

LOS RELIEVES DE LAS ROCAS IGNEAS

Guillermo Alvarado Induni



EDITORIAL TECNOLÓGICA DE COSTA RICA

LOS RELIEVES DE LAS ROCAS
IGNEAS:
GENESIS, CLASIFICACIÓN Y
APLICABILIDAD

LOS REILIT/ES DEL ASROAS
IGNEAS:
GENESIS, CLASIFICACION Y
APLICABILIDAD

LOS RELIEVES DE LAS ROCAS IGNEAS: GENESIS, CLASIFICACION Y APLICABILIDAD

GUILLERMO E. ALVARADO INDUNI



**EDITORIAL TECNOLÓGICA
DE COSTA RICA**

Primera edición

Editorial Tecnológica de Costa Rica, 1990

552.1

A444r Alvarado Induni, Guillermo E.

Los relieves de las rocas ígneas: génesis, clasificación
y aplicabilidad / Guillermo E. Alvarado Induni. - - 1a ed. - -
Cartago : Editorial Tecnológica de Costa Rica, 1990

168 p : il. ; 21 cm

ISBN 9977-66-042-5

1. Vulcanología. 2 Geomorfología – Glosarios,
vocabularios, etc. I. Título.

©

EDITORIAL TECNOLÓGICA DE COSTA RICA

Instituto Tecnológico de Costa Rica

Apdo. 159-7050. Cartago, Costa Rica

Hecho el depósito de ley

Impreso en Costa Rica

A mis sobrinos: Ana Gabriela
Juan Carlos
Adriana María
Ivannia María
Federico José
Carlos Andrés
José Pablo
Francisco Ernesto
Irene María
Carlos Manuel

*Hombre y volcán se duermen, sin embargo,
aún después de las erupciones más
explosivas que registran los anales de
vulcanología. Se olvidan y si se graban en
la historia sólo sirven de pábulo a leyendas
fantásticas a las que, fuera de los geólogos,
no prestan atención más que a los niños y
los viejos. Así vemos que, como los
coleópteros alrededor de la llama, junto a
la concentración de los volcanes está la de
las poblaciones. Se construyen ciudades
con las piedras que las destruyen, para
estar cerca de los campos que las materias
volcánicas fertilizan. La escena se repite en
toda Centroamérica. La capital reducida a
escombros resurge de sus cenizas como el
Ave Fénix, o vuela por los aires sólo para
posarse luego en otro cortado del volcán.*

Joaquín Zavala. *Tierra de volcanes.*
En : *Américas*, abril 1952, vol. 4, no. 4, p. 21

CONTENIDO

NOTA PREVIA	11
1. ASPECTOS GENERALES DEL MAGMATISMO	15
INTRODUCCION	15
LAS ROCAS IGNEAS	18
Rocas plutónicas	18
Rocas volcánicas	21
TIPOS DE ACTIVIDAD VOLCANICA	26
TECTONICA DE PLACAS	30
ASPECTOS GENERALES SOBRE LA INTERPRE- TACION DEL PALEO Y NEOVULCANISMO	38
ASPECTOS SOCIALES Y ECONOMICOS GENERALES DEL MAGMATISMO: BENEFICIOS Y PERJUICIOS	45
Minerales y rocas industriales	45
Energía geotérmica	48
Recursos hidrogeológicos	51
Suelos de origen ígneo	53
El riesgo volcánico	61
2. GEOFORMAS DE ORIGEN IGNEO	65
PREAMBULO	65

GLOSARIO DE GEOFORMAS IGNEAS	67
A ESTRUCTURAS VOLCANICAS CONGENITAS	67
1 Definiciones básicas	67
2 Tipos de conos volcánicos por génesis y componente litológico	68
3 Tipos de conos volcánicos por morfología y ubicación ..	85
4 Derrames de lava y formas asociadas	89
5 Cráteres volcánicos de diverso origen y posición	101
6 Campos volcánicos	106
B ESTRUCTURAS TECTOVOLCANICAS	109
1 Depresiones tectono-volcánicas	109
2 Pilar volcano-tectónico.....	119
C FORMAS HIDROVOLCANICAS PASIVAS	119
1 Formas volcánicas en paisajes glaciares	119
2 Formas asociadas a la actividad volcánica residual	121
3 Depósitos fluvio-volcánicos	123
CH MEGAESTRUCTURAS VOLCANICAS	124
D EROSION EN CUERPOS IGNEOS	129
1 Erosión en terrenos volcánicos.....	129
2 Raíces del vulcanismo	134
E FORMAS DE ORIGEN DIVERSO	146
INDICE	149
LITERATURA CITADA	161

NOTA PREVIA

La **Geomorfología** es la ciencia que estudia las formas del terreno y las describe, buscando reconstruir los procesos y etapas que contribuyeron a su formación y tratando de averiguar las rocas que la constituyen. La forma del terreno es el resultado del proceso geomórfico-geológico que actúa o ha actuado sobre diversas rocas, todo relacionado con la estructura, vegetación, clima y suelo, en función del tiempo. Por ende, es la disciplina de enlace entre la **Geología** y la **Geografía**. El geólogo usualmente utiliza los criterios geomorfológicos para delimitar las estructuras y unidades de rocas con diferentes fines. Por lo tanto, en primera instancia, cuanto mayor sea el grado de conocimiento geológico de la región y del intérprete, mejor serán delimitadas, descritas e interpretadas las diferentes unidades y estructuras geomorfológicas. No obstante, las formas de una vertiente, en un macizo ígneo cualquiera, no solo dependen de los caracteres físico-químicos de la roca, sino además del clima local que condiciona el régimen de las aguas y la vegetación, tanto en lo presente como en lo pasado. Así, la **Geografía Física (Fisiografía)**, que procura el ordenamiento del medio, busca en la geomorfología los criterios mediante de los cuales se pueda utilizar más racionalmente el espacio biofísico.

Este libro de texto, dirigido a estudiantes y profesionales de **Geociencias** y ramas afines, supone que el lector posee ciertos conocimientos básicos de geología y de geomorfología y está dividido en dos partes.

La primera trata sobre el magmatismo y el vulcanismo en particular, como un fenómeno geológico universal de notable interés científico, económico y social, además de espectacular y apasionante, que influye de uno u otro modo, en el medio físico en que se desenvuelve el hombre.

En la segunda parte se definen ampliamente las diferentes geoformas (incluyendo sus sinónimos), exponiendo —cuando lo amerite— los numerosos y complejos factores que han influido en su génesis y evolución. Con esto, el autor pretende sintetizar en la obra, los abundantes términos —en ocasiones contradictorios— que hay en la dispersa literatura, no siempre al alcance de los estudiantes y especialistas, para que exista un mutuo entendimiento en los estudios científicos y aplicados. En ambas partes se incluyen ejemplos didácticos, especialmente del territorio costarricense.

Los fundamentos de la geomorfología y la vulcanología no se restringen a nuestro planeta, sino que se pueden aplicar a otros cuerpos celestes. Por ejemplo, se han observado estructuras volcánicas en Venus o volcanes gigantes tipo escudo en Marte (500 km de base y 23 km de altura) más grandes que los volcanes hawaianos, o bien las erupciones volcánicas en los satélites Io y Tritón de los planetas Júpiter y Neptuno, respectivamente. Sin embargo, en estos cuerpos celestes la acción de los agentes erosivos, gravitatorios y de geodinámica interna, poseen diferencias notorias —tanto actuales como pasadas— con respecto a nuestro mundo. Así, en la Tierra, son tres las fuentes causantes de la configuración de su superficie y de la modificación de los paisajes. **La energía derivada del Sol** impulsa la circulación de la atmósfera y es el sostén de la vida; el **calor interno de nuestro planeta** es el responsable de los grandes movimientos terrestres y de la actividad de los volcanes; por último, la **atracción gravitacional del Sol y de la Luna** es causante de las mareas; además la gravedad es una fuerza activa en los principales agentes erosivos y un fenómeno concomitante a los procesos geotectónicos.

Deseo expresar mi agradecimiento al profesor Rodolfo Madrigal (Universidad de Costa Rica), quien me inculcó su filosofía sobre la geomorfología y me motivó a la realización del presente trabajo. A los profesores Sergio Chiesa (Universidad de Milano), Lorenzo Casertano (Universidad de Nápoles), Walter Montero (Universidad de Costa Rica), Jorge Laguna (Universidad de Costa Rica), Siegfried Kussmaul (Universidad de Costa Rica), Gerardo Soto (Universidad de Costa Rica) y a dos lectores anóni-

mos quienes, con sus revisiones y sugerencias, mejoraron notablemente el manuscrito.

Resultaron muy provechosas y acertadas las discusiones referentes a geomorfología volcánica sostenidas con Andrea Borgia (Jet Propulsion Laboratory), Jean Tournon (Universidad Pierre et Marie Curie), Chalmers Clapperton (Universidad de Aberdeen) y Sergio Mora (Dpto. de Geología, ICE).

Además, fue importante el apoyo brindado por el Departamento de Geografía y la Escuela Centroamericana de Geología, ambas de la Universidad de Costa Rica, y por el Departamento de Geología del Instituto Costarricense de Electricidad. La labor de hacer de mis continuos borradores, cargados de correcciones o de partes dispuestas de otro modo, estuvo a cargo de Isabel Avendaño, a quien expreso mi profundo agradecimiento.

Las fotografías incluidas en el presente trabajo fueron tomadas por el autor durante las giras de trabajo y de estudio, cuyo crédito se debe, en gran parte, al decidido apoyo de la Dirección de Planificación Eléctrica y de la Subgerencia de Desarrollo y Energía del ICE. Los dibujos finales fueron elaborados por Manuel Gutiérrez de la O.

Finalmente, cualquier profesional en geociencias confirmaría que, si bien estudia la Tierra para contribuir al progreso de su país y de la ciencia, le mueve en justa medida, al menos el goce de la búsqueda y el encanto de la vida al aire libre y su interacción con la naturaleza. Así para nosotros los profesionales en geología, el trabajo no solo nos depara el sustento, sino el placer de conocer y entender más de cerca nuestro mundo.

EL AUTOR

...the

... ..

... ..

... ..

... ..

...

ASPECTOS GENERALES DEL MAGMATISMO

INTRODUCCION

Los fenómenos magmáticos poseen un carácter universal y están presentes en nuestro planeta desde su formación. Sin embargo, aquellos que se desarrollan bajo la superficie terrestre escapan a nuestra observación directa, pudiéndose elaborar —con base en estudios geofísicos y petrológicos— modelos teóricos, próximos a la realidad.

Las rocas ígneas se forman por la cristalización o el enfriamiento de un magma. Un **magma** es una roca fundida, comúnmente silicatada, con un alto contenido de componentes volátiles que están disueltos en la fusión, y con algunos cristales y fragmentos de rocas previas. El origen de los magmas está en las partes inferiores de la corteza terrestre y en el manto superior.

El vulcanismo (o volcanismo), a diferencia del emplazamiento de las **rocas plutónicas (intrusivas)**, es superficial. La mayor parte da lugar a rocas **efusivas (extrusivas, volcánicas)**, no obstante, a veces pueden localizarse en un dominio subterráneo, llamado también intratélúrico, pero en zonas en que el magma se halla a baja presión, originando las **rocas hipoabissales, hipovolcánicas, subvolcánicas o periplutónicas**. Si la presión y el tiempo de cristalización fueran mayores se formarían las **rocas plutónicas**.

Las intrusiones plutónicas raras veces son causantes directas de caracteres topográficos durante el período de la intrusión, pero su presencia en la parte superior de la corteza terrestre puede influir, de una manera importante, en la manifestación de las formas topográficas por la alteración hidrotermal y la posterior erosión hasta aflorar el cuerpo plutónico. Similarmente, las rocas

hipoabisales se han formado en profundidad, y, si actualmente afloran, es debido a que la erosión las ha puesto al descubierto, haciendo aparecer las estructuras de las raíces de los volcanes: **estructuras hipovolcánicas o subvolcánicas.**

El vulcanismo surge de las fuerzas de la naturaleza endógena, producidas por cambios físicos (presión y temperatura), y no son otra cosa que una manifestación de la energía almacenada en el interior de un planeta. Las extrusiones de lava originan formas de relieve distintas y muy características en función del modo, volumen y tipo de erupción, la cual a su vez está ligada a la composición química del magma.

Algunos volcanes tardan pocos días o meses en edificarse, otros en cambio, duran varios miles o millones de años en formarse y lo hacen mediante erupciones sucesivas, interrumpidas por períodos de calma en los cuales la erosión se pone de manifiesto.

En la historia del volcán, cada erupción está representada por una gran variedad de materiales y de mecanismos de emisión a través de una larga sucesión de construcciones y destrucciones. Cada forma edificada se amolda sobre el relieve resultante de la destrucción explosiva o de la erosión precedente, o ambas, traducéndose en una prodigiosa variedad de formas simples y complejas cuya imbricación controla el paisaje. Los volcanes son testimonios de las variadas condiciones estructurales imperantes en ese momento, de manera que su distribución no es azarosa, sino que está acorde con los patrones tectónicos regionales y locales. En definitiva, las líneas de debilidad cortical actúan como guías que articulan las distintas manifestaciones volcánicas, desde las más simples (actividad residual o secundaria) a las más complejas (conos, cráteres, etc.). En forma clara encontramos todas las observaciones anteriores en las cordilleras volcánicas de Guanacaste y Central de Costa Rica (Alvarado *et al.*, 1986; Alvarado, 1989).

Por otra parte, algunos elementos del volcán pueden resistir mucho tiempo a la erosión, en especial si el clima es árido. Ciertas coladas de lava pueden perdurar períodos geológicos enteros o producir **inversiones del relieve** (Figura 1). Siguen, por lo tanto, la evolución de la región, pudiendo ser plegados, fallados o fosilizados, por ejemplo por una transgresión marina o por nuevas

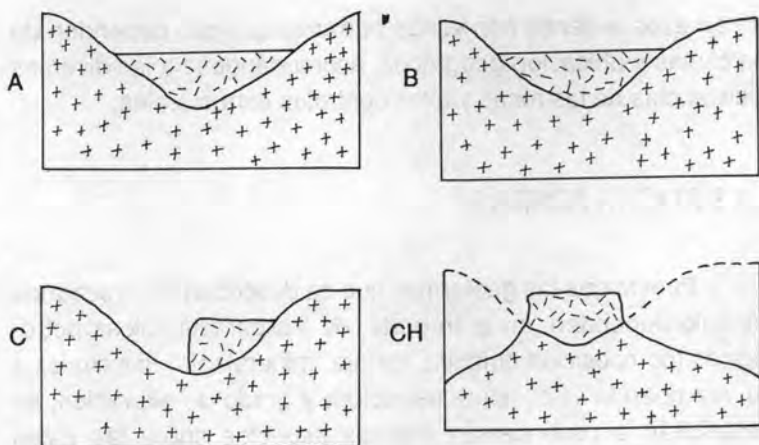


FIGURA 1. Diagrama de un determinado flujo volcánico (por ejemplo, colada de lava o ignimbrita) que rellena parcialmente un valle "V" (A), y lo transforma en un valle con fondo plano (B); posteriormente la erosión modifica la morfología y origina una terraza volcánica (C) o una mesa (CH). En fin, los flujos, que al principio seguían las líneas de máxima pendiente y ocupaban preferentemente los lugares bajos (usualmente los valles), se convierten en relieves positivos de la región volcánica, por encima de los nuevos cauces, proceso conocido como "inversión del relieve".

fases eruptivas. También existen coladas de lava interestratificadas en las series sedimentarias, que sellan el relieve que recubren y ponen en evidencia la topografía antigua.

Las extrusiones y las intrusiones a menudo pueden ser consideradas como tipos especiales de estructuras geológicas sobre las cuales han de actuar los procesos erosivos. La actividad volcánica local puede imponer caracteres especiales sobre un paisaje o puede interferir temporalmente en el proceso de la meteorización-erosión y hasta ocasionar cambios geográficos, como por ejemplo, los lagos de barrera. El vulcanismo, en ámbito regional, puede sepultar completamente un paisaje existente y presentar a los agentes erosivos un tipo diferente de superficie virgen. Más tarde, o interfiriendo con esta actividad, los procesos de modelado

labran esos terrenos con varias herramientas que dependen de los climas y ubicación geográfica, acomodándose a las diversas resistencias de las rocas y a los controles estructurales.

LAS ROCAS IGNEAS

Puesto que las geoformas que se describen en el segundo capítulo dependen, en gran parte, de las características petrológicas (composición química, textura, mineralogía), las cuales a su vez rigen la viscosidad, estructura y grado de alteración, se describirán a continuación algunos aspectos sobre las rocas ígneas (plutónicas y volcánicas: lavas y piroclastos).

La subdivisión de las rocas ígneas se efectúa con base en un concepto químico (composición de magma) o a través del concepto geológico (Figura 2):

Concepto geológico o genético: es la clasificación según el lugar de enfriamiento del magma. Se distingue entre **rocas plutónicas**, que se enfriaron dentro de la corteza a una profundidad grande y **rocas volcánicas** que se formaron en la superficie terrestre. Existen formas de transición entre las rocas plutónicas y las volcánicas que se llaman **rocas hipoabisales**.

Concepto químico: es la clasificación de las rocas según su composición química. Por ejemplo, según la proporción entre el Ca y el Na + K, se habla de una **serie subalcalina (calcoalcalina y toleítica)** y **alcalina**. Una subdivisión de estas series se efectúa con base en el contenido de sílice de las rocas.

ROCAS PLUTONICAS

Las rocas plutónicas son el producto de la cristalización total de un magma dentro de la corteza terrestre, generalmente a una profundidad desde 2 hasta 15 km. Debido a la erosión, los

intrusivas, todo cristalizó en profundidad y los minerales son observables a simple vista. Se denomina **textura fanerítica** cuando los cristales son de similar tamaño y **fanerítica-porfirítica (porfídica)** cuando hay dos distintos tamaños de cristales, ambos claramente distinguibles en muestra de mano.

Las formas del terreno —y especialmente las pendientes— desarrolladas en los diferentes tipos de rocas ígneas, varían de un tipo a otro de roca. Tienen, sin embargo, mucho en común por causa de su carácter macizo y, por consiguiente, por el dominio de la erosión a lo largo de las fracturas. Las rocas ígneas intrusivas se reconocen en las fotografías aéreas por una red de drenaje muy dendrítica (siempre y cuando el área de exposición de la roca lo permita y no estén presentes otros factores tectónicos, como un levantamiento dómico de la zona) debido al carácter homogéneo de la roca y por consiguiente, a la relativa ausencia de estructura geológica. Puede haber una cierta tendencia rectangular o angular a causa del desarrollo de sistemas de diaclasas; los rasgos erosivos y topográficos son relativamente moderados. La separación de las rocas ígneas de las rocas encajantes se basa en las relaciones estructurales, el contraste tonal y textural, la vegetación y los rasgos topográficos y erosionales que son puestos de manifiesto plenamente debido a la fuerte diferencia litológica (Verstappen, 1964; Kassem, 1968; Madrigal, 1975).

De la composición química y el grado de fracturación (lo que le da una mayor permeabilidad), depende la susceptibilidad de las rocas al ataque por el intemperismo. Así, por ejemplo, un granito con muscovita es normalmente más resistente que un granito biotítico, debido a que la biotita se meteoriza químicamente más rápido. La formación de los suelos y el grado de desarrollo de la vegetación no solo van a estar en función de la litología, sino también de la región climática.

Otros factores litológicos, además del contenido de sílice, influyen sobre las formas del relieve. Por ejemplo, las rocas de grano fino (aplitas, pórfidos dioríticos) son más resistentes que las rocas de grano grueso (granitos, granodioritas, etc.) por ser más homogéneas (Verstappen, 1964; Madrigal, 1975; Kussmaul, 1980).

ROCAS VOLCANICAS

Las rocas volcánicas son el producto del enfriamiento de una lava. Una **lava** es un magma desgasificado o una roca enfriada en la superficie de un planeta o cerca de ella.

A diferencia de las rocas plutónicas, las rocas volcánicas no están, en general, totalmente cristalizadas. Después de que comienza un enfriamiento lento en profundidad, durante el cual se forman los cristales, visibles a simple vista (llamados **megafenocristales, fenocristales y microfenocristales** según su tamaño relativo), su llegada a las capas más frías de la corteza detiene la cristalización, formándose una **pasta (mesostasa, matriz, masa de fondo)**, que se forma por enfriamiento brusco y constituida por vidrio o por cristales microscópicos (**microlitos**) o ambos. Cuando una roca volcánica posee fenocristales presenta textura **afanítica-porfirítica** y cuando son abundantes reciben el nombre de **porfíricas (pórfidos o porfiritas)**. Si los cristales son pocos, la textura se denomina **afanítica o afírica** y si el vidrio constituye casi la totalidad de la roca se les denomina **vitrófiros**. Un caso particular es la roca llamada **obsidiana**.

Una roca volcánica puede ser compacta, puede incluir burbujas de gas (**vesicular, escoriácea, pumícea**), o estar constituida por fragmentos. Evidentemente, la clasificación química y textural de una roca y sus relaciones entre sí con otras, desempeña un papel importante a la hora de explicar la alteración, la génesis de las formas superficiales, la dinámica de sus vertientes y los relieves resultantes. Pero, además, es importante conocer la dinámica de los fenómenos magmáticos y la evolución geológica de una determinada región.

La temperatura de las lavas recientemente arrojadas por un volcán pocas veces es mucho más elevada que el punto de fusión de éstas y, según su composición química y contenido de gas, oscila entre 600 y 1200°C, siendo generalmente más alta en las lavas básicas. La movilidad de la lava depende de su temperatura y de muchos otros factores más. Las lavas ricas en sílice (**ácidas, félsicas**) son de ordinario más viscosas y se solidifican rápidamente, mientras que las lavas pobres en sílice (**básicas o máficas**) tienden a recorrer libremente largas distancias, si el

aporte lávico y las condiciones naturales así lo permiten. La velocidad de una colada de lava fluctúa en casos extremos entre 80 km/h (Hawái, E.U.A.) y 0,3 a 50 m/h (Volcán Arenal, Costa Rica) o menos.

Un efecto importante de los gases, cuando se encuentran en bajas proporciones, es el de aumentar la movilidad y prolongar la vida activa de las coladas. En cambio, cuando los gases son abundantes se incrementa la viscosidad. Una lava, mientras posea parte del contenido inicial de gas, puede seguir fluyendo hasta temperaturas de unos 600°C; la pérdida de gases implica una rápida solidificación. Adicionalmente, las reacciones químicas exotérmicas de algunos gases entre sí y con el oxígeno pueden engendrar cierta cantidad de calor y de este modo ayudar a mantener temperaturas elevadas y hasta aumentarlas por algún tiempo.

ROCAS PIROCLASTICAS

Incluye todo el material que fue arrojado por una explosión volcánica; tanto **material juvenil** (arrojado como material líquido o como material que estaba cristalizándose cuando comenzó la erupción), como también en forma de fragmentos de rocas más antiguas (por ejemplo rocas volcánicas, plutónicas, sedimentarias o metamórficas). Según el carácter de la erupción y el tamaño de los componentes, se dividen en:

i) **Material piroclástico de caída**

Los materiales piroclásticos pueden cubrir superficies bastante extensas y lejanas del volcán. Si la explosión es grande, el polvo volcánico puede difundirse por toda la Tierra. Por ejemplo, las cenizas de la erupción del Volcán Krakatoa en 1883 giraron varias veces alrededor de la Tierra antes de sedimentarse. En este tipo de materiales, se incluyen:

Polvo volcánico (<0,2 mm); ceniza muy fina.

Ceniza (0,2 a 2 mm): compuesta de lava pulverizada (**ceniza hialina**), cristales (**ceniza cristalina**) o rocas trituradas (**ceniza lítica**) provenientes de la chimenea; también puede ser una mezcla de las tres.

Lapilli (2 a 64 mm): compuesto de fragmentos de lava, escorias, vidrio, pómez o cristales individuales frecuentemente piriboles y plagioclasas). Generalmente se trata de una mezcla de varios componentes.

Pisolitas (lapilli acrecionado o acrecional): lapilli acrecionarios del tamaño de arvejas, con una estructura esferoidal y concéntrica, formados por diferentes capas de ceniza (**bolitas de lodo**). Las pisolitas se forman cuando llueve durante una erupción de ceniza o cuando el fenómeno eruptivo es rico en vapor de agua. Así, usualmente se le consideran como gotas de lluvia petrificadas. Son una indicación de erupciones subaéreas.

Lágrimas de Pelé y pelos de Pelé: son lapilli o bombas muy pequeñas de una lava muy fluida, en forma de gotas o hilos de vidrio, respectivamente.

Bloques (> 64 mm): material piroclástico que fue arrojado en estado sólido, generalmente posee formas angulares.

Bombas (> 64 mm): pedazos de lava con formas generalmente aerodinámicas que resultaron de la deformación durante el recorrido aéreo. Al caer al suelo, las bombas ya eran sólidas. Según su forma se distinguen: **bombas de corteza de pan**, **bombas esféricas**, **cilíndricas**, **en forma de huso** o **en forma de boñiga**.

Toba: término para capas piroclásticas consolidadas, compuestas de polvo volcánico, ceniza o lapilli. Según el tamaño de las partículas se distinguen **tobas cineríticas**, **tobas de lapilli**. Las tobas pueden tener estratificación o no. La estratificación puede repetirse con cierta periodicidad, reflejando la actividad del volcán. Los depósitos correspondientes a una misma erupción a

menudo están separados de la siguiente por pequeñas capas de suelo orgánico (paleosuelo) o por antiguas superficies de erosión.

Toba híbrida (cinerita): si el material piroclástico cae al agua se mezcla con materiales sedimentarios.

Brecha volcánica y aglomerado: rocas consolidadas compuestas de bloques, escorias o bombas. Si los componentes tienen formas angulares (bloques) la roca se llama **brecha**, si tienen formas redondeadas (bombas, lapilli) se llama **aglomerado**¹, **brecha de lapilli o toba de lapilli**, según sus constituyentes. A una mezcla de bloques, bombas, ceniza y lapilli, se le llama brecha tobácea o toba brechoide ya sea que predominen o no los fragmentos sobre la matriz fina, respectivamente.

Las brechas volcánicas no solamente se forman por consolidación de bloques, escorias y bombas acumuladas en la superficie, sino también por otros procesos:

- a. **Brecha ígnea:** las erupciones volcánicas a menudo empiezan con una explosión catastrófica que abre la chimenea. Después, las lavas líquidas suben y se llevan los escombros que llenan el cráter y que yacen en la superficie. Según el predominio de bloques o lava fresca se distingue entre **brecha** y **lava brechosa**.
- b. **Brecha de fricción:** la lava al subir en una chimenea, arranca bloques de la pared y se los lleva.
- c. **Brecha de explosión interna:** debido a las explosiones fuertes de gas, la roca es fragmentada. Resultan chimeneas rellenas de bloques, lapilli y ceniza de naturaleza cualquiera.

1 El término **aglomerado** se ha vulgarizado en la literatura geológica como sinónimo de conglomerado o megabrecha volcánica con diversos orígenes.

ii) **Flujos de detritos o escombros volcánicos**

Los flujos de detritos pueden tener diversos orígenes y su temperatura puede variar desde menos de 100 hasta 1000 grados centígrados. Por consiguiente, su petrografía es igualmente variada. Su velocidad de emplazamiento varía entre 10 y 550 km/h.

Lahar (depósito de lahar, corriente de lodo, colada fangosa): el lahar es una brecha volcánica heterogénea, no consolidada, compuesta de granos finos (arenas, arcillas) y grandes bloques subangulares hasta redondeados (coluvio, material piroclástico con poco o nada de aluviones y detritos de otras rocas no volcánicas) en una matriz de grano fino y de composición tobácea, removida como un torrente de lodo volcánico por las aguas meteóricas o por las procedentes del rápido deshielo en las vecindades de macizos volcánicos. Existen muchas otras causas que pueden originar un lahar como el desborde de lagos crátericos. La clasificación del tamaño de los granos es extremadamente mala (comúnmente no hay granoclasificación) y su característica es una estructura caótica, que localmente puede mostrarse toscamente estratificada, debido a lentes de bloques o a capas de granos finos. El contenido de material fino (limo, arcilla) puede ser poco importante (**derramamientos de restos**) o superar el 50% (**colada de lodo volcánico** o *mudflow*). Además, según su origen, los lahares serán fríos, cuando hay movilización de los restos por las aguas de lluvia o de fusión de hielo en un volcán, o calientes, cuando se trata de una avalancha ardiente en el lecho de un río, de erupciones a través de un lago cráterico o el calentamiento de las aguas de fusión glacial. Los lahares pueden alcanzar velocidades de hasta 100 km/h.

Oleada piroclástica (surge): depósitos de piroclastos (cenizas y lapilli) producidos por explosiones hidromagmáticas rasantes, anulares o dirigidas, cuyo desplazamiento no se ve afectado por la morfología del terreno, aunque los depósitos son delgados en los relieves positivos y más espesos en los valles.

Muestran una característica estratificación y laminación inclinada o muchas otras estructuras sedimentarias, típicas de flujos turbulentos.

Ignimbrita (toba soldada): son depósitos voluminosos generados por nubes ardientes, constituidos por pedazos de rocas, cenizas, lapilli y escorias de lava, llevadas por una gran cantidad de gases calientes. Las unidades se extienden con gran velocidad y tienen alcances hasta de 1000 km. La gran movilidad se debe a la expansión de los gases, los cuales se forman por la desgasificación de las partículas líquidas, disminuyendo el rozamiento del flujo. El mecanismo de la erupción se compara con leche que rebosa al hervir. Las ignimbritas están caracterizadas por capas extensas, a menudo con más de 1000 km² y con espesores variables. Rellenan la topografía anterior y la dejan plana. Al detenerse el flujo, el material se condensa y debido al calor y a la sobrecarga, las cortezas de vidrio todavía calientes son comprimidas, aplanadas y soldadas (*fiames*). De esta manera resulta en la parte central de un flujo una roca que se puede confundir fácilmente con una lava, mientras que las partes laterales, basales y superiores mantienen una textura piroclástica.

Áreas didácticas para el estudio de los depósitos de flujos piroclásticos en Costa Rica son la meseta de Santa Rosa y los volcanes Miravalles y Arenal.

TIPOS DE ACTIVIDAD VOLCANICA

El carácter de la actividad volcánica determina el tipo de morfología resultante. De ahí que, conociendo una determinada geoforma, se puede interpretar qué tipo de actividad le dio origen, así como su grado de desarrollo espacial y temporal. Por ello describiremos brevemente los principales tipos de actividad volcánica, quedando en el entendido que un mismo volcán puede presentar varios de estos tipos de actividad durante su historia, aún en un mismo período eruptivo. Las erupciones pueden ser centrales (puntuales) o fisurales (lineales); describiremos principalmente las primeras.

Explosiones freatomagmáticas y freáticas: tienen lugar cuando un magma alcanza, durante su ascenso, un nivel relativamente superficial en el que exista cierta cantidad de agua. Usualmente se denominan explosiones freatomagmáticas cuando hay productos juveniles (lava reciente) y se reserva el de freática cuando no hay evidencia de ellos (por ejemplo erupciones geyserianas del Volcán Poás). No obstante, en casos extremos no hay emisión de productos magmáticos ya que el magma puede detenerse durante su ascenso y transmitir su calor a un acuífero, cuya vaporización provoca una explosión puramente freática, que solo arroja fragmentos del propio acuífero geotérmico confinado. Puede también vaporizarse una "bolsa" hidrogeotérmica confinada y provocar una erupción freática, sin intervención magmática, por un descenso de la presión debido a movimientos sísmicos, o por una acumulación paulatina de gas.

Erupciones submarinas: a pesar de la gran magnitud de la actividad volcánica submarina, ésta solo se manifiesta en la superficie, en muy contadas ocasiones, formando islas oceánicas, comúnmente efímeras. Esto es debido a que la transición agua-vapor, responsable de las fases más espectaculares de la erupción subaérea, carece de sentido cuando se realiza bajo el agua, a una profundidad tal que la presión de la columna de agua es superior a la de los volátiles. Así, a unos 2 160 m de profundidad, la presión hidrostática supera el punto crítico del agua (215 bar) y en estas circunstancias no se forma vapor al entrar la lava en contacto con el agua, fluyendo la fusión lávica tranquilamente sin provocar explosiones. La profundidad límite de manifestaciones explosivas se sitúa sobre los 2 000 m, sin embargo, el límite de formación de cenizas es mucho menor, dado que es necesario considerar el enfriamiento provocado en la lava por la liberación adiabática del vapor procedente del magma. Para la formación de cenizas basálticas se requiere una profundidad máxima de 500 m y en magmas ácidos la profundidad máxima alcanza casi los 200 m.

Actividad residual (secundaria): manifestaciones locales de fumarolas, solfataras, volcancitos, batideros de lodo, mofetas,

aguas termales y géysers (por ejemplo las hornillas de los volcanes Rincón de la Vieja y Miravalles o las solfataras del Irazú).

Emisión continua de gas (exhalativa): emisión calmada y continua de gases y vapores procedentes de solfataras y fumarolas ubicadas en un cráter (por ejemplo volcanes Poás, Arenal y Rincón de la Vieja).

Explosión estromboliana (stromboliana, proyección de escorias y bombas): proyecciones periódicas de numerosas salpicaduras de lava incandescente de diversos tamaños, que se solidifican rápidamente. Su altura no suele superar los 2 km (por ejemplo Irazú y Arenal, Costa Rica).

Explosión vulcaniana: proyección de moderada a considerable de piroclastos casi fríos. Los hongos negros de cenizas alcanzan alturas de hasta 15 km.

Explosión peleana: lava muy viscosa que se solidifica en la chimenea de un volcán formando un "tapón", que al ser empujado por nuevas emisiones de lava y por la fuerte presión de los gases acumulados por debajo, genera una violenta explosión que emite un penacho, al mismo tiempo se producen nubes ardientes, que se deslizan por los flancos del volcán arrasando todo cuanto encuentran a su paso (por ejemplo erupción del Volcán Arenal del día 29 de julio de 1968). Durante la extrusión de magmas muy viscosos, puede darse una situación donde una fracción de magma se encuentra inicialmente en equilibrio con la presión litostática en el interior de un aparato eruptivo, generándose una cámara de gases procedente de la desgasificación del magma. A la hora de alcanzar la superficie, culmina con una explosión dirigida o lateral (por ejemplo explosiones laterales prehistóricas de los volcanes costarricenses Cacao, Miravalles, Cacho Negro y la del 18 de mayo de 1980 del Mt. St. Helens, E.U.A.).

Explosión pliniana (vesubiana, krakatoana, paroxismal): paroxismo violentamente explosivo, asociado a la rápida

y continua emisión de un gran volumen de productos fragmentarios, generalmente después de un largo reposo eruptivo, que son proyectados en forma de una columna a 20 km o más de altura sobre el nivel del cráter (por ejemplo la erupción del Volcán Arenal hacia el año 1300, aproximadamente).

Durante una explosión casi superficial suele formarse un anillo de gases y piroclastos finos (explosión anular) que se desarrollan a nivel del suelo creciendo en sentido radial (**oleada piroclástica, base surge**), o por el colapso de una columna eruptiva durante un paroxismo explosivo.

Erupción hawaiiana: caracterizada por lavas muy fluidas que se derraman rápidamente en coladas de gran extensión; los gases se desprenden con facilidad y se originan pocas cenizas volcánicas. Casos particulares son las **fuentes o chorros de lava** con una duración de hasta una hora y media y con alturas de hasta un kilómetro como un chorro compacto, de 5 km con escorias pequeñas y las cenizas pueden alcanzar hasta 10 km de altura con intervalos de calma de dos horas. Otros casos de erupciones fluidas son los **lagos de lava**, que pueden permanecer fundidos hasta por espacio de un siglo, o bien, las **erupciones fisurales ultrahawaiianas (islándicas)** que originaron las plataformas de lava de gran volumen y extensión.

Erupción efusiva lenta: dentro de este tipo de actividad tenemos:

- **Coladas de lava:** carácter químico intermedio hasta ácido (por ejemplo Volcán Arenal desde 1968)
- **Domeana:** extrusión y formación de domos ácidos (por ejemplo campos de domos de Cañas Dulces, Guanacaste)
- **Ultradomeana:** formación de criptodomos.

Explosión surtseyana: se aplica a explosiones freáticas, comúnmente cuando en el mecanismo eruptivo interviene el agua marina a poca profundidad.

TECTONICA DE PLACAS

En vista de que los volcanes y los campos subvolcánicos no son otra cosa que una manifestación de la energía almacenada en el interior de la Tierra, y dada la estrecha relación existente entre el magmatismo y la tectónica global, parece obvio que el estudio de los procesos de geomorfología ígnea incluya una revisión de los aspectos sobre la deriva continental y la expansión de los fondos oceánicos, así como los modelos o hipótesis que explican su dinámica.

La idea de la corteza terrestre "flotando" y moviéndose sobre una zona interior pastosa estaba en la mente de algunos científicos al final del siglo XIX y en los albores del presente siglo. Sin embargo, no fue sino hasta la década de 1950 a 1960 que los datos paleomagnéticos del fondo oceánico aportaron nueva información, e indicaron que habían cambiado con respecto a los continentes, reavivando con ello la polémica. Durante este mismo período y en los posteriores, la exploración del fondo oceánico fue promovida con amplitud por los trabajos de prospección petrolera, sobre todo facilitada con el advenimiento de los nuevos métodos geofísicos y con la aparición de las primeras fotografías tomadas por cápsulas espaciales y satélites artificiales. Con los resultados de esta exploración, se vieron apoyadas las teorías de la deriva de los continentes y de la expansión de los fondos oceánicos, combinadas en la teoría de **la tectónica de placas**, la cual proporciona una explicación geométrica de la deriva de los continentes, así como del origen de las principales megaestructuras de la superficie terrestre.

Wegener (1915) sugirió que durante el Paleozoico Superior existió una única masa continental (**Pangea**) que comenzó a dividirse durante el Jurásico, desplazándose unos fragmentos hacia el oeste y otros hacia el norte, acercándose al Ecuador. Posteriormente Du Toit (1937, en Araña y López, 1974) sugirió la existencia de dos masas continentales: **Gondwana**, integrada por América del Sur, África, Madagascar, India, Australia y Antártida; y **Laurasia**, comprendiendo América del Norte, Groenlandia, Europa y Asia. El resto de la superficie de la Tierra cabe imaginarlo como un océano único durante el Paleozoico Tardío y comienzos del Mesozoico: el **Panthalassa**.

En conjunto, los argumentos que apoyan la deriva de los continentes pueden dividirse en geológicos y geofísicos. Los argumentos geológicos se basan fundamentalmente en:

- a) El encaje entre los actuales continentes;
- b) La similitud de caracteres estratigráficos, tectónicos y morfológicos de los diferentes fragmentos de los primitivos continentes;
- c) Los datos paleoclimáticos y paleogeomorfológicos;
- ch) La distribución y evolución de la flora y fauna; y
- d) La edad y evolución de los océanos y de las rocas del piso oceánico.

Los principales elementos en que se basa la teoría de la tectónica de placas son (Figura 3):

1. La litosfera, que incluye a la corteza y al manto más exterior, está segmentada en varias placas "rígidas" de alrededor de 70 a 120 km de espesor
2. Estas placas al formarse y separarse (**zonas de extensión, dispersión o expansión**) lo hacen relativamente, sin deformarse gracias a su rigidez
3. Las placas parten originalmente de las dorsales oceánicas o de zonas de rift continental
4. El hecho de que en algunas zonas exista formación y expansión de la corteza, sugiere que, para mantener el equilibrio natural y conservar estable el radio de la Tierra, debe haber otras regiones en donde se pierde o consume este material. Así, los límites entre placas están definidos por zonas de **extensión** —donde la nueva litosfera está siendo generada—, por **zonas de compresión o convergencia** —donde la litosfera está siendo destruida— y por fallas transformantes (**fallas transformadas**), donde las placas se mueven lateralmente una con respecto a otra sin que se produzca creación o destrucción de litosfera

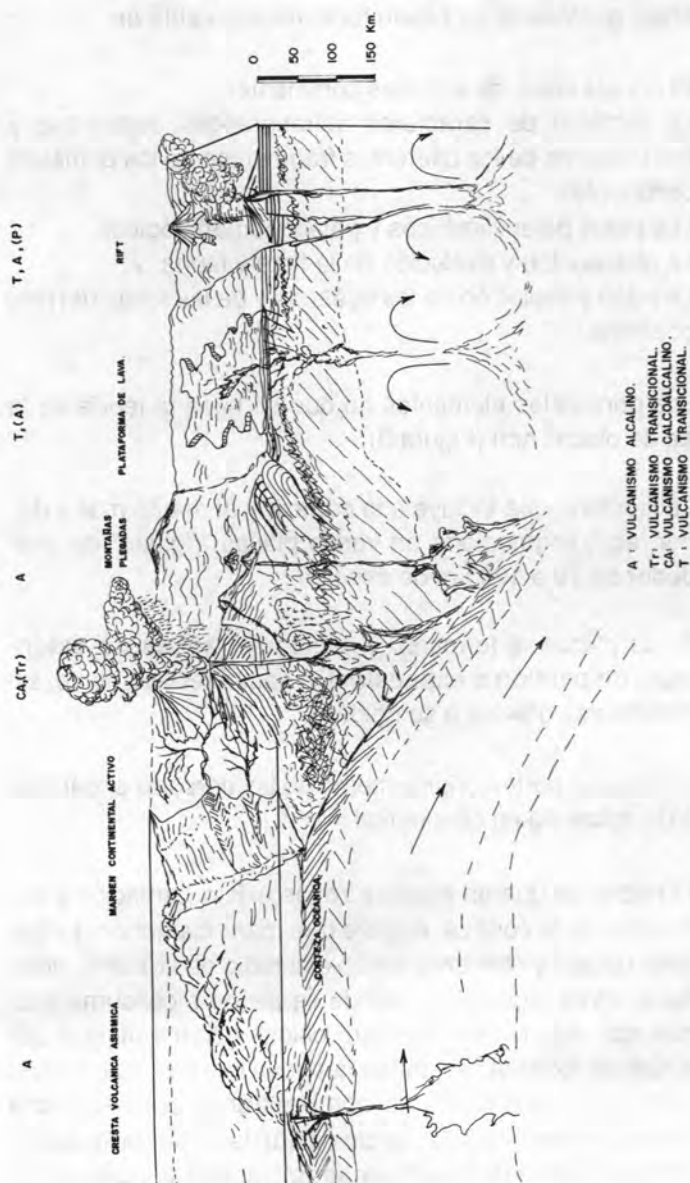


FIGURA 3. Esquema geotectónico del modelo de tectónica de placas de un margen continental activo y pasivo.

5. Los continentes (**corteza continental**), edificados de rocas de composición granítica, más livianas que las de los océanos (**corteza oceánica**), de composición "basáltica", solo se desplazan con las placas que los "transportan", pero en realidad son prácticamente insumergibles.

El mecanismo físico que explica el movimiento de las placas —nervio motor responsable en un porcentaje elevado del paisaje terrestre, del vulcanismo y de la sismotectónica—, aún no ha sido satisfactoriamente explicado; se le atribuye a células de convección dentro del manto (Holmes, 1965) y al peso de la placa "fría" que se subduce.

Desde el punto de vista morfológico, en las regiones oceánicas pueden distinguirse las zonas de margen continental, las dorsales, las grandes cuencas y los montes submarinos.

Los **márgenes continentales** representan la zona de transición corteza oceánica-corteza continental. En función de su actividad sísmico-tectónica se pueden distinguir dos tipos: los **márgenes activos y los márgenes pasivos o inactivos**. Los márgenes activos se caracterizan por los arcos de islas o cadenas montañosas que son el resultado de los procesos geodinámicos de la convergencia de placas. Donde se inicia la subducción se forma una profunda fosa a partir de la cual se distribuye una zona estrecha y bien definida de su actividad sísmica (**zona o plano de Wadati-Benioff**) que buza bajo el arco insular con ángulo variable entre 15 y 70° y que se sumerge dentro de la astenosfera hasta profundidades del orden entre los 50 y los 720 km, por debajo de los cuales la placa ha sido completamente absorbida o sus propiedades de rigidez están tan alteradas que no se puede liberar más energía sísmica.

Los focos magmáticos se sitúan en la región de la astenosfera que quedan sobre el plano sísmico y se supone que la placa que se subduce condiciona de alguna manera la generación de magmas, modificando las isothermas (enfría localmente la región del manto en la que penetra) y aporta agua (aparte de los minerales hidratados y sedimentos) que modificará el punto de fusión.

Las **dorsales oceánicas** constituyen el accidente lineal más largo de la superficie terrestre con un total de 80 000 km de

extensión. El magma generado bajo la zona donde se separan las placas divergentes procede del manto que casi aflora y se va adosando a los bordes de dichas placas. Su composición es casi exclusivamente basáltica (Figura 4).

No todo el magmatismo oceánico se genera bajo las dorsales, ya que son numerosas las islas, las colinas abisales (pequeños promontorios de 50 a 1 000 m de altura y 1 a 10 km de extensión) y las montañas submarinas, muchas de ellas antiguos volcanes o guyots, no relacionados con una tectónica distensiva de carácter regional. Este hecho refleja la generación de focos magmáticos en el cruce de las directrices oceánicas con grandes fracturas o por la presencia de puntos calientes (Figura 4).

Los focos volcánicos puntuales situados en los continentes, en sus márgenes pasivos o en las llanuras abisales (**volcanismo intraplaca**) pueden asociarse directamente con anomalías térmicas muy localizadas en el manto (puntos calientes estables o perecederos) o con rifts embrionarios o abortados.

Un **punto caliente** (*hot spot*) es un foco magmático estable, cuya fuente de calor proviene de concentraciones anómalas de elementos radiactivos, cuyas manifestaciones volcánicas se irían alejando de su vertical, al depositarse sobre una placa oceánica en movimiento. Así, los productos de las primeras erupciones relacionadas con el punto caliente se encontrarán en las islas más alejadas de dicho foco, y el volcanismo más reciente y actual se concentrará sobre la anomalía térmica. Lo anterior conlleva a un alineamiento de volcanes, sísmicamente "inactivos", cuya orientación es la de la deriva de la placa, originando cadenas montañosas denominadas crestas o dorsales asísmicas (Wilson, 1973). La actividad de un punto caliente no es continua en el tiempo, puesto que la alineación volcánica no es una cresta continua, sino una suma de unidades. Parece, por otra parte como si el volcanismo en el tiempo hubiera tenido crisis, en el transcurso de las cuales aumentaron las efusiones basálticas (Aubouin, *et al.*, 1975a). En otros casos, la alineación de islas o montañas submarinas no coincide con una propagación en la edad del volcanismo por lo que, en realidad, la anomalía térmica del manto tendría forma lineal, (**línea caliente**), que justificaría la

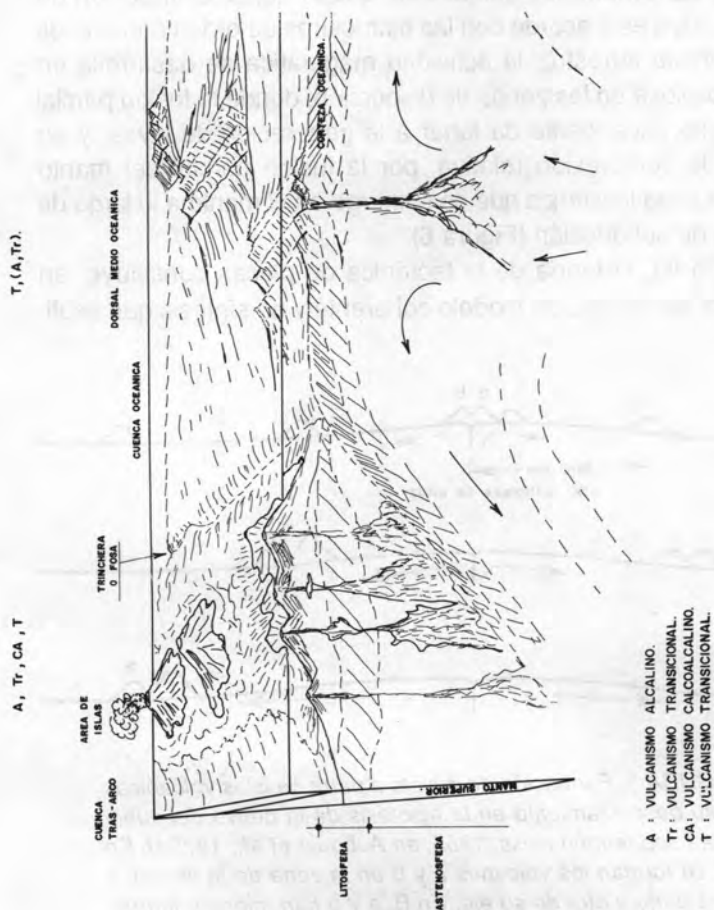


FIGURA 4. Esquema geotectónico del modelo de tectónica de placas de un arco de islas y una dorsal oceánica.

persistencia de actividad volcánica con episodios geológicamente sincrónicos a lo largo de franjas oceánicas sobre las que se encontrarían las islas (Araña y Ortiz, 1984), como sería probablemente el caso de la Isla del Coco (Costa Rica), situada sobre la cresta volcánica submarina del Coco en el Océano Pacífico (Alvarado, 1989) (Figura 3).

Está claramente establecido que la actual distribución de los volcanes está acorde con las estructuras de orden primario de la superficie terrestre: la actividad magmática se desarrolla en forma copiosa en las zonas de dispersión, donde la fusión parcial del manto ascendente da lugar a la generación de lavas, y en zonas de compresión relativa, por la fusión parcial del manto sobre la capa litosférica que se sumerge en el manto a lo largo de la zona de subducción (Figura 6).

En fin, la teoría de la tectónica de placas constituye, en términos generales, un modelo coherente y de síntesis que expli-

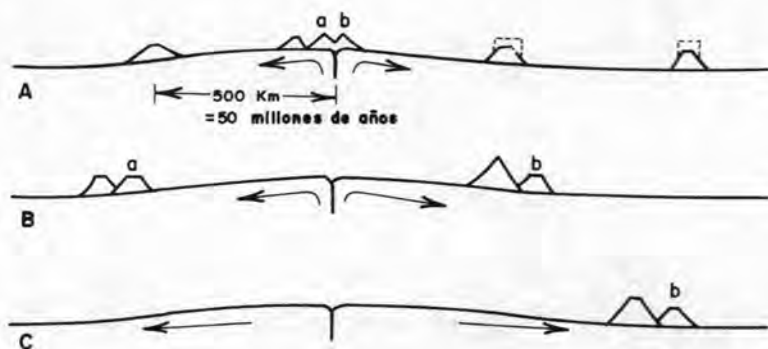


FIGURA 5. Formación de guyots a partir de islas volcánicas y su desplazamiento en la hipótesis de la deriva del suelo oceánico (según Hess, 1965, en Aubouin *et al.*, 1975a). En A, se forman los volcanes a y b en la zona de la dorsal, a una parte y otra de su eje. En B, a y b han migrado lateralmente a una velocidad de 1 cm por año (10 km en un millón de años) y se han hundido a una velocidad de 0,02 a 0,04 mm por año (2 a 4 m en un millón de años). En B, aparece también un volcán joven cerca de b, y este volcán, en C, se transforma, a su vez, en un guyot cuya cima es, sin embargo, más alta que la de su vecino b, más antiguo.

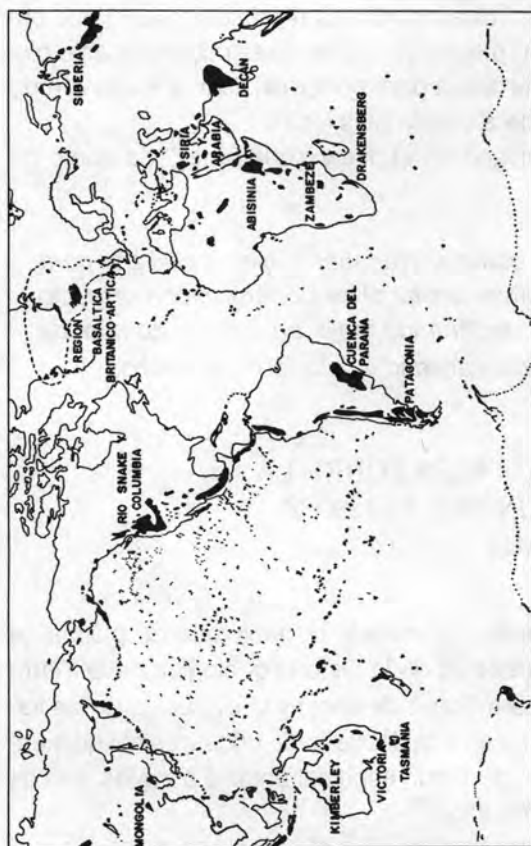


FIGURA 6. Mapa simplificado de la distribución geográfica de los volcanes (se incluyen varios de los extinguidos hace mucho tiempo y coladas basálticas pertenecientes al más moderno ciclo de la actividad geológica). Las edades de los basaltos enumerados en el mapa son las siguientes: **Jurásico inferior**: Siberia, cuenca del Paraná, Drakensberg, Zambese y Tasmania. **Terciario inferior**: Arco británico-ártico, Decan (India y Mongolia). **Mioceno hasta la actualidad**: Patagonia, Río Snake y Columbia, Victoria-Queensland, Kimberley, Abisinia, Siria, y finalmente, Islandia (todavía en actividad). Según Holmes (1965) para los continentes y Menard (en Macdonald, 1972) para el Pacífico.

ca la sismicidad, el magmatismo, la orogénesis, los terrenos tectono-estratigráficos, la migración continental, las grandes unidades geomorfológicas, la evolución, migración y diversidad tanto faunística como florística, así como la historia geológica de la Tierra, en especial para los últimos doscientos millones de años. Pero también es evidente que, teniendo en cuenta que es todavía reciente, le están siendo aportadas nuevas precisiones, modificaciones y aclaraciones. Unas 10 placas representan el marco estructural del globo, pero son necesarias otras micro-placas o bloques de menor importancia para poder explicar la evolución de una zona determinada a escala más local.

Según se consignó en el "New York Times" de enero de 1970:

Parece casi como si Wegener hubiera realizado para la geología un avance similar al de Copérnico con respecto a la astronomía, ordenando bajo un patrón común de comportamiento una cantidad incalculable de hechos.

ASPECTOS GENERALES SOBRE LA INTERPRETACION DEL PALEO Y NEOVULCANISMO

Con el desarrollo del modelo de tectónica de placas se comenzó la reinterpretación de la historia geológica de la Tierra (cuatro mil seiscientos millones de años) y la evolución de las formas de vida presentes en ella desde hace unos tres mil quinientos millones de años, pero con especial énfasis para los últimos doscientos millones de años.

El paleovulcanismo puede aportar una serie de precisiones para la reconstrucción de paleo-placas. De ahí la importancia de estudiar el significado del vulcanismo como un fenómeno global incluido dentro de la evolución dinámica de nuestro planeta. Mediante los estudios sedimentológicos y petrológicos de las rocas ígneas y los sedimentos volcánoclasticos, tanto marinos como continentales, puede establecerse la paleo-geografía de



FIGURA 7. Se observa la estructura columnar típica en coladas de lava fisurales (metabasaltos toleíticos) que fueron eruptadas hace unos setecientos millones de años, correspondiendo con un paleo vulcanismo del tipo rift continental (Formación Catoctin, Parque Nacional Shenandoah, Virginia, E.U.A.).

regiones ígneas. Por medio de la sedimentología se determina la fuente de origen de los sedimentos y el tipo de ambiente sedimentario antiguo, mientras que la petrología procura determinar las rocas involucradas, el tipo y grado de actividad, su petrogénesis y ambiente geotectónico. Uno de los criterios comúnmente utilizados es el de los tipos de magma y de series ígneas, a saber: calcoalcalina, toleítica, alcalina, transicional, alumínica, peralcalina y potásica (Figuras 3, 4 y 7). La conjunción de ambas ciencias, y de otras involucradas tales como la paleontología y la geocronología, permite reconstruir el marco geotectónico de un período en cuestión.

Uno de los factores más importantes, a la hora de estudiar una región volcánica, es la de reconstruir su historia geológica, ya sea con fines meramente científicos, utilitarios (prospección de recursos minerales, evaluación del peligro volcánico, evaluación geotérmica, interpretación sismo-tectónica, etc.) o ambos. Se ha de tener presente que muchas estructuras volcánicas o volcano-

tectónicas pueden haberse borrado con el tiempo debido a que se erosionaron, o fueron afectadas por paroxismos eruptivos o por fallas, o bien, están cubiertas por depósitos volcánicos o sedimentarios más recientes.

No son muchos los criterios que nos pueden proporcionar suficientes indicios acerca del área de origen de las diferentes unidades, pero con una mayor información sobre el tamaño del grano y las variaciones en el espesor de las diferentes unidades piroclásticas o fluvio-volcánicas, sumado a criterios geomorfológicos y vulcanológicos, se puede deducir su distribución y origen. Hay que tomar en cuenta que las variaciones (retrabajo y erosión) debidas a las corrientes de agua, viento y hielo, y las barreras naturales, disminuyen las técnicas de análisis e interpretación.

A continuación, se expondrán algunos criterios útiles para estudiar un área volcánica del Neógeno-Cuaternario, bajo el **concepto de facies volcánicas** (sensu Williams y McBirney, 1979, Figura 8). Estos criterios son válidos para grandes estratovolcanes, puesto que en los pequeños, la facies proximal se fusiona prácticamente, con la central como es el caso del Arenal (Borgia *et al.*, 1988).

FACIES VOLCANICAS (según Williams y McBirney, 1979; con algunas modificaciones del autor):

Facies central (de 0,5 a 5 km del foco central).

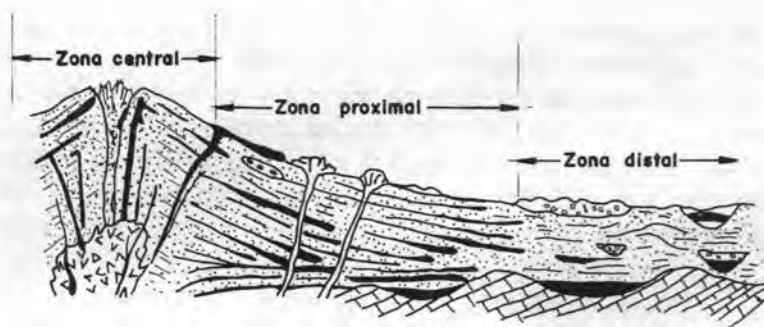


FIGURA 8. Principales variaciones de facies (por zonas) en rocas volcánicas referidas a un foco volcánico grande (simplificado de Williams y McBirney, 1979).

Las rocas volcánicas localizadas cerca de la abertura volcánica son normalmente fáciles de reconocer en el campo. La mayoría se diferencian por alguna combinación de los siguientes rasgos:

- presencia de diques (radiales o sin ninguna orientación), y sills con buzamientos iniciales de moderados a fuertes
- brechas de cuello volcánico y stocks
- alteración hidrotermal con gradientes laterales fuertes
- lavas silíceas gruesas y fuertemente bandeadas
- tefras gruesas, pobremente seleccionadas, con estratificación definida y buzamientos iniciales fuertes
- flujos delgados de lava volumétricamente subordinados con respecto a las tefras, con excepción de los conos lávicos.

Facies proximal (de 5 a 15 km del foco central).

Las rocas de esta facies pueden presentar las siguientes características:

- lavas espesas y extensas (amplias)
- lahares con bloques angulares o subangulares (o ambos) de gran tamaño
- capas de tefra bien seleccionadas y el tamaño del grano entre lapilli y ceniza gruesa
- zonas con intemperismo, desarrollo de suelos entre los flujos lávicos y coluvio retrabajado por el agua
- flujos de piroclastos de moderados a fuertemente soldados y compactados.

Facies distal (más de 5 a 15 km de la abertura central de acuerdo con el tamaño o tipo de volcán).

Las rocas ubicadas más lejos del foco eruptivo, poseen una buena continuidad lateral. Características de este tipo son:

- capas de tefra finamente estratificadas con tamaño del grano de ceniza gruesa a fina y con un incremento en la relación de vidrio con respecto a los cristales

- lahares con bloques que raramente exceden a un metro de diámetro y tienen partículas redondeadas o subredondeadas, o ambas, en su matriz
- ignimbritas de moderada a débilmente soldadas
- intercalaciones de sedimentos fluvio-lacustres, suelo y humus en la secuencia volcánica
- coladas de lava restringidas principalmente a aberturas aisladas, mantos delgados y flujos de intracañón.

Para estudiar el paleovulcanismo en márgenes continentales activos, hay que tomar en consideración los saltos en la zona de subducción o cambios en el buzamiento de la misma en función del tiempo, lo cual se traduce en una migración del vulcanismo (**cadena plutónico-volcánicas paralelas**). Por ello, a la hora de efectuar un estudio geológico en una región volcánica (reciente o antigua) deberá tenerse presente no solo las facies volcánicas sino también el modo de crecimiento del complejo eruptivo; las perturbaciones tectónicas y la paleo-topografía dificultan su interpretación.

A continuación se presenta un modelo hipotético, sujeto a modificaciones, sobre la evolución de un estratovolcán, desde su nacimiento hasta eventualmente generar un sistema con varias bocas eruptivas, cada una de las cuales posee su importancia en la historia geológica del macizo. Los cortos o largos períodos de inactividad no son contemplados ni cuantificados, exponiéndose algunos pasos lógicos, no necesariamente secuenciales, en cada una de las tres etapas propuestas. Por ello, no todo volcán debe evolucionar a la etapa siguiente. Los períodos indicados son aún preliminares.

ETAPAS EN LA EVOLUCION DE UN COMPLEJO ESTRATOVOLCANICO

I. Pequeño estratovolcán (0-20 000 años)

- a. Formación de un cono de piroclastos con posteriores efusiones lávicas.

- b. Paulatina edificación de un cono eruptivo basáltico o andesítico basáltico, con una altura máxima de 1 a 2 km sobre su base, con pendientes del orden de 24 a 34 grados, cubriendo un área de 3 a 50 km². Está constituido predominantemente por coladas de lava (campo de coladas de lava, las cuales pueden concentrarse constituyendo una armadura) de foco terminal a lateral (facies central) y un delantal de piroclastos en su facies distal; en la parte cuspidal puede desarrollarse un cono de escorias. La facies proximal no suele estar presente. Las fases explosivas varían desde estrombolianas a plinianas, con la concomitante formación de nubes y oleadas piroclásticas.
- c. Formación de domos, criptodomos o conos parásitos o intracráticos, de composición andesítica y andesítico-basáltica.
- ch. Explosiones freatomagmáticas culminan con la formación de nubes o avalanchas ardientes direccionales, generándose cráteres desportillados o conos truncados por destrucción de su cima. Las calderas de explosión son escasas en esta etapa o pequeñas.
Ejemplos: en Costa Rica tenemos como ejemplo los volcanes Arenal, Cacho Negro y Congo; otros volcanes en el mundo son el Tall (Filipinas), Sakurajima (Japón), Uracas o Farallón de Pájaros (Islas Marianas), Stromboli (Italia), Momotombo (Nicaragua) y el Izalco (El Salvador).

II. **Estratovolcán cónico (20 000–500 000 años)**

- d. Crecimiento del volcán hasta presentarse como un majestuoso edificio de forma cónica casi perfecta (simple) o compleja por el desarrollo de diversas estructuras laterales, usualmente parásitas. Las lavas varían desde basaltos hasta dacitas; las tefras evidentemente pueden ser más ácidas. Su altura oscila entre 700 y 3 000 m con pendientes de 20 a 32 grados; cubre un área entre 50 y 300 km².

- e. Recrudescimiento de la actividad genera pequeñas calderas cuspidales, explosiones laterales o simples nubes ardientes, antes o después de las cuales pueden crecer domos.
- f. Estructuras lávicas menores (domos, coladas) o pequeños conos, se desarrollan dentro de la depresión volcánica, en el caso de haberse generado la misma.
Ejemplos de este tipo de volcán tenemos: Platanar (Costa Rica), Cotopaxi y Chimborazo (Ecuador), Fuji (Japón), Mt. St. Helens (E.U.A.).

III. **Complejo estratovolcánico en broquel (500 000–1 600 000 años o más)**

- g. Sucesivo crecimiento, colapso y erosión de varios estratovolcanes normales, aladaños (gemelos o adosados), regidos por controles estructurales, conlleva al desarrollo de un extenso basamento volcánico (potentes coladas de lava, ignimbritas, etc.) desarrollándose en algunos sectores plataformas (*plâneze*). Sus flancos poseen gradientes que varían entre 4 y 27°, cuando no están afectados por los agentes erosivos o tectono-volcánicos. Cubren un área extensa entre 150 y 1 300 km², constituyendo un gran escudo estratovolcánico andesítico.
- h. Neovulcanismo andesítico (conos piroclásticos, cráteres de diversos orígenes, domos) se orienta según las directrices tectónicas, migra y se emplaza sobre el complejo volcánico precedente. La actividad es fundamentalmente freática o freatomagmática. Las coladas de lava (andesíticas hasta basálticas), suelen ser intracráticas o laterales, en oportunidades fluyen ladera abajo o a partir de un foco terminal. Las coladas terminales pueden proceder de fracturas en los flancos del volcán, o de grietas por las que se vacía el lago de lava cratérico.
- i. Desarrollo de paroxismos eruptivos con el colapso total o parcial de la estructura volcánica, generándose una caldera

de dimensiones considerables con expulsión de potentes flujos ignimbríticos. La caldera puede sufrir resurgencia y desarrollo de nuevos aparatos eruptivos, iniciándose el ciclo nuevamente en I.

Ejemplos: Rincón de la Vieja, Poás, Barva, Irazú y Turrialba (Costa Rica), el Etna y el Vesubio (Italia), Nevado del Ruiz (Colombia), Popocatepetl (México), etc.

ASPECTOS SOCIALES Y ECONOMICOS GENERALES DEL MAGMATISMO: BENEFICIOS Y PERJUICIOS

Para efectuar cualquier estudio de índole geológica, geográfica o edáfica en una región de rocas ígneas, con el afán de determinar zonas de interés minero, hidrogeológico, geotérmico o establecer el riesgo volcánico, macrounidades litoestratigráficas, geomorfológicas, edafológicas o arqueológicas, o bien detectar zonas de inestabilidad real y potencial de laderas, el primer paso es realizar un estudio geomorfológico con el fin de definir las principales estructuras y unidades geomorfológicas, así como su interrelación, génesis y evolución cronológica relativa. Evidentemente, estos estudios se deben complementar con diversas ramas de la geología, tanto en el trabajo de campo como en el laboratorio.

MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES

Muchas mineralizaciones metálicas están asociadas a cuerpos ígneos, a ciertos controles estructurales (intersección de ciertas estructuras de colapso) aunque hay factores ajenos a la composición y evolución del magma como lo son la profundidad, presión, litología y estructura de la zona.

Así, podemos distinguir los tipos de yacimientos hidrotermales que se describen en el Cuadro 1.

CUADRO 1. Tipos de yacimientos hidrotermales.

Tipo de yacimiento	Elementos químicos asociados	Rocas asociadas
Neumatolítico (30 a 600° C)	Sn, W, Mo y Bi	Granitos alcalinos y algunos granitos calcoalcalinos.
Hipotermal (300 a 500° C)	Sn, W, Au, Cu, Pb y Zn	Granitos calcoalcalinos, cuar-zomonzonitas, granodioritas y ocasionalmente granitos alcalinos, sienitas y dioritas.
Pirometosomáticos (400 a 800° C)	W, Sn, Fe, Mo, Cu, Zn y Pb	Contacto de rocas calcoalcalinas relativamente ácidas con rocas carbonatadas.
Mesotermales (200 a 300° C)	Au, Ag, Pb y Zn	En vetas, reemplazamiento en calizas o en pórfiros.
Epitermales (50 a 200° C)	Au, Ag y Hg	En rocas volcánicas subalcalinas del Terciario-Cuaternario.

Existen muchos otros tipos de yacimientos asociados a rocas ígneas tales como aquellas formadas por procesos de diferenciación cristalina del magma o por licuación (separación del líquido magmático en una fusión silicatada y otra sulfurada). Para más detalles consultar a Lamey (1966).

Los **sulfuros masivos** predominantes son los de hierro y cobre, asociados con esfalerita, la calcopirita y la galena como minerales económicos principales. Según Sawkins (1976, en Van Theurnout, 1987) suelen encontrarse en ambientes volcánicos y volcano-sedimentarios, asociados con arcos de islas (**tipo Chipre**), o con rocas originadas en dorsales oceánicas y zonas de extensión tras-arco (tipo Besshi), o dentro de potentes secuencias de sedimentos terrígenos con vulcanismo subordinado, correspondientes a zonas móviles en el interior de ciertas placas o aulacógenos (**tipo Sullivan**).

En ambientes volcánicos epitermales, los depósitos metálicos preciosos están asociados con centros eruptivos de todo tipo: estratovolcanes, campos de domos, calderas y maares. Los cuerpos mineralizados ocurren en zonas permeables, incluyendo fallas locales y regionales (depresiones volcano-tectónicas y fracturas anulares) y depósitos volcanoclásticos (brechas de explosión de diversos tipos) o rocas volcánicas tectonizadas (Sillitoe y Bonhan, 1984).

Los depósitos que se relacionan con la existencia de exhalaciones volcánicas tienen especial importancia en el medio submarino, ya que la presión del agua se suma a la de las rocas confinantes de las emanaciones, controlándose el inicio y la duración del escape de burbujas en función de la profundidad del fondo marino. Al iniciarse la ebullición de la solución (cuando la presión del gas de la solución supera a la presión confinante) se depositan los constituyentes menos solubles, principalmente sulfuros, que solo se acumularán sobre el fondo oceánico cuando la profundidad del agua sea grande. Estos **depósitos exhalativos**, generados a unos 2 000 metros de profundidad, parecen ser los responsables de grandes yacimientos de oro y sulfuros de hierro. Por idéntico mecanismo, aunque a temperaturas muy bajas (entre 0 y 4° C) se formarían los nódulos de manganeso, típicos en algunos fondos oceánicos o en ofiolitas mesozoicas, tales como los yacimientos en la Península de Nicoya (Costa Rica).

Entre los yacimientos minerales no metálicos, los hidrotermales de fluorita (CaF_2) ocupan el primer lugar, aunque también son importantes las enormes explotaciones de azufre a cielo

abierto en volcanes andinos, sobre los 4 000 metros de altura o los yacimientos de azufre en Costa Rica (Cacao, Poco Sol, Viejo, Congo).

Las rocas volcánicas (lavas, tefras e ignimbritas) utilizadas como materiales de construcción de edificios y carreteras, así como con fines ornamentales tienen obviamente un mayor grado de utilización en aquellos países donde abundan.

LA ENERGIA GEOTERMICA

En su más amplia acepción, la energía geotérmica puede definirse como la **energía existente en el interior de la tierra en forma de calor**. Si se evalúa globalmente esta energía calorífica, resultan cifras tan impresionantes que las reservas de la energía denominadas como "convencionales" parecen ridículas. El flujo térmico medio en la superficie terrestre es algo superior a 1 micro-caloría/cm²/s, lo que equivale a 10²⁸ ergios al año, o aproximadamente a treinta y cinco millones de toneladas de carbón. Sin embargo, la distribución de la energía geotérmica, dentro de la corteza terrestre, es muy irregular y por consiguiente solo una pequeña cantidad de la misma puede considerarse como un recurso explotable a escala humana. En realidad, esta fracción explotable del calor endógeno suele denominarse **energía hidro-geotérmica**, ya que es el agua subterránea, líquida o vaporizada, la que calentándose a cierta profundidad, asciende y transporta el calor. Así, se estudian y aprovechan numerosas regiones donde el gradiente geotérmico es varias veces superior al normal (30° C/km), indicando la presencia de elevadas temperaturas a niveles más superficiales. Las causas de estas anomalías pueden ser varias (químicas, radioactivas, mecánicas, etc.) pero generalmente se explican por una intrusión a poca profundidad (Araña y López, 1974; Araña y Ortiz, 1984).

Está claramente establecido que al introducir el parámetro "explotación" en la energía geotérmica, las posibilidades de aprovechamiento quedan reducidas a zonas muy anómalas de la corteza en las que se dan una serie de factores concernientes a la temperatura, presión, permeabilidad, profundidad, etc. (Araña y López, 1974; Araña y Ortiz, 1984), que puede simplificarse al siguiente sistema (Figura 9):

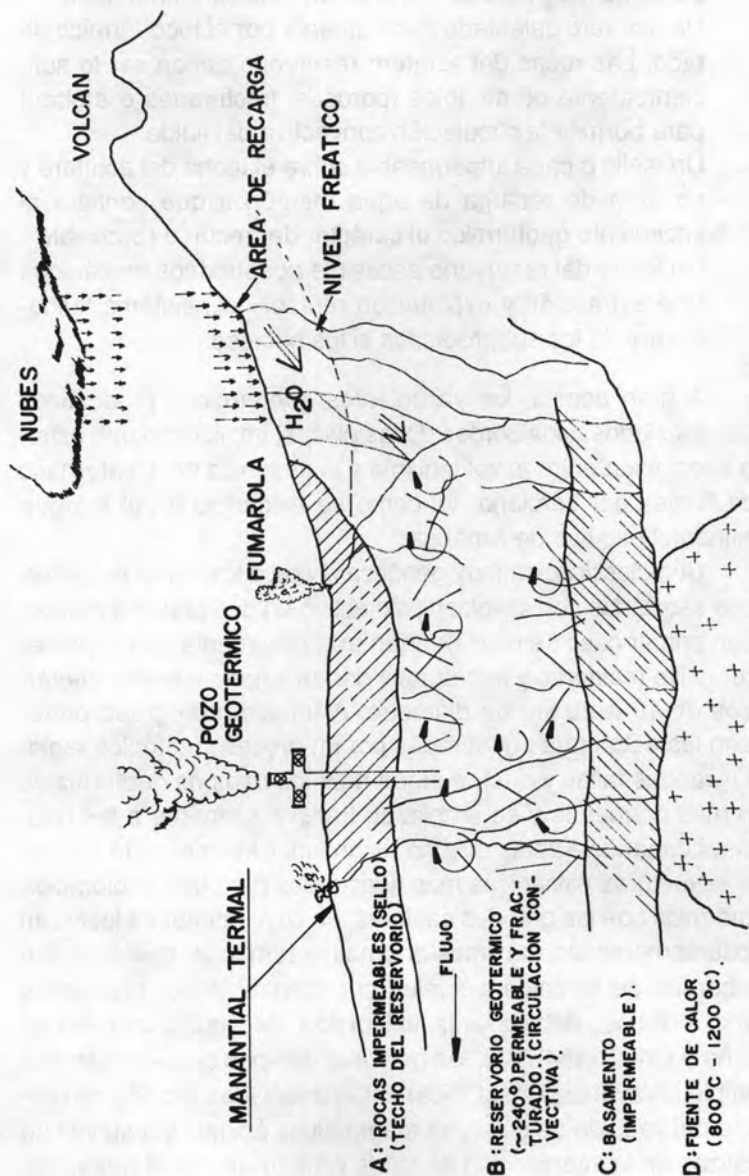


FIGURA 9. Esquema de un campo geotérmico.

- Un foco de calor a elevada temperatura, generalmente cámaras magmáticas someras en vías de enfriamiento
- Un acuífero calentado directamente por el foco térmico citado. Las rocas del acuífero reservorio deben ser lo suficientemente permeables (porosas, fracturadas o ambas) para permitir la circulación convectiva del fluido
- Un sello o capa impermeable sobre el techo del acuífero y un área de recarga de agua meteórica que confiera al yacimiento geotérmico el carácter de "recurso renovable"
- Un techo del reservorio accesible por sondeos mecánicos
- Una extracción y explotación rentable del sistema fluido-calor y de los subproductos si los hubiese.

A gran escala, los yacimientos geotérmicos productivos están asociados a los bordes de las placas, implicando una estrecha asociación entre el volcanismo y la tectónica del Cuaternario y de finales del Terciario, tal como se evidencia en el margen continental pacífico de América.

Una clasificación muy genérica divide a los campos geotérmicos asociados con el volcanismo activo en dos grandes grupos. En un primer caso se relacionarían exclusivamente con el proceso eruptivo (calderas y fracturas) y darían lugar a campos geotérmicos de 10 a 20 km de diámetro. A un segundo grupo pertenecen las estructuras generadas por un proceso tectónico regional (grandes fallas y rifts), aunque aquí los campos geotermiales son más pequeños y se emplazan transversalmente a las fracturas, ocupando franjas que no alcanzan 1 kilómetro de ancho. Las estructuras volcánicas más adecuadas para una exploración geotérmica son las grandes calderas, en cuyo interior se localizan frecuentemente las máximas anomalías térmicas, mientras que los bordes de la caldera suelen caracterizarse por gradientes térmicos bajos, debido a la infiltración de aguas meteóricas (Araña y Ortiz, 1984). Así, los mayores campos geotérmicos (por ejemplo Miravalles, Costa Rica) están asociados a calderas producto del vaciado de cámaras magmáticas ácidas, y a su vez se localizan en la intersección de fallas y fracturas importantes.

A grandes rasgos podemos considerar los fenómenos siguientes como los mejores indicadores de áreas geotérmicas de interés:

- a. Neovulcanismo y neotectónica (por ejemplo el Volcán Miravalles, Costa Rica)
- b. Zonas de alteración hidrotermal; tipos y paragénesis de determinadas mineralizaciones y depósitos de sales (zona del Volcán Viejo, San Carlos, Costa Rica)
- c. Emanaciones de vapor caliente o gases; fuentes termales y minerales (Volcán Rincón de la Vieja)
- ch. Anomalías térmicas (área del Cerro Pelado, Cañas, Costa Rica)
- d. Cráteres de explosión freática (no asociados a vulcanismo) por expansión súbita local de un acuífero superficial confinado (por ejemplo Laguna Poco Sol, San Carlos, Costa Rica).

De todo lo anterior, se desprende que los estudios geovulcanológicos son vitales en las primeras etapas de exploración de áreas con interés geotermal.

Son de destacar los productos obtenidos de fluidos geotérmicos, bien por explotación directa o como subproductos del aprovechamiento energético; en el primer caso está la producción de boro en Lardarello (Italia) y para el segundo caso, se ha evaluado favorablemente la extracción de numerosas sales (NaCl, KCl, BaCl₂, B₂O₅, etc.) en diferentes áreas geotérmicas (Araña y Ortiz, 1984).

RECURSOS HIDROGEOLOGICOS

La hidrogeología es el estudio que trata de la búsqueda y captación de las aguas tanto superficiales como subterráneas en relación con su medio geológico. El término acuífero hace referencia a un depósito de agua subterránea en un medio rocoso. Los acuíferos pueden ser granulares o fisurales.

Entre los productos volcánicos y los sedimentos que derivan de ellos cabe distinguir los diferentes tipos de acuíferos y acuicludos (Astier, 1975):

- **Tefras:** son excelentes acuíferos aunque suelen tener poca extensión
- **Ignimbritas y lavas:** su permeabilidad varía con la importancia de las conexiones entre las vesículas pero principalmente depende de su grado de fisuración, que a su vez puede estar relacionado con su composición, estructura, edad, alteración y acción tectónica. Las coladas de lava fisuradas son los acuíferos más importantes en las zonas volcánicas
- **Diques:** su permeabilidad, al igual que la de las lavas, está ligada al grado de diaclasamiento. En realidad, el papel hidrogeológico de los diques es más frecuentemente de retención o embalse que de drenaje
- **Conglomerados y brechas volcánicas:** su permeabilidad va a estar en función de los espacios intraclastos, porcentaje de arcilla y de cemento
- **Tobas:** frecuentemente son unidades arcillosas que se comportan como niveles impermeables.

En algunas regiones volcánicas, la productividad agrícola y ganadera puede verse afectada por la falta de agua de escorrentía superficial, debido a la elevada permeabilidad de las rocas volcánicas. Sin embargo, la característica heterogeneidad de las series extrusivas en su conjunto, favorece la formación de acuíferos (libres o confinados) usualmente sobre niveles impermeables (paleosuelos, tobas o contactos quemados) lo cual representa un recurso valiosísimo para la agricultura, la industria y la sociedad. En Costa Rica se pueden citar los campos de pozos y manantiales asociados a los depósitos volcánicos tales como Puente de Mulas, San Antonio de Belén, Río Segundo, la Fosfo-

rera de Heredia, Zarcero, etc. Hay que tomar en cuenta que más del 50% de la población del Valle Central se abastece de agua subterránea.

SUELOS DE ORIGEN IGNEO

Los suelos se forman a partir de la alteración superficial de la roca o de la **regolita** (depósito rocoso, fragmentario superficial u orgánico influenciado por el clima, los organismos, el relieve, el tiempo y la litología). Se requiere además que el material rocoso produzca finas partículas que fijen los iones nutritivos.

Al variar la elevación, cambian las condiciones climáticas y con ello los tipos de vegetación. Estas diferencias producen suelos disímiles a partir de un mismo material parental, situación que se aprecia, por ejemplo, en las cordilleras volcánicas de Mesoamérica (como el Volcán Barva, Costa Rica) (Figuras 10 y 11). De manera más marcada se advierte el cambio en el desarrollo de los suelos en el archipiélago de los Galápagos (Ecuador), en donde se gradan de rocas expuestas (suelo inexistente) en los llanos basálticos costeros con ambiente árido, a sectores topográficamente más altos con un clima más húmedo y una vegetación siempre verde en donde el suelo posee un espesor de 0,5 m, superando el metro en las cumbres (por ejemplo Isla Santa Cruz). Tanto en Costa Rica como en los Galápagos, al igual que en otras regiones, también el tipo de suelo está en función de la edad de las rocas.

En regiones con fuerte influencia volcánica o con laderas inestables en áreas de alteración hidrotermal, además con drásticos cambios topográficos resulta de vital importancia conocer el modo de evolución edáfica de los suelos, no solo para fines de planeamiento de regiones agrícolas o de protección, sino también para estudios de vulcanología. Así, conociendo la génesis y duración del proceso bajo diferentes litologías y ambientes, podemos extrapolar estos criterios a otras regiones volcánicas con condiciones similares.

Las rocas ígneas sufren alteraciones químicas que modifican su mineralogía y a veces su estructura, destruyéndose cier-

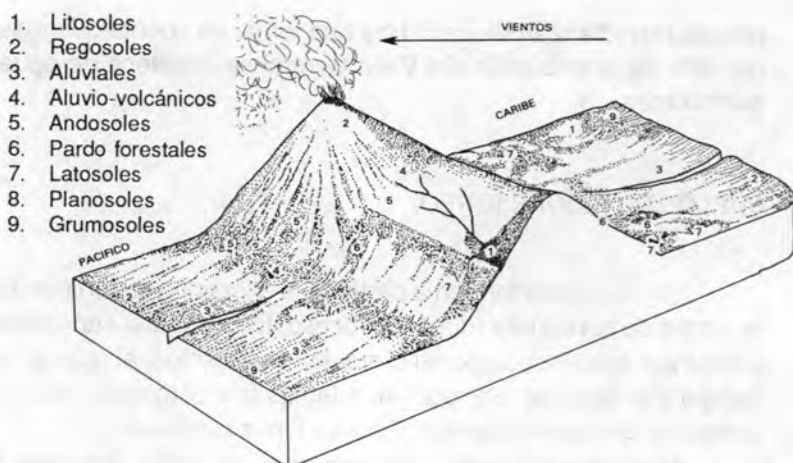


FIGURA 10. Disposición esquemática de los principales grandes grupos de suelos de América Central (Tomado de Martini, 1969, en Alvarado, 1980).

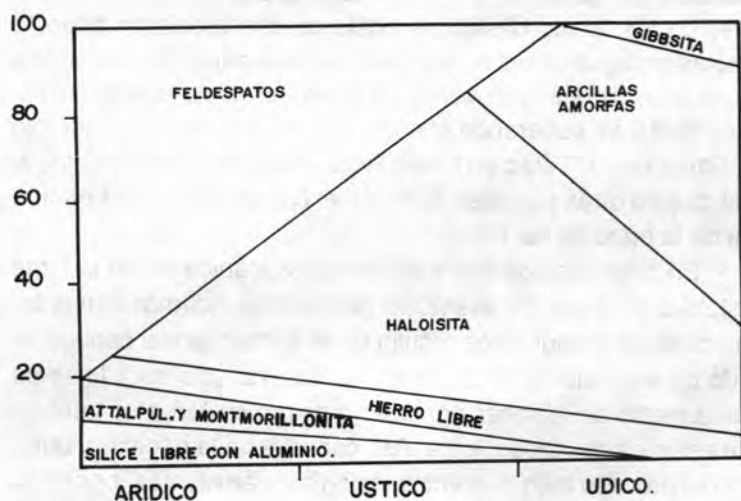


FIGURA 11. Mineralogía en suelos derivados de cenizas volcánicas de Ecuador en relación con microclima (Tomado de Maldonado, 1973, en Alvarado, 1980).

tos minerales que pueden ser reemplazados por otros de neoforación; la disgregación mecánica solo afecta su estructura y textura.

La alteración química depende a su vez de factores internos y ajenos a la roca. Dentro de los factores intrínsecos se tiene la mineralogía, la textura y la estructura de la roca y de los minerales. Cada mineral presenta una resistencia bien determinada a la alteración que depende esencialmente de su composición química y de su estructura iónica (Cuadro 2). Igualmente, es necesario tener en cuenta las superficies ofrecidas a las reacciones químicas más o menos grandes según la disposición de la red iónica y el aspecto exterior del mineral, tales como la forma, clivaje, maclas, etc. (Pomerol y Fouet, 1952). Los agentes de descomposición externos más activos son:

- a) el oxígeno,
- b) el anhídrido carbónico,
- c) el agua,
- ch) los ácidos bacterianos y vegetales,
- d) la acción de los organismos vivientes, y
- e) el medio (temperatura y presión).

Los agentes citados previamente desempeñan un papel más o menos importante según las condiciones del medio en el cual se encuentra la roca. La acción de los medios es más sensible cerca de la superficie que en profundidad. El factor térmico, ligado a los climas, es esencial. En efecto, la velocidad de las reacciones de descomposición se duplican cada vez que la temperatura se eleva alrededor de 10°C (**Ley de Vant'Hoff**). La velocidad de avenamiento y de circulación de las aguas son también importantes (Pomerol y Fouet, 1952).

La velocidad e intensidad de alteración y erosión son más agresivas en climas cálidos y húmedos que en climas fríos, aún después de un millón de años, en donde los piroclastos se mantienen prácticamente inalterados. En medio árido se pueden formar costras con un espesor de varios centímetros por concentración de carbonato de calcio en las fisuras superficiales de las coladas y piroclastos. En un medio tropical húmedo, la alteración

CUADRO 2. Productos de intemperismo químico de los silicatos comunes que forman rocas*.

Mineral	Composición	Productos de descomposición importantes	
		Minerales	Otros
Cuarzo	SiO_2	Granos de cuarzo	Algo de sílice en solución
Ortoclasa (Anortasa)	$\text{K (Al Si}_3\text{O}_8)$	Arcilla Cuarzo (finamente dividido)	Algo de sílice en solución Carbonato de potasio (soluble)
Albita (plagioclasa sódica)	$\text{Na (Al Si}_3\text{O}_8)$ $\text{Ca (Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$	Arcilla Cuarzo (finamente dividido)	Algo de sílice en solución Carbonatos de sodio y calcio (solubles)
Biotita Augita Hornblenda	Silicatos de Al, con Fe, Mg, Ca	Arcilla, calcita limonita, hematita, cuarzo (finamente dividido)	Algo de sílice en solución Carbonatos de calcio y magnesio (solubles)
Olivino	$(\text{Fe, Mg}_2\text{SiO}_4)$	Limonita Hematita Cuarzo (finamente dividido)	Algo de sílice en solución Carbonatos de hierro y magnesio (solubles)

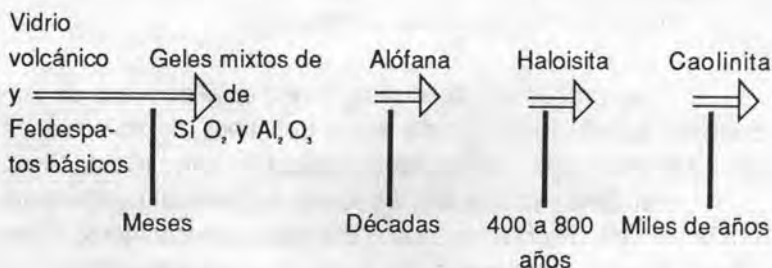
* Tomado de Leet y Judson (1965)

sobrepasa más rápidamente el estado de **alófana** que en los demás medios, los materiales se **illitizan** o transforman en haloisita y dan origen a suelos rojos dentro de los cuales quedan nódulos relativamente intactos (Derruau, 1974; Araña y Ortiz, 1984) (Cuadro 3).

Además de la descomposición química, las rocas ígneas sufren desagregaciones debidas a los agentes físicos naturales (cambios de temperatura o presión, erosión, etc.). Las rocas macizas y compactas poseen disyunción en bloques más o menos grandes, luego en fragmentos y, finalmente, en partículas pequeñas formadas por uno o varios cristales (granos). Dos etapas marcan la evolución de la fragmentación: la de la **disyunción** ligada a la estructura y la **desintegración granular** ligada a la textura (Pomerol y Fouet, 1952). Ejemplos didácticos se observan en la cordillera de Talamanca y en la base del Volcán Arenal, en donde se han encontrado en forma excepcional cristales idiomórficos de plagioclasa cálcica (5x1x1 cm) incluidos en flujos de escombros rocosos y arenosos.

La velocidad de formación del suelo es muy relativa. Existen datos que indican requerimientos de casi 2 años hasta más de 750 años para formar un centímetro de suelo a partir de material arenoso, o de 200 a 3 000 años para que se desarrolle un suelo profundo, apto para ser cultivado. (Alvarado, 1980; Ortiz, 1986, Borgia *et al.*, 1988). Duchaufour (1977, en Alvarado, 1980)

CUADRO 3. Tiempo de formación de arcillas en suelos derivados de cenizas volcánicas.



* Tomado de Fieldes (1955, en Alvarado, 1980)

Menciona que la formación del horizonte A es mucho más rápida que la de los horizontes B y C, factor que hay que considerar al estimar la edad del suelo. Sin embargo, en suelos orgánicos con un sustrato de origen aluvial o derivados de cenizas volcánicas, los horizontes subyacentes son más viejos y evolucionados que el horizonte A debido a la continua depositación de materiales recientes sobre los horizontes en proceso evolutivo, situación que se visualiza muy bien en los alrededores de la Laguna de Arenal.

Existen varias formas de estimar la relación suelo-tiempo, a saber:

- a) Alteración de estructuras de edad conocida (construcciones, tumbas, etc.)
- b) Investigaciones de laboratorio (C^{14} , K/Ar , SiO_2/R_2O_3 , U^{230} , etc.)
- c) Grado relativo de desarrollo de perfil (C-AC-A(B)C-ABC)
- ch) Estimaciones de formación a partir de eventos catastróficos (cenizas volcánicas, inundaciones y otros)
- d) Grado de desarrollo de la vegetación y
- e) Cronología relativa (arqueología, paleontología, morfología).

Los suelos formados hace mucho tiempo, en condiciones quizá diferentes a las actuales, son conocidos como paleosuelos, que pueden ser:

- a) **Fósil** o enterrado
- b) **Relicto** o que nunca fue enterrado y
- c) **Exhumado**, aquel que fue puesto al descubierto por procesos erosivos o artificiales (Wilde, 1958).

Este proceso es policíclico, en especial en áreas de vulcanismo activo. Ejemplos de estos tres tipos de paleosuelos abundan en la región de Bagaces-Volcán Miravalles (Costa Rica).

Si el clima es favorable, los suelos se generan rápidamente (en pocos años) sobre terrenos volcánicos, especialmente sobre pómez o vidrios volcánicos. En estos materiales la alófana (un mineral de la talla de las arcillas pero de estructura amorfa),

comienza a formarse a los pocos meses de su depósito. Este hecho se acentúa en áreas de volcanismo explosivo, donde gruesas capas de piroclastos cubren extensas regiones. Una vez alterados, impermeabilizan la superficie, en especial cuanto más finos, vítreos y silíceos sean los fragmentos. La transformación de la alófana en arcilla ocurre lentamente, salvo acción fumarólica (Fielde, 1955, en Alvarado 1980; Araña y Ortiz, 1984).

Los suelos derivados de piroclastos y de lavas (típicos **andosoles**, en japonés: suelo negro), se caracterizan por su baja densidad aparente, consistencia friable y alta capacidad de retener aniones y humedad. El material amorfo (alófana) domina en la fracción arcillosa, por tanto son poco hinchables, y generalmente tienen una mayor cantidad de materia orgánica por unidad de peso (Derruau, 1974; Araña y Ortiz, 1984). Sin embargo, este fenómeno es más lento en los mantos ignimbríticos, en donde el grado de soldadura (escasa permeabilidad intragranular) merma el efecto del intemperismo (por ejemplo, meseta ignimbrítica de Santa Rosa).

Una estructura interesante es el **pavimento volcánico**, que se forma como una delgada coraza de superficie plana en cenizas volcánicas con fragmentos de rocas más o menos homométricas. Su origen parece deberse a una alteración incipiente de las cenizas hacia arcillas e hidróxidos por efecto de aguas químicamente agresivas. Dicha superficie ofrece cierta resistencia a la erosión (por ejemplo, en los alrededores del cráter activo del Volcán Poás, Costa Rica).

La riqueza en sales de muchos excelentes suelos de cultivos, generados sobre capas de ceniza, se debe a que los elementos solubles (K, Na, B, Li, etc.) son absorbidos por las partículas de polvo volcánico y disueltos después por el agua de lluvia (Araña y Ortiz, 1984). Se ha comprobado que la ceniza suple cantidades necesarias de nutrientes a los suelos y los fertiliza, sin embargo, para obtener mejores resultados deben ser cenizas de gránulo grueso para una mejor aereación (Soley, 1966; Serfaty, 1971), hecho comprobado durante la actividad principal del Volcán Irazú (1963 a 1964).

Las rocas volcánicas son muy sensibles a la descomposición cuando están enterradas en el suelo (y no expuestas),

puesto que siempre están embebidas en agua y sometidas a los ataques de los ácidos orgánicos (por ejemplo, región de Tilarán). En general, los suelos desarrollados sobre rocas volcánicas son poco profundos y contienen muchos restos de las rocas madres, cuya composición química conservan, con una ligera pérdida de sílice, de hierro y de álcalis y un tenue enriquecimiento en aluminio en los horizontes inferiores.

Las rocas básicas producen suelos arcillosos, de color rojo oscuro, relativamente pobres en caolinita con más bases (ricos en calcio y en álcalis) y mayor pH que las leucocráticas, lo cual los hace fértiles, pero en ocasiones se forman corazas ferruginosas. Por el contrario, las rocas ígneas ácidas, pobres en hierro, tienden a producir suelos arenosos y pobres en caolinita en los que difícilmente se forman corazas (Pomerol y Fouet, 1952; Derruau, 1974; Alvarado, 1980).

El espesor de los suelos "graníticos" es muy variado según su grado de alteración. Son de color gris y el horizonte superior suele presentarse oscuro por el humus. Cuando no han sufrido modificaciones, están constituidos principalmente por arena, arcilla y diversos minerales. Su pH varía entre 5 y 6 y corresponden con podzoles más o menos avanzados. En ocasiones, las antiguas diaclasas han actuado como medio de transporte y los óxidos de hierro se han acumulado en ellas.

Los suelos sobre sienitas son más ricos en coloides y en álcalis a causa de los anfíboles. Los suelos sobre dioritas son de textura grosera, pero más ricos en calcio que los suelos graníticos. Los suelos sobre gabros se asemejan a los suelos basálticos por su riqueza en hierro, pero son mucho más silíceos.

Las traquitas, ricas en sanidina y pobres en cuarzo, originan suelos arcillosos bastante amazotados, análogos a los que se forman sobre las andesitas. Los suelos sobre basaltos son arcillosos, oscuros, ricos en elementos nutritivos y a menudo espesos.

La **laterización** es la eliminación casi total de la sílice y la acumulación *in situ* de hidratos de aluminio o de hierro, o ambos, o su redepositación en otras regiones; dependiendo de las grandes categorías de rocas ácidas o básicas y sus estructuras,

así serán las diferentes evoluciones que llevará la laterización (Pomerol y Fouet, 1952).

Sobre las coladas de lava recientes es mucho más lenta la formación de suelo en comparación con las tefras, incluso en condiciones climáticas favorables. Una excelente sucesión en el paulatino asentamiento de la vegetación en coladas de lava recientes, es el de la colonización gradual del campo de coladas del Volcán Arenal (Costa Rica), desarrollada desde 1968. Lo anterior servirá de base para su comparación con campos de coladas prehistóricos ubicados en la misma estructura volcánica (Véase por ejemplo, Borgia *et al.*, 1988).

De menor importancia pero de gran atractivo, es la **taffonización** que afecta a los granitos, a los flujos pumíticos e incluso a rocas sedimentarias. Se trata de oquedades formadas por disolución o por erosión química en regiones que tienen al menos una estación seca. Se forman más rápidamente en las zonas que están a la sombra que en las rocas expuestas al sol, y deben su existencia a una humedad diferencial entre el interior y el exterior de la roca.

Diferentes a los **taffoni** son los **nidos de abeja**, formados por alveolos yuxtapuestos debidos a la desintegración, a la sombra o a la disolución. Cada hueco del nido de abejas es más pequeño que el taffoni. Estas celdillas pueden encontrarse bajo todos los climas pues en su formación no intervienen fenómenos capilares. Pueden o no acompañar a los taffoni (Derruau, 1974). Notables ejemplos observamos en los flujos pumíticos de la región de Bagaces (Guanacaste, Costa Rica) y en los basaltos de Quepos bañados por el océano Pacífico.

EL RIESGO VOLCANICO

Se entenderá por **peligro volcánico** la capacidad destructora que determinados aspectos del fenómeno volcánico tienen en sí mismos. Se denominará **riesgo volcánico** a la posibilidad de que estos peligros afecten, en mayor o menor grado, a un determinado número de personas o a infraestructura en general,

o ambos; lo cual generalmente va acompañado de una cuantificación económica y humana de las posibles pérdidas.

Entre los peligros del volcanismo destacan los siguientes: emanaciones de gases, caída de piroclastos, flujos u oleadas de piroclastos, coladas y avalanchas volcánicas. Otros graves peligros, provocados indirectamente, son los deslizamientos de tierras, maremotos, incendios de bosques, inundaciones, lahares, etc.

Una buena evaluación de los peligros volcánicos se basa principalmente en cuatro parámetros:

1. **Geomorfología:** reconocimiento e interpretación de las geoformas y las unidades geomórficas, aspectos de topografía, dinámica de vertientes y procesos erosivos
2. **Estratigrafía volcánica:** sucesión de los eventos, interpretación genética, evolución petrológica, modo de emplazamiento de los materiales, etc.
3. **Cronología:** determinación de la edad de las diferentes unidades así como la frecuencia de las erupciones
4. **Síntesis:** con base en lo anterior, **reconocimiento de los peligros** probables y posibles a corto, mediano y largo plazo.

Todo lo anterior se representa en mapas a escalas apropiadas (por ejemplo cartas geológicas, geomorfológicas o tefracología de una erupción en particular a escala 1:50 000) y se sintetiza en mapas de peligros volcánicos. Además, se deben plantear posibles soluciones de planeamiento urbano, industrial o agropecuario, evacuación y mitigación de los efectos eruptivos.

La valoración de la geomorfología tiene gran importancia para evaluar las pasadas actividades eruptivas que hayan dejado algún rasgo morfológico (cráteres o calderas, coladas de lava u otros flujos) o para precisar el riesgo de posibles avalanchas,

encauzamiento de los flujos piroclásticos o de los lahares, soliendo establecer en este último caso la energía del relieve mediante un parámetro proporcional que relaciona el área y la altura media de los valles.

Se deben tener también en cuenta las rupturas de pendientes en las laderas del volcán, donde pueden acumularse piroclastos y derrubios así como otros tipos de estructuras de represamiento temporal (lagunas, etc.) susceptibles de ser removidos.

Lo anterior quedó patente en el "Mapa de Riesgo Volcánico" del Nevado del Ruiz, que fue presentado cinco semanas antes de la catástrofe, en el cual los límites de peligro propuestos por los geólogos, para las corrientes laháricas, concordaron con lo acaecido la noche del 13 de noviembre de 1985. Las depresiones en áreas volcánicas (cráteres, cañones angostos) pueden ser igualmente peligrosas puesto que se pueden acumular en ellas gases venenosos.

Aspectos geovulcanológicos generales y de peligro volcánico, referentes a Costa Rica, son tratados por Alvarado (1984, 1989), Paniagua y Soto (1987), así como por Alvarado y Paniagua (1987).

No entraremos en detalles sobre la peligrosidad y su evaluación, sin embargo, señalaremos que según Booth (1979, en Araña y Ortiz, 1984), en un siglo se dan aproximadamente 60 casos de coladas lávicas y 20 flujos y oleadas piroclásticas. Por otro lado, la peligrosidad potencial de cada fenómeno aumenta con su grado de magnitud y otra serie de factores como la rapidez, alta inseguridad o imprecisión sobre su modo de desarrollo, la duración prolongada, la nocturnidad, la expansión demográfica, falta de información y de comunicación entre la población y las autoridades, incredulidad, evacuación inoportuna de población, factores socio-políticos (turismo, índice de paro, impuestos, depreciación de terrenos, seguros, elecciones, etc.), y otros más de carácter secundario (Araña y Ortiz, 1984; Alvarado y Paniagua, 1987).

En el Cuadro 4 se cuantifican las catástrofes volcánicas desde 1700 hasta 1988, evaluadas con base en el número de muertes.

CUADRO 4. Catástrofes volcánicas desde 1700 hasta 1988 en número de muertos⁽¹⁾

	Causa principal del desastre				TOTAL
	Flujos piroclás- ticos	Lahares	Maremotos	Hambre	
Número de muertos en miles	61	45	53	89	248
Antes de 1985	27%	10%	23%	40%	100%
1986-1988	25%	18%	21%	36%	100%
Hasta 1988 (*)	39%	28%	33%	—	100%

(1) Basado en los datos de UNDRO-UNESCO (1985) con modificaciones de Alvarado y Paniagua (1987).

* Excluyendo el efecto de hambre.

GEOFORMAS DE ORIGEN IGNEO

PREAMBULO

En el primer capítulo explicamos los factores de la geodinámica interna (tectónica, magmatismo) y externa (erosión diferencial, topografía pre-existente, acción de los agentes erosivos, etc.) que influyen de uno u otro modo en la disposición y morfología de las grandes y pequeñas morfologías ígneas distribuidas por el globo terráqueo. También se comentó cómo a partir del conocimiento de la geomorfología y ciencias interrelacionadas, se pueden obtener herramientas útiles para:

- La búsqueda de recursos minerales y energéticos (hidrológicos y geotérmicos)
- La planificación y mejor aprovechamiento de una región, mediante el reconocimiento de áreas potencialmente apropiadas para desarrollos industriales, agropecuarios o urbanos
- La detección, en forma parcial, de las posibles amenazas naturales.

Desde el punto de vista científico y cultural, nos puede revelar información sobre la historia de un área en particular y, si el grado de conocimiento es apropiado, se puede prestar para predecir el futuro de la región.

En el presente capítulo nos internamos en las diferentes geoformas ígneas identificadas —o clasificadas— hasta el momento en nuestro planeta. Debe quedar claramente establecido que, conforme avancen los estudios de nuestros cuerpos celestes vecinos (planetas y satélites), en donde las condiciones geodiná-

micas son diferentes, dispondremos de nuevos y muy valiosos datos acerca de los procesos que dieron origen a estas geoformas y a la Tierra misma.

Las geoformas se agruparon de acuerdo con su morfología, modo de formación o afinidad tectovolcánica, evidenciándose más de los grupos establecidos. Su nomenclatura es fundamental para el mutuo entendimiento entre los diferentes profesionales que trabajan en esta área del saber. Sin embargo, lo más importante no es el nombre en sí, sino su reconocimiento adecuado y la detallada descripción de la estructura, puesto que la interpretación puede cambiar de un geocientífico a otro o con el tiempo, conforme evolucione el conocimiento. Así, muchas de las interpretaciones de ciertas morfologías y depósitos volcánicos cambiaron o se reafirmaron, por ejemplo, después de la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mt. St. Helens (E.U.A.).

Dentro de este capítulo se incluyen algunas de las geoformas superficiales que adquieren las rocas ígneas, ya bien por su carácter intrínseco de formación (por ejemplo, cuerpos efusivos) o por su expresión morfológica al ser sometidos posteriormente a la acción de los procesos exógenos, o por una combinación de ambos. Existen múltiples términos petrológico-estructurales con los que se denomina a los diferentes cuerpos ígneos con base en su forma, grado de cristalinidad y relación roca caja-cuerpo ígneo (en el caso de los plutones y cuerpos hipoabisales), limitándonos a describir las principales estructuras intrusivas que se pueden manifestar claramente como un relieve determinado, una vez erosionadas.

La lista de geoformas está basada en una gran cantidad de referencias bibliográficas, citadas todas ellas al final. Sin embargo, me siento en la obligación de citar aquí aquellas obras principales en las cuales me basé para su confección, tales como los libros magistrales de **vulcanología** (Rittmann, 1960; Williams y McBirney, 1979; Araña y Ortiz, 1984, entre otros), o las obras clásicas de **geomorfología** (Thornbury, 1958; Soto, 1965; Viers, 1967; Kassem, 1968; Derruau, 1974), **geología general** (Leet y Judson, 1965; Holmes, 1965; Adams y Wyckoff, 1971; Meléndez y Fuster, 1978) o de **geología estructural y petrología** con des-

cripciones geomorfológicas (Tyrrel, 1929; Billings, 1954; Bayly, 1968; Belousov, 1974; Aubouin *et al.*, 1975 a y b). También se contó con libros de texto impresos por la Escuela Centroamericana de Geología, con sede en la Universidad de Costa Rica (Castillo, 1973; Jamet, 1975; Madrigal, 1975, 1977; Kussmaul, 1980). Además se utilizó un **diccionario geológico** muy práctico (Herder Lexikon, 1972) y un **atlas de vulcanología** del U.S. Geological Survey (1972). Todo lo anterior se complementó con libros sobre el vulcanismo en determinados países o regiones (Hall, 1977; Villari, 1980; Lipman y Mullineaux, 1981; Romero *et al.*, 1986; Alvarado, 1989) y con publicaciones específicas (Smith y Bailey, 1968; Heiken, 1971; Lorenz, 1975; Borgia *et al.*, 1983; Borgia, 1988). Finalmente, se efectuó una revisión crítica de los conceptos expuestos incluyendo observaciones propias.

Cuando un término se pone entre comillas, debe entenderse que su nombre no es el más apropiado o que está en idioma diferente al español.

GLOSARIO DE GEOFORMAS IGNEAS

A. ESTRUCTURAS VOLCANICAS CONGENITAS

1. DEFINICIONES BASICAS

- **Cono volcánico** (cono, cono de erupción, aparato volcánico, edificio volcánico)

Forma que adquiere la acumulación de los materiales eruptados alrededor de una o varias bocas o chimeneas de un volcán pudiendo crecer en tamaño hasta convertirse en una montaña. La forma del cono depende de la composición química de sus productos, de la forma de la chimenea, del modo y duración de sus erupciones. Además, la morfología del cono con el tiempo se modifica en mayor o menor grado por deslizamientos, erosión o tectonismo, variando localmente así las pendientes del cono, desde casi verticales

(por ejemplo, escarpes de falla, escarpes rocosos, cicatrices de deslizamientos, etc.) a suaves (por ejemplo, depósitos fluvio-volcánicos). Es notorio destacar que todos los volcanes con pendientes primarias fuertes son pequeños, aunque no todos los volcanes pequeños tienen pendientes fuertes. En los conos volcánicos simples, especialmente los que poseen cierto volumen de materiales fragmentarios, pueden distinguirse tres partes en la pendiente: una parte superior en donde el gradiente es del orden de los 35° , correspondiendo con el máximo ángulo de equilibrio de las lavas y tefras gruesas; una pendiente intermedia del orden de 10° formada por depósitos secos (tefras y lavas) y húmedos (avenidas de escombros), y finalmente un sector casi llano (1 a 3°) al pie del volcán, formado por capas de piroclastos y depósitos fluvio-volcánicos. Así, resulta un perfil cóncavo compuesto de tres secciones moderadamente rectilíneas a curvilíneas (Figura 12).

— **Volcán**

Un volcán puede ser una simple abertura circular o alargada (fisura) en la superficie de un planeta, a través de la cual se emiten del interior gases, piroclastos y coladas de lava. Sin embargo, es más frecuente que el concepto de volcán esté asociado al de una montaña que generalmente ha sido construida por los mismos materiales erupcionados.

2. TIPOS DE CONOS VOLCANICOS POR GENESIS Y COMPONENTE LITOLOGICO

— **Cono de piroclastos** (cono piroclástico)

Cono monogénico construido principalmente de material piroclástico y algunas pocas coladas de lava que, en general, salen de la base y ocasionalmente de la cima. Estos conos casi nunca alcanzan gran elevación (por lo



FIGURA 12. Volcán Imbabura (Ecuador) con una altura de 4 630 m, es el remanente de un estratovolcán inactivo en época histórica. En el extremo izquierdo de la fotografía, al pie del volcán y por la inestabilidad de sus laderas, se desarrolla un abanico de escombros, algunos de ellos de época histórica.

común entre 30 y 300 m, aunque pueden alcanzar los 1000 m) y sus laderas suelen ser muy inclinadas en la parte superior; su pendiente general es de unos 25 a 35°. La relación alto-ancho varía entre 1:11 y 1:9, siendo por lo común de 1:5–1:6. Frecuentemente muestra una forma típica en embudo. Estos conos tienen una existencia corta, que depende directamente del clima, granulometría y del porcentaje granulométrico, pronto disminuyen sus pendientes paulatinamente a 20° o menos. Es raro encontrar conos más antiguos (varios millones de años), a menos que un material los fosilice, como por ejemplo una colada de lava. Una disimetría en el cráter o cono puede sugerir la dirección y a veces el sentido del viento predominante, aunque ésta puede deberse a otros factores como por ejemplo, erupciones inclinadas o laterales o a una multiplicidad de focos

eruptivos (por ejemplo, conos piroclásticos de Aguas Zarcas, del Irazú o el Cerro Chopo, Figuras 13 y 14).

Anillo de cenizas y anillo de tobas

Son volcanes anchos y bajos, caracterizados por una relación alto-ancho que varía entre 1:10 y 1:30. Los materiales piroclásticos, usualmente bien estratificados, son juveniles (por ejemplo, hialoclastitas) en contraste con los cráteres de explosión. Pueden presentar algunas pequeñas coladas de lava. Donde el magma en ascenso encuentra agua o un nivel freático, grandes cantidades de vapor pueden producirse y generar erupciones freatomagmáticas. Por lo tanto, usualmente están localizados en lagos, áreas costeras, pantanos y regiones con bastante agua embebida en el subsuelo. Así, los haces de cenizas arrojados por



FIGURA 13. Cono de piroclastos basálticos del Cerro Chopo, ubicado entre las ciudades de Cañas y Tilarán, Costa Rica. Desde hace varios años se utilizan sus tefras como material para carreteras.

A - CONO REGULAR CON CRATER.



NORMAL.



CONO BAJO CON CRATER ANCHO.

B - CONOS PEGADOS.



SOBRE UNA SOLA FRACTURA.

CONO PRINCIPAL
CONO ADVENTICIO CONO ADVENTICIO.



SOBRE FRACTURAS RADIALES.

C - ENCAJADOS.



CONCENTRICOS



EXCENTRICOS

CH - CONOS EN HERRADURA.



PARCIALMENTE



TOTALMENTE.

FIGURA 14. Esquema de los diversos tipos de conos piroclásticos (Basado en Aboiun et al., 1975a).

bocas situadas a algunas decenas de metros bajo la superficie del agua (a veces 200 a 300 m), alcanzan ésta con bastante rapidez para ser proyectadas violentamente a la atmósfera, donde describen parábolas cuya base es tanto más grande cuanto mayor es la altura alcanzada. Así pues, la mayor parte de los piroclastos se depositan a bastante distancia de la boca eruptiva, formando un anillo de gran diámetro (2 km de base) que acostumbra a ser muy regular (contrariamente a lo que ocurre con los conos subaéreos que lo son menos) dado que la mayoría de los fragmentos se depositan bajo el agua. Los conos que alcanzaron la

superficie, —los que se conocen— muestran un cráter de 1,5 km de diámetro y de unos 125 m de profundidad. El cráter puede presentarse colmado de materiales volcánicos en cuyo interior puede alojarse una pequeña laguna, dada la impermeabilidad casi congénita de las hialoclastitas. Los vientos, al actuar sobre las parábolas aéreas, hacen que los conos de ceniza adquieran formas totalmente asimétricas; igualmente la paleo-topografía puede influenciar en la morfología. Los anillos de tobas son submarinos mientras que los anillos de ceniza son subaéreos. Su altura puede alcanzar los 150 m. Según su origen, así serán las características geológicas (litología, estratificación y estructuras sedimentarias).

Cono de cenizas y salpicaduras

Estado intermedio entre un cono de salpicaduras y un cono de cenizas. Su altura es de unos 15 m. Donde predominan las cenizas, sus laderas son generalmente de unos 30°, pero donde las salpicaduras de lava son abundantes, la pendiente es más empinada. Hacia el final de la erupción, la proporción de piroclastos fluidos puede incrementarse, formándose una pared cercanamente vertical de escorias soldadas en la cumbre del cono.

Cono de hialoclastitas

Cono formado por hialoclastitas; su forma y el carácter del depósito dependen de si se han formado a escasa o gran profundidad bajo el agua (**anillos de ceniza** o **guyots**, respectivamente) o bajo el hielo (**montañas tabulares**, **crestas dentadas**). La relación de la altura sobre el diámetro en estos conos (relación 1:4 hasta 1:10) ordinariamente es varias veces superior a la de los conos subaéreos (de aproximadamente 1:1). En los conos submarinos esta

relación parece ser tanto más grande cuanto menor sea el espesor de agua encima de la boca eruptiva (Figuras 12, 13 y 14).

Cono de salpicaduras de lava (cono aglutinado)

Pequeña prominencia formada de fragmentos esco-riáceos y lávicos soldados que se forman encima de una boca de erupción en un escudo volcánico. Estos conos de paredes empinadas, pueden alcanzar alturas de casi 8 m y su base es cercanamente circular (véase además muralla de salpicaduras y cono de cenizas y salpicaduras).

Muralla de salpicaduras

Es un tipo de cono de salpicaduras pero elongado y bajo, edificado a lo largo de una fisura por fuentes de lava en los tempranos estadios de la erupción. Pueden ser de varios kilómetros de largo, pero generalmente no son continuos sobre esa distancia. Alcanzan unos 6 m de elevación.

- ***Domo volcánico*** (cúpula volcánica, domo exógeno, cúmulo-domo, domo, domo de lava, domo de extrusión, toloide, domo peleano, extrusión en bulbo)

Extrusiones de lava, por lo general viscosas, comprimidas y solidificadas sobre la misma boca eruptiva, con poca dispersión lateral, creando estructuras cupuliformes de laderas empinadas y bulbosas (Figura 15a). Pueden aparecer dos sistemas de fracturas, uno paralelo a la superficie exterior del aparato eruptivo y otro perpendicular a él. De algunas fracturas periféricas se pueden derramar coladas de lava de corta extensión. En los domos se pueden observar también bolsas de desgasificación. Los domos se pueden desarrollar en los cráteres de los volcanes (por

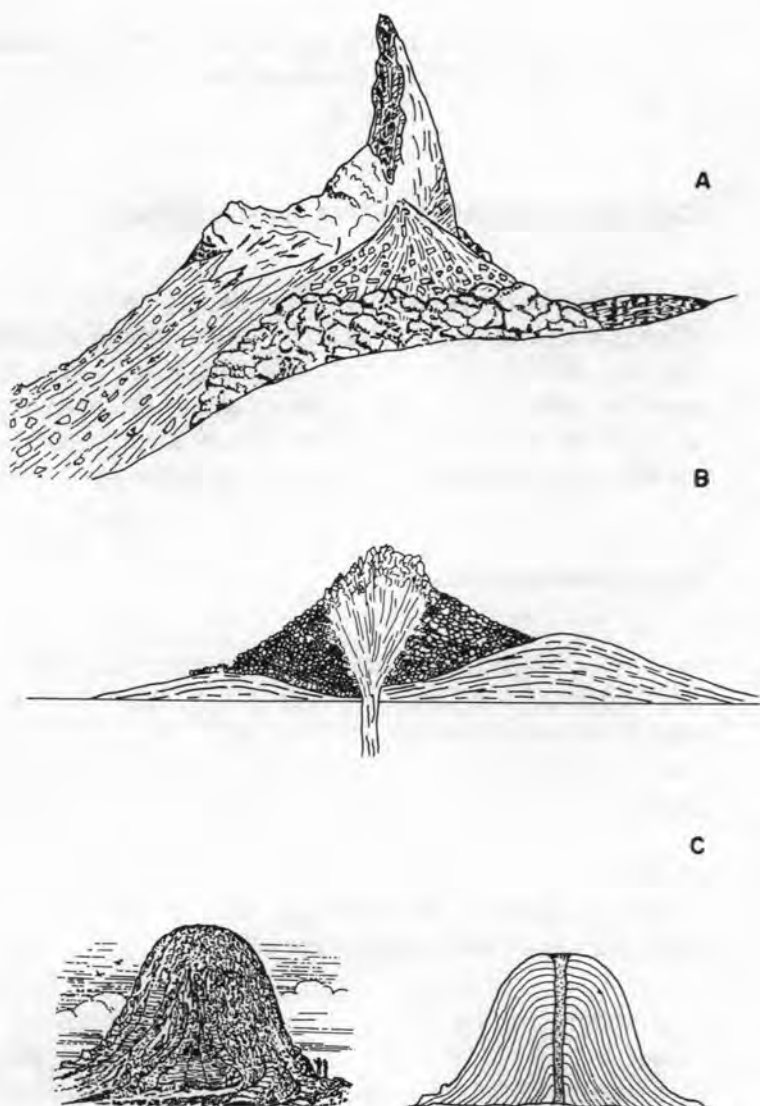


FIGURA 15. Diferentes tipos de domos. a) Esquema de un domo y su prominente espina, Monte Pelée en abril de 1903 (Lacroix, 1904, en Macdonald, 1972). b) Estructura típica de un domo endógeno con su cuerpo central y la brecha de derrumbamiento (Macdonald, 1972). c) Pequeño domo exógeno con su hipotética estructura interna (Macdonald, 1972).

ejemplo, volcanes Arenal y Poás); en sus flancos (Volcán Tenorio) y menos frecuentemente en forma independiente de algún edificio volcánico (domo San Miguel en la Cordillera de Tilarán).

Los domos volcánicos que se forman por desbordamiento de lavas muy viscosas de una boca son conocidos como **domos exógenos** (Figura 15c), en contraste con los **domos endógenos** (Figura 15b) formados por expansión dentro de él. Este mecanismo de emisión implica que el último material emitido ocupa la parte central o núcleo del domo, es decir, se forma en su mayor parte por expansión desde adentro. A medida que crece lentamente, su superficie exterior se enfría y se endurece y luego se triza, dejando salir fragmentos sueltos por sus flancos. Así, suelen presentar laderas cubiertas por una mezcla de bloques irregulares o regulares (**brecha de desmenuzamiento, de desplome, de derrumbamiento**) producidos por la ruptura del domo original. Esta ruptura se debe en parte a la contracción termal de la lava y en parte a las fuerzas resultantes de la extrusión a medida que crece (Figuras 15a y b). Esto no excluye, sin embargo, el derrame ocasional de algunas coladas que pueden efectuar un cierto recorrido o bien se superponen al aparato principal. En una fase más avanzada de su evolución, los aportes de lava, ligeramente menos viscosos, rompen la cúpula, anteriormente formada y se desbordan por la cima del edificio pudiendo provocar el vaciado de la cúpula central y la aparición de una depresión en forma de cráter (Figura 16). En otras ocasiones, las extrusiones póstumas de carácter fisural originan un conjunto de coladas y domos menores superpuestos a la estructura principal. Los domos endógenos pueden poseer estructuras laminares de flujo bien desarrolladas, reflejo de la alta viscosidad de las lavas extruidas. Los domos pueden adquirir otras morfologías. Por ejemplo, pueden tener formas elongadas que resultan de la extrusión de lava a lo largo de una fractura (como en Cerro Atravesado y Loma Camastro, Cordillera de Guanacaste, Costa Rica) (Figura 17).

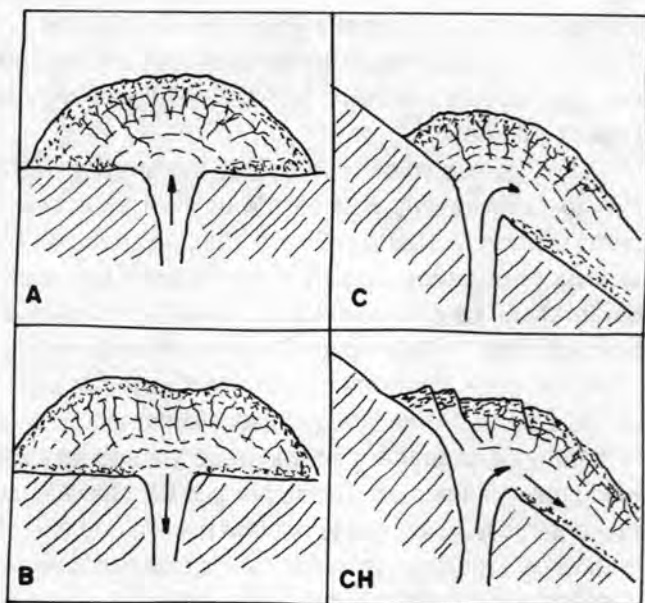


FIGURA 16. Esquema de domos mostrando las líneas de flujo y el fracturamiento superficial. a) Domo sobre una superficie horizontal. b) Hundimiento parcial de la cumbre del domo por una subsidencia de la columna de lava que lo alimentaba. c) Domo colada. ch) Fallamiento de un domo colada en vías de consolidación por efecto de un flujo continuo sobre una elevada pendiente del terreno. (Según van Bemmlen, 1949, modificado por Macdonald, 1972).

Aguja de extrusión (aguja, aguja de lava, espina, roque, pitón, belonita)

Cuerpo más o menos cilíndrico de lava viscosa, reciente y casi completamente solidificada, empujada hacia lo alto por una renovada actividad. Su altura es el doble o triple de su diámetro, pudiendo variar éste entre 30 y 100 m (por ejemplo, La Espina, en el Volcán Chato). En su eje existe un sistema de disyunciones prismáticas helicoidales y en las paredes verticales se observan frecuentemente estrías. Las agujas se deben a una excrecencia viscosa de

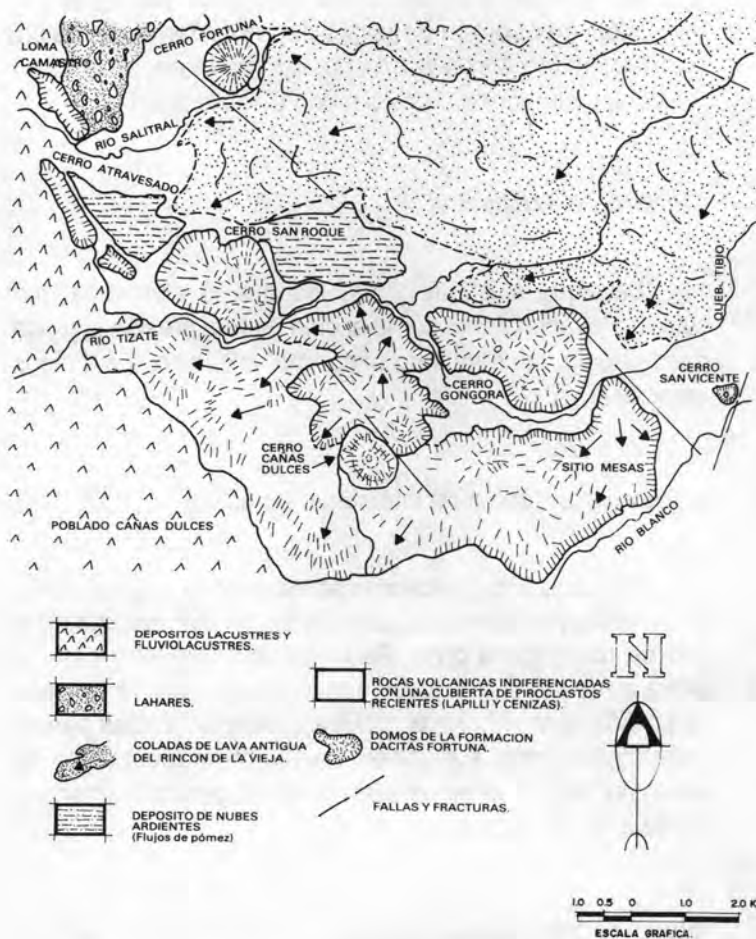


FIGURA 17. Geología de los domos de Cañas Dulces y alrededores (véase Alvarado, 1989).

lava reciente e incandescente que se desploma durante su crecimiento y son a menudo efímeras, no sobreviviendo a las erupciones (Figura 15a) (Comparar con **cilindro de extrusión**). Algunos autores utilizan indistintamente el término **roque** o **pitón** como sinónimo de aguja de extrusión, de **espigón de lava** o de **criptodomo**. También, se denomina pitón a un monte submarino o a un cerro volcánico con forma de pico o con cumbre aguda.

Cilindro de extrusión

Lava pre-existente y amoldada a la chimenea que sufre un levantamiento por la acción de una presión ejercida desde abajo, conservando el cuerpo volcánico sus flancos verticales.

Criptodomo (domo de intrusión o intrusivo)

Masa de lava pastosa, prácticamente a flor del suelo, que levanta y metamorfoza su techo constituido por cualquier tipo de roca, ígnea o no. Su forma es irregular y casi no aflora a menos que la erosión la descubra, por ello es muy difícil distinguir, en formas antiguas, entre los domos aéreos y los criptodomos. Excepcionalmente, el arqueamiento de las rocas debido al magma ascendente genera fracturas y permite la salida de lava.

Domo-colada (cúpula de flujo, domo de colada pastosa, "cono-domo", "coulée")

Domo deformado a modo de una colada corta, desplegada en una dirección (polaridad simple), en dos direcciones (polaridad doble) o en forma de abanico. Se origina cuando en un domo el magma es menos viscoso o cuando

existe un declive topográfico. En este último caso el domo puede fallarse (Figuras 16 y 18).

ESCUDO VOLCANICO

Escudo galapagueño

Vistos en perfil los escudos volcánicos de los Galápagos se caracterizan por laderas de fuerte pendiente en los flancos superiores (hasta 35°), por una pendiente de casi cero en los flancos inferiores y por una cumbre ancha y plana. El diámetro de los escudos alcanza hasta 50 km, pero en general son de 20 a 35 km. Los diámetros basales en el fondo del mar obviamente serían mayores.



FIGURA 18. *Domo-colada del Pleistoceno Inferior en los flancos del Volcán Nevado del Ruiz (Colombia).*

La mayoría de estas estructuras volcánicas jóvenes tienen una elevación máxima de 1 500 a 1 700 m sobre el nivel del mar, sin embargo, si se les mide desde el fondo del océano, sus elevaciones totales alcanzan hasta 4 500 m. Las calderas en los escudos jóvenes son profundas y más pequeñas, mientras que la de los volcanes más viejos son mucho más anchas y someras. Este es el resultado de la migración de fracturas circunferenciales por saltos hacia afuera, ensanchándose la caldera por colapsos sucesivos. Inundaciones de lava rellenan parcialmente la caldera. En general, los alineamientos tectónicos controlan la ubicación del volcán, mientras que el crecimiento del mismo y la formación de calderas rigen el desarrollo de las fracturas radiales y circulares, respectivamente. A lo largo de las fracturas radiales suelen crecer conos parásitos y derramarse lavas, mientras que los conos de toba frecuentemente se forman a lo largo de la costa de las islas donde el magma se pone en contacto con el agua del mar (Figuras 19 y 20).



FIGURA 19. Escudo volcánico galapagueño con conos de escorias y tobas periféricos (Isla Santa Cruz, Archipiélago Galápagos, Ecuador).

Escudo hawaiano (volcán de lava, volcán-escudo, escudo volcánico, volcán tabular en escudo, "domos basálticos", "domo hawaiano", "domo exógeno de lava")

Volcán amplio y rebajado (aunque puede tener gran altura desde el fondo marino) con una base tan amplia que no le corresponde la denominación de cono. Sus pendientes son de 10 a 15° cerca de la cumbre y de 2 a 5° en la base.



FIGURA 20. *Fractura tectonovolcánica abierta, parcialmente ocupada por aguas salobres, comunes en la periferia de algunos de los volcanes de las Islas Galápagos (Ecuador).*

Son de forma cómica primaria y en sección transversal presentan forma de escudo. Son característicos de la actividad efusiva tranquila con escasas manifestaciones piroclásticas, construyéndose lentamente por una innumerable acumulación de flujos de lavas fluidas (lavas básicas con pocos gases y baja viscosidad) que se esparcen ampliamente en forma radial a partir de un conducto central o a lo largo de zonas de fracturas (**zonas de "rift"**), que se enfrían como delgadas capas.

Escudo islándico (cono de lava, cono basáltico, cono islándico)

Volcán relativamente bajo (entre 30 y 1 000 m de altura; 350 m como promedio) y ancho (1,5 a 3 km o más de diámetro) con pendientes promedio entre 1 y 5°, excepcionalmente 10°. Está constituido por delgados flujos basálticos. En su cima generalmente presenta un pequeño cráter (menos de 1 km de diámetro) formado por colapso al retirarse la lava.

— **Estratovolcán** (cono o volcán compuesto, estratificado, mixto o complejo)

Cono, por lo común de dimensiones considerables, constituido por una alternancia de emisiones de lava y piroclastos y algunos cuerpos hipoabisales (diques, sills, etc.). Las capas volcánicas se entrecruzan y los materiales son muy heterogéneos en aspecto y dimensión. A través de los flancos del volcán sale la mayor parte de la lava, mientras que los piroclastos se erupcan principalmente por la cima del volcán. Sus laderas poseen pendientes entre 10 y 35°, los declives más frecuentes tienen alrededor de 30° en la parte alta, disminuyendo a 5° o menos cerca de la base. Algunos autores restringen el término **volcán compuesto** a aquel volcán que posee dos o más aparatos eruptivos (por ejem-

plo, estratovolcán con conos piroclásticos, domos etc.) y el de **volcán complejo** a aquel estratovolcán cuya evolución fue muy complicada o por una superposición de varios edificios volcánicos por el desarrollo de calderas o ambos factores (por ejemplo, Volcán Poás).

— **Guyot**

Volcán submarino de forma tronco-cónica (cono truncado) constituido predominantemente de hialoclastitas (brechas, tefras, cenizas volcánicas palagoníticas) y subordinadas lavas basálticas. Los edificios poseen una elevación de 2 000 a 3 600 m sobre el fondo marino, alcanzando niveles comprendidos entre menos de 500 y 2 100 m por debajo de la superficie del mar. Su volumen puede llegar a alcanzar decenas de millares de kilómetros cúbicos. Su cima es casi plana, de unos 15 km de diámetro y en su superficie las diferencias de nivel no superan por lo general los 70 m, mientras que su base puede estar rodeada por una depresión periférica de aproximadamente 200 m de profundidad. Entre la cima y las laderas se puede encontrar una plataforma marginal suavemente inclinada de 2 a 3 km de ancho, por debajo de la cual la pendiente es de cerca de 20° en la parte superior, incrementándose hasta unos 40° en sectores intermedios. Esta pendiente se ve, a veces, cortada por **rellanos** (llanos de ladera). Se considera a estos montes submarinos como antiguas islas volcánicas niveladas por la erosión marina y después engullidas a profundidades de hasta más de 2 000 m. Su nivelación también puede darse por un movimiento hacia abajo de la cuenca oceánica o de los flancos de la dorsal por deriva del fondo oceánico, por un ascenso en el nivel del mar o por una combinación de estos procesos. Tal vez, también el fondo oceánico, pudo ceder bajo el peso de los volcanes y por el enfriamiento cortical, sumergiéndose éstos bajo las aguas. De la cima de estos montes se han dragado corales y guijarros bien redondeados de basaltos, lo cual sugiere un ambiente somero.

No obstante, la forma característica de algunos de estos volcanes podría muy bien ser congénita, en la cual la erosión nada tuvo que ver con la génesis de su cumbre plana. Cuando la erupción se produce a cierta profundidad, los fragmentos de roca pulverizada no alcanzan la superficie y por tanto, las parábolas que describen bajo el agua se reducen a idas y venidas verticales, y caen en la inmediata vecindad del foco eruptivo. No se trata entonces de un anillo que va formándose, sino de un amontonamiento tronco-cónico, cuyo cráter se viene a colmar rápida y más o menos completamente por las cenizas que se deslizan en fangosas avalanchas desde lo alto de sus paredes, adoptando el edificio esta forma particular. También estos piroclastos por rápido enfriamiento, podrían engendrar una coraza que originaría una cumbre plana. Pese a que existen otras explicaciones que tratan de justificar la forma plana de la cima de estos volcanes, varias de las ideas anteriormente expuestas son las más comúnmente aceptadas (Figura 4).

- **Maar** (volcán de gas, volcán embrionario, hoyo de explosión)

Volcán embrionario (monogénico) de tipo explosivo que casi nunca produce coladas de lava, solamente gas y rocas piroclásticas. Su edificio volcánico es pequeño (10 a 100 m) con laderas de suave pendiente o bien ausente por completo. Está formado por un anillo o reborde de bloques de hasta más de 4 m de diámetro, de rocas pre-existentes y subyacentes y poco material juvenil (oleadas piroclásticas). Prácticamente consiste de un cráter cuyo tamaño está en el rango de 60 a 2 000 m de diámetro y de 10 a 200 m de profundidad; la base original del cráter está bajo el nivel del terreno circundante. Comúnmente está ocupado por agua, la que forma un lago. Dentro del cráter se pueden desarrollar conos piroclásticos. Por lo general los maars están en terrenos llanos (por ejemplo, las lagunas de Río Cuarto y de Hule, Figura 21).

– **Volcán de ignimbrita**

Cono muy ancho y llano, en forma de escudo, usualmente con una caldera en su cumbre. Son formados por flujos ardientes de piroclastos cuya fuente está concentrada en un área central.

3. **TIPOS DE CONOS VOLCANICOS POR MORFOLOGIA Y UBICACION**

– **Cono desportillado**

Cono irregular o con cráter destruido o socavado en uno de sus flancos (**cráter desportillado, degollado o en herradura**). Dicha característica puede deberse principalmente a factores como:

- a) intensa actividad erosiva en un flanco;



FIGURA 21. Maar de la Laguna Hule (San Miguel de Sarapiquí, Costa Rica).

- b) explosión lateral que destruyó parte de un flanco o cráter;
- c) desmantelamiento por la salida de una colada (**cono en herradura**);
- ch) piroclastos proyectados direccionalmente o bajo un viento dominante;
- d) emisión simultánea de piroclastos y de lavas, ya que las proyecciones solo pueden acumularse en los lugares donde la lava no discurre; y
- e) acción conjunta de algunos de los factores anteriores (Figura 22).

— **Cono en herradura** (herradura)

Cono que se ha abierto en un lado por un ensanchamiento del cráter (**cráter en herradura o degollado**) producto de un derrame continuo y abundante de lavas fluidas durante la erupción, que no ha permitido que los piroclastos se depositen en el lado por donde transcurría la lava. Tal cráter en herradura supone una erupción corta, con una actividad de tipo estromboliano y efusiva (emisión de lavas). También, por efecto de una violenta explosión, se pulveriza una parte del cono y la lava se desliza al exterior por la brecha abierta (Figura 14ch).

— **Conos encajados**

Conos que se desarrollan dentro del cráter de un cono principal; pueden ser concéntricos o excéntricos (Figura 14c).

— **Conos gemelos** (volcanes gemelos)

Volcanes individuales que paulatinamente crecen y se entrelazan. Es un caso de conos pegados (por ejemplo, volcanes Platanar y Porvenir, Costa Rica).

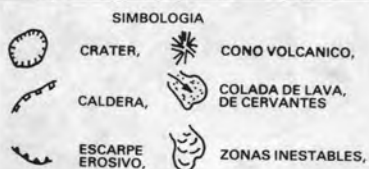


FIGURA 22. Esquema geomorfológico del Volcán Irazú.

- **Cono parásito** (cono satélite, lateral, adventicio o secundario)

Cono pequeño formado en las laderas de un cono más grande a manera de un foco de emisión subsidiario de corta actividad eruptiva (volcán monogénico), encontrándose comunicado en forma directa con la chimenea o conducto central. Su altura en general no excede los 200 m, y si supera esta cifra en muchas decenas de metros, sería más conveniente (dependiendo de las condiciones geológicas) reconsiderarlo y denominarlo como un cono aparte (por ejemplo, estratovolcán simple tipo gemelo o pegado tal como el caso de los volcanes Congo y Cacho Negro) (Figuras 14b, 22, 23 y 24). En ciertos casos el foco eruptivo migra, así que, un foco parásito, puede pasar a ser el foco eruptivo principal.



FIGURA 23. Conos pegados del Arenal. Se observa a la derecha el cono procedente del Arenal (cráter D) y a la izquierda el cono de lava en proceso activo de crecimiento, del cual se desprende una colada de lava con su canal de escurrimiento.

– **Conos pegados** (conos adosados)

Dos o más bocas eruptivas que crecen cerca y pueden tener o no igual importancia. Se pueden también edificar a partir de una fractura o sobre fracturas radiales (Figuras 14b y 23).

– **Cono truncado**

Edificio volcánico con cima truncada por fenómenos volcánicos (cráter de explosión), erosivos (guyot) u otros (por ejemplo, Volcán Chato) (Figura 24).

4. **DERRAMES DE LAVA Y FORMAS ASOCIADAS**

– **Derrames de lava**

Colada de lava (derrame de lava, flujo lávico)

Se denomina lava o colada de lava al magma que surge, fluye por las bocas eruptivas y se derrama sobre la superficie formando corrientes. El aspecto de una colada de lava después de enfriarse depende de la viscosidad del magma y su composición, de la temperatura, cantidad de lava emitida, contenido de gases, velocidad de enfriamiento, y de la forma y modo de erupción, ya sea subáerea o subacuática. También depende de la topografía y del ángulo de la pendiente, la cual condiciona la dirección de la colada, el espesor y su estructura. La lava puede introducirse en los valles rellenándolos o acumularse en los llanos, aunque este acondicionamiento es relativo ya que la lava, si no es muy fluida, excava su propio cauce simulando morrenas laterales y frontales. El área que cubren varía de unos cientos de metros hasta cientos de kilómetros cuadrados. El espesor de un derrame varía de menos de 1 hasta 270 m, siendo el espesor promedio entre 3 y 20 m. Su longitud no



FIGURA 24. Volcán Chato. De izquierda a derecha el sistema de domos andesíticos denominados La Espina (a) y el cráter de explosión cuspidal (b) que le da el nombre al volcán por estar truncado.

suele superar los 25 km. Por lo general, las coladas de lava se componen de varios flujos o unidades de flujo, originados durante un mismo período eruptivo, de ahí que se lleguen a alcanzar espesores considerables. También pueden desarrollarse **domos sin raíces** (ver descripción aparte). Cuando la corteza es gruesa y escoriácea, ésta se astilla y cae en forma de bloques por el frente durante su avance y constituyen un lecho de escorias sobre el cual avanza la colada aplastándolo, esto explica la existencia de capas de escorias en la base de las coladas (**brecha de progresión, brecha lávica, flujo de brecha, autobrecha**). El eje de algunas coladas puede hundirse y entonces aparece un pasillo axial y se forma un **canal lávico** que está limitado por muchos muros laterales de enfriamiento o pseudo-morrenas laterales elevadas (**malecones o "leveés"**); esta estructura es conocida también como **topografía de**

canoas (Figura 25). Según donde se derramen las coladas, pueden ser clasificadas como **subaéreas** o **subacuáticas**. Según su viscosidad y morfología, se subdividen en: **lava aa**, **lava escoriácea**, **lava en bloques**, **lava pahoehoe**, **lava en losas** y **lava en almohadilla**. Según su posición topográfica con respecto a un cono volcánico y su cráter se distinguen:

- **Colada intracratérica:** emitida y restringida a un cráter;
- **Colada terminal:** se origina en el cráter principal y sale de los límites de éste (Figura 26);
- **Colada subterminal:** se origina en una boca subsidiaria ubicada a una cota topográfica ligeramente más baja que el cráter principal (Figuras 24 y 25)
- **Colada excéntrica:** su fuente de alimentación está cerca de la base del cono.



FIGURA 25. Topografía típica de canoa en el campo de coladas de lava de Cervantes, eruptadas hace unos 14 000 años (Volcán Irazú, Costa Rica).

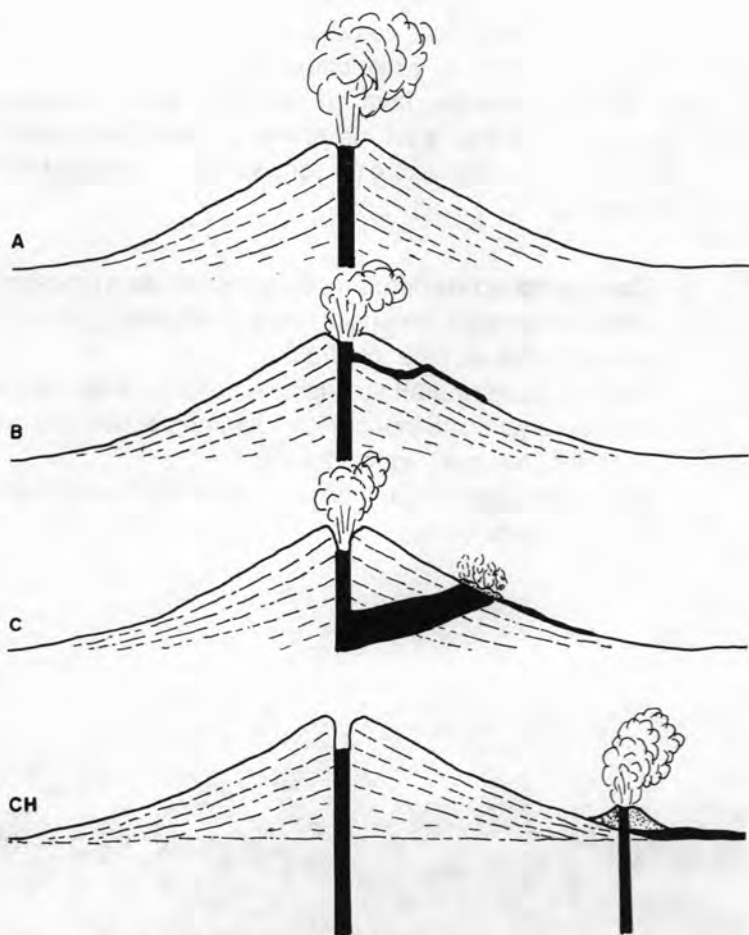


FIGURA 26. Diagrama mostrando los diferentes tipos de erupciones según su ubicación (Basado en Rittman, 1960).

Colada de obsidiana ("couléé" de obsidiana)

Colada compuesta de vidrio volcánico natural (obsidiana) con fracturas concoideas. La lava viscosa se enfría rápidamente y a menudo tiene una estructura fluidal indicada por poros alargados.

Colada filiforme (colada de valle)

Coladas derramadas en valles estrechos y encajados, por lo que se estiraron longitudinalmente con un perfil transversal convexo, a modo de lengua (más abombados en el centro que en los bordes) y que pueden mostrar partición en prismas y formar un rosetón convergente.

Lava AA (ah-ah)

Colada de superficie áspera (escoriácea y angular), casi espinosa, de corteza fragmentada y resquebrajada con irregularidades que alcanzan algunos decímetros, pero que en algunas ocasiones pueden llegar a alcanzar varios metros de altura (véase **malpaís**). Si el flujo es pequeño y está compuesto por fragmentos de lava sueltos o semidesprendidos se pueden llamar **flujo de escombros aa**, y si la superficie del flujo es intermedia entre aa y pahoehoe, con las rugosidades en forma de cuerda muy ásperas y arborescentes, puede llamarse **flujo arrugado aa**.

Lava en almohadilla (lava en cojín, "pillow-lava")

Lavas generalmente fluidas, que, al entrar en contacto con el agua, se enfrían y forman una costra de vidrio delgada. Al seguir fluyendo sobre una pendiente, se forman grietas en la costra, de donde sale lava fluida y células convectivas en el agua al contacto con la lava, desprendiéndose finalmente un balón, que se cubre con una costra vídriosa. Al aumentar el volumen del almohadón, se quiebra, formándose otro, y así sucesivamente. Este proceso continúa hasta que la afluencia de lava termina. El conjunto de esas formas da el aspecto de un amontonamiento de bolas de estructuras radiales y cimentadas entre sí (por ejemplo, coladas de edad Cretácica y Paleocena en Nicoya y en Quepos, respectivamente).

Lava en bloques (lava-bloque, lava de bloques)

Colada que transporta gran cantidad de bloques poliedrales de superficie relativamente lisa, limitada por ángulos diedrales. Los bloques son variados en tamaño y carecen del carácter excesivamente espinoso, típico de las coladas aa. Debido a que la lava se emite relativamente viscosa, la costra de solidificación es más gruesa y los esfuerzos mecánicos la quiebran en bloques (por ejemplo, coladas del Arenal y coladas Río Peje del Volcán Miravalles, Figura 27).

Lava escoriácea (lava afrolítica)

Colada de tipo aa, de viscosidad moderada y rica en gases, los cuales, al escapar dan una estructura muy vesicular a las partes superiores de la colada con figuras de torsión y deformación características (por ejemplo, coladas locales en el Volcán Irazú).

Lava pahoehoe (lava cordada, rugosa, en tripas o tirabuzones, lajial)

Término bajo el cual se agrupan lavas de corteza continua, lisa y porosa, en donde es común la formación de curiosas rugosidades superficiales. Esto sucede debido a que la costra, aún plástica, no se quiebra y es arrastrada o removida por la masa líquida que continúa fluyendo bajo la superficie. La costra o corteza puede girar en movimientos helicoidales como una madeja de cuerda. Se pueden formar excrecencias de una anchura de 30 a 60 cm, que se explican por una acumulación de lava por gravedad debajo de la delgada costra. Algunos autores restringen la denominación pahoehoe a una lava de superficie lisa mientras que utilizan otros nombres cuando se presenta replegada.

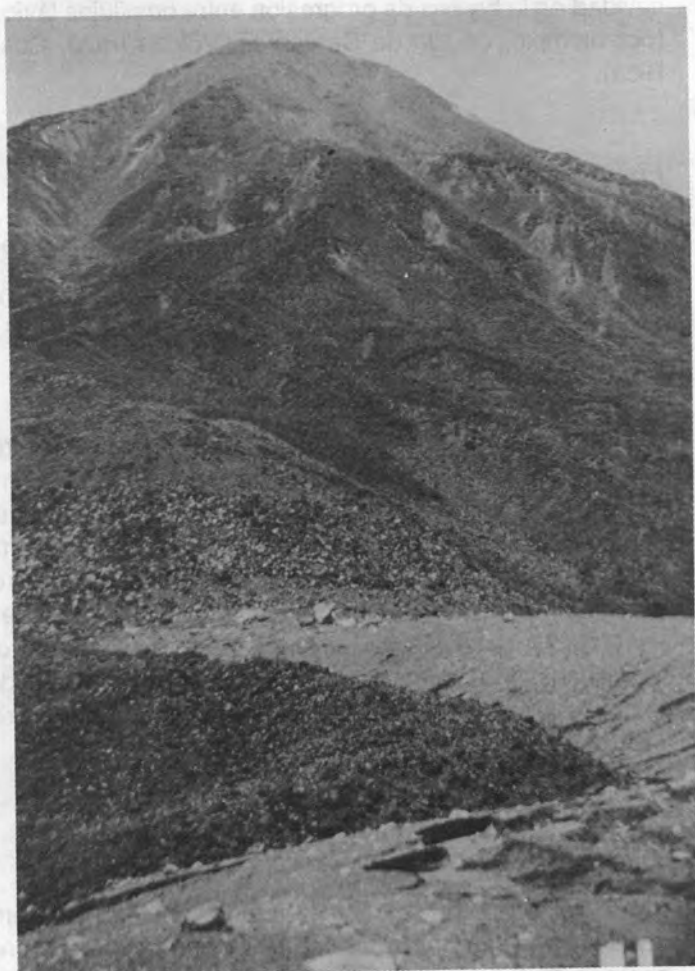


FIGURA 27. *Coladas en bloques eruptadas por el Volcán Arenal desde 1968.*

— **Estructuras asociadas a las coladas**

Gruta volcánica (cueva de lava)

Cueva formada dentro de una colada de lava por el drenaje parcial de ésta debajo de una costra solidificada, o

cavidad en la brecha de progresión entre dos flujos lávicos (por ejemplo, colada de Cervantes, Volcán Irazú, Costa Rica).

Fisura de encogimiento

Fisuras ocasionadas cuando la lava se enfría y contrae.

Frente de lava

Parte frontal de una colada de lava que suele presentar un contorno semicircular. Puede considerarse como la parte más activa de una colada en movimiento, cuyas características morfológicas dependen del volumen emitido, espesor de la colada, viscosidad, composición petrográfica, proporción del núcleo de lava y de los detritos, así como de la morfología del terreno (por ejemplo, coladas de los volcanes Platanar y Arenal). Su espesor es mayor al del resto de la colada, sobre todo en las blocosas que presentan frentes brechosos.

Lago de lava

Coladas de lava que rellenaron parcial o total y temporalmente el fondo de un cráter. Generalmente no presenta una superficie más o menos plana regular dado que existen tubos y canales de lava, túmulos y sectores deprimidos debidos a adaptaciones de las coladas al fondo de la depresión y a hundimientos parciales (por ejemplo, coladas intracratéricas del Volcán Masaya, Nicaragua).

Túnel de lava (túnel volcánico, tubo de lava)

Túnel dentro de una colada de lava producto del drenaje de ésta dentro de una costra solidificada. Son ca-

vernas longitudinales de pequeñas dimensiones y longitud variable, pudiendo extenderse hasta 6 km o más. En algunos tramos los tubos poseen 15 m de diámetro, pudiendo alcanzar hasta 20 m o más por una superposición de galerías. Se denomina **estalafitos** a las formas que simulan estalactitas y estalagmitas que se formaron al descender el nivel de la corriente lávica subterránea y gotear el material fundido adherido al techo y paredes del túnel. Estos túneles en ocasiones sirven como cauces para ríos, formando verdaderos ríos subterráneos. También se utilizan como túneles para carreteras (Figura 28).

— ***Estructuras lávicas cónicas o dómicas sin raíces***

Ampolla de lava

Montículo producido por el efecto expansivo del vapor generado debajo de una superficie de lava.

Colina de presión

Son colinas largas y afiladas sobre las coladas de lava, muchas de las cuales están rotas por una grieta central. Su longitud puede variar desde 40 hasta 400 m con una altura que oscila en el rango de unas decenas de metros; su ancho puede alcanzar unos 30 m. Algunas colinas de presión se deben a la fuerza de cizalla impartida a la corteza de una colada por el arrastre viscoso de lava moviéndose lentamente por debajo de ella. Otras de estas colinas se deben al colapso de la corteza de una colada que tuvo inicialmente forma de domo en sección transversal.

Cono litoral

Donde los flujos de lava aa entran en contacto con el agua, se forma una conspicua cantidad de vapor que pue-



FIGURA 28. Túnel de lava; se observan las líneas internas de flujos (Isla Santa Cruz, Galápagos, Ecuador).

de generar erupciones semiviolentas con desarrollo de materiales piroclásticos. Algunos de ellos son de hasta 100 m de altura y más de 1 km de diámetro. Son comunes a lo largo de la línea de costa de algunas islas volcánicas. Frecuentemente estos conos son dobles debido a un amontonamiento de material acumulado sobre cada lado del flujo de lava donde ingresa al mar. Hay que tener presente que estas estructuras pueden generarse también al ingresar la lava a un lago o a un río caudaloso. No es requisito que el

flujo sea de tipo aa, también podría originarse por lavas de bloques. Superficialmente, los conos litorales se parecen a los conos piroclásticos pero un cuidadoso examen usualmente revela las diferencias. Los conos litorales son generalmente mejor estratificados que los típicos conos piroclásticos, y las tefras son a veces diferentes. Los fragmentos de los conos litorales son densos y solo moderadamente vesiculares y las cenizas son angulares, mientras que en los conos piroclásticos, muchos de los lapilli son pumíceos y los pequeños fragmentos de ceniza muestran típica forma arqueada, resultado de la fragmentación del material pumíceo.

Domo de presión (loma de presión)

Son **túmulos** (ver descripción aparte) muy elongados. El largo puede ser de más de 500 m, pero muchos de ellos no exceden los 100 m. Su altura puede ser de 15 m o más, pero usualmente no exceden los 5 m. Algunos se asemejan a pliegues regularmente asimétricos o volcados en la dirección del flujo y, ocasionalmente se muestran como cabalgamientos de tipos pliegue-falla con desplazamientos de unos pocos metros.

Domo sin raíces

Acumulaciones locales de coladas de lava detrás de una barrera natural que pueden edificar cúpulas de hasta 70 m de alto.

Estrumescencia

Pequeñas excrecencias, montículos o crestas, de unos pocos metros o decenas de metros de longitud sobre la superficie de una colada que se deben a la extrusión de

lava viscosa a través de una abertura en la costra solidificada. La forma puede ser bulbosa o lineal.

Hornito

Pequeños conos, montículos o torres de escorias soldadas de pendientes muy inclinadas, bajo las cuales se dispone una gruta no alargada. Se forman sobre los conductos de resalida de lava (fracturas o focos de emisión secundarios de lavas fluidas o encima de túneles derrumbados de lavas cordadas) cuando ésta fluye bajo una costra solidificada. Son de varios metros de alto y de diámetro. Algunos de estos son prácticamente columnas rectas de menos de un metro de diámetro y cuando mucho 4 m de alto.

Microespinas

Saliente puntiaguda asociada a rocas volcánicas (por ejemplo, espinas en el campo de coladas del Arenal). Puede variar en longitud desde muy pequeña hasta varios metros. No confundir con las espinas de grandes dimensiones y formadas por lavas viscosas que se denominan también **agujas** (ver descripción aparte). Muchos domos muestran espinas de varios tamaños.

Túmulo (túmulus, abombamiento agrietado, intumescencia)

Montículo saliente en la superficie de una colada de lava fluida, generalmente de tipo pahoehoe, con grietas en su convexidad superior por donde la lava puede salir. Son cercanamente circulares u ovals en planta, con un diámetro de aproximadamente una decena de metros o más, y de menos de uno a 6 —excepcionalmente hasta 30—

metros de altura. En algunos casos son alargados, comúnmente de 3 a 10 m de ancho por 40 m de largo (véase **domos de presión**), pero a menudo poseen forma apenas elíptica y se yuxtaponen sobre los campos pahoehoe. Los que son cercanamente circulares poseen fracturas axiales o radiales y concéntricas de algunos decímetros de ancho, pero los ovalados muestran generalmente las mayores fracturas paralelas a lo largo del eje mayor, pudiendo llegar a formar pequeños grábenes a lo largo de la cresta. Algunos túmulos son huecos, pero muchos no lo son. Al parecer, consisten en abovedamientos de la corteza de lava relativamente viscosa producidos por la presión hidrostática del flujo que levanta las costras o por la resistencia que opone la superficie (corteza) a la expansión de la lava más fluida que corre por abajo. Los **túmulos** y los **domos de presión** son formas desarrolladas más o menos por el mismo proceso y, en efecto, ellos forman una completa gradación de una estructura a otra. Ambas estructuras son especialmente comunes en flujos confinados dentro de un cráter o sobre derrames lávicos cuyo frente fue obstruido por una barrera (Figura 31).

5. CRATERES VOLCANICOS DE DIVERSO ORIGEN Y POSICION

— *Cráter volcánico*

Depresión, grieta o boca por donde son o fueron expelidos los materiales volcánicos (Figura 29). Su corte (en caso frecuente) es más o menos circular con un diámetro menor que 1,5 km y su fondo rara vez sobrepasa los 300 m de diámetro. Su profundidad puede llegar a varios cientos de metros; excepcionalmente supera el kilómetro. Dentro del cráter se pueden abrir varias bocas volcánicas o cráteres menores. En términos generales un cráter en la cima de un cono logra mantenerse bien conservado por efecto de la erosión como máximo hasta los 20 000 años

aproximadamente, por lo regular se mantiene estructurado entre treinta mil y cincuenta mil años, mostrándose como vestigio cuando se supera esa edad, y desapareciendo prácticamente al sobrepasar los 100 000 años. Es claro que estas condiciones son válidas para climas tropicales lluviosos, su lapso se extiende en climas áridos.

— **Cráter angosto**

Pequeñas depresiones a lo largo de zonas de grietas o fracturas, preferentemente ubicadas en escudos volcánicos.

— **Cráter embutido**

Cráter formado dentro de otro cráter mayor. Se puede desarrollar de tres maneras:



FIGURA 29. Cráter del Volcán Arenal. A la izquierda el cráter D (inactivo) y a la derecha el cráter C (activo) del cual se derrama una incipiente colada de lava.

- a) Una explosión puede agrandar un cráter existente, después de lo cual se construyen otros cráteres o pequeños conos con cráter dentro del más antiguo
- b) Hundimientos sucesivos de partes de un cráter y
- c) Simple formación de un pequeño cráter dentro de uno preexistente (por ejemplo, algunos cráteres de los volcanes Rincón de la Vieja, Poás, Irazú y Turrialba en diferentes épocas).

— **Cráter de explosión**

Cráter de perímetro reducido y circular (salvo que se agrupen) pudiendo dar un borde lobulado. Pese a que en términos generales todos los cráteres volcánicos son producto de explosiones, preferimos restringir el término a aquellos formados por fuertes explosiones con poco material juvenil (por ejemplo, el pequeño cráter de Los Angeles cerca de la laguna Hule o un pequeño cráter en los flancos del Volcán Rincón de la Vieja).

También cráteres circulares por explosión freática debido a estallido de burbujas de vapor dentro de flujos piroclásticos recién instalados.

— **Cráter desportillado** (cráter degollado, cráter en herradura)

Cráter destruido o socavado en uno de sus flancos (véase **cono desportillado**).

— **Cráter en hoyo** (hoyo volcánico, cráter de hundimiento, cráter de subsidencia, cráter de colapso, zonas deprimidas de hundimiento)

Depresiones circulares con paredes empinadas. Su diámetro varía desde aproximadamente 15 m hasta cerca de 1,5 km y la profundidad es de algunos centenares de metros. Algunos de estos cráteres tienen pisos de lava

sólida. Al parecer, son el resultado principalmente del desplome que sigue al descenso de las columnas de magma. Aquellos cráteres que son de diámetro considerable (mayor de 1,5 km) pueden ser clasificados como calderas, haciéndose así difícil el trazado de un límite neto entre cráteres en hoyo y las calderas.

– ***Cráter en hoyo de lava***

Se denomina así a los cráteres en hoyo ocupados por un lago de lava.

– ***Cráter de impacto***

Tipo de cráter, en nuestro caso relacionado con la actividad volcánica (no con un meteorito), que se forma por el impacto de bombas y bloques volcánicos de variado tamaño, que generalmente se disgregan al llegar al suelo. Estas depresiones tienen forma de embudo y pueden llegar a tener 25 m de diámetro y 4 m de profundidad (por ejemplo, cráteres de impacto del Volcán Arenal durante la erupción de 1968).

– ***Cráter lago*** (lago cráterico)

Cráter ocupado por agua pluvial, pudiendo presentar diversas coloraciones de verde, rojo, azul, celeste, amarillo o café claro, por la presencia de óxidos, sales, azufre, barros, acción bacteriana, musgos o acción conjunta de estos factores (por ejemplo, lagunas efímeras en los cráteres del Volcán Irazú; Figuras 20 y 30).

– ***Cráter parásito*** (satélite, lateral, adventicio o secundario)

Cráter formado en las laderas de un cono o volcán. Un cráter puede ser parásito y de explosión a la vez; similares criterios pueden aplicarse a otros cráteres.

– **Cráter principal**

Cráter localizado en la cima del volcán. De existir varios cráteres en la cima, se denominará a aquel de mayor tamaño o al que haya mantenido actividad eruptiva o fumarólica en tiempos históricos, o que posea indicios de ésta. También, pueden aplicarse criterios geográficos para su denominación (Figuras 29 y 30).



FIGURA 30. Laguna cráterica del Volcán Irazú. En el sector izquierdo inferior se observa un abanico de escombros piroclásticos y rocosos.

– ***Depresión de hundimiento*** (jameo)

Depresión circular o elíptica (en ocasiones similar a un cráter) en la superficie de una colada de lava fluida. Por lo general se deben al hundimiento de los techos de los túneles de lava con posterioridad o durante la formación del tubo, como consecuencia de la retracción de la lava debida a su enfriamiento. También pueden originarse por un mayor drenaje en forma local de una colada de lava en vías de enfriamiento. Su tamaño varía de unos pocos metros de diámetro a varias centenas de metros o bien, adquieren formas alargadas de hasta 1,5 km de largo por 100 m de ancho (Figura 31).

– ***Grieta de retrodrenaje***

Son grietas producto de lavas que fluyen sobre la superficie y luego vuelven a verse hacia la fisura que les dio origen.

6. **CAMPOS VOLCANICOS**

– ***Campo de avalanchas piroclásticas***

Los campos de avalanchas piroclásticas (flujos de detritos o escombros volcánicos calientes, avalanchas ardientes, oleadas piroclásticas) poseen una morfología y disposición muy variada en función del volumen, modo de emplazamiento, temperatura y paleo-topografía. La superficie del depósito puede ser llana, ligeramente ondulada hasta poseer una topografía de lomas y depresiones (**topografía de “hummocky”** o en **jamón**). Al depositarse pueden adquirir una forma de abanico o canalizarse por estrechos valles o estar controlados por rasgos morfotectónicos. Los bloques pueden sobresalir del llano y las aguas superficiales suelen retrabajar los materiales, muchos de



FIGURA 31. Estructura circular de hundimiento (jameo). Al fondo se observa un pequeño cono parásito (Islas Galápagos, Ecuador).

los cuales muestran previa alteración hidrotermal (por ejemplo, campo de avalanchas de los volcanes Cacao, Miravalles o en el Río Costa Rica; Figura 32).

— ***Campo de bolas de acreción***

Las formas de acreción se originan cuando las coladas de lava discurren sobre pendientes muy acusadas

en las cuales, al desprenderse un bloque lávico, todavía incandescente y rodar por encima de la superficie del flujo o la topografía de base, actúa como núcleo al que se le van adhiriendo fragmentos de lava aún pastosas o de cualquier otro material, con lo cual aumentan progresivamente su volumen. Estas bolas pueden quedar detenidas en las mismas coladas, de las cuales se destacan, o bien individualizarse completamente de ellas formando auténticos campos de bolas al pie de la pendiente.

– ***Campo de domos***

Area con domos (Figura 17).

– ***Campo de hornitos***

Area con presencia de varios hornitos, generalmente sobre coladas de lavas fluidas o basálticas.



FIGURA 32. Area con una morfología de lomas y lagunas, típicas de una topografía de "hummocky" originada por explosiones laterales dirigidas (Volcán Miravalles).

– ***Campo de lavas***

Area cubierta por coladas de lava recientes o subrecientes con bosque poco desarrollado (arbustos y árboles colonizadores) o inexistente, presentándose a lo sumo musgos, líquenes y helechos (por ejemplo, campo de coladas de Aquiares, Cervantes, Los Angeles, Arenal, Miravalles, Figuras 23, 25 y 27).

– ***Campo de piroclastos***

Simple salpicaduras y piroclastos sobre relieves preexistentes. Sus capas simulan anticlinales y sinclinales isopacos cuando muchas veces se amoldan a las crestas y los valles. El espesor decrece a partir de una cierta área cerca del foco eruptivo (por ejemplo, Volcán Irazú y sector occidental del Arenal).

– ***Campo de volcanes***

Conjunto de conos dispersos en una zona no muy extensa. Se prestan para el estudio de los controles estructurales y la evolución geo-vulcanológica del área (por ejemplo, campo de conos piroclásticos de Aguas Zarcas y del Volcán Irazú; Figura 22).

ESTRUCTURAS TECTOVOLCANICAS

1. **DEPRESIONES TECTONO-VOLCANICAS**

– ***Caldera***

En términos generales, una caldera es una cuenca circundada o cercada sin tomar en cuenta su origen. No

obstante, su uso se ha restringido al de una gran depresión volcánica en forma de cubeta circular (1,5 a más de 60 km de diámetro) o elíptica (100 km de largo o más) que se origina por hundimiento o explosión (o ambos) de una primitiva estructura, por lo general un cono preexistente (Figuras 36 y 37a y b). Muy frecuentemente se encuentra transformada por la erosión, que actúa a favor de las fracturas periféricas concéntricas, ampliando la depresión que queda encerrada total o parcialmente por elevadas paredes subverticales. Son más frecuentes en la cima de los conos volcánicos (calderas cuspidales, por ejemplo volcanes Miravalles, Porvenir, Poás y Barva), y a veces en las laderas o base de éstos, aunque puede hallarse en una posición topográfica indistinta. Si el fondo de la caldera se impermeabiliza, puede ser ocupado por un lago. Hacia la parte central y periférica de la caldera pueden desarrollarse conos y domos volcánicos. Es relativamente raro que las calderas sean monogénicas y originadas en un solo episodio; pueden ser poligénicas y, como el hundimiento se va desplazando, tienen un contorno festoneado (por ejemplo, caldera de Guayabo en el Volcán Miravalles) (Figuras 33, 34 y 35).

— **Caldera de subsidencia** (caldera de colapso o hundimiento)

Su diámetro varía desde casi 2 km hasta más de 20 km. Su mecanismo de formación es poco conocido, pero parece tener relación con el vaciado rápido y violento de cámaras magmáticas poco profundas, mediante la generación de nubes ardientes y con fracturas generadas por el ascenso de magmas, con el posterior hundimiento de la estructura primitiva en el espacio previamente ocupado por el magma (Figura 36). También se producen en la cima de escudos basálticos por el vaciado rápido de lavas fluidas.



FIGURA 33. *Complejo volcánico de Miravalles-Guayabo. De derecha a izquierda se observarán las diferentes estructuras volcánicas respectivamente, de más antigua a más joven:*

- a) Cerros Espíritu Santo que conforman el borde (escarpe) de la caldera de Guayabo y los restos del antiguo volcán con su pendiente original.
- b) Cerro Cabro Muco-La Giganta, parte de otras estructuras de colapso, perturbada por fallas N-S; se observa igualmente la paleo-pendiente del volcán.
- c) Paleo-Miravalles.
- ch) Neovolcán Miravalles con su cráter desportillado.



FIGURA 34. *Borde de la caldera de Guayabo (Cerros La Montañosa) con su llano de relleno lacustre (antigua laguna de Guayabo) y de detritos volcánicos. Al fondo, parcialmente cubierto por las nubes, el Volcán Rincón de la Vieja.*



FIGURA 35. Al fondo se observan los paleo-valles que drenaban al antiguo Volcán Guayabo, los cuales quedaron colgados por el colapso caldérico (Cerros Espíritu Santo, Costa Rica).

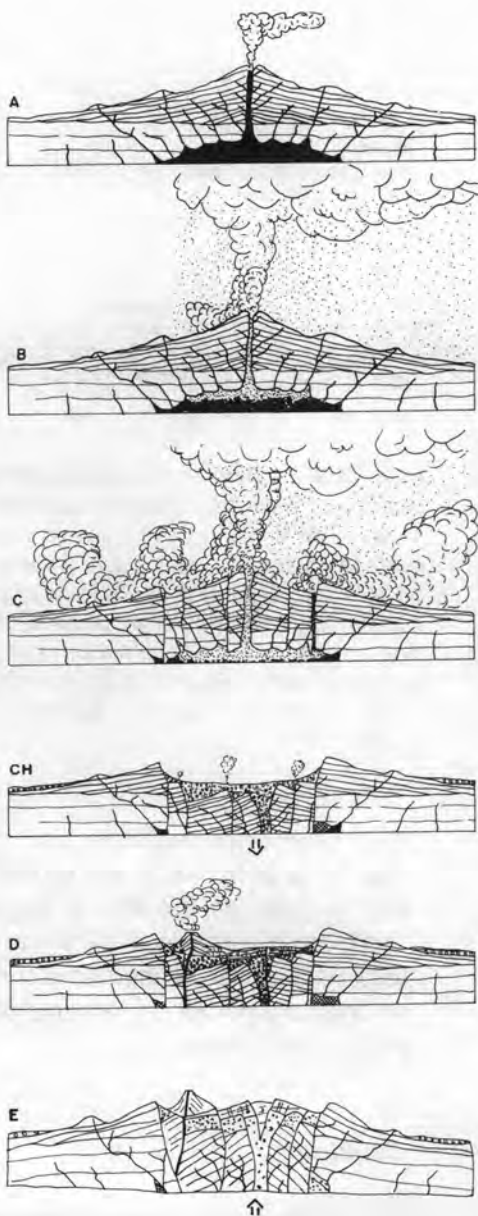
— **Caldera de explosión**

Formada por una violenta explosión que voló una enorme masa de roca y algunos fenómenos de subsidencia. Pueden estar asociadas con explosiones freato-magmáticas e ignimbritas concomitantes (Figuras 37 y 38).

— **Caldera de erosión**

Depresión más o menos circular o elíptica que resulta del agrandamiento por procesos erosivos de cráteres de diámetro considerable o de calderas. En general, estas estructuras son producto de una intensa erosión, facilitada por la alternancia de capas de lavas y piroclastos con cierta pendiente. Las aguas superficiales se filtran a través de las coladas más permeables y se acumulan en los niveles piroclásticos que al meteorizarse o alterarse hidrotermal-

FIGURA 36. Diagrama que ilustra la formación de una caldera. A. Erupción normal; B. Durante un estado temprano a la formación de la caldera, se presentan erupciones volcánicas y plinianas, así como flujos de cenizas ardientes de foco central; C. Durante el clímax de la erupción, voluminosas nubes ardientes son erupcionadas a través de fracturas circulares y por el cráter principal, llevando al concomitante colapso del edificio por el rápido vaciado de la cámara magmática; CH. Después del colapso; D. Parcial llenado por agua y sedimento de la caldera y formación de nuevos focos eruptivos; E. Resurgencia de la estructura caldérica que genera un abovedamiento del piso (Basado en Williams 1942, en Macdonald, 1972 y Smith y Bailley, 1968).



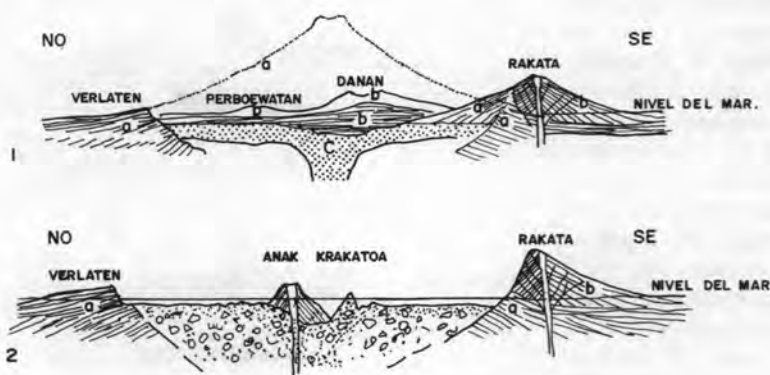


FIGURA 37. 1) Perfil del Krakatoa antes de 1883, con una indicación en línea de puntos del cono original, del cual quedan restos a) en Verlaten y cerca de la base de Rakata; b) representa las lavas, etc., de los conos posteriores (etapas B y C de la Figura 38), y c) el depósito de magma cargado de gas que fue causante de las erupciones de 1883. 2) Perfil del Krakatoa después de las erupciones de 1883. En este corte, c) representa principalmente los materiales que se hundieron en la desventrada cámara magmática (Modificado según Escher, 1929).

mente, se comportan como lubricantes y provocan el deslizamiento de las rocas que en ellas se apoyan (por ejemplo, calderas de erosión de Río Segundo, Costa Rica). También se puede localizar en un terreno volcánico indistinto, no asociada directamente con paroxismos eruptivos y se originaría parcial o totalmente por erosión fluvial y movimientos por gravedad.

— Cauldrón

Estructura volcánica de subsidencia sin hacer caso a la forma, tamaño, profundidad de erosión o conexión con vulcanismo superficial. Este término incluye tanto a las calderas como a las depresiones volcano-tectónicas.

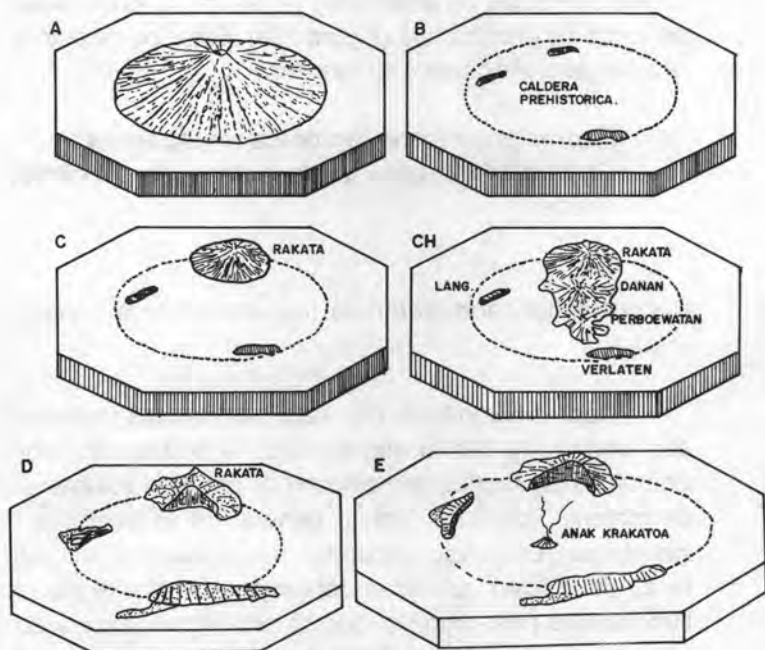


FIGURA 38. Bloques diagramas en los que se representan seis fases de la historia del Krakatoa (según Escher, 1929, en Holmes, 1965 y Macdonald, 1972). A. Cono andesítico original del Krakatoa. B. Después de la fase explosiva, probablemente acompañada de hundimiento de la superestructura, se formó una gran caldera, bordeada por tres pequeñas islas. C. Crecimiento del cono de Rakata. CH. El Krakatoa antes de 1883, después que los conos andesíticos posteriores se soldaron con el de Rakata. D. Después de las erupciones de 1883. E. Las erupciones posteriores han construido la isla Anak Krakatoa en el interior de la caldera.

— **Cauldrón resurgente** (caldera resurgente)

Comúnmente, la actividad volcánica continúa después de formarse una caldera o una depresión volcano-tectónica (con emisiones voluminosas de ignimbritas), pudiéndose presentar un arqueamiento del fondo de la estructura (domificación) y originándose grábenes y semi-grábenes a través del domo. Erupciones tardías se loca-

lizan a lo largo de los grábenes y de las fracturas circulares del fondo de la estructura (Figura 35e). Este tipo de estructura puede clasificarse a su vez en:

- a) **Depresión volcano-tectónica resurgente y**
- b) **Gran caldera resurgente** (véase descripciones aparte).

– ***Depresión volcano-tectónica*** (depresión o fosa tectono-volcánica)

Depresión limitada por escarpes de falla formadas por hundimiento del terreno después de erupciones paroxismales muy fuertes con emisión de grandes volúmenes de material volcánico (por lo general tefras plinianas o ignimbritas). Las fracturas pueden ser un juego de antiguas fallas del zócalo activadas contemporáneamente por el hundimiento post-eruptivo, que se prolongan hasta la supraestructura volcánica. Estas depresiones son tan grandes o más amplias que las calderas pero menos circulares y generalmente de formas más angulares (poligonales). Por lo común la depresión está ocupada por un lago.

– ***Depresión volcano-tectónica resurgente***

Depresión volcano-tectónica o cauldron resurgente controlado por fallas regionales y muestras características de resurgencia.

– ***Graben volcánico***

La distensión superficial en los volcanes origina fracturas y fallas que limitan a bloques angostos hundidos, paralelos a las zonas de extensión. Su ancho es de por lo menos 1,5 km, su longitud de varios kilómetros y su profundidad varía de unos pocos metros a más de 150 m. El hun-

dimiento total se desconoce porque nuevas coladas de lava los cubren parcialmente. Hay que tener especial cuidado con no confundir grandes cañones fluviales, resultado enteramente de una fuerte erosión, con grábenes (consúltase **sector graben**). Hasta hace poco tiempo, muchas estructuras de tipo graben en los volcanes, por su trazado subcurvilíneo local, se habían tomado como calderas (por ejemplo los grábenes de los volcanes costarricenses Tenorio, Poás y Turrialba, Figura 39).

— ***Gran caldera resurgente***

Cauldrón resurgente no controlado por fallas regionales.

— ***Rift*** ("rift valley")

Grandes depresiones volcano-tectónicas longitudinales o grábenes cuya anchura puede superar el centenar de kilómetros. Sus bordes escarpados corresponden con grandes fallas normales y el vulcanismo se ha desarrollado dentro y fuera de la depresión, aunque las erupciones actuales se localizan preferentemente en la zona axial, evolucionando con toda la estructura cortical. Los rift pueden ser oceánicos o continentales; ambos están acompañados de fracturas transversales, muchas de las cuales se manifiestan por alineaciones volcánicas. El nombre de rift designa también a las depresiones que se presentan a lo largo de las grandes fallas de rumbo, tanto continentales como oceánicas.

— ***Sector graben***

Reciben esta designación grábenes radiales presentes en estratovolcanes. Ocasionalmente algunos grandes valles o cañones fluviales que se extienden por los

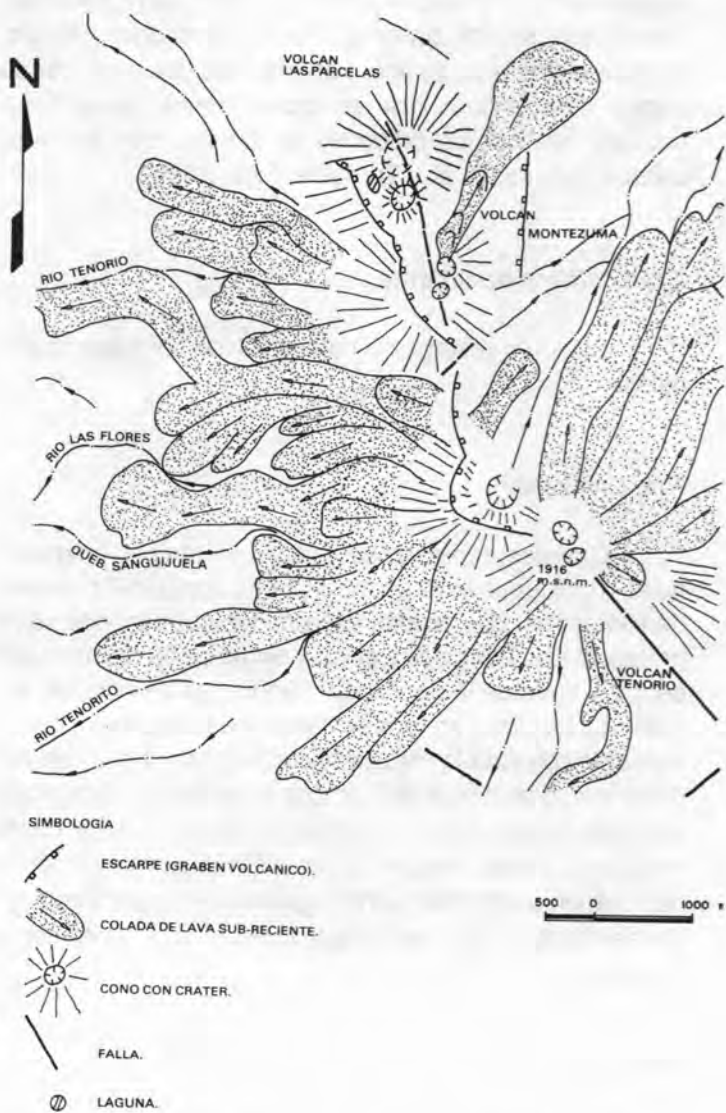


FIGURA 39. Esquema geológico simplificado del pilar volcánico-tectónico de la cordillera de Tilarán (Costa Rica).

flancos de un cono hacia abajo pueden corresponder con un **sector graben** (consúltese además **graben volcánico y planèze**).

2. **PILAR VOLCANICO-TECTONICO** (Horst volcano-tectónico)

Area levantada en bloques a lo largo de fallas, generalmente normales (horst) con frecuente aparición de pequeños volcanes y domos sobre las fallas que lo limitan. Esta estructura es originada a la vez por tectonismo y magmatismo (actividad intrusiva y extrusiva) (Figura 40).

C. **FORMAS HIDROVOLCANICAS PASIVAS**

1. **FORMAS VOLCANICAS EN PAISAJES GLACIARES**

– ***Ampolla de hielo y piroclastos***

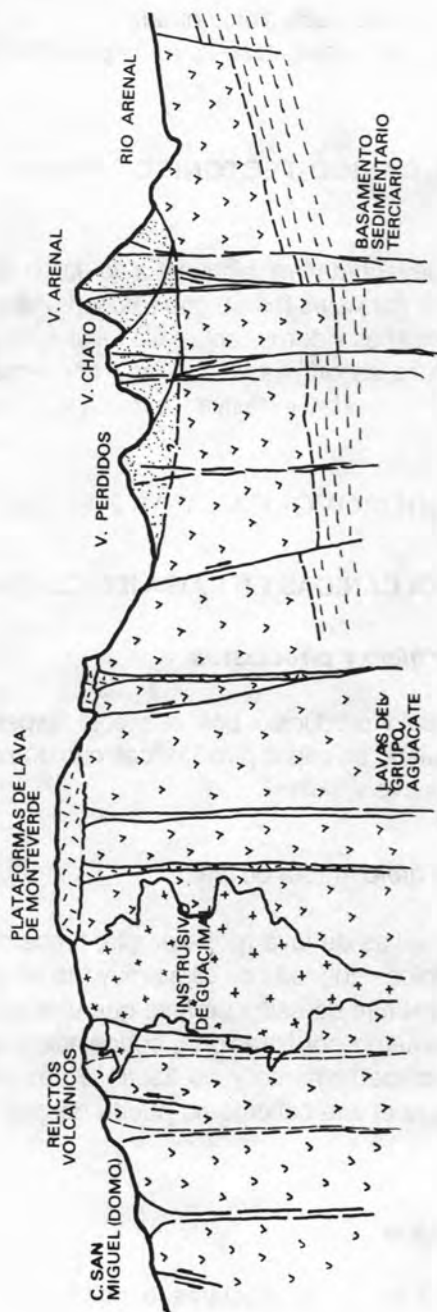
Montículo producido por el efecto expansivo del vapor acumulado en capas piroclásticas con una cobertura reciente de nieve y hielo.

– ***Caverna de hielo*** (gruta de hielo)

Son cuevas de lava (por ejemplo, tubos de lava) o grutas volcánicas en áreas de clima muy frío en las cuales el carácter aislante de éstas permite que el hielo formado durante el invierno por filtración y congelación de aguas, perdure permanentemente y no llegue a deshielarse en verano porque el aire caliente no puede desplazar al aire frío.

– ***Cresta dentada***

Volcán en áreas glaciares o post-glaciares cuyo modo de formación es similar al de las montañas tabulares



SIN ESCALA VERTICAL NI HORIZONTAL

FIGURA 40. Esquema geológico simplificado del Pilar volcánico-tectónico de Tilarán.

pero cuyo foco eruptivo es una fisura (caso de los "rift") creando la erupción una especie de muralla de tobas de varios centenares de metros de altura y a veces de decenas de kilómetros de longitud. Se forman a todo lo largo de la fisura, sostenidas a uno y otro lado por las paredes (internas) del glaciar que, pese al calor emanado por la erupción, se encuentran a unas pocas decenas de metros a ambos lados de la grieta, dado que se requieren muchas calorías para fundirla.

— ***Montaña tabular*** ("tuyas")

Son volcanes basálticos subglaciáricos en escudo. Se originaron en el seno de las aguas de fusión que el calor de la erupción engendró bajo un glaciar, así las hialoclastitas quedaron encerradas en estas aguas prisioneras de una coraza de hielo, efectuando únicamente trayectorias más o menos verticales y acumulándose alrededor de la boca eruptiva. Cuando la abertura del foco de alimentación posee una forma más o menos circular u oval, se forma un monte tronco-cónico, similar a los guyots, cuyo cráter queda colmado de materiales volcánicos tan pronto como se ha terminado la erupción. Algunos de estos volcanes nunca alcanzan la superficie del glaciar y están compuestos por hialoclastitas y lavas en almohadilla. Otros quebraron y fundieron el hielo circundante y continuaron creciendo bajo lagos interglaciares, y aún otros, pudieron descargar pasivamente flujos de lavas subaéreas (Figura 41).

2. **FORMAS ASOCIADAS A LA ACTIVIDAD VOLCANICA RESIDUAL**

— ***Terraza y conos de sínter silíceo y de travertino***

Las terrazas de sínter silíceo y geyserita (SiO_2 amorfo) o conitos de esta constitución se forman al

precipitar al mineral en las proximidades de las fuentes termales (géiseres o manantiales calientes) cuyas aguas, por lo común alcalinas, disuelven y arrastran del subsuelo la sílice. Al parecer, el depósito o incrustación se debe tanto a la evaporación como a la secreción de sílice por las algas. Las terrazas o montículos de travertino (CaCO_3) se originan de manera similar. Estos depósitos (sínter y travertino) son de color claro, pero la presencia de algas, óxidos y sulfuros



FIGURA 41. Montaña tabular en Islandia Central.

de hierro y manganeso, les dan frecuentemente un gran colorido de tonos marrones, amarillos, azules y verdosos (por ejemplo en La Marina de San Carlos se encuentran antiguos niveles de travertino y en la Finca del ANDE, cerca de Cañas, hay conitos de travertino).

— ***Volcancito de barro*** (cono de barro)

Pequeño edificio cónico formado de barro y precipitados químicos. Se origina cuando en una laguna hirviente de lodo o en campos fumarólicos, la actividad se concentra en un punto alrededor del cual se acumulan los borbotones de lodo al estallar las burbujas sobre el orificio por el que escapan los gases. Esporádicamente interviene una mayor cantidad de agua en el proceso y el lodo se desborda en

forma de pequeñas coladas. En general, estos conos son de muy diferentes formas y dimensiones y con el tiempo se endurecen. Este proceso es facilitado por las sales sublimadas mezcladas con el barro (por ejemplo, las Hornillas y las Pailas en los volcanes Miravalles y Rincón de la Vieja, respectivamente).

3. DEPOSITOS FLUVIO-VOLCANICOS

— ***Abanico de deyección de piroclastos***

Al acumularse los piroclastos en las laderas de un volcán o en la parte interna de un cráter en los períodos de calma, forman abanicos o taludes muy alargados, por efecto de la escorrentía superficial y la gravedad. Las laderas tienen surcos de fondo plano de 5 cm a 2 m de ancho y de 10 a 25 cm de profundidad, por los que descienden los materiales más gruesos, que pueden llegar lejos de la base según su forma. La pendiente de estos taludes depende del tipo de granulometría del material y del coeficiente de fricción entre los piroclastos (Figura 30).

— ***Abanico de deyección volcánico fluvio-glacial*** (cono fluvio-volcánico de deyección de origen glacial)

Acumulaciones volcánicas de origen eruptivo debidas al deshielo. Por el contacto prolongado del hielo con la lava, ésta se pulveriza y es arrastrada por los enormes torrentes que circulan sobre el glaciar o bajo él. Una vez que llegan a la planicie, los cursos de agua acumulan inmensos derrames de arenas y escorias, que, en algunos casos, corresponden con lahares (Figura 42).

— ***Lahar*** (depósito de lahar, corriente de lodo, colada fan-gosa, "mud flow")

Los lahares generalmente se depositan en los valles preexistentes y se extienden sobre largas distancias (hasta

más de 100 km) sin grandes cambios de espesor (su techo es plano y sin considerables modificaciones laterales; hay levées y canales. La superficie de estos depósitos, cuando son de considerables dimensiones y muy viscosos, es de una gran irregularidad, formada por muchas lomas bajas, montículos, depresiones y camellones. En otros casos, la morfología generada es plana con algunos bloques aislados. Los cauces están por lo común alineados en el sentido de la corriente del lahar y los bordes de este depósito son redondeados, pero pueden ser abruptos dependiendo de la coherencia. Las laderas de los pocos valles fluviales originados en esta unidad son de fuerte pendiente o verticales; su superficie es ligeramente plana. La topografía preexistente y la cantidad de material condicionan la violencia y la peligrosidad de estos fenómenos que pueden devastar regiones relativamente alejadas de los centros eruptivos (por ejemplo, los lahares del Volcán Irazú, Costa Rica y del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia; Figura 42).

CH. MEGAESTRUCTURAS VOLCANICAS

— *Arco de islas*

Distribución de islas volcánicas (por ejemplo, volcanes islas) en bandas arqueadas por lo común con la concavidad hacia el continente, bordeadas en la parte convexa, que da al océano libre por una fosa submarina. Son el resultado de la interacción de dos placas terrestres (oceánica-oceánica, oceánica-continental), una de las cuales —la oceánica— se subduce bajo la más liviana, generando focos magmáticos en profundidad que se manifiestan en superficies como cadenas volcánicas, si las condiciones geodinámicas lo permiten (por ejemplo, América Central Meridional es un Arco de islas maduro; Figura 3a).

— **Complejo volcano-peleano**

Grandes complejos volcánicos de 45 a 8 000 km²) formados por una caldera central o depresión de aspecto volcano-tectónico, calderas anexas y un conjunto de focos eruptivos (cráteres, domos, agujas) situados en el reborde de la caldera y una periferia en forma de flancos de cono que desciende por todos los lados hacia el exterior con pendiente cóncava suave. Estas vertientes exteriores están constituidas de cenizas, pómez, depósitos de nube ardiente, lavas etc. (Figura 43). Las calderas centrales pueden estar ocupadas por lagos o por el mar (véase cúmulo volcán) (por ejemplo, sistema volcánico Platanar-Palmira).

— **Cordillera volcánica** (cadena volcánica)

Disposición alargada de volcanes moderadamente alineados, lo que evidencia la existencia de fracturas corticales profundas, por el efecto de la Tectónica de Placas (por



FIGURA 42. Abanico de deyección lahárico producto del deshielo en el Volcán Nevado del Ruiz, la noche del 13 de noviembre de 1985 (Armero, Colombia).



FIGURA 43. Ruinas de Pompeya, testigos mudos de los embates de la naturaleza volcánica (flujos y oleadas pirolás-ticas, caídas de cenizas. Al fondo en el horizonte (unos 10 km) se vislumbra el perfil del complejo volcánico del Vesubio (Italia): a) Volcán Vesubio y b) borde de la caldera del antiguo Volcán Somma.

ejemplo, cordilleras de Guanacaste y Central de Costa Rica).

- **Cresta volcánica asísmica** (cresta, serranía o dorsal asís-mica)

Cuando los volcanes son producidos por un punto caliente estable en una placa oceánica en movimiento, se alinean construyendo una serranía cuyo sentido es el de la deriva de la placa (por ejemplo, la cresta volcánica asísmica del Coco, Océano Pacífico).

- **Cúmulovolcán**

Edificio vulcanopeleano con una caldera poco desa-
rollada que solo se revela ligeramente estructurada en la

parte central del aparato volcánico. Son acumulaciones informes de domos, capas de pómez y cenizas, lavas ácidas y a veces conos embrionarios de escorias gruesas (véase **complejo vulcanopeleano**). También se denomina con ese término al último estadio evolutivo, que pasa desde uno efusivo a uno de tipo volcán en escudo, y culmina con un estadio de concentración volcánica puntual con lavas muy diferenciadas. La estructura está cortada por fallas de hundimiento, radiales o curvadas, que emiten también lavas. De manera menos apropiada se denomina cúmulovolcán a la lava que se emite de una boca eruptiva con una consistencia viscosa que le impide extenderse y se acumula alrededor del orificio. Esta estructura correspondería más bien a un domo volcánico.

— **Dorsal oceánica**

En las regiones oceánicas existen zonas alargadas y amplias que topográficamente resaltan como alineaciones montañosas de origen volcánico que se elevan paulatinamente en forma suave unos 2000 a 3000 m sobre el fondo oceánico. Su anchura media es de 1000 km. Las partes más altas de las serranías forman islas volcánicas. Algunas dorsales, como la Atlántica tienen en algunos tramos una doble alineación montañosa, generalmente accidentada, que presenta una marcada y estrecha depresión central ("**rift**" **medio**) de unos 50 km de ancho, paralela a la alineación general. El surco central puede poseer miles de kilómetros de longitud y 1 800 m de profundidad. Estas cordilleras están compuestas en una serie de tramos, desplazados lateralmente unos de otros por fracturas o desgarres transversales a la dirección de la dorsal (**fallas de transformación**). Las dorsales que separan las cuencas oceánicas pueden clasificarse como **dorsales principales**, prolongándose unas a otras de un océano al océano contiguo, y en **dorsales secundarias**, aquellas de extensión más limitada. Las dorsales de dispersión rápida (separación del fondo oceánico) no tienen un "**rift**" (**graben**), en cambio las de se-

paración lenta lo poseen. Ello probablemente es debido a que el rift no es el resultado puro y simple de una rotura, sino que está ligado a una sucesión de fenómenos complicados de separación de la litosfera que se expresan morfológicamente mejor en centros lentos. La posición de las dorsales en los océanos puede ser simétrica o asimétrica a las costas de los continentes adyacentes (Figura 3a).

— ***Isla volcánica***

Isla compuesta por rocas predominantemente volcánicas cuaternarias. Su origen puede deberse a fenómenos volcánicos originados por mecanismos de subducción (**arco de islas**), dispersión del fondo oceánico (**dorsal oceánica**) o a un punto o línea caliente (por ejemplo, Isla del Coco, Costa Rica).

— ***Planice de ignimbrita*** (campo de ignimbrita o de flujos de cenizas, plataforma de ignimbrita, "plateau" ignimbrítico)

Extensiones de mantos de ignimbritas que cubren decenas a miles de kilómetros cuadrados. La morfología original de los terrenos, formados por este tipo de depósito, es plana y casi horizontal. Con el transcurso del tiempo, la erosión de los ríos origina valles, gargantas, etc., que disecan la región, pero quedan restos de la superficie original, los cuales estarán a elevaciones similares (por ejemplo, llanos de ignimbritas de Guanacaste-Santa Rosa y del Valle-Central-Atenas-Orotina, Costa Rica).

— ***Plataforma de lava*** (plataforma, llanura, plano o inundación basáltica o de lava, "plateau", coladas estratiformes, meseta de lava o basáltica, lava de mesetas o de las mesetas, basaltos de las mesetas, "trapp", "trap").

Consisten frecuentemente en grandes regiones llanas producto de emisiones tranquilas de lavas muy fluidas, generalmente tipo basaltos pahoehoe. Las coladas

individuales, por lo común son de poco espesor (unos pocos metros hasta 30 m, en general de 4 a 10 m), que se apilaron durante decenas, centenas o miles de años. Las plataformas de lava alcanzan en algunos casos espesores de 3 000 m y cubren áreas de hasta miles de kilómetros cuadrados. Estas coladas se alternan a veces con lechos de cenizas, tobas o tobas brechoides de color rojo, amarillo o verde, que han sufrido pirometamorfismo, así como con depósitos de limos, gravas y capas de suelo. La disposición escalonada de estos materiales es común en los valles y gargantas. Los basaltos son de carácter toleítico, asociados excepcionalmente con riolitas y a veces basaltos alcalinos; también pueden estar presentes coladas de traquita y de andesita. Los relieves pueden ser diversificados por complicaciones tectónicas o volcánicas, que alteran la disposición regular de las planicies. Pueden constituir mesetas por un levantamiento, erosión y nivelación posterior. Desde cierta distancia, estos terrenos parecen planos, pero vistos de cerca, se descubren hornitos, arrugas de presión, túneles de lava, coladas locales de tipo aa, etc. Estos mantos de lava pueden originarse por erupciones fisurales (**volcán de lava fisural**) o por focos volcánicos puntuales (**escudos volcánicos**). En estos últimos puede todavía identificarse el foco de emisión de las lavas, notándose cerca de la boca un incremento en la pendiente y formando un edificio bajo (30-60 m de alto), muy ancho y de base circular. La coalescencia de estos focos originaría las plataformas de lava (Figuras 3b, 44 y 45).

D. EROSION EN CUERPOS IGNEOS

1. EROSION EN TERRENOS VOLCANICOS

– *Altiplano de lava*

Meseta de lava de mucha extensión compuesta usualmente por lavas fluidas (basaltos).



FIGURA 44. Plataformas de lava formadas por la coalescencia de escudos volcánicos, en la región de Toas, New México (E.U.A.).

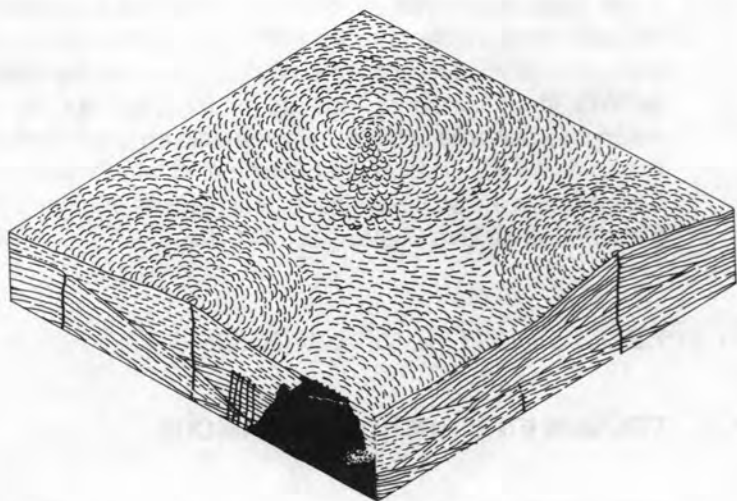


FIGURA 45. Diagrama que ilustra la típica estructura de una plataforma de lava cuando se origina por coalescencia de escudos volcánicos (Modificado de Rutten, 1964, en Macdonald, 1972).

— **Cuchillo**

Cresta afilada de lava ocasionada por el progreso de la erosión en los esqueletos de antiguas plataformas.

— **Mesa de lava**

Restos de erosión de forma tabular y superficie plana con pendientes escarpadas. Son de pequeña extensión y están construidas en su parte superior por una cubierta protectora de lava (Figura 46).

— **Meseta volcánica**

Depósitos volcánicos estratiformes (peperitas estratificadas, ignimbritas, peperinos, lavas, sill) disectados por la erosión lineal (por ejemplo, Meseta de Santa Rosa o Meseta de Monteverde, Costa Rica).



FIGURA 46. Mesa de lava sobre un depósito fluvial y un flujo de pómez basal. (Sandillal, cerca de Cañas, Costa Rica).

— **Planèze**

Los estratovolcanes, que por definición están compuestos de grandes coladas que alternan con rocas piroclásticas, poseen un sistema de drenaje radial, en el que las coladas forman la armazón y que los valles pueden disectar. Se trata de sectores de laderas preservadas temporalmente de la erosión por una simplificación del drenaje radial en estrella, producto de un mayor desarrollo de valles principales que capturan cuencas secundarias. Por ello, se pueden observar fragmentos de coladas atravesadas entre valles que se encajan, convirtiendo al estratovolcán en una especie de meseta radial suavemente inclinada. En sección horizontal ésta presenta una forma triangular con el vértice dirigido hacia la parte superior del edificio volcánico. En un sentido más amplio, se da esta denominación a las formas derivadas de una erosión diferencial al quedar protegidos determinados relieves por flujos posteriores de lava o de nubes ardientes, resultando el edificio volcánico disectado en bloques o mesetas de planta triangular. Las planèzes solo se forman netamente si la erosión está en un grado avanzado, pero no es raro que en un volcán joven se observen algunas entre los barrancos profundos (por ejemplo, vertientes septentrionales de los complejos volcánicos Barva, Zurquí e Irazú, así como la vertiente oriental del Volcán Arenal, Costa Rica).

— **Terraza volcánica**

Es una superficie plana que se puede localizar en las laderas internas de un cráter o caldera, a manera de escalones (por ejemplo, Volcán Rincón de la Vieja). En éstas últimas, su origen no es claro y podrían ser:

- a) Niveles inferiores de cráteres o calderas antiguas, parcialmente destruidos por una renovada actividad eruptiva, cada vez más profunda que sus precedentes (por ejemplo, playa Hermosa, Volcán Irazú, Costa Rica).

- b) Un manto volcánico subhorizontal, resistente a los agentes erosivos y gravitatorios (deslizamientos) y que ha sido expuesto por éstos. Este también sería el caso de algunas terrazas que se ubican en las laderas de un volcán. Serían restos de una planèze.
- c) Colapso gravitacional de un bloque (antiguo borde cratérico) hacia el interior de la depresión volcánica (por ejemplo, cráter principal del Volcán Poás, Costa Rica, Figura 47).
- ch) Combinación de los anteriores.

– **Valle en anfiteatro** (anfiteatro)

Valle o depresión de forma circular o elipsoidad con laderas más o menos escalonadas. En terrenos volcánicos, estas formas en general son producto de una intensa ero-



FIGURA 47. Cráter del Volcán Poás, con su domo intracraterico (a), terrazas internas (b) y la laguna termo-mineral (salmuera) que ocupa el intercráter activo (c).

sión facilitada por la alternancia de capas piroclásticas y lávicas con cierta pendiente, ya que las aguas superficiales se filtran a través de las coladas más permeables y se acumulan en los niveles piroclásticos, que al meteorizarse se comportan como lubricantes y provocan el deslizamiento de las rocas que se apoyan en ellos, favoreciendo así la erosión. También pueden ser depresiones cratéricas desportilladas, producto de explosivos laterales dirigidos, o una combinación de ambos (por ejemplo, cráter del derrumbe, Prusia, Volcán Irazú, Costa Rica).

2. RAICES DEL VULCANISMO: ESTRUCTURAS SUBVOLCANICAS Y PLUTONICAS

— *Aguja de erosión*

Se debe al hecho de que la toba coherente se modela en paredes verticales o bien, a la disposición de una chimenea en la que la erosión ha socavado la envoltura, caso de algunas peperitas masivas (brecha volcanosedimentaria, producto de la mezcla de lavas y de margas o fangos).

— *Batolito*

Masa de rocas plutónicas generalmente mayor de 100 km² en planta con un techo sumamente irregular a modo de domo, cuyo tamaño aumenta hacia abajo sin llegar a definirse un límite inferior; por tanto, carecen de evidencias de piso o base. Puede llegar a ser expuesto parcialmente por la erosión, ya que por lo general las rocas usualmente son más resistentes a la meteorización. Generalmente están colocados en zonas orogénicas y son paralelos y alargados en relación con los ejes tectónicos de los cinturones plegados (por ejemplo, batolitos de Guacimal y de Talamanca, Costa Rica).

- **Cuello volcánico** (pipas, espigón de lava, "chimenea", "chimenea intrusiva", "chimenea de explosión", "diatrema", "vulcanismo embrionario", "neck")

Chimenea volcánica rellena de rocas ígneas uni o polilitológicas (lavas, brechas, rocas alcalinas máficas o ultramáficas, bloques de naturaleza cualquiera, incluso sedimentarios). Según la proporción de la brecha sobre la lava así serán notables sus caracteres petrográficos tales como estratificación grosera, la cual predomina en los bordes y niveles superiores del cuello en donde suele contener rocas del zócalo o de las paredes (**brecha de fricción o brecha de "explosión interna"**). Las rocas de la chimenea suelen presentar también una diferente cristalización del centro hacia el borde (Figuras 48, 49 y 50). El término **cuello volcánico** hace referencia a la conexión entre las rocas volcánicas (extrusivas) y su fuente de alimentación, pero en algunas ocasiones estas estructuras corresponden con un vulcanismo abortado que no alcanzó la superficie. En el caso de alcanzarla, se muestra como un conducto volcánico ampliado en forma de embudo, que suele culminar en superficie como una pequeña depresión o **diatrema** (cráter de tipo **maar** o como un **anillo de cenizas**). Estas estructuras, groseramente cilíndricas, pueden ser expuestas por una intensa erosión diferencial de las rocas circundantes en las que ha intruido, mostrándose como cerros o torres aisladas de paredes escarpadas de hasta 650 m o más de altura sobre la planicie circundante o bien, pueden ser cupuliformes. En planta pueden mostrar un desarrollo circular (de unos pocos metros a 1,5 km de diámetro), oval y, en casos extremos, alargados por rellenar fracturas. Son comunes la disyunción columnar así como los diques radiales. El conducto magmático se aldelgaza en sus raíces, formando cuerpos elípticos o alargándose a semejanza de diques. A su vez, la brecha si está presente, suele ser intruida por un cuerpo de lava. La generación y sucesiva intrusión de la brecha no parece ser consecuencia

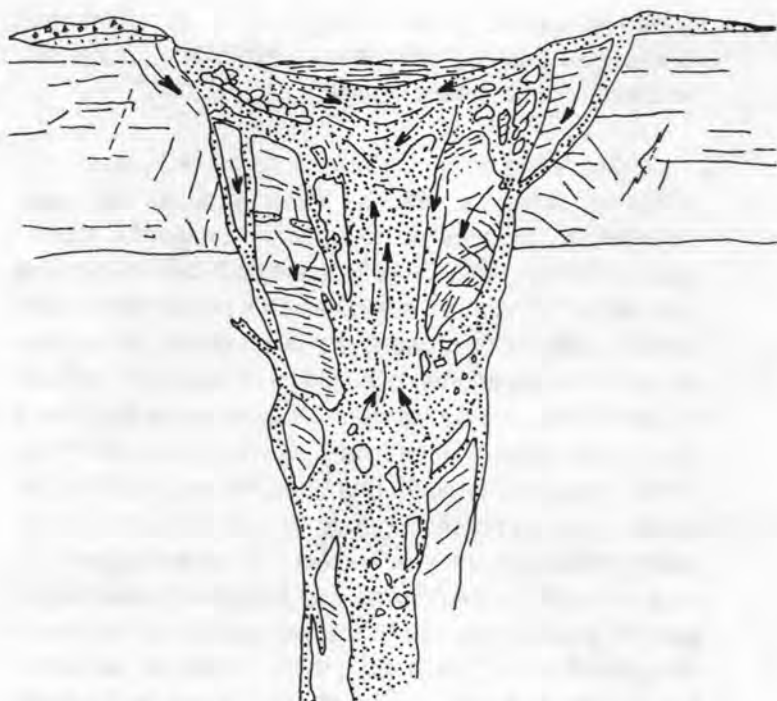


FIGURA 48. Sección vertical esquemática de un cuello volcánico (según Cloos, 1941, en Macdonald, 1972).

de fenómenos explosivos a distintos niveles en la columna magmática ascendente, que hayan producido una cavidad, la cual habría sido rellenada secundariamente. El mecanismo de emplazamiento parece más bien originarse a partir de una mezcla intrusiva de gran fluidez con capacidad de aumentar su volumen y romper bloques, desplazándose fácilmente, favorecida por planos de discontinuidad (fallas, fracturas o diaclasas) a través de los estratos sedimentarios. Fenómenos de subsidencia y consolidación pueden estar asociados con este proceso. Los términos **chimenea intrusiva**, **volcanismo embrionario** y **chimenea de explosión** son poco explícitos, pues este tipo de actividad ígnea, como ya se dijo, no alcanza siempre la superficie. Algunos autores asignan diferentes nombres a las formas



FIGURA 49. Diques, localmente fallados, en la garganta del Río Desagüe, vertiente oeste del Volcán Poás.

previamente descritas, según su litología y su grado de explosión superficial, presentándose el mayor problema cuando, bajo un mismo nombre, se designan dos cosas distintas o cuando se entremezclan formas y caracteres geomórficos y petrológicos diferentes. Una descripción detallada de la forma, estructura y litología sería lo deseable. En términos generales se designa **espigón** a un cerro alto, pelado y puntiagudo o una apófisis larga y suave de una montaña que se desvanece en el valle o en la llanura. Se utiliza el nombre **espigón de lava** para chimeneas de lava compacta denudadas por la erosión y cuando son puntiagudas se pueden llamar **agujas**, **agujas de lava** o **pitones**; si están constituidas principalmente por brechas se les denomina **pipa**. En ocasiones, se dificulta reconocer un **criptodomo**, una vez erosionada su escasa cobertura; por lo tanto, se le puede denominar bajo el término **espigón de lava**. El nombre final de la forma quedará a criterio del investigador.

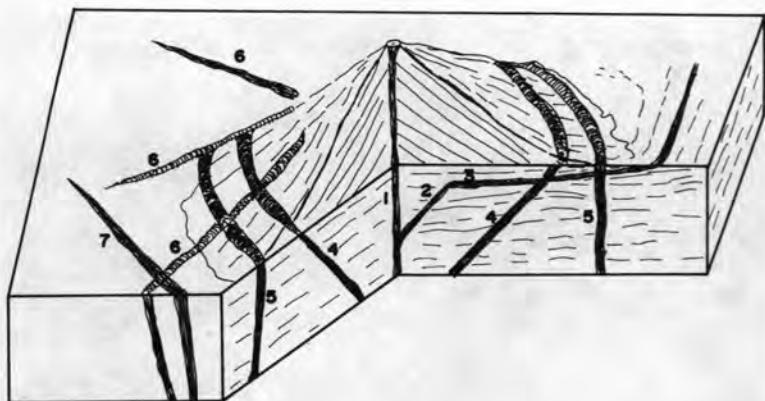


FIGURA 50. Esquema de un sistema filoniano en un volcán.
1. Chimenea, 2. Dique, 3. Sill, 4. Dique cónico, 5. Dique circular, 6. Dique radial y 7. Dique oblicuo o periférico.

— **Diapiro magmático**

Pequeña intrusión en forma de gota invertida que está en concordancia con las rocas encajantes en el techo y es secante en su profundidad. Al presentarse desnuda por erosión únicamente su parte superior, es común confundir al diapiro magmático con un lacolito.

— **Dique**

Geológicamente un dique es una intrusión fisural de forma tabular que corta discordantemente una estructura. Su espesor es relativamente pequeño (desde algunos milímetros hasta cientos de metros) y su longitud relativamente considerable (hasta varios cientos de kilómetros). Los diques forman con frecuencia grupos, sistemas de haces (Figuras 49, 50 y 51). Por ejemplo, alrededor de los centros volcánicos o troncos magmáticos se observan sistemas de diques radiales que, algunas veces, con su penetración, alzaron y estiraron las rocas suprayacentes. Morfológica-

mente, un dique con posición vertical puede expresarse, después de haber sido descubierto por la erosión diferencial, como un muro, cresta o sierra de lava si es más resistente que la roca encajante, o en valles (algunos muy estrechos) si lo es menos. Si la lava ascendió a diferentes niveles en la fractura, según las resistencias halladas, después de ser desgastado por la erosión, el aspecto del muro puede ser irregular. La excavación más o menos intensa puede ser otra fuente de expresión morfológica de los diques, que estarán diferencialmente hundidos en las rocas encajantes. Por otro lado, la sección horizontal es a veces sinuosa, pudiendo la lava apartarse de la fractura al menos en las rocas deleznales. Los diques, y en general otras formas ígneas, pueden presentar una cobertura vegetal densa o dispersa, según las características químicas de la roca, por lo cual se puede distinguir con relativa facilidad con respecto a la roca caja, en especial en regiones desérticas. Existen todos los tipos de transición entre los **espi-gones** y los **diques**, dando formas de salientes de sección elíptica más o menos alargada.

— **Dique anular** (dique circular)

Idealmente, un dique anular o circular constituye un anillo cerrado, pero muchos de ellos son ovalados o arqueados, no llegan a cerrarse completamente y forman parte de una serie concéntrica de intrusiones en un complejo central. La mayoría de estos diques en planta son más bien elípticos que circulares y presentan contornos poligonales. No obstante, la forma circular, con un diámetro variable entre 300 m y 24 km (7 km como promedio), es la que predomina en rocas homogéneas que no estuvieron sujetas a esfuerzos regionales contemporáneos o posteriores. Muy a menudo estos diques están asociados con calderas de hundimiento y se disponen periféricamente a las mismas e inclinados hacia el exterior en forma subvertical. Su origen se explica porque el magma se abre camino hacia arriba y es capaz de empujar una sección cilíndrica de la corteza generando frac-

turas circulares. Así, cuando el bloque tronco-cónico superior ha sido aislado por las fracturas dentro de la cámara magmática puede generarse una caldera de hundimiento (**cauldión subsidente**) y el magma intruye a lo largo de las fracturas. El mecanismo por el cual se forman estos diques anulares se llama **hundimiento en caldera**. Estos diques poseen generalmente espesores del orden de centenares de metros (300 m es el espesor medio y 4 300 m el máximo medido) y están compuestos de rocas plutónicas e hipoabisales características de las semiprofundidades, algunos de los cuales han llegado hasta la superficie alimentando potentes secuencias de lava (Figura 50).

— **Dique cónico**

Fracturas rellenas de magma en forma de cono, cuyo vértice se encuentra hacia la cámara magmática (cono invertido); ninguno de los diques rodea completamente el área. Los diques del orden de un metro de espesor buzan hacia el interior en dirección de un foco común situado a una profundidad de hasta 4 ó 5 km. Su buzamiento medio es de 45°, pero los más cercanos al centro tienen inclinaciones mucho mayores (hasta de 70°), mientras que las inclinaciones de los más alejados del centro son menores (de 10-20°). El área central no posee estructuras cónicas y existen igualmente para ellas un límite externo bien definido (Figura 50).

— **Dique radial** (dique irradiante, haces de diques radiales)

Diques que presentan generalmente una disposición radial y están centrados en una chimenea volcánica o en la vecindad de un stock. En aquellas áreas de geología local compleja, la disposición radial puede modificarse. Se originan probablemente por una domificación resultante de la presión magmática, que da lugar a grietas de tensión (Figura 50).

- **Domo de exfoliación** (domo de descompresión, pan de azúcar)

Masa rocosa denudada que ha sufrido el proceso de descompresión, adquiriendo en superficie una forma más o menos redondeada o cómica. Esta pérdida de presión ocasiona que la roca se descompresione (se expanda hacia arriba) desarrollándose líneas de fracturas que delimitarán las lajas más o menos paralelas a la superficie del terreno y que se desprenderán más tarde. El espesor de estas lajas es variado, pudiendo ser de unos centímetros a más de un metro.

- **Lacolito**

Cuerpo intrusivo de forma semi-lenticular concordante con las rocas entre las que está encajado y que deformó y levantó las capas suprayacentes dándoles forma de cúpula o domo. En planta, el lacolito tiene forma redondeada, elíptica o irregular y su diámetro se mide en kilómetros o varias decenas de kilómetros. Cuando aflora, las rocas encajantes presentan buzamientos periclinales en torno al macizo plutónico. (Figura 51b).

- **Macizo**

Término usado en geografía para designar áreas montañosas que han sido parcialmente erosionadas y se presentan como prominencias. También se denominan así las montañas constituidas por rocas antiguas, rígidas, frente a plegamientos jóvenes o bien, a bloques de montañas cuando son más anchas que largas. No obstante, dicho término debe reservarse para grandes masas de rocas ígneas o metamórficas que abarcan áreas relativamente extensas.

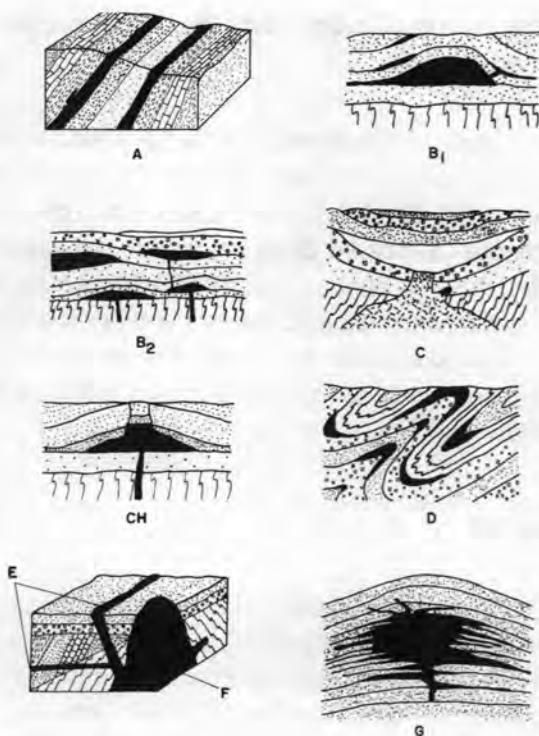


FIGURA 51. Representación esquemática de las diferentes formas de intrusiones subterráneas (basado en Aubouin *et al.*, 1975). A: sill o filón-capa tabular; B: lacolito de contorno circular o elíptico y sección lenticular de plano convexo (B₁) o biconvexo (B₂); C: lapolito de gran tamaño con forma de lentejón bicóncavo; CH: bismalito o lacolito en el que una parte del techo está forzada hacia arriba; D: facolito o yacimiento en los ejes anticlinales y sinclinales; E: dique, tabular y secante; F: neck, de sección circular. Los conolitos son una especie de necks, pero de contornos irregulares; G: lacolito en cedro, frecuente en los complejos de ofiolitas donde los sills, cada vez menos potentes hacia arriba, se introducen en los sedimentos cada vez más ricos en agua. Los sills inferiores, medios y superiores tienen bordes respectivamente cristalinós, vítreos y en "pillow-lava", en este último caso asociados a salidas efusivas. Estas variaciones van acompañadas de una retención de los gases en profundidad, mientras que, al subir, las explosiones se hacen cada vez más violentas y provocan una brechificación de los hastiales.

- **Manto Interestratificado** (sill, filón-capa, manto intrusivo)

Cuerpo magmático tabular, de varios centímetros hasta cientos de metros de espesor, que se introdujo a lo largo de las superficies de estratificación de las rocas sedimentarias o volcánicas o a través de la foliación de las rocas metamórficas. La erosión en los bordes de estas rocas hipobasales, según su dureza y la de la roca caja, así como su ángulo de buzamiento, puede formar relieves positivos y negativos (Figuras 50 y 51a).

- **Relicto volcánico**

Se denomina así aquel relieve que es el remanente erosional de un cono volcánico, o bien, a un cerro o edificio volcánico antiguo en el cual los agentes erosivos, procesos hidrotermales y tectonismo, son factores que, en mayor o menor grado, han borrado o dificultan la observación de las características morfológicas y geológicas de un cono volcánico. Esta denominación es también apropiada cuando, por las anteriores circunstancias, en el caso de un remanente erosional, no se logre discernir si se trata de una **aguja**, **pipa** o de un **cuello volcánico** (por ejemplo, cerros Pelón, Mondongo, Tinajita, Pelado, Espíritu Santo, Costa Rica, etc.; Figura 52 a y b).

- **Stock** (conolito)

Sustantivo colectivo que reúne un grupo de intrusiones de diferente morfología y dimensión, tales como troncos o columnas y sus variedades. En términos generales, se trata de un cuerpo intrusivo, cuya extensión geográfica está por debajo de los 100 km² (por ejemplo, stocks de los cerros de Escazú, Costa Rica).

— **Subvolcán**

Cuando el magma se solidifica en zonas de la corteza terrestre, como en el interior de un aparato volcánico, puede adoptar las formas más diversas, introduciéndose en rocas porosas y desplazando a los materiales rocosos, para formar cuerpos lenticulares (por ejemplo, lacolitos). Al solidificarse a mayores profundidades se originan cuerpos plutónicos. Los subvolcanes forman la transición entre los criptodomas y los plutones (por ejemplo, Cerro Jaboncillo en el Cerro de la Muerte, Costa Rica).

— **Volcán escocés**

Volcán en el que la erosión está suficientemente avanzada para que solo aparezcan las partes inferiores del



FIGURA 52a. Cerro Pelado ubicado cerca de Cañas (Costa Rica). Consiste de un antiguo foco volcánico con fuerte alteración hidrotermal (silicificación). Posiblemente está circundado por un antiguo borde caldérico del Terciario.



FIGURA 52 b. Cerro Espíritu Santo, cerca de Naranjo, Costa Rica. Se trata de un posible foco volcánico en el borde de una serie de cerros (al fondo), que conforman una antigua caldera, dentro de la cual se aloja la ciudad de Palmares.

edificio, las cuales tienen un buzamiento determinado por la subsidencia del centro. Las coladas inferiores quedan al descubierto, tectónicamente basculadas (o aún plegadas) hacia el centro eruptivo, por el fenómeno de subsidencia o hundimiento generalizado de la lava, mientras que originalmente se inclinaban hacia la periferia. Esta subsidencia puede haber afectado una superficie mayor o menor a veces limitándose al centro del antiguo volcán o bien, a todo el edificio. La alternancia de coladas resistentes y de capas de piroclastos permite el modelado de cuestas con el frente (**escarpe de cuesta**) dirigido hacia el exterior, y el reverso (**planèze**) inclinándose hacia el centro del volcán. Estas estructuras pueden complicarse por inyecciones de basalto en forma de diques cónicos e intrusiones hipoabisales irregulares (por ejemplo, diques, pequeños stocks, etc.) (Figura 53).



FIGURA 53. Bloque diagrama esquemático del volcán escocés (basado en Derruau, 1956). 1. Roca hipoabisal cristalina intermedia; 2. basalto; 3. basaltos tardíos formando espigones y un dique circular.

E. FORMAS DE ORIGEN DIVERSO

– **Criptovolcán** (estructura criptovolcánica)

Estructura supuestamente relacionada con vulcanismo pero en la cual se observa poca o ninguna evidencia de rocas predominantemente sedimentarias o metamórficas, intensamente deformadas, en las cuales un sollevamiento central, elevado entre 100 y 400 m, está rodeado por una depresión "caldérica" más o menos circular, de 1,5 a 24 km de diámetro y de 60 a 500 m de profundidad. Estas calderas están ubicadas en regiones no volcánicas y ningún resto de material volcánico ha sido asociado a ellas. Son comunes las fallas periféricas, radiales e irregulares. El origen de estas estructuras es desconocido; puede ser el resultado de explosiones volcánicas muy profundas causadas por la liberación súbita de gases, por intrusiones de sal (domo salino) o por el impacto de un meteorito. Si un aerolito alcanza la superficie de la tierra, el choque formará un cráter. Sin embargo, a una profundidad de algunos centenares de metros, las rocas serían primero comprimidas elásticamente formando una cuenca y luego rebotarían produciendo un "domo" central. En consecuencia, la forma

final sería la de una depresión con un área central levantada. Algunos textos confunden el término **criptovolcán** con el **criptodomo** o con el de **subvolcán**.

— **Lago volcánico**

Masa de agua permanente, relativamente extensa y más o menos profunda, depositada en cráteres (lago craté-rico, lago de cráter), calderas (lago caldérico) o en depresiones volcano-tectónicas. Algunos de estos lagos se han formado al embalsarse las aguas superficiales como consecuencia de la formación de edificios volcánicos que lo rodean, o por el represamiento ocasionado por flujos volcánicos.

— **Malpaís** (mal país)

Término castellano de **aa**. Se denomina a un territorio cubierto de lavas aa, en el cual se dificulta el tránsito y todo género de vida (por ejemplo, campo de lavas del Arenal). Similarmente, este término se aplica a regiones en donde los efectos volcánicos pueden cubrir miles de kilómetros cuadrados de cenizas y tobas; estas unidades son muy erosionables y forman una topografía de tierras malas, con gran variedad de formas de relieve (por ejemplo, los llanos de ignimbritas de Guanacaste; localmente en las laderas de los volcanes Poás, Arenal y Rincón de la Vieja, Costa Rica).

— **Monte submarino** (monte de mar, promontorio submarino, seamount)

Montes submarinos que se elevan de menos de 1 000 a 5 000 m sobre el fondo oceánico y presentan cum-bres que se sitúan a ras del agua hasta 2 100 m de profun-didad. Pueden presentarse aislados, agrupados o ali-

neados. Algunos son escudos volcánicos, picos volcánicos (**pitón**) o volcanes truncados (**guyot**); otros son montañas de origen tectónico o magmático (**diapiros salinos, anticlinales, lacolitos**). Sus pendientes varían entre 5 y 40°. En planta su forma es cercanamente circular, ovoide o lobulada. Algunos de ellos presentan un cráter de paredes empinadas, con un diámetro de 300 ó 900 m y una profundidad de hasta 180 m, algunos poseen un piso llano probablemente por inundaciones de la lava (**lagos de lava**).

— **Valle intermontano** (valle intercolinar)

Depresión en forma de artesa originada al concentrarse o renovarse la actividad eruptiva en dos puntos de una cordillera volcánica, en la cual los materiales eruptados, principalmente las lavas, se acumulan en dos edificios, perpendiculares a la cresta, y quedan separados por una depresión o valle (por ejemplo, valle de Bajos del Toro y de Bijagua en Costa Rica).

INDICE

A

- aa, 151
- (ah-ah), 94
- abanico de deyección de
 piroclastos, 125
- abanico de deyección volcánico
 fluvio-glaciár, 126
- abombamiento agrietado, 103
- ácidas, 23
- aglomerado, 26
- aguja, 78, 102, 140
- aguja de erosión, 137
- aguja de lava, 78, 140
- aguja de extrusión, 78
- altiplano de lava, 132
- ampolla de hielo y piroclastos, 121
- ampolla de lava, 99
- anfiteatro, 137
- anillo de cenizas, 72
- anillo de tobas, 72
- aparato volcánico, 69
- arco de islas, 127

B

- basaltos de las mesetas, 131
- básicas, 23

batolito, 137
bismalito, 144
bloques, 25
bombas, 25
brecha de desmenuzamiento, 77
brecha de fricción, 26, 138
brecha volcánica, 26

C

cadena volcánica, 128
caldera, 112
caldera de colapso, 114
caldera de erosión, 114
caldera de explosión, 114
caldera de hundimiento, 114
caldera de subsidencia, 114
caldera resurgente, 116
campo de avalanchas piroclásticas, 109
campo de bolas de acreción, 110
campo de domos, 111
campo de flujos de cenizas, 131
campo de hornitos, 111
campo de ignimbrita, 131
campo de lavas, 111
campo de piroclastos, 111
campo de volcanes, 112
campo volcánico, 109
cauldión, 116
cauldión resurgente, 116
cauldión subsidente, 143
caverna de hielo, 123
ceniza, 24
cilindro de extrusión, 80
colada de lava, 91
colada de obsidiana, 94
colada de valle, 94

colada estratiforme, 131
colada excéntrica, 94
colada fangosa, 126
colada filiforme, 94
colada intracratérica, 94
colada subterminal, 94
colada terminal, 94
colina de presión, 99
complejo volcano-peleano, 128
concordantes, 20
cono, 69
cono aglutinado, 75
cono basáltico, 84
cono complejo, 84
cono compuesto, 84
cono de barro, 125
cono de cenizas y salpicaduras, 74
cono de erupción, 69
cono de hialoclastitas, 74
cono de lava, 84
cono de piroclastos, 70
cono de salpicaduras de lava, 75
cono desportillado, 87, 106
cono en herradura, 88
cono estratificado, 84
cono fluvio-volcánico de
 deyección de origen glacial, 126
cono islándico, 84
cono litoral, 101
cono mixto, 84
cono parásito, 90
cono piroclástico, 70
cono satélite, lateral, adventicio
 o secundario, 90
cono truncado, 91
cono volcánico, 69
cono-domo, 80

conolito, 147
conos adosados, 91
conos encajados, 88
conos gemelos, 90
conos pegados, 91
cordillera volcánica, 128
corriente de lodo, 27, 126
coulée, 80
coulée de obsidiana, 94
cráter adventicio, 108
cráter angosto, 105
cráter de colapso, 106
cráter de explosión, 105
cráter de hundimiento, 106
cráter de impacto, 106
cráter de subsidencia, 106
cráter degollado, 106
cráter desportillado, 106
cráter embutido, 105
cráter en herradura, 106
cráter en hoyo, 106
cráter en hoyo de lava, 106
cráter lago, 107
cráter lateral, 108
cráter parásito, 108
cráter principal, 108
cráter satélite, 108
cráter secundario, 108
cráter volcánico, 104
cresta, 128
cresta dentada, 123
cresta volcánica asísmica, 128
criptodomo, 80, 140
criptovolcán, 150
cuchillo, 134
cuello volcánico, 138
cueva de lava, 98

cúmulo-domo, 75
cúmulovolcán, 129
cúpula de flujo, 80
cúpula volcánica, 75

CH

chimenea, 138
chimenea de explosión, 138
chimenea intrusiva, 138

D

depósito de lahar, 126
depresión de hundimiento, 108
depresión tectono-
 volcánica, 112
depresión volcano-tectónica, 118
depresión volcano-tectónica
 resurgente, 118, 120
derrame de lava, 91
diapiro magmático, 140
diatrema, 138
dique, 141, 144
dique anular, 143
dique circular, 143
dique cónico, 143
dique irradiante, 145
dique radial, 145
discordantes, 21
domo, 75
domo de colada pastosa, 80
domo de descompresión, 145
domo de exfoliación, 145
domo de extrusión, 75
domo de intrusión, 80

domo de lava, 75
domo de presión, 101, 103
domo endógeno, 77
domo exógeno, 75, 77
domo exógeno de lava, 83
domo hawaiano, 83
domo intrusivo, 80
domo peleano, 75
domo salino, 150
domo sin raíces, 102
domo volcánico, 75
domo-colada, 80
domos basálticos, 83
dorsal asísmica, 128
dorsal oceánica, 35, 130
dorsal principal, 130
dorsal secundaria, 130

E

edificio volcánico, 69
escarpe de cuesta, 149
escudo galapagueño,
escudo hawaiano, 83
escudo islándico, 84
escudo volcánico,
espigón, 140
espigón de lava, 138, 140
espina, 78
estalafitos, 99
estratovolcán, 84
estructura criptovolcánica, 150
estructuras hipovolcánicas, 18
estructuras subvolcánicas, 18
estructuras tectovolcánicas, 112
estrumescencia, 102
extrusión en bulbo, 75

F

facies volcánicas, 42
facolito, 144
fallas de transformación, 130
félsicas, 23
filón-capa, 144, 146
fisura de encogimiento, 98
flujo de detritos, 26
flujo lávico, 91
fosa tectono-volcánica, 118
frente de lava, 98

G

graben volcánico, 120
gran caldera resurgente, 118, 120
grieta de retrodrenaje, 108
gruta de hielo, 123
gruta volcánica, 98
guyot, 85

H

haces de diques radiales, 145
hornito, 102
horst volcano-tectónico, 121
hot spot, 37
hoyo de explosión, 86
hoyo volcánico, 106

I

ignimbrita, 27
intumescencia, 103
inversión del relieve, 18
isla volcánica, 131

J

jameo, 108

L

lacolito, 144, 145

lacolito en cedro, 144

lago caldérico, 150

lago cráterico, 107, 150

lago de lava, 98

lago volcánico, 150

lágrimas de Pelé

lahar, 27, 126

lajial, 96

lapilli, 25

lapolito, 144

lava, 22

lava aa, 94

lava afrolítica, 96

lava cordada, 96

lava de bloques, 96

lava de mesetas, 131

lava en almohadilla, 195

lava en bloques, 96

lava en cojín, 95

lava en tirabuzones, 96

lava en tripas, 96

lava escoriácea, 96

lava pahoehoe, 96

lava rugosa, 96

línea caliente, 38

loma de presión, 101

M

maar, 86

mazizo, 146

máficas, 23
 magma, 17
 mal país, 151
 malpaís, 151
 manto interestratificado, 146
 manto intrusivo, 146
 margen continental, 35
 mesa de lava, 134
 meseta de lava o basáltica, 131
 meseta volcánica, 134
 microespinas, 102
 montaña tabular, 123
 monte de mar, 151
 monte submarino, 151
 mud-flow, 126
 muralla de salpicaduras, 75

N

neck, 138, 144

O

oleada piroclástica, 27

P

pan de azúcar, 145
 pilar volcano-tectónico, 121
 pillow-lava, 95
 pipas, 138, 140
 pisolitas, 25
 pitón belonita, 78
 pitones, 140
 planèze, 135
 planicie de ignimbrita, 131
 plataforma de ignimbrita, 131

plataforma de lava, 131
plataforma, llanura, plano o
 inundación basáltica o de
 lava, 131
plateau, 131
plateau ignimbrítico, 131
polvo volcánico, 24
promontorio submarino, 151
punto caliente, 37

R

relicto volcánico, 146
rift, 120
rift valley, 120
rocas hipoabisales, 17
rocas hipovolcánicas, 17
rocas intrusivas, 17
rocas periplutónicas, 17
rocas piroclásticas, 17, 24
rocas plutónicas, 17, 20
rocas subvolcánicas, 17
rocas volcánicas, 22
roque, 78

S

seamount, 151
sector graben, 121
serranía asísmica, 128
sill, 144, 146
stock, 147
subvolcán, 148
surge, 27

T

tectónica de placas, 31
terrazza volcánica, 135

terraza y conos de sinter silíceo y
de travertino, 124
toba, 25
toba soldada, 27
toloide,
topografía de hummocky, 110
topografía en jamón, 110
trap, 131
trapp, 131
tubo de lava, 99
túmulo, 101, 103
túmulus, 103
túnel de lava, 99
túnel volcánico, 99
tuyas, 123

V

valle en anfiteatro, 137
valle intercolinar, 152
valle intermontano, 152
volcán, 70
volcán complejo, 84
volcán compuesto, 84
volcán de gas, 86
volcán de ignimbrita, 87
volcán de lava, 83
volcán de lava fisural,
volcán embrionario, 86
volcán escocés, 149
volcán estratificado, 84
volcán mixto, 84
volcán tabular en escudo,
volcán-escudo,
volcancito de barro, 125
volcanes gemelos, 90
vulcanismo embrionario, 138

Z

- zonas de compresión, 33
- zonas de convergencia, 33
- zonas de dispersión, 33
- zonas de expansión, 33
- zonas de extensión, 33
- zonas deprimidas de hundimiento, 106

LITERATURA CITADA

- Adams, S.P. y Wyckoff, J., 1971. **Corteza terrestre**. -160 págs.; Ed. Daimon; Barcelona.
- Alvarado, A., 1980. **El origen de los suelos**. -iii+74 págs.; Escuela de Fitotecnia, Universidad de Costa Rica; San José.
- Alvarado, G. E., 1984. **Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica**. -xii+183 págs.; Tesis de Licenciatura, Esc. Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica; San José.
- Alvarado, G. E., 1989. **Los volcanes de Costa Rica**. EUNED, San José.
- Alvarado, G. E., y Paniagua, S., 1987. *La catástrofe del Nevado del Ruiz (1985), Colombia. Una perspectiva hacia la realidad volcánica en Costa Rica*. **Tecnología en Marcha** 9(1): 39-55; Cartago, Costa Rica.
- Alvarado, G. E.; Barquero, R.; Boschini, I.; Chiesa, S. y Carr. M.J., 1986. *Relación entre la neotectónica y el vulcanismo en Costa Rica*. -Rev. CIAF, 11 (1-3): 246-264.
- Araña, V. y López, J., 1974. **Volcanismo, dinámica y petrología de sus productos**. 481 págs.; Ed. Istmo; Madrid.
- Araña, V. y Ortiz R., 1984. **Vulcanología**. -xv+510 págs., Ed. Rueda, Madrid.
- Astier, J.L., 1975. **Geofísica aplicada a la hidrogeología**. 344 págs.; Ed. Paraninfo; Madrid (Trad. española).

- Aubouin, J.; Brouse, R. y Lehmann, J.P., 1975a. **Précis de Géologie T.1. Péetrologie**. Trad. española. **Tratado de Geología, T. 1 Petrología**. xxxi+602 págs.; Ed. Omega, Barcelona, 1981.
- Aubouin, J.; Brouse, R. y Lehmann, J.P., 1975b. **Précis de Géologie. T.3. Tectonique, Tectonophysique, Morphologie**. Trad. española: **Tratado de Geología, T.3. Tectónica, tectonofísica, morfología**. xxv+642 págs., Ed. Omega, Barcelona, 1980.
- Bayly, B., 1968. **Introduction to petrology**. Trad. española: **Introducción a la petrología** (2da. ed.). 437 págs.; Ed. Paraninfo; Madrid, 1982.
- Belousov, V.V., 1974. **Geología estructural**. Trad. española. 300 págs.; Ed. Mir. Moscú.
- Billings, M. P., 1954. **Structural geology**. Trad. española: **Geología estructural**. xiv+563 págs.; Biblioteca de Universitario; Buenos Aires, 1972.
- Borgia, A., 1988. **Physical aspects of eruption at Arenal and Poas volcanoes, Costa Rica**. -233 págs. Tesis doctoral, Univ. Princeton.
- Borgia, A.; Linneman, S.; Spencer, D.; Morales. L.D. y Brenes, J., 1983. *Dynamics of lava flow fronts, Arenal volcano, Costa Rica*. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 19: 303-329.
- Borgia, A.; Poor, C.; Carr, M.J.; Melson, W.G.; Alvarado G.E., 1988. *Stratigraphic, structural and petrological aspects of Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: evolution of a young stratovolcanic complex*. -**Bull of Volcanolog.**, 50: 86-105.
- Castillo, R., 1973. **Morfología continental y submarina de la tierra**. iii+104 págs. Esc. Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica; San José.
- Demek, J.; Embleton, C.; Gellert, J.F. y Verstappen, H. Th., 1972. **Manual of detailed geomorphological mapping**. 297 págs.; Inst. Geogr. Union, Com. en Geomorph. Surv. and Mapping; Prague.

- Derruau, M., 1974. **Précis de géomorphologie**. Trad. española: **Geomorfología** (2da. ed.). -528 págs.; Ed. Ariel; Barcelona, 1978.
- Fraser, R., 1964. **The habitable Earth**. Trad. española : **La tierra, el mar y la atmósfera (Iniciación a la geofísica)**. -160 págs., Ed. Oikos-tau, Barcelona, 1965.
- Hall, M. L., 1977. **El volcanismo en el Ecuador**. 120 págs.; Biblioteca Ecuador; Quito.
- Heiken, G.H., 1971. *Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, South-Central Oregon.*- **J. Geophys. Res.**, 76 (23): 5615-5626.
- Herder Lexikon: **Geologie und Mineralogie.**, 1972. Trad. española: **Diccionario Ríoduero: geología y mineralogía**. -239 págs.; Edic. Ríoduero; Madrid, 1974 (edición adaptada y ampliada por J. Sagredo).
- Hills, E. S., 1963. **Elements of structural geology**. Trad. española: **Elementos de geología estructural**. -576 págs.; Ed Ariel; Barcelona, 1977.
- Holmes, A. 1965. **Principles of Physical Geology**. (2da ed.) Trad. española: **Geología física** (7a. ed.). -ix+512 págs., Ed. Omega; Barcelona, 1973.
- Jamet, J., 1975. **Petrografía Rocas Igneas**. -xii+122 págs.; Esc. Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica; San José.
- Kassem, T. 1968: *Guías para identificar rocas ígneas y metamórficas a partir de fotografías aéreas en la mitad norte de la Cordillera Central*. -**Bol. Geol.**, 17, (1-3): 5-112; Bogotá.
- Kussmaul, S., 1980. **Petrografía Rocas Igneas (G-0327)**. -v+112 págs., Esc. Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica; San José.

- Lambert, M.B., 1978. **Volcanoes**. -64 págs., Univ. of Washington Press Seattle and London; Washington.
- Lamey, C.A., 1966. **Metallic and Industrial Mineral Deposits**. -viii+567 págs.; McGraw-Hill. E.U.A.
- Leet, L.D. y Judson, S., 1965. **Physical Geology**. -Trad. española: **Fundamentos de Geología Física** (2da. reimpresión de la 1era. edición de 1968). -455 págs.; Ed. Limusa, México, 1975.
- Lipman, P.W. y Mullineaux, D.R., 1981. **The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington**. -xxvii+844 págs; Geol. Surv. Prof. Pág. 1250.
- Macdonald, G.A., 1972. **Volcanoes**. -xii+510 págs., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs; New Jersey.
- Machado, F., 1965. **Elementos de Vulcanología**. -138 págs.; Estudos, ensaios e documentos No. 119, Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa.
- Madrigal, R., 1975. **Principios de fotogeología (G-0020)**. -vi+144 págs; Esc. Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica; San José.
- Madrigal, R., 1977. **Geomorfología (G316)** (4a.ed.). -238 págs.; Esc. Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica; San José.
- Mélendez, B. y Fuster, J., 1978. **Geología** (4a.ed.). -912 págs.; Ed. Paraninfo, Madrid.
- Ortiz, A.P., 1986. **La erosión. -Colombia, sus gentes y regiones**, Inst. Geogr. Agustín Codazzi; set. 1986; 3: 16-37; Bogotá.
- Paniagua, S. y Soto, G., 1986. **Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la Cordillera Central de Costa Rica, América Central. Cienc. y Tecnol.** 10 (2): 49-72; San José.

- Pomerol, Ch. y Fouet, R., 1952. **Les roches éruptives**. –Trad. española: **Las rocas eruptivas** (3a. ed.). –64 págs.; Buenos Aires, 1974.
- Rittmann, A., 1960. **Vulkane un ihre Tätigkeit** (2a. ed.). –Trad. francesa: **Les volcans et leur activité**. –461 págs., Masson., París, 1963 (edición a partir del original, entablada, introducida y un tanto ampliada por H. Tazzieff).
- Romero, C.; Quiranes, F. y Martínez de Pison, E., 1986. **Los volcanes. Guía física de España 1**. –256 págs.; Alianza Ed.; Madrid.
- Rothe, J.P., 1946. **Séismes et Volcans**. –Trad. española: **Sismos y volcanes**. –120 págs.; Ed. Oikos-Tau, Barcelona, 1972.
- Serfaty, A., 1971. **Caracterización física y química de dos suelos derivados de cenizas volcánicas en Costa Rica**. – Universidad de Costa Rica; San José.
- Sillitoe, R.H. y Bonham, H.F., 1984. *Volcanic landforms and ore deposits*. –**Econ. Geol.**, 79: 1286–1298.
- Simkin, T.; Siebert, L.; McClelland, L.; Bridge, D.; Newhall, C. y Latter, J. H., 1981. **Volcanoes of The World**. –233 págs.; Hutchinson Ross Publ. Company, Smithsonian Institution.
- Smith, R. L. y Bailey, R. A., 1968. *Resurgent cauldrons*. **Geol. Soc. Amer. Mem.** 116: 613-662.
- Soley, J.A., 1966. **Efectos de la ceniza volcánica sobre suelos y subsuelos ácidos**. –76 págs.; Universidad de Costa Rica; San José.
- Soto, C., 1965. **Vocabulario geomorfológico**. –203 págs.; Inst. de Geografía de la U.N.A.M.; México.
- Tazieff, H., 1972. **Les volcans et la dérive des continents**. –Trad. española: **Los volcanes y la deriva de los continentes**. –126 págs.; Ed. Labor, Barcelona, 1974.

- Tilling, R. I., 1982. **Volcanoes**. —45 págs.; U.S. Geological Surv; E.U.A.
- Thornbury, W. D., 1985. **Principles of geomorphologie**. —Trad. española: **Principios de Geomorfología** (4ta. reimpresión de la 1era ed. de 1954). —xxi+627 págs.; Ed. Kapeluz, Buenos Aires, 1960.
- Tyrrel, G.W., 1929. **The principles of Petrology** (2da. ed.). —Trad. española: **Principios de petrología** (7ma. impresión). —369 págs.; Compañía Editorial Continental, México, 1981.
- UNDRO-UNESCO, 1985. **Volcanic emergency management**. —x+86 págs; United Nations; New York.
- U.S. Geological Survey, 1972. **The atlas of volcanic phenomena**. —20 láminas ilustradas compiladas para uso del Smithsonian Institution y publicadas en español por el Inst. Panamericano de Geografía e Historia.
- Van Theurnout, F., 1987. *Marco geológico para la búsqueda de sulfuros masivos en el Ecuador*. —**Rev. Politécnica**, Monografía de Geología 5, XII, (2): 95-111; Quito, Ecuador.
- Verstappen, H. Th., 1964. **Manual de foto-interpretación**. —53 págs.; ITC, T. VII, Cap. VII. 1 (Fasc. I); Holanda.
- Viers, G., 1967. **Eléments de géomorphologie**. —Trad. española: **Geomorfología**. —320 págs.; Ed. Oikos-Tau, Barcelona, 1974.
- Villari, L., 1980. **The aeolian islands. An active volcanic arc in the Mediterranean Sea**. —193 págs.; vol. XXXVI, Fasc.1., Milano, Italia.
- Wegener, A., 1915. **Die Entstehung der Kontinente and Ozeane**. —Trad. española: **El Origen de los continentes y océanos**. —230 págs.; Ed. Pirámide., Madrid, 1983 (edición a partir del original, entablada, introducida y un tanto ampliada por F. Anguita y J. C. Herguera).

Wilde, S.A. **Forest soils.** – 537 págs.; The Ronald Press, New York.

Williams H. y McBirney, A.R., 1979. **Volcanology.** –397 págs.; Freeman, Cooper.; San Francisco.

Wilson, T., 1973. *Mantle plumes and plate motion.* –**Tectonophys.** 19: 149-164.

La edición de esta obra fue aprobada por el
Consejo Editorial de la Editorial Tecnológica de
Costa Rica en su sesión número 172.

Dirigió la edición: Mario Castillo M.

Edición técnica: Paulina Retana A.

Diseño de cubierta: Mario Cascante S.

Fotografía de cubierta: Mario Villalobos

La Geomorfología es la ciencia que estudia las formas del terreno y las describe, buscando reconstruir los procesos y etapas que contribuyeron a su formación y tratando de averiguar el tipo de rocas que las constituyen.

LOS RELIEVES DE LAS ROCAS IGNEAS es un libro de texto dirigido a estudiantes y profesionales de Geociencias y ramas afines. La obra está dividida en dos partes: la primera trata sobre el magmatismo y en particular sobre el vulcanismo, como un fenómeno geológico universal de notable interés científico, económico y social. En la segunda parte se definen ampliamente las diferentes geoformas, exponiendo los numerosos y complejos factores que han influido en su génesis y evolución.

Al sintetizar y reunir en una obra los abundantes términos —en ocasiones contradictorios— que hay en la literatura, el geólogo GUILLERMO ALVARADO INDUNI da un valioso aporte al desarrollo de esta disciplina, al preparar un instrumento para facilitar el entendimiento de los especialistas en los distintos estudios científicos y aplicados.



EDITORIAL TECNOLÓGICA DE COSTA RICA