

---

---

LAS ERUPCIONES  
DEL VOLCAN ARENAL,  
COSTA RICA

PARTE I Y II

*F.D. Bennett\* y S. Raccichini\*\*  
Sección de Vulcanología  
Escuela de Ciencias Geográficas  
Universidad Nacional, Heredia  
Costa Rica.*

---

---

Resumen

En este artículo hemos considerado el volcán Arenal, como un ejemplo típico en América Central del volcanismo explosivo basáltico-andesítico. Presentamos en la primera parte una teoría general de los procesos que se encuentran en el volcanismo explosivo, distinguiendo en primer lugar los productos de las erupciones, y en segundo lugar la combinación de los hechos eruptivos con las leyes de la mecánica de fluidos. Esta combinación es muy eficiente para explicar las estructuras físicas de las erupciones y al mismo tiempo revela una gran complejidad de los problemas geofísicos, geoquímicos y fluido-mecánicos, que son el fundamento del volcanismo.

En la segunda parte enfocamos la actividad del Arenal en el contexto de

la tectónica regional, haciendo al mismo tiempo un análisis detallado de la evolución de los cráteres y migración de la actividad. La estructura y dinámica de las varias unidades de flujo que constituyen el campo lávico fueron explicadas de acuerdo a los principios aplicables a los fluidos no newtonianos y resultan ser típicas del volcanismo andesítico y, en particular, de este volcán.

\* Miembro del Cuerpo de Paz. San José, Costa Rica, Oct. 1976-Jun. 1977.

\*\* Miembro del Programa de Cooperación Técnica entre los Gobiernos de Italia y Costa Rica.

Los autores quieren dejar constancia de sus agradecimientos a los colegas M. Sc. José Ma. Díaz Andrade y prof. E. Flores Silva, por la valiosa ayuda que les brindaron en la redacción de este trabajo.

### Summary:

In this article we have considered the Arenal Volcano as a typical central american example of the basaltic-andesitic explosive eruption. We presented in the first part, a general theory of the processes that are found in an explosive eruption, distinguishing in first place, the eruption components and in second place, the eruption "events" with the laws of fluid mechanics. This combination is very efficient in explaining the physical structures of the eruptions and at the same time, reveals a large complex of geophysical - geochemical and fluid mechanic problems that are the basis of volcanic eruptions.

In the second part we focus the Arenal activity in the context of regional tectonic activity, and at the same time, we make a detailed analysis of the crater evolution and activity migration. The structure and dynamics of the various fluid units that make up the lava field are explained in agreement to principals applied to the non-newtonian fluids that are typical of andesitic volcanic activity and in particular, to this volcano.

### Résumé:

Le Arenal représente pour l'Amérique Centrale le type du volcanisme basalte-andésitique explosif.

Dans la 1<sup>ère</sup> partie du texte vient une présentation de ce processus, distinguant d'une part les produits

éruptif, de l'autre le mécanisme des éruptions lui appliquant les lois de la mécanique des fluides ce qui donne d'excellents résultats pour expliquer le modèle physique de ces phénomènes, et en même temps montre la grande complexité des problèmes de nature géophysique, géochimique et fluïdo-mécanique qui sont à la base du volcanisme.

Dans la deuxième partie, l'activité de l'Arenal est relationnée avec la tectonique régionale. En même temps est analysée en détail l'évolution des cratères et la migration de l'activité volcanique.

La structure et la dynamique des flux des éléments des diverses couches stratifiées en relation à leur densité qui constituent la colonne magmatique, furent expliquées selon les principes applicables aux fluides non newtoniens. Elles sont typiques du volcanisme andésitique, et en particulier de l'Arenal.

## PARTE I

### LAS ERUPCIONES DEL VOLCAN ARENAL, COSTA RICA

#### La teoría del volcanismo explosivo

La siguiente es una discusión acerca del volcán Arenal, como un ejemplo típico del volcanismo basáltico-andésítico en América Central. Presentamos una teoría general de los procesos que se encuentran en el

volcanismo explosivo. Para esta teoría nos basamos, con las modificaciones propias en las ideas establecidas antes para explicar los fenómenos del volcanismo submarino, según Bennett (1972). Aquí nosotros distinguimos: en primer lugar las realidades incontrovertibles de las erupciones explosivas; en segundo lugar establecemos las implicaciones que están representadas por la combinación de los hechos eruptivos y las leyes de la mecánica de fluidos. Veremos que esta combinación es muy importante para revelar la estructura física de las erupciones y al mismo tiempo para conocer de la gran complejidad de los problemas geofísicos, geoquímicos y mecánicos que son base del volcanismo.

### Las realidades

La primera realidad es que las erupciones ocurren. Estas son las emisiones de materia ya sea gaseosa, líquida o sólida, que aparecen en una sucesión particular por la boca del volcán. Consideramos que el orden de aparición de las materias volcánicas más común es el siguiente: 1) gases permanentes y vapores varios; 2) polvos y cenizas finas; 3) materia expandida con una densidad mayor que la del aire, masas ardientes; 4) las lavas resiculosas y, finalmente, 5) lavas más densas y con poca vesiculación. El orden no es invariable; por ejemplo, los bloques, bombas y lapillis de tamaños variados aparecen frecuentemente con los gases y polvos. Pero conside-

ramos que éstos serían propulsados por la fuerza de la resistencia en el flujo básico de la expansión. Sin embargo estos son fenómenos secundarios a los del flujo primario. También se encuentran las actividades cíclicas o en un orden inverso respecto al antes mencionado. Por ejemplo, ciertos conos piroclásticos muestran un orden de depositación que implica la sucesión bomba, lapilli, escoria de tamaño medio y finalmente cenizas finas. Pero esto no es importante para el argumento general; necesita solamente un cambio pequeño de la estructura de la columna magmática del volcán.

### *¿Qué implican las realidades?*

En esta sección planteamos las conclusiones más generales y más ciertas que siguen de las realidades antes citadas. Para esto recurrimos a las leyes de la mecánica (la conservación de la materia, del impetu y de la energía), y a las leyes físicas y químicas que gobiernan la expansión y condensación de gases y líquidos. Estas están representadas usualmente por las ecuaciones de estado de los gases o líquidos a las cuales se añadirían las funciones empíricas para calor específico, viscosidad, tensión superficial, etc. Las secuencias de la materia de una erupción implican que en el interior del volcán existen una columna, o una pila de gases, líquidos y otros fluidos magmáticos inmiscibles. La expansión de unos niveles de esta pila produce los fenómenos eruptivos que aparecen en el exterior. La continuidad requiere una conexión particular entre los

productos eruptivos y los niveles distintos de la pila volcánica. Aquí están los problemas más difíciles para la identificación y construcción del modelo correcto de la pila.

Los procesos eruptivos son una manifestación de las materias gaseosas que se expanden según las ecuaciones de estado, y éstas a su vez son relaciones entre las variables físicas como presión, densidad específica y temperatura, junto con otras auxiliares como la resistencia al flujo dinámico, el "drag balístico" de las partículas que se están moviendo dentro del fluido en expansión. Es difícil determinar las ecuaciones de estado para líquidos sencillos y lo es más aún para fluidos magmáticos.

Cuando queremos combinar las leyes de la conservación del ímpetu y de la energía es procedente recurrir a soluciones bien conocidas de la mecánica de fluidos. La primera de éstas es la relacionada con el flujo inconstante ("unsteady") que explica la teoría del tubo de choque, con 1) su onda de choque, 2) superficie del contacto y 3) onda de expansión. Los rasgos idénticos como éstos caracterizan el volcanismo explosivo y han sido citados antes (Bennett, 1971). Dentro de los flujos estacionarios y supersónicos (steady flows) existen los chorros que contienen en su estructura interior choques complicados tales como los diamantes de Mach, sin embargo para chorros subsónicos no hay choques. En ambos casos, las láminas o bordes su-

perficiales (boundary layers), son el lugar de los procesos de mezcla del chorro con el ambiente. Este es un proceso muy importante para la convección de las nubes volcánicas.

En el campo químico-físico, los procesos de condensación que ocurren en chorros expandidos o en la onda de expansión del tubo de choque, implican fenómenos complicados de nucleación de gotitas esféricas y cristales de muchos tipos diferentes que toman como centro de nucleación pequeñas partículas, amorfas o cristalinas, o electrones e iones que existen en el flujo. En el volcanismo explosivo actual ocurren fenómenos similares a estos pero más complicados.

Así, es obvio que las emisiones volcánicas de volátiles contienen mucha materia en forma de partículas (piroclastos, hyaloclastos, lapillis, polvos y cenizas). Consideramos que las ecuaciones de estado de los fluidos volcánicos son muy complicados. Probablemente es posible conocerlas a través de datos empíricos o por aproximación mediante teorías sencillas y crudas. Los efectos de incremento de entropía pueden dominar en muchos casos, por ejemplo, en los movimientos antedichos de las partículas por resistencia al flujo, o los efectos de la viscosidad en las "boundary layers", o los de la conducción del calor dentro del flujo a través de sus bordes.

## Teoría propia

Nosotros planteamos la hipótesis, la cual parece razonable, de que existe dentro del volcán una pila de líquidos y sólidos inmiscibles; es decir, podemos distinguir en la columna magmática algunos niveles de las sustancias, líquidos, plásticos o sólidos, que son claramente distintos y que tienen diferentes características físicas. Pretendemos explicar las mayores funciones del volcán desde el punto de vista de los procesos en los niveles de esta pila. Estos incluyen: procesos de subida en la estructura volcánica, procesos tranquilos de mezcla a través de los bordes de los niveles, procesos eruptivos por los cuales unos niveles expanden rápidamente; y finalmente, procesos de emisiones lávicas que aparecen en las pendientes del edificio volcánico como coladas inmensas de varias formas. Por ejemplo: los flujos de bloques andesíticos que actualmente bajan desde el cráter del Arenal.

Suponemos que de abajo a arriba la pila volcánica se compone de 1) hipomagma o magma seco, 2) magma con pocos volátiles, 3) magma húmedo que contiene volátiles de varios tipos, principalmente agua y anhídrido carbónico; 4) la corteza, entre las materias magmáticas con temperatura alta y con temperaturas bajas; 5) el nivel explosivo inmediatamente arriba de la corteza y lleno de pedazos de ésta: hialoclastos y piroclastos formados a temperatura vecina a la corteza; 6) este nivel está formado por bloques y clas-

tos varios que flotan arriba del nivel precedente. Es un nivel con fluidos tales como barro de hialoclastos en suspensión acuosa sometidos a presión hidrostática y litostática; 7) los vapores de los gases permanentes, y finalmente, 8) una cúpula o tapa de roca impenetrable que soporta la presión. Existe la posibilidad de una situación más complicada en muchos aspectos, pero con este ejemplo es suficiente. (Fig.1)

## La Fase Transeúnte

Al igual que el volcanismo submarino (Bennett, 1972) identificamos tres fases de la historia de la pila volcánica que corresponden a: 1) transeúnte, 2) hidrostática, y 3) explosiva. En la fase transeúnte, el magma sube de la profundidad y llena el conducto volcánico. Durante esta fase los niveles no están bien desarrollados porque los procesos de transporte de magmas y materias, conducen a una condición de límites confusos y niveles no distintos. Una excepción podría ser el límite entre los líquidos, los gases y vapores, que se mantiene bien definido a pesar de los movimientos hacia arriba, por razón de las diferencias en la densidad y la solubilidad. Si un nivel está muy profundo y la presión es suficiente para localizar el punto de estado de los gases y vapores bien dentro del campo exclusivo del líquido en el plano termodinámico, no se diferenciarán los líquidos de los gases y la superficie no aparecerá distinta. Podríamos hablar de una columna completamente conden-

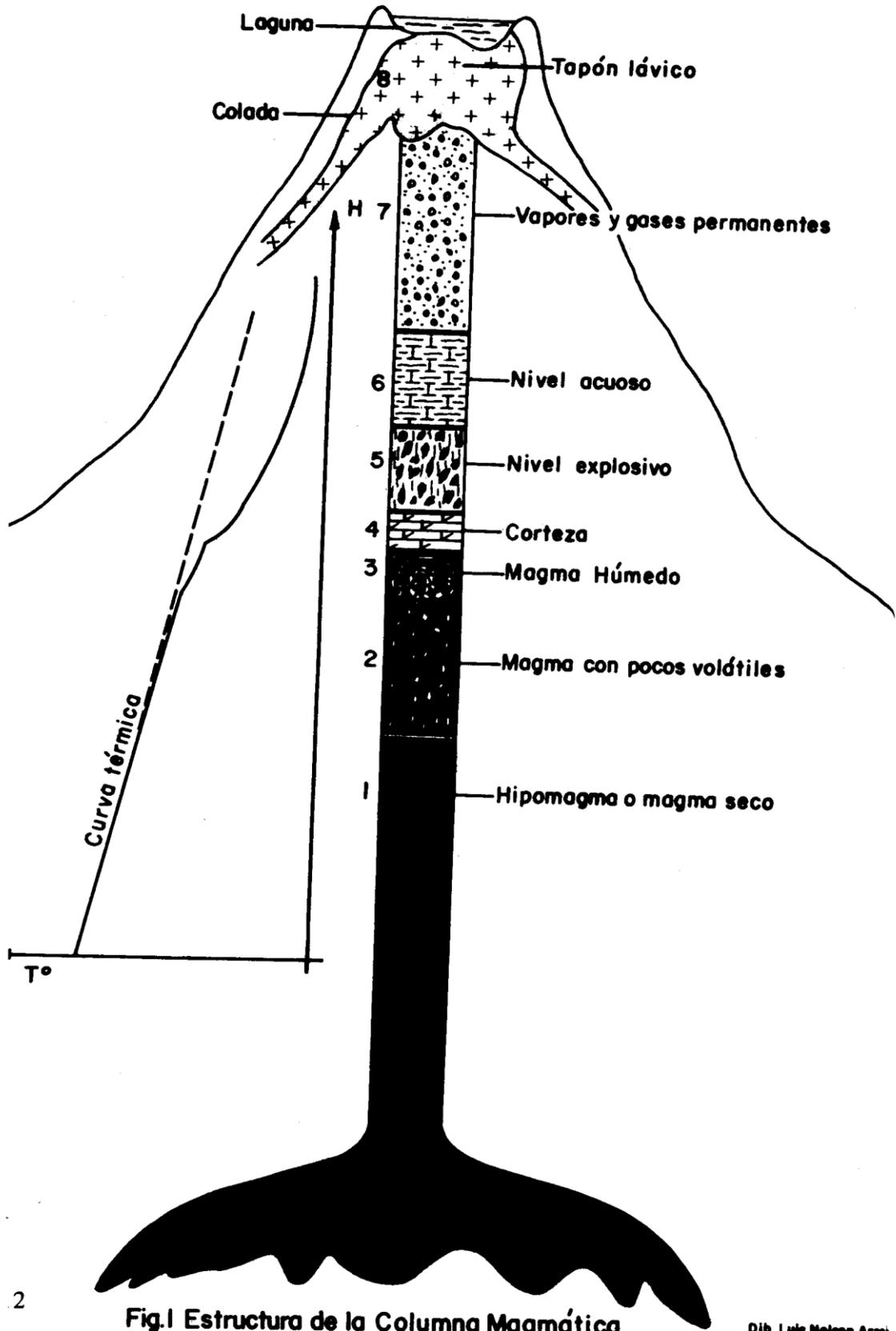


Fig.1 Estructura de la Columna Magmática

Dib. Luis Nelson Arroj

sada que sube a través de grietas que se llenan por inyección hasta que la presión baja al encontrar una cámara grande, o la superficie de la Tierra, o las formaciones geológicas más porosas debajo de la superficie.

### La Fase Hidrostática

Cuando la columna ascendente se detiene, esto es que no tiene ya movimientos mayores hacia arriba, digamos que inicia la existencia de una fase hidrostática. En esta fase, aún cuando las presiones en todas partes de la columna satisfacen el equilibrio hidrostático, las diferencias de densidad asociadas con las de temperatura causarán corrientes convectivas que mezclarán las materias de lugares varios. Al subir el hipomagma tendrá una temperatura que probablemente no excede de 1600° a 1700°K. En la columna la temperatura aumenta con la profundidad, los gradientes mayores estarán confinados inicialmente, a unos pocos metros sobre la corteza en el nivel 4. Igualmente, en los niveles más altos en donde están las aguas y las suspensiones, la presión crece con la profundidad a la razón de 0,1 kb/km. La razón aumentará en los niveles intermedios y alcanzará los 0.5 kb/km en el hipomagma. En general la presión hidrostática debe exceder la presión de vapor del fluido en todas partes excepto en aquellas con temperaturas más altas. La conducción del calor ocurrirá tanto desde la profundidad hacia arriba como radialmente, desde el centro de la columna hacia los lados en donde

están las rocas frías que forman las paredes del tubo volcánico. No obstante, los procesos de conducción no dominan, excepto en la profundidad en donde la presión hidrostática ha excedido la presión de vapor por largo tiempo y en todas partes.

El proceso eruptivo probablemente se inicia con el ascenso gradual del magma en el edificio volcánico. Los procesos convectivos son necesarios para llevar la columna hasta una distribución de temperatura como para producir la erupción.

En la profundidad de la columna, los procesos de convección causarán una circulación de fluido sobrecalentado, el cual subirá a lo largo del eje de la columna y bajará por la periferia con más baja temperatura. Esta convección sería la más simple de todas las posibilidades. En el nivel de la corteza, los bloques sólidos o plásticos de tamaños varios estarán sometidos a estos movimientos tal como se ha observado en los lagos lávicos de Hawaii (Duffield, 1972). Los bloques del centro por donde pasan las corrientes ascendentes, se mueven radialmente y montarán sobre los de la periferia en donde pasan las corrientes descendentes. Los bloques en su recorrido hacia abajo arrastran partículas de fluido y barro de niveles más ricos en agua, que se mezcla con el magma más profundo. Los niveles inmediatamente bajo la corteza serán enriquecidos y enfriados por volátiles, principalmente H<sub>2</sub>O.



Dentro de la corteza, o inmediatamente sobre ella, se presentan suspensiones y líquidos de altas temperaturas. Inicialmente, en la corteza el gradiente de la temperatura es muchísimo más alto que en cualquier otra parte; pero con la evolución de los flujos convectivos éste gradiente llegará a ser más pequeño y suavizado por elevarse la temperatura media de los niveles cercanos a la corteza. Estas son las condiciones que van a conducir a una eventual erupción.

A profundidades de pocos cientos de metros, la presión hidrostática será menor que la presión crítica del agua ( $P_c = 0.22 \text{ kb}$ ,  $T_c = 647^\circ\text{K}$ ,  $P_c = 0.33 \text{ g/cm}^3$ ). Aunque las constantes críticas se hacen efectivas en los barros densos, como en el nivel 5, en donde serán más altas que en el agua pura; aquí las temperaturas que se encuentran serán suficientemente altas, como para que algunos lugares hiervan localmente (Oktay, 1971). Las burbujas crecen y suben dentro de un nivel hacia su borde superior. Luego la burbuja podría cruzar o adherirse a la interfaz, o retornar al interior del nivel, o bien, si la temperatura no es suficiente para mantenerla la burbuja colapsa generando condiciones de "golpe de ariete" y produciendo microsismos en la columna magmática, a veces interpretadas como vibraciones armónicas.

Debido a que el volumen de agua aumenta bajo la corteza, el magma contendrá mayor cantidad de volátiles y aumentará la presión del

vapor. Así su temperatura crítica ( $T_c$ ) efectiva decrecerá desde las magnitudes que caracterizan un magma seco. Si este decrecimiento es suficientemente rápido (en un gráfico supuesto de la variación de  $T_c$ ) bastan pequeños incrementos en la cantidad de agua para que se produzca finalmente, en el nivel particular, una onda de vaporización. Como debido a la transferencia calórica en la columna la temperatura de los niveles superiores aumenta con el tiempo y se llegarán a tener condiciones similares a aquellas del nivel particular y preparándose de esta manera la erupción.

Para el desarrollo posterior de esta línea argumental son necesarias las condiciones adicionales para la fase explosiva a saber: 1) la presión del vapor  $P_v$ , en algún nivel de la pila volcánica excederá la presión hidrostática  $P_h$ , es decir  $P_u > P_h$ ; 2) la razón  $r = T/T_c$  de la temperatura  $T$  media del líquido a la temperatura crítica, excede un valor mínimo de  $r_c = 0.4$  en algunos, o todos los niveles líquidos; 3) la distribución de la temperatura en la parte alta de la columna debe ser suficiente para sostener el crecimiento dinámico de una burbuja de vapor local en formación; es decir, el flujo integrado a través de toda la superficie de la cavidad de la burbuja es siempre positiva; y finalmente, 4) la aparición de una abertura en alguna parte del edificio volcánico para aliviar la presión. Al cumplirse las anteriores condiciones una nueva erupción se iniciará.

## La Fase Explosiva

Con el ascenso gradual del hipomagma, la presión hidrostática queda constante o baja lentamente dentro del nivel 5, precisamente sobre la corteza en donde los gradientes de la temperatura son mayores. Cuando se satisface la desigualdad  $P_h > P_v$  en algún nivel de la pila, una expansión explosiva puede producirse siempre y cuando se satisfagan las otras condiciones.

Para simplificar, consideramos una pila volcánica con solamente tres niveles específicos que de arriba hacia abajo serían: 1) algunos metros de agua, 2) el barro acuoso y hialoclastos y 3) el magma húmedo incluyendo la corteza.

Designamos con  $r_a$ ,  $r_h$ ,  $r_m$ , las razones  $T/T_c$  en cada uno de los niveles acuoso, hialoclastos y magma respectivamente.

Supongamos que  $r_h > r_c$  y  $r_m > r_c$ ; esto implica que ambos niveles están en estado de pronta erupción. Si se produce una pequeña inestabilidad, comienza la formación de la cavidad de vapor, por ejemplo en la parte inferior del agua con hialoclastos. La cavidad crece radialmente llenando el conducto, y expandiéndose hacia arriba, llena con el vapor propio del fluido característico de este nivel. Conforme el límite superior de la cavidad asciende por el conducto la presión hidrostática disminuye, lo cual acelera el proceso de expansión. Es decir, que aunque  $P_v$  se mantuviera constan-

te, la disminución de  $P_h$  sería suficiente para que existiera una expansión acelerada de la cavidad conforme ésta alcance los niveles superiores. La pluma penetra el nivel sobreyacente y emerge en el ambiente fuera del volcán, entonces comienzan los procesos de dispersión y condensación.

Dentro del fluido, la onda de vaporización se propaga hacia abajo a través de la suspensión hialoclástica y dentro del nivel de magma húmedo hasta atenuarse en los magmas más secos. La pluma emergente tendrá poco vapor adelante porque el nivel del agua suprayacente es fría y no tiene tiempo suficiente para vaporizarse y expandirse.

Dentro de la pluma esperamos observar dos tipos de gases con densidad mayor que en el ambiente. El primer tipo en la parte superior de la columna emergente consiste de productos de la expansión del nivel que contiene agua y barro; el segundo, más abajo en la columna contiene algunos productos de la expansión del magma húmedo. Ambos representan las mezclas gaseosas con una densidad mayor que la del aire, de ambos esperamos la posibilidad de producir nubes ardientes cuando la columna colapse sobre el conducto volcánico y sobre las vertientes del cono. La secuencia de los fluidos magmáticos en movimiento en las pendientes del edificio volcánico puede ser inversa a la que aparece verticalmente en la columna, debido a la continuidad de los niveles. El frente de la nube ardiente está compuesto

por rocas lávicas vesiculosas, seguidas por una carga de polvos expandidos de lodo y barro. Para reconstruir la pila volcánica correctamente es necesario determinar el orden de aparición de los materiales mediante una investigación en el campo poco después de la erupción.

Cuando la expansión empieza, el borde superior está en la superficie de contacto entre el líquido que expande, y el ambiente. En el frente de esta superficie encontraremos una onda de choque si la expansión es suficientemente violenta, o si la duración es suficientemente prolongada. Las tres características que destacamos aquí: 1) la onda de choque, 2) la superficie de contacto y 3) la onda de expansión son comunes en el tubo de choque, y en el volcanismo explosivo. El informe de Nairn (1976), muestra la evidencia de estas características de una manera convincente. En la aplicación de los procesos volcánicos hemos visto antes que cuando un magma vesiculado se desintegra explosivamente, o un magma condensado se expande dinámicamente, lo que aparece siempre será una onda como alivio de la presión. La hipótesis central de la teoría, para la producción de las cenizas volcánicas con las ondas de vaporización, es que el fluido condensado a alta temperatura al bajar rápidamente la presión, puede producir una expansión inconstante del tipo "simple", bien conocida en el flujo usual del tubo de choque (Courant y Friedrichs, 1948).

En el tubo de choque la expansión unidimensional del gas comprimido inicia y propulsa una onda de choque adelante de la superficie de contacto entre el gas empujador y el ambiente. El gas propulsado se expande como una onda "simple" que se extiende de la presión alta del depósito, por ejemplo el tanque del gas comprimido, a la del flujo inmediatamente detrás del choque, en el proceso ambos están acelerando la velocidad de cada partícula del fluido y también simultáneamente decreciendo su densidad.

En el volcanismo explosivo, los principios mismos deben aplicarse con modificaciones menores. En vez de quebrarse un diafragma para iniciar el flujo, un magma a alta presión puede ser expuesto a la destrucción repentina del techo de una cámara magmática, o por la expulsión del tapón o por la rápida formación de una fisura. Una onda de expansión comienza a propagarse hacia atrás en la cámara. Una onda de choque se desarrolla primero alrededor de la superficie de contacto y luego saldrá rápidamente hacia afuera con una velocidad mayor que la de la superficie de contacto. Cuando la onda de expansión alcanza la superficie del magma, después de pasar sobre los gases permanentes y vapores situados arriba del propio magma, este (o un líquido cualquiera del nivel) empieza a expandirse contra los gases adelante como un pistón. Si la trayectoria del punto termodinámico de la expansión se extendiera en el campo de dos fases.

y si el magma está inicialmente cerca de su temperatura crítica, debe ocurrir la vaporización parcial o total. El frente de la onda de expansión se interna hacia atrás en el magma denso, precisamente a la velocidad del sonido para el fluido en el estado particular según su punto en la región coexistente del plano termodinámico. Esta velocidad es determinada para el gradiente de la curva adiabática en la región de dos fases o en su borde "líquidus". La fuerza de la expansión depende del exceso de presión sobre la onda de gas ambiente; su velocidad de retroceso depende en la derivada de la presión de vapor con respecto a la temperatura absoluta, y está cerca de un orden de magnitud menor que la velocidad del sonido en el líquido. Dependiendo de la temperatura del magma, esta velocidad puede alcanzar casi cero o valores tan altos como centenares de metros por segundo. Así, los contenidos del tubo volcánico pueden ser expandidos hacia profundidades de hasta 1 km en 3 a 10 segundos. El tiempo necesario para que el lingote de magma expandido salga del cráter sería del mismo orden. Si existen algunos niveles de líquidos diferentes como expusimos anteriormente, los mismos principios se pueden aplicar con la salvedad de que, en cada nivel, la velocidad de la onda de expansión depende de las propiedades intrínsecas del líquido en cada lugar.

En los anteriores principios basamos nuestra explicación del vulcanismo explosivo, la cual es aplicable, con las modificaciones apropiadas, a

cualquier tipo en general. Recapitulando, en cada volcán existe una pila de líquidos inmiscibles que suben de la profundidad según las condiciones de densidad y temperatura en los diferentes niveles. La actividad de cualquier tipo consiste en la expansión de uno o varios niveles de la columna volcánica.

#### Las erupciones del volcán Arenal 1968 - 1975

En esta discusión aceptamos la evidencia de los artículos de Melson y Sáenz (1974) y de Vanderbilt, Paniagua y Avila (1976) describiendo las erupciones del volcán Arenal en los años 1968 y 1975, respectivamente. También de mucho interés son los trabajos de Matsumoto y Umaña (1976), particularmente, sus fotos del flujo de 1975, de Chaves y Sáenz (1970) por su análisis del tamaño de las partículas de ceniza y, finalmente las de Minakami, Utibori y Hiraga (1969) por sus descripciones de las nubes ardientes. Sin embargo, no hemos encontrado descripciones de los chorros volcánicos ni de la uniformidad o falta de ella, ni de las cenizas que constituyeron la mayor parte de la materia expelida. En ausencia de los detalles sobre constitución, distribución y uniformidad de las cenizas y cómo han sido emitidas del conducto volcánico empleamos las observaciones más generales por cuanto constituyen las evidencias más claras para basar una explicación del proceso eruptivo.

### *Erupción de 1968*

Según Melson y Sáenz (1974) las erupciones explosivas del volcán Arenal en 1968 tienen dos posibles explicaciones: 1) una columna de magmas sobresaturados de volátiles subieron por una fractura situada en la dirección este-oeste en la pendiente oeste del Arenal, o 2) similarmente, una columna de magma con pocos volátiles subió a través de las rocas locales saturadas con el agua de las paredes del conducto volcánico; luego, una eficiente mezcla rápida de los magmas secos y de las rocas así saturadas puede lograr muy alta presión de vapor y llegar a producir erupciones con producción de nubes ardientes.

Creemos que la segunda alternativa es menos probable, porque los procesos de rápida mezcla de dos tipos de materias como magmas y rocas no son aplicables. En el caso de dos líquidos, como agua natural y gas líquido combustible, hay las interacciones "fuel-coolant" (combustible refrigerante) que producen explosiones muy fuertes, (Buchanan, 1974). Pero no creemos que existan condiciones similares para líquidos viscosos y sólidos con una superficie mutua del contacto. Parece más probable que en este caso haya explosiones locales con ebulliciones de vapor con burbujas que van a constituir un aislamiento térmico muy eficiente de donde las explosiones serán limitadas. A propósito de esto, las interacciones observadas entre lavas basálticas, y el agua del

mar, frecuentemente son más débiles, sin actividad explosiva.

La otra posibilidad es semejante a la que se presenta en nuestro modelo de pila volcánica con dos o tres niveles en las fases hidrostática y explosiva tal como se explicó anteriormente. En el caso del volcán Arenal en 1968, sugerimos que exista un nivel grande de magma sobresaturado con volátiles en el conducto. Cuando la presión de cualquiera profundidad excede la hidrostática, se produce una condición de metaestabilidad. Si en esta condición aparece una abertura en el edificio volcánico por la destrucción del tapón o por la formación de una fisura, una perturbación arbitraria puede iniciar la erupción siguiendo uno de los siguientes procesos: 1) formación de una cavidad que se llena con vapor local y que crece indefinidamente, o bien 2) producción de una onda de vaporización cerca de la superficie magmática, que se propaga hacia abajo dentro de la masa entera. Cada proceso convierte la masa magmática en un lingote expandido que sube y debe formar una columna eruptiva que eventualmente colapsará en forma de nubes ardientes que descienden por la laderas.

Esta fase, final del proceso eruptivo, es muy parecida al fenómeno de "base surge" (Waters y Fisher, 1971) excepto que toma lugar sobre un cono en vez de sobre la superficie plana del mar. La dispersión se produce en la forma de un flujo radial, como en un líquido que trae mucha materia sus

pendida, como polvo, lapilli y microcristales. Su densidad es mayor que la del aire y su temperatura también es alta. En muchos casos no existen la onda de choque, pero si la erupción comienza con un alivio súbito de presión, entonces hay mucha posibilidad que una onda de choque aparecerá al frente de la masa en expansión como se muestra en el ejemplo de Nairn (1976).

Esta explicación, muy sencilla, contiene lo esencial para aplicarse a la actividad eruptiva de los volcanes basalto-andesíticos como el Arenal.

Con la teoría de la pila volcánica en mente es posible organizar trabajos de campo para determinar el modelo adecuado de pila a partir de la observación de los productos arrojados y de sus secuencias de expulsión. Hay mucho trabajo por hacer en este sentido, cuando se acumule suficiente información será posible conocer mucho mejor la constitución de la pila volcánica del Arenal.

#### *Erupción de 1975*

En este caso la explicación procede en forma semejante a la anterior, excepto que se puede emplear un nivel con mucho menos material y una temperatura más baja. Las fotos 5 y 6 de Matsumoto y Umaña (1976) sugieren que la masa magmática que aparece en la parte superior es bastante uniforme y de una densidad homogénea en toda su extensión. En este caso

también es necesario un estudio de campo inmediatamente después de la erupción para poder comprobar la secuencia de los materiales según su orden de aparición y para establecer el modelo adecuado de la pila volcánica.

## PARTE II

### LAS ERUPCIONES DEL VOLCAN ARENAL, COSTA RICA

El Arenal está montado sobre un tronco de cono más antiguo y más erosionado cuyos bordes es posible reconocer en las fotos aéreas; esta parte basal llega alrededor de 1000 metros de altura y se ha originado probablemente a final del Terciario e inicio del Cuaternario.

El renovado volcanismo del Holoceno y los nuevos productos emitidos, sepultaron la parte inferior, originando en conjunto una forma cónica casi perfecta de 1638 metros s.n.m.

Los materiales constituyentes de la parte más reciente indican que el volcán sufrió varios períodos explosivos con producción de "nuées ardentes" parecidos a aquellos de 1968.

Se trata de un volcán compuesto, en el que alternan coladas y materiales piroclásticos. Este cono de forma juvenil tiene las faldas Sur-Oeste y Este cubiertas por materiales piroclásticos recientes y pocos erosionados,

contrastando netamente con las formas maduras y seniles de los otros volcanes de la cordillera.

La faja estructural a la cual pertenecen es el resultado de un proceso geológico, en este caso, interpretado como una zona de colisión entre dos placas menores. Desde este punto de vista, la alineación de volcanes que va desde el Orosi en el Norte de Costa Rica hasta el Turrialba en el Sur, se debe a la subducción de la placa del Coco en continuo choque con la placa del Caribe. En particular la placa del Coco no tiene un comportamiento perfectamente flexible y elástico; Stoiber y Carr (1977) indican que la zona de subducción no es uniforme y que América Central está formada por ocho segmentos transversales respecto al istmo. La separación entre un segmento y otro es por falla, y además cada segmento tiene una inclinación diferente de otro, en lo que a plano de Benioff se refiere, como también es distinta la velocidad de penetración bajo la placa del Caribe. Esta segmentación reflejaría en parte la posición de los volcanes activos. Recientemente se ha detectado (G. Latham, comunicación oral) por vía sísmica una nueva zona de fracturación crustal en el golfo de Nicoya; esta nueva falla que tiene aproximadamente la dirección ENE-WSW, atraviesa la península de Nicoya, el golfo del mismo nombre y llega hasta Arenal. Seguramente el inicio de la nueva fase eruptiva del volcán ha sido estimulada y tiene raíces en esta nueva segmentación de la litosfera.

El volcán Arenal se encuentra ubicado en dirección de esta zona de desgarre y, al mismo tiempo, está encima de otra falla más antigua.

### **Binomio volcánico**

Los fenómenos sísmicos precedentes a las explosiones de 1968 indican una íntima relación entre los volcanes Arenal y Chato que están muy próximos.

Los hipocentros de los temblores volcánicos estuvieron en su mayoría localizados en un área alrededor del Chato a una profundidad aproximada de 5 km (Minakami et. al, 1969). El área devastada en ese entonces claramente indica explosiones dirigidas hacia el oeste a causa de un conducto no vertical. Por otra parte Melson y Sáenz (1973), reconstruyen la trayectoria hipotética de los bloques asumiendo un ángulo de emisión de 45° a 60°.

Esta zona angular es muy usual en balística de masas en forma de punta (point masses) porque incluye la trayectoria de alcance máximo. No se indica el ángulo del conducto subterráneo pero el lugar del cráter más bajo se puede considerar un indicio de la conexión a la zona de fallas y a cerro Chato.

Estas evidencias indicarían una posible conexión de los conductos de los volcanes Arenal y Chato aunque las manifestaciones paroxismales tuvieron lugar sólo en el primero.

De hecho, los dos se encuentran sobre una base común; además, la observación geomórfica indica un paralelismo en las fases genéticas de los dos conos que en conjunto forman lo que aquí llamamos un "binomio volcánico de desarrollo paralelo".

Entendiendo con este término que la pareja volcánica se originó a partir de una misma bolsa magmática con fases de edificación comunes.

Con este nuevo y actual período eruptivo el volcán ha entrado en una fase de destrucción de su propio edificio con la consecuente pérdida de altura que podría llevarlo a algo semejante al Chato.

#### **Evoluciones de los cráteres**

Hace 10 años en el volcán Arenal se encontraban cuatro cráteres alineados en dirección E-W y todos en la vertiente occidental; sin embargo, actualmente es reconocible solamente uno situado en la parte sumital. Tres de éstos se formaron entre el 29 y el 31 de Julio de 1968, cuando el volcán entró en una renovada fase explosiva. El primero se ubica a 1000 m de altura, era el más grande y se encontraba en la discontinuidad entre el borde de la caldera del antiguo basamento tronco-cónico y el cono superior más reciente. El segundo estaba entre los 1100-1200 metros de altura y era el más pequeño; el tercero a 1400 m sobre el nivel del mar, era de dimensiones intermedias respecto a los otros dos.

El cuarto y último se encuentra en la cumbre y es antecedente a los tres antes mencionados.

La posición aproximada de los cráteres en el edificio volcánico está bien indicada en el trabajo de Melson y Sáenz (1973).

Después del 29 de Julio o sea desde la abertura de los tres nuevos cráteres, la actividad siguió alternando fases violentas y calmas hasta el 19 de Setiembre del mismo año, cuando hubo la primera extrusión lávica desde el cráter inferior, transformando así después de 52 días, las manifestaciones de explosivas en efusivas.

No se tienen los detalles y las características de las primeras explosiones, faltan también los datos de sismicidad preeruptivas, pues en ese entonces el volcán se consideraba como extinto, sin embargo la dinámica de emisión de los productos, sus características temporales y el tipo de material eruptado, constituyen buenas indicaciones en la interpretación del desarrollo de los cráteres y los cambios de actividad.

Con base en la teoría de las erupciones explosivas antes expuestas, sabemos que en el conducto magmático se alcanza el equilibrio, cuando la gravedad específica aumenta conforme la profundidad, de acuerdo al estado termobárico de los fluidos, dando como resultado la formación de una pila de fluidos "inmiscibles"; cualquier alteración de este equilibrio pro-

voca movimientos de masas y corrientes convectivas tendientes a restablecer la regular estratificación según el peso específico del magma en cada nivel.

La alteración de este equilibrio hidrostático y los consecuentes movimientos y ascensos del magma en el Arenal, estuvieron también relacionados con una tectónica volcánica que se resolvió en la deformación del terreno y abertura de una línea de debilidad radial a lo largo de la cual resultaron alineados los tres cráteres embudiformes. Por otra parte hay también que considerar que la resistencia del techo de la chimenea volcánica ha sido muy superior a la opuesta por los flancos, donde se desarrollaron las explosiones. Además, el borde de la antigua caldera constituyó un punto de menor resistencia, y es éste el lugar donde probablemente se formó el primer cráter en orden cronológico.

Las "nubes ardientes" de las primeras explosiones estuvieron cargadas con todos los materiales constituyentes de los niveles 5-6-7- (Fig.1) más los fragmentos arrancados de las paredes del conducto, de partes de las fisuras y de porciones del magma expandido, todos ellos mezclados con pedazos de corteza del nivel 4.

La fuga de los gases, vapores y materiales que están arriba de este último nivel y la brusca caída de la presión en la onda de expansión provocó la transformación de parte

del magma húmedo en magma apto para erupcionar. Esta onda se refleja en los varios niveles causando un cambio hacia arriba en las posiciones de las interfases entre ellos.

La onda de expansión reflejada que sube desde la profundidad y el aumento de volumen asociado a la transformación antes mencionada, junto con el crecimiento dinámico del vapor, crean un gradiente de presión que actúa empujando la corteza de magma sólido-plástico.

En esta condición el nivel 4 actúa como un tapón o lingote magmático y constituye, en cierta forma, un impedimento para la fácil subida del magma subyacente.

Nosotros ubicamos el nivel explosivo a poca profundidad, probablemente en la base del cono próximo al lugar donde se formó el cráter más bajo. A pesar de que el magma propiamente dicho se encontraba muy próximo a la salida, no hubo inmediatamente después emisiones lávicas. Esto se debió a la resistencia del tapón magmático, representado en la figura 1 por el término corteza y que concebimos como un lingote plástico bastante largo, que debió sufrir varios cambios físicos para permitir el paso al material que empujaba desde abajo o debió ser removido como un único bloque; además el aporte de hipomagma desde el extremo inferior debe haber sido muy lento a causa de la fuerte viscosidad.

No se sabe con seguridad si los tres cráteres se abrieron al mismo tiempo, cuando tuvo lugar la fuerte explosión inicial. Creemos que se originaron en progresión cronológica, durante los tres días 29-30-31 de Julio de 1968, por diferentes explosiones a diferentes alturas en el cono a lo largo de la misma fractura radial, originando por lo menos tres nubes ardientes de las cuales hay algunas evidencias en la distribución de las cenizas.

Desde el cráter más bajo —el primero en formarse— salieron las mayores cantidades de bloques que hasta entonces estaban flotando en el nivel explosivo sobre la corteza y porciones de esta misma que se desintegró explosivamente. También fueron expulsados los bloques secundarios, o sea, aquellos obstruyentes de las fracturas y otros superficiales.

Después del 31 de Julio hubo un período tranquilo de tres días de duración durante el cual la actividad se redujo a simple emanación de vapor. El 3 de Agosto el volcán reinició una actividad paroxismal acompañada de fuertes emisiones de ceniza cargada de vapor que perduró por una semana.

Los tres días de tranquilidad representan el tiempo que tardó el magma para la parcial remoción del lingote sólido plástico, ya en parte desintegrado. La lenta subida del fluido magmático es regulada por el aumento de volumen del magma con

una aceleración más o menos continua y regular.

Pero el ascenso del magma no debe haber sido regular ya que la alta viscosidad hace difícil el proceso de la evolución del vapor, pues las burbujas no pueden moverse fácilmente.

La expansión tiende a llevar el magma hacia el cráter más bajo por el conducto secundario abierto en la explosión inicial, y al mismo tiempo hacia el cráter más alto, por el conducto principal. Se abren paso así porciones de magma subyacentes ricos en volátiles; en estas condiciones se desarrollan sucesivas ondas de vaporización que permiten la formación de ceniza.

La producción de piroclastos finos finalizó el 10 de Agosto por haberse taponeado el conducto, con porciones del lingote magmático en ascenso. En este momento termina la momentánea producción de ceniza, entrando el volcán en una nueva fase tranquila que durará 35 días, o sea hasta el 14 de Setiembre.

En este período el magma sigue su expansión, subiendo por la chimenea vertical, empujando lo que queda del lingote magmático, al mismo tiempo que una parte subía por el conducto hacia el cráter inferior. En el proceso de subida, la corteza va siendo asimilada por el flujo magmático impulsador, rico en volátiles.

Cuando se llenó el conducto la

expansión del magma siguió hacia las grietas, llenando la mayoría de las fisuras. A pesar de esto, todavía no hubo derrames lávicos, pero a lo largo de los 35 días que tardó este proceso, se observó, una intensificación de la actividad fumarólica en los cráteres superiores como resultado de los aumentos de temperatura producidos por la presencia de magma.

El 14 de Setiembre el volcán entró en una nueva fase explosiva en el cráter inferior, que duró hasta el día 19 del mismo mes. En esta fase el magma, todavía en proceso de relleno encuentra el camino al cráter obstaculizado por porciones del lingote magmático que se ha separado con anterioridad en el ascenso, taponeando momentáneamente la salida.

Esto provocó el restablecimiento de gradientes de presiones elevados y un atraso en la eyección magmática.

El equilibrio dinámico entre la presión de vapor en el tubo magmático y la resistencia a la migración opuesta por las rocas encajantes se mueve con el tiempo hacia presiones de vapores elevadas.

En estas condiciones se crean tensiones de vapores de tal magnitud que van a ser suficientes pocas cantidades de agua de infiltración para causar la inestabilidad en los niveles superiores, dando fuerza a los fluidos magmáticos para remover las partes que obstaculizan la salida al exterior.

Es así que se produjeron las nuevas explosiones del 14 de Setiembre —que finalizaron el 19 del mismo mes— con la extrusión, en el cráter más bajo, de la primera lava en bloques escoriáceos.

Necesitamos hacer énfasis en el hecho de que el lingote se puede formar con una cierta continuidad con el enfriamiento del magma que sube de la profundidad. Si la zona fría está en el cráter, luego formará flujos de bloques que aparecerán como coladas en las pendientes.

Transcurrieron así 52 días antes de la primera emisión lávica. Después de Setiembre de 1968 otros flujos lávicos fueron emitidos por el cráter inferior, formando derrames cortos y espesos.

El primer tipo magmático emitido por este cráter fue de muy escasa fluidez, y muy rico en fenocristales, probablemente estos últimos no pudieron hundirse durante la subida del magma porque fueron retenidos en la masa magmática viscosa.

Para nosotros ésta es una indicación de que la temperatura debe haber sido relativamente baja desde el inicio en la profundidad.

Este cráter también se caracteriza por emisiones pulsantes, pues abundantes coladas se alternan con períodos de tranquilidad. Esto hace suponer una fluctuación en el nivel magmático que probablemente es la causa

de los microsismos más superficiales. Estas manifestaciones pulsátiles perduraron con una cierta continuidad arítmica hasta agosto de 1970.

De esta fecha hasta mediados de 1973 al parecer no ha habido actividad efusiva en ninguno de los cráteres, más bien sólo ha habido manifestaciones fumarólicas, este largo período termina en noviembre de 1973 cuando nuevamente una colada se deslizó desde ese cráter. Creemos que durante este período el efecto de la elevada viscosidad, dificultó la transformación del magma seco en magma capaz de erupcionar, lo que quizás estará en relación con una escasa infiltración de agua.

Estos factores constituyeron también un impedimento para la total asimilación del resto de la corteza que todavía quedaba en el conducto.

El volcán volvió así a la fase hidrostática, desarrollando unos niveles muy largos.

Al alcanzar la columna valores de presión y temperatura adecuados, provoca el desplazamiento del lingote magmático hacia arriba, iniciando así la formación de un domo escoriáceo, al mismo tiempo fluye un nuevo derrame de lava en bloques que será de muy corta duración.

El domo toma altura muy lentamente, detenido por la elevada viscosidad. Es probable que esta protube-

rancia representa la expulsión de parte del lingote fluido-plástico, que obstruirá el conducto. Con la formación de este pequeño domo terminó completamente la actividad en el primer cráter de explosión a 1000 metros de altura.

Después de algunos meses sin ninguna emisión, la lava empieza a fluir por primera vez desde el cráter superior del volcán.

Tal como en el inferior, también aquí tenemos emisiones pulsátiles, de período variable pero en general corto, debidas a alimentación inconstante, por oscilaciones del nivel magmático. Al inicio de 1975 el volcán muestra un período de tranquilidad, que termina el 17 de junio con un débil paroxismo que derrumba las paredes del cráter superior en dirección al valle del río Tabacón, la cual H. Van Der Bilt et. al. (1976) y J. Umaña et. al. (1976) describen exhaustivamente.

A diferencia del cráter inferior, donde el lingote magmático extruido formó un domo, en el superior, por haber tenido el tiempo de ser parcialmente asimilado por el magma, las partes del lingote fueron fácilmente expulsadas en estado pastoso en forma de avalancha, este paroxismo amplió el cráter permitiendo la fácil salida de nuevas coladas, que continúan hasta la fecha (En. 78).

En este esquema de evolución de los cráteres, deben haber influido algu-

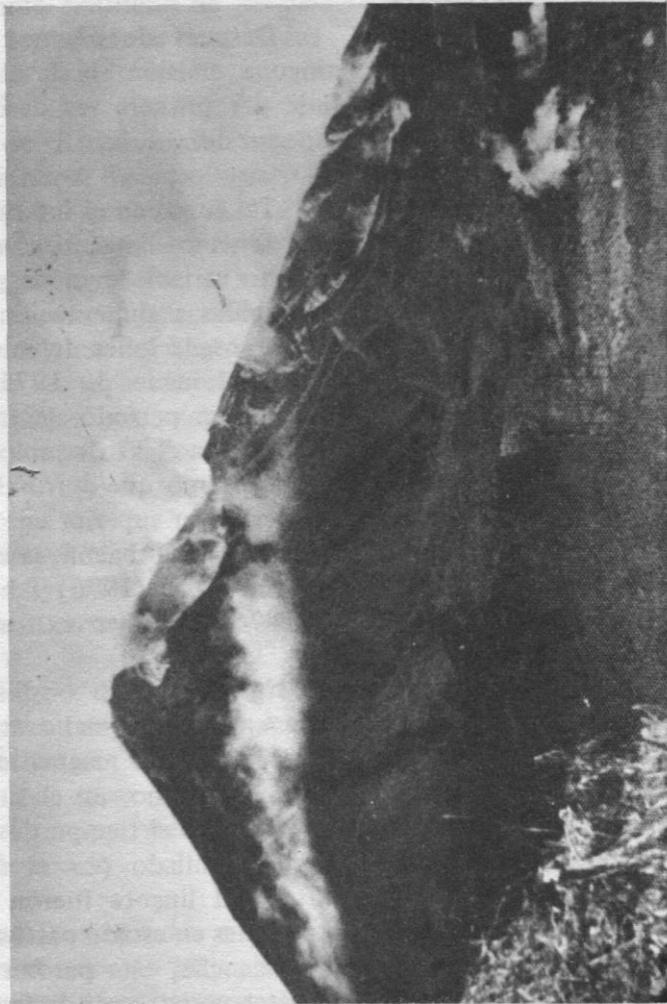


Fig. 2

Vista del volcán Arenal desde el río Tabacón en Noviembre de 1975. (foto, Bennett).

nos factores que no hemos tomado en cuenta, como por ejemplo, un atraso en el desarrollo de la fase gaseosa o al revés, una súbita inyección de aguas freáticas que podría haber creado una repentina perturbación y con ello estimular la evolución del vapor y la erupción.

También tiene influencia la regularidad o irregularidad de la fisura y, en fin, las causas vulcano-tectónicas como abultamiento y contracción del edificio, relacionado con el ascenso del magma.

Por otra parte, mucha importancia debe haber tenido —todavía la tiene— el agua freática que se infiltra. Cabe destacar la presencia en las faldas del volcán, de algunas lagunas de represamiento, que probablemente son las fuentes más directas de suministro de agua.

En particular, durante el año 1977, la laguna "La Palma" bajó su nivel aproximadamente 6 metros. Si se considera que tiene una superficie de  $70.000\text{m}^2$  (siete hectáreas), esto significa un volumen aproximado a  $400.000\text{m}^3$  de agua infiltrada en un año. Aunque el nivel de la laguna ha bajado en forma irregular, según el grado de infiltración y pluviosidad.

Esta es solamente una parte del volumen total de agua infiltrada en la zona, tal vez la más evidente, pues es necesario considerar el agua de lluvia que se infiltra directamente y la

de otras lagunas en donde también hay evidencias de cambio en el nivel.

Por otra parte, hay que recordar que son también estos factores los que hacen variar la energía de las emanaciones. Es importante destacar que sólo han existido dos centros de emisiones de lava representados por dos de los tres cráteres de explosión que se abrieron (al inicio de la actividad) en 1968, y que son respectivamente el más bajo a 1000 m. y el más alto a 1400 m.

Actualmente (Enero 1978) resulta que el campo lávico que se ha formado en Arenal está constituido por un total de 22 flujos lávicos. De estos, solamente tres potentes coladas fueron emitidas por el cráter inferior. Los otros salieron por el cráter superior y, además, la mayoría de estos últimos fluyeron después de la actividad explosiva de junio 1975.

Al inicio del año 1977, este cráter se ha ensanchado mucho, juntándose con el preexistente que había en la cumbre y adquiriendo una forma ovalada.

El tipo magmático emitido todavía no ha cambiado su composición se trata de lava andesítica de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa en algunos casos exageradamente grandes (40 x 50 x 20 mm).

En síntesis podemos destacar dos aspectos importantes:

- 1) La actividad del volcán ha migrado hacia el Este hasta volver a concentrar sus manifestaciones en el antiguo conducto principal con características de casi regularidad donde la alta viscosidad del magma ha jugado un papel muy importante.
- 2) Las oscilaciones del nivel magmático en la columna constituyen una característica, pues este movimiento de ascenso y descenso (de magma) en la columna origina coladas clastogenéticas sin raíces, y el número de flujos lávicos depende de la frecuencia de oscilación en la columna. Las oscilaciones del nivel magmático, se ha ya encontrado en otros volcanes, como el Etna, y resulta ser de difícil explicación.

### Coladas

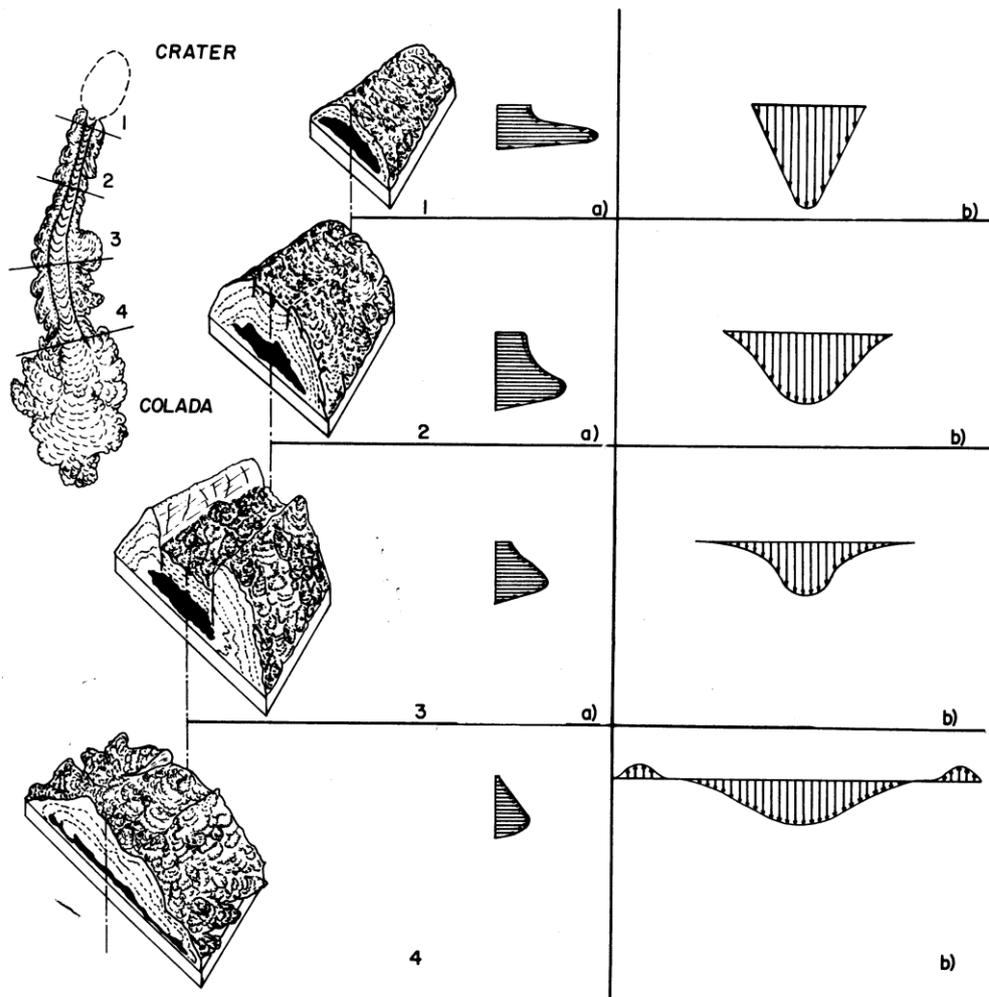
Las coladas individuales que han ido alargando y ensanchando el campo lávico difieren mucho en tamaño; sin embargo, las estructuras formadas durante el movimiento y solidificación son muy significativas por ser típicas de los derrámenes de este volcán. Tales estructuras están representadas en la figura 2, las interpretamos y las explicamos en acuerdo con los principios aplicables a fluidos no newtonianos, aunque por tratarse de coladas no se prestan a un análisis preciso.

Las variables fundamentales que determinan estructuras, velocidad,

recorrido, forma y tamaño de las coladas en general están representadas por: 1) cantidad, regularidad y continuidad de magma suministrado; 2) viscosidad de la lava; 3) inclinación de la ladera y forma geométrica del cono. A ello se agregan las formas secundarias, como por ejemplo, cauces de quebradas, depresiones ocasionales, viejos canales de escurrimiento lávico, barreras de coladas antecedentes.

Tampoco se puede subevaluar la pequeña influencia, pero a veces importante que está representada por la "resistencia al avance" del frente lávico causada por las características de la superficie donde se desliza. Aparentemente este razonamiento variará según que la colada escurra hacia el SW. del cráter, donde la superficie es arenosa y por lo tanto la resistencia puede considerarse nula; o si toma rumbo NE donde hay una cobertura forestal medianamente densa, la cual, por el contrario, constituiría un leve obstáculo. En fin, si toma rumbo hacia el NW en donde hay superficies lávicas recientes, y donde la resistencia al avance sería todavía diferente. Por otra parte, no existen mapas morfológicos-vegetacionales del área del Arenal y aunque existieran no parecen necesarios para este estudio. Sin embargo, podrían citarse dos consideraciones: En primer lugar, la lava del Arenal es extraordinariamente viscosa, sus valores no se han medido, pero, sobre la base de la expresión de Walker (1973) representada por la razón extensión-potencia de las coladas, podemos darnos cuenta que ese

FIG 3.  
ESTRUCTURA Y DINAMICA DE LAS COLADAS DEL V. ARENAL



parámetro es muy alto. El elevado valor de la viscosidad hace posible que todas las coladas no fluyan más allá de la base del cono con lenguas de sólo 2-3 km como máximo, o sea, son coladas cortas y bien espesas. Por otra parte, esto es típico del volcanismo andesítico; por ejemplo, en las pendientes del volcán Augustine, Alaska, hay inmensos flujos de gran espesor.

En estas condiciones, la influencia de las formas secundarias no es determinante para los efectos de la velocidad, recorrido y formas de las coladas porque la viscosidad es netamente prevaleciente y hace difícil en ciertos casos el encauzamiento como veremos adelante.

En segundo lugar, no parece importante distinguir las varias superficies de frotamiento con diferentes resistencias al avance. Esto se debe a la forma de desplazarse del flujo lávico, que avanza por medio de desplazamientos de los bloques de la parte frontal de la colada, estos se fracturan ruidosamente y van a constituir una especie de alfombra en la parte delantera del frente. Este piso de bloques de diferentes tamaños cubren el substrato original y representa la superficie de fricción de la lava. En este caso, la resistencia al avance es siempre la misma, sea que el substrato es el material piroclástico o de vegetación baja, es decir que en este sentido las coladas son independientes del substrato preexistente. Sin embargo, no sería lo mismo si las coladas delizaban en pre-

sencia de bosques con árboles de alto fuste o en presencia de casas e infraestructura en general. No existiendo este tipo de obstáculos en Arenal, no consideramos este caso.

Con las consideraciones antes expuestas se pueden reconocer en términos generales varias fases que determinan un patrón morfológico característico de las coladas y que están indicadas en la figura 3.

En este gráfico se ha representado un patrón de las características reológicas de una unidad de flujo del volcán. La ilustración en el margen izquierdo representa un modelo generalizado de la dinámica y estructura de una colada; los bloques-diagrama marcan las fases sobresalientes de desarrollo. En la primera columna a la derecha de estos últimos, están señalados los perfiles de velocidades en sección transversal (a lo largo del eje vertical) por cada una de las fases. En la segunda columna tenemos las distribuciones de velocidades en planta, correspondientes al flujo lávico de las mismas fases.

En la primera fase al tiempo 1 el magma desborda el cráter iniciando su recorrido con una velocidad más o menos constante en todo el frente; sin embargo, los márgenes laterales de la colada, por ser más delgados, están sujetos a enfriarse más rápidamente que la masa central en donde se ubicará el principal avance del flujo lávico. Por esta razón, las partes laterales van perdiendo velocidad con respecto al

flujo central, dando una variación de velocidades uniformemente crecientes hacia el eje central (1b).

El flujo lávico situado por debajo, transporta el exceso de magma fuera del cráter y lo desparrama ladera abajo; en este proceso la parte inferior de la colada tiene una velocidad de avance mucho más alta que en la superficie, la que está sujeta a más rápida consolidación (1b).

La distribución de velocidades indica esta dinámica.

En esta fase inicial la morfología de la colada tiene un perfil convexo.

En la segunda fase al tiempo 2 se acentúa este proceso de enfriamiento conforme la colada se extiende, esto repercute en el perfil de velocidades (2b) en donde se reduce todavía más la velocidad en los bordes, mientras se mantiene más elevada en la parte central, donde se sitúa el material en estado plástico. En este caso, la colada tiene el perfil transversal de velocidades (2a) parecido al anterior sin embargo, los valores diferenciales de movimiento entre la zona plástica y la zona cortical se reducen y la morfología de la colada muestra una sección transversal un poco aplastada en la parte sumital.

En la tercera fase al tiempo 3, los bordes de la colada se han enfriado suficientemente al punto de tener velocidad de avance cero. Siendo la alimentación pulsátil de período

corto, a partir del momento en que el suministro magmático es menor que la cantidad de lava evacuada por la gradiente del terreno.

Si la presión en el canal de escurrimiento es suficientemente grande, ocurrirá entonces la progresiva separación del flujo lávico. La colada se hundirá en la parte central e iniciará la formación de diques de la lava endurecida que determinan un canal conductor para otras futuras efusiones, figura 4.

Sucesivamente, a causa de la cesación del suministro magmático y por el transporte mucho más rápido en la parte inferior que en la superficie de la colada, originará el progresivo colapso, evidenciando un patrón de diques y movimiento de lava, con una corriente principal que ahora pasará a través de lóbulos solidificados del mismo flujo, tal como se indica en la gráfica. Los lóbulos o diques naturales, tienen las paredes internas brechadas y al mismo tiempo macizas.

Estos tabiques presentan frecuentes grietas, en su mayoría verticales o ligeramente inclinadas debidas a contracción térmica o enfriamiento diferencial, además hay estrías y acanaladuras paralelas a la dirección de movimiento del flujo principal, producidas por el roce de los bloques con las paredes durante el movimiento.

En la última fase al tiempo 4, la colada tiende a expandirse transversalmente conforme se desplaza, alcan-

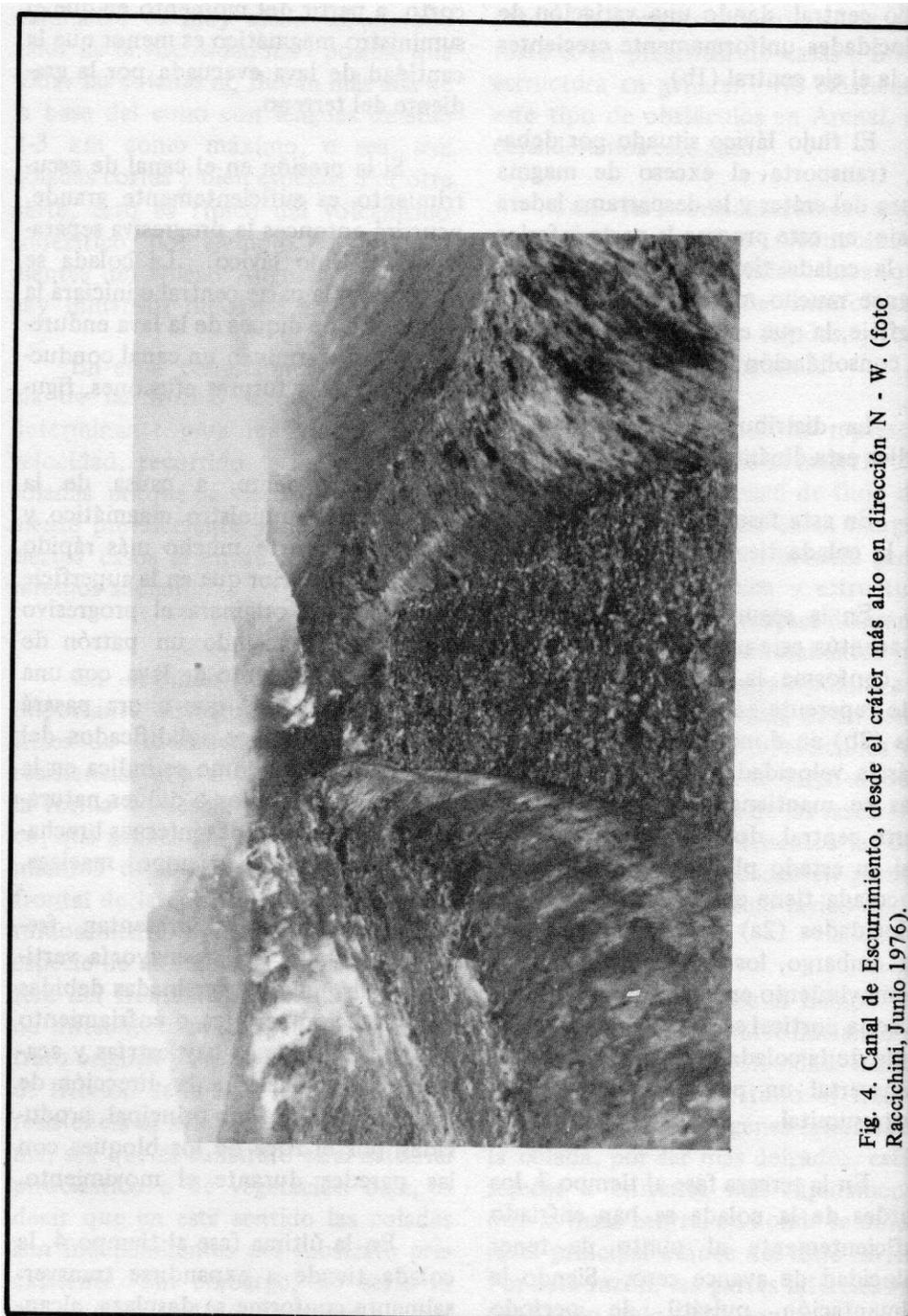


Fig. 4. Canal de Escurrimiento, desde el cráter más alto en dirección N - W. (foto Raccichini, Junio 1976).

zando el máximo de extensión en el lugar que cambia la pendiente en la base del cono.

Aquí el cauce de escurrimiento se llena y el frente se hace siempre más ancho, reduciendo notablemente su velocidad. La lava se desparrama hacia los lados, originando ocasionalmente flujos invertidos que no son característicos de las coladas del Arenal, sin embargo, (a veces) están presentes.

En este primer flujo la lava ha creado un canal de escurrimiento en sus mismos productos; sin embargo, cuando se reduce mucho la velocidad de avance del frente lávico, —por ejemplo porque alcanzó la base del cono y si el suministro magmático sólo se redujo pero no se detuvo, el canalón puede llenarse en forma progresiva y ascendente formando túmulos de bloques.— En estas condiciones la lava puede derramar lateralmente, originándose derivaciones de la misma colada. Por el contrario, cuando las coladas encuentran un obstáculo morfológico, o simplemente cuando llegan a una zona depresiva, raramente cambia de dirección el flujo.

En un primer tiempo reduce mucho su velocidad de avance, a tal punto que parece sin movimientos y después, por efecto del continuo suministro lávico, se crea un gradiente de presión en el frente, que restituye velocidad al flujo hasta sobrepujar el accidente topográfico y volver a fluir.

Con o sin estas variantes resalta en el esquema analítico cualitativo de velocidades, que el valor absoluto del movimiento en el eje ya sea en planta como en sección, se va reduciendo conforme la lava se desparrama y aumenta la anchura del frente.

Este patrón de escurrimiento lávico tiene como mayor responsable la alta viscosidad de la lava, que a su vez depende del quimismo, y está íntimamente ligada a la temperatura del magma y a la cantidad de gases presentes.

En las coladas del volcán Arenal no hay evidencias de un rico contenido en volátiles, entonces, la alta viscosidad podría explicarse a partir de un magma que se enfría en profundidad.

La superficie de estas coladas están representadas por bloques angulares con dimensiones variables entre 10 cm. hasta más del metro, presentando una cierta uniformidad en la clase dimensional media.

En los bloques no se notan fenómenos de deformaciones plásticas, y en general son muy vesiculados, sólo en los frontales y en los más grandes, se presenta una delgada lámina escoriácea. Tanto verticalmente como a lo largo de todo el recorrido de las coladas, no se notan cambios en la viscosidad ni en el contenido de gases.

Esto indica que las características de las coladas son ya definidas al

momento o tal vez antes de salir del conducto. Las últimas del cráter actual presentan características morfológicas un tanto diferentes a las primeras originadas en el cráter más bajo; las que se derramaron de este último, son cortas y anchas, con bloques escoriáceos y con evidentes signos de vesiculación.

Los flujos más recientes toman líneas de máxima pendiente y ya a poca distancia del centro eruptivo, presentan un suave adelgazamiento en el sentido longitudinal, causado posiblemente por la elevada inclinación de la ladera que "estira" la masa magmática fluyente.

La observación directa de las coladas en movimiento, da la impre-

sión que el frente es completamente estático, aunque fenómenos de reberbero son visibles.

Solamente de vez en cuando deslizamientos de grandes cantidades de bloques muestran que el flujo está en movimiento. Esta forma de expandirse depende ya sea de la fuerte inclinación de la ladera que provoca la inestabilidad de la masa lávica fronteriza, ya sea por el movimiento lento del flujo subcortical, que crea un gradiente de presión en el núcleo de la colada sobre la parte frontal. La suma de estos dos efectos provoca el movimiento en forma de derrumbes. Solamente en la noche hay evidentes fenómenos luminosos, debido a la remoción en masa de la corteza escoriácea frontal cuyas partes más internas se encuentran al rojo cereza.

---

#### REFERENCIAS

---

- BENNETT, F.D., 1971. "Vaporization waves in explosive volcanism", *Nature*, 234, 538-539.
- BENNETT, F.D., 1972, "Shallow submarine volcanism", *J. Geophys. Res.* 77, 5755-5759.
- BUCHANAN, D.J., 1974, "A model for fuel-coolant interactions", *J. Phys. D. Appl. Phys.* 7, 1441-1457.
- CHAVES, R. y SAENZ R., 1970. "Efectos de las erupciones recientes del volcán Arenal, Costa Rica" Informe semestral Enero-Junio 1970. Ministerio de Transportes, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- COURANT, R. y FRIEDRICHS, K.O., 1948. "Supersonic Flow and Shock Waves", Interscience Publishers, Inc., New York, Ch. III y p. 181.
- DUFFIELD, W.A. 1972. "A naturally occurring model of global plate tectonics", *J. Geophys. Res.* 77, 2543-2555.
- FUDALI R.F. and W.G. MELSON., 1972, "Ejecuta Velocities, Magma chamber Pressure and Kinetic Energy Associated with the 1968 eruption of Arenal Volcano". *Bull. Volcanol.* Vol. 34 (2). p. 383-401.
- MATSUMOTO T. y UMAÑA, J.E., 1976., "Informe sobre la erupción del volcán Arenal ocurrida el 17 de Junio de 1975". *I.P.G.H. Rev. Geofis.* 5 299-315.
- MC. BIENNEY, 1973. "Factors Governing the Intensity of Explosive Andesitic Eruptions" *Bull. Volcanol*, Vol 37 No. 3 Special ISSUE/ 3 - Volcan, in Mex, C.Am.

- MELSON W.G. and SAENZ R., 1974, Volumen, Energy and Cyclicity of Eruptions of Arenal Volcano Costa Rica"., Bull, Volcanol Vol. 37 No. 3 Special ISSUE, Pag. 416-437.
- MINAKAMI, T. UTIBORI, and HIRAGA, S., 1969 "The 1968 eruption of Volcano Arenal, Costa Rica." Bull. Earthquakes Rev. Inst. 47, 783-802.
- MOORE J. G. and W. G. MELSON., 1969. "Nueés Ardentes of the 1968 Eruptions of Mayon Volcano, Philippines" Bull. Volcanol. Vol. 33(2) p. 600-620.
- NAIRN, I.A. 1976. "Atmospheric shock waves and condensation clouds from Ngauruhoe explosive eruptions"., Nature 259, 190-192.
- OKTAY. S. 1971., "Multifuid subdued boiling: Theoretical analysis of multifluid interface bubbles"., IBM J. Res. Develop, 15, 342-354.
- STOIBER R.E. and CARR M.J. 1977., "Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America"., Geol. Soc. America Bull. v. 88. p. 151-156.
- VAN der BILT, H. PANIAGUA S. y AVILA, G., 1976. "Informe sobre la actividad del Volcán Arenal iniciada el 17 de junio de 1975" I.P.G.H. México, Rev. Geofísica, 5, 295-298.
- WALKER G.P., 1973. "Lengths of lava flows". Philos. Translation. Royal Soc. London A. 274, 107-118.
- WATERS . A.C. and FISHER, R.V., 1971 "Base surges and their deposits Capelinhos and Tal Volcanoes"., J. Geophys. Res. 76 5596-5614.