
EL CUENTO GEOLÓGICO DE LANZAROTE

David Rabadà i Vives

Doctor en Ciencias Geológicas

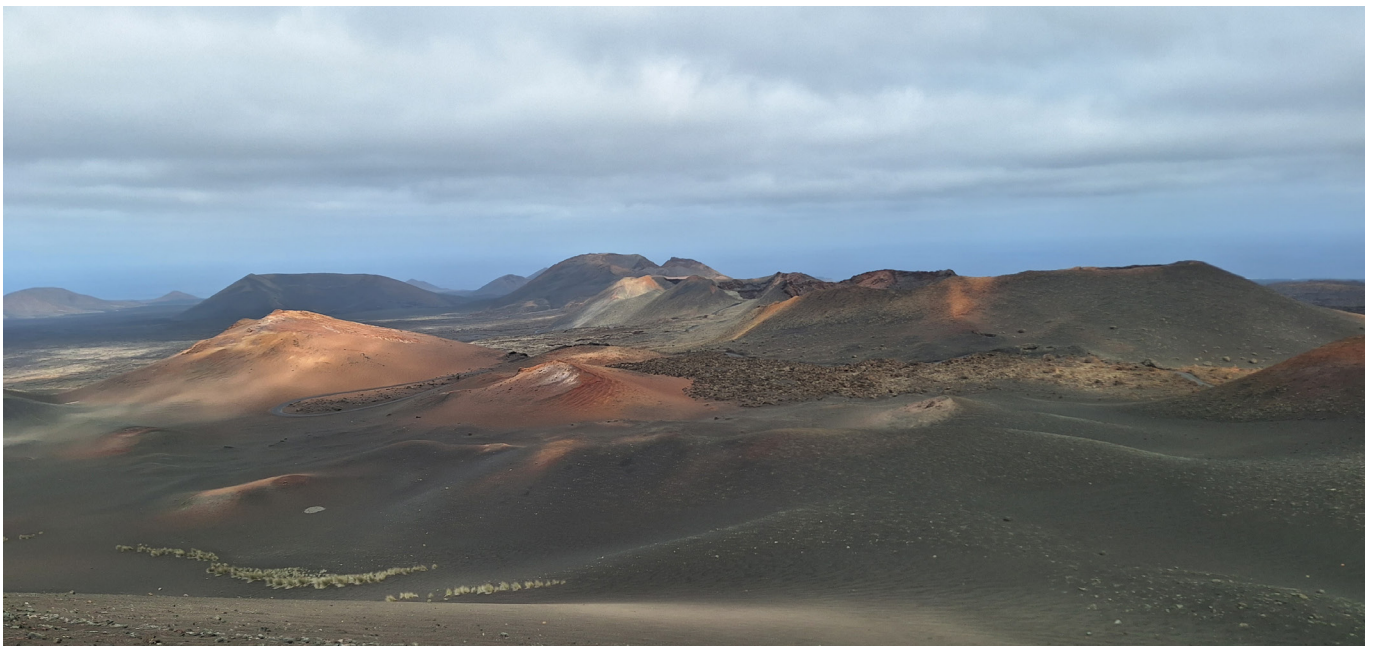
La geología de Lanzarote muestra una actividad volcánica elevada, por ello cabe realizar una evaluación de los riesgos a largo plazo de las posibles erupciones volcánicas. Ello resulta de suma importancia para la planificación del uso del suelo y para los planes de emergencia que se deban aplicar en caso de una crisis venidera. Los mapas de riesgo volcánico ayudan a mitigar las consecuencias de futuras erupciones anticipándose a los acontecimientos que puedan ocurrir. Lanzarote es una isla volcánica activa que ha acogido la mayor erupción histórica de las Canarias y la más larga, 6 años, cuyo nombre no debemos olvidar, la del Timanfaya (1730-1736). Esta erupción provocó graves pérdidas económicas y forzó grandes migraciones de los locales (Becerril et al., 2017).

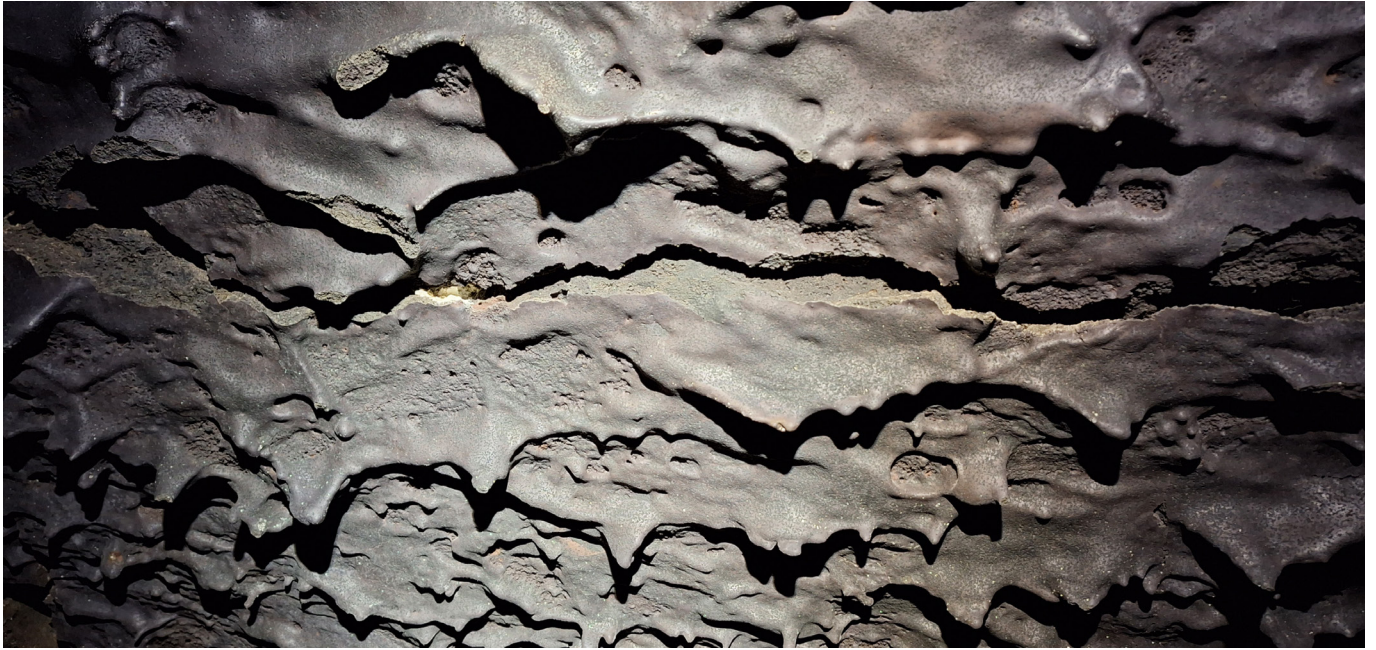
Para comprender todo lo anterior cabe comprender la historia geológica de esta isla en donde el complejo basal submarino no aflora. El Complejo Basal es la porción más antigua de la isla, hoy no aflorante, que subyace entre esta y el fondo abisal. En ella hay gabros, diques, lavas almohadilladas y brechas (según sondeos).

El origen de Lanzarote debemos buscarlo en una serie de emisiones submarinas a miles de metros de profundidad durante el Oligoceno (de 33 a 23 millones de años). Correspondía ello a un edificio volcánico submarino con muchas lavas almohadilladas (pi-

llow). Estas se produjeron en erupciones submarinas, muchas sin vacuolas, algo que indica que se produjeron por debajo de los 1.200 metros de profundidad. En cambio, las brechas volcánicas (hialoclastitas), corresponderían a la desgasificación y explosión del magma al acercarse a la superficie marina, aproximadamente a partir de los 700 metros. La disminución de la presión hidrostática produjo un efecto parecido al abrir una botella de cava, a menos presión los gases disueltos en el magma sufren una exsolución.

Durante la formación de este Complejo Basal, que no aflora en Lanzarote, se formó un gran monte submarino (seamount) que compartieron Fuerteventura y nuestra isla. De hecho, y entre ambas, las separa un mar somero que no profundiza más allá de los cuarenta metros. El Complejo Basal de ambas fue constituido en profundidad por pillow lavas que en ascenso pasaban a pillow brechas e hialoclastitas en zonas más someras. La composición principal de todo el conjunto fue basáltica, y según sondeos, fue cruzada luego por múltiples estructuras como domos traquíticos, plutones de gabros y centenares de diques. Posteriormente, y por el efecto de la intensa intrusión magmática entre diques y sills, más la elevada profundidad y presión de estos materiales, el metamorfismo surgió entre las rocas debido a la circulación de grandes volúmenes de fluidos hidrotermales durante un periodo prolongado de tiempo.





Este proceso conllevó la sustitución casi completa de los minerales volcánicos originales por arcillas (por ejemplo, montmorillonita) y también por epidota. De hecho, esta es la responsable de la coloración verde pistacho de algunas de las rocas y sus esquistos verdes (Carracedo et al., 2016). Estos mismos los creemos haber observado durante otro itinerario por La Gomera. Concretamente en la localidad de Puntallana afloran unos materiales volcánicos verdes y foliados. Presuponemos que quizás pudieran tener una causa similar.

Sobre los 15 millones de años (Mioceno) todo el sistema ya erupcionaba por encima del nivel del mar al sur del futuro Lanzarote, y antes que este comenzara a ser recubierto por volcanes posteriores, la erosión comenzó a dismantelar gran parte del edificio

primigenio de Los Ajaches formado entre los 15,6 y los 14 millones de años.

Cerca de los 11 millones de años otras grandes erupciones al norte comenzaron a construir el edificio de Famara (10,8 a más de 5 millones de años). Este continuó con diferentes paros y emisiones durante mucho tiempo. Cerca de los 6 millones de años el edificio de Famara, ya muy elevado e inestable cerca de los 1.000 metros, sufrió un gran deslizamiento cuyas cicatrices perviven en el gran desfiladero de Famara y visibles desde el mirador de El Río. Ello quizás fue causado por el ascenso de nuevos magmas de otro nuevo edificio, el Tías, que incrementaron la pendiente y la inestabilidad de las vertientes. Aunque quizás fue al revés, y al producirse el gran deslizamiento, la descarga litológica alentó el ascenso



de nuevos magmas. Probablemente ambos procesos, impulso y descarga, retroalimentaron todo el conjunto volcánico que conllevó la consolidación del nuevo edificio en el centro de Lanzarote, el Tías (6 a 5,7 millones de años), mientras que el de Famara seguía con nuevas erupciones episódicas hasta que cerca de los 3,8 millones de años (Plioceno medio) cesó su actividad dejando que avanzase a más velocidad la erosión ya existente. Esta excavó nuevos valles entre las coladas. El resultado fueron dos consecuencias, la gran deposición de sedimentos pliocenos hoy presentes en el sur de la isla, y por el otro la intensa excavación de valles entre las coladas. Aquello propició los relieves hoy llamados cuchillos, relieves invertidos en geomorfología.

Los relieves invertidos son el producto de la diferente dureza entre las rocas del subsuelo y la consecuente erosión diferencial. Esta suele ser más rápida entre materiales disgregables como las escorias y las cenizas, mientras que suele ser más lenta en rocas duras como los diques o las coladas. Al final las rocas más competentes, y pasados unos millones de años, suelen quedar en resalte topográfico al haberse erosionado mayormente los materiales blandos colindantes. Pongamos por ejemplo que una colada fluye y rellena el fondo de un valle. Posteriormente la erosión avanzará más rápida en las vertientes ya meteorizadas que no en la lava reciente del centro del valle. Pasados millones de años el antiguo fondo de valle será una loma y las viejas vertientes dos nuevos barrancos. Es decir, lo que estaba en el fondo hoy está arriba, y lo que estuvo por encima hoy está rebajado, está invertido. Por dicha razón a esto los geólogos lo llaman un relieve invertido.

La formación de los escudos basálticos de los Ajaches y Famara se forman justamente en el periodo en que Fuerteventura entra en un largo periodo de reposo eruptivo. Lo mismo sucede con los periodos del rejuvenecimiento que son consecutivos en ambas islas. En conjunto, tanto Lanzarote como Fuerteventura tienen una estratigrafía sencilla que se inicia con grandes escudos miocenos, sigue con su erosión y continúa con un volcanismo de rejuvenecimiento claramente separado por marcadas discordancias. La formación de escudos laterales se debe al exceso de presión que ejerce el primer escudo sobre los magmas inferiores. A partir de alturas de 1.500 a 2.000 metros es tal la presión que estos magmas no les queda otra salida que los laterales del primer escudo, algo que conlleva la formación de escudos adosados a los anteriores. Un ejemplo actual de este proceso es la Dorsal de Cumbre Vieja en La Palma.

Al respecto de los depósitos sedimentarios del Plioceno depositados por la erosión del edificio de Famara y colindantes, existe un gran registro fósil con datos muy interesantes sobre su climatología. El macizo de Famara, en el norte de la isla de Lanzarote, constituye lo que queda de una antigua isla habitada por la fauna de vertebrados más antigua conocida del archipiélago canario. Los tres yacimientos paleontológicos principales de la isla, y que contienen restos de esta fauna son Valle Grande, Valle Chico y Fuente de Gusa, muy interrelacionados según sus litologías, sedimentología y contenido paleontológico. Las edades según las dataciones por K/Ar oscilan entre los 4,3 a 0,7 y los 3,78 a 0,71 millones de años del Plioceno y Pleistoceno. El componente principal de los depósitos es una caliza bioclástica de origen eólico presente en los tres





lugares que constituye el 65% de los niveles. El 35% restante es de origen fluvial o eólico. Todos los estratos contienen los mismos fósiles (caparazones y huevos de tortuga, vainas de huevo de insectos, caracoles de tierra y restos de huevos de aves). La paleogeografía local y la formación de los depósitos fueron condicionados por una gran llanura de más de 16 km². Sobre ella las arenas eólicas se movieron libremente con un viento predominante en sentido WSW, los alisios actuales. De acuerdo con las investigaciones anteriores, el paleoclima de este intervalo (4,3 a 3,8 millones de años) fue especialmente seco con algunos episodios lluviosos esporádicos (Lomoschitz et al. 2016).

El Plioceno continuó abriendo un nuevo vulcanismo sin grandes edificios. Estamos hablando de unas efusiones siguiendo direcciones de fallas NE-SW (vul-

canismo alineado bajo fallas). Este se caracteriza por conos individuales, localizados y de pocas semanas de erupción (monogénicos) en lugar de los superpuestos que construyen grandes edificios como los antiguos Famara y Tías. Ejemplos de estos conos aislados son la montaña Roja al sur o la isla La Graciosa al norte, entre otros.

Durante el Pleistoceno continuaron las erupciones locales siguiendo las fisuras del sustrato en una etapa de rejuvenecimiento iniciado hace unos 1,2 millones de años. A finales de esta etapa, y a partir de los 180.000 años, el nivel del mar fue subiendo hasta llegar a un máximo de 120 metros. Es decir, por causas tectónicas y climáticas el mar cubrió gran parte de los yacimientos anteriores. El Atlántico aquí excavó extensas plataformas de abrasión, o rasas, que iremos citando a lo largo del itinerario.





Cerca de los 21.000 años se formó el túnel de la Atlántida, el tubo de lava más largo del mundo, ofreciendo una cavidad de 1,6 km que enlaza la Cueva de los Verdes y los Jameos del Agua entre otros. Se formó en el extremo norte de Lanzarote bajo las emisiones de lava del volcán de La Corona. La lava se dirigió hacia el mar fluyendo sobre las regiones de Los Helechos y La Quemada (Martínez et al., 2016). Dada su edad, 21.000 años (+/- 6.500), esta erupción coincidió con el último máximo glacial en donde el mar descendió más de 80 metros con respecto a la actualidad. Ello permitió que la colada del volcán de La Corona fluyera dentro del actual océano más de un kilómetro dado que discurrió sobre una antigua plataforma costera que estaba al aire libre en aquellos tiempos. Es decir, el tubo de La Corona no fue un tubo submarino como algunos dicen, sino una cueva inundada. Cuando un túnel lávico llega al mar se fragmenta

formando generalmente un talud y nada más. En nuestro caso el nivel del océano, y en plena glaciación, estaba bajo mínimos y el tubo fluyó por la plataforma. Cuando el nivel del mar volvió a subir, este inundó la plataforma costera juntamente con el túnel lávico.

A partir del Holoceno (unos 12.000 años) los vientos y la actividad litoral retrabajó el relieve dando playas y campos de dunas, más algunas erupciones en favor de algunas fallas. Ejemplos de ello son los conos alineados de La Quemada, Peñas de Tao y otros de hace unos 2.500 a 3.000 años.

Ya históricamente citar las erupciones en la región del Timanfaya del 1730 al 1736, también siguiendo líneas de fallas, más los más recientes durante el 1824 como el Chinero y otros. Estas erupciones se iniciaron después de un periodo prolongado de reposo volcá-





nico, probablemente desde todo el Holoceno. Esta erupción histórica implicó entre 3 y 5 kilómetros cúbicos de piroclastos (rofes en Lanzarote) y lavas basálticas, cubriendo unos 225 km² (un tercio de la isla). La acumulación de estos productos volcánicos tuvo un fuerte impacto en el paisaje de esta isla. Este fue el segundo acontecimiento basáltico efusivo más grande de la historia, superada solo por la erupción del Lakagigar en 1783 por Islandia, Laki para los locales islandeses. La parte central de Lanzarote vivía de los suelos agrícolas derivados de los limos y las arenas eólicas. Después del inicio de la erupción, esta cambió creando una fisura de 15 km de longitud. Ello explicaría la progresión de esta erupción, desde unos pocos meses de media en las islas, hasta un periodo excepcionalmente prolongado de unos seis años para la región del Timanfaya. Además de la duración, otras características destacadas de aquella

erupción entre el 1730 y el 1736 incluyen la composición fluida de las lavas (toleítica) y la longitud de los flujos y tubos de lava, particularmente en las etapas finales. Inicialmente, la erupción tuvo un impacto catastrófico en los recursos de la isla, puesto que la mayoría de los labrados quedaron cubiertos por lava y piroclastos. Sin embargo, la agricultura mejoró significativamente después de la erupción con la introducción de la agricultura de secano, utilizando aquella los piroclastos como base para nuevas técnicas agrícolas (arenados, pozos...) (Carracedo, 2014).

Todo lo anterior, y en su conjunto, nos permite comprender la forma alargada de Lanzarote en donde las fallas y los diques NE-SW han perfilado las erupciones y la isla. Hoy en día tanto la sismicidad como la emanación de gases en Lanzarote son escasos e indicativos de un riesgo bajo en erupciones.

Artículo de opinión publicado en **e-notícies** el 19 de diciembre de 2025.

<https://e-noticies.cat/es/opinion/cuento-geologico-lanzarote>

Fotos del autor: David Rabadà i Vives