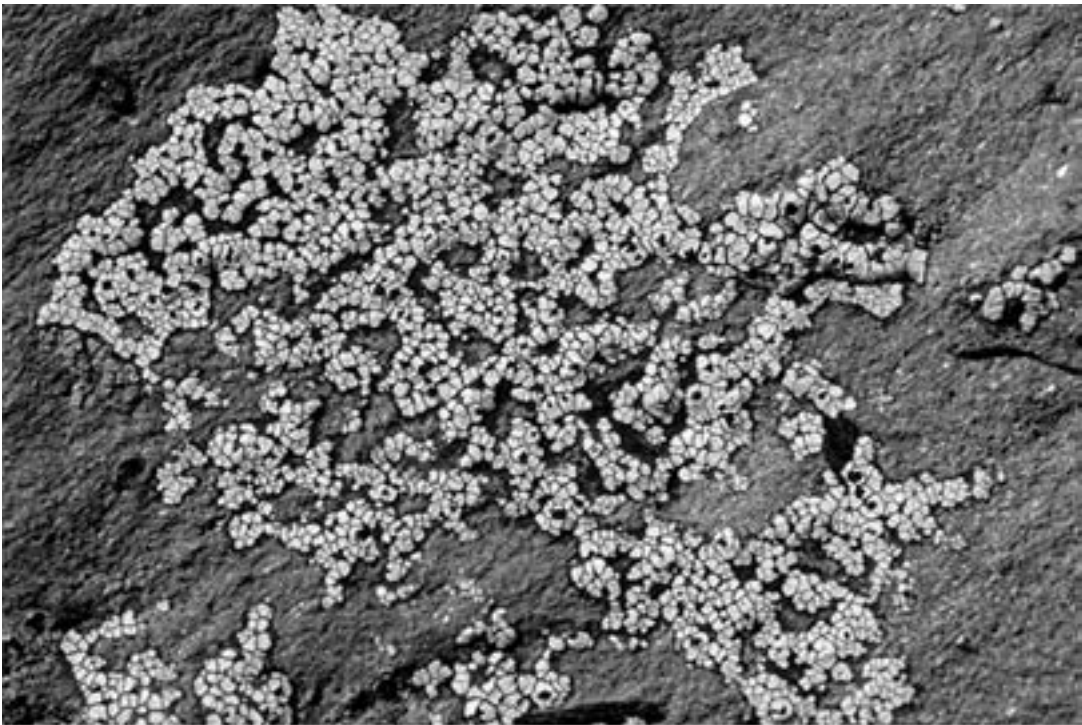
**Fig. 19.** (arriba) *Dimelaena oreina* es un liquen crustáceo de color verdoso y lobulado característico de las lavas de la alta montaña canaria.

**Fig. 20.** (abajo) *Rhizoplaca chrysoleuca* tiene biotipo foliáceo-umbilicado y también es común en las lavas de Las Cañadas del Teide.





**Fig. 21.** En las rocas volcánicas de las cumbres, preferentemente en paredones sombríos, son comunes las especies oscuras del género *Umbilicaria*, que son conocidas como ‘tripas de roca’.



**Fig. 22.** *Rhizocarpon geographicum* es otra exitosa especie pionera en la colonización de las lavas, en distintos pisos bioclimáticos, sobre todo de las medianías y alta montaña.

Por encima de los 2700-3000 m s. m. se produce una notable y drástica disminución de los líquenes en las cumbres de Tenerife. Sólo prosperan las especies más adaptadas a las duras condiciones ambientales: *Aspicilia*, *Acarospora*, *Rhizocarpon*, *Caloplaca*, *Candelariella* y *Rhizoplaca melanophthalma*, pionera por excelencia en las lavas del Teide y de presencia casi constante en todo el ámbito del Parque Nacional.

Desde los 3500 y hasta los 3718 m s. m., en la cumbre del Pico, las especies crustáceas son capaces de resistir el rigor del medio, cada vez más exigente, incluyendo la emisión de gases sulfurosos de las fumarolas. Son especies de *Acarospora* gr. *fusca*, *Caloplaca* gr. *arenaria* y diversas *Aspicilia* y *Candelariella*, las que ocupan estos ambientes bajo la forma de talos incipientes y muy dispersos. También resiste *Rhizoplaca melanophthalma*, y un interesante líquen fruticuloso del género *Stereocaulon* (probablemente del grupo *alpinum*). En este hábitat tan especial se han identificado algunos briófitos, cianobacterias y muy pocas plantas vasculares.

### **Supervivencia en condiciones extremas**

Está suficientemente acreditada la elevada capacidad que tienen los líquenes en general, y de muchas de las especies comentadas en particular, para colonizar y adaptarse a hábitats ecológicamente duros. En este sentido, señalar que dos de las especies que crecen en rocas más frecuentes en la alta montaña canaria y de amplia distribución geográfica, *Xanthoria elegans* y *Rhizocarpon geographicum*, han sido enviadas recientemente al espacio en un interesante y curioso experimento exobiológico (Biopan-5, 'Lichens'). El experimento pretendía probar la capacidad de supervivencia de los líquenes tras ser expuestos a las duras condiciones del medio extraterrestre, y resistieron. De vuelta, en el laboratorio se comprobó que las funciones vitales no habían sido interrumpidas ni alteradas. Por eso los líquenes pueden ser catalogados, como 'campeones de supervivencia en las condiciones más hostiles' (C. Ascaso, investigadora del C.S.I.C.).

Por último, debemos resaltar una vez más, que nuestros protagonistas, por su gran resistencia y capacidad adaptativa, pueden vivir y sobrevivir en ambientes muy diversos, a veces incluso extremadamente hostiles. Los líquenes están omnipresentes en la Naturaleza, porque han colonizado hábitats de todas las zonas climáticas de la Tierra. Por el contrario, su 'talón de Aquiles' es que son extremadamente sensibles a los contaminantes atmosféricos, principalmente debido a su gran capacidad de absorción, que les permite obtener no sólo agua y nutrientes sino también los contaminantes en suspensión presentes en la atmósfera. Los convierte de esta manera en fieles sensores de la calidad del aire. Habría que prestar una particular atención a aquellos lugares en los que la biota líquénica es

inapreciable o está ausente. Es un indicador de que algo está ocurriendo, que el medio ambiente está negativamente alterado. Por el contrario, cuando los líquenes crecen abundantes, exuberantes, es la mejor indicación de que la calidad del aire es óptima: ¡a respirar a pleno pulmón!

## Referencias

- ADAMO, P. & P. VIOLANTE (2000). Weathering of rocks and neogenesis of minerals associated with lichen activity. *Applied Clay Science* 16: 229-256.
- APRILE, G.G., R. GAROFALO, M.A. COCCA & M. RICCIARDI (2001). La flora licencia del complejo Somma-Vesuvio (Napoli). *Allionia* 38: 195-205.
- EGEA, J. M., C. HERNÁNDEZ PADRÓN & X. LLIMONA (1987). Aportación al conocimiento de las comunidades de líquenes saxícolas de los pisos inferiores de Tenerife (Canarias). *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 54 (Sec. Bot. 6): 37-53.
- GALÁN CELA, P. (1983). Los líquenes, un mundo prodigioso e ignorado. *Vida Silvestre* 48: 206-217.
- GONZÁLEZ MANCEBO, J.M., E. BELTRÁN TEJERA, A. LOSADA LIMA & L. SÁNCHEZ-PINTO (1996). *La vida vegetal en las lavas históricas de Canarias*. 255 pp. Ed. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Madrid.
- GRASSO, M.F., R. CLOCCHIATTI, F. CARROT, C. DESCHAMPS & F. VURRO (1999). Lichens as bioindicators in volcanic areas: Mt. Etna and Vulcano Island (Italy). *Environmental Geology* 37(3): 207-217.
- HERNÁNDEZ PADRÓN, C. (1992). Flora y vegetación liquénica de las Islas Canarias. En G. Kunkel (coord.) *Flora y Vegetación del Archipiélago Canario*: 151-170. Ed. Edirca.
- HERNÁNDEZ PADRÓN, C.E., D. SICILIA MARTÍN, I. PÉREZ VARGAS, P.L. PÉREZ DE PAZ & J. ETAYO SALAZAR (2004). Líquenes y hongos liquenícolas. En Beltrán Tejera, E. (ed.): *Hongos, líquenes y briófitos del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente*: 233-350. O. A. Parques Nacionales, Serie Técnica. Madrid.
- HERNÁNDEZ PADRÓN, C.E., D. SICILIA MARTÍN, I. PÉREZ VARGAS, P.L. PÉREZ DE PAZ & J. ETAYO SALAZAR (2008). Líquenes. En Beltrán Tejera, E. (ed.): *Hongos, líquenes y briófitos del Parque Nacional de Garajonay (La Gomera, Islas Canarias)*: 391-564. O. A. Parques Nacionales, Serie Técnica. Madrid.
- HERNÁNDEZ, C., I. PÉREZ VARGAS, D. SICILIA & P.L. PÉREZ DE PAZ (2009). Los líquenes de la alta montaña canaria. In Beltrán Tejera, E., J. Afonso-Carrillo, A. García Gallo & O. Rodríguez Delgado (Eds.):

- Homenaje al Profesor Dr. Wolfredo Wildpret de la Torre*. Instituto de Estudios Canarios. La Laguna (Tenerife, Islas Canarias). Monogr. 78: 489-499.
- PURVIS, W. & M. WEDIN (1999). El éxito todoterreno de los líquenes. *Mundo Científico* 200: 56-59.
- SMITH, C.W. (1981). Bryophytes and Lichens of the Puhimau Geothermal Area, Hawai Volcanoes National Park. *The Bryologist* 84: 457-466.
- SYERS, J.K. & I.K. ISKANDAR (1973). Pedogenetic Significance of Lichens. In Ahmadjian, V. & M. E. Hale (eds.): *The Lichens*: 225-248. Academic Press.
- VALENTÍN MAGANTO, M.A. (1984). Los líquenes como bioindicadores de actividad volcánica. Aplicación al volcán Timanfaya (Lanzarote), 21 pp. + Anexos. C.S.I.C. (*inéd.*).

## **5. El estudio de la erupción del Chinyero (18.11.1909) por Lucas Fernández Navarro (1869-1930), una investigación vulcanológica pionera**

**Salvador Ordóñez Delgado\***

*Rector de la Universidad Internacional Menéndez Pelayo*

\* NOTA DEL EDITOR: *Compromisos adquiridos con anterioridad y las obligaciones propias del cargo impidieron al profesor Ordóñez preparar el manuscrito con el contenido de su intervención en la V SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO, como era su deseo. Con la intención de mantener el tradicional formato de 'Actas' de la presente publicación, cuyo objetivo es el de reunir en un libro el contenido de las conferencias impartidas en la sede del IEHC durante el ciclo, hemos preparado la siguiente reseña. En ella se recogen de manera resumida los aspectos, que bajo el criterio del editor, resultaron más significativos en la conferencia impartida por Salvador Ordóñez. El texto ha sido ilustrado con algunas de las imágenes del estudio de Fernández Navarro publicado en 1911 en los Anales de la Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas [JAC].*

La intervención del profesor Ordóñez se inició con una amplia reflexión sobre lo que habían significado en cada momento los sucesivos logros en tecnología alcanzados por el hombre, para conocer y entender el cómo y porqué de los fenómenos que ocurren en la naturaleza. Esta reflexión condujo a un análisis del conocimiento geológico que existía en España a principios del siglo XX, cuando tuvo lugar la erupción del Chinyero.

### **La geología en España a principios siglo XX**

En la erupción que se había producido en Canarias previamente a la del Chinyero (Lanzarote, en 1824), en España no había científicos especialistas

en vulcanología con capacidad para realizar un informe, y la erupción quedó documentada por las autoridades locales, el cura párroco y los testigos oculares.

Sin embargo, al inicio del siglo XX la situación había comenzado a cambiar. La ciencia española estaba empezando a despegar tímidamente, a pesar de que los recursos públicos con los que se contaba para la investigación científica eran bastante limitados debido al escaso desarrollo económico de un país que apenas contaba con estructuras universitarias para sustentar la formación de científicos.

La fundación, en 1907, de la Junta para la Ampliación de Estudios, en gran medida heredera de la Institución Libre de Enseñanza (1873), fue la institución encargada de promover la investigación y la educación científica en España en la primera parte del siglo XX, hasta su desaparición como consecuencia de la Guerra Civil. La Junta para la Ampliación de Estudios inauguró una etapa de desarrollo que hasta entonces no se había alcanzado en España, marcando un antes y un después en la historia de la ciencia española. A la Junta se debe el mayor impulso dado al desarrollo y difusión de la ciencia y cultura españolas a través de un programa muy activo de intercambio de profesores y alumnos. Además se puso en marcha el sistema de becas para estudiar en el extranjero, como medio de avance y progreso para lograr un diálogo abierto con los países más modernos de Europa.



**Fig. 1.** Erupción del Chinyero (Archivo de Fotografía Histórica de Canarias, FEDAC – Cabildo de Gran Canaria).

En 1909, cuando el Chinyero entró en erupción, la geología española había alcanzado un modesto desarrollo y contaba con un reducido grupo de profesores universitarios. Tanto la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Madrid como el Museo Nacional de Ciencias Naturales contaban con geólogos suficientemente preparados para llevar a cabo estudios con garantías de calidad. Entre los geólogos de la universidad se encontraba el profesor Lucas Fernández Navarro (Catedrático de Cristalografía de la Universidad Central) que, además, contaba con cierta experiencia en el estudio de materiales volcánicos. Aunque nunca había estado en una erupción, había trabajado en territorios volcánicos (Olot, Melilla, islas Chafarinas, isla de Alborán y Canarias) y había publicado un artículo sobre la erupción del Vesubio en 1906.

El 25 de noviembre de 1909, cuando el volcán estaba todavía en erupción, a propuesta del director del Museo de Ciencias Naturales, Ignacio Bolívar, y de acuerdo con la Junta de Ampliación de Estudios, el Ministerio de Instrucción Pública designó al profesor Lucas Fernández Navarro, para que estudiara la erupción volcánica, recogiera los materiales mineralógicos y geológicos convenientes, y obtuviera las fotografías que considerara necesarias. Sin embargo, a pesar de que los trámites burocráticos para el viaje fueron reducidos lo máximo posible, cuando Fernández Navarro llegó a Tenerife el 4 de diciembre de 1909, la erupción ya había concluido.



**Fig. 2.** Otra imagen de la erupción del Chinyero (Archivo de Fotografía Histórica de Canarias, FEDAC – Cabildo de Gran Canaria).

## Lucas Fernández Navarro

Lucas Fernández Navarro había nacido Guadalajara en 1869, donde su padre ejercía como catedrático de Matemáticas en el instituto de la ciudad, y allí estudió el bachillerato antes de trasladarse a Madrid para cursar Ciencias Naturales en la Universidad Central. La licenciatura la obtuvo en 1891 y el doctorado en 1893, pero previamente, desde 1890, había estado trabajando con Francisco Quiroga en las colecciones de mineralogía del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Aunque pasó una breve etapa de profesor de bachillerato, como catedrático de Historia Natural en los institutos de Almería y Soria, desde finales de 1901 ya estaba incorporado al Museo Nacional de Ciencias Naturales para trabajar con colecciones mineralógicas, y poco tiempo después, en 1902, había conseguido por oposición la cátedra de Cristalografía de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central.

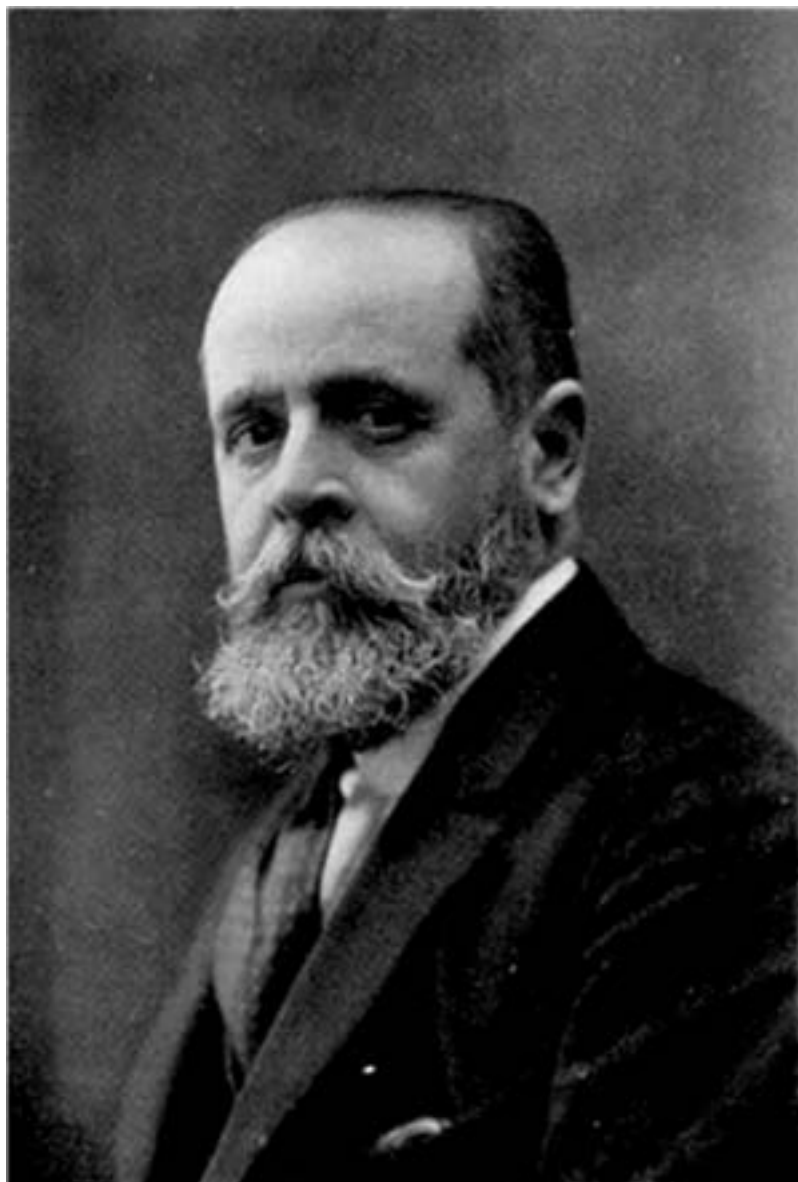
Sus estudios vulcanológicos se iniciaron en Olot en 1904, y se continuaron los años siguientes en las regiones volcánicas de Melilla, Chafarinas e isla de Alborán. A Canarias viajó por primera vez en 1906, cuando trabajó en la isla de El Hierro y visitó La Gomera, Gran Canaria, Tenerife y La Palma. Entre 1923 a 1926 siguió viajando a Canarias para estudiar las islas de Tenerife, Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura.

La carrera científica de Fernández Navarro fue una brillante sucesión de actividades en las que se significó por su excelencia. Estudió Petrografía y Vulcanología con Duparc en Ginebra e Italia, y con Lacroix en el Museo de Historia Natural de París. Fue jefe de la Sección de Mineralogía del Museo Nacional de Ciencias Naturales, y delegado para el XIII Congreso Geológico Internacional de Bruselas. En 1923, la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales lo eligió académico; en 1924 fue nombrado vicepresidente de la Sección de Vulcanología de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica; y en 1927 presidente de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Su carrera se frustró repentinamente cuando en 1928 se le declaró una grave enfermedad degenerativa que le afectaba al cerebro, falleciendo a los 61 años, en Madrid en octubre de 1930, como consecuencia de una parálisis general progresiva.

Los estudios científicos realizados por Fernández Navarro en el Chinyero tuvieron una gran repercusión. El 5 de febrero de 1910, recién llegado desde Tenerife, pronunció en Madrid una conferencia ante la Real Sociedad Española de Historia Natural (Fernández Navarro, 1910a), en la que presentó de forma resumida los resultados preliminares de su investigación, y en ese mismo año preparó una corta nota en el Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural (Fernández Navarro, 1910b). La memoria completa de la erupción vería la luz al año siguiente (Fernández Navarro, 1911). Regresaría a Tenerife en 1912 para realizar nuevas



observaciones en el Chinyero (Fernández Navarro, 1912), y publicaría posteriormente algunas puntualizaciones sobre la erupción (Fernández Navarro, 1914).

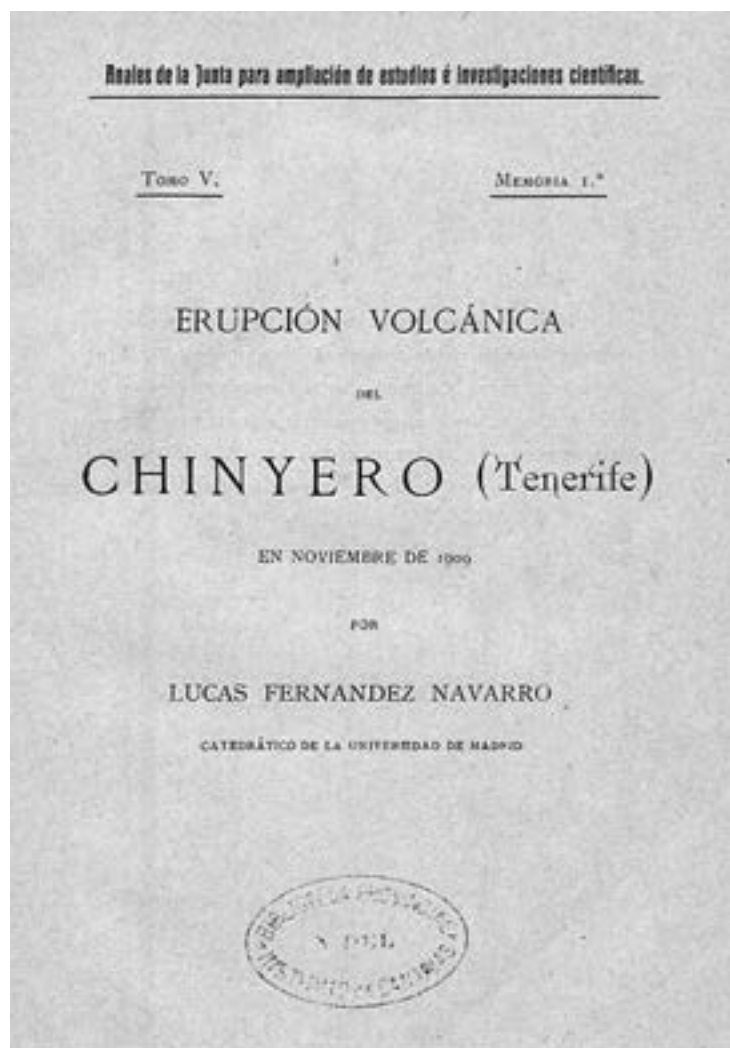


**Fig. 3.** Retrato fotográfico de Lucas Fernández Navarro.

### **El estudio de la erupción del Chinyero**

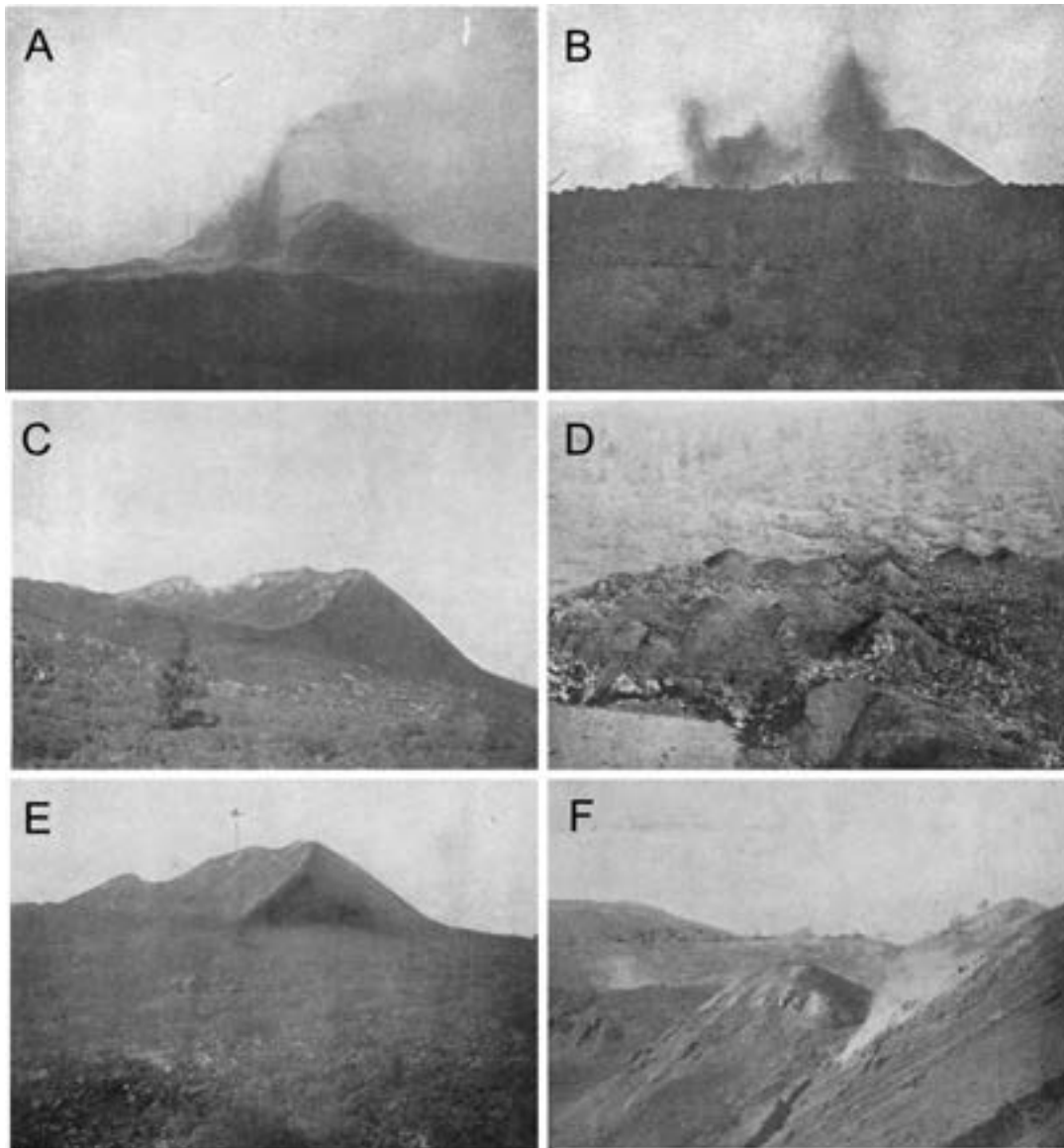
El estudio que hizo Fernández Navarro de la erupción del Chinyero hoy se considera un trabajo ejemplar, a pesar de que al no poder asistir a la fase activa de la erupción, tuvo que realizar sus investigaciones recogiendo las manifestaciones de los testigos oculares, entre los que contaba con el

que hubiera sido su discípulo, Agustín Cabrera, que lo acompañó en el trabajo de campo.



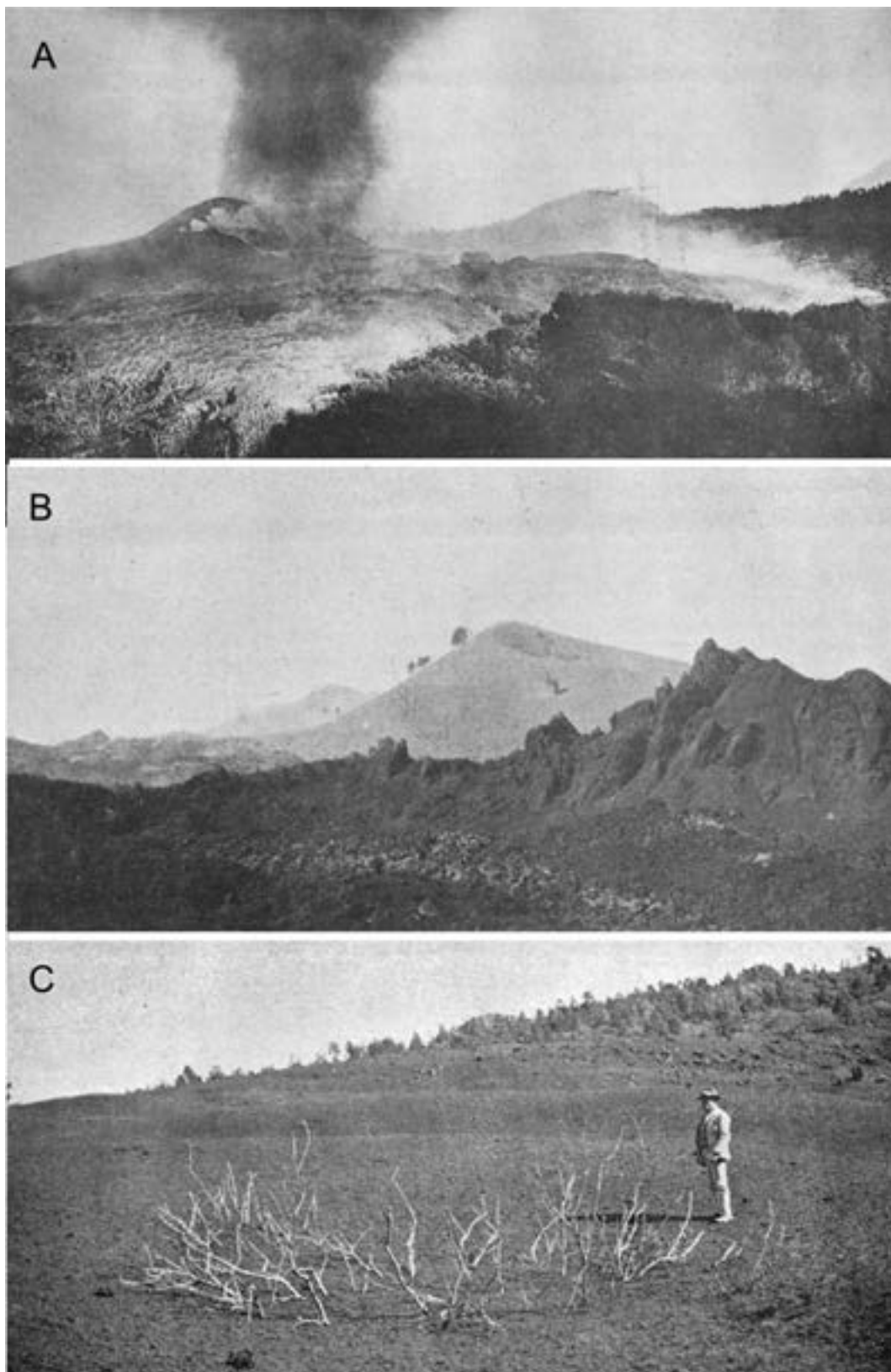
**Fig. 4.** Portada del estudio de Fernández Navarro sobre la erupción del Chinyero, publicado en 1911 en los Anales de la Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas.

Agustín Cabrera era catedrático de Historia Natural del Instituto de Canarias, por aquellos años el único que había en el archipiélago, y tenía su sede en La Laguna. Había considerado una ocasión histórica la posibilidad de estudiar una erupción en directo y había realizado dos excursiones al volcán durante el periodo de erupción. La primera, de tipo técnica y una segunda, dirigiendo la popular excursión en la que participaron los alumnos del Instituto, en las que se realizaron observaciones sobre el terreno con los aparatos de que disponía la institución. Una detallada descripción de muchos aspectos ligados a la erupción y los estudios realizados en el Chinyero puede consultarse en Barrera (2009).



**Fig. 5.** Fotografías en Fernández Navarro (1911): (A) 'Explosión vulcaniana típica en la que se observa la acción del viento (Fotografía Piñol)'; (B) 'Explosión en la que se aprecian bien las emisiones oblicuas (Fotografía Piñol)'; (C) 'El cono después de la erupción cubierto por sublimados rojos y amarillos (Fotografía F. Navarro)'; (D) 'Conitos secundarios al SE del cono principal (Fotografía F. Navarro)'; (E) 'Fumarolas en el cono, el día 24 de diciembre (Fotografía F. Navarro)'; y (F) 'La fumarola de la figura anterior vista desde lo alto del cono. También se ve una gran fractura que parece relacionada con la fumarola (Fotografía F. Navarro)'.

Fernández Navarro se ayudó de los testimonios aportados por Agustín Cabrera y no sólo realizó un análisis de la fase residual, cartografiando las coladas de lava y los conos y tomando muestras de los materiales emitidos, sino que además describió claramente y de forma cronológica todos los fenómenos sísmicos precursores.



**Fig. 6.** Fotografías en Fernández Navarro (1911): (A) 'Panorama del cono y la corriente lávica desde la montaña de Los Poleos, el día 21 de noviembre (Fot. Alemana, S/C Tenerife)'; (B) 'Lavas junto a la base oeste del Chinyero'; (C) 'Los lapilli en las inmediaciones del volcán' (Fotografías F.A. Perret).



En la memoria de Lucas Fernández también están abordados los parámetros físicos y químicos propios de una erupción volcánica, incluyendo, la caracterización petrológica de los materiales emitidos. En la Tabla 1 se ha recogido el índice de las materias incluidas en la memoria de la erupción (Fernández Navarro, 1911) indicativo de todos los aspectos que fueron minuciosamente analizados en el estudio.

**Tabla 1.** Índice de contenidos del estudio de Lucas Fernández Navarro (1911) en el que resalta la minuciosidad de sus investigaciones.

---

**INTRODUCCIÓN.**

**I. PRELIMINARES.** Constitución geológica del archipiélago canario. Razón tectónica del volcanismo canario (?). Erupciones históricas en Lanzarote (1730 a 1736-1824). Erupciones históricas en La Palma (1585, 1646, 1677). Erupciones históricas en Tenerife; enumeración crítica de las mencionadas. Erupción en Güímar (1704-1705). Erupción de Garachico (1706). Erupción del Chahorra (1798). Periodicidad de los volcanes canarios; consecuencias. Relación de las Canarias con el continente africano. La isla de Tenerife. El Teide. Lugar y fecha de la erupción actual. Principales publicaciones acerca de la Geología de la islas Canarias

**II. FENÓMENOS PRECURSORES.** Activación del Teide. Temblores de tierra. Observaciones meteorológicas en La Laguna y en Santa Cruz de Tenerife.

**II. LAS EXPLOSIONES.** Primer momento de la erupción. Las diversas bocas emisivas. Carácter de las explosiones. Materiales lanzados. Fuerza explosiva. Emisiones oblicuas. La falta de llamas. Ruidos de las explosiones. El cono de restos.

**III. LA CORRIENTE LÁVICA.** Manera de salir las lavas y de avanzar en su marcha. Camino seguido por la corriente. Velocidad; superficie ocupada; volumen. Cuadro de altitudes; pendiente. Superficie de la corriente. Los conitos secundarios.

**V. LA ACCIÓN DEL VIENTO.** Transporte y distribución de lapillis. La forma de la montaña volcánica; consecuencias.

**VI. OBSERVACIONES TÉCNICAS.** Temperatura de las lavas deducida por medios indirectos. Conservación de elevada temperatura en las lavas y en el cono de restos.

**VI. LAS FUMAROLAS.** Uniformidad de las fumarolas; su origen poco profundo. Descripción y evolución de las fumarolas. Fumarolas del cono; sublimados rojo efímeros. Temperaturas. Análisis de los sublimados e interpretación del mismo. Consideraciones acerca del análisis; anhidricidad. Estufas naturales.

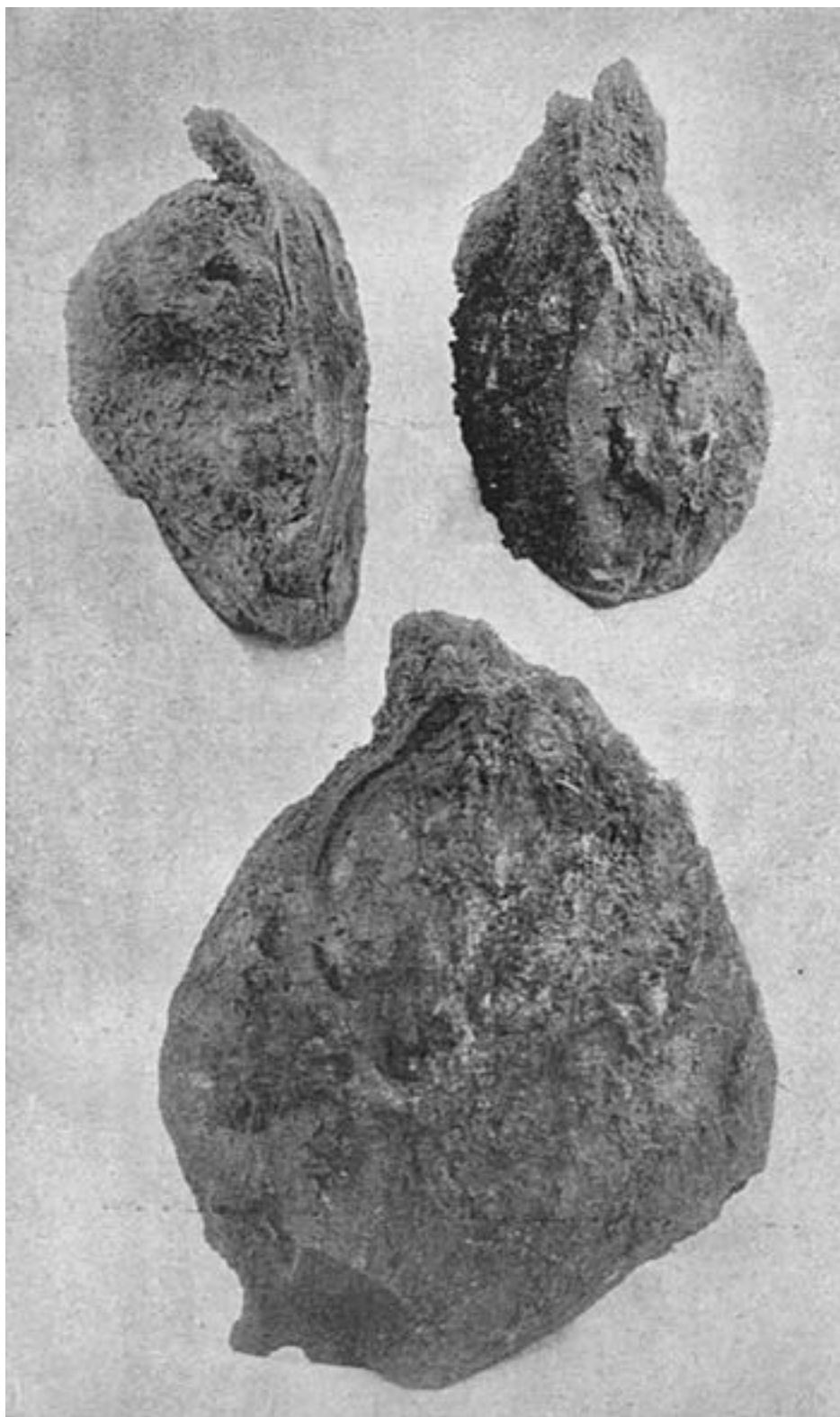
**VIII. MATERIALES ARROJADOS POR EL VOLCÁN.** Aspecto y condiciones de los materiales. Análisis micrográfico. Densidad. Análisis químico.

**IX. FENÓMENOS SUBSIGUIENTES Y CONSIDERACIONES FINALES.** Fenómenos subsiguientes. Temblores de tierra. Modificaciones en el cono y en la corriente. Características de la actual erupción. Resultados generales más importantes de su estudio. Daños producidos. Probabilidades de una nueva erupción. Conveniencia de la instalación de un observatorio meteorológico y sismológico en las inmediaciones del Chinyero.

---

La memoria además de la valiosa información técnica está acompañada de documentos gráficos (esquemas y fotografías) del volcán y las coladas, y micrografías petrográficas (ver figuras).

Para finalizar se transcriben literalmente parte de las conclusiones presentadas por Fernández Navarro en la parte final de la memoria:



**Fig. 9.** 'Bombas estrombolianas' (Fotografía Padró).

*“Si llegados al final de nuestra tarea descriptiva queremos sintetizar lo fenómenos observados, para de ellos deducir consecuencias generales aplicables a la resolución de los problemas que el volcanismo ofrece, nos encontramos con que la erupción de el Chinyero ha sido de proporciones tan modestas, que es imposible de ella derivar conclusiones que ofrezcan gran interés general. Este de su pequeñez es el carácter que en primer lugar resalta. Todos los conos y corrientes que se conservan de erupciones prehistóricas son superiores a los formados en la actual.*

*Desde luego la erupción del Chinyero debe ser clasificada entre las no predominantemente explosivas, puesto que ha suministrado lavas en cantidad relativamente considerable. Dentro de este grupo, presenta características que la asimilan a las que Lacroix, refiriéndose al Vesubio, llama excéntricas. En estas erupciones la boca emisiva es exterior al cono principal, el mecanismo del fenómeno es poco regular, los síntomas preliminares son muy exteriores y la duración del paroxismo es intermedio entre la que presentan la erupciones laterales de tipo 1895 (varios meses de salida tranquila de lavas) y las de tipo 1872 (salida violenta que a veces dura un sólo día).*

*Como circunstancias que se han hecho notar en el proceso eruptivo del Chinyero, están: (1) su brevedad; (2) la falta de intermitencias paroxismales; (3) la uniformidad de constitución y aspecto de los materiales durante todo el período eruptivo; (4) el carácter anhidro de lavas y fumarolas; (5) la tranquilidad meteórica que ha precedido y acompañado al fenómeno eruptivo, según se deduce de los datos suministrados por las estaciones meteorológicas de Santa Cruz y La Laguna.*

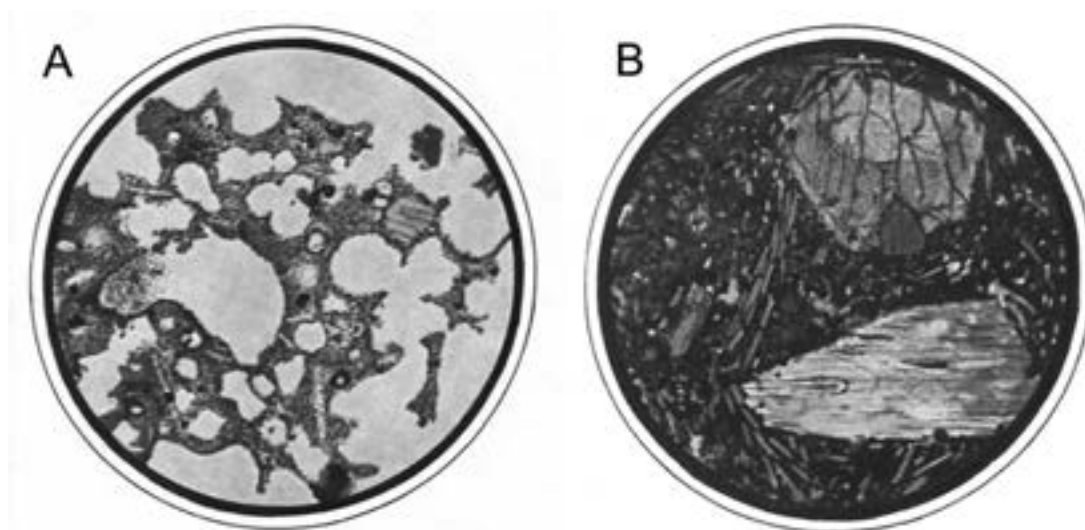
*En cuanto a la utilidad que para el estudio general del volcanismo haya reportado el conocimiento de la erupción de la montaña Chinyero, ya afirmábamos que ha sido escasa por la pequeñez misma del fenómeno. No puede, sin embargo, decirse que haya sido nula. En las páginas anteriores hemos procurado hacer resaltar la importancia relativa de los datos que íbamos registrando.*

*Entre ellos consideramos como más importantes, en primer término, el haberse comprobado y registrado por la fotografía las emisiones oblicuas, siquiera en esta ocasión no hayan tenido la importancia que en otras, en que su existencia, sin embargo, no ha sido más que sospechada. También hemos podido darnos cuenta de la verdadera naturaleza y génesis de lo conitos secundarios de la corriente, objeto frecuente de controversia y discusiones. Hemos adquirido datos precisos y minuciosos acerca del mecanismo de la corriente lávica en su marcha por el terreno, bajo la doble influencia de la pesantez y del empuje de las nuevas porciones de magma vomitadas por la boca eruptiva. Por último, hemos podido comprobar la influencia del viento en la distribución de los materiales y*



forma de la montaña eruptiva dando razón del especial aspecto de los conos en herradura, tan frecuentes en Tenerife y demás islas del archipiélago canario.

Estos resultados por modestos que parezcan, lo juzgamos suficientes para justificar la misión que nos fue confiada y la publicación de la presente Memoria. Ellos bastan, al menos, para que por nuestra parte consideremos bien recompensada las molestias de los días pasados al pie del volcán y de los largos recorridos por aquellos terrenos tan interesantes para el naturalista como carentes de toda comodidad para el viajero”



**Fig. 10.** Imágenes al microscopio en Fernández Navarro (1911): (A) ‘Lapilli en luz natural’ y (B) ‘Lava en luz polarizada con nicols cruzados’ (Fotografías Padró).

### Referencias

- BARRERA, J.L. (2009). El centenario de la erupción del volcán Chinyero, en Tenerife. *Tierra y Tecnología* 35: 3-23.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1910a). Resumen de la conferencia acerca de la erupción del Chinyero. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 10: 104-122.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1910b). Más sobre el volcán Chinyero. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 10: 208-209.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1911). Erupción volcánica del Chinyero (Tenerife) en noviembre de 1909. *Anales de la Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas* 5, Mem. 99 pp.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1912). Nuevos datos sobre el volcán Chinyero (Tenerife). *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 12: 74-78.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1914). Comunicación sobre el artículo de Perret relativo a la erupción del volcán Chinyero (Tenerife). *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 14: Actas.

## **6. Peligros asociados a las erupciones de Tenerife, su impacto y reducción en caso de una erupción futura**

**M. Carmen Solana**

*Universidad de Portsmouth, Reino Unido*

*Las Islas Canarias presentan una gran variedad de peligros naturales, la mayoría de los cuales están condicionados por el mismo proceso que las ha originado: el volcanismo. Además de los peligros directamente relacionados con los productos volcánicos, que veremos con más detalle a lo largo de este artículo, existen otros peligros como la sismicidad o los grandes deslizamientos de tierra y roca que han generado tsunamis, que también están relacionados con la actividad de las islas. Sin embargo, el volcanismo, además de destructor, es un proceso creador y con una prevención y planificación adecuada, los beneficios de vivir en una zona volcánica como Canarias superan a los inconvenientes.*

### **Introducción**

Los riesgos naturales son el resultado de la interacción entre los procesos peligrosos que ocurren en la naturaleza y la sociedad. Por ejemplo, el riesgo de una erupción de gran magnitud es nulo si sus productos no producen efectos nocivos en la sociedad. Sin embargo, una erupción de tipo menor cuyos productos afectan a poblaciones o a intereses comerciales puede tener un impacto muy importante, como se ha visto recientemente en el caso de Eyjafjallajokull en Islandia.

En las últimas décadas se ha avanzado enormemente en la prevención del riesgo volcánico. El enfoque, que en el pasado se centraba casi exclusivamente en investigar los mecanismos que condicionaban los peligros volcánicos, está hoy en día más diversificado entre aspectos

científicos y humanos, específicamente en el papel que juegan las poblaciones potencialmente afectadas en la prevención de los riesgos. Esto se consigue a través de medidas que pretenden mitigar en lo posible el impacto de los procesos que acompañan al volcanismo, y para eso es importante conocerlos y comprenderlos. Por lo tanto, este artículo se centra en explicar los peligros que están asociados a las erupciones de Tenerife a través de explorar la importancia de los procesos que acompañaron a las erupciones de los volcanes históricos y recientes en Canarias.

## **El volcanismo en las islas Canarias**

A grandes rasgos, el volcanismo de las islas se puede dividir entre efusivo (consistente en la extrusión más o menos tranquila de lava a la superficie) y explosivo. Todas las Canarias son exclusivamente volcánicas y han presentado volcanismo efusivo. De hecho, las Canarias deben su existencia a la acumulación de grandes cantidades de lava en el suelo oceánico. Sin embargo, dos de las islas muestran también evidencias de volcanismo explosivo a gran escala: Tenerife y Gran Canaria. En Gran Canaria, el volcanismo explosivo se considera extinto, puesto que las últimas erupciones de este tipo ocurrieron hace unos 2,5 millones de años; sin embargo, en Tenerife se podría presentar en el futuro.

La geología de Tenerife nos muestra que en el pasado las erupciones explosivas han sido extraordinariamente violentas, dejando tras de sí grandes depresiones llamadas calderas. Estas erupciones han seguido ciclos de unos 200.000 años, mientras que las efusiones de lava ocurren mucho más frecuentemente. En los últimos 2.000 años se han producido al menos dieciséis erupciones en Tenerife, y seis de ellas poseen referencias históricas. Quince de estas dieciséis erupciones han tenido un carácter efusivo y han sido acompañadas de explosiones de baja magnitud. Sólo una, la erupción sub-pliniana de Montaña Blanca, que ocurrió hace unos 2.000 años, mostró una explosividad muy importante.

Aunque actualmente es imposible predecir el carácter de la próxima erupción que ocurra en la isla de Tenerife, estos datos indican que lo más probable es que en el futuro cercano se produzca una erupción de baja magnitud, como las que han ocurrido en tiempos históricos, tanto en la isla como en el resto del archipiélago.

La corta recurrencia de erupciones efusivas en las islas Canarias hace muy necesario el conocimiento de los peligros que conlleva una erupción de baja magnitud y de este modo poder planificar las acciones que se deben realizar para reducir su impacto.

## Erupciones explosivas recientes: La erupción sub-pliniana de Montaña Blanca

Estudios recientes han revelado que la última erupción explosiva de la isla se habría producido hace aproximadamente 2.000 años a través de un conducto situado al Este del pico del Teide y que hoy se conoce como Montaña Blanca (Fig. 1). Esta erupción presentó rasgos efusivos y explosivos, comenzando con la extrusión de magma muy viscoso que se acumuló alrededor de la fractura eruptiva al pie del Teide. Posteriormente se desarrolló una fase explosiva llamada pliniana, en la que una columna de pómez y ceniza ascendió hasta unos 15 km de altitud, extendiéndose entonces lateralmente hacia el NNE y dejando depósitos de pómez de hasta un metro de espesor en el valle de La Orotava. Esta fase duraría tan sólo entre 7 y 11 horas. Finalmente, fue extruída más lava viscosa y se acumuló alrededor de la zona Este de la fractura.



**Fig. 1.** La última erupción explosiva ocurrida en Tenerife hace unos 2.000 años produjo la Montaña Blanca (indicada con una flecha).

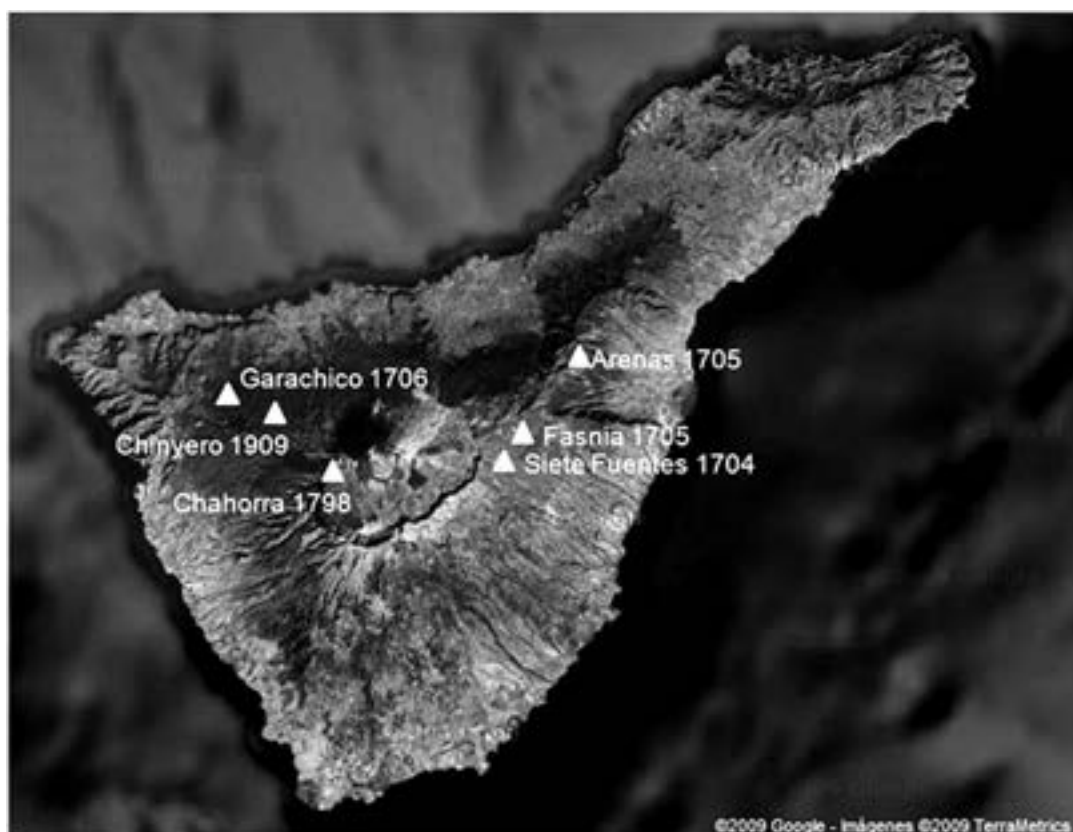
Las erupciones plinianas son muy peligrosas y pueden causar grandes daños. La prevención de un fenómeno similar al de hace 2.000 años consistiría básicamente en la evacuación preventiva de casi la totalidad de la isla, en especial las poblaciones hacia las que se pudiera extender la

columna de pómez y ceniza y las situadas en las pendientes que rodean el centro eruptivo.

Aunque la última erupción de este tipo en Tenerife ocurrió recientemente, tan solo dos erupciones explosivas se han verificado en los últimos 35.000 años, por lo que no parece plausible que otra erupción de este tipo ocurra en un futuro cercano.

### Erupciones históricas de Tenerife

Se consideran históricas las erupciones que han sido descritas directamente por testigos oculares o indirectamente a través de relatos, tradiciones o terceras personas. Bajo esta definición, en Tenerife ha habido cinco erupciones históricas que han producido, al menos, diez conos volcánicos (Fig. 2). Todas estas erupciones han tenido unas características similares, que permiten clasificarlas como erupciones estrombolianas efusivas. No sólo las erupciones históricas de Tenerife han sido de este tipo, sino también el resto de las erupciones históricas de Canarias.



**Fig. 2.** Localización de los volcanes históricos de la Isla de Tenerife, junto con las fechas en las que tuvo lugar la erupción.

Las erupciones estrombolianas se consideran de baja magnitud y peligrosidad, pero dado que el riesgo volcánico trata de cuantificar el impacto que las erupciones pueden tener en la sociedad, en zonas tan densamente pobladas como Tenerife las consecuencias de una erupción, incluso pequeña, pueden ser muy importantes. De hecho, en ocasiones no es necesario que una erupción se verifique para que tenga un efecto negativo en la sociedad. Por ejemplo, los fenómenos precursores pueden tener, y han tenido en el pasado, efectos tan o más importantes que los de una erupción en sí, como se comprobó en la crisis del 2004 en Tenerife, en la que tan sólo la posibilidad de una erupción, generó un estado de inquietud en la población.

### **Peligros asociados a los fenómenos precursores de erupciones en Tenerife**

Todas las erupciones van precedidas de fenómenos premonitorios. En algunos casos estos fenómenos son identificados directamente por la población, pero en otras son más sutiles y deben ser registrados con aparatos especiales. El magma en su ascenso necesita fracturar las rocas que le preceden para abrirse camino hasta la superficie. Esta fracturación es lo que produce la sismicidad volcánica. La apertura de fracturas facilita asimismo que escapen los gases contenidos en el magma, produciendo fumarolas.

Al mismo tiempo, la intrusión de material produce una deformación positiva o ‘hinchamiento’ del terreno, que a su vez se suele traducir en fracturas en la superficie. Todos estos fenómenos premonitorios han sido observados en las erupciones de Canarias y es de esperar que se repitan en un evento futuro.

### **Sismicidad**

La sismicidad volcánica es un problema importante que se puede producir antes y durante una erupción, o incluso cuando una erupción no se materializa, y que no suele ser considerado en los planes de emergencia volcánica. Sin embargo, su potencial para afectar a edificaciones, a rutas de evacuación o a la organización de una emergencia en general lo convierten en un peligro relevante.

En el caso de Tenerife, la sismicidad que han presentado las erupciones históricas es variable. En los volcanes de Siete Fuentes, Fasnía y Arenas (las erupciones entre los valles de La Orotava y Güímar), este fue el proceso de mayor relevancia, dada su destructividad. Un gran número de establos, viviendas e incluso iglesias (construidas generalmente con mejor diseño y materiales más resistentes) fueron dañadas e incluso destruidas por

los continuos sismos que precedieron y acompañaron la apertura y actividad de los volcanes. En el caso del Chinyero, la sismicidad se circunscribió a la zona del valle de Icod, donde fue sentida por la población pero no fue una sismicidad destructiva. Por el contrario, en zonas más cercanas al Chinyero, tanto altas como costeras, no fue perceptible. Por último, en los casos de Garachico y Chahorra (las erupciones de la zona de Santiago del Teide y de Teno), la sismicidad no ha sido un dato destacado en las crónicas.

Estas diferencias en la intensidad se deben a efectos locales de amplificación debidas al tipo de terreno que conforma los valles. En principio, por tanto, es de esperar que las erupciones en la zona de La Esperanza generen una sismicidad más intensa que las de la zona de Teno, especialmente en los valles. La única medida de prevención ante este tipo de procesos es la construcción con diseños anti-sísmicos, especialmente en los edificios vitales como hospitales o escuelas.

Las paredes de los valles de Güímar y La Orotava, y muchos taludes naturales que flanquean las carreteras de la isla, tienen inclinaciones superiores, a veces con mucho a las mínimas de estabilidad, y ellas serían posibles fuentes de desprendimientos o deslizamientos en respuesta a movimientos sísmicos. Procesos como el movimiento vibratorio del terreno, fracturamientos, caídas de rocas, etc. podrían afectar también a infraestructuras como túneles, puentes y edificaciones. De nuevo, este peligro se puede reducir substancialmente a través de medidas de estabilización de los taludes más peligrosos y aquellos que pueden afectar a las principales carreteras de la isla.

Los efectos de esta sismicidad y de la intrusión de magma sobre las aguas subterráneas no están muy claros. Las referencias al cambio de caudal de algunas fuentes (que llega a cuadruplicarse en La Orotava y a secarse en otras zonas) durante las erupciones de Siete Fuentes, Fasnía y Arenas sugieren dos explicaciones: cambios en las condiciones del acuífero debido a la actividad sísmica (cambios de morfología o apertura e interconexión de acuíferos) o a una interacción del magma con el agua, incrementando la presión a la que está sometido el acuífero. Mientras que este proceso no supondría un riesgo para las poblaciones o infraestructuras de la isla, sí podría producir efectos económicos importantes en las explotaciones de aguas subterráneas.

### **Deformación del terreno**

Relacionado con la sismicidad de estas erupciones, las crónicas citan la aparición de grandes grietas formadas en las zonas altas. La formación de fallas y simas es un fenómeno frecuente en las erupciones con sismicidad, aunque en el presente éstas son imposibles de reconocer debido a la erosión. Las fallas asociadas a la erupción del volcán San Juan en La Palma en 1949



produjeron desniveles de hasta dos metros, pero actualmente son casi indetectables en el campo. Estas grietas pueden ser debidas no sólo a la sismicidad, sino también a la deformación del terreno cuando el magma asciende hacia la superficie.

Aunque la deformación del terreno no es de por sí peligrosa, si que puede provocar inestabilidades y deslizamientos a pequeña y a gran escala. A pesar de que este peligro no puede prevenirse, sus efectos a pequeña escala pueden reducirse mediante medidas de estabilización de taludes y la localización y acordonamiento de fracturas.

### **Gases volcánicos**

Los gases volcánicos se producen antes, durante y después de una erupción y, al igual que la sismicidad, pueden emanar aunque finalmente la erupción no llegue a materializarse. El peligro asociado a la emisión de gases depende de la composición de los mismos, de su concentración y de la existencia de áreas que permitan su acumulación. En principio, los gases volcánicos más comunes y que resultan nocivos a los humanos son el monóxido de carbono, el dióxido de carbono y el ácido sulfhídrico. Otros gases menos comunes, pero igualmente peligrosos, son el ácido fluorhídrico y el ácido clorhídrico. Todos ellos pueden causar irritación y en grandes proporciones asfixia a humanos y animales. Además, en el terreno, los gases pueden causar acidificación y pérdida de cosechas, y corrosión de infraestructuras.

Existen algunas referencias a la emisión de gases previa a las erupciones de las islas. Específicamente, en el área donde luego se produciría la erupción de 1705 de Fasnía, las crónicas indican que la tierra ‘humeaba cerca del volcán de Siete Fuentes’. También existen citas a la ‘tierra humeando’ antes de la erupción del Chinyero.

Aunque los gases volcánicos no han producido ninguna víctima en las erupciones de Tenerife, no hay que olvidar que en la erupción del Teneguía (La Palma, 1971), las únicas muertes que se registraron fueron causadas por asfixia por la inhalación de gases.

Las emisiones de gases no se pueden prevenir ni reducir, por lo tanto las medidas más adecuadas para reducir sus efectos son el control de la cantidad y composición durante una erupción (evacuando zonas si fuera necesario), y la educación de la población para evitar utilizar cuevas, galerías, hondonadas u hoyas en el terreno.

### **Incremento del gradiente geotérmico**

En la isla de Tenerife, y en una sola ocasión relacionada con la erupción del Chinyero, se ha hecho referencia al incremento de temperatura del terreno frente a la cercanía del magma y gases volcánicos. El único

efecto de este fenómeno, en el caso de no confirmarse una erupción, sería la pérdida temporal de vegetación en la zona, y la única medida apropiada a llevar a cabo es la evacuación.

### **Peligros asociados a las erupciones volcánicas**

Como se indicó anteriormente, todas las erupciones históricas de Tenerife han presentado rasgos estrombolianos y efusivos. Las erupciones han comenzado a través de fracturas en el terreno, que en casos como el de los volcanes Arenas y Chinyero han sido cubiertas por los materiales emitidos posteriormente. Alrededor de esta fractura se acumulan materiales de proyección aérea como lapilli (o picón), cenizas y bombas volcánicas, que van configurando el cono volcánico, a la vez que se emiten flujos de lava (Fig. 3). Los peligros asociados a esta etapa de las erupciones se deben principalmente a cinco procesos: la caída de bombas, la caída de cenizas, los flujos de lava, los flujos de lodo y los gases.



**Fig. 3.** La erupción del Chinyero en 1909 presentó rasgos estrombolianos. Se puede apreciar la columna de cenizas y lapilli y las bombas volcánicas (Foto cortesía del Instituto de Canarias Cabrera Pinto).

## Caída de bombas y bloques

Los peligros asociados a esta faceta se deben tanto al impacto físico de las rocas sobre personas u objetos, como a la alta temperatura que presentan. Las rocas basálticas, que es el tipo que emiten las erupciones de baja magnitud en Tenerife, son de las más densas que existen en la Tierra. Durante las erupciones, fragmentos de roca fundida de distintos tamaños (llamados bombas volcánicas) y fragmentos de la roca del subsuelo (llamados bloques) son expulsados al aire a gran velocidad (Figs 3 y 4). Esta combinación de alta densidad y velocidad vuelve a las bombas letales y muy destructivas, incluso cuando sus tamaños no sean muy grandes. Además, las bombas son emitidas a temperaturas que oscilan entre 600°C y 1.100°C y, por lo tanto, pueden producir la ignición de materiales inflamables, como matorrales, maderas o ‘pinocha’. La caída de bombas en erupciones estrombolianas está restringida a las zonas circundantes al área de emisión y a un radio de unos pocos kilómetros.



**Fig. 4.** La erupción del Teneguía en 1971 fue también de rasgos estrombolianos, emitiendo cenizas, lapilli y bombas volcánicas (Foto Alfredo Aparicio).

Ninguna de las erupciones históricas de Tenerife o de Canarias ha registrado pérdidas o desperfectos debido a bombas volcánicas, pero con el incremento que en la actualidad se ha producido en la densidad de población con respecto a la que existía durante las erupciones previas, sería un peligro a tener en cuenta en una erupción próxima a una zona habitada.

Al tratarse de un fenómeno muy espectacular, las columnas de cenizas y bombas en erupciones estrombolianas tienden a atraer la atención del público, que puede adoptar actitudes temerarias. La energía de las explosiones puede cambiar sin previo aviso debido a cambios en el sistema volcánico, y las bombas y bloques pueden alcanzar en estas circunstancias distancias considerablemente mayores y afectar, incluso provocando la muerte, a espectadores, tal como ha ocurrido en diversas ocasiones en el volcán Etna.

La prevención contra las pérdidas debidas a bombas volcánicas consiste en evacuar las zonas pobladas, en acordonar la zona peligrosa (como se hizo durante la erupción del Teneguía en 1971) y en controlar, con la ayuda del servicio forestal y los bomberos, cualquier conato de incendio que se pudiera provocar.

### **Cenizas volcánicas**

La ceniza volcánica producida en erupciones estrombolianas, a pesar de ser un peligro que raramente amenaza vidas, es muy importante desde el punto de vista económico y de la seguridad, dado el trastorno que suele producir.

La ceniza sólo afecta a la vida de manera importante cuando existe una enfermedad pulmonar subyacente como asma o trastornos respiratorios, y cuando existe una exposición prolongada. En general, afecta a las vías respiratorias, a la vista y puede causar trastornos leves en el estómago cuando es ingerida, resultando especialmente dañina a los rumiantes. Por otro lado, la ceniza puede afectar de forma importante a la agricultura. En grandes cantidades puede enterrar cosechas enteras y en pequeñas cantidades la ceniza fina se adhiere a las hojas de las plantas evitando la fotosíntesis, como se comprobó con la erupción de 1949 en La Palma, en donde se perdió toda la cosecha de tabaco de ese año.

La ceniza puede afectar de muchas maneras tanto a las actividades cotidianas como a una posible evacuación. Desde el punto de vista del transporte, la ceniza en suspensión reduce la visibilidad y cuando se deposita sobre las carreteras las vuelve muy deslizantes (pudiendo aislar poblaciones en pendientes elevadas), desdibujando su trazado y afectando también a los motores de los vehículos, especialmente aviones, como se ha visto recientemente en la erupción de Islandia. También la ceniza puede afectar a las telecomunicaciones, tanto de radio como satélite, al alterar las cargas eléctricas del ambiente y por producir una “pantalla” física que impide el paso de las ondas. Muchos aparatos eléctricos, como los ordenadores, pueden resultar afectados si entra ceniza en los circuitos a través de la ventilación.

Por último, las grandes acumulaciones de cenizas pueden hacer colapsar los tejados de los edificios, bloquear desagües y, en general, convertir en intransitables las zonas cercanas al volcán (Fig. 5).



**Fig. 5.** La eliminación de las cenizas que se acumulan en las carreteras durante una erupción es fundamental para mantener fluidez en las comunicaciones.

La distribución de cenizas depende de la fuerza y dirección del viento en el momento de la erupción y de la altura del centro eruptivo. En general, en las erupciones históricas de Tenerife, esta distribución ha sido amplia (las cenizas del volcán Chahorra llegaron a La Gomera), pero su cantidad y acumulación no parece haber sido suficiente para producir pérdidas significativas. Sin embargo, si el magma en su ascenso entra en contacto con agua, por ejemplo la de un acuífero, la explosividad aumenta considerablemente y la cantidad de cenizas puede alcanzar mayor altura y una distribución más amplia, como ocurrió en el cráter de Hoyo Negro durante la erupción de San Juan en La Palma en 1949.

Hoy en día, si las cantidades emitidas fueran similares a las de las erupciones históricas, la ceniza volcánica afectaría principalmente a la organización de la emergencia, al tráfico aéreo (aunque difícilmente provocaría el cierre de forma simultánea de los dos aeropuertos de la isla) y, en menor grado, a las cosechas. Las medidas de prevención recomendables al público en caso de ceniza en el ambiente consisten en el uso de

mascarillas en la nariz y boca, de gafas especiales en caso de molestias oculares y en la limpieza, dentro de lo posible, de la ceniza acumulada en el interior de viviendas y en los tejados (Fig. 6). Es también aconsejable en todos estos casos mantener todas las ventanas y puertas de las viviendas cerradas, y proteger los aparatos electrónicos mediante bolsas plásticas selladas.



**Fig. 6.** La limpieza de la ceniza volcánica depositada en los tejados es fundamental para evitar el colapso de los techos.

### **Flujos de lava**

Los flujos de lava son el otro proceso que en erupciones de tipo estromboliano puede producir pérdidas materiales importantes, pero que sólo bajo circunstancias excepcionales amenazan a la vida. Las pérdidas que producen las lavas volcánicas están inversamente relacionadas con su velocidad: cuanto menor es la velocidad mayor es el tiempo disponible y las posibilidades de actuación para una reducción de las consecuencias.

El tiempo transcurrido desde la apertura de la fractura hasta que la lava de quimismo basáltico comienza a fluir varía entre minutos y horas; mientras que la velocidad máxima que la lava puede llegar a alcanzar es de aproximadamente 500 m/h. Aunque obviamente estas velocidades son demasiado lentas como para amenazar vidas, las posibilidades de protección de propiedades son casi nulas. Una vez que la erupción pasa su fase inicial, los frentes de los flujos avanzan más lentamente y a menudo

paran completamente. Sin embargo, si la lava que alimenta estos flujos se sigue acumulando tras del frente, la presión puede generar inestabilidades y rupturas con el consecuente derrame y creación de nuevos flujos de lava, como ocurrió en Garachico una semana después del comienzo de la erupción.

La reducción de los daños producidos por las lavas consiste, en los primeros momentos de una erupción, en evacuar a las poblaciones que pudieran ser afectadas. Una vez que los frentes de lava han frenado, es posible construir barreras de contención que refuercen la resistencia de zonas inestables o barreras que deriven la lava a zonas donde produzcan pérdidas menores. La construcción de barreras antes de que una erupción ocurra es una medida imposible en Tenerife dada la dispersión espacial de las poblaciones y la incertidumbre de dónde se podría producir en el futuro un centro volcánico. Las edificaciones suponen un obstáculo al avance de la lava y tienden a frenarla. El comportamiento que han tenido las construcciones frente a los flujos de lava en las erupciones históricas ha variado desde ser totalmente demolidas y sepultadas (Figs 7 y 8), hasta verse arrastradas casi en bloque debido a un efecto ‘bulldozer’ de las lavas. Aunque depende en gran medida de la viscosidad de las lavas y, por tanto, del espesor del frente, en muchos casos, si el edificio está sólidamente construido las lavas pueden ‘rodearlo’ preservando el interior, como se ha visto en el volcán Etna.

También la alta temperatura de la lava basáltica, que oscila entre 900°C y 1.100°C, puede producir incendios por radiación, tanto en edificaciones como forestales. Desde el punto de vista de los incendios es importante contar con unidades de bomberos que consigan controlar posibles focos.

### **Flujos de lodo (lahares)**

Los flujos de lodos volcánicos (también llamados lahares) son otro peligro generalmente olvidado en la planificación de erupciones. Los lahares se producen cuando una gran cantidad de ceniza y lapilli volcánicos son movilizados por agua, en el caso de Canarias por agua de lluvia. La consistencia de los lahares varía entre la de una riada y la del cemento sin consolidar, dependiendo de la cantidad de agua y de material volcánico disponible.

Los lahares son muy destructivos. En pendientes acentuadas como las de las islas pueden alcanzar grandes velocidades y erosionar cauces, incluyendo cualquier material que encuentren a su paso e incrementando en su avance su volumen, densidad y viscosidad. Los lahares se pueden producir meses e incluso años después de que termine una erupción, cuando las condiciones (como la cantidad de lluvia) son propicias. Estos flujos tienden a encauzarse en barrancos y pueden dañar a zonas que

aparentemente parecían seguras por encontrarse distantes a un volcán o alejadas del lugar donde la lluvia se había producido. Por esta razón y por no emitir ninguna señal sonora, los lahares pueden afectar a poblaciones por sorpresa.



**Fig. 7.** Los flujos de lava raramente amenazan a la vida y su lentitud incluso permite aproximarse a ellos (Foto Christopher Kilburn).

Los efectos que producen los lahares se deben tanto al impacto de la masa densa que los compone, que se mueve a gran velocidad, como a la inundación y enterramiento cuando adquieren grandes volúmenes.

Mientras que en Tenerife no ha sido descrito ningún lahar relacionado con las erupciones históricas, es posible que hayan ocurrido pero que no fueran reconocidos o descritos como tales. Por ejemplo, meses después de la erupción de San Juan en 1949, flujos de lodo volcánico afectaron en varias ocasiones a una carretera y produjeron la muerte de dos operarios que trabajaban en labores de limpieza de un lahar que había ocurrido días antes.

La reducción de los daños producidos por lahares se puede conseguir a través de la construcción de represas y filtros, pero esto sólo es recomendable en aquellas zonas donde ocurren regularmente. En general, la evacuación de los cauces de los barrancos y de las poblaciones situadas en



la boca del barranco resulta suficiente. Desde el punto de vista humano, la educación y concienciación de la población es vital para conseguir una respuesta adecuada.



**Fig. 8.** La destrucción que producen los flujos de lava puede llegar a ser total.

### **Prevención y reducción de las consecuencias de una erupción futura en Tenerife**

Chapman en 1999 estableció que ‘el origen del peligro, los científicos que lo estudian, las autoridades que lo gestionan y deciden las actuaciones y los medios de comunicación que divulgan esta información, determinan el alcance del riesgo y sus posibilidades de reducción’. Sin embargo, esta definición olvida la importancia de la población en mitigar los peligros que le rodean.

Desde el punto de vista de la gestión de las emergencias volcánicas, la responsabilidad de la organización de una erupción dependerá de la magnitud de la misma. El gobierno nacional se haría cargo de la crisis en erupciones con un impacto potencialmente catastrófico, pero en los casos de erupciones menores, similares a las históricas que han tenido lugar en

Tenerife, es el Cabildo de la isla el que se ocuparía de la organización y manejo de la emergencia.

La crisis sismo-volcánica de 1994 – 1995 desencadenó el desarrollo de un plan de actuación durante emergencias volcánicas por parte de Protección Civil de Tenerife. El PELVOLCA (Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias), que ha sido aprobado en 2009, establece las reglas y prioridades que regirán el manejo de una emergencia en el futuro.

Con la creación del Instituto Volcanológico de Canarias y la ampliación del personal especializado en volcanismo en el Instituto Geográfico Nacional (IGN), sólo dos aspectos quedan pendiente en relación al manejo y reducción de los efectos de una erupción futura en la isla: la realización de simulacros de evacuaciones y un plan general de educación y concienciación a la población sobre la importancia, beneficios y peligros del volcanismo en nuestras islas. Con una planificación y actitudes sociales apropiadas es posible una convivencia armónica de los volcanes con la sociedad en que se desarrollan.

### **Agradecimientos**

En primer lugar quisiera agradecer a los hermanos Coello su invitación a participar en la V Semana Científica Telesforo Bravo, ha sido un verdadero honor. También agradecer a Julio Afonso su paciencia y ayuda en elaborar este manuscrito. A Joaquín Aguilera Klink del Instituto de Canarias Cabrera Pinto, y a Alfredo Aparicio Yagüe, gracias por autorizarme a usar las imágenes que ilustran el texto. Por último, a mi familia por su apoyo logístico y personal, en especial a mi abuela Leonor, que tanto me animó siempre en mi carrera y que falleció mientras elaboraba este artículo.

### **Bibliografía**

- ABLAY, G.J. & J. MARTI (2000). Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide - Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103: 175-208.
- ABLAY, G.J., G.G.J. ERNST, J. MARTI & R.S.J. SPARKS (1995). The -2 Ka subplinian eruption of Montana Blanca, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 105(B3): 5783-5796.
- ANCOCHEA, E., J.M. FUSTER, E. IBARROLA, A. CENDRERO, J. COELLO, F. HERNÁN, J.M. CANTAGREL & C. JAMOND (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of the new K/Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 231-249.

- BARBERI, F., M.L. CARAPEZZA, M. VALENZA & L. VILLARI (1993). The control of lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56: 1-34.
- CABRERA LAGUNILLA, M.P. & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (1987). Las erupciones históricas de Tenerife en sus aspectos vulcanológico, petrológico y geoquímico. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos* 5: 143-182.
- CARRACEDO, J.C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60: 225-241.
- FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. (1911). Erupción volcánica del Chinyero en Noviembre de 1909. *Anales de la Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas* 5, Mem. 99 pp.
- GARCÍA MORAL, R. (1989). Erupciones históricas en Tenerife. In: *Los volcanes y la Caldera del Parque Nacional del Teide*. Icona, Madrid, pp: 235- 252.
- KILBURN, C.R.J., M.C. SOLANA, A. APARICIO, S.A. SORENSEN, S. TAPPER & M.T. VILLEGAS (1997). *The hazards from lava flows on Tenerife, Canary Islands*. The British Council-Ministerio de Educacion y Ciencia project final report. 16 pp.
- MARTI, J., V. ARAÑA, G. ABLAY, S. BRYAN, J. MITJAVILA, S. RAPOSO, A. PUJADAS & C. ROMERO (1994). Caracterización de la actividad eruptiva en Tenerife durante los últimos 200.000 años. In *Memoriam, Dr. José Luis Diez Gil*. Serie Casa de los Volcanes n 4. pp. 157-178.
- NATURE (1909). News section (no author). *Nature* 82: 103.
- PONTE Y CÓLOGAN, A. (1911) *Volcán del Chinyero: Memoria histórico-descriptiva de la erupción volcánica acaecida en 18 de Noviembre de 1909*. Tripolit de A. J. Benítez Ed.
- ROMERO, C. (1991). Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago Canario. PhD Thesis, Universidad de La Laguna, Tenerife. Vol. 1, 695 pp.
- SOLANA, M.C. (1996). Reconstrucción de la triple erupción de 1704-1705 en Tenerife, Islas Canarias. Peligros asociados y su mitigación. *Geogaceta* 20: 540-542.
- SOLANA, M.C. (1998). *Evaluación de la peligrosidad volcánica en Tenerife a través de la reconstrucción de erupciones históricas*. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 365 pp.
- SOLANA, M.C. & A. APARICIO (1995). Mitigating volcanic hazards at Garachico, Tenerife: implications for emergency evacuation procedures. *Periódico di Mineralogía* 64: 271-272.

- SOLANA, M.C. & A. APARICIO (1999). Reconstruction of the 1706 Montana Negra eruption. Emergency procedures for Garachico and El Tanque, Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of London. Special publication 161. Volcanoes in the Quaternary*: 209-216.
- SCHMINKE, H.U. (1973). Magmatic evolution and tectonic regime of the Canaries, Madeira and Azores group. *Geological Society of America Bulletin* 84: 663-648.
- WALKER, G. (1973). Length of lava flows. *Philosophical transactions of the Royal Society, London* 274: 107-118.