

C I E N C I A S

DESPRENDIMIENTOS EN LAS ISLAS CANARIAS

P O R

HANS HAUSEN

S U M A R I O

Introducción—I *Los desprendimientos y sus causas* 1. Debilidad e inestabilidad de las estructuras volcánicas; 2 Condiciones climáticas; 3 Efectos de terremotos, 4 Efectos de la erosión y de la abrasión marina—II *Los desprendimientos en las Islas*. Hierro, La Palma, Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura, Lanzarote.—Conclusiones generales —Referencias

INTRODUCCIÓN.

Las Islas Canarias han sido investigadas geológicamente en el curso de muchos años y hoy día se conocen ya bastante bien las formaciones volcánicas que las componen: presentan una gran variedad de lavas volcánicas, así como también rocas de diques y rocas plutónicas que en ciertas islas aparecen. Pero sobre las tierras que cubren las rocas se sabe menos; de algunas islas casi nada, y eso por falta de organizaciones que trabajen en esta ciencia. Tampoco se le han dedicado hasta ahora estudios sobre las formas de superficie. De estos temas solamente H. Klug (1968) ha publicado algo.

El que esto escribe se ha preocupado por la morfología de las Islas en sus paseos por los caminos y por las costas, y ha recogido ya un material bastante cuantioso (véase Referencias).

Entre los fenómenos exógenos que me han llamado la atención desde un principio están los *arrastres* y los *desprendimientos*, que se pueden ver en muchas partes de las Islas. Estos fenómenos han jugado un papel muy importante en la creación de las formas

actuales, siempre en cooperación íntima con la erosión lineal. En este trabajo voy a bosquejar un corto relato sobre los principales desprendimientos y derrumbes que han ocurrido en la historia geológica de las Islas.

I.—LOS DESPRENDIMIENTOS Y SUS CAUSAS.

En este breve estudio vamos a realizar un paseo por las Islas, empezando en el oeste y progresando hasta las islas más orientales cercanas ya a la costa africana.

Todas las Islas son de origen volcánico, levantándose desde el fondo del Atlántico, propiamente dicho, desde el declive del Continente africano dentro de un trayecto de 500 km. Las Islas occidentales son, en su mayoría, altas, llegando a niveles de 1.500 hasta 2.000 metros, y en Tenerife hasta 3.700 metros. Las Islas más orientales son un poco más bajas, con lomos de algunos cientos de metros en general.

Las Islas Canarias son en su mayoría no muy recientes —se han acumulado como edificios volcánicos desde tiempos pre-miocenos—, y el volcanismo ha continuado hasta tiempos recientes, pero con actividad disminuyente. Solamente en tres islas, La Palma, Tenerife y Lanzarote, han ocurrido erupciones en tiempos históricos: de 1492 a 1949.

A causa de la antigüedad relativa de estos edificios volcánicos, las fuerzas exógenas han tenido ocasión de trabajar y destruir mucho de lo que las erupciones habían acumulado en forma de lavas, diques, tobas y también de rocas plutónicas. Casi todas las islas han sido cortadas por la erosión lineal y se han formado barrancos que han conducido el agua corriente hacia las costas. También el mar ha trabajado con su oleaje contra las costas, conquistando con el tiempo grandes trozos de las islas.

Y a la par de tales trabajos destructivos se han producido derrumbes y desprendimientos, unas veces a escala pequeña, otras en proporciones grandiosas, según las circunstancias. Se puede decir que la mayoría de estos desprendimientos han ocurrido ya en tiempos cuaternarios, bajo condiciones algo diferentes de las ahora reinantes. La fisionomía de las Islas Canarias no es pro-

ducto de nuestro tiempo, sino que proviene de períodos ya remotos, aunque en ciertas partes el volcanismo moderno ha invadido terrenos erosionados con materiales frescos.

En las páginas que siguen vamos a tratar de señalar los desprendimientos por las Islas, pero antes conviene considerar en particular las causas que han puesto en movimiento rocas y tierras que han conducido a tales desplazamientos más momentáneos.

1. *Debilidad e inestabilidad de las estructuras volcánicas.*

Examinando las estructuras insulares más al detalle, pronto se nota la presencia de grandes masas de rocas blandas, de tobas y aglomerados que alternan con rocas duras de lavas y diques. En general se puede decir que las capas volcánicas descansan en posiciones suaves, con cierta inclinación hacia las costas. Excepciones se encuentran en los diques y en ciertas masas plutónicas que cortan las capas. Las sucesiones de capas volcánicas alcanzan grandes espesores a partir desde la orilla del mar o de los fondos de los valles y barrancos. Estas acumulaciones presentan gran inestabilidad en muchos casos, especialmente cuando las tobas o los aglomerados alcanzan espesores considerables. Las capas de lavas son, en general, rotas por fisuras que forman pilares, y los diques son en muchos casos seccionados por fisuras transversales. En fin, toda la masa está rota hasta un intenso grado de pequeñez, y en general se puede decir que las rocas más viejas están más deterioradas y descompuestas que las rocas más jóvenes. Los basamentos en particular que aparecen en las islas de La Palma, Gomera y Fuerteventura ofrecen tales masas muy descompuestas.

2. *Condiciones climáticas.*

Las Islas Canarias se hallan en una región del Atlántico donde dominan los vientos alisios del norte o noreste, soplando casi todo el año. Estos alisios contienen cierta humedad, y cuando chocan contra las faldas de las Canarias se producen nubes y condensaciones en forma de lluvias finas. Estas condensaciones dejan la

zona baja costera libre, pero se concentran en las altitudes medias hasta los 1.500 m. o poco más.

En este sentido, las Islas ofrecen, sin embargo, algunas diferencias. Las Islas más occidentales, La Palma, Hierro y Gomera, son las más húmedas, en las faldas de barlovento, y en parte con bosques densos (en la del Hierro los bosques han sido explotados casi completamente). En Tenerife y en Gran Canaria también se concentra la humedad debido a las grandes alturas, que en Tenerife llegan hasta la zona alta de contraahisios. Fuerteventura y Lanzarote son islas más bajas, con poca humedad, y pertenecen climáticamente a las regiones saharianas adyacentes.

En las Islas, pues, se tienen que tener en cuenta sus lados de barlovento y sotavento; en los primeros se producen concentraciones de aguas atmosféricas; los segundos se caracterizan por su sequía, al menos en sus partes bajas.

Las faldas de barlovento reciben, pues, aguas atmosféricas en forma de lluvias y de condensación directa. Este agua corre en parte por las faldas y los barrancos al mar. En parte se evapora al aire, pero en parte se infiltra en el suelo, la que, con el tiempo, penetra más y más por la estructura volcánica hasta niveles muy bajos (cerca de la superficie del mar). Así toda la isla resulta infiltrada por las aguas, pero esta agua queda en parte retenida en las capas de tobas.

En algunos casos tales tobas se transforman en mantos lubricantes, y con la presión desde arriba de masas de lavas se ponen en marcha tales conjuntos suprayacentes, produciendo desprendimientos.

En las faldas de sotavento tales desprendimientos son mucho más escasos; en lugar de ellos se producen derrumbes de piedras producidos por la insolación. Hay que notar, no obstante, que en las partes superiores de sotavento pueden producirse desprendimientos debidos a aguas infiltrantes.

Pero las condiciones climáticas han cambiado en el curso de los tiempos. Durante el cuaternario hubo períodos de pluviosidad con cantidades de agua mucho más grandes que ahora; esta circunstancia hay que tenerla en cuenta.

3. *Efectos de terremotos.*

En una región volcánica, donde el volcanismo ha persistido después de los tiempos terciarios, los temblores de tierra deben haber sido bastante frecuentes, especialmente en períodos anteriores a la época actual. Tales temblores fueron frecuentes, acompañando a las erupciones volcánicas, es decir antes o durante ellas. Es fácil comprender que tales terremotos han podido poner en marcha trozos de las islas anteriormente ya preparadas a una cierta inestabilidad por aguas infiltrantes. No tenemos datos precisos sobre tales procesos, pero hay que suponer la existencia de esas perturbaciones, especialmente en las Islas occidentales, incluso Tenerife, como vamos a ver en los apartados que siguen.

4. *Efectos de la erosión y la abrasión marina.*

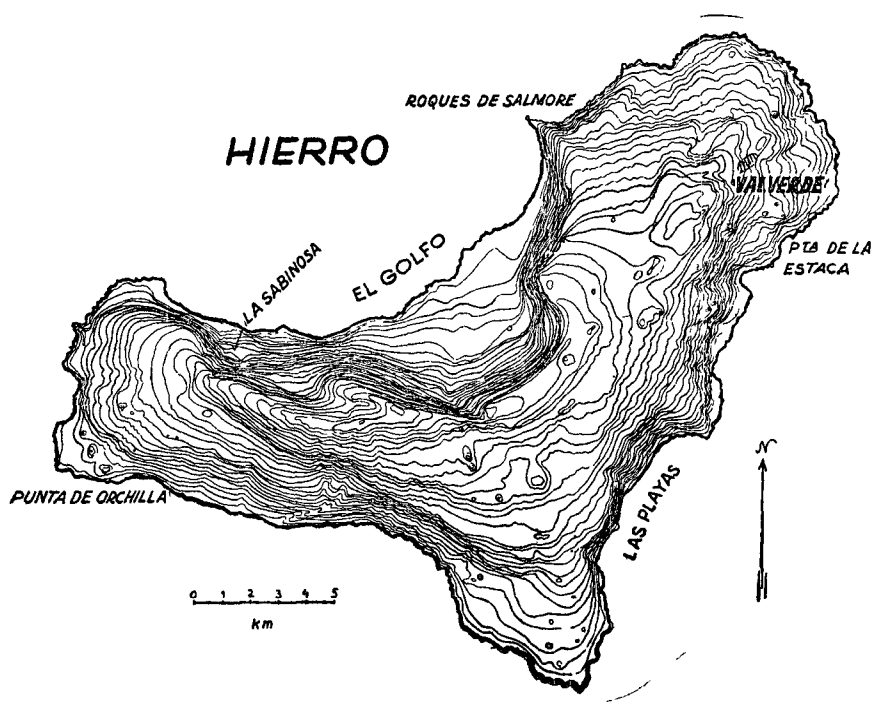
Es claro que las inestabilidades en la estructura isleña se aumentan con la progresión de la erosión, que está creando muchas escarpaduras en el relieve. De hecho la erosión lineal en un barranco va casi siempre acompañada por derrumbes en las laderas. Vamos a ver en los capítulos que siguen cómo se están formando sistemas de drenaje con la intensa cooperación de derrumbes. La abrasión marina, que trabaja principalmente en el barlovento y en parte también en las costas del oeste y este, está continuamente creando condiciones de inestabilidad de los acantilados costeros, con la consecuencia de derrumbes y a veces de grandes desprendimientos. Hay geólogos que opinan que las Islas, en el curso del tiempo, han sido grandemente reducidas en circunferencia, gracias a la abrasión marina (por las costas del barlovento). Esta clase de destrucción debe ser principalmente clasificada como desprendimientos.

II.—LOS DESPRENDIMIENTOS EN LAS ISLAS.

Ahora vamos a examinar las Islas teniendo en cuenta la frecuencia de los desprendimientos y derrumbes ocurridos desde tiempos relativamente remotos hasta nuestros días. Este estudio todavía está en sus inicios y necesita de más observaciones, especialmente geofísicas, para llegar a resultados satisfactorios.

Hierro.

Esta pequeña isla, con una superficie solamente de 278 kilómetros cuadrados, ofrece contornos irregulares. Hacia el noroeste se abre un golfo grande, de un diámetro de 10 km. Por las otras laderas la isla forma acantilados abruptos. Encima se levanta una planicie de cerca de 1.000 m. de altura, con una multitud de vol-



canes, de los cuales "El Tenerife" alcanza una elevación de 1.501 metros. Ya el primer vistazo al mapa de la isla revela que presenta un rudimento de lo que antes era: es decir, un escudo volcánico de una extensión mucho más grande. En tiempos posteriores este escudo ha sido grandemente cortado en varias partes.

La isla se compone, según lo que se puede ver, de capas lávicas y tobas de basaltos y traquibasaltos, hasta una altura de más o menos 1.000 m. Pero hay una parte más grande todavía escondida

bajo la superficie del mar, de composición desconocida. Encima de la superficie del escudo destrozado hay, como se ha dicho, muchos volcanes adventicios desde la edad postglacial hasta la reciente, y de ellos han salido coladas de lavas en varias direcciones.

“El Golfo” es una bahía semicircular, que ha sido interpretada como el resto de una caldera volcánica central. Más probable es, sin embargo, que sea el resultado de grandes desprendimientos. Lamentablemente no es posible estudiar la morfología de aquella bahía porque ha sido tapada posteriormente por lavas basálticas. Estas han salido de algunos de los volcanes adventicios que se ven en la parte alta del golfo, pero también en zonas bajas cerca del mar. Únicamente en un sitio, al norte de La Frontera, se puede ver un trozo del terreno no afectado por las lavas recientes, y aquí se nota la presencia de escudos movidos del subsuelo.

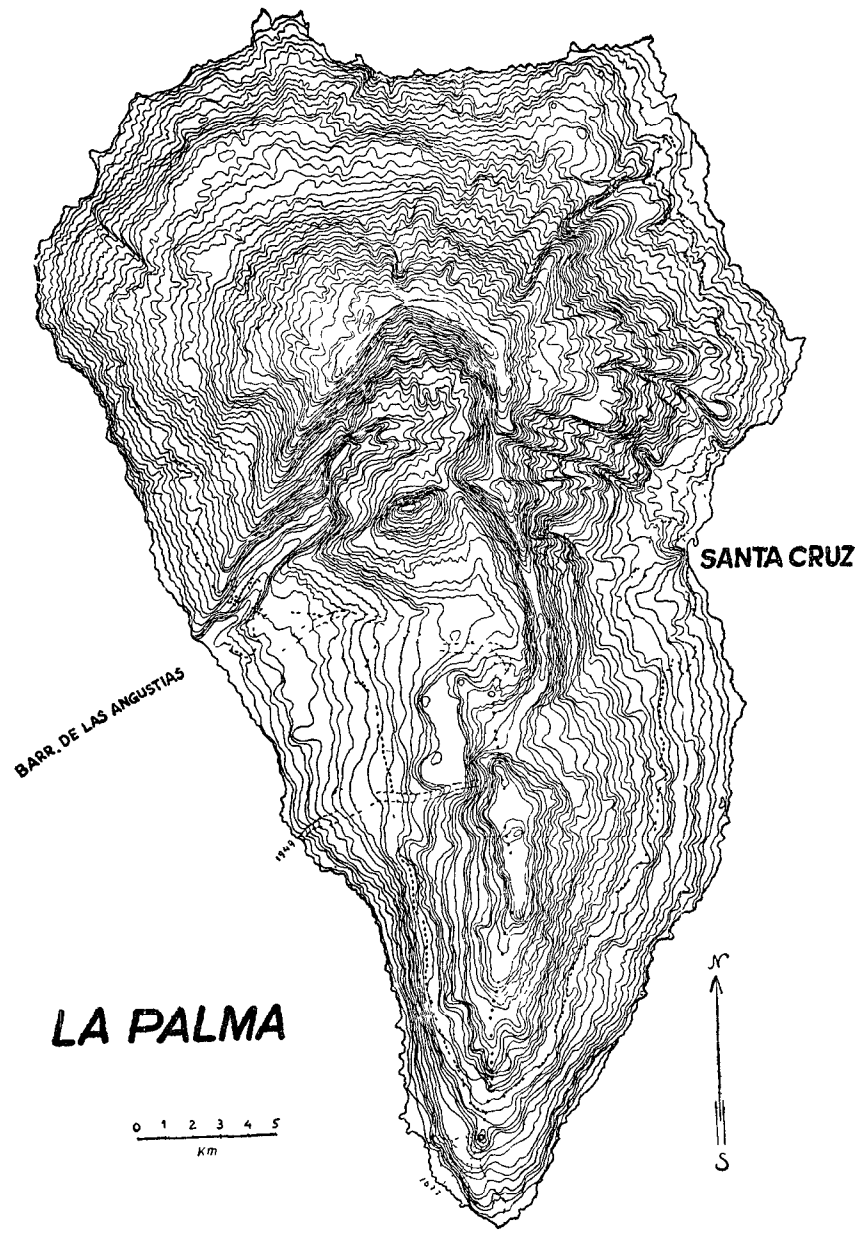
Mirando al mapa batimétrico se puede ver que varias masas han sido movidas al mar en este sector. Faltan, sin embargo, datos más exactos para determinar la escala de los desplazamientos.

Examinando las demás costas de la isla en cuestión, uno queda convencido de que ciertas fuerzas de derrumbe deben haber participado en la formación de los acantilados, trabajando simultáneamente con la abrasión marina. La costa del este, corriendo estrictamente del norte al sur, indica, sin embargo, la presencia de una zona de fallas que por este lado ha cortado la isla. En la costa norte se pueden ver, cerca de Tamaduste, signos evidentes de subsidencias en el escudo antiguo, recientemente tapadas por coladas de lavas basálticas (del volcán Tesoro). No es posible determinar el tiempo en que han ocurrido estos desplazamientos.

Unos kilómetros al oeste del Hierro el fondo del mar baja a más de 4.000 m., hasta la cuenca de Canarias, que se extiende hasta la cadena Medio-Atlántica. La cercanía de una tal cuenca puede ser la última causa de la inestabilidad de la isla por este lado.

La Palma.

La isla de La Palma dista del Hierro 75 km. al norte y representa el rincón más al noroeste del Archipiélago. Tiene una superficie de 728 km. cuadrados, y se levanta a alturas de hasta 2.450



metros. La isla tiene contornos irregulares y se compone de un domo grande y de una espina que se extiende al sur con topes acercándose a 2.000 m. La Palma goza de fama mundial por la existencia de la gran Caldera de Taburiente en el centro del domo en el norte.

Este domo está muy erosionado, con barrancos que se extienden en varias direcciones desde un centro hidrográfico que existía antes de la formación de la Caldera. El barranco más grande es la salida de la Caldera al suroeste y se llama Barranco de las Angustias. La espina que se extiende al sur está poco erosionada, con excepción de una falda en la parte norte hacia el sector de Santa Cruz.

La Palma es geológicamente de una composición bastante complicada. Hay un basamento que aflora en el fondo de la Caldera y que se compone de lavas antiguas de almojadillas descompuestas, diques en gran cantidad y además rocas plutónicas. Sobre este núcleo descansa una cobertura que se compone de aglomerados, lavas y tobas y muchos diques. La mayoría de las lavas son traquibasaltos, y los más jóvenes son alk. basaltos. Además hay cierto número de pitones de rocas fonolíticas, repartidas por la espina del sur. Son restos de volcanes fonolíticos de una cierta fase de vulcanismo insular. Hay además una multitud de volcanes adventicios de la edad cuaternaria hasta la reciente, repartidos por la isla en tal modo que los volcanes más recientes están ligados a la espina austral.

Examinando la morfología de la isla uno queda sorprendido por los muchos problemas a resolver. La cuestión más llamativa es la formación de la Caldera de Taburiente. Se encuentran en la bibliografía muchas opiniones a este respecto, pero dejémoslas en lo que valgan, y concentrémonos en una idea nueva que quiero exponer.

Miremos el mapa topográfico de la isla. Se nota el domo del norte como una cápsula distinta, sin duda un volcán estratiforme de cierta antigüedad. Está erosionada por una multitud de barrancos que bajan en varias direcciones, pero entre ellos destaca el Barranco de las Angustias como un caso excepcional. Contrariamente a los demás barrancos, el Barranco de las Angustias es muy asimétrico. Tiene a la derecha una escarpadura alta, El

Time; a la izquierda, una falda mucho más baja. La primera ladera se compone de lavas y tobas basálticas; la segunda es un perfil a través de un largo cono de eyección de gravas y bloques, de edad mucho más reciente. La superficie de este cono se levanta paulatinamente hacia la Caldera, la que forma la cabecera del Barranco de las Angustias.

No cabe duda de que las gravas y los bloques del conglomerado expuesto en el lado izquierdo del barranco representan el material traído de la Caldera.

¿Y cuál era el modo de transporte de tales masas de gravas y bloques?, puede preguntarse. Para ser sedimentos fluviales, estas gravas son demasiado gruesas, mal estratificadas. Todo indica que han sido transportadas por medio de desprendimientos y que la gran fisura de El Time ha sido la vía controlante en tales ocasiones. De este modo se abrió el gran hueco en medio del domo: el volcán grande estratiforme.

Posteriormente, el río de las Angustias abrió un barranco en las gravas ya consolidadas hasta un conglomerado, y se depositaron terrazas compuestas del material del mismo conglomerado. Estas terrazas siguen unas tras otras por niveles más bajos, según el retiro del nivel del océano. Una gran parte de la Caldera, es decir la parte más baja, ha sido excavada por erosión fluvial por medio de varios barranquillos dentro de la Caldera: la cabecera del actual Barranco de las Angustias.

Sin duda, la aparición de una tal falla como El Time, cortando el domo en el sector oeste, ha producido terremotos de gran violencia, extendiéndose al interior de este domo. La estructura del domo no es de gran estabilidad; incluye varios elementos litológicos de poca resistencia. La descomposición y la erosión han tenido ocasión de trabajar rápidamente, excavando con el tiempo el gran hueco, cabecera de las aguas de drenaje en este sector.

Otros signos de desplazamientos hay en varios sectores de la isla, como por ejemplo en la región de Santa Cruz de La Palma, donde masas de tierras se han movido hacia el mar en un tiempo anterior a emisiones de lavas basálticas en la misma región. Necesitaría investigaciones más detalladas para poder demostrar la presencia de derrumbes aquí, como en otros lugares.

Gomera.

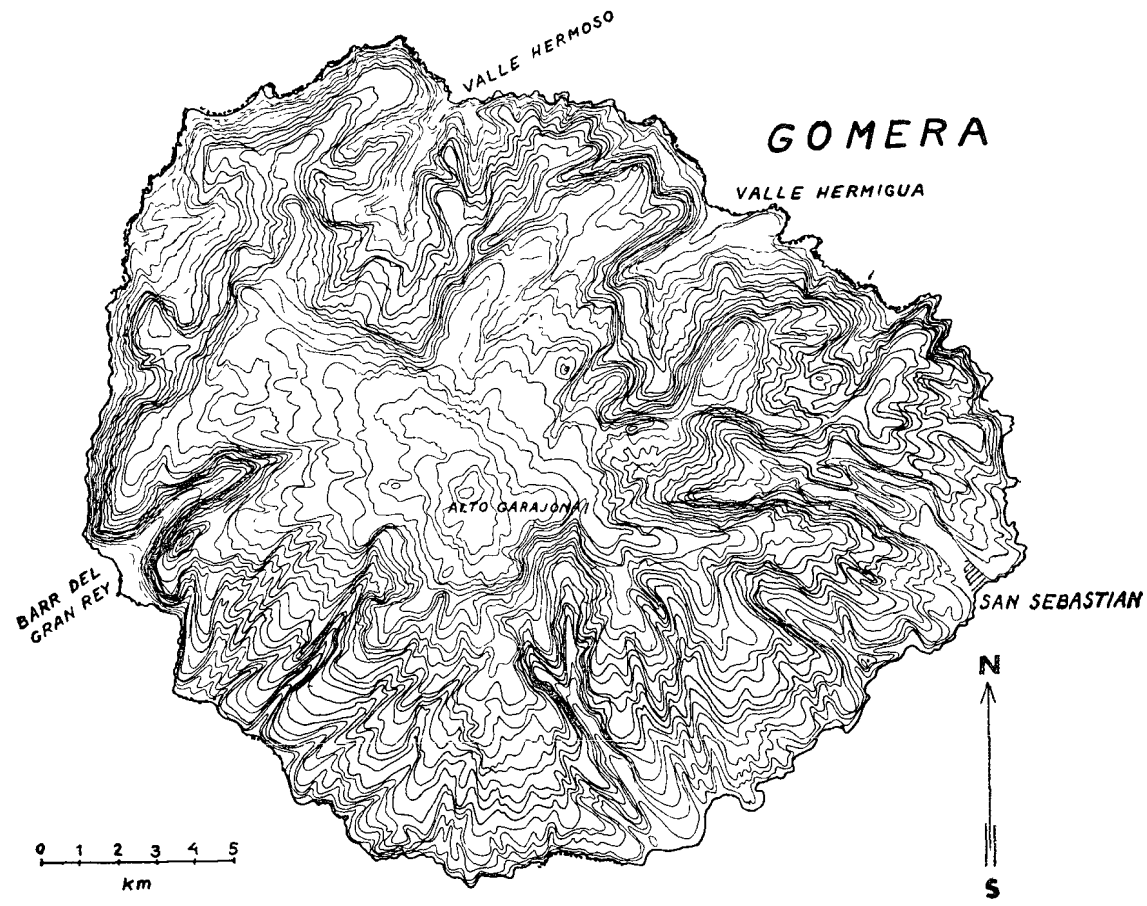
El miembro más interior del grupo de las islas menores occidentales es la Gomera, de una superficie de 378 kilómetros cuadrados. Tiene una forma algo redonda, y el centro se eleva a 1.487 metros. Dista de la isla del Hierro 60 km., y de Tenerife solamente 26 km. La Gomera tiene alguna semejanza con Gran Canaria: es una réplica en miniatura de esta isla grande. La Gomera forma un altiplano central, que baja en todas direcciones. Las costas son abruptas; en el norte y en el oeste tiene grandes alturas, hasta 700-800 m., mientras que en el sur son relativamente bajas. La isla está cortada por una multitud de barrancos, formándose una red radial con un centro hidrográfico.

La composición geológica de la Gomera es bastante complicada, con un basamento que aflora en el norte, y una cobertura cubriendo anteriormente casi toda la isla. El basamento se compone principalmente de rocas plutónicas básicas y de diques en abundancia. La cobertura está formada por capas volcánicas basálticas de composición algo variable, y además de rocas sálicas, ligadas con un número de pitones (necks).

Como en el caso del Hierro, la Gomera debe ser el resto de una isla mucho más grande, un escudo volcánico de circunferencia algo redonda, pero con una superficie de al menos el doble de la actual isla. Este escudo ha sufrido rupturas y hundimientos parciales por varios lados, ya en tiempos pre-cuarternarios.

El aspecto de la isla es de una cierta vejez, porque faltan casi completamente signos de vulcanismo moderno, y los agentes exógenos han tenido tiempo de atacar la isla, principalmente por descomposición mecánica y química y por la erosión lineal.

Sobre las causas de la reducción de la isla hasta el tamaño actual no hay datos seguros. Es de suponer que la costa norte ha sido creada por hundimientos en gran escala. En otro caso es difícil de comprender el aspecto de la costa actual: aquí aflora un basamento hasta alturas de 800 m., tapada por una serie de lavas y tobas basálticas de gran espesor y en posición horizontal. Son capas que indican una continuación anterior hacia el norte. También la costa del oeste ofrece aspecto algo similar, aunque aquí deben haber ocurrido deslizamientos en gran escala.



Tales desplazamientos tectónicos deben haber ocurrido ya en tiempos terciarios, y después la acción marina ha trabajado incesantemente, siempre al parecer en cooperación con derrumbes en los acantilados.

La erosión lineal ha creado, como se ha dicho, una red de barrancos cortando la isla en estilo radial, con ciertas excepciones. Esta erosión pertenece a un ciclo cuaternario, el que ha alcanzado un estado de semimadurez; restan todavía partes de la altiplanicie antigua del escudo volcánico.

Esta erosión cuaternaria ha creado en la parte norte algunos sistemas de drenaje profundos y con muchas ramificaciones: Valle de Hermigua, Valle de las Rosas y Valle Hermoso. En toda esta parte de la isla la cobertura ha sido destruída, excepto unos restos, y el basamento ha sido aflorado a la luz del día. En otros sectores de la isla hay también unos sistemas bastante hondos, pero éstos son probablemente de origen tectónico. Examinando la morfología de los valles del norte se puede ver cómo ciertos derrumbes han participado en las excavaciones, manifestándose con paredes verticales en las faldas más altas.

En el Valle de Hermigua vemos, en el lado derecho, un campo grande de deslizamientos, al pie de los acantilados verticales de la cobertura, alcanzando alturas de 700 m. Estos derrumbes se componen, al parecer, principalmente de aglomerados blandos. En Agulo (un poco más al oeste de la Playa de Hermigua) hay un semicírculo, rodeado por paredes de la cobertura. Este semicírculo debe ser un trozo que ha subsistido por la gravedad. El pueblo de Agulo está asentado encima de este trozo movido. En la región de drenaje de Valle Hermoso hay muchos ejemplos de deslizamientos locales, como en Marzagán, donde recientemente se produjo un derrumbe en la cobertura, destruyendo la nueva carretera en este sector.

Por la costa del oeste se pueden ver grandes superficies que bajan al mar desde la escarpadura de una planicie que se levanta entre Valle Hermoso y Valle Gran Rey. Parece evidente que en la falda oeste han ocurrido grandes movimientos de rocas y tierras; en otro caso es difícil de comprender la morfología en esta sección.

Por las demás costas hay signos de derrumbes de vez en cuando, según lo que se puede ver. La abrasión marina ha trabajado

junto con los derrumbes y se puede constatar la presencia en ciertas partes de testigos de abrasión levantándose como formas bizarras (embarcadero de San Sebastián).

En el interior de la isla hay muchos ejemplos de derrumbes en escala variable. Los pitones de fonolitas que se levantan en ciertas partes están rodeados por un cuchillo de taludes de rocas que han caído de arriba de los monolitos. Un tal ejemplo drástico se puede ver al pie del Roque de Agando, en la cabecera del Barranco de Santiago. Estos roques o pitones son testigos de erosión del ciclo anterior de denudación, cuando todavía existía el gran escudo volcánico en su extensión original.

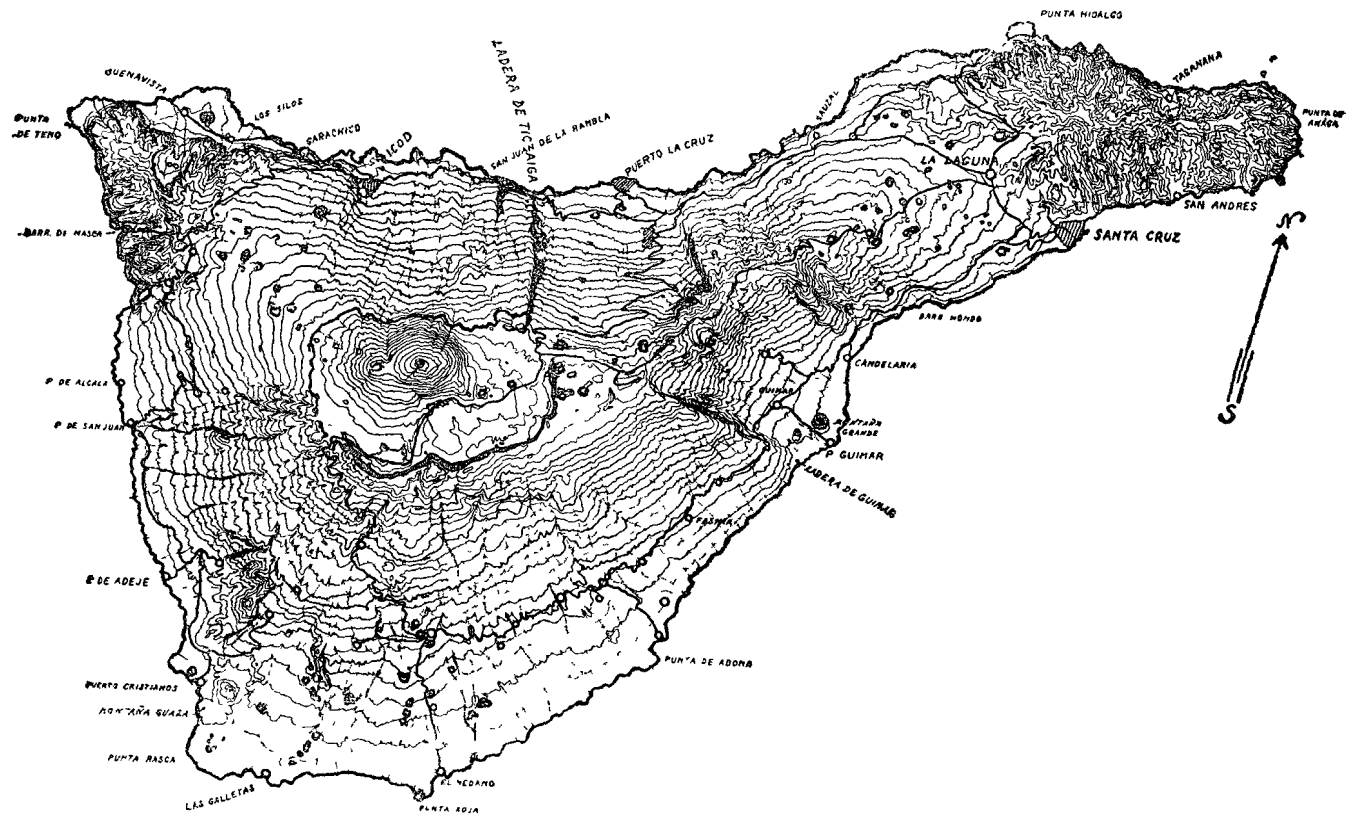
Resumiendo lo que se ha expuesto arriba, se puede decir que la isla de la Gomera presenta un caso de muchas alteraciones morfológicas por los agentes exógenos, entre los cuales los derrumbes han jugado un papel importante.

Tenerife.

Esta isla central del Archipiélago mide una superficie de 2.053 kilómetros cuadrados y tiene una forma muy irregular, con un eje longitudinal extendiéndose SW.-NE (véase el mapa fig. 4). Las elevaciones son grandes, culminando en el volcán central Pico de Teide, con 3.711 m. Se halla en el noreste la península de Anaga, que hacia suroeste continúa en una espina dorsal, Cumbre de Pedro Gil, con alturas de más de 2.000 m. Esta cadena termina en la región central de la isla conocida como Caldera de las Cañadas, una gran cuenca con su suelo a 2.000 m. sobre el mar. En esta cuenca se levanta el volcán doble Pico de Teide-Pico Viejo.

Hay en el sur grandes extensiones de laderas hacia el mar, Bandas del Sur, y al oeste se continúa con la región montañosa de Teno.

La estructura geológica de Tenerife es muy complicada. Un basamento como en La Palma y la Gomera no se ve aquí. La formación más antigua es la de Anaga, Pedro Gil y Teno, con unas sierras en las Bandas del Sur. Estas muestran lavas y tobas basálticas de composición variable. Las tobas juegan un papel importante en esta serie. Además hay una multitud de diques cruzando las demás rocas. Todavía hay que mencionar los roques o pitones



de fonolitas y traquifonolitas que se levantan en varias partes dentro de los terrenos basálticos antiguos. Ellos representan una fase volcánica posterior.

Sobre esta formación basáltica, con sus pitones, se levanta el gran edificio volcánico de tipo central, terminando en la cuenca de las Cañadas. La composición de este volcán central es complicada, con alternancia de lavas y tobas fonolíticas y basálticas. Dentro de las Cañadas tenemos los Picos, con sus lavas más o menos vítreas de traquifonolitas y sus tobas blancas, extendiéndose a todos los lados de las Cañadas y aún más al norte hasta el mar.

Simultáneas también, pero más jóvenes que las lavas de los Picos, son las lavas basálticas de volcanes adventicios diseminados por la isla.

Presenta la isla de Tenerife, como hemos visto en este corto resumen, una estructura geológica de varios elementos litológicos de densidad diferente y de consistencia también muy variable. Las masas basálticas antiguas quedan en niveles relativamente bajos, mientras que las lavas y las tobas sálicas se encuentran en las montañas altas. Los conos centrales de los Picos, con sus lavas vítreas de obsidiana y sus tobas, forman el culmen del edificio grande: representan los materiales más livianos.

Los agentes exógenos han atacado la superficie de la isla ya desde tiempos terciarios, y ahora el paisaje queda muy cortado por la erosión. El máximo de tal disección lo presentan las penínsulas de Anaga y Teno, con sus cañones con divisorias en forma de cuchillos. Las montañas de las Cañadas están algo menos cortadas por barrancos, mientras que las regiones del sur son comarcas más abiertas, aunque no faltan de valles y barrancos. La Cumbre de Pedro Gil tiene lavas modernas en sus faldas, llenando valles preexistentes. La región de los Picos no ha sido atacada por la erosión.

Tenerife presenta, con su orientación y con sus grandes alturas, un obstáculo formidable contra los alisios del norte que soplan casi todo el año. Se produce nubosidad diurna en las faldas del norte hasta alturas de más de 1.500 m., es decir en las faldas del harlovento. La parte sur es menos atacada por los alisios y goza un clima más seco con mucho sol: es el lado de sotavento. En tiem-

pos antiguos Tenerife tenía grandes bosques, especialmente por las faldas del barlovento, pero fueron destruidos en gran parte, aunque ahora la repoblación está en marcha.

La humedad de los alisios se concentra por las faldas y se producen aguas subterráneas que se infiltran en la estructura volcánica, quedando concentradas especialmente en las capas tobáceas y aglomerádicas. Tales capas se convierten en planos lubricantes. La presión de las masas que descansan sobre tales capas causan movimientos de todo tipo: por ello se producen a veces desplazamientos en gran escala.

La morfología de la isla es principalmente el resultado del trabajo de fuerzas exógenas: descomposición mecánica y química y erosión por agua superficial desde los tiempos del terciario y cuaternario, alternando con procedimientos volcánicos y tectónicos. Todas las coladas de lavas emitidas por los nuevos centros de erupciones y otras lavas modernas repartidas por la isla, procedentes de los volcanes adventicios basálticos, están intactas.

Si empezamos por las partes más viejas de la isla, tenemos los terrenos basálticos de Anaga y Teno. El relieve en estas partes es extremadamente quebrado, con valles y barrancos hondos y muchas escarpaduras. La erosión ha llegado a un estado de cierta madurez media, con divisorias reducidas a cuchillos. Hay en estas regiones muchos derrumbes siguiendo la erosión linear. Típicas son las cabeceras semicirculares de los valles, como en Anaga. En la misma región tenemos también un caso de grandes desprendimientos en el Valle de Guerra, por el lado de barlovento de la península en cuestión. En Teno la erosión ha trabajado más en forma lineal, creando cañones hondos. En las Bandas del Sur aparecen varios cerros, testigos de erosión antigua, separados por valles abiertos que deben interpretarse como antiguas avenidas de desprendimientos (por ejemplo, Valle de San Lorenzo). Estas regiones han sido posteriormente invadidas por vulcanismo moderno con sus coladas de lavas.

En la Cumbre de Pedro Gil resulta difícil el estudiar la morfología antigua, a causa de las lavas más modernas que cubren una gran parte de esta cadena montañosa. Más adelante vamos a volver a Pedro Gil en conexión con una discusión sobre el Valle de La Orotava y el Valle de Güímar.

El gran volcán central de las Cañadas representa ahora más bien los restos de un volcán estratiforme, pues gran parte de sus lados ha sido destruída. Lo que se ve de los lados exteriores es un paisaje de líneas grandes, con valles repartidos menos estrechamente. La parte culminante del volcán está ahora ocupada por la Caldera de las Cañadas; algo ha pasado que destruyó completamente el antiguo lugar con su cráter. Esta gran caldera ha sido interpretada de varios modos: como un hueco de erosión y como una caldera volcánica de explosiones estilo Krakatoa, etc. Lo que hace difícil la interpretación es la presencia de los picos volcánicos dentro de la gran cuenca y de sus lavas extendiéndose en todas direcciones.

Recientemente, investigaciones geofísicas hechas por S. I. MacFarlane y W. I. Ridley (1968) han demostrado que el área dentro de la Caldera de las Cañadas deja valores gravimétricos positivos y no negativos, los últimos típicos de las calderas de explosión. Por ello sentaron la conclusión de que la gran caldera debería ser el resultado, no de explosiones volcánicas, sino de desprendimientos de grandes masas del volcán estratiforme. En tal caso, las paredes de las Cañadas representan la cabecera de movimientos de montañas, naturalmente algo deformadas en tiempos posteriores por la denudación.

Otras masas removidas se han ido abajo, hacia el noroeste, por una avenida ancha, terminando en la orilla del mar, donde ahora se encuentra Icod de los Vinos. O más exactamente, que hubo, al parecer, dos vías de desprendimientos: una más al oeste y otra más oriental, separadas en su principio por la cadena de los Peñones de García.

Las masas movidas se fueron al mar y se depositaron en la zona costera submarina.

Estas grandes catástrofes ocurrieron en tiempo anterior a la edificación de los Picos, es decir en el Cuaternario. Las lavas de los Picos, especialmente las del Pico Viejo, cubrieron casi completamente la avenida de los desprendimientos, y se ve ahora muy poco del suelo de la avenida en cuestión. Únicamente en las galerías de aguas que se han abierto en el sector de que se trata hay posibilidades de estudiar el suelo subyacente. A causa de estos

grandes desprendimientos fueron cortados los valles del volcán estratiforme de las Cañadas.

El Valle de La Orotava debe ser otro ejemplo de desprendimientos, según J. M. Fúster y colaboradores (1968). También han ocurrido movimientos en El Portillo, un sitio en el borde noreste de las Cañadas hacia el mar. Ha servido de lubricante un conglomerado en el subsuelo, y el límite oeste de la avenida ha sido la Ladera de Tigaiga, considerada como una falla, atravesando la estructura del antiguo volcán estratigráfico en esta parte norte. Por el lado derecho del Valle hay otra escarpadura, la Ladera de Santa Ursula, pero ésta ya queda fuera de la estructura del estrato-volcán. La avenida del Valle de La Orotava es de una anchura de al menos 10 km. Su cabecera es, en parte, muy bien visible: en los precipicios de Los Organos, encima de Aguamansa (en el rincón este). Al igual que la avenida de Icod de los Vinos, el suelo del Valle de La Orotava ha sido cubierto por lavas modernas que impiden una investigación más detallada. En el lado de La Orotava, las lavas son basaltos cuaternarios y recientes, que han salido de volcanes adventicios de la región de la cabecera y de unos conos en la parte de la costa.

Entre las dos avenidas queda el bloque de Tigaiga, un resto del estrato-volcán, no muy cortado por erosión posterior. Baja a la costa, donde termina con una escarpadura probablemente de origen tectónico.

En la otra vertiente de la Cumbre de Pedro Gil tenemos el Valle de Güímar, que muestra cierta semejanza con el Valle de La Orotava. Es un valle ancho, limitado por la ladera de Güímar en el suroeste y con una cabecera en forma de escarpaduras. Lavas modernas, y también estratos de lápilis de piedra pómez, han tapado el fondo del Valle, por lo que es difícil investigar con más detalle el suelo del mismo. Los lápilis son contemporáneos de la última fase del volcán estratiforme (o quizás del principio de las actividades de los Picos).

Además de estos ejemplos de desprendimientos en gran escala hay, naturalmente, varios casos de derrumbes locales, ocurridos en las regiones de erosión energética, en tiempo cuaternario. Lo mismo se puede decir de las costas en ciertas secciones, como en la de Teno y en la de Anaga.

Gran Canaria.

Esta isla dista de Fuerteventura 100 km. (Punta de Jandía), y de Tenerife 60 km. (Punta Anaga). Su área mide 1.532 kilómetros cuadrados, y la altura máxima alcanza 1.949 m. (Los Pechos).



Es una isla algo redonda, en forma de un escudo, con un promontorio en el noreste: La Isleta. Gran Canaria está mucho más erosionada que Tenerife: da la impresión de una ruina, de una isla volcánica de alturas mayores. Hay varios sistemas de drenaje que penetran al interior profundamente. Las costas son, en general, relativamente bajas, con excepción de la oeste y suroeste, donde hay acantilados.

La geología de Gran Canaria es bastante complicada, con varias formaciones visibles sobre el nivel del mar, empezando con capas volcánicas del mioceno. Se trata de un escudo volcánico basáltico, que más arriba pasa a una serie de capas volcánicas de composición sálica hasta riolitas. Separada por una discordancia, sigue una formación de aglomerados o brechas, y encima de éstos hay una formación de basaltos de edad cuaternaria hasta la reciente. En el centro de la isla hay una caldera de erosión: Caldera de Tejeda, excavada en el escudo mioceno (H. U. Schmincke, 1968), con muchos diques. Las volcanitas más antiguas ocupan las partes del sur, mientras que los basaltos posteriores se extienden sobre las partes del norte de la isla. En el oeste, los acantilados pertenecen a las formaciones más antiguas. En general se puede decir que las capas de la isla son de poca resistencia contra los agentes exógenos, parcialmente por descomposición de las rocas, parcialmente por la abundancia de depósitos piroclásticos. La erosión ha tenido ocasión de trabajar profundamente, no solamente en tiempos posteriores a la terminación de las mayores erupciones, sino también en períodos anteriores, como se puede ver por la presencia de discordancias.

Vamos ahora a examinar un poco las condiciones de estabilidad de la isla, tal como se presenta en sus varios pisos volcánicos, especialmente en las partes más elevadas, es decir en el oeste y en el centro de la isla.

Estudiando la morfología de Gran Canaria, en busca de los fenómenos que forman el objeto del presente artículo, nos interesan en primer lugar las dos "calderas" —la de Tejeda y la de Tirajana—, dos grandes hojos que penetran el cuerpo insular desde el oeste y desde el sureste, respectivamente. Se han llamado "calderas" en la bibliografía, al parecer sin justificación, al referirse a las formas actuales. En primer lugar, no son más que sistemas de barrancos, formando una cabecera ancha y una salida estrecha al mar (véase el mapa).

Observemos primeramente la Caldera de Tejeda. Según investigaciones recientes hechas por H. U. Schmincke (1968), este hoyo tiene una larga historia. Los procesos empezaron con la formación de una gran caldera volcánica, con sistemas de diques, y grandes emisiones de lavas y materiales piroclásticos se extendie-

ron por todos lados. Hoy día esta caldera está mal conservada, pero admite su reconstrucción en parte.

El tiempo del vulcanismo central fue seguido por un período de erosión y nuevas actividades del vulcanismo, fenómenos que no vamos a considerar más aquí. Fijémonos en los fenómenos más recientes, que se refieren a los procesos exógenos.

Estamos ante un teatro de fuerzas destructivas de gran vigor. Lo extraordinario es que aquellas fuerzas se hayan parado, o, mejor, disminuído casi completamente en nuestros días por falta de agua corriente y reducción de lluvias en las montañas. Lo que vemos ahora son los resultados de acciones en tiempo cuaternario pluvial.

Por todas partes han ocurrido derrumbes, y éstos han creado las paredes que rodean al hoyo de la caldera. La verdadera caldera volcánica original ha sido destruída en gran parte, y en lugar de ella tenemos ahora un sistema de drenaje con una estrecha salida en el oeste, a través de la circunvalación antigua. La erosión de esta salida es relativamente reciente y ha causado inestabilidad en las montañas circundantes.

La erosión en la Caldera de Tejeda fue muy ayudada por la profunda descomposición de las rocas del fondo, y estos trabajos en niveles relativamente bajos han causado derrumbes en las capas volcánicas de la cobertura, principalmente en los potentes bancos de aglomerados de Roque Nublo. Enormes bloques de tales rocas han caído abajo de vez en cuando, llenando los fondos de los barranquillos del sistema.

La Caldera de Tejeda presenta, pues, un caso de doble génesis: caldera volcánica seguida por caldera de erosión y desplazamientos mecánicos en cooperación con la erosión linear.

La Caldera de Tirajana es un caso algo diferente. Aquí no se ha mostrado una caldera volcánica desde el principio. Todo el hoyo aquí parece ser el resultado de erosión y deslizamientos en gran escala (S. Benítez Padilla, 1945; F. Macau Vilar, 1956). Toda la región superior del sistema de drenaje muestra signos de movimientos de tierra. Estos movimientos han continuado hasta nuestros días, como se puede ver en los alrededores de Santa Lucía y en otros puntos. La erosión ha trabajado simultáneamente en las

laderas y en el fondo del sistema. La salida al mar está representada por un barranco hondo —Barranco de Tirajana—, que tiene su boca a cierta distancia de la costa. Los desprendimientos han sido posibles aquí gracias a las capas potentes de tobas que aparecen en las laderas circundantes, como en el subsuelo del hueco.

Igual que en la Caldera de Tejeda, la erosión en las faldas ha causado detracción de bloques inmensos de aglomerados, que en gran parte forman el borde mismo de las laderas que rodean la cabecera del drenaje (en el norte y noreste).

El Valle de Fataga, que está topográficamente ligado a la Caldera de Tirajana en el oeste (separado solamente por una divisoria baja), ofrece buenos ejemplos de derrumbes, como los que aparecen algunos kilómetros aguas abajo de la villa de Fataga. Aquí las piedras caídas, en forma de una colada de bloques, han cerrado el fondo del barranco. El resultado ha sido la formación de un lago temporal, llenándose con arena fluvial. La erosión posterior ha cortado la barrera y restituido el curso normal del fondo del barranco.

El gran circo de montañas en Tenteniguada, en las faldas orientales de la isla, es otro ejemplo de desprendimientos muy parecidos a aquellos de la Caldera de Tirajana. No entramos aquí en detalles.

Se podrían mencionar otros muchos casos de derrumbes en los barrancos, especialmente refiriéndonos a las cabeceras de los sistemas de drenaje, pero los detalles se repiten por las faldas de la isla.

Resta por decir unas palabras acerca de los acantilados en la costa oeste de la isla. Aparecen aquí paredes de hasta 1.000 m. de altura, saliendo directamente de la orilla del mar: tales las que se ven entre Agaete y San Nicolás de Tolentino. No cabe duda de que originalmente la línea de esta costa ha sido determinada por fallas de hundimiento con orientación norte al sur, pero en los tiempos siguientes la abrasión marina ha trabajado con vigor, creando las paredes actuales en la serie basáltica. Este ataque marino ha sido sustituido intermitentemente por derrumbes en gran escala, facilitados por las frecuentes capas blandas de tobas que aparecen en la serie de lavas.

Fuerteventura.

Ahora nos trasladamos a la isla vecina en el noreste de Gran Canaria. Fuerteventura es una isla de larga dimensión, con rumbo noreste, y mide una superficie de 2.019 kilómetros cuadrados. El relieve se levanta a alturas relativamente moderadas, máx. c. 800 metros (Península de Jandía), pero generalmente los lomos quedan por bajo de los 500 m. Las costas son bajas en gran parte, con excepción del barlovento de Jandía.

Las montañas de la isla tienen el aspecto de medio relieve, con cimas y divisorias suaves y faldas también suaves. Las condiciones para la acción de derrumbes parecen poco favorables en casos como cuando se trata de movimientos de masas grandes, con la excepción de una ladera: el barlovento de Jandía.

Fuerteventura se diferencia bastante de las islas más occidentales por presentar una estructura mucho menos acumulativa. La erosión ha destruido, en períodos pasados, gran parte de la superestructura, y lo que queda son grupos de cerros y lomos, separados unos de otros por valles abiertos. Un valle ancho longitudinal separa dos partes montañosas una de la otra. Únicamente la península de Jandía ofrece aspectos diferentes, especialmente en su lado de barlovento, y forma una parte morfológica totalmente distinta de lo restante. Es una isla seca, con insolación fuerte y sin ningunas lluvias, por lo que está falta de aguas subterráneas. Aparece evidente que la isla es un trozo de tierra anteriormente trabajada por la descomposición y erosión enérgica. Los arrastres detraídos se han ido al mar circundante, excepto lo que se ha depositado en los fondos de los valles.

Geológicamente la isla se compone de dos partes diferentes: una zona montañosa, al lado de barlovento, de rocas antiguas como basamento, y otra zona de lomas al lado de sotavento, compuestas de una formación basáltica posterior, con sus tobas. Las dos zonas están separadas por el valle longitudinal. Además hay grupos de volcanes más modernos, como escudos de lavas y conos de escorias con sus coladas. La edad de éstos parece pertenecer al Cuaternario.

Desprendimientos en gran escala no han tenido lugar en esta isla bajo las condiciones actuales. En el Terciario quizás se pro-

dujeron tales movimientos de vez en cuando, es decir antes de la transformación del relieve como se halla hoy día. En las condiciones actuales no hay más que derrumbes locales, resultado de la insolación, que es bastante fuerte. El relieve antiguo ha sido cubierto por arrastres casi en todas las faldas. Sitios donde se producen derrumbes locales son las escarpaduras de los cerros, en la parte este de la isla, laderas que limitan el valle longitudinal. Además tenemos las escarpaduras de Jandía, lado de barlovento, donde las tierras se mueven hacia abajo. Resumiendo todo lo arriba mencionado:

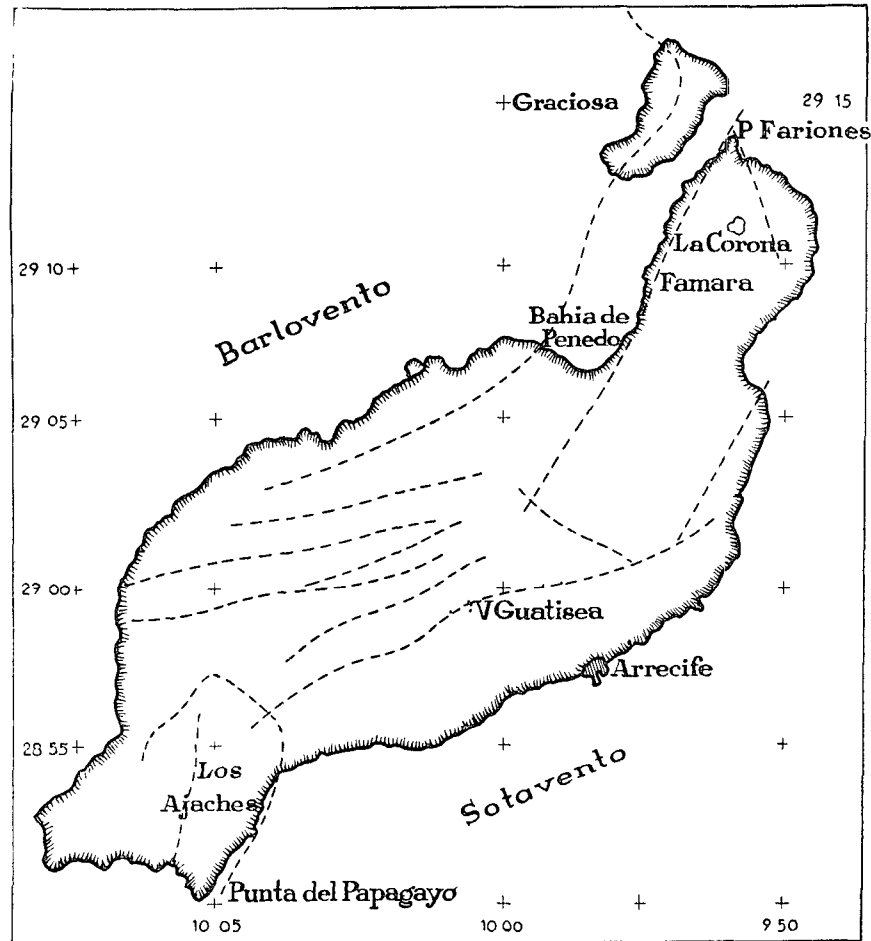
Fuerteventura ofrece ahora un aspecto desértico, y a un régimen de sequía han seguido condiciones completamente diferentes (incluyendo lluvias abundantes). Ahora presenta condiciones áridas y tiene falta de aguas superficiales y de aguas subterráneas. En lugar de eso, las evaporitas han ganado terreno por todas partes. Los desprendimientos pertenecían a un período ya pasado, quizás al Plioceno.

Lanzarote.

La isla de Lanzarote, 5 kilómetros distante de Fuerteventura (al nornoreste), es relativamente pequeña, de 795 kilómetros cuadrados. El relieve es de alturas moderadas, hasta unos cientos de metros, con excepción de la parte más al norte, donde hay un resto de un tablado basáltico de alturas hasta 600 metros. La isla ofrece el aspecto de una región basáltica de relativa antigüedad (descansando sobre un basamento invisible) en posiciones casi horizontales. La parte media de la isla presenta un *graben* de hundimientos, y aquí han brotado las lavas modernas, formándose un gran número de conos. Las lavas han sido emitidas hasta largas distancias, formándose un frente de lavas de 5 kilómetros de ancho por el lado de barlovento.

Formas abruptas de relieve son raras en la isla; acantilados notables se ven al lado del estrecho de El Río, en el norte. Como en el caso de Fuerteventura, esta isla goza de un clima seco y está falta de aguas subterráneas. Por eso no hay deslizamientos de tierras en ninguna parte. Lo único que se ven son derrumbes de pie-

dras por las faldas, resultado de la insolación, que es bastante intensa. Los acantilados en el norte son resultado de fallas y de



la acción marina; tales fallas las hay también en el sur, al pie occidental de las montañas de Ajaches.

* * *

Resumiendo las características de las islas orientales se puede decir que las Purpurarias no ofrecen condiciones favorables para el desarrollo de movimientos de tierras bajo la influencia de la

gravitación, debido a la falta de aguas subterráneas, como también por el relieve moderado, resultado de largos períodos de erosión.

CONCLUSIONES GENERALES.

Las Islas Canarias ofrecen un interesante campo de estudios morfológicos, no solamente en todo lo que está en conexión con el vulcanismo, sino también en lo que se refiere a las fuerzas exógenas con los diferentes resultados conseguidos en el curso del Terciario, Cuaternario y el tiempo reciente. Arriba hemos registrado fenómenos que se refieren a desprendimientos, derrumbes y deslizamientos en las islas, y estudiado las causas más importantes que han puesto masas de montañas en movimiento bajo la influencia de la gravitación.

Hemos visto que las causas principales de movimientos de tierra en las islas han sido varias, y entre ellas, en primer lugar, la debilidad de la estructura volcánica con sus grandes y abruptas elevaciones sobre el mar. Pero circunstancias muy importantes en la creación de la inestabilidad están relacionadas con el clima: sin la humedad de los alisios, que afecta a las islas y especialmente a las faldas de barlovento, no habría agua subterránea, infiltrada a través de toda la estructura insular, saturando las capas piroclásticas hasta que estas capas se transforman en planos lubricantes de deslizamientos.

La fila de las islas que se extiende en dirección este-oeste a través de la zona costera del Atlántico recibe la humedad de los alisios, pero no en la misma cantidad: las islas occidentales absorben más que las orientales. Por eso, y por las mayores elevaciones de las occidentales, las condiciones de deslizamientos son en las últimas islas más favorables, o mejor dicho, han sido así en tiempos ya pasados.

Los deslizamientos de montañas en las islas volcánicas han sido provocados en gran parte —así se puede suponer— por terremotos violentos durante tiempos de actividad volcánica: antes de, durante o posteriormente a las erupciones. Teniendo en cuenta que

la actividad volcánica en las Islas Canarias está en vías de terminar o limitarse progresivamente, es claro que los terremotos han debido jugar un papel más decisivo en tiempos pasados.

* * *

Resumiendo los fenómenos descritos brevemente, podemos decir que las Islas Canarias ofrecen un campo de estudios morfológicos interesante en el sentido de movimientos bajo la influencia de la gravitación, pero tales modificaciones de relieve en el curso de la denudación han sido intermitentes, ocasionales y momentáneas y se han producido esas actividades principalmente en tiempos pasados, contribuyendo a ello las lluvias y terremotos más que en el tiempo actual. El período principal de los desprendimientos parece que ha sido el Cuaternario, y especialmente el de la pluviosidad. Eso no quiere decir que no se produjeran tales movimientos también en tiempos Terciarios, empezando con el Mioceno.

REFERENCIAS

- BENÍTEZ PADILLA, Simón (1945). *Síntesis geológica del Archipiélago Canario* "Estudios Geológicos", núm 5 Instituto de Estudios Geológicos "Lucas Mallada" Madrid
- BRAVO, Telesforo (1954) *Geografía general de Canarias* Tomo I Santa Cruz de Tenerife
- FÜSTER, J M, y colaboradores (1968). *Tenerife Symposium volcanologique*. Instituto "Lucas Mallada" Madrid.
- HAUSEN, Hans (1955). *Algunos aspectos geológicos y geomorfológicos de la más antigua de las Islas Canarias* "El Museo Canario", enero-diciembre. Las Palmas de Gran Canaria.
- (1960). *Las "Calderas" Canarias* ANUARIO DE ESTUDIOS ATLÁNTICOS, número 6 Madrid-Las Palmas
- (1968). *Algunos aspectos geológicos de la isla de la Gomera* ANUARIO DE ESTUDIOS ATLÁNTICOS, núm. 14 Madrid-Las Palmas.
- (1969). *Some Contributions to the Geology of La Palma, Canary Islands* "Comm. Phys. Math. Societas Scient Fennica", vol 35. Helsinki.
- KLUG, Heinz (1968): *Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln* "Schriften des Geogr. Instituts der Universität Kiel". Band 24, Heft 3. Kiel

- MACAU VILAR, Federico (1956) · *La muerte de un joven enfermo Análisis de las causas de la destrucción de un puente en Rosana en la carretera de Las Palmas a San Bartolomé de Tirajana (Gran Canaria)*. "Revista de Obras Públicas". Madrid.
- MACFARLANE, D. I., and RIDLEY, W I (1968): *An interpretation of gravity data for Tenerife Canary Islands* "Earth and Planetary Science Letters", núm 4 Amsterdam
- SCHMINCKE, H. U. (1968) · *Cone sheet swarms, resurgence of Tejeda caldera and the early geologic history of Gran Canaria* "Bulletin Volcanologique". Tome XXXI. Napoli.