

ESTUDIO GEOLOGICO
DEL
PARQUE NACIONAL
DE LA
CALDERA DE TABURIENTE

José Manuel Navarro Latorre
Geólogo
1994

R.1163

I. INTRODUCCIÓN

Como las restantes islas del Archipiélago Canario, La Palma tiene un origen exclusivamente volcánico y ha crecido lentamente desde un fondo oceánico más o menos plano que se encuentra a una profundidad media de unos 4.000 metros (Figura 1).

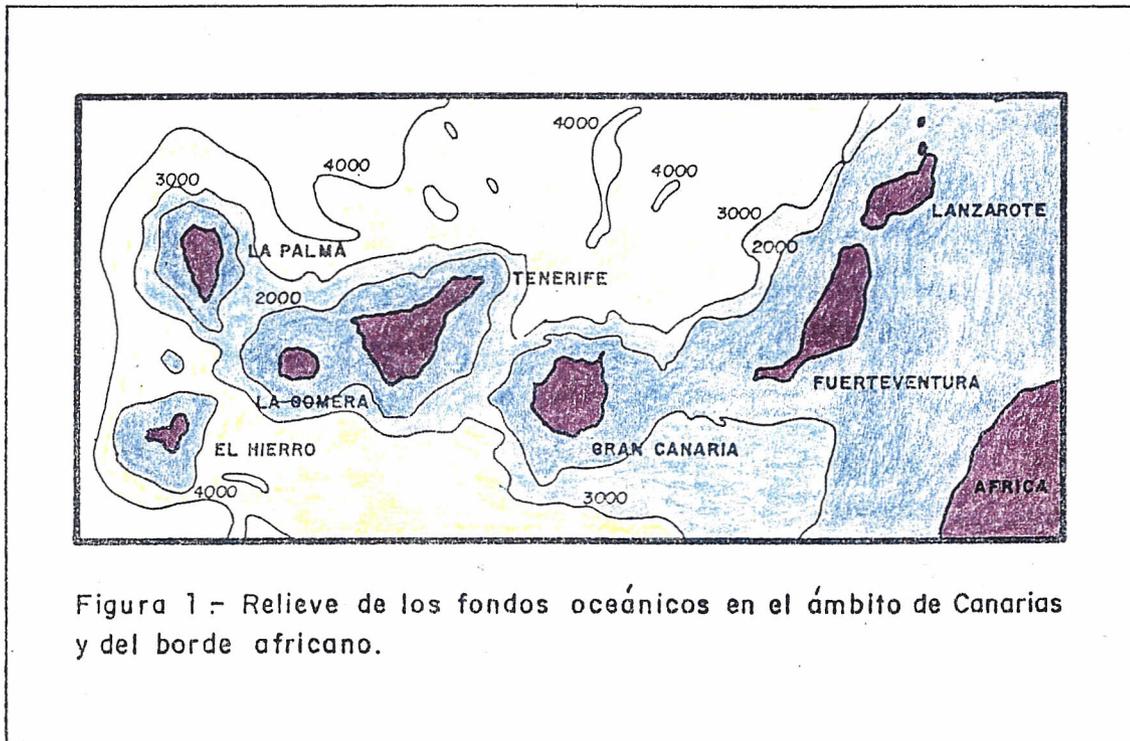


Figura 1.- Relieve de los fondos oceánicos en el ámbito de Canarias y del borde africano.

El momento preciso en que la base comenzó a ganar altura es desconocido, pues los materiales iniciales se encuentran a gran profundidad bajo el lecho oceánico y todavía no han sido alcanzados por sondeos que permitan obtener muestras a las que aplicar las técnicas habituales de datación. En cualquier caso, la edad máxima presumida es de 35 millones de años, bastante posterior a la antigüedad de la corteza oceánica en el ámbito del Archipiélago.

Menos incierto es el momento en que el promontorio submarino comenzó a emerger sobre el océano. Por razones geológicas que se desarrollarán más adelante, la aparición sobre las aguas debió producirse hace casi tres millones de años, y desde entonces la Isla ha tendido a crecer en altura y extensión por el aporte de material volcánico emitido en cada una de las innumerables erupciones acaecidas, la última de las cuales tuvo lugar en 1971.

Hay que señalar, sin embargo, que el proceso general de crecimiento no ha sido homogéneo, sino que ha experimentado frecuentes cambios de lugar del foco principal de la actividad magmática, lo que complica la estructura del subsuelo. Tampoco se ha verificado de manera constante y progresiva, pues al menos en una ocasión se produjo el colosal desmoronamiento de una gran parte de la Isla, originándose un espacio tan peculiar como el Valle de Aridane y creándose las condiciones para que comenzara a formarse la Caldera de Taburiente.

La isla actual presenta, pues, una suma de acontecimientos geológicos y volcanológicos de interés para el especialista, pero condiciones similares también se dan en otros lugares. Lo realmente insólito, lo excepcional de La Palma, es que la parte central, que en otras partes sería zona de cumbres, se ha convertido aquí en una colosal depresión abierta hacia el mar, la Caldera de Taburiente, que con sus casi 2.000 metros de profundidad disecciona el edificio insular hasta sus mismas raíces. Quedan, así, expuestos a la observación los distintos episodios de la historia geológica, llegando hasta periodos tan lejanos y oscuros como cuando La Palma no era ni siquiera isla, sino un promontorio submarino que no había emergido sobre las olas.

El universo mineral de la Caldera de Taburiente, aparentemente tan intrincado, no es, pues, inerte e inmóvil, sino el reflejo y la expresión de episodios sucedidos en el pasado, una "piedra de Rosetta" que permite descifrar, a quienes están interesados por el mundo físico que les rodea, una biografía geológica a menudo apasionante. Si a ello se unen paisajes de gran belleza, combinación armónica de flora y fauna, presencia inusual e incluso enigmática de manantiales de gran caudal, así como un excelente grado

de preservación del conjunto, no es de extrañar que la porción central de La Palma haya sido declarada Parque Nacional.



Figura 2.- Límites del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente en La Palma. La línea continua señala el contorno del Parque y la discontinua el área periférica de protección. Escala 1:200.000

II. COMO CONOCER LA BIOGRAFÍA INSULAR

La geología investiga el origen y evolución del planeta o de una parte concreta de él. Las pistas de que se vale en esta investigación -no muy diferente, por otra parte, a la de un caso de misterio- no son otras que los materiales que componen el terreno y la manera en que están organizados en el subsuelo. Descifrar e interpretar estos datos es la tarea del geólogo, que debe prestar atención a los aspectos realmente significativos, que con frecuencia no son los que más llaman la atención del visitante ocasional, tal vez deslumbrado por las formas caprichosas del paisaje o por la coloración sorprendente de ciertas rocas.

Durante su estancia en el terreno, el geólogo recorre el espacio en todas las direcciones posibles haciendo observaciones de variado tipo. Unas veces se concentra en aspectos de mucho detalle y pasa horas en unos cuantos metros cuadrados examinando pormenores aparentemente triviales; otras, por el contrario, necesita ver las cosas a distancia de kilómetros para examinar la geometría de grandes conjuntos de terreno. Hay que determinar cómo se ha formado cada roca o cada conjunto rocoso, cuál es anterior o posterior en el tiempo, qué configuración tiene la superficie que los separa, si están en su posición original o han sido trastocados, etc., etc. Y siempre con una hipótesis global de trabajo en la cabeza, hipótesis que se irá modificando a medida que nuevas observaciones, hechas por casualidad o yendo a buscarlas deliberadamente, la convierten en inadecuada.

Los resultados de una investigación regional deben estar reflejados en un **mapa geológico**, que no es una representación fotográfica de la realidad sino más bien una interpretación. Así, se prescinde de la cobertera vegetal, de los suelos y de otros materiales epidérmicos para presumir lo que hay debajo. Para ello se buscan puntos favorables en donde la roca queda al descubierto y en buenas condiciones de observación -los denominados **afloramientos** -y se realizan interpolaciones razonables entre ellos.

Lo representado en el mapa también depende de la escala: cuanto mayor sea la escala mayor será también el número de elementos representados, pero habitualmente es imposible incluirlos todos y se hace necesario simplificar. Así por ejemplo, en el mapa geológico del Parque a escala 1:25.000 no es físicamente factible representar todos los diques que existen en las paredes de la Caldera, y hay que limitarse a ofrecer un esquema que no desvirtúe ni la configuración general ni la densidad de la red, que son los aspectos de mayor significación interpretativa.

Tampoco resulta útil representar cada tipo exacto de roca, sino agrupaciones de ellas teniendo en cuenta criterios temporales, genéticos, etc. Tales agrupaciones se conocen como **unidades estratigráficas**, cada una de las cuales comprende los materiales acumulados en una zona concreta y dentro de un intervalo de tiempo definido. Las unidades estratigráficas representan etapas en la evolución geológica de una región y, por tanto, son elementos biográficos esenciales.

Un complemento imprescindible de un mapa geológico son los **cortes o secciones** verticales, en donde se sintetiza la sucesión temporal de las diversas unidades estratigráficas y su extensión lateral en las zonas ocultas. Esta configuración espacial de los diversos elementos que conforman el subsuelo se conoce como **estructura** de la Isla. En La Palma pueden elaborarse secciones geológicas de gran precisión gracias al gran número de galerías horizontales que han sido perforadas en busca de agua subterránea, de modo que su estructura interna es mucho mejor conocida que la de otras islas oceánicas.

Hay que subrayar que tanto los mapas como las secciones geológicas tienen un elevado grado de subjetividad, que es función no sólo de la cantidad de tiempo dedicada a investigar el terreno sino también de las aptitudes del autor: experiencia, capacidad de observación y estilo personal en cómo relacionar unos aspectos con otros y en sintetizar el conjunto de la información. Es difícil que haya una coincidencia perfecta entre dos mapas de la misma zona elaborados por personas distintas y, aunque con frecuencia no es cierto, los mapas y secciones tienden a ser mejores cuanto más recientes, pues cada

autor se beneficia de la experiencia de los anteriores y puede dedicar más tiempo y esfuerzo a resolver los puntos oscuros del trabajo anterior.

Finalmente, un instrumento fundamental para establecer la evolución de una zona relativamente reciente es la interpretación de las formas del relieve o **morfología**. En una isla volcánica joven (geológicamente hablando) el paisaje no es casual ni arbitrario, de modo que proporciona las primeras pistas para la reconstrucción biográfica. Y antes que las formas "normales", son los hechos anómalos los que más estimulan la investigación y los que proporcionan una prueba del nueve para valorar el grado de aproximación de los resultados. ¿Cómo se ha formado Taburiente?, ¿qué puede significar la Hilera del Reventón en Cumbre Nueva?, ¿por qué hay manantiales tan caudalosos en la Caldera? Si no hay una explicación coherente para todo ello, la evolución histórica propuesta para La Palma será incompleta y, casi seguro, incierta.

III. ALGUNOS CONCEPTOS Y TÉRMINOS BÁSICOS

El **volcanismo** es la manifestación sobre la faz del planeta de procesos térmicos internos, mediante los cuales se genera a gran profundidad material fundido o **magma**. El magma asciende más o menos lentamente y con paradas intermedias, y cuando alcanza la superficie tiene lugar una **erupción** en la que se emiten productos sólidos, líquidos y gaseosos, formándose un **volcán**. El tipo de actividad eruptiva y la morfología del volcán resultante varían mucho según la composición química del magma ascendente, del contenido en sustancias volátiles, de que la erupción tenga lugar o no en presencia de agua, etc.

1. El concepto del tiempo

Un tópico difícil de transmitir a los no especialistas es la diferencia en los conceptos de tiempo y espacio. El tiempo geológico es difícilmente concebible en la experiencia humana habitual: los geólogos hablan de millones de años como las personas hablan de semanas. En efecto, si consideramos que han transcurrido 5.000 millones de años desde que se formó la Tierra y que la vida media de una persona puede ser de 80 años, 1 año en la vida humana equivale a 62 millones de años en la historia de la tierra, 1 día a casi 170.000 años y 1 minuto a 120 años. Por ello, algo que haya ocurrido hace 1 ó 2 millones de años es calificado por un geólogo como muy reciente, lo cual resulta a veces desconcertante.

2. El concepto del espacio

En cuanto al espacio, debemos tener en cuenta que las manifestaciones volcánicas de superficie, que son las que observamos, resultan de procesos que tienen lugar en el interior del planeta a decenas e incluso cientos de kilómetros de profundidad. Es comprensible, por tanto, que sólo podamos especular sobre esos procesos y que, con

frecuencia, haya que recurrir a un lenguaje metafórico para disfrazar incertidumbres de fondo. Así por ejemplo, en esta memoria se menciona repetidas veces que "ha habido un desplazamiento en el espacio del foco magmático profundo", lo cual significa que, en superficie, la actividad volcánica principal ha dejado de estar concentrada en un área determinada para pasar en corto tiempo a otra situada a varios kilómetros de distancia. Esta evidencia observable no significa, sin embargo, que conozcamos realmente lo sucedido en las regiones profundas en que se genera el magma, inaccesibles salvo por métodos de investigación indirectos, costosos y que sólo proporcionan una información fragmentaria sujeta a controversia.

3. 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 irritante porque rocas de composición química muy similar reciben nombres distintos por diferir en detalles tan sutiles que sólo tienen sentido para un reducido grupo de 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 más general como

básica, 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**.

En La Palma la cosa se simplifica más todavía porque:

- las fonolitas y traquitas son casi inexistentes y sólo un par de veces volverán a ser mencionadas en esta memoria;
- los traquibasaltos son tan parecidos en aspecto a los basaltos que, en un trabajo de carácter general como éste, también se les denominará basaltos aunque se escandalice algún petrólogo.

Así pues, las rocas volcánicas que vamos a encontrar en La Palma son, esencialmente, basaltos 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;
- **feldespato**, de tonos claros.

4. Materiales formados en una erupción

En una misma erupción, el magma puede dar lugar a materiales que, aun 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 (Figura 3):

- 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**.

5. Tipos de lavas basálticas

Las lavas muestran gran variedad en los rasgos morfológicos de superficie y en su estructura interna, pero pueden ser reducidas a dos tipos básicos que universalmente reciben las denominaciones hawaianas de **pahoehoe** y **aa**, aunque también hay que incluir las lavas emitidas bajo el agua (**pillow-lavas**) (Figura 4).

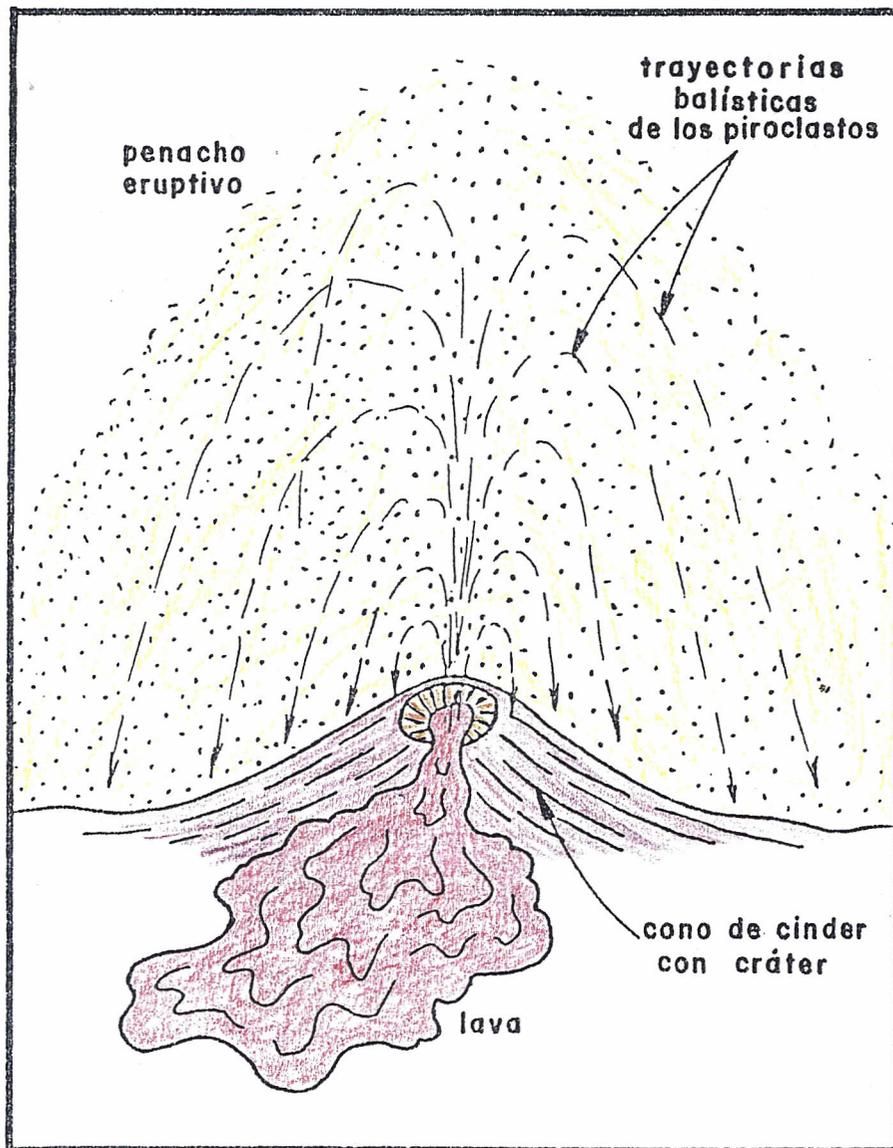


Figura 3 - Erupción basáltica con emisión tranquila de lava y explosiva de piroclastos, arrastrados hacia arriba por los gases magmáticos. Los piroclastos de mayor tamaño siguen trayectorias con forma de parábola y se acumulan alrededor del punto eruptivo para construir un cono de cinder.

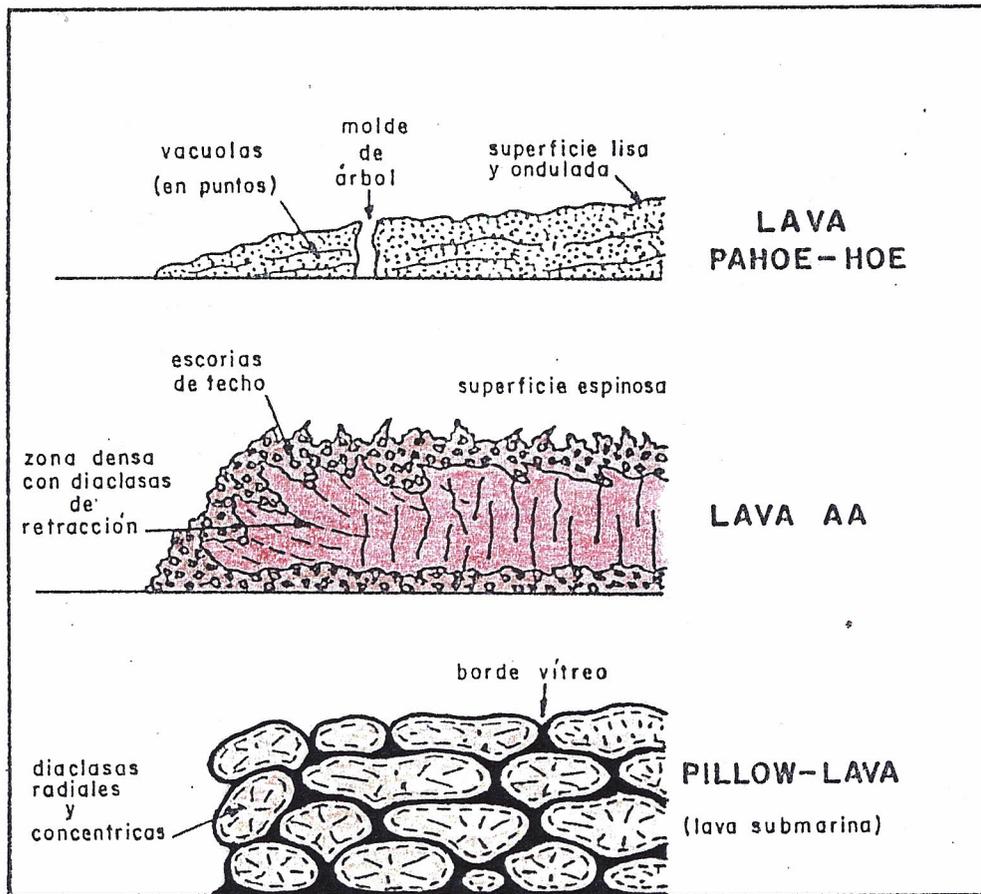


Figura 4.- Principales tipos de lavas basálticas con sus características expuestas en sección vertical.

Las **pahoe-hoe** se caracterizan por tener una superficie lisa y ondulada, aunque en detalle parecen formadas por vísceras o cuerdas entrelazadas y corrugadas. 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 varios metros, así como moldes de árboles que fueron arrollados por la colada. Excelentes ejemplos de este tipo de lava se encuentran en el Bejenado.

Las **aa** o lavas escoriáceas se forman con magmas algo más viscosos que las pahoe-hoe, 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 (Figura 4). Cuando hay un apilamiento de varias 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 (Figura 5).

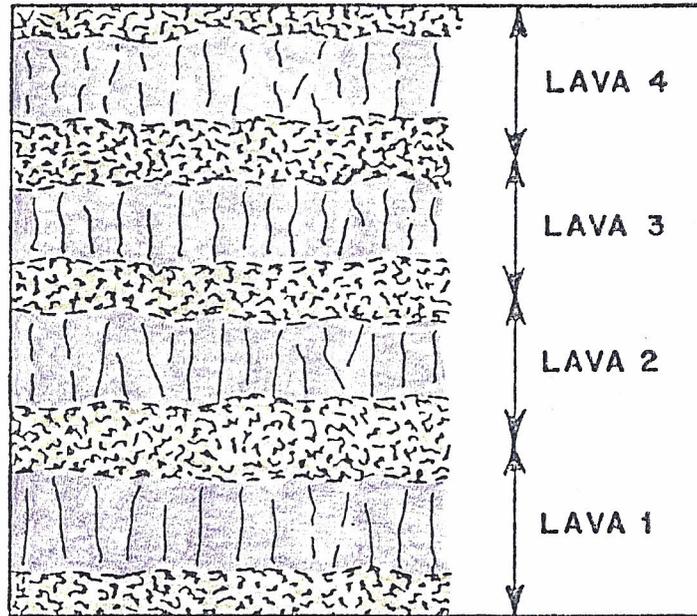


Figura 5 - Sucesión de lavas aa. Al unirse las escorias de techo de cada una con las escorias de base de la que tiene encima, el resultado es una alternancia de zonas densas y zonas escoria-ricas que, a veces, induce a interpretar erróneamente el significado de cada nivel.

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.

6. 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.

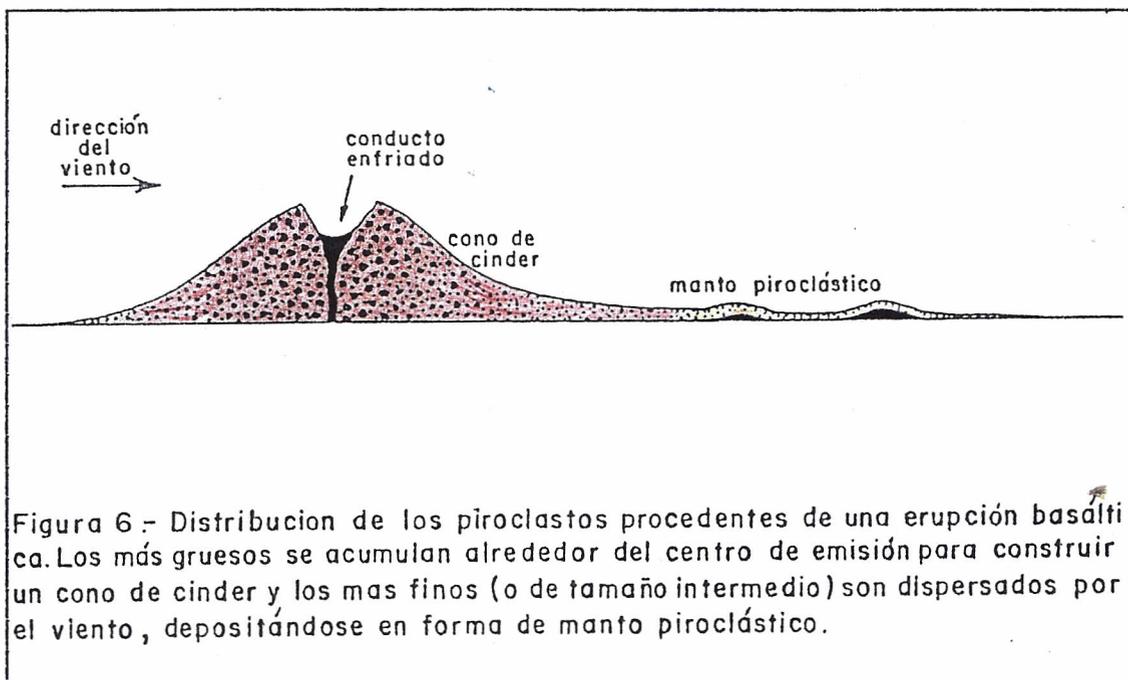
A cierta profundidad en el conducto, los gases se encuentran formando burbujas dentro de una masa de magma continua, pero al acercarse a la superficie e ir encontrando menor presión, las burbujas se van dilatando hasta que llega un momento en que estallan, liberando el gas a presión y fragmentando en jirones el líquido envolvente. Se produce así un **penacho eruptivo** (Figura 3) 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 soplabla 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

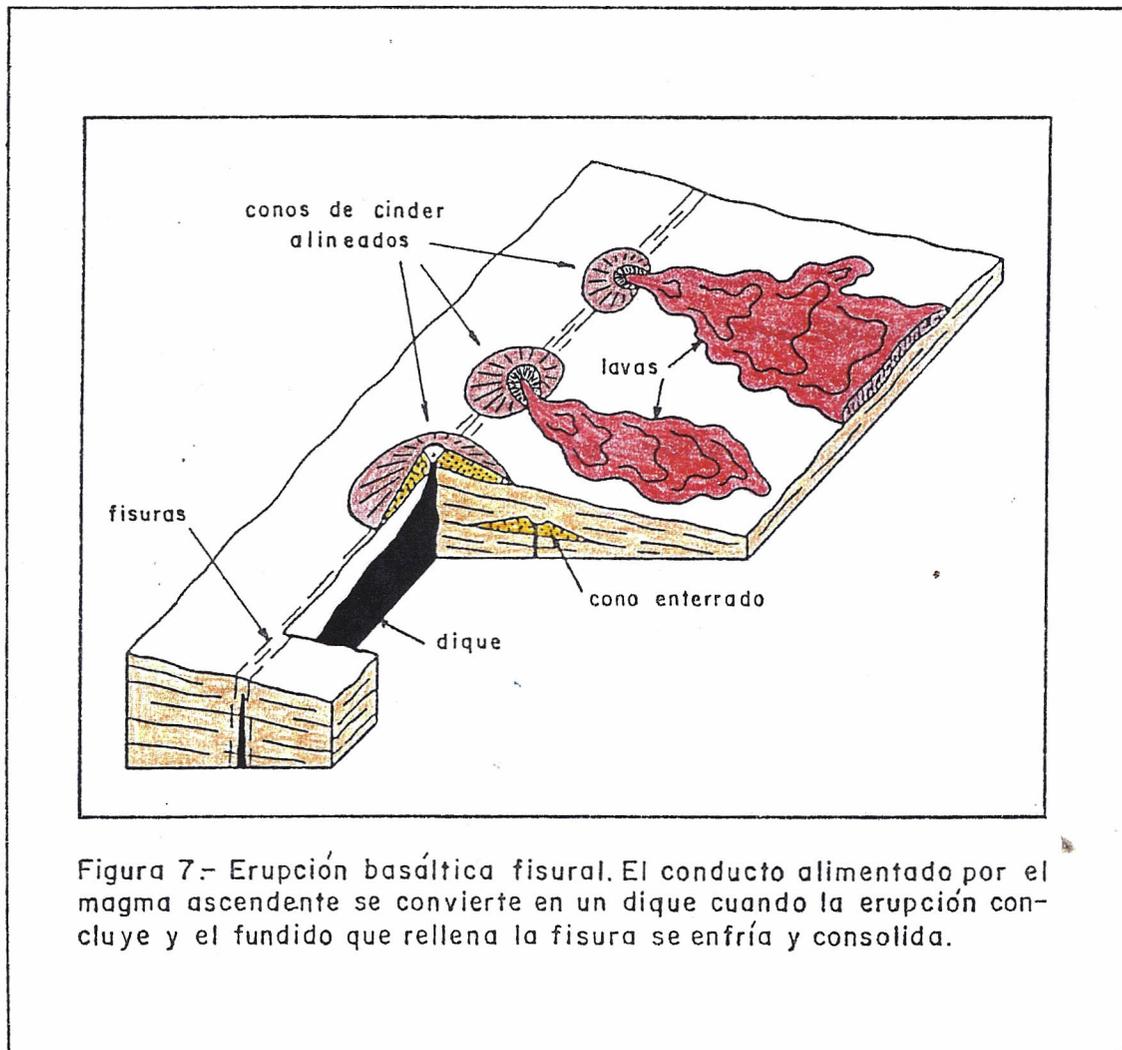


Figura 7.- Erupción basáltica fisural. El conducto alimentado por el magma ascendente se convierte en un dique cuando la erupción concluye y el fundido que rellena la fisura se enfría y consolida.

que no permitan la acumulación de material.

7. 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.

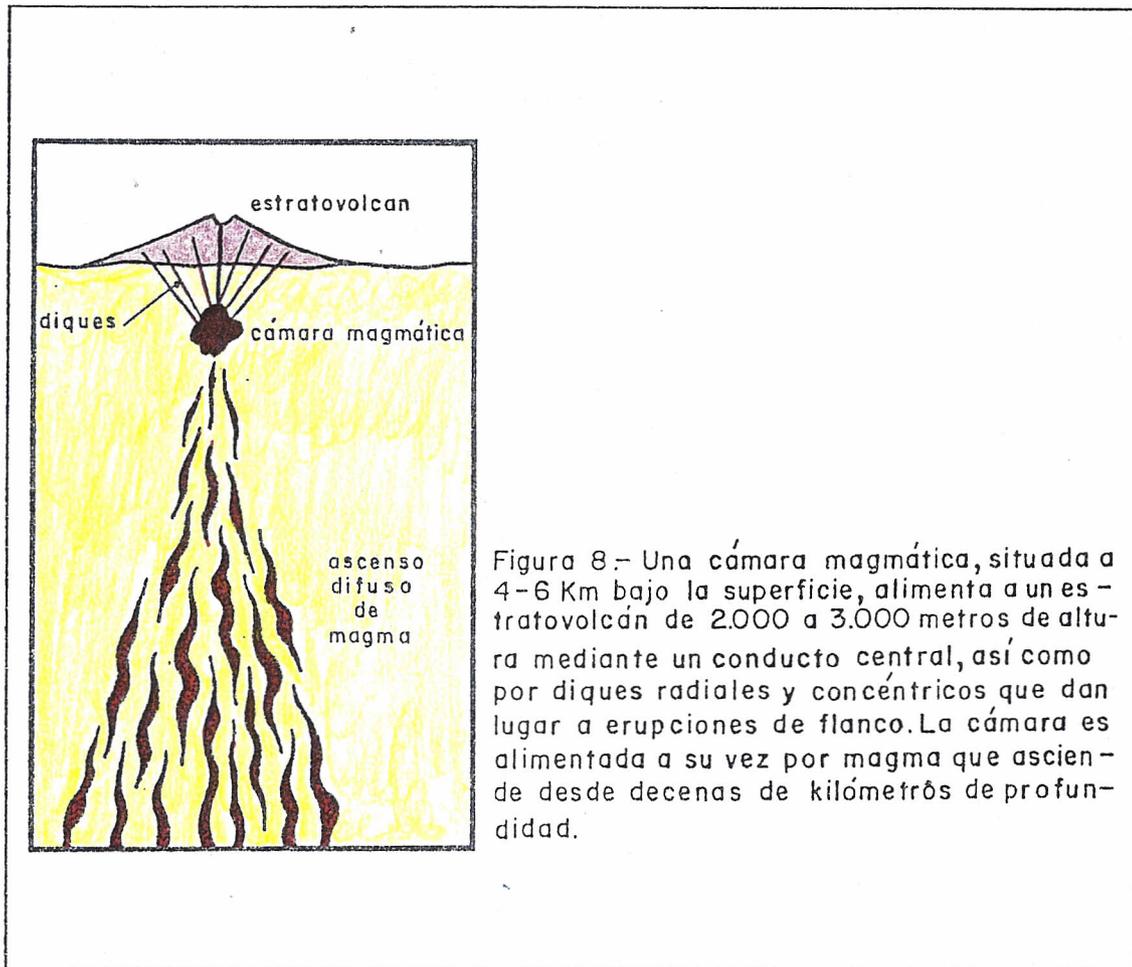
Su importancia en la circulación del agua subterránea es crucial, pues actúan como pantallas impermeables o semipermeables que obstaculizan el flujo del agua si están orientados perpendicularmente a él.

8. 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 bolsa de magma (**cámara magmática**) que periódicamente es alimentada por fundidos que ascienden lentamente desde la profundidad (Figura 8), 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 roca 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**.

IV. MORFOLOGÍA DE LA ISLA

Uno de los rasgos más sorprendente de la Palma, difícil de encontrar en un ambiente que no sea el volcánico, es el enorme contraste entre las formas de relieve que coexisten en un espacio tan restringido: desde áreas sin huellas perceptibles de erosión debido a la constante acumulación de nuevos materiales volcánicos -como es el caso de la mitad sur, en donde se han verificado siete erupciones en los últimos 500 años-, hasta zonas sometidas a un rápido proceso de desmantelamiento, como la Caldera de Taburiente, gigantesca depresión de más de 1.500 m de profundidad en donde el progreso de la erosión se hace visible año tras año.

La diversidad de formas de relieve no obedece simplemente a contrastes de resistencia de los terrenos ante la actividad de los agentes destructivos (corrientes de agua, viento, hielo, etc.), ni tan sólo al mayor o menor periodo de tiempo en que éstos han actuado. Por el contrario, son más bien un reflejo de los eventos de construcción/destrucción experimentados por el edificio insular a lo largo de su historia geológica. La interpretación de la morfología se convierte, de este modo, en una herramienta esencial para descifrar una biografía insular lo suficientemente agitada como para que la estructura interna del bloque emergido sea cualquiera cosa menos simple.

A grandes rasgos, la Isla puede ser dividida en tres zonas de marcada personalidad (Figura 9):

- **Cono Norte**, truncado por la Caldera de Taburiente;
- **Dorsal Sur**, impropriadamente conocida como Cumbre Vieja, puesto que se trata de la parte más joven de la Isla;
- **Zona de transición** entre las anteriores, las cuales están unidas por el arco montañoso de la Cumbre Nueva y separadas al mismo tiempo por la depresión de Los Llanos de Aridane.

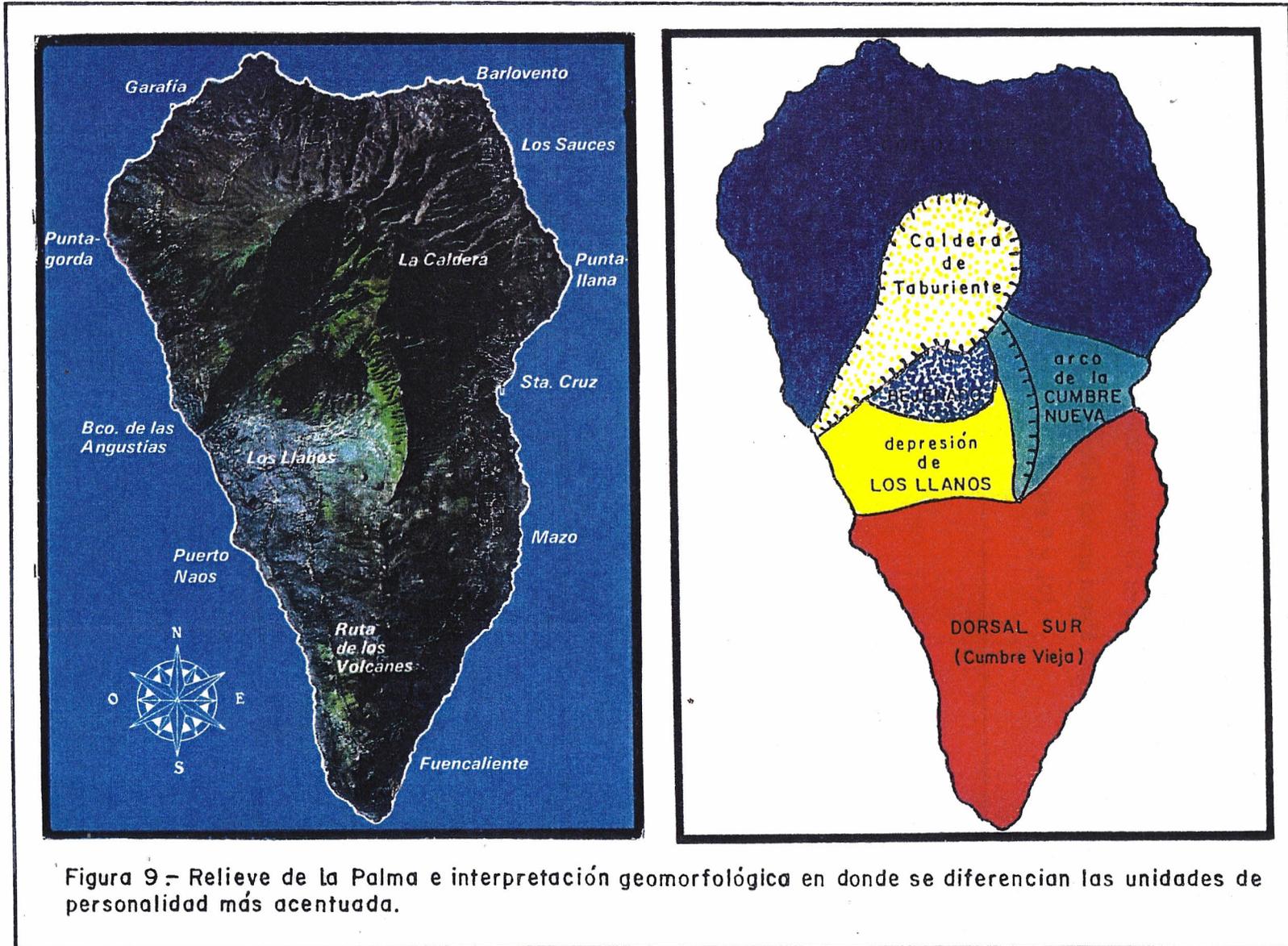
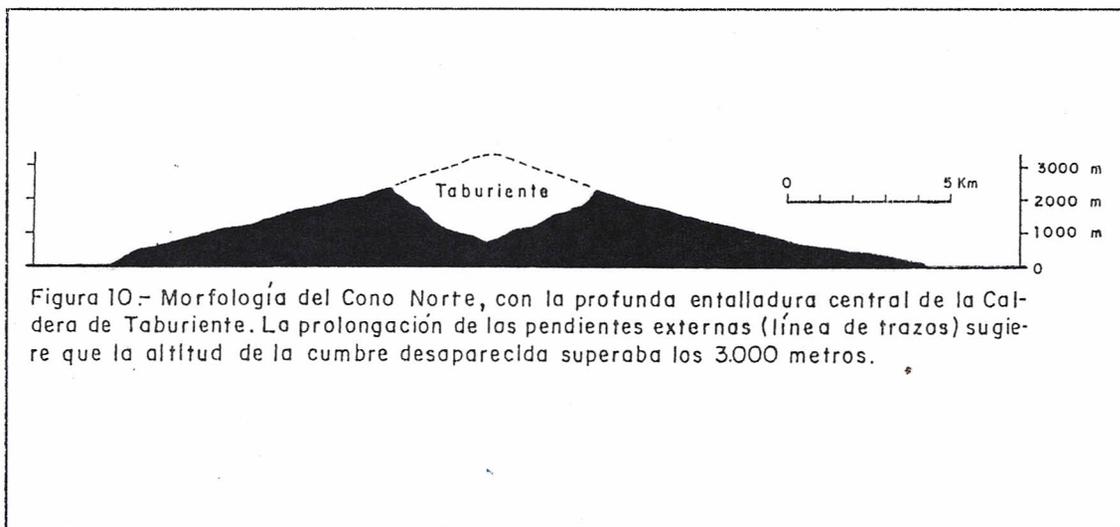


Figura 9.- Relieve de la Palma e interpretación geomorfológica en donde se diferencian las unidades de personalidad más acentuada.

1. Cono Norte

La mitad norte de La Palma es, a grandes rasgos, una gran montaña cónica (indudablemente un volcán) que a nivel del mar tiene un diámetro de 25-30 km y cuya altura original superaba sin duda los 3.000 metros. El tercio superior, sin embargo, no sólo ha desaparecido sino que se ha convertido en una honda depresión que desagua en el mar por un cauce estrecho y encajado (Figura 9 y 10).



Las laderas externas del gran cono, inclinadas hacia la costa con fuertes pendientes, están surcadas por barrancos radiales cuyo grado de encajamiento refleja con fidelidad la distribución de la lluvias. Es, por tanto, en el cuadrante noreste -área de máximas precipitaciones- donde la red de drenaje ha profundizado más (Figura 11). La cabecera de estos barrancos se encuentra sistemáticamente decapitada por la Caldera de Taburiente, indicio inequívoco de que la velocidad a que se amplía la depresión central es mayor que el progreso de la erosión fluvial.

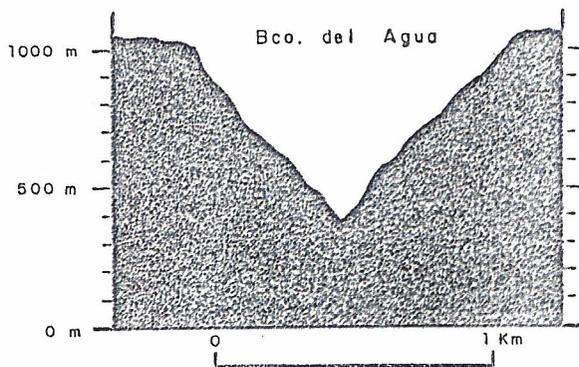
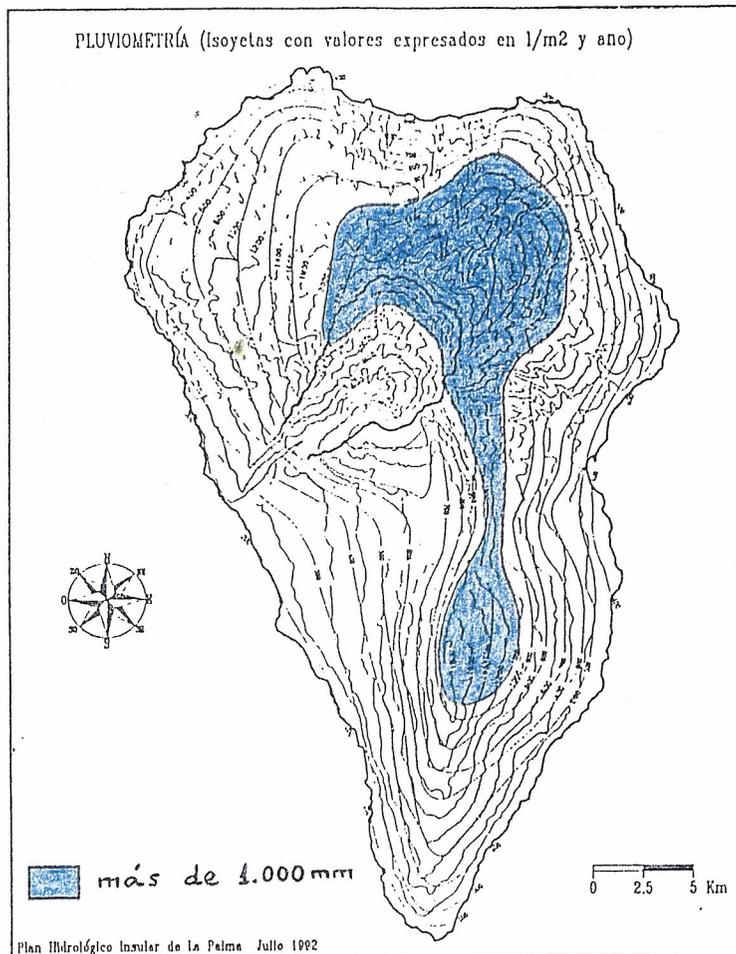


Figura II.- Perfil característico de un barranco en el noreste de La Palma. Con una anchura máxima de algo más de 1 Km, la profundidad supera los 600 metros.

La Caldera de Taburiente tiene forma de cuenco o de lágrima, según se mire, y sus paredes llegan a sobrepasar los 1.500 m de desnivel. Lo sorprendente de una estructura tan profunda es que afecta a la parte más central (núcleo) del viejo volcán cónico, donde alcanza anchuras de 6-8 km, mientras que el barranco de desagüe es desproporcionadamente estrecho en el tramo próximo al mar. Por otra parte, en el interior de la Caldera la erosión deja de ser un fenómeno apenas perceptible para convertirse en un proceso geológico vivo: cada año se derrumba en alguna parte un trozo de sus vertiginosas paredes y, en los periodos de lluvias intensas, el agua fluye en torrentes oscuros que descarnan a su paso los terrenos menos resistentes, transportando hacia el mar miles de metros cúbicos de material en suspensión.

Tal desmesura en la erosión ha logrado exhumar el núcleo rocoso más antiguo de la Isla y las raíces de edificios volcánicos relativamente recientes. Esta infrecuente disección de una isla volcánica es la que, ya desde principios del siglo XIX, atrajo y atrae a los naturalistas a Taburiente, que han extendido el nombre español de **caldera** a toda gran depresión que se encuentre en terrenos volcánicos.

2. Dorsal Sur

A diferencia de la mitad norte, que es un edificio volcánico inactivo y en proceso de destrucción, la Dorsal Sur, paradójicamente llamada Cumbre Vieja, es un edificio volcánico activo y en proceso de construcción, como queda atestiguado por las siete erupciones que han tenido lugar en su ámbito en los últimos quinientos años. Su forma es la de un tejado a dos aguas que va adquiriendo mayor anchura de sur a norte (Figura 12).

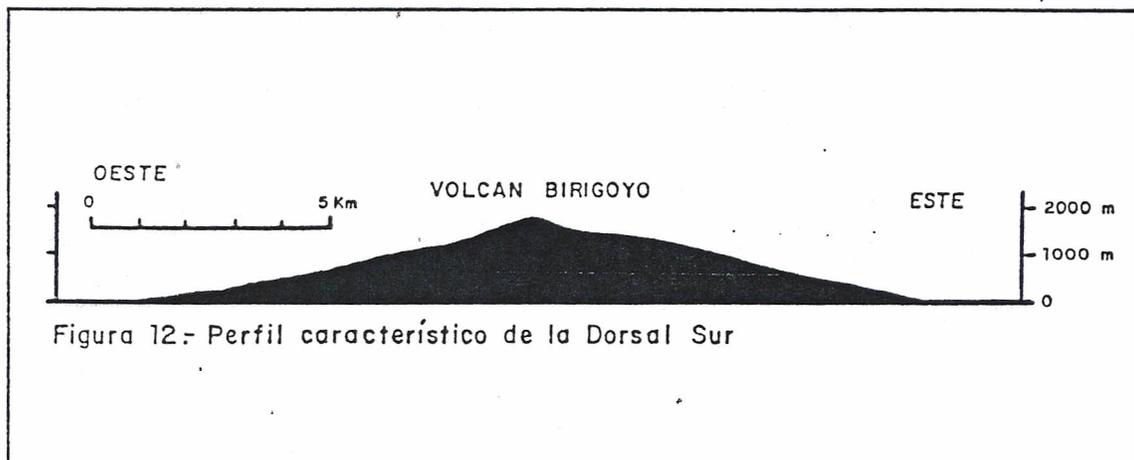


Figura 12.- Perfil característico de la Dorsal Sur

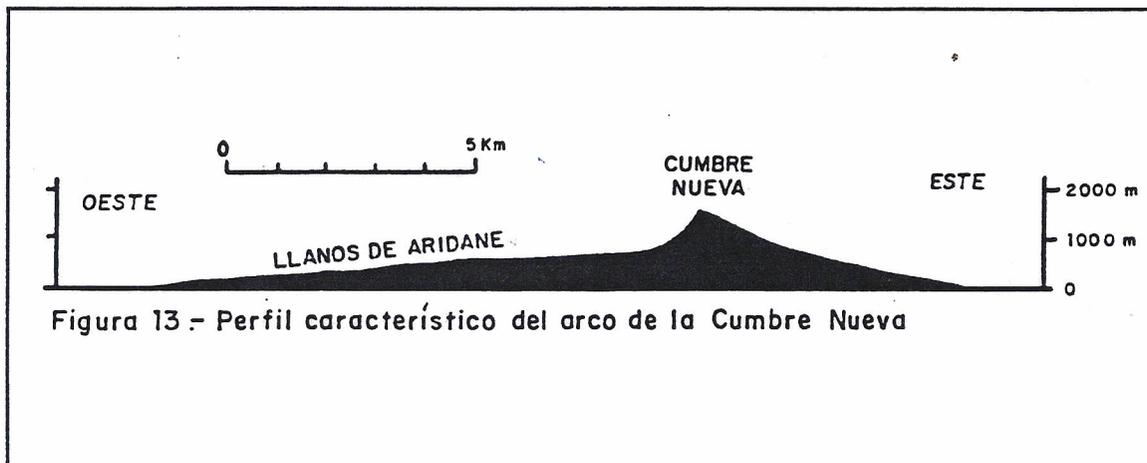
Salvo en los acantilados marinos, sometidos al obstinado embate del oleaje, es imposible descubrir en ella huellas erosivas medianamente desarrolladas, y todos los accidentes del terreno denuncian a las claras su naturaleza reciente. Es más, cualquier visitante que recorra los senderos encontrará un catálogo completo de formas volcánicas que permanecen como el día en que se originaron. Los accidentes más manifiestos son los conos de cinder, rematados por un cráter que puede adoptar la forma de embudo cerrado o de herradura abierta. De ellos parten lavas basálticas que, en general, mantienen intacta una superficie tan espinosa y difícil de transitar que en la terminología local se conoce como **malpaís**.

En la Dorsal Sur los conos tienden a acumularse en el eje de cumbres orientado de norte a sur y, en menor medida, en otras dos ramas que, a modo de Y griega, parten desde la zona más elevada (Pico Birigoyo) hacia el noreste y el noroeste. En las laderas, por el contrario, predominan las lavas, que son tan numerosas y similares que con frecuencia resulta difícil determinar de qué centro concreto proceden, salvo en el caso de las erupciones históricas.

3. Zona de transición

Entre el viejo relieve cónico del norte y la zona de volcanismo reciente del Sur, se interpone una franja muy peculiar y algo más confusa, que, sin embargo, resulta decisiva a la hora de establecer la sucesión de eventos que integran la biografía geológica de La Palma.

En primer lugar, hay una cierta conexión topográfica mediante el arco de Cumbre Nueva, más gráficamente conocido como Hilera del Reventón, que es un relieve cóncavo hacia el oeste y convexo hacia el este (Figura 13). La pared interna del arco tiene una inclinación fortísima y no está compartimentada por los característicos lomos o espolones que resultan de la erosión remontante de los cursos fluviales:



es anormalmente lisa y como cortada a cuchillo, lo que aporta un indicio esencial a la hora de dilucidar su origen. Las laderas externas, de pendiente más suave, están surcadas por numerosos barrancos radiales que parecen proceder de un promontorio, ahora desaparecido, situado sobre la actual depresión de Los Llanos de Aridane; significativamente, el grado de encajamiento de estos barrancos es sensiblemente menor que los del Cono Norte, a pesar de que las diferencias climáticas entre ambas zonas son escasas.

La desconexión topográfica entre Norte y Sur se hace manifiesta en la depresión de Los Llanos de Aridane y El Paso, que es una plataforma suavemente inclinada hacia el mar (Figura 13).

V. GRANDES TIPOS DE TERRENOS PRESENTES EN LA PALMA

La **sucesión estratigráfica**, es decir, el orden temporal con que se han organizado los diversos episodios de construcción volcánica de la Isla, pueden ser definidos en La Palma con mucha mayor precisión que en las restantes islas del Archipiélago. Esto es debido, de una parte, al gigantesco corte natural de la Caldera de Taburiente, que exhuma un núcleo interno muy profundo, y de otra a las numerosas perforaciones horizontales que, con una sección aproximada de 2x2 metros, penetran radialmente en el subsuelo desde las pendientes exteriores, con longitudes que llegan a superar los 5 km.

Dos son los grandes tipos de terrenos en que, de una manera muy general, y ya desde el siglo XIX, pueden agruparse los diferentes materiales del bloque insular (Figura 14):

1. Un núcleo de edad superior a tres millones de años (posiblemente mucho más) denominado de una manera muy genérica **Complejo Basal**. Está formado esencialmente por materiales volcánicos emitidos bajo el mar, así como por rocas consolidadas en profundidad (rocas plutónicas o intrusivas). En superficie sólo aflora en el fondo de la Caldera de Taburiente, pero aparece también en el frente de numerosas galerías, de modo que puede inferirse su configuración aproximada en el subsuelo. Puede considerarse como una porción, actualmente emergida, del promontorio submarino que existía antes de que la Isla sobresaliese por encima de las olas. Además de las rocas del promontorio submarino hay grandes masas de materiales fragmentarios de estructura caótica y origen enigmático que tradicionalmente se han considerado parte del Complejo.

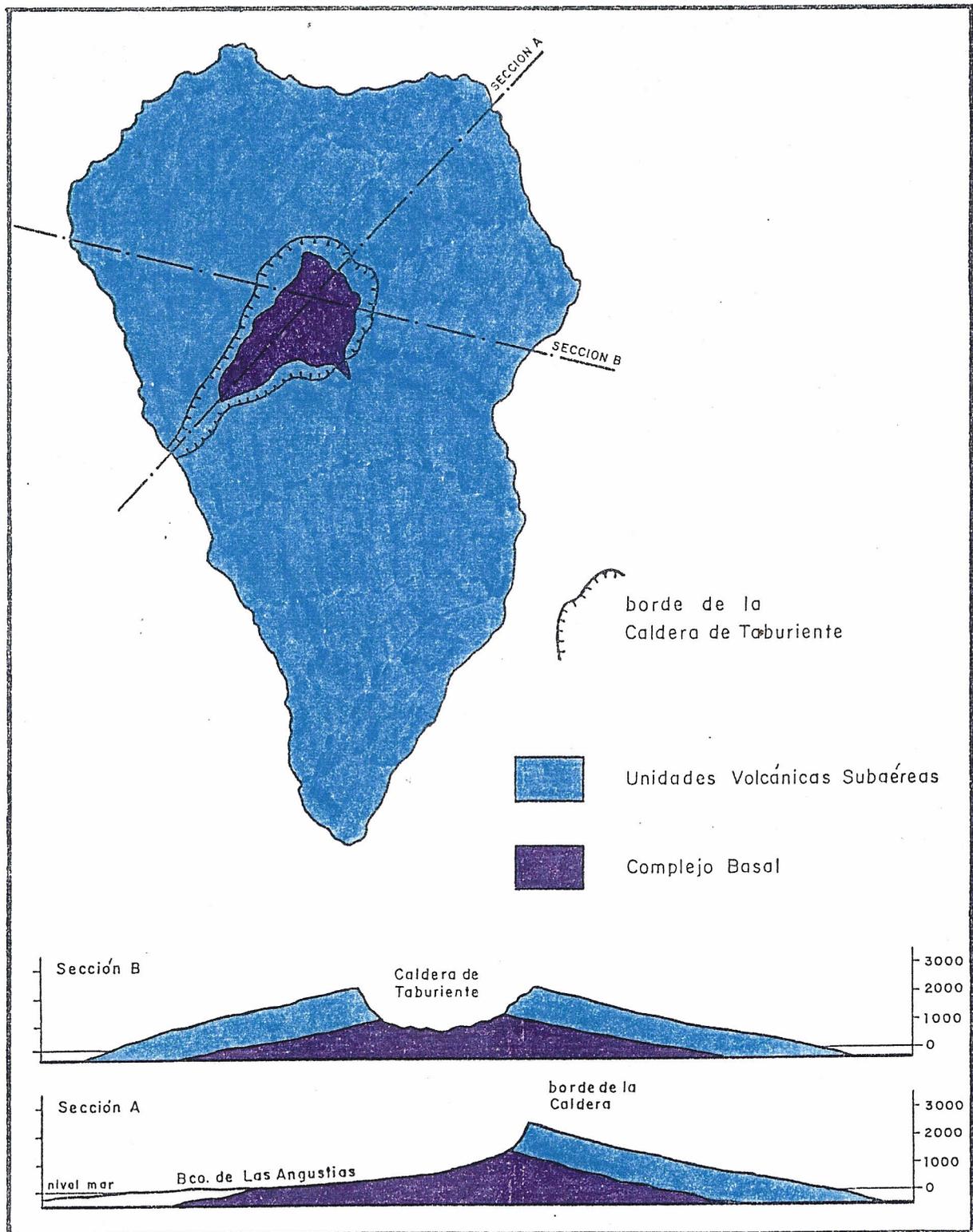


Figura 14.- Distribución en el subsuelo y en superficie del Complejo Basal y de las Unidades Volcánicas Subaéreas.

2. Un conjunto de **Unidades Volcánicas Subaéreas*** que recubren el Complejo y han sido emitidas entre la actualidad y hace algo más de 2 millones de años. Su formación no se ha producido de manera continua ni en el mismo lugar, sino que es más bien el resultado de la imbricación de grandes edificios volcánicos singulares, que se sucedían en el tiempo a la vez que la actividad tendía a desplazarse de norte a sur.

El contraste entre ambos tipos de terreno es manifiesto en el interior de la Caldera, ya que mientras el Complejo Basal da los relieves comparativamente suaves del fondo de la depresión, las Unidades Volcánicas Subaéreas forman paredes casi verticales y muestran nítidamente un aspecto de lavas apiladas horizontalmente, surcadas por los trazos verticales y sesgados de los diques.

Ambos tipos de terrenos están separados por una fortísima discontinuidad o **discordancia**, la cual representa posiblemente un periodo de inactividad volcánica de más de un millón de años. Esto significa que no sólo hay un contraste en la naturaleza de los materiales constituyentes (rocas volcánicas submarinas más rocas plutónicas, por un lado, y materiales volcánicos subaéreos por otro), sino que también se manifiesta una diferencia enorme en el grado de alteración de ambas agrupaciones.

Durante el periodo que representa la discordancia tuvieron lugar dos procesos simultáneos: 1) levantamiento del Complejo Basal por el empuje ascensional de una masa magmática situada a mayor o menor profundidad, de modo que rocas formadas originalmente bajo el océano ahora se encuentran a más de 1.000 metros sobre el nivel del mar, y 2) la destrucción de la parte más superficial e inestable del Complejo Basal, lo que dio, en nuestra opinión, lugar a la formación de las brechas caóticas que separan los materiales del promontorio submarino de unidades posteriores.

* El término "subaéreo" se usa frecuentemente en geología como opuesto a submarino. Con él se pretende recalcar que un determinado material o unidad volcánica se ha emitido en la parte emergida del promontorio insular.

VI. COMPLEJO BASAL

1. Antecedentes históricos sobre las investigaciones

La Caldera de Taburiente entró en la literatura geológica en 1825 con von Buch, un naturalista de gran prestigio en su época, que la consideró, junto con Las Cañadas en Tenerife, como un espectacular ejemplo de su "Hipótesis de Levantamiento". Esta teoría era una ingeniosa explicación en el momento en que fue formulada: las depresiones volcánicas o cráteres se formaban por el empuje ascensional de material fundido profundo, que desgarraba, levantaba y hacía bascular las rocas superficiales. Según esto, las layas de la pared de la Caldera estarían originalmente en posición horizontal, pero el empuje del material que ocupa el centro de la depresión las habría levantado e inclinado hacia el mar, llevándolas hasta la configuración de edificio cónico que, de hecho, tienen en la realidad.

Ya, pues, von Buch distinguió dos tipos de terrenos dentro de la Caldera y lo mismo hicieron una larga sucesión de naturalistas que, años después, acudió a ver la maravilla natural descubierta por aquél; y aunque ninguno creyó que aquello fuese un cráter de levantamiento, al menos la palabra española "caldera", utilizada por von Buch, sirvió en adelante para designar toda gran depresión que se encuentre en terrenos volcánicos. Entre esta lista de naturalistas se encuentran los más célebres del momento, como Barker-Webb y Berthelot (1839), Reiss (1861), Lyell (1864), Sapper (1906), etc.

Los terrenos del fondo de la Caldera fueron recibiendo variados nombres, pero el que prosperó hasta nuestros días es el utilizado por Gagel en 1908, que calificó como "Grungebirge" (Complejo Basal, en español) a aquella maraña de rocas diversas, probablemente muy antiguas, que se encontraban debajo de las lavas más recientes de la pared.

De la larga lista de trabajos realizados, puede decirse en líneas generales que, hasta la mitad del siglo actual, la preocupación principal se centró en el origen de la Caldera, aunque desde luego también describieron el Complejo Basal. Los investigadores más modernos, sin embargo, han estado más interesados en desentrañar los pormenores del Complejo y sus unidades, relegando la formación de la Caldera a un segundo plano, salvo excepciones.

Entre los investigadores que más han contribuido a conocer la naturaleza y el significado de este extraordinario conjunto rocoso, se encuentran:

- Alfredo Hernández-Pacheco, acompañado en ocasiones por diversos colaboradores, que entre 1966 y 1975 ha publicado numerosos trabajos sobre casi todos los aspectos del Complejo, como el primer mapa geológico a escala 1:25.000 de la Caldera, estudios petrológicos de las rocas plutónicas y, finalmente, una investigación sobre las unidades submarinas y sus procesos de alteración.
- Julio de la Nuez (1984), que realizó una tesis doctoral específica sobre las rocas plutónicas, aunque incluye también un mapa geológico del Complejo y una interesantísima discusión sobre las ideas expuestas hasta el momento en lo que se refiere a la génesis de la Caldera.
- Staudigel y Schmincke (1984) que analizan con gran detalle las unidades submarinas, considerándolas, en unión de las rocas plutónicas, como parte de un promontorio submarino levantado y basculado. Lo observado en La Palma fue utilizado por estos autores para concebir un modelo general sobre los mecanismos y etapas que experimenta cualquier isla volcánica en su crecimiento desde el fondo oceánico.
- Staudigel y colaboradores (1986), que ordenan y dan sentido a la laberíntica malla de diques que aparece dentro del Complejo Basal.

2. ¿Qué es realmente el Complejo Basal?

La denominación tradicional incluye todas aquellas rocas que yacen bajo la secuencia de lavas recientes de la pared de la Caldera, así como las que se encuentran en el fondo de la depresión (a excepción, naturalmente, de los depósitos muy superficiales, como avalanchas, acarreo de barranco, etc.).

El problema, sin embargo, radica en que este conjunto es demasiado heterogéneo, al estar integrado por materiales que no sólo difieren extraordinariamente en sus mecanismos de formación y emplazamiento sino también en la edad, con lapsos de separación de tal vez millones de años.

En efecto, casi todos los autores modernos coinciden en considerar que el Complejo Basal está formado por: 1) rocas plutónicas o intrusivas, 2) lavas y materiales fragmentarios submarinos, 3) una densísima malla de diques y 4) aglomerados de la porción superior del conjunto. Pero también coinciden en afirmar que: 1) parte de las rocas plutónicas son contemporáneas de las Unidades Volcánicas Subaéreas, es decir, forman parte de cámaras magmáticas que alimentaron a éstas, 2) una parte de los diques también son contemporáneos de las U.V.S., y 3) los aglomerados, claramente situados estratigráficamente debajo de las U.V.S., no pertenecen sin embargo al Edificio Submarino, aunque casi nadie comenta qué son y qué significan.

En definitiva, el término "Complejo Basal" es una especie de cajón de sastre en donde cabe casi todo. Resulta extremadamente cómodo cuando se habla de una manera general, pero al afinar más se convierte en impreciso. En el presente trabajo hemos

Aglomerado es un término genérico con el que, a veces, se designa a cualquier acumulación de material fragmentario cuyos trozos o **clastos** son de naturaleza volcánica, sin implicar nada sobre su génesis, que puede ser por algún mecanismo eruptivo o por un proceso no ligado al volcanismo (una avalancha rocosa, por ejemplo). Los geólogos suelen emplearlo en el campo cuando no tienen ni idea de cómo han podido formarse. Equivale a **brecha volcánica**.

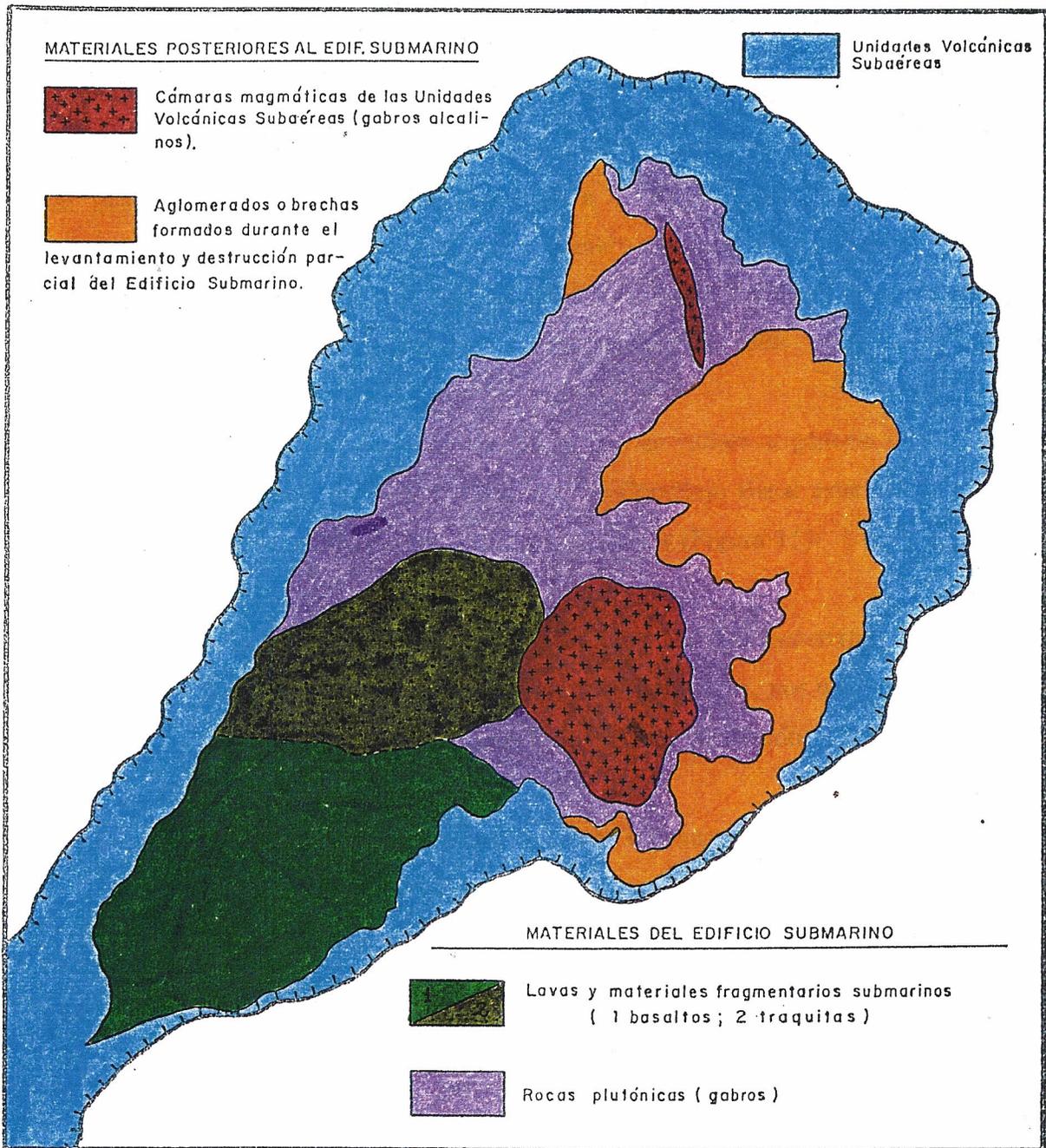


Figura 15 - Unidades que integran el Complejo Basal, definiendo las que pertenecen al Edificio Submarino y las que son contemporáneas del levantamiento y destrucción de éste o posteriores a él.

dedicado atención a separar las diferentes unidades con criterios temporales y genéticos, y así queda reflejado en el mapa geológico a escala 1:25.000, pero no hemos abandonado el término clásico en su sentido espacial : todos aquellos materiales que se encuentran en el terreno debajo de las Unidades Volcánicas subaéreas aunque, como los gabros alcalinos y ciertos diques, sean contemporáneos de éstas.

Sintetizando nuestras conclusiones en lo que se refiere a génesis y posición estratigráfica, dentro de la definición tradicional de Complejo Basal estarían incluidas las siguientes unidades, de más antiguas a más modernas (Figura 15):

- 1.- **Edificio Submarino**, integrado obviamente por los materiales volcánicos emitidos bajo el agua y, de manera más confusa, por un gran conjunto de rocas plutónicas (gabros) intensamente penetrado por diques.
- 2.- **Aglomerados de techo** (llamados **brecha caótica** en el mapa 1:25.000), que están integrados por materiales procedentes de la destrucción del Edificio Submarino durante la fase de levantamiento de éste. Su mecanismo de formación sería el de grandes avalanchas de roca en un relieve cada vez más inestable a medida que se iba elevando progresivamente.
- 3.- **Gabros alcalinos**, que constituirían el techo de una cámara magmática que alimentó alguna o algunas Unidades Volcánicas Subaéreas. De esta cámara principal partiría el sistema de diques radiales y concéntricos que corta las lavas de la pared de la Caldera.

VII. EDIFICIO SUBMARINO

Es la unidad más antigua de la Isla, pero existe una gran confusión respecto a su época o épocas concretas de formación, como han puesto de relieve Ancochea et al. (1994). Hernández-Pacheco y Fernández-Santín (1974) han encontrado entre los materiales submarinos una microfauna perteneciente al Mioceno, es decir, de una edad comprendida entre 5 y 22 millones de años. Por otra parte, las determinaciones realizadas por isótopos radioactivos proporcionan edades de 6 millones o menos, pero el estado de alteración de las rocas no permite grandes precisiones y resulta más verosímil el método de la microfauna.

En cualquier caso, una edad de más de 5 millones de años es coherente con lo que se conoce de otros Complejos Basales y con el estado general de alteración de las rocas.

El Edificio Submarino está constituido por tres unidades:

- 1.- Una secuencia de materiales volcánicos submarinos (traquitas y basaltos).
- 2.- Un macizo de rocas plutónicas (gabros).
- 3.- Una intrincada malla de diques.

1. Secuencia Volcánica Submarina

Generada por erupciones verificadas a mayor o menor profundidad bajo el nivel del mar, está formada por un apilamiento de materiales diversos con una estratificación bien definida.

La secuencia tiene un bandeo característico que resulta de la alternancia de niveles de **pillow-lavas** y de mantos de material fragmentario, denominados **pillow-brechas** si contienen trozos de pillow, y **hialoclastitas** si predominan los clastos vítreos.

Esta sucesión está expuesta en el Barranco de las Angustias (Figura 15), que es el único corte radial natural del antiguo promontorio submarino, pero se conoce muy mal en el resto del subsuelo a pesar de la red de galerías existente. En el mismo cauce del Barranco, el pulimento del agua ha dejado excelentes afloramientos en donde puede hacerse observaciones a todas las escalas.

El bandeado está inclinado unos 40°-50° hacia el suroeste, por lo que el barranco corta perpendicularmente la secuencia. Los primeros afloramientos comienzan al norte de Dos Aguas, donde se situaría la parte más baja desde el punto de vista estratigráfico, y desde ahí hasta 1 km aproximadamente aguas abajo de La Viña, se van atravesando progresivamente materiales más jóvenes y de aguas menos profundas. Un recorrido por el Barranco permite, pues, atravesar la secuencia en todo su espesor.

Los materiales más antiguos son mantos fragmentarios de composición traquítica que en el campo destacan por su coloración blanca o perlada, única en todo el Complejo Basal. Aunque muy fraccionados y compartimentados por una densa malla de diques posteriores, que los deja reducidos a retazos poliédricos de varios decímetros o unos pocos metros de anchura, tienen una estructura interna perfectamente visible. Son brechas de matriz fina que engloba fragmentos angulosos y redondeados, muchos de los cuales presentan textura fluidal, en correspondencia con un magma viscoso como es el traquítico.

El tránsito de la base traquítica a los materiales basálticos es rápido pero no brusco, ya que se realiza mediante un manto mixto en donde fragmentos traquíticos de granulometría fina y media engloban trozos de pillows basálticas (Foto X).

La parte basáltica de la sucesión se encuentra en el terreno en mejores condiciones de observación al estar atravesada por menor número de diques, ya que la densidad de la malla disminuye rápidamente al alejarse del centro de la Caldera hacia el mar, así como al ascender en la secuencia estratigráfica. Las unidades más espectaculares son las pillow-lavas, con su sorprendente aspecto bulboso; forman capas

de hasta 100 metros de espesor y, en cada una de ellas, el diámetro de las pillows tiende a disminuir hacia el techo. Los mantos de pillow-brechas, intercalados entre las capas de pillow-lavas, están formados por fragmentos de diámetro muy variable que resultan de la rotura de pillows, tal vez al rodar éstas por pendientes muy inclinadas.

Toda la secuencia submarina ha experimentado dos procesos de transformación, además de la intrusión mecánica de la malla de diques:

1.- Una intensa alteración hidrotermal que, por aparición de ciertos minerales secundarios (clorita, epidota), otorga a la roca una coloración verdosa muy característica.

2.- Un basculamiento hacia el suroeste que ha acentuado la inclinación original, que sería más suave pero de la misma tendencia, es decir, dirigida hacia el mar desde la zona central de la Caldera. Este basculamiento sólo se conoce en el Bco. de las Angustias, ignorándose lo que sucede en el resto del subsuelo.

2. Rocas plutónicas (gabros)

Es la unidad sobre la que menos información se posee, ya que se encuentra precisamente donde la red de diques es más densa (nunca inferior al 80% del volumen total de roca y, a menudo, 100%). Sus afloramientos quedan reducidos a esquirlas muy desconectadas entre sí que no permiten conocer otra cosa que su composición mineralógica (gabros de diversos tipos). También la edad es una incógnita, pues han experimentado tantos cambios con posterioridad a su emplazamiento (intrusión múltiple de diques, inyección de fluidos procedentes de cámaras magmáticas muy posteriores, etc.), que las relaciones isotópicas utilizadas para datar rocas han quedado totalmente desvirtuadas.

Este grupo de rocas y su significado dentro del Edificio Submarino es una laguna de conocimiento. Sería importante saber si son un basamento sobre el que se apoya la Secuencia Volcánica Submarina o si, por el contrario, son posteriores e intruyen en ella. Este punto, que tal vez pudiera resolverse por un cuidadoso estudio de campo, está muy enmascarado en el terreno por la exasperante densidad de la red de diques. Por otra parte, no puede excluirse que el contacto sea tectónico, es decir, que ambas unidades hayan sido puestas una junto a otra durante el movimiento diferencial de bloques acaecido en la fase de levantamiento del Edificio Submarino.

3. Red de diques

El número de diques presentes en el Complejo Basal es, tal vez, uno de sus rasgos más característicos, pues en ocasiones llegan a constituir el 100% de las rocas expuestas en los afloramientos. Cada dique es un cuerpo tabular con espesor medio de 0.5-2 m y una longitud de cientos e incluso miles de metros.

Al igual que en el caso de los cuerpos intrusivos, los diques no se han generado en una sola fase de actividad sino en muchas, de modo que su estado de alteración y de deformación es muy variable. A pesar de ello pueden ser distinguidos tres tipos de familias (Staudigel et al., 1986):

a) Diques perpendiculares a la estratificación de las unidades volcánicas submarinas y que han sido considerados como sus conductos de alimentación. Aunque originalmente eran subverticales, ahora se encuentran rotados del mismo modo que la secuencia submarina; su estado de alteración hidrotermal es similar a estas últimas.

b) Diques paralelos a la estratificación de las series volcánicas submarinas (es decir, *sills*). Su número aumenta a medida que se desciende en la secuencia estratigráfica y acercarse a la zona central de la Caldera, hasta convertirse en

un verdadero enjambre masivo; en general presentan una fuerte alteración hidrotermal.

c) Diques con inclinación próxima a la vertical y bajo grado de alteración (incluso frescos). No han experimentado basculamiento, es decir, se encuentran en la misma posición en que se formaron. Son los conductos de alimentación magmática de los edificios volcánicos que recubren el Complejo Basal, por lo que, al igual que los gabros alcalinos, no pertenecen a éste. Su distribución tiende a ser radial con respecto al centro de la Caldera.

VIII. LEVANTAMIENTO Y DESTRUCCIÓN PARCIAL DEL EDIFICIO SUBMARINO

1. Magnitud del levantamiento

Evidentemente, el Edificio Submarino no está en su posición original, puesto que materiales generados indudablemente bajo el agua, como las brechas traquíticas, ahora se encuentran a cotas superiores a los 1.100 metros y, además, rocas plutónicas de la misma unidad alcanzan altitudes de 1.600 metros en la Loma Mantigua, en la porción más septentrional de la Caldera.

La magnitud real del levantamiento es imposible de valorar, porque un evento de estas características no puede realizarse sin que una parte considerable de la porción emergida se destruya durante y después del ascenso, ya sea por erosión normal o por desmoronamiento súbito de grandes relieves inestables. Es decir, no existe ninguna forma de averiguar la altura que alcanzó la isla antes de que comenzase el volcanismo subaéreo.

2. Cuándo se realizó

Aunque, como veremos, hay materiales que parecen haberse originado en este periodo, no existe ninguna técnica en la actualidad que permita datarlos.

Así pues, lo único que puede decirse sobre el momento en que ocurrió el levantamiento es que está acotado entre dos límites aproximados:

- uno inferior, que es la edad del Edificio Submarino, que ya hemos indicado que es muy incierta, aunque probablemente supera los 5 millones de años;

- uno superior, que es la edad del primer episodio de volcanismo subaéreo ocurrido en la Isla (en torno a los 2.5 millones de años).

3. Materiales resultantes de la destrucción

El candidato más firme (y el único, por otra parte) a ser relacionado con esta fase es una unidad fragmentaria que casi todos los geólogos la conocen como **aglomerados de techo del Complejo Basal** y que en el mapa geológico 1:25.000 del Parque la hemos denominado **brecha caótica** (Figura 15).

Esta unidad, constituida por una masa desordenada de fragmentos angulosos dispersos en una matriz fina, es la menos estudiada del Complejo por varias razones:

- El material está poco consolidado y, en consecuencia, resulta fácilmente atacable por la erosión, que excava barranqueras muy encajadas y de gran pendiente, en las que transitar resulta no sólo difícil sino también extremadamente peligroso; en contrapartida, los afloramientos reúnen excelentes condiciones de observación.
- En donde no se han formado barranqueras, la morfología es relativamente suave, y es precisamente por estos terrenos por donde van los escasos senderos; en contrapartida, las condiciones de observación son pésimas a causa de la cobertera vegetal y de los derrubios superficiales.
- Finalmente, aunque potente y extensa, la monotonía de esta unidad resulta poco atractiva para los geólogos, más seducidos por otros aspectos del Complejo Basal de rentabilidad científica asegurada. Habrá que esperar, pues, a que se agoten los temas prioritarios y a que surja un geólogo que, además de interesarse por ella, reúna fuertes dosis de valor y buena preparación como escalador; puede que entonces conozcamos detalles que ahora se echan en falta.

De todas formas, los datos que hemos reunido son, por el momento, suficientes para conocer a grandes rasgos su posición estratigráfica y su probable origen. El contacto con el Edificio Submarino, que es la base de la brecha, es visible raras veces, pero en todos los casos resulta evidente el marcado contraste entre el número de diques que cortan a una y otra formación: mientras en aquel la malla suele ocupar un 80-90% del volumen total de roca, en la brecha no llega al 30-40% como máximo. Además, los diques son de distinto tipo: metamorfizados y verdosos en el Edificio Submarino y mucho menos transformados (es decir, relativamente jóvenes) en la brecha. Esta diferencia indica a las claras que no sólo transcurrió un largo periodo de tiempo entre la génesis de ambas unidades, sino que, además, cuando se depositó la brecha ya el Edificio había experimentado la destrucción suficiente como para que aflorasen niveles muy profundos.

Por otra parte, el techo o superficie original de la brecha ha desaparecido, sin duda por erosión. Lo único que podemos decir ahora es que los niveles visibles están cubiertos por las lavas subaéreas de la pared, pero no se puede afirmar nada sobre la altura que pudo tener esta unidad. De lo que sí hay evidencias es de que, en las zona en que ahora aflora (Figura 15), entre las brechas y las lavas (pertenecientes al Edificio Taburiente II) no se interpuso ningún episodio volcánico, pues, aunque hubiera desaparecido por erosión, siempre habrían quedado sus conductos de alimentación (diques) y habría mayor número de ellos en las brechas que en las lavas. Por el contrario, en el contacto entre ambas unidades no hemos observado diques que se interrumpan, sino que los mismos que hay en las brechas penetran también en las lavas.

El dato más crucial sobre su origen lo proporciona el análisis de los clastos que integran la brecha. Hemos examinados decenas de afloramientos y siempre hemos encontrado que los fragmentos pertenecen a dos tipos exclusivamente:

- un 10-20% son gabros idénticos a los del Edificio Submarino;

- un 80-90% son basaltos verdosos metamorfizados que prácticamente nunca tienen vacuolas, es decir, enteramente similares a los diques del Edificio Submarino.

En todos los afloramientos hay ausencia total de clastos que puedan ser asociados a lavas subaéreas o piroclastos ni a materiales de la Secuencia Submarina (fragmentos de pillow-lavas, por ejemplo). En consecuencia, y teniendo en cuenta que la proporción entre tipos de clastos es análoga, se puede afirmar tajantemente que la brecha procede de la destrucción del Edificio Submarino, pero sólo de las rocas plutónicas atravesada por una densísima malla de diques, las cuales, por ocupar una parte central en el viejo edificio, habrían sido llevadas a mayor altura durante el levantamiento.

En cuanto al mecanismo por el que se formaron las brechas, los indicios proceden de la estructura y extensión lateral de la unidad: espesores de hasta 700 metros visibles, ausencia de estratificación, carácter caótico, falta de selección, etc. Todo ello apunta hacia un sólo origen: grandes avalanchas en masa de partes del relieve que quedaron en situación inestable al elevarse el conjunto con rapidez. Y, como mecanismo desencadenante, la sismicidad asociada al mismo fenómeno del levantamiento.

4. ¿ Por qué se levantó el Edificio Submarino?

Las causas hay que buscarlas en procesos magmáticos que tienen lugar en profundidad antes que en fenómenos tectónicos, más propios de otras regiones que del Archipiélago.

En un ambiente geológico como La Palma, el magma se genera en una difusa región del manto situada a una profundidad de, tal vez, 80-150 km. En esta región las rocas experimentan una fusión parcial que puede afectar a un 3-5% del volumen total, generándose un fundido de densidad algo menor que el conjunto cristalino en que se aloja, por lo que tiende a ascender. Aunque muy disperso inicialmente, el fundido se va

acumulando en masas o "burbujas" progresivamente mayores que ascienden paulatinamente en forma diapírica, es decir, por deformación lenta de la roca de caja que, a causa de su alta temperatura, tiene baja resistencia a los esfuerzos cortantes y se comporta de manera plástica.

Más cerca de la superficie, la litosfera se encuentra a una temperatura menor que en los niveles inferiores y su comportamiento reológico pasa a ser rígido en lugar de plástico. Las bolsas de magma no pueden ya vencer la resistencia al ascenso que opone la roca de caja y se van acumulando bajo esta frontera reológica, que no corresponde a un cambio de composición de la roca sino a un estado térmico, de modo que es un límite que puede desplazarse hacia arriba o hacia abajo a lo largo del tiempo y según las circunstancias.

Como en los niveles más profundos no cesa la generación de magma, a la zona de acumulación van llegando lentamente nuevas "burbujas" de fundido que, al ser menos denso que la roca de caja, ejerce un empuje ascensional sobre la capa de material rígido que lo detiene. Naturalmente, el esfuerzo ejercido va siendo progresivamente mayor a medida que aumenta el volumen acumulado.

Por fin, el gradual incremento del empuje ascensional puede ya deformar la capa rígida suprayacente, induciendo una tumescencia o abombamiento de gran radio que, cuando adquiere suficiente magnitud, comienza a romperse en piezas rígidas que se mueven diferencialmente unas respecto a otras, pero sin dejar el espacio suficiente entre ellas como para que el magma alcance la superficie, que más bien irá intruyendo los niveles bajos en forma de apófisis o incluso sills. Este mecanismo, conocido actualmente en el interior de algunas grandes calderas de colapso o en el Rift de Africa Oriental, puede producir elevaciones de miles de metros.

En resumen, el abombamiento mencionado estaría reflejado en el basculamiento que presenta de hecho la Secuencia Submarina, que ha rotado unos 20-30° con respecto a su posición original. En esta rotación, la parte elevada corresponde a la zona central

de la caldera en donde se encuentran las rocas plutónicas del Edificio Submarino, lo cual indica que es precisamente esa zona central la que experimentó mayor levantamiento y, en consecuencia, mayor inestabilidad. A esa misma conclusión llegábamos al hacer el análisis composicional de las brechas caóticas asociadas a la destrucción del Edificio.

Finalmente, en un estadio más avanzado, el magma ya puede abrirse paso a través de fracturas hasta alcanzar la superficie, con lo que se elimina el exceso de presión responsable de los fenómenos descritos. A partir de ese momento comienza otro gran periodo en la historia de la Isla, protagonizado en este caso por el volcanismo subaéreo que se describe en los siguientes capítulos.

IX. UNIDADES VOLCÁNICAS SUBAÉREAS: ASPECTOS GENERALES

Las Unidades Volcánicas subaéreas (UVS) son el resultado de la actividad eruptiva acaecida en toda la isla después del levantamiento del Complejo Basal. Su edad está comprendida entre algo más de 2 millones de años y la actualidad. En su composición predominan abrumadoramente los basaltos, siendo insignificantes los volúmenes de otros tipos de rocas. Este hecho simplifica la descripción petrológica del conjunto, pero, al mismo tiempo, obstaculiza el trabajo de distinción de unidades estratigráficas dentro de la historia geológica de la Isla, que, aunque algo monótona desde el punto de vista composicional, no ha sido constante en el tiempo ni homogénea en el espacio.

Al hablar de la sucesión de episodios volcánicos en La Palma, y al igual que en las restantes islas del Archipiélago- se ha venido utilizando tradicionalmente el término *serie* para referirse a las diferentes unidades volcánicas. De este modo, en el trabajo más completo publicado hasta la fecha (Coello, 1978) se han determinado hasta 4 Series Antiguas, a las que hay que sumar 2 Series Recientes (Fúster et al., 1989). En los terrenos sedimentarios, donde fue usada la denominación por vez primera, una serie es todo aquel conjunto de capas que se ha acumulado en una zona concreta dentro de un intervalo de tiempo determinado. En ese ambiente, las series suelen tener una considerable dispersión lateral, por lo que, cuando se usa el término en áreas tan restringidas como una isla cualquiera de las Canarias, se tiende a pensar inconscientemente que cada Serie ocupa toda la extensión del bloque insular. Más aún: el hecho de utilizar la misma denominación (Serie I, Serie II, etc.) en islas diferentes induce a considerar que estos conjuntos litológicos tienen la misma edad y similares características en todo el Archipiélago, lo cual está muy lejos de ser cierto.

En Canarias es muy infrecuente que la actividad volcánica de un periodo concreto se distribuya por toda la extensión de la isla. Por el contrario, los procesos eruptivos tienden a concentrarse en áreas geográficas determinadas, originando edificios volcánicos singulares de dimensiones restringidas. La forma del Edificio puede ser



cónica, a grandes rasgos, o bien adoptar la configuración más compleja de una pirámide triangular. Ejemplos de ello son el Complejo Teide-Pico Viejo, que ocupa la depresión de Las Cañadas (Tenerife), o bien la Dorsal Sur de La Palma, que ha focalizado en ella toda la actividad reciente (tal vez los últimos 600.000 años).

En pocos casos está tan claro como en La Palma que el proceso de crecimiento de la isla se ha verificado por imbricación de tales edificios singulares al desplazarse el foco principal de la actividad. La discriminación entre uno y otro es, en ocasiones, sencilla, ya que el cambio se produce después de la destrucción parcial del edificio anterior, bien sea por una fase erosiva prolongada o por un deslizamiento en masa instantáneo de grandes dimensiones. En ambos casos desaparece una parte del relieve preexistente y se genera una marcada discontinuidad, fácilmente identificable en el terreno, entre los materiales de una y otra unidad. En otras ocasiones, el desplazamiento del volcanismo se produce, en apariencia, sin una clara ruptura de la continuidad temporal; la diferenciación hay que hacerla entonces sobre otras bases, como la inclinación respectiva de las lavas (que en cada edificio tenderán a buzarse periclinalmente con respecto a su cumbre) o el grado de erosión que afecta a la superficie de uno y otro.

Siguiendo este criterio, dentro del volcanismo posterior a la elevación del Complejo Basal el autor distinguió en un trabajo previo (PHI, 1992) cinco edificios principales que no necesariamente coinciden, en extensión y nomenclatura, con las series establecidas por autores anteriores. De más antiguo a más moderno son los siguientes:

1. Taburiente I
2. Taburiente II
3. Cumbre Nueva
4. Bejenado
5. Dorsal Sur

En la distribución espacial y temporal se observa que el foco principal de la actividad tiende a desplazarse de norte a sur. El cambio tiene lugar, en ocasiones,

después de un evento destructivo de grandes proporciones, como sucede entre los edificios Taburiente I y II o entre los edificios Cumbre Nueva y Bejenado. En los restantes casos, el desplazamiento ha tenido lugar con menor dramatismo, pero por causas todavía no bien comprendidas.

X. EDIFICIO TABURIENTE I

Aunque es la unidad más antigua del volcanismo subaéreo, sólo ha sido identificada recientemente por Coello (1987), que la denominó Serie Antigua I. La razón de que se haya tardado tanto tiempo en dar con ella está en que casi toda ella está cubierta por materiales más recientes (Edificio Taburiente II). Únicamente ha sido puesta al descubierto por la erosión en algunos tajos muy profundos de la zona de máximas precipitaciones, como el barranco de los nacientes de Marcos y Cordero; el afloramiento principal se encuentra justo al norte de la Caldera de Taburiente, en donde la intensa erosión ha actuado en el área en que es mínimo el espesor de las lavas posteriores (ver mapa). Estos afloramientos fueron atribuidos anteriormente al Complejo Basal, cuyos aglomerados de techo tienen cierta similitud con los materiales expuestos en el fondo de los barrancos (Afonso, 1974; Proyecto SPA-15). El cambio de interpretación dado por Juan Coello ha sido crucial para comprender mejor no sólo la historia geológica de la isla sino también su funcionamiento hidrogeológico, resolviendo de una vez el enigma de porqué dentro de la Caldera podía haber manantiales tan caudalosos .

Hay que subrayar que el único medio de investigar esta unidad en extensión y profundidad es la red de galerías, pues los puntos de exposición en superficie son escasos y discontinuos, y en ningún caso muestran la secuencia completa. La descripción que se hace en esta memoria procede de los datos obtenidos en la totalidad de las galerías que la cortan, los cuales confirman y amplían en algunos puntos las observaciones de Coello (1987).

Las lavas y mantos piroclásticos de esta unidad conforman un gran estratovolcán cuya cima se encontraba sin duda en el flanco norte del relieve del Complejo Basal, relieve que ha desaparecido actualmente al formarse la Caldera (Figura 16). Con el estratovolcán Taburiente I se reanuda la actividad después del largo periodo de calma eruptiva en que se levantó y erosionó el Complejo Basal, sobre el que se apoya en fuerte discordancia. Las emisiones comenzaron hace algo más de 2 millones de años,

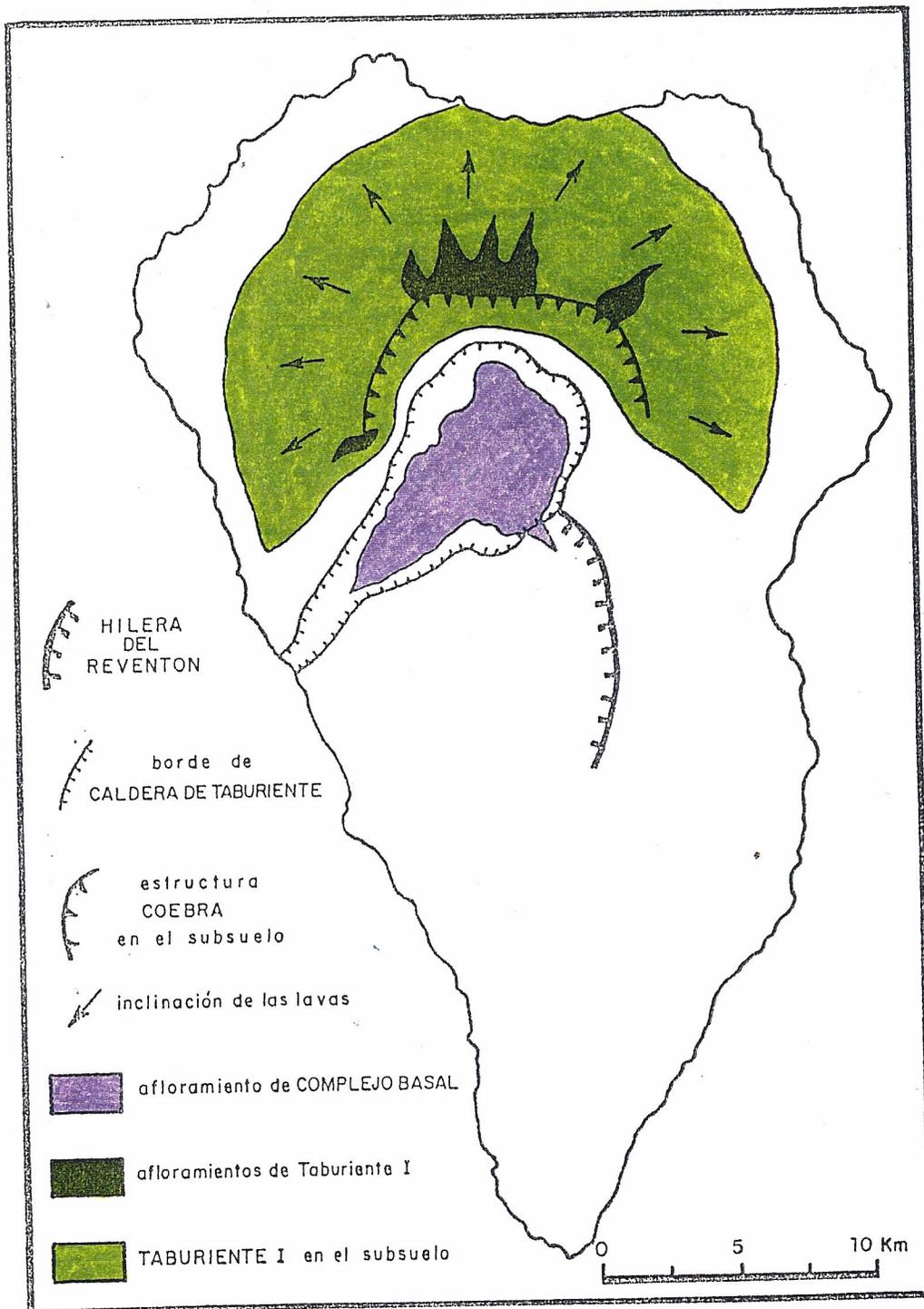


Figura 16 .- Dispersión en el subsuelo del Edificio Taburiente I según la información proporcionada por las galerías.

según las dataciones absolutas disponibles (Fúster et al., 1989), que son muy escasas y no han sido tomadas en los materiales iniciales del Edificio.

La construcción del estratovolcán parece haberse realizado en un tiempo relativamente corto, geológicamente hablando (unos centenares de miles de años), pues las edades absolutas obtenidas sobre materiales del edificio Taburiente II superan 1 millón de años. Esto coincide con las observaciones estratigráficas, que no registran interrupciones importantes dentro de la secuencia (paleosuelos, niveles erosivos, etc.).

Los materiales constituyentes son los característicos de un estratovolcán de composición predominantemente basáltica y actividad centralizada, es decir, focalizada sobre todo en el vértice, con pocos aparatos periféricos:

- Lavas fluidas de tipo pahoe-hoe y aa que llegan hasta la cota 0 y sin duda se prolongan bajo el nivel del mar; las primeras son predominantes en los niveles inferiores de la secuencia estratigráfica.
- Niveles piroclásticos en forma de lentejones potentes con granulometría gruesa (conos de cinder enterrados) o bien como horizontes delgados y extensos con granulometría más fina; ambos son más abundantes cerca de la región de cumbres original, aunque los segundos tienden a alcanzar una dispersión mayor.
- Aglomerados de génesis variada, constituidos por fragmentos líticos dispersos en una matriz limosa o limo/arenosa.

En la porción central del edificio las lavas están intercaladas e imbricadas con aglomerados y niveles piroclásticos, pero al acercarse a la franja costera estos dos últimos elementos tienden a adelgazarse y a desaparecer, dando paso a una secuencia integrada fundamentalmente por lavas.

Aunque estos materiales no son muy antiguos relativamente (algo más de 2 millones de años en la base de la secuencia), han experimentado procesos de alteración y compactación que modifican sus características primarias. Estos procesos no afectan por igual a todos los productos, sino que son más intensos en los piroclastos y aglomerados por tener carácter fragmentario; de este modo, aunque originalmente eran porosos e incoherentes, ahora forman masas compactas con muy baja proporción de huecos.

Un rasgo esencial del Edificio Taburiente I, de gran repercusión hidrogeológica, es que el contacto con el Complejo Basal es muy anómalo, constituyendo una depresión arqueada o valle doble, más o menos paralela a la pared septentrional de la Caldera y oculta bajo el Edificio Taburiente II. A esta depresión arqueada la denominamos en un trabajo anterior **estructura COEBRA** por ser Juan Coello y Telesforo Bravo los primeros en reconocer su existencia y su influencia en la circulación del agua subterránea.

XI. FORMACIÓN DE LA ESTRUCTURA COEBRA

1. El hallazgo de Juan Coello

A través de observaciones de superficie, Coello (1987) se dio cuenta de que en la zona de los manantiales de Marcos y Cordero y en el resto de los afloramientos de su Serie Antigua I (equivalente al Edificio Taburiente I), los materiales de esta unidad, sistemáticamente inclinados hacia el mar, están cortados abruptamente por una superficie dirigida hacia el interior de la Caldera de Taburiente (Figura 17).

Por el contrario, en la pared de la Caldera, y de manera también sistemática, el Complejo Basal buza hacia el mar con una configuración que pudo reconstruir con la información proporcionada por las galerías que se han perforado tanto en el interior de Taburiente como en las pendientes externas de la Isla.

Ambas superficies, inclinadas en sentido opuesto, forman, en consecuencia, una depresión que, oculta bajo materiales más recientes y permeables, formaría una especie de depósito de gran volumen que explicaría la mayor acumulación de agua en la zona norte de la Caldera y el gran caudal de los nacientes y galerías que allí se encuentran.

El posible origen de esta depresión, o más bien de la superficie que corta a los materiales de la Serie Antigua I, lo atribuye de un modo genérico a "dos paleocalderas excavadas en la Serie Antigua I y Complejo Basal y con desagüe hacia el Norte, según se esquematiza en los cortes geológicos de la Fig. 4", cortes que reproducimos en la Figura 17.

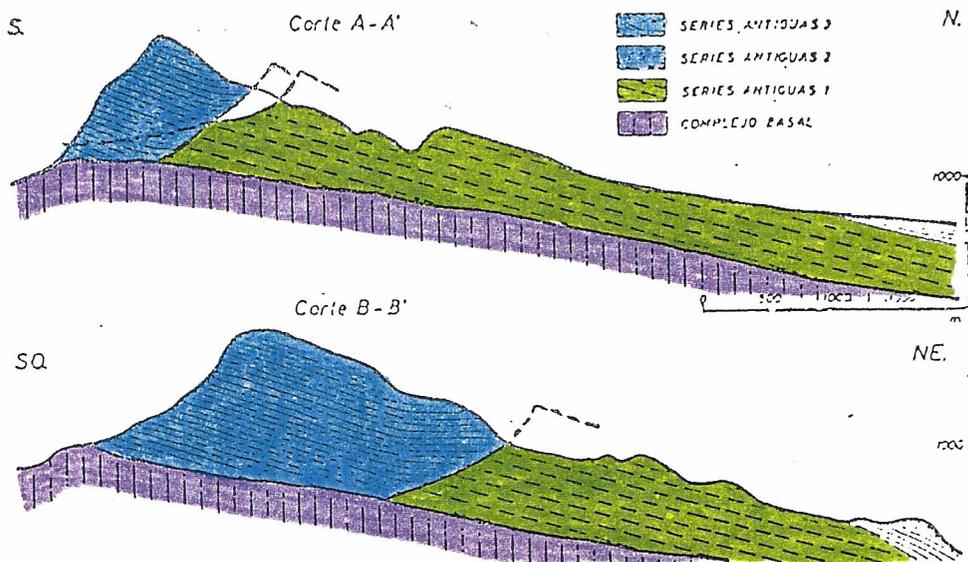
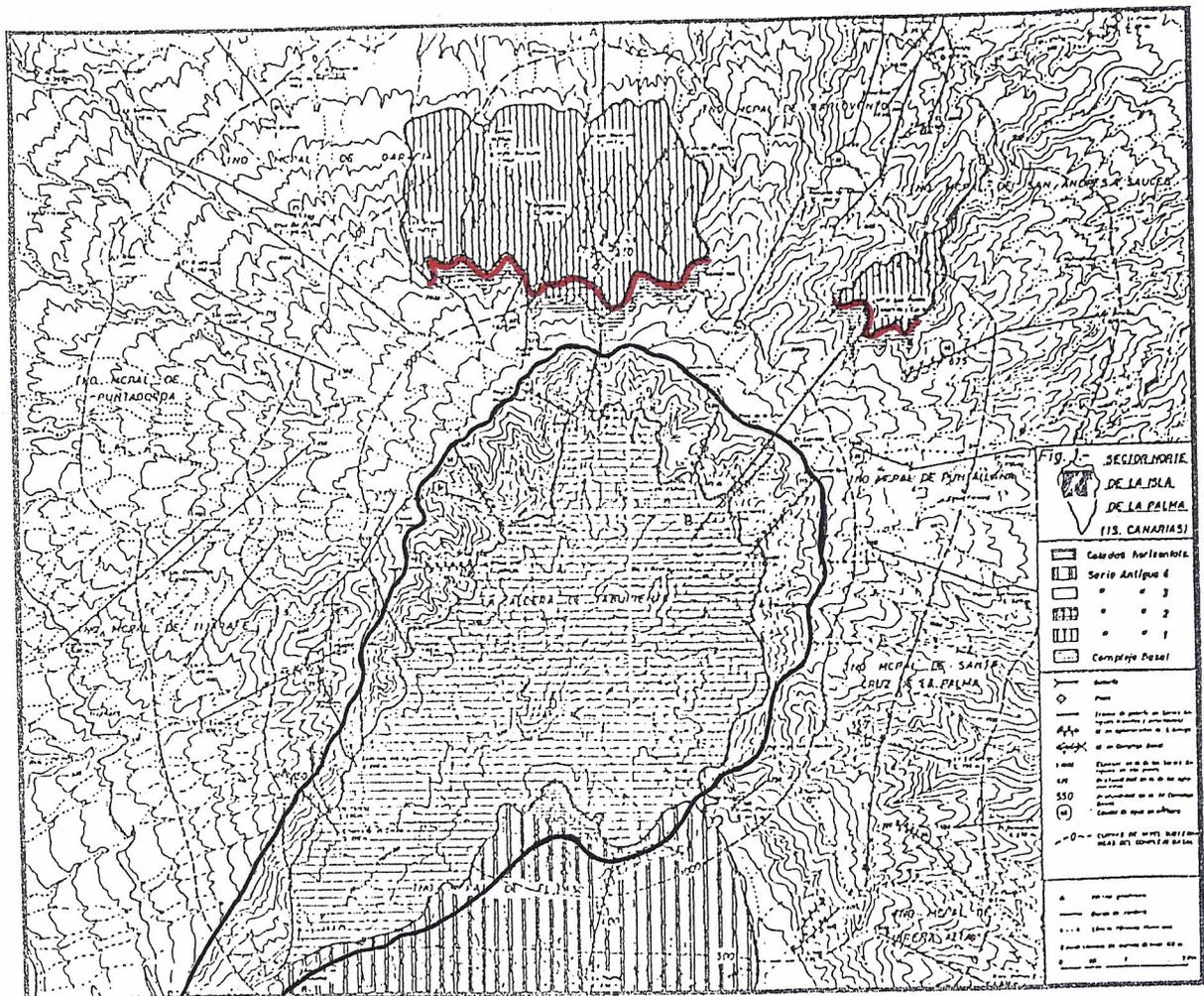


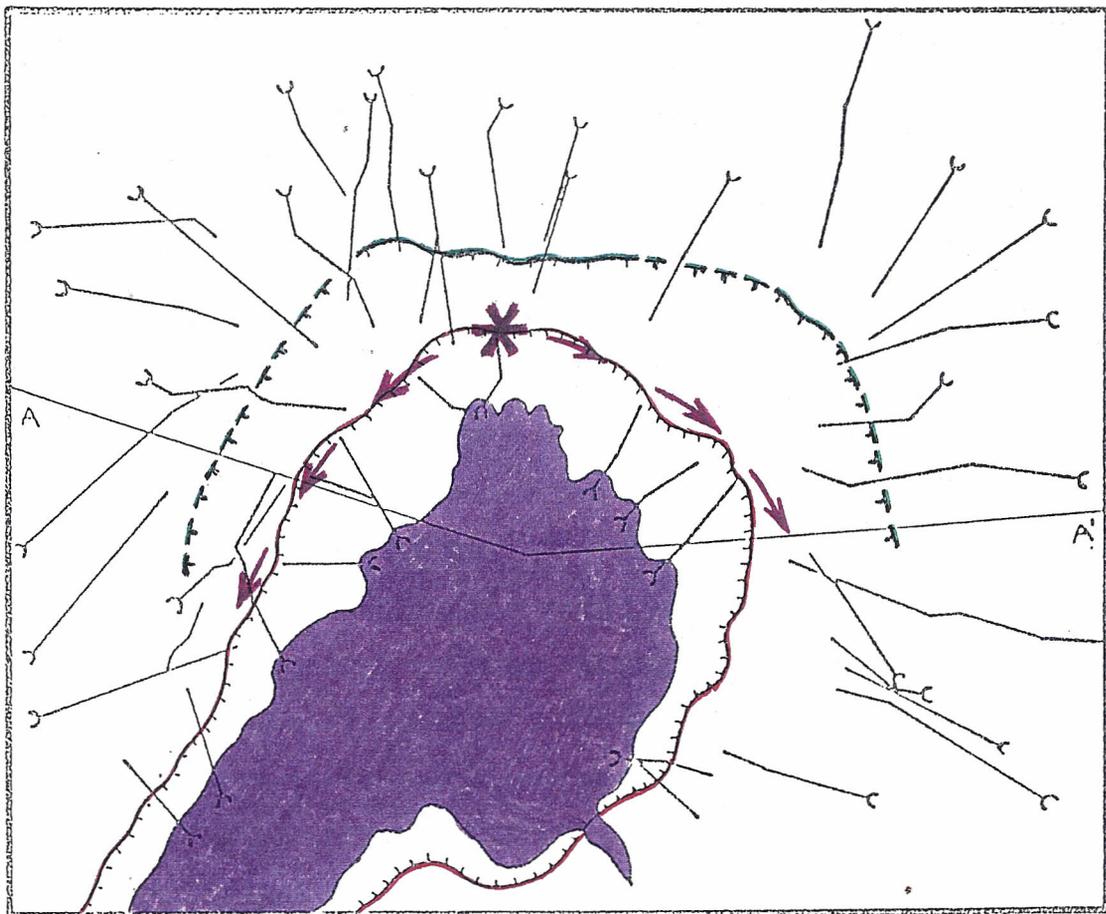
Figura 17.- Primera aparición de la estructura COEBRA en la literatura geológica (Coello, 1987). La línea roja marca donde fue identificada en superficie la pared externa de la estructura, que decapita la Serie Antigua I (equivalente al Edificio Taburiente I).

2. Resultados de la investigación del Plan Hidrológico

Entre 1990 y 1992 el autor de la presente memoria colaboró con el Plan Hidrológico de La Palma investigando los rasgos geológicos e hidrogeológicos del subsuelo y, naturalmente, concedió un interés muy particular a una estructura tan interesante como la descubierta por Coello, a la que dio el nombre de COEBRA, derivado de Coello y Bravo.

Para ello visitó todas las galerías que, bien desde el interior de Taburiente o bien desde el exterior, podían proporcionar información sobre la enigmática estructura. Como resultado se pudieron ampliar los límites mencionados por Coello y establecer de una manera bastante aproximada la extensión en el subsuelo (Figura 18). Pudo averiguarse, también, que el fondo de la depresión alcanza su mayor cota al norte de la Caldera, más o menos en la posición de la Pared de Roberto o de la Loma Mantigua, desde donde comienza a descender hacia ambos lados, es decir, adoptando la configuración de dos valle divergentes. Ello implicaba que el flujo del agua tendía a seguir ambos valles, aunque con desbordamiento hacia el interior de Taburiente o hacia el exterior en puntos topográficamente bajos, como Marcos y Cordero.

Sobre el origen de la estructura COEBRA el autor se mostraba vago, y aunque afirmaba que "la mitad sur del Edificio Taburiente I ha desaparecido por completo, decapitada por un anfiteatro calderiforme concéntrico con la depresión de Taburiente", no se le ocultaba la engorrosa posición del Complejo Basal en este esquema. En efecto, cualquiera que fuese el mecanismo que había decapitado el Taburiente I, ¿por qué no se había llevado por delante también el Complejo Basal?. En consecuencia, concluía que la estructura COEBRA era de "origen todavía incierto".



 extensión en el subsuelo de la pared externa de la estructura COEBRA
 borde de la Caldera de Taburiente

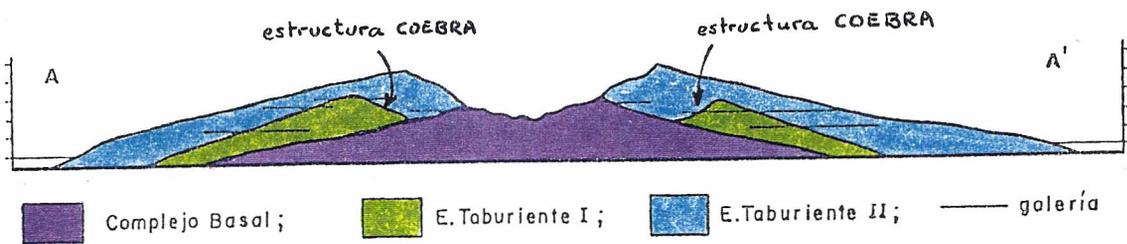


Figura 18 .- Extensión en el subsuelo de la estructura COEBRA según la información proporcionada por las galerías. El fondo de la estructura alcanza su punto más alto en el lugar señalado con una estrella y desde ahí desciende hacia ambos lados, tal como marcan las flechas.

3. La hipótesis de Ancochea et alter (1994)

Recientemente ha sido publicado un trabajo de investigación por siete autores que, basándose en 23 dataciones de potasio-argón, discuten la evolución de la Isla.

Para estos autores, la actividad volcánica subaérea comenzó con la construcción de un edificio volcánico en forma de escudo, correspondiente a la Serie Antigua Inferior (equivalente al Taburiente I), cuyo ápice estaría cerca del centro actual de la Caldera. El final de este episodio sería la formación de una paleocaldera (Figura 19) por uno o varios deslizamientos en masa de gran magnitud dirigidos más o menos hacia el sur. La pared de la paleocaldera correspondería a la encontrada por Coello y que nosotros denominamos estructura COEBRA, y los productos resultantes de la destrucción serían, según estos autores, una unidad de debris-avalanche (equivalente a aglomerados) que se encuentra en la pared oeste de la Caldera entre el Complejo Basal y la Serie Antigua Superior (Edificio Taburiente II en este trabajo).

4. Objeciones en la hipótesis de Ancochea et alter (1994)

La paleocaldera propuesta por estos autores no resulta convincente por dos razones:

a) ¿Cómo puede formarse un deslizamiento en masa que decapite la Serie Antigua Inferior y deje un relieve positivo del Complejo Basal?. Esto se ilustra en la Figura 20.

b) El material considerado como resultante del gran deslizamiento no sólo se encuentra en el oeste sino en toda la pared de la Caldera, donde buza radialmente hacia el mar. Pertenece realmente al Edificio Taburiente II y ha sido representado en el Mapa Geológico 1:25.000 del Parque bajo la

denominación de **aglomerados de base**, aunque se intercala con las primeras lavas del mencionado Edificio.

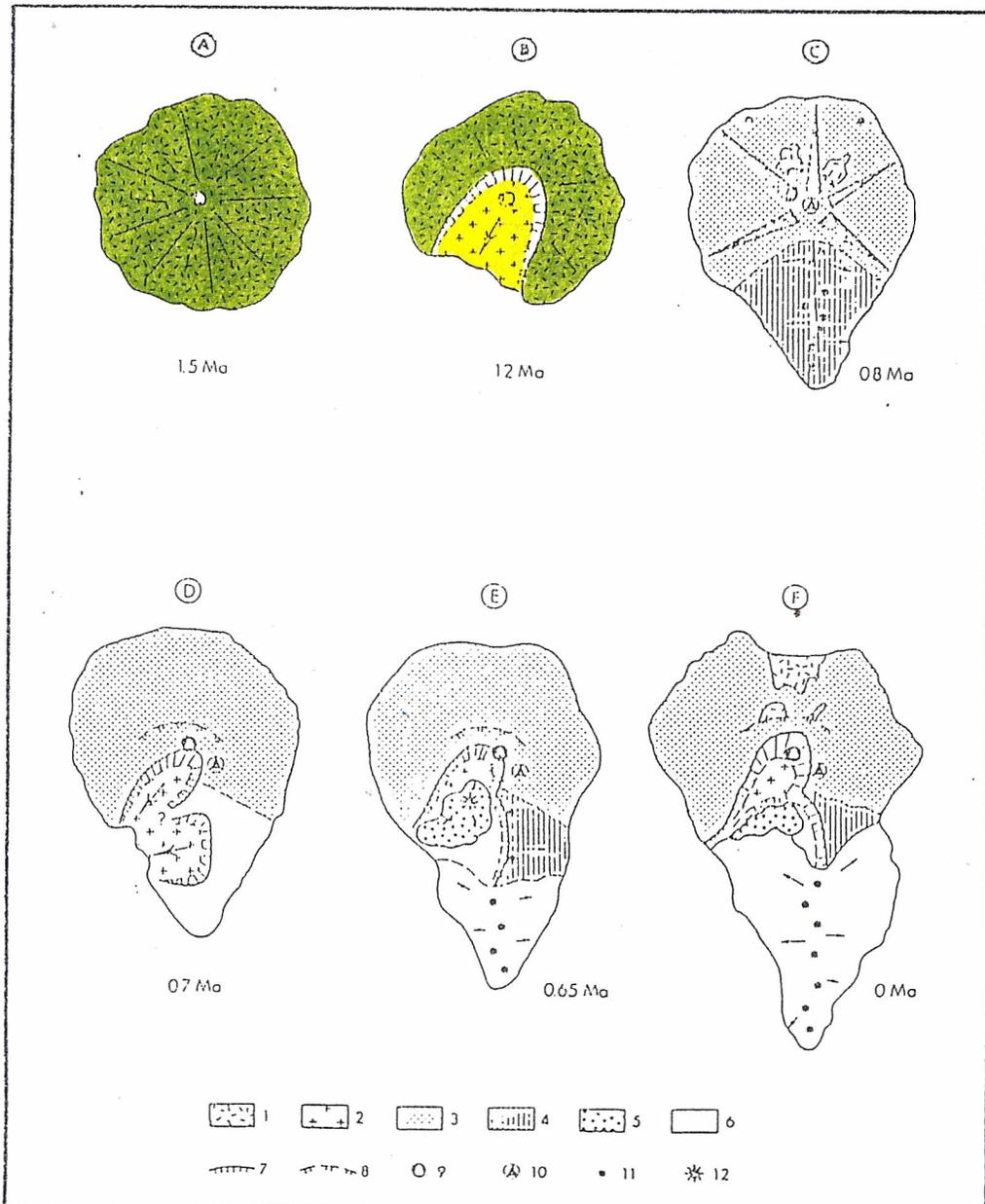


Figura 19 .- Esquema propuesto por Ancochea et aliter (1994) para explicar la evolución geológica de La Palma. La Serie Antigua inferior (equivalente al Edificio Taburiente I) habría formado un volcán en escudo en toda la mitad norte de la isla (A), con centro en La Caldera. Un deslizamiento en masa originaría una gran depresión abierta (B), cuya cabecera se correspondería con la estructura COEBRA.

5. Hipótesis propuesta en este trabajo

Al principio del presente estudio, en el que el trabajo de campo se realizó en Mayo-Junio del 93, se partió de la hipótesis de trabajo de que la **brecha caótica** situada en el techo del Complejo Basal, o al menos parte de ella, podía ser el debris-avalanche resultante de un deslizamiento en masa que hubiese formado la estructura COEBRA (Figura 21).

Pronto se vio que tal hipótesis era inviable porque: 1) la parte interna de la COEBRA está constituida, en largos tramos de la pared, por materiales del Edificio Submarino que buzan con gran pendiente hacia el eje de la depresión, por ejemplo en la Loma Mantigua, y alrededores (Foto XX), y 2) la brecha, como ya se ha mencionado al hablar de ella, está integrada exclusivamente por fragmentos del Edificio Submarino, y de ser un deslizamiento que involucrase al Taburiente I debería contener una gran proporción de clastos de lavas y escorias, etc. procedentes de éste, lo cual no se verifica.

También ensayamos alguna explicación tectónica, con juegos de fallas y basculamientos, pero no nos fue posible concebir ningún modelo que resultase coherente con los hechos observados.

Los elementos significativos de que disponemos para intentar explicar el enigma son los siguientes:

- La COEBRA no es una estructura abierta hacia el sur sino una depresión arqueada en la que la parte más próxima al mar está constituida por restos del Edificio Taburiente I, mientras que del lado de la Caldera se encuentra el Complejo Basal.

- El eje de la depresión tiene un alto topográfico en el norte y, desde ahí, el fondo va descendiendo gradualmente en cada rama, como dos valles divergentes con una cabecera común.

- La inclinación periclinal hacia el mar de la superficie del Complejo Basal permite suponer que, cuando se estaba formando el Taburiente I y también después, lo que ahora es la Caldera se correspondería con una elevada montaña o cúpula domática del Complejo. Esta presunción ha sido confirmada por la naturaleza de los piedemontes que, en muchos lugares de la pared, separan la superficie del Complejo de los materiales iniciales del Taburiente II. Como los fragmentos de los piedemontes proceden de materiales del Complejo Basal, esto significa que cuando comenzaron las emisiones de este tardío aparato todavía existía un fuerte relieve central.

En consecuencia, si la estructura COEBRA tiene una configuración arqueada formada por dos valles divergentes, ¿por qué no puede ser realmente éso, una depresión erosiva?

Cuando un edificio volcánico se emplaza en el flanco de una montaña de forma más o menos cónica o domática y de pendientes fuertes, los materiales emitidos (bastante fluidos si son basaltos) tienden a descender rodeando la montaña en lugar de acumularse sobre el centro de emisión. Esto está espléndidamente expuesto hoy día en el Teide-Pico Viejo (Figura 22).

Si, además, resulta que el edificio más alto es impermeable, como es el caso del Complejo Basal, la ausencia de infiltración determina que toda el agua de lluvia escurra libremente por su superficie y tienda a canalizarse preferentemente en el contacto arqueado entre ambas unidades, fluyendo en sentido opuesto desde una zona común de cabecera que se encuentra precisamente en la zona más alta del volcán de flanco.

La actividad erosiva de los dos valles del contacto tenderá a excavar sobre todo los materiales menos cohesionados, que son las lavas y piroclastos del edificio más joven, con lo que, al cesar el volcanismo, los barrancos originales harán a hacer retroceder más y más la ladera correspondiente al edificio volcánico, acentuando la forma del arco. Esto sucederá tanto más rápida y enérgicamente cuanto más copiosas sean las

precipitaciones, y no hay que olvidar que la COEBRA se encuentra en la zona más húmeda de La Palma (vertiente norte).

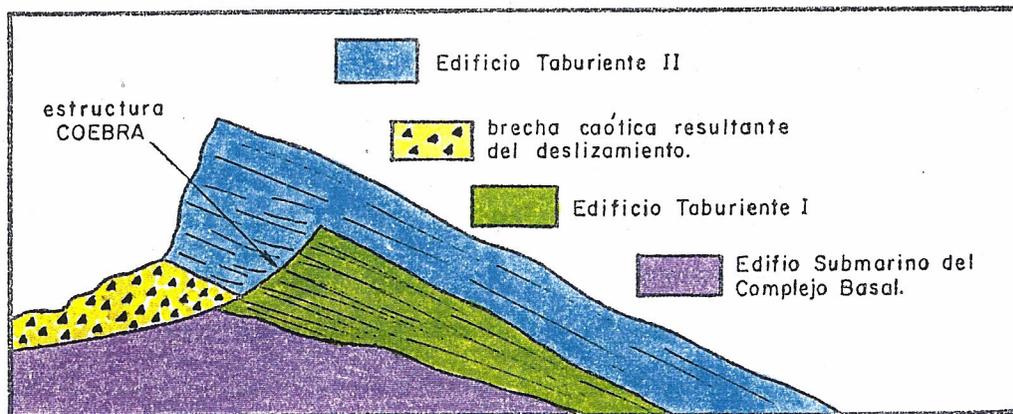


Figura 21 .- Hipótesis de partida al comenzar el trabajo actual. Si la COEBRA se había originado por un deslizamiento en masa, el "debris-avalanche" ligado a éste tal vez se correspondía con la brecha caótica que hay en el interior de La Caldera.

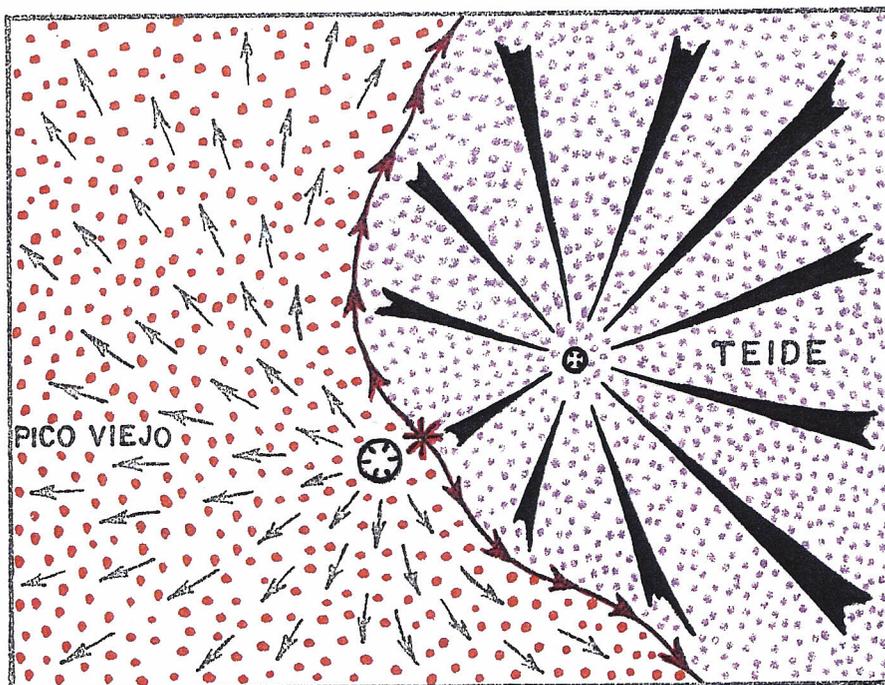


Figura 22 .- La construcción del estratovolcán Pico Viejo en un flanco del Teide, más elevado, da lugar a que las lavas de aquel rodéen y se adapten al relieve cónico de este último. El contacto tiene dos ramas descendentes que divergen desde el punto más alto (señalado con una estrella).

XII. EDIFICIO TABURIENTE II

Es la unidad mejor expuesta en sección natural al haber quedado cortada en todo su espesor (casi 1.000 metros) por la pared de la Caldera.

Sus materiales configuran un gran estratovolcán cónico que originalmente tenía su cumbre en algún punto de lo que hoy es la depresión, pero la formación de esta última ha truncado la porción de cumbres. A juzgar por la inclinación de las lavas, la cima del edificio superaba ampliamente los 3.000 metros de altura, pero el constante retroceso de las paredes de la Caldera está haciendo disminuir con rapidez la altura del perímetro. En el borde de la depresión quedan restos de valles de erosión glacial decapitados por la pared, lo que significa que hace sólo diez mil o veinte mil años aún había una parte central con extensión y altura suficientes como para acumular gran cantidad de hielo.

El espléndido corte natural de la pared de la Caldera muestra dos niveles bien diferenciados, aunque con tránsito gradual entre ellos:

- Uno inferior, de gran espesor, en donde predominan claramente las lavas sobre los piroclastos. Esto lo atribuimos a una actividad volcánica centralizada en el vértice del edificio, con un conducto principal que conectaba posiblemente con un gran cráter. Las coladas partirían intermitentemente desde éste, probablemente como reboses de un lago de lava.

- Uno superior, menos potente, en donde los piroclastos son mucho más abundantes. La actividad deja de ser central y se convierte en fisural, a través de conos de cinder. A esta porción superficial están asociados los numerosos conos que salpican la mitad norte de la Isla.

Un rasgo muy distintivo del Taburiente II es la presencia inicial de numerosos mantos de aglomerado que se imbrican lateralmente; ésto puede ser observado muy bien en la pared de La Caldera, donde recubren directamente el Complejo Basal, adaptándose a la morfología y suavizando sus irregularidades. Los aglomerados están formados por clastos basálticos angulosos, dispersos en una matriz limo-arenosa que presenta un elevado grado de endurecimiento o litificación, lo que les confiere gran resistencia a la erosión. Destacan en el relieve con una morfología fácilmente identificable a gran distancia (encima de las Casas del Cura, por ejemplo).

La base aglomerática es un nivel esencial para hacer distinciones estratigráficas y para determinar la posición de la estructura COEBRA. En efecto, la COEBRA actúa como barrera morfológica e impide la dispersión radial de los aglomerados, de modo que, en donde está presente, las lavas del Taburiente II se apoyan directamente sobre el Taburiente I. Por el contrario, donde falta la estructura COEBRA los aglomerados han podido seguir sin obstáculos las pendientes de la isla y se encuentran en todas partes como nivel inicial del Taburiente II.

En el subsuelo, la unidad Taburiente II se prolonga bajo los materiales del Edificio Cumbre Nueva tanto en el sector del Time como bajo el propio arco de la Cumbre Nueva. Falta, en cambio, en el valle de Aridane, lo cual es un factor importante a considerar en una discusión sobre el origen del Valle.

XIII. EDIFICIO CUMBRE NUEVA

Es el edificio con menor identidad morfológica, ya que la formación del Valle de Aridane y de La Caldera de Taburiente lo ha suprimido totalmente en una amplia franja norte-sur, dividiéndolo en dos mitades desconectadas: 1) el pequeño afloramiento del Time, y 2) el arco de Cumbre Nueva propiamente dicho.

A pesar de la destrucción experimentada, todavía existen rasgos que permiten relacionar las dos mitades y reconstruir la configuración original. Así, ambos afloramientos tienen una morfología similar que contrasta con la del Edificio Taburiente II en el que se apoyan: 1) los barrancos están mucho menos encajados, lo que lleva a pensar que la superficie del Taburiente II ha estado más tiempo expuesta a la acción erosiva, es decir, es más antigua; y 2) mientras que en el Edificio Taburiente II los barrancos divergen radialmente desde un hipotético vértice situado más o menos sobre el centro de la actual Caldera de Taburiente, los que cortan al Edificio Cumbre Nueva, que también divergen radialmente, lo hacen desde un centro más meridional situado entre el Bejenado y la población de El Paso.

La disposición de las lavas confirman lo inferido a través de la red de drenaje, pues encaja con una configuración de estratovolcán cónico cuyo materiales estuviesen inclinados radialmente hacia el mar desde el mismo vértice hipotético del que divergen los barrancos.

El edificio Cumbre Nueva está constituido por un apilamiento de lavas basálticas y mantos piroclásticos subordinados, con un espesor de la secuencia que, en su parte más potente (cabecera oriental del Valle de Aridane), pueden alcanzar los 400-500 metros. Apenas existen paleosuelos, intercalaciones sedimentarias o discordancias erosivas locales, lo que sugiere que su emplazamiento se ha producido en un lapso de tiempo relativamente corto, pero con una actividad eruptiva muy continua e intensa. Los horizontes piroclásticos son escasos en la proximidad del mar pero aumentan en frecuencia, espesor y tamaño de grano hacia el interior de la isla. Las lavas están

representadas por tipos pahoe-hoe y aa que apenas han experimentado alteración y compactación.

XIV. DESLIZAMIENTO DE ARIDANE

La magnitud y espectacularidad de la Caldera de Taburiente atrae tanto la atención que ^{C614} frecuencia se olvida uno de los relieves más extraños de La Palma: el arco de la Cumbre Nueva, también conocido como Hilera del Reventón (Figuras 9 y 13).

Esta estructura decapita las lavas y piroclastos del Edificio Cumbre Nueva, que están inclinadas hacia el este, es decir, que proceden de algún centro de emisión situado entre el Bejenado y la población de El Paso, pero a una cota muy superior a la actual (2500 metros o más). En la parte inferior del arco también aparecen restos del Edificio Taburiente II.

La Hilera del Reventón es sólo el remanente de una estructura de mayores dimensiones. Hacia el sur está recubierta por los materiales de la Dorsal Sur, que impiden ver cómo era su continuación; tampoco hay información del subsuelo porque en esta zona no hay galerías. Hacia el norte está interrumpida por la Caldera de Taburiente, que es una depresión mucho más joven y profunda, en actual proceso de expansión.

Por otra parte, sabemos que entre el Time y el arco de la Cumbre Nueva ha desaparecido una gran porción de terreno, pues el Bejenado es un edificio volcánico más reciente que el arco y bajo él no hay ni rastros de los edificios Tabu-

riente II y Cumbre Nueva. Sólo existe el Complejo Basal, y además con una pendiente más fuerte que en otros sitios de la isla (Coello, 1987).

¿Qué proceso ha podido hacer desaparecer una porción de la isla de unos 10 km de anchura y mayor longitud todavía? Para entenderlo hay que recurrir a depresiones análogas de Tenerife, en donde las galerías muestran claramente su estructura profunda (Navarro y Coello, 1989).

En la isla vecina hay algunos grandes "valles" de morfología muy peculiar, no explicable por las mismas causas erosivas que excavan la red de drenaje normal, por amplia que ésta sea. Los rasgos distintivos de estas enormes depresiones con forma de herradura abierta hacia el mar, pueden ser esquematizados como sigue:

- Fondo de 7-10 km de anchura, con suave pendiente inclinada hacia la costa, relleno de lavas más jóvenes.
- Paredes laterales rectilíneas, de varios centenares de metros de desnivel, que tienden a ganar altura hacia la cabecera, la cual tiene forma de anfiteatro.
- Bajo la cobertera de lavas jóvenes se encuentra una brecha caótica de gran espesor, que en el mundillo de las galerías se conoce como mortalón.

- Las lavas de relleno proceden de uno o varios aparatos volcánicos situados sistemáticamente en la cabecera.

El origen de estas depresiones fue atribuido por Telesforo Bravo en 1962 a grandes deslizamientos, pero en esa época era una hipótesis demasiado fantástica como para que fuese admitida sin más por los geólogos. Treinta años después, sin embargo, ha pasado a ser algo normal entre los vulcanólogos, pues durante la erupción del St. Helens (USA) en 1980, se produjo el deslizamiento en masa de la mitad superior del gran volcán, dejando un hueco en forma de herradura de 2 km de anchura, 3 km de longitud y 700 m de profundidad.

Después de esto han sido identificadas en todo el mundo centenas de depresiones con tal origen.

El proceso de formación es bien conocido (Figura 23):

- 1º) Deslizamiento en masa de una gran porción del edificio.
- 2º) La masa movida se desmorona casi instantáneamente, transformándose en una avalancha de escombros que, una vez depositada, tiene el aspecto de una brecha caótica (mortalón).
- 3º) Inmediatamente después del deslizamiento comienza

una intensa fase eruptiva con centro o centros situados en la cabecera de la depresión (Navarro y Coello, 1989).

El Valle de Aridane encaja perfectamente en el esquema de deslizamiento, y así fue propuesto por Bravo en 1990 y por el autor en 1992, durante la investigación realizada para el Plan Hidrológico Insular de La Palma.

En nuestro esquema (ver Sucesión de Episodios en la Evolución Geológica de La Palma), después de la construcción del Edificio Taburiente II sobre el domo emergido del Complejo Basal, el centro de la actividad se desplazó más al sur, donde se levantó el Edificio Cumbre Nueva. El incremento progresivo de éste, sumado a las lavas infrayacentes del Taburiente II, fue ejerciendo un esfuerzo cada vez mayor sobre el flanco inclinado del Complejo, convirtiéndolo en un plano cada vez más inestable, sobre todo en la superficie de separación entre el Edificio Submarino, muy compacto y resistente, y la brecha caótica de techo, muy susceptible a los esfuerzos cortantes.

Cuando el crecimiento en altura del Edificio Cumbre Nueva superó cierto valor crítico, el espesor de materiales acumulados sobre el Complejo Basal deslizó en masa de manera súbita, dejando una depresión abierta en forma de herradura.

La depresión asociada al deslizamiento indujo, al igual que en estructuras similares de Tenerife, el ascenso de

magma en la cabecera del anfiteatro, comenzando a construirse el Bejenado, del que se habla en el próximo apartado.

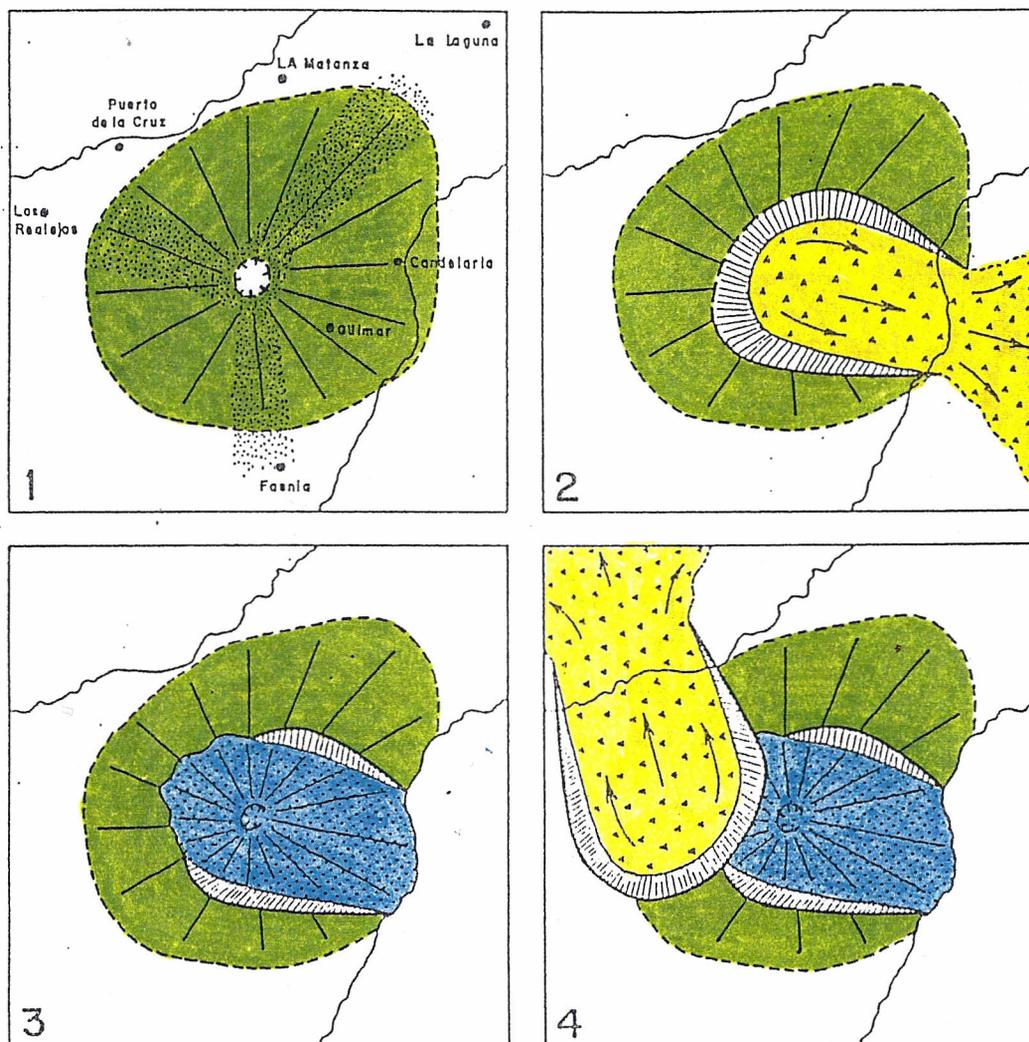


Figura 23 .- Esquema de formación del Valle de Güímar según Navarro y Farrujia (1989). 1: construcción de un gran estratovolcán que supera el límite de estabilidad. 2: deslizamiento en masa formándose una depresión abierta hacia el mar con forma de herradura (deslizamiento de Güímar). 3: reanudación inmediata en la cabecera que da lugar a un nuevo estratovolcán (Cho Marcial) que rellena parcialmente la depresión e incluso la desborda en la cabecera. 4: deslizamiento de La Orotava.

XV. EDIFICIO BEJENADO Y SEDIMENTOS DEL TIME

1. Edificio Bejenado.

Es un estratovolcán relativamente pequeño, pero cuya repercusión a la hora de poder interpretar la evolución geológica de la isla supera con creces la modestia de sus dimensiones. Limita el Valle de Aridane por el norte, separándolo de la Caldera de Taburiente y ejerciendo de divisoria para las aguas superficiales. El progreso de la erosión en la Caldera y el paulatino encajamiento del Barranco de Las Angustias han hecho desaparecer su mitad norte, de modo que la morfología actual es más bien la de un semicono.

El edificio se alza directamente sobre el Complejo Basal, sin intermedio de otras unidades volcánicas más antiguas, como los Edificios Taburiente I, Taburiente II o Cumbre Nueva. En el contacto hay, sin embargo, una brecha volcánica caótica de potencia variable, integrada por cantos angulosos dispersos en una matriz limo-arcillosa, que puede ser interpretada como el mortalón del deslizamiento de Aridane. Esta brecha puede ser confundida con el aglomerado de techo del Complejo Basal, pero difiere de él en la proporción de diques, mucho menor e idéntica a la del Bejenado.

El edificio está integrado de forma alternante por lavas basálticas de tipo aa y pahoehoe, con algunos niveles de piroclastos subordinados; el quimismo cambia hacia el techo de la secuencia, que finaliza con unos traquibasaltos

que se identifican fácilmente en el terreno. La potencia mayor del paquete volcánico sobre el Complejo basal se da al oeste de la Cumbrecita, donde alcanza unos 500 m de espesor, pero hacia el Valle de Aridane -es decir, radialmente desde la cumbre- tiene lugar un rápido adelgazamiento.

Como corresponde a un aparato cónico, las lavas tienen una inclinación periclinal. No obstante, en la parte norte adquieren una tendencia claramente horizontal, lo cual sólo pudo producirse si había un relieve más alto detrás. Esto ayuda a situar la posición de la cabecera del deslizamiento. Un fenómeno parecido ocurre hoy en día en Las Cañadas con las lavas del Teide, que buzan hacia el mar en el norte pero están horizontales entre la base del Pico y la pared del anfiteatro.

Hacia la desembocadura del Barranco de Las Angustias, y probablemente en el subsuelo de El Paso y Los Llanos, las lavas del Bejenado están intercaladas entre los sedimentos del Time, hecho que tiene gran repercusión para inferir el modo de formación de la Caldera de Taburiente.

2. Sedimentos del Time

Bajo esta denominación tradicional se alude a un antiguo depósito en forma de abanico que surge radialmente de La Caldera un como segmento de cono muy aplastado. En el noroeste se estrellan contra las lavas de la pared del Time

según un contacto casi vertical, mientras que al sureste se extienden por el Valle de Aridane bajo los materiales jóvenes asociados a la actividad de la Dorsal Sur.

El Barranco de Las Angustias se ha encajado fuertemente en esta unidad, con desniveles que llegan a superar los 200 m y cauce encañonado. Hacia La Caldera han desaparecido durante el proceso de ensanchamiento del barranco, y en el mar acaban en acantilados de reciente formación y que siguen retrocediendo salvo que hayan sido recubiertos por lavas jóvenes. En el momento de su formación, el abanico aluvial se extendía considerablemente mar adentro, a modo de delta, continuándose bajo el agua con una amplitud desconocida.

En el conjunto del depósito se aprecian dos grandes niveles, muy bien definidos en cuanto a coloración, morfología y naturaleza (Fotos xxx):

- Un nivel inferior, de color oscuro, constituido por un apilamiento de capas o mantos fragmentarios de tipo "debris-flow". Cada manto tiene un espesor medio de 0.5-2 m y se pueden seguir lateralmente en una gran extensión. La selección es muy pobre, ya que contienen fragmentos angulosos dispersos en una matriz fina. Sus características indican un mecanismo de transporte en el que una suspensión lodosa, formada por mezcla densa de agua y fracción fina, se desplaza englobando en ella fragmentos mayores que no colisionan entre sí. La

cohesión de estos materiales es muy grande, pues consolidan como una especie de argamasa; esto se refleja en que, al erosionarse, dan paredes verticales e incluso extraplomadas.

- Un nivel superior, de color claro, de naturaleza conglomerática con clastos bien redondeados. Su mecanismo de deposición es enteramente similar al de los acarreos de barranco actuales, es decir, fuertes torrentadas que se producen en los periodos de intensas lluvias. /

Los depósitos en forma de abanico compuestos por materiales como los descritos (*alluvian fan* en la terminología inglesa) se forman de manera característica al pie de una montaña, es decir, cuando una pendiente fuerte da paso bruscamente a un relieve casi plano. La acumulación de materiales tiene lugar con intermitencia y no como resultado de una corriente continua. La forma de abanico se adquiere porque, en el punto de cambio de pendiente, los flujos pierden velocidad y se abren lateralmente.

3. Relación entre los sedimentos del Time y el Bejenado

Un aspecto esencial para la comprensión de la evolución geológica de la Isla es que el nivel inferior de los sedimentos del Time y las lavas del Bejenado están intercalados (Foto xx), es decir, se han formado simultáneamente aunque

por procesos bien diversos. Reviste importancia, así mismo, que ya en los mantos iniciales de debris-flow se encuentren fragmentos de Complejo Basal, pues significa que éste ya había sido puesto al descubierto cuando comenzaron las emisiones del Bejenado.