

SINTESIS GEOLÓGICA DE LAS ISLAS CANARIAS

El archipiélago canario se encuentra situado al noroeste del continente africano, del cual sólo dista un

poco más de 100 kilómetros. Se extiende unos 500 km. de este a oeste y sobre los 200 de norte a sur.



Con la excepción de Lanzarote y Fuerteventura que comparten plataforma, las islas se elevan, como grandes pirámides de hasta ocho kilómetros de altura, desde un fondo marino de 4.000 metros de profundidad media. Las Islas presentan grandes diferencias en tamaño y altura, esa variedad convierte al Archipiélago en una zona de gran interés para los aficionados a la vulcanología.

Canarias se incorpora a la Corona de Castilla al inicio de los grandes descubrimientos geográficos, su situación las convierten en paso obligado en las grandes rutas oceánicas y pronto, su singular naturaleza, llama la atención de los primeros naturalistas viajeros. El resultado de tantos estudios e investigaciones es que Canarias sea uno de los territorios volcánicos mejor conocido del mundo. El interés científico no se limita a lo estrictamente vulcanológico, también es muy atrayente su relación con el Atlas marroquí para el estudio de la interacción entre vulcanismo y orogenia para un archipiélago

volcánico.



(Foto 1. Barrancos del sur de la Gomera)

Las Islas tienen una antigüedad elevada para lo que es frecuente en los archipiélagos volcánicos (más de treinta millones de años), la coexistencia de zonas antiguas con otras cubiertas por el vulcanismo reciente dan lugar a una morfología compleja, en la que podemos detectar las huellas de relieves arrasados, más típicos de los continentes, y extensos paisajes producidos en erupciones históricas.

LA GEOMORFOLOGIA

Las áreas de las Islas que no han registrados erupciones en mucho tiempo han sido intensamente modeladas por los agentes erosivos. La interacción entre el roquedo volcánico y los cambios climáticos ocurridos durante el cuaternario han dado lugar a paisajes en los que predominan las formas erosivas. Es el caso de la isla de la Gomera, de Anaga o Teno en Tenerife.

La red de barrancos aparece bien desarrollada en los macizos antiguos de las islas y son el elemento característico de sus paisajes en los que destaca las estrechas cresterías de las divisorias de aguas. En los lugares recubiertos por materiales recientes la red de barrancos se caracteriza por su trazado lineal de cumbre a mar, tajos estrechos y profundos, escasos afluentes e interfluvios alomados y marcados por torrenteras ocasionales. En estas áreas de predominio de materiales recientes, las aguas aprovechan los canales lávicos para labrar sus cauces. La erosión apenas ha tenido tiempo de modificar sus formas originales.



La acción del mar ha hecho retroceder las costas de las islas y El oleaje ha dado lugar al predominio de la costa acantilada. Estos grandes acantilados se encuentran

orientados hacia el oeste, al Atlántico. En



todas las Islas se encuentran estas espectaculares paredes verticales en las que se observan las entrañas de sus materiales volcánicos y en algunas ocasiones, parte de estos acantilados quedan fosilizados cuando los derrames lávicos procedentes del interior ocupan las rasas marinas y ganan terreno al mar.

Las formas derivadas de la acumulación



ocupan y caracterizan áreas pequeñas de las Islas. Las vegas, más numerosas en Gran Canaria, se han formado por el represamiento de las aguas como consecuencia de una erupción que obtura los cauces de los barrancos y obliga a depositar los sedimentos arrastrados por las aguas. En las islas orientales destacan las formaciones arenosas que, en algunos casos, Maspalomas o Corralejo, forman espectaculares campos de dunas.

Los depósitos sedimentarios son frecuentes en las zonas costeras y en los barrancos. La génesis de muchas de estas

formaciones están relacionadas con los frecuentes desplomes, normalmente coincidentes con la actividad eruptiva, que rellenan los cauces de los barrancos dando a acumulaciones sedimentarias aguas arriba. Cuando las aguas vuelven de nuevo a abrirse paso hacia el mar, estos depósitos forman terrazas adosadas



ROCAS VOLCÁNICAS

Si un profano (siendo incluso geólogo) se atreve a leer ciertos trabajos de



especialistas en petrología, que es la ciencia que estudia las rocas, puede encontrar una jerga tan vasta e impronunciable que en pocos minutos le hará arrojar los papeles al cubo de la basura. Esto es común a casi todas las ramas de la ciencia (¿cuántos nombres se usan en Botánica?). Pero, en petrología resulta particularmente importante pues rocas, de composición química muy similar, reciben nombres distintos al diferir en detalles tan sutiles que sólo tienen sentido para un reducido grupo de

a las laderas.

Las formas descritas hasta aquí son construcciones volcánicas transformadas, en grado variable, por las agentes externos. Sin embargo, muchos paisajes canarios son relieves volcánicos apenas modificados:

iniciados. Si a esta nomenclatura añadimos la de cientos de minerales, que son los componentes de las rocas, resulta más entretenido tratar de descifrar un manuscrito de alguna lengua muerta oriental. Y sin embargo, con buena voluntad todo puede quedar reducido a no más de una decena de nombres

Por su composición química, las rocas volcánicas habituales en Canarias son basaltos, traquibasaltos y traquitas (o fonolitas), las cuales forman una serie continua de transición con numerosos tipos intermedios cuyo nombre es mejor olvidar. La diferencia esencial (aunque no la única) entre ellas es el contenido en sílice (SiO_2), que es el componente más abundante en los magmas. Si tienen un bajo contenido en sílice (los basaltos, por ejemplo), las rocas se pueden denominar de una manera muy general como básicas mientras que si el contenido en sílice es alto (fonolitas y traquitas) se conocen como ácidas; en caso de encontrarse a mitad de camino, como los traquibasaltos, resulta cómodo calificarlas de intermedias.

- los traquibasaltos son tan parecidos en aspecto a los basaltos que, en un trabajo de carácter general como éste, también se les denominará como basaltos, aunque ello escandalice algún petrólogo.

Así pues, las rocas volcánicas que vamos a encontrar en Canarias son basaltos y traquitas en lo que se refiere a la composición química del magma. No

obstante, el aspecto visual que ofrecen en muestra de mano puede ser de lo más variado según el grado de cristalización que alcancen: a veces tienen numerosos y grandes cristales dispersos en una matriz vítrea, otras también tienen cristales pero son pequeños y escasos y, finalmente, no es raro verlos como un material homogéneo y de aspecto vítreo.

Tampoco hay que hacer un gran esfuerzo de memoria para retener los nombres de los cristales visibles en los

basaltos: olivino, de color verdoso que va cambiando a rojizo a medida que la roca se altera; piroxeno, de color invariablemente negro y feldespato, de tonos claros.

Gran Canaria y Tenerife son las islas en las que más abundan las traquitas, ocupando en esta última su parte central y más alta.



Materiales formados en una erupción

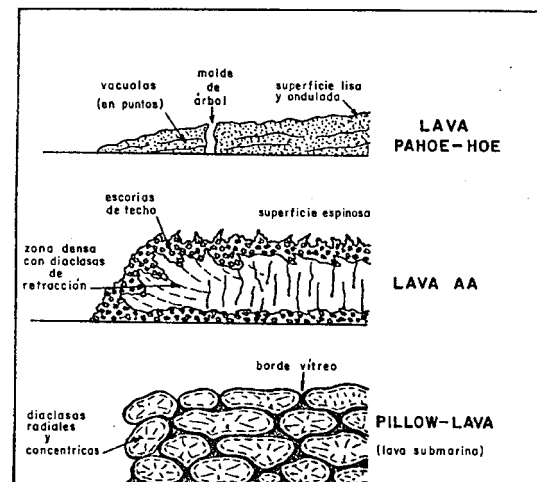
En una misma erupción, el magma puede dar lugar a materiales que, aún teniendo idéntica composición (basáltica, por ejemplo), pueden asumir estados y formas muy diversos. En el momento de salir a la superficie, el magma lo hace de dos maneras:

-
Fluyendo tranquilamente como un líquido más o menos viscoso, es decir, como una lava o colada, nombre este último que procede de los hornos de fundición, cuando se vierte el metal fundido del

crisol en forma explosiva, al ser arrastrados jirones de líquido por los gases magmáticos que brotan velozmente por el punto de emisión; estos jirones de todos los tamaños ya están más o menos solidificados cuando alcanzan la superficie del terreno y se denominan piroclastos.

Tipos de lavas basálticas

Las lavas muestran gran variedad





Las pahoehoe se caracterizan por tener una superficie lisa y ondulada, aunque en detalle parecen formadas por vísceras o cuerdas entrelazadas y arrugadas. Internamente es de destacar la presencia de gran número de vacuolas o pequeños huecos más o menos esféricos que les otorga gran porosidad; debido a este hecho, han sido usadas tradicionalmente en Canarias para fabricar molinos de cereal y son conocidas vulgarmente como "risco molinero". El detalle interno más destacable, sin embargo, es la presencia de túneles o tubos volcánicos que pueden alcanzar kilómetros de longitud y diámetros de vanos metros, así como moldes de árboles que fueron arrollados por la colada

Las lavas escoriáceas se forman con magmas algo más viscosos que las pahoehoe, fluyen más lentamente y adquieren un aspecto totalmente distinto. La superficie es extremadamente rugosa o incluso espinosa, por lo que localmente se conoce como malpaís. El avance de la lava se realiza como el de las cadenas de un caterpillar o de un tanque, de forma que la superficie escoriácea ya enfriada se desploma delante del abrupto frente de la

colada en movimiento y es recubierta por el interior, todavía fundido, que avanza. Por ello, la sección vertical de una lava aa consiste en una banda central de roca densa -surcada por una red de diaclasas o fisuras formadas por retracción al enfriarse y solidificar el fundido-, limitada abajo y arriba por dos franjas escoriáceas irregulares. Cuando hay un apilamiento de vanas lavas aa, las escorias de techo de una se unen con las de base de la colada situada inmediatamente encima, resultando una alternancia de bandas densas y bandas escoriáceas; el efecto visual puede resultar engañoso y llevar a pensar que sólo son lavas las bandas densas y que los niveles escoriáceos tienen otro origen.

Naturalmente, no hay nada que impida que las lavas sean emitidas bajo el agua y, de hecho, la mayor parte de la actividad volcánica mundial se concentra en las Dorsales Oceánicas, a miles de metros bajo el nivel del mar. Cuando esto ocurre, la estructura resultante es un inconfundible apilamiento de elementos más o menos elipsoidales que recuerdan un montón de cojines o almohadas, de ahí el nombre inglés de pillow-lavas que se utiliza universalmente. Durante el apilamiento, los elementos individuales adaptan su forma a las protuberancias de los que tienen debajo (Figura 4), por lo que son frecuentes picos o salientes que delatan la posición original de la colada en caso de que fenómenos tectónicos hayan basculado el conjunto del terreno, como sucede en el Barranco de las Angustias. Cada cojín está limitado por un borde vítreo de enfriamiento rápido, cerca del cual hay diaclasas o estructuras concéntricas, mientras que la parte central suele exhibir un diaclasado radial.

Piroclastos

Durante las erupciones basálticas se produce una moderada descarga de gases en el punto de emisión, descarga que según los periodos puede ser continua o intermitente, como se comprobó durante la erupción del Teneguía en 1971.

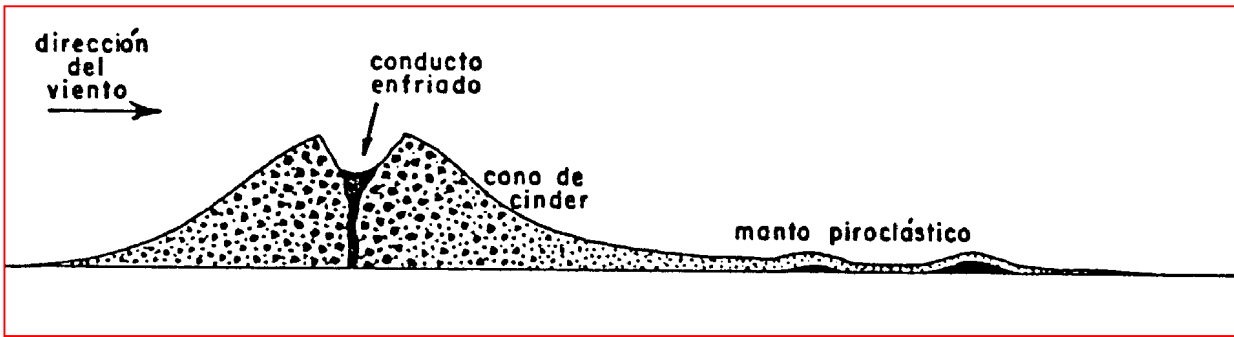
A cierta profundidad en el conducto, los gases se encuentran formando burbujas dentro de una masa de magma continua, pero al acercarse a la superficie e ir encontrando menor presión, las burbujas se van dilatando hasta que llega un momento en que estallan, liberando el gas a presión y fragmentando en jirones el líquido envolvente. Se produce así un penacho eruptivo formado por gases que ascienden verticalmente a considerable velocidad y que arrastran fragmentos de magma de todos los tamaños, inicialmente en estado líquido. Estos fragmentos o piroclastos siguen trayectorias más o menos balísticas y, según su tamaño y densidad, tarde o temprano vuelven a la superficie del terreno pero ya solidificados o en estado plástico.

Los piroclastos reciben nombres diversos según su forma y tamaño:

Bombas cuando son grandes, con superficie lisa y aspecto de huso; - escorias si son irregulares, de textura esponjosa y un tamaño de varios centímetros o decímetros; - lapilli (en italiano, piedra pequeña) cuando son similares a las escorias pero de diámetro menor (en torno al centímetro); y

finalmente- cenizas a toda la fracción que no supera los 4-5 milímetros de diámetro. Los piroclastos mayores tienden a subir hasta alturas moderadas y al descender se acumulan alrededor del centro de emisión para formar conos de cinder, que son los elementos del relieve más comunes en el Sur de La Palma. Varían mucho en dimensiones, pero uno de tamaño medio puede tener 100 metros de altura y 600-800 metros de diámetro en la base. Están característicamente rematados por un cráter terminal que puede ser un embudo perfecto, si no soplaban viento en el momento de la erupción, o una herradura abierta si el viento tendía a acumular los piroclastos a sotavento. El material fragmentario que compone los conos de cinder es de granulometría entremezclada, con tendencia al predominio de clastos grandes (Figura 6).

Sin embargo, no todos los piroclastos caen cerca del centro de emisión. Los finos son arrastrados y seleccionados por el viento, que los puede transportar a kilómetros de distancia para originar un manto piroclástico cuyo espesor y tamaño de grano disminuyen gradualmente con la distancia al centro de emisión. Así, las cenizas más finas pueden llegar, según sea la altura del penacho eruptivo y la fuerza del viento, a decenas de kilómetros y formar una película de uno o dos milímetros. Como los fragmentos caen al suelo en forma de lluvia, una característica esencial de estos mantos es que recubren cualquier accidente del terreno, salvo que las pendientes sean tan fuertes que no permitan la acumulación de material.

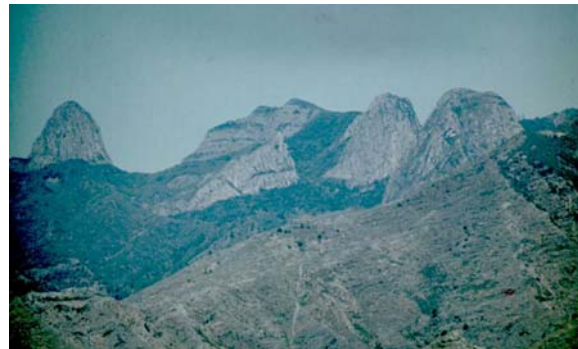


Diques

Durante cualquier erupción, no todo el magma involucrado llega a la superficie, ya que parte de él queda retenido en el conducto de alimentación. En cada una de las erupciones individuales que han contribuido a hacer crecer la Isla, y tal como se conoce a través de las sucedidas en tiempos históricos, el magma se abre paso desde la profundidad por medio de una fisura alargada que, propagándose a desgarrones (responsables de las sacudidas sísmicas que preceden la erupción), se acerca poco a poco a la superficie. Cuando el magma sale finalmente (Figura 7) no lo hace a lo largo de toda la fisura sino en ciertos puntos más favorables, de los que brotan lavas y se construyen conos de cinder.

Al cesar la actividad, la fisura queda rellena de magma que se enfría lentamente hasta consolidar, en cuyo momento se transforma en un dique. Observados en el terreno cuando ya la erosión los ha dejado al descubierto, los diques son como paredes más o menos verticales de 0.5-2 metros de anchura

media, formadas por una roca más compacta y densa que la generalidad de las lavas y piroclastos que atraviesan, de modo que resultan fácilmente visibles. Lateralmente pueden extenderse a lo largo de kilómetros y lo mismo sucede en profundidad, aunque esto último es más difícil de comprobar en la práctica.



Las paredes de los diques suelen variar poco en anchura a todo lo largo de su longitud. A veces, sin embargo, se engrosan considerable y bruscamente para convertirse en formas verticales de sección más o menos cilíndrica, con diámetros de algunas decenas de metros. Estos engrosamientos suelen sobresalir en los relieves erosionados al ser muy resistentes, razón por la cual se les denomina pitones. Su presencia parece corresponderse con los puntos más favorables de salida de magma durante una erupción fisural, es decir, serían los

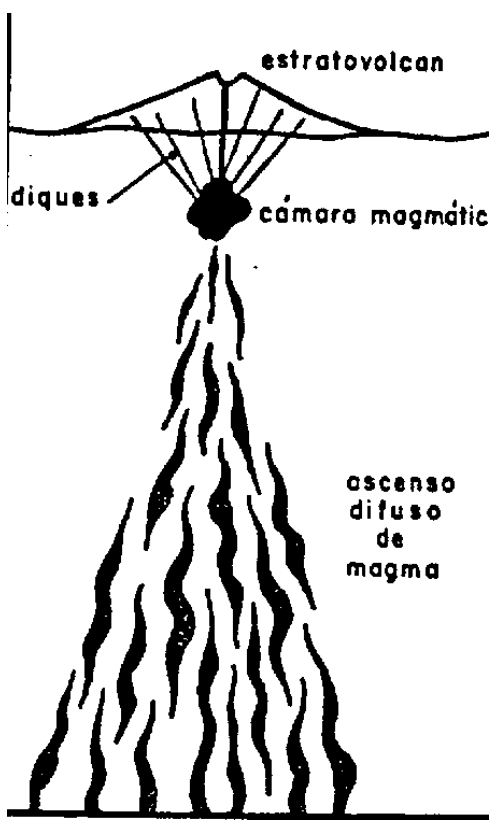


conductos principales de alimentación de los conos de cinder.

Examinados en detalle, los diques suelen tener bordes vítreos afectados de un lajeado paralelo a las paredes, mientras que la zona central está mejor cristalizada, suele carecer de vacuolas y tiene un diaclasado prismático perpendicular a las paredes, si bien las diaclasas están firmemente cerradas y no dejan entre sí espacio útil. Su importancia en la circulación del agua subterránea es crucial, pues actúan como pantallas impermeables o semipermeables que obstaculizan el flujo del agua si están orientados perpendicularmente a él.

Tipos de aparatos volcánicos

Una erupción basáltica fisural como las descritas en páginas anteriores, tiene una duración muy limitada en el tiempo (días o años) y da lugar a uno o varios conos de cinder de dimensiones modestas. Además, y como regla general, las siguientes erupciones de la zona no volverán a utilizar la misma fisura, sino que estarán más o menos desplazadas en el espacio.



En cuanto a dimensiones y etapas de formación, los conos de cinder son los aparatos volcánicos más simples que pueden encontrarse. Existen en Canarias, sin embargo, formas o agrupaciones mucho mayores que resultan de la acumulación de los productos emitidos por centenares o miles de erupciones que, de forma repetida pero discontinua, se han concentrado en un área bien determinada y a lo largo de periodos prolongados (cientos de miles de años). Estas acumulaciones tienen decenas de kilómetros de diámetro en la base y alcanzan alturas superiores a los 2.000 ó 3.000 metros, por lo que resulta cómodo referirse genéricamente a ellas como edificios volcánicos.



Algunos edificios tienden a adoptar una configuración cónica y se denominan estratovolcanes: su ejemplo más característico sería el Teide. La morfología cónica resulta de la repetición de erupciones en un área de actividad central, en general un gran cráter, aunque hay también conos de cinder generados en erupciones fisurales radiales o concéntricas con relación al área principal de actividad, que es sistemáticamente el vértice del gigantesco cono. La estructura interna de un estratovolcán tiende a ser compleja, con alternancia de lavas, mantos piroclásticos, productos sedimentarios originados en periodos de calma, conos de cinder enterrados, etc..

También suelen darse grandes variaciones laterales y verticales de gran estilo que se reflejan en el predominio de uno o varios productos eruptivos; estos cambios proceden de modificaciones del sistema de alimentación magmática.

Sobre todo, los diques son muy numerosos y están dispuestos en una red o malla intrincada o laberíntica, al contrario que en una erupción fisural singular, alimentada por un solo dique. A veces puede percibirse una cierta configuración tridimensional de la malla de diques, con orientaciones radiales y concéntricas que parecen converger en un área situada a unos pocos kilómetros bajo el vértice del edificio. El área de convergencia corresponde a una bolsada de magma (cámara magmática) que periódicamente es alimentada por fundidos que ascienden lentamente desde la profundidad con lo que aumenta la presión. Cada vez que la

presión supera la carga del material sólido que hay encima, se verifica una erupción que contribuye a incrementar las dimensiones del estratovolcán

Cuando, por la razón que sea, cesa la actividad del estratovolcán, la cámara se enfría lentamente y el magma basáltico puede cristalizar por completo, convirtiéndose en una roca integrada exclusivamente por minerales bien desarrollados que le dan apariencia granuda, con ausencia del material vítreo siempre presente en mayor o menor proporción en las rocas volcánicas. Estas rocas consolidadas, en profundidad, reciben el nombre genérico de plutónicas o intrusivas, y en el caso concreto de que tengan composición equivalente al basalto se denominan, más específicamente, gabros.

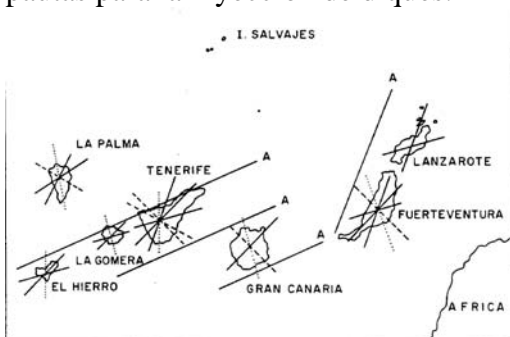


LA TECTÓNICA

El último rasgo de interés que describiremos en la geología de las islas es su tectónica. La existencia de grandes fallas en Canarias fue propuesta por el finlandés Hausen en los años 50. Algunas exageraciones cometidas por este autor fueron la causa de que durante las décadas siguientes se haya tendido a negar toda actividad tectónica en Canarias, lo cual constituye una exageración aún mayor, atestiguada por

un simple hecho: inyecciones de diques tan intensas son difíciles de imaginar sin importantes fracturas previas. La fotointerpretación ha permitido localizar enjambres de fracturas, muchas coincidentes con las deducidas por Hausen. Pero además, recientemente se han definido en varias islas ejes estructurales constituidos por conjuntos de diques paralelos: su mejor explicación es que en la corteza que rodea a Canarias

existan redes de fracturas que marcan las pautas para la inyección de diques.



Fracturas en el ámbito canario, base de la explicación tectónica de Hernández-Pacheco e Ibarrola sobre el origen de las Canarias. Explicación en el texto.

La existencia de esfuerzos de compresión sobre la corteza en la zona de las Canarias ha pasado casi desapercibida, a pesar de su espectacularidad puntual. En la isla de Fuerteventura, por ejemplo, sedimentos de edad cretácica (en concreto, del período Albiense, depositados hace unos 100 millones de años y representados en la figura están plegados en pliegues de flancos subverticales cortados por la erosión y cubiertos en discordancia por otros sedimentos (del período Mioceno, o sea de unos 25 millones de años de antigüedad) suavemente plegados. Y en la isla de La Gomera la erosión ha dejado al descubierto, en el sustrato antiguo, un complejo de diques plegados y cabalgados que atestigua una intensa compresión.

La evolución de una isla

Un mapa del archipiélago revela diferencias importantes, (incluso en el contorno) entre las distintas islas: unas son más bien circulares, como La Gomera o Gran Canaria; otras, alargadas, como Lanzarote y Fuerteventura; y Otras triangulares, como Tenerife o El Hierro; unas parecen muy activas, como La



En Lanzarote, recientemente, se han descrito no sólo fallas directas sino también fallas inversas y desgarres. Por último, la geofísica marina ha permitido detectar tanto las discordancias citadas como trenes de anticlinales y sinclinales de centenares de kilómetros de longitud en la prolongación Nordeste de las Canarias, en dirección a la cadena del Atlas

La existencia de una tectónica activa está apoyada por los datos sísmicos. Las Canarias son escenario de una actividad sísmica moderada pero nítida. Los sismos recientes han podido ser estudiados en detalle, e indican la existencia en los fondos marinos de fallas con componentes compresivos (o sea, inversas) y de cizalla (fallas en dirección, o de rumbo).

Palma o Lanzarote, y otras durmientes, como La Gomera; en tres de ellas (Fuerteventura, La Palma y La Gomera) afloran rocas profundas que no se conocen en las demás. ¿Podemos hallar factores comunes en esta diversidad)

Para empezar, todas las islas tienen que ser edificios volcánicos

construidos sobre el fondo marino, desde unos 4.000 metros de profundidad. Cuando un edificio en construcción llega cerca de la superficie (a una profundidad aproximada de unos 600 metros) la presión de los volátiles disueltos en el magma supera a la hidrostática, con lo cual las gases se separan violentamente del magma y el vulcanismo submarino comienza a ser explosivo. Al mismo tiempo, se producen avalanchas en los flancos del monte submarino, y rocas plutónicas instruyen en el núcleo de éste, que acaba convirtiéndose en una isla (Fig. 27). En las rocas volcánicas estarán intercalados sedimentos depositadas en el

fondo oceánico (sobre todo turbiditas, que resultan de avalanchas densas), mientras que al menos las primeras Islas que emergieron (por ejemplo, Fuerteventura hace unos 20 millones de años) estuvieron, como muchas islas actuales en el Pacífico, rodeadas por arrecifes de barrera, que también produjeron sedimentos. Estos conjuntos de rocas intrusivas y submarinas, los diques que fueron sus conductos, y los sedimentos intercalados, se conocen en la geología de Canarias como complejos basales, y sólo afloran en tres islas: Fuerteventura, La Palma y La Gomera.



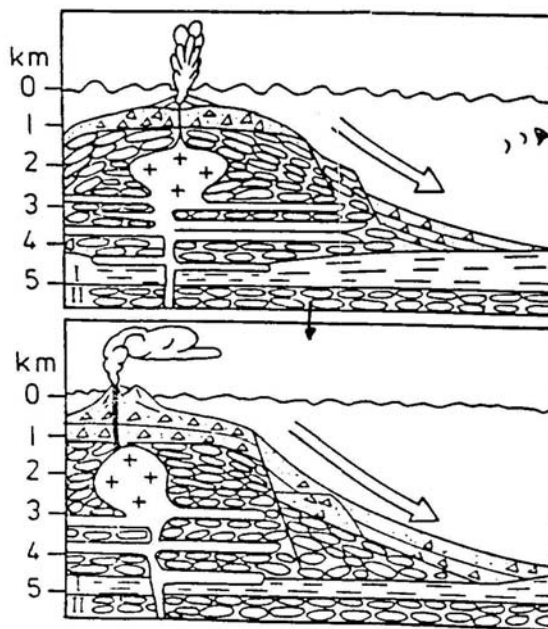
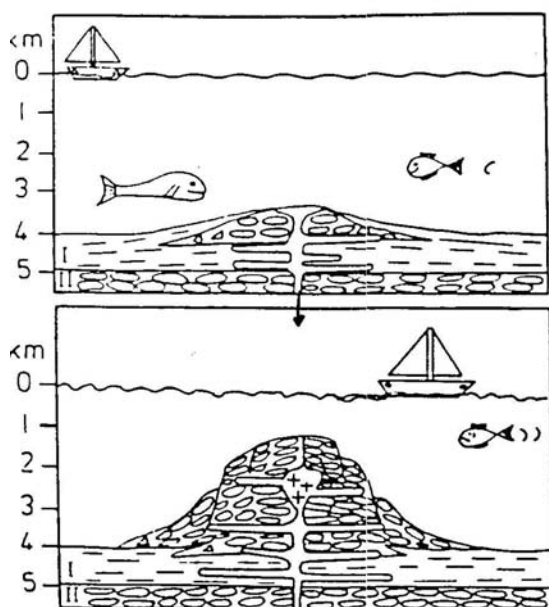
A continuación comienza una segunda fase en el crecimiento de la isla: la construcción, sobre el edificio submarino, de edificios subaéreos que pueden ser construcciones alargadas (como una nave con tejado a dos aguas) en torno a una fractura (vulcanismo fisural) o bien edificios centrales (Fig. 2é); en general, los edificios antiguos de

Canarias tienen mayores pendientes y mayor porcentajes de piroclastos que los que caracterizan a los volcanes en escudo. El principio de esta fase subaérea puede datarse bien en las islas en las que aflora el complejo basal, y sólo aproximadamente en el resto (ya que en estos casos no vemos la base del edificio subaéreo): sucedió hace entre 20 y 15 millones de años para las islas orientales

y centrales, y sólo hace unos 2 millones de años para La Palma y El Hierro. En todos los casos conocidos, los complejos basales están separados del escudo por una fuerte discordancia erosiva, que representa un largo período de inactividad volcánica: por ejemplo, de un millón de años para La Gomera (entre 13 y 12 millones de años) y La Palma (de 3 a 2 millones de años) e indeterminada pero

probablemente mucho mayor para Fuerteventura.

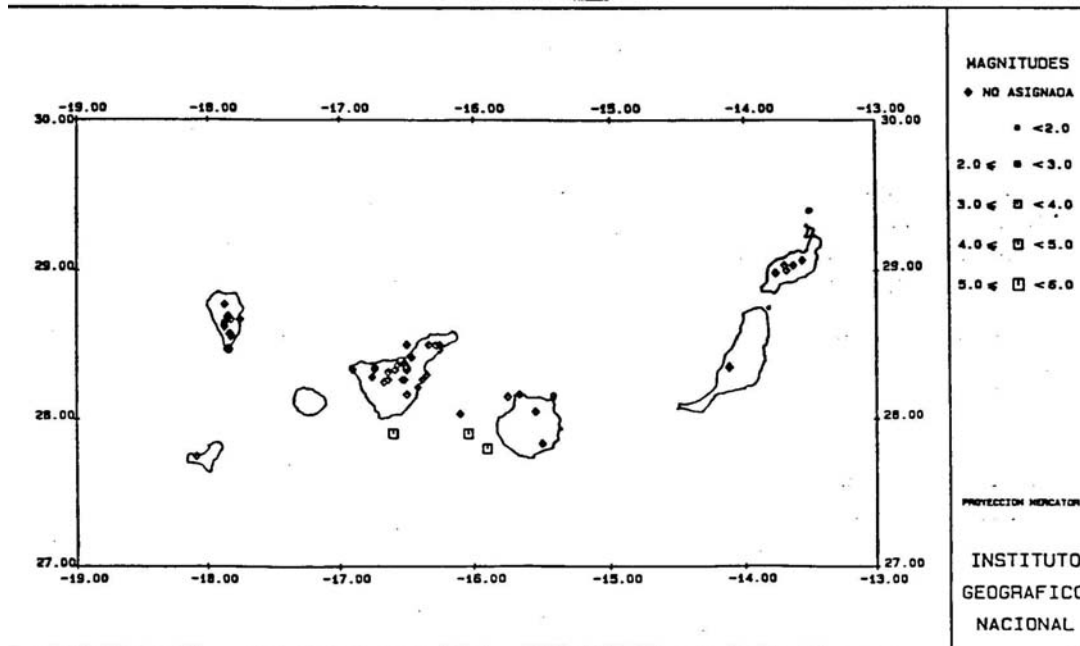
El gran tamaño que alcanzan los primeros edificios subaéreos es la causa de que aquéllos sufran sistemáticamente colapsos gravitacionales parciales, algunos de los cuales forman las depresiones en anfiteatro citadas al principio.



Secuencia esquemática de la evolución de una isla volcánica oceánica. Las elipses representan lavas almohadilladas; las cruces, cámaras magmáticas; las flechas, deslizamientos submarinos. En Staudigel y Schmincke (1984).

La construcción de los edificios subaéreos, incluyendo estas destrucciones parciales, dura entre 1 millón de años (La Palma, El Hierro) y é millones de años (Gran Canaria, La Gomera). Esta fase termina en la mayoría de las islas con la

emisión de diferenciados alcalinos (especialmente abundantes en Gran Canaria, donde forman la denominada Serie Fonolítica) como traquitas o fonolitas en erupciones ultraexplosivas.



. Sismicidad histórica en Canarias (hasta 1975). En Mezcua et al. (1990).

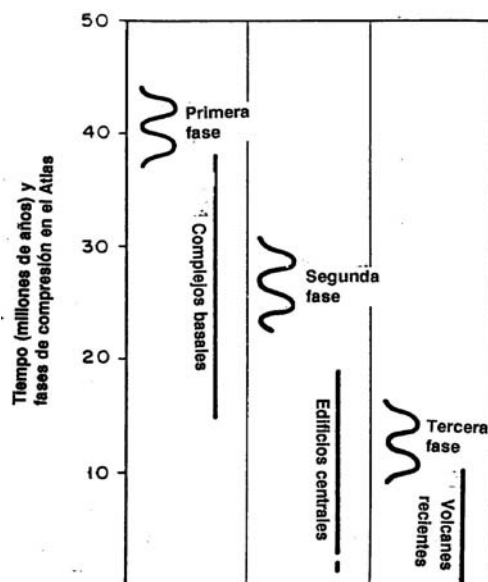
La tercera y última fase de construcción de las islas está también separada de la anterior por una etapa de reposo de duración aún mayor que la anterior: de 2 millones de años en Lanzarote, de 3 en Fuerteventura y 3 en Gran Canaria. El reposo de La Gomera, inactiva en los últimos 4 millones de años, se debería a que se encuentra en esta fase de quietud tras la construcción del edificio central. En las otras islas, la fase final de actividad está definida por edificios, a veces gigantes. En Tenerife, sobre el edificio central deslizado (Edificio Cañadas) se formó el estratovolcán gigante del Teide. Un edificio similar (el estratovolcán Roque Nublo) ocupó el centro de Gran Canaria hace tres millones

de años, pero que destruido por sus propias erupciones.

La evolución del archipiélago

La tabla 1 describe los acontecimientos más significativos de la historia del archipiélago y su entorno regional. Tras la apertura del Atlántico hace más de 200 millones de años y su etapa tipo Mar Rojo, con formación de una cuenca evaporítica que ahora es de interés para la prospección de petróleo, las Canarias comienzan a construirse, como montes volcánicos submarinos, hace unos 40 millones de años.

Puede observarse que cada fase constructiva comienza en el extremo Este del archipiélago y parece propagarse hacia el Oeste: así, el complejo basal de Fuerteventura se forma antes que el de La Gomera, y éste, antes que el de La Palma. Asimismo, los edificios subaéreos Iniciales de las Islas orientales se forman los primeros, seguidos de los de las centrales y terminando con los de La Palma y El Hierro, muy recientes. Por último, el vulcanismo de la tercera fase se inició en Lanzarote hace unos 10 millones de años, en Fuerteventura y Gran Canaria hace unos 5 millones de años, en Tenerife



Cronología de los plegamientos en la cordillera del Atlas y del vulcanismo en Canarias.

hace 3 millones de años, y hace sólo medio millón de años en La Palma.

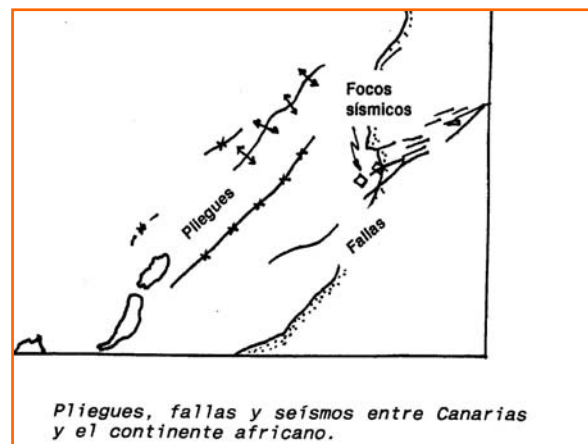
El origen de las Islas Canarias

Hemos descrito antes a las Islas Canarias como torres de varios kilómetros de altura levantadas desde las llanuras oceánicas, a manera de edificios construidos apilando rocas unas sobre otras. Rocas volcánicas, por supuesto, y como tales, procedentes de un magma. Así pues, la primera pregunta que tendremos que formularnos para comenzar a comprender el origen de las Islas es: ¿Cómo explicar la enorme acumulación de magma en el ámbito canario?

Hay dos formas básicas de producir magmas. Una es concentrar calor en el interior de la Tierra. Que el interior de la Tierra está caliente, lo podemos comprobar cuando bajamos a una mina profunda. Que este calor Interno está distribuido de forma irregular es también evidente: no hay volcanes en Valladolid o en Sudáfrica, y sí en Japón, en Italia o en Hawai. Las razones por las que el calor de la Tierra se concentra preferentemente en unas zonas y no en otras es un tema complicado, que sólo recientemente se ha comenzado a comprender.

El segundo sistema para fabricar magmas es reducir la presión. Las rocas, como casi todos los cuerpos (el agua es la principal excepción) aumentan de volumen al fundirse. Pero, en profundidad, las rocas no sólo están calientes sino también a gran presión, una presión causada por el peso de las rocas superiores. Los datos que tenemos sobre el interior de la Tierra nos dicen que a unos 100 kilómetros de profundidad bajo los fondos oceánicos, las rocas están en realidad por encima de su punto de fusión, pero que no pueden fundirse porque la presión les impide aumentar de volumen. Si esta presión

desciende, esas rocas se fundirán, a sea se transformaran en magmas. La forma de hacer bajar la presión en el interior de la Tierra es rompiendo las rocas mediante fracturas que llamamos fallas, y por esta es tan frecuente ver fallas y volcanes asociados. De acuerdo con lo anterior, deberemos clasificar las hipótesis sobre el origen de las islas en dos grupos: explicaciones de tipo térmico (las Canarias se formaron a causa de la acumulación de calor bajo ellas) o de tipo mecánico (las islas se han generado a causa de fracturas en esta zona del Atlántico).



Las ideas primitivas no se pueden clasificar en ninguno de los dos grupos ya que, en parte, son ideas precientíficas. Sin embargo, recordarlas es útil porque permite comprobar cómo el nacimiento de la Ciencia moderna se va reflejando en hipótesis más precisas y coherentes sobre la génesis de las islas.

Las primeras ideas

Una revisión exhaustiva de las hipótesis sobre el origen del archipiélago canario permite contar más de una docena de ellas. Pero su enumeración detallada apenas nos haría avanzar en el camino de la comprensión de los porqués básicos: ¿Por qué las Islas Canarias están situadas

precisamente en esta geografía, fronteriza del Atlántico y de África? y, ¿cómo podemos explicar su muy larga y compleja evolución? Por ello, revisaremos muy selectivamente las grandes ideas que han tenido alguna repercusión sobre este tema; desde luego, sin despreciar los orígenes.

El redescubrimiento renacentista de los escritos clásicos fue el vehículo para la difusión de muchas leyendas de la antigüedad, entre ellas la de la Atlántida, contenida en los Diálogos (concretamente, en Critias) de Platón, y recogida a su vez por éste de Herodoto y en último término de fuentes egipcias. El aniquilamiento catastrófico (unos 10.000 años atrás) de la tierra feliz de los atlantes, que se narra en aquella, pudo reflejar en realidad la erupción cataclísmica de Santorini, en el Egeo; pero la ambigüedad de las distancias del periodo pre-métrico, y la afición de lo lejano, colocaron a las Islas Afortunadas (éste es el término que emplea Platón en su Diálogo Gorgias) en el desconocido Atlántico. La leyenda ha persistido hasta la época actual, y ha sido objeto de estudios rigurosos, que no han [impedido que tanto los canarios como los azorianos la reclamen para sí.

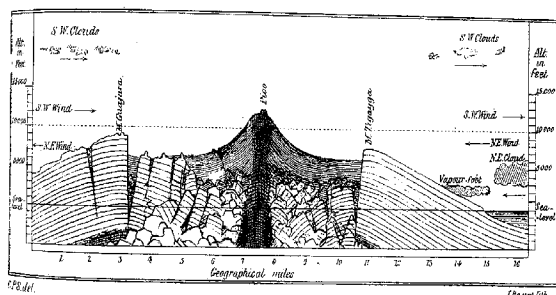
Las hipótesis científicas

Aquí debemos establecer una línea de corte en la revisión. En 1825, el alemán Leopold von Buch publica lo que se puede considerar la primera hipótesis científica sobre el origen de las Canarias, a las que considera el resultado del empuje ascensional del magma, que logra levantar cráteres y calderas. Esta hipótesis

verticalista era un producto lógico del catastrofismo, la teoría dominante entre los naturalistas de la época, y según la cual las masas de tierra podían elevarse y sumergirse repetidamente. El argumento básico de von Buch era la inclinación de las capas volcánicas, que se creía debida al referido empuje. A pesar de que las excursiones a los volcanes italianos eran obligadas para los naturalistas de la época, von Buch no reparó en que, en un cono volcánico, la lava se consolida formando capas inclinadas.

La siguiente idea original sobre Canarias lleva el mismo sello verticalista, pero no aparece hasta mediadas del siglo XX, cuando el finlandés Hans Hausen propone que el archipiélago es en realidad una antigua península africana, o quizá una sola isla, troceada después por el hundimiento de los bloques intermedios hasta llegar a la situación actual. ¿El mejor argumento de Hausen? La existencia en la base de todas las islas de enormes paquetes (hasta 1.000 metros de espesor) de rocas volcánicas más o menos horizontales, que este autor consideró un sustrato común. La aplicación a las rocas canarias de técnicas de datación puestas a punto a partir de los años cuarenta destruyó la hipótesis de Hausen, al desvelar que las rocas subhorizontales de la base de las islas tenían edades tan distintas como 19 millones de años en Lanzarote, y menos de 2 millones de años en El Hierro: no podían por lo tanto ser parte de una formación única. Una revolución científica llega a Canarias.

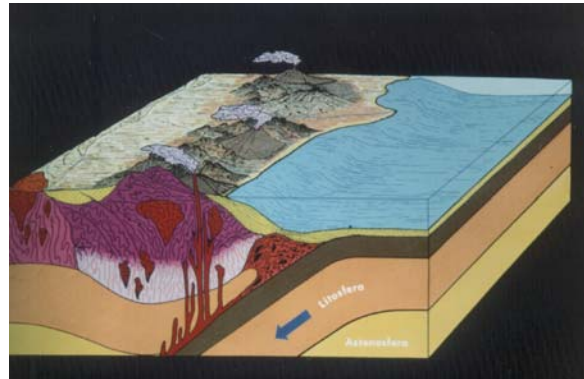
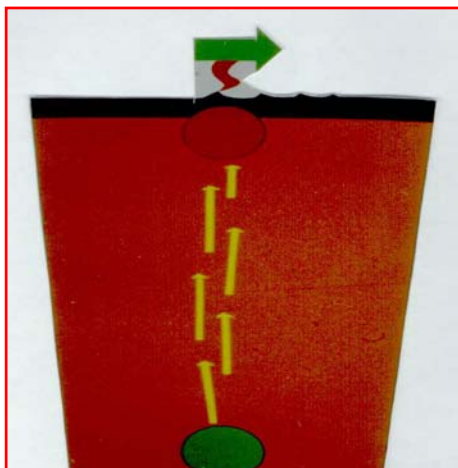
Menos de una década después de la caída de la hipótesis de Hausen, fue todo el edificio teórico de la Geología de la época el que se derrumbó. El cambio de teoría dominante, de fijista (los continentes mantienen posiciones inmóviles a lo largo



Meridional section through the Peak of Tenerife, and its summer atmosphere.

del tiempo) a movilista (los continentes se desplazan) ha sido definido como una revolución científica, que afectó inmediatamente a las ideas sobre las islas oceánicas. En 1970, Rabert Dietz, uno de los oceanógrafos pioneros de la Nueva Geología, publicó con Víncent Sproll una hipótesis movilista- el sobre el origen de las Canarias: en ella, las islas orientales eran un fragmento de corteza continental desgajado y movido 200 kilómetros desde el borde africano en Sidi Ifni hasta su actual emplazamiento. El único argumento con el que Dietz y Sproll justificaban este osado viaje era que, al encajar África con Norteamérica, Fuerteventura y Lanzarote sobraban, y en cambio faltaba un fragmento de corteza de superficie equivalente que se denominó laguna de Ifni. Pero ningún dato pudo confirmar esta idea (que en último término tampoco explicaba el porqué del vulcanismo en Canarias), que pereció poco después, al descartarse que Fuerteventura y Lanzarote estuviesen construidas sobre corteza continental.

Estas hipótesis puramente geométricas pronto iban a ser superadas por un gran concepto teórico, un modelo surgido de la mente de uno de los protagonistas de la revolución, el geólogo canadiense John Tuzo Wilson: el concepto de punto caliente.



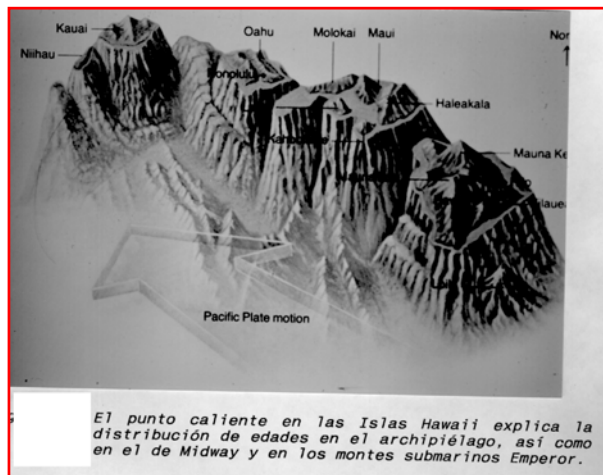
Para comprender bien esta idea debemos definir previamente algunos conceptos básicos de la revolución movilista. El más importante de todos es el de litosfera, que es la capa rígida que forma el exterior del planeta hasta profundidades de 100 a 200 kilómetros, según las zonas. Por debajo de la litosfera se encuentra la astenosfera, donde las rocas están cercanas a su punto de fusión, que pueden superar si se producen aportes de calor o descensos de presión. A su vez, la litosfera está dividida en unidades rígidas llamadas placas litosféricas o simplemente placas. Las placas son unidades dinámicas, que crecen en las dorsales oceánicas, relieves submarinos donde el magma producido en la astenosfera llega a la superficie. En ella se enfría formando rocas volcánicas que se añaden a los bordes de las placas (que por ello se llaman bordes constructivos); éstos se separan para hacer sitio al nuevo material. Esta separación se llama extensión (o expansión) del fondo oceánico: como la mayor parte de las placas incluye un continente, este movimiento, cuando se observa en los continentes, se denomina deriva continental. Las placas pueden también moverse lateralmente a lo largo de fallas transformantes y hundirse bajo otra placa (subducción), proceso que acarrea la destrucción de la placa, en parte por fusión y en parte por mezcla con las rocas del interior de la Tierra. Por esto, los

lugares donde tiene lugar la subducción se llaman bordes destructivos de placa. El conjunto de estos procesos se ha denominado tectónica de placas (tectónica es la rama de las Ciencias de la Tierra que estudia las deformaciones de las rocas); y también tectónica global, porque la dinámica de las placas litosféricas responde a un patrón general, que se ha identificado con el ascenso de material caliente desde el núcleo terrestre. Este es una esfera situada a casi 3.000 kilómetros de profundidad sobre la cual se encuentra el manto, cubierto a su vez por la corteza, una fina: capa de 10 a 70 km. de espesor

La tectónica de placas explica s[un] mayores problemas por qué se producen magmas en los bordes constructivos de placa (por fracturación de la litosfera) y en los destructivos (por aporte de calor, generado en la fricción entre las dos placas). Sin embargo, desde el principio se vio claramente que muchas islas volcánicas oceánicas estaban alejadas de cualquier borde de placa; y aquí es donde John Tuzo Wilson entra en acción.

Un punto caliente (Fig. 35) es una zona de la litosfera que recibe una columna de material caliente desde el núcleo terrestre. Este material asciende a través del manto como el humo de una fogata asciende en el aire, por lo cual se le ha llamado penacho térmico. Además de producir rocas volcánicas, un punto caliente será una zona elevada de la Litosfera, elevación provocada por la propia corriente de material ascendente. El modelo perfecto del punto caliente es el archipiélago de Hawai (Fig. 36), en el centro de la placa pacífica. Al moverse ésta hacia el Noroeste, la placa va pasando por encima del penacho térmico, que funde la base de la litosfera. Así se producen magmas que perforan la placa y llegan al fondo oceánico, acumulándose sobre éste hasta que emergen como una

isla. Pero cada isla es transportada por la placa hasta que queda fuera del radio de acción del foco térmico, se apaga y comienza a hundirse, al alejarse de la zona elevada de la litosfera. Así se forma una cadena lineal de guyots (antiguas islas volcánicas ahora sumergidas) e islas, tan sólo la última de las cuales (la situada sobre el penacho) tendrá volcanes activos, los famosos Kilauea y Mauna Loa en el caso de Hawai.

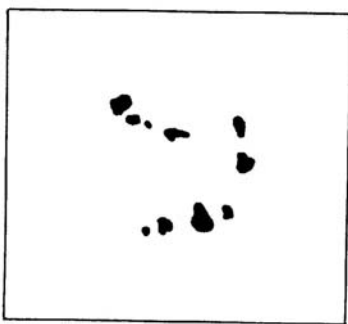


Hipótesis térmicas sobre el origen de Canarias

La hipótesis de Dietz y Sproll estaba basada directamente en el concepto de deriva continental, pero no explicaba el origen del vulcanismo. Sin embargo, casi al mismo tiempo (a principios de los años 70), el propio Tuzo Willson y el inglés Jason Morgan propusieron que las Canarias eran un archipiélago de punto caliente. Su situación intraplaca y su geometría más o menos lineal fueron los principales argumentos, nunca muy elaborados. Para Wilson, más concretamente, las Islas Canarias eran "un punto caliente joven edificado sobre un fondo oceánico probablemente estacionario".

Esta primera definición destaca una característica esencial: a diferencia de la

placa pacífica (que se mueve a velocidades del orden de los 10 centímetros al año), la placa africana ha permanecido casi inmóvil al menos durante los últimos 25 millones de años, período durante el cual se edificaron buena parte de las Islas Canarias. Y, ¿cómo es un archipiélago de punto caliente construido en una placa casi estacionaria? El grupo de las Islas de Cabo Verde (Fig. 37) es un ejemplo perfecto: las islas tienen una distribución aproximadamente circular.



Las Islas de Cabo Verde: un archipiélago volcánico originado por un punto caliente bajo una placa litosférica casi inmóvil. Obsérvese la distribución casi circular de las islas.

¿Qué significa entonces la forma aproximadamente lineal del archipiélago canario? Los partidarios de la hipótesis del punto caliente, sencillamente, no pueden explicarla. Como tampoco pueden explicar por qué las islas orientales parecen más antiguas que las occidentales. Un aparte: ¿Por qué escribimos "parecen" y no "son"? Porque las rocas que forman el principio de la historia de cada isla están enterradas bajo kilómetros de rocas posteriores: sólo conocemos el final de estas historias. Pero ese final, como comentamos al criticar la hipótesis de Haussen, parece indicar una cierta construcción en relevo, que comienza en Lanzarote y termina en El Hierro

Sin embargo, este escalonamiento de edades no se parece en nada al descrito en Hawai, donde las sucesivas islas se van apagando como semáforos, con una sola isla activa en cada momento. Salvo La Gomera, todas las islas de Canarias han tenido volcanes activos en los últimos 5.000 años; además, esta actividad magmática es discontinua, con interrupciones que pueden llegar a ó millones de años. Nada parecido sucede en Hawai, donde las interrupciones máximas son de 100.000 años. Por último: no existe, rodeando a las Canarias, una elevación regional del fondo oceánico, mientras que la que rodea a Cabo Verde, por ejemplo, es de 2 kilómetros de altura y mil de diámetro.

La Ciencia es (también) una actividad social. Por eso, la opinión del grupo es enormemente importante, y no todos los científicos se atreven a llevar la contraria a la mayoría. Creemos que ésta es la mejor explicación para un hecho sorprendente: a pesar de no poder explicar apenas ningún rasgo de la geología de Canarias, la hipótesis del punto caliente sigue siendo la defendida mayoritariamente, y no ha recibido muchas críticas a fondo.

La debilidad de la hipótesis del punto caliente ha llevado a propuestas de otras teorías térmicas más complicadas. En 1993, el americano Kaj Hoernle y el alemán Hans-Ulrich Schmincke han propuesto que el vulcanismo canario es el resultado de la llegada a la superficie de bolsas de magma, a modo de pompas, que provienen de una anomalía térmica profunda. Para explicar el decrecimiento de edades hacia el Oeste, proponen un penacho térmico inclinado que regaría con magma primero a las Canarias occidentales. No queda claro el motivo de la inclinación del penacho térmico, ni por qué la temperatura de éste es heterogénea. Esta hipótesis es un perfecto ejemplo de

idea construida a la medida de un problema, sin base física ni analogías en otras zonas volcánicas del mundo. Curiosamente, en 1995 el mismo Haerle y otros dos colegas de igual nacionalidad se han encargado de enterrar su propia hipótesis al mostrar (mediante tomografía sísmica, la más poderosa herramienta de la geofísica moderna) que ninguna anomalía térmica, ni vertical ni inclinada, existe bajo Canarias.

Hipótesis tectónicas sobre el origen de Canarias,

Un punto débil adicional de las hipótesis térmicas es que no explican por qué las rocas canarias están con frecuencia plegadas y falladas. Como se ve en la figura 39, los pliegues indican compresión, mientras que los distintos tipos de fallas presentes señalan estiramiento, compresión y también cizalla (movimiento lateral, como el que realizamos al cortar con unas tijeras).

Las primeras hipótesis tectónicas podían explicar algunos de estos accidentes, pero nunca todos a la vez. Así, la hipótesis de José MI Fúster, de la Universidad Complutense, de que Canarias era un borde constructivo de placa pronto inactivado. Como en los bordes constructivos la litosfera se separa y activa, esta idea podría explicar rasgos como el de la figura 17, pero no el resto. Igual sucede con las hipótesis defendidas por el oceanógrafo francés Xavier Le Pichon, que coloca a Canarias en la prolongación de la falla transformante Atlantis; y por Vicente Araña y Ramón Ortiz, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, según los cuales las Islas Canarias son bloques levantados mediante fallas inversas (Fig. 40). El gran inconveniente de esta última idea es que compresión y magmatismo son Incompatibles, ya que para fundir la astenosfera hace falta descomprimirla, y no comprimirla: por eso no hay volcanes

activos en el Himalaya, una cordillera formada por el choque frontal de dos continentes. Por otra parte, la placa africana, como todas las placas litosféricas, funciona como una unidad rígida, por lo que no se explican las flechas opuestas de la figura 40. Por último, si éste fuese un mecanismo eficaz para producir islas volcánicas, toda la costa africana (en realidad todas las costas de todos los continentes) estarían ocupadas por archipiélagos volcánicos, ya que este mecanismo se podría aplicar a cualquier borde continental.

Alfredo Hernández-Pacheco y Elisa Ibarrola, también de la Universidad Complutense, han realizado un inventario de todas las fracturas existentes en Canarias (Fig. 41) denominando (por comparación con las fallas transformantes del Atlántico y con fallas predominantes en el Atlas, respectivamente) "atlánticas" a las de dirección Noroeste, y "africanas" a las de dirección Nordeste. Proponen que las atlánticas son más profundas, lo que condiciona el tipo de magmas emitidos en la alineación La Palma, Tenerife, La Gomera, Gran Canaria. Pero, además de no explicar los fenómenos compresivos, deja pendiente el tema central del origen: ¿Cómo puede mantenerse activa una falla transformante a 2.000 kilómetros de la dorsal, y sin haber sido detectada nunca? ¿Por qué tal falla teórica es más profunda (y por tanto más activa) que las fracturas del Atlas marroquí, que terminan en la costa atlántica africana, tan sólo a unos 200 kilómetros de Canarias.

Una relación genética entre Canarias y la cordillera marroquí del Atlas ha sido sugerida repetidamente desde finales de los años 60, por ejemplo por geofísicos como los americanos Bosshard y Macfarlane y geólogos como los británicos Robertson y Stillman. Francisco Anguita (Universidad Complutense) y Francisco Hernán

(Universidad de La Laguna) han propuesto que las Canarias están situadas sobre una zona de deformación que continúa la del Alto Atlas, donde tiene una anchura de unos 50 kilómetros. Como puede verse en la figura 42, tanto pliegues como fallas (detectadas directamente o bien mediante los terremotos que producen) se prolongan desde África hacia la zona de Canarias. Las fallas son de cizalla, pero han actuado como Inversas en las repetidas épocas de compresión registradas en el Atlas. Si colocamos estas, fases compresivas en un calendario junto con el vulcanismo de Canarias (Fig. 43) podremos comprobar cómo las épocas de vulcanismo más intenso siguen a las fases de compresión en el Atlas.

De esta comparación surge la hipótesis de la fractura propagante (Fig. 44). La litosfera de Canarias es comprimida a lo largo de una gran zona de fractura, y luego se distiende: la descompresión llega a la astenosfera (a unos 100 kilómetros de profundidad), que se funde. Este vulcanismo no es simultáneo en todas las Islas, porque, a causa de la forma irregular de la fractura, la compresión y la distensión se propagan desde el continente al océano. Aquí está la explicación de que las islas sean más jóvenes hacia el Oeste. Luego, la siguiente fase de compresión cierra los caminos del magma, lo que explica la interrupción de millones de años en el vulcanismo; el ciclo se repite tras cada fase compresiva.

Este mecanismo puede compararse a una cremallera con dos cierres: el primero abre y el segundo cierra la fuente de los magmas. Explica las interrupciones del vulcanismo de Canarias, y también que haya estructuras de compresión y otras de cizalla y de estiramiento. Por último, permite encajar la geología de Canarias con la de Marruecos, país en el que se

encuentran muy importantes áreas volcánicas con edades y tipos de rocas semejantes a las de Canarias. Esta hipótesis se ha convertido en la preferida de los geofísicos.

A pesar de ello, quedan aún muchas cosas por explicar sobre las islas, como son sus movimientos en la vertical, la migración de los centros volcánicos en cada isla, o las importantes diferencias de abundancia de algunas rocas entre unas Islas y otras. Problemas que los estudios futuros permitirán ir resolviendo, al mismo tiempo que se suscitan nuevas incógnitas.