

**SINTESIS GEOVULCANOLOGICA
DEL ARENAL (COSTA RICA): 20 AÑOS DE
CONTINUA ACTIVIDAD ERUPTIVA
(1968-1988)**

*Guillermo E. Alvarado¹
Tosimato Matumoto²
Andrea Borgia³
Rafael Barquero¹*

RESUMEN

El volcán Arenal es un pequeño y joven estrato volcán (1.633 m.s.n.m; 12.5 km³) andesítico-basáltico (muy pobre en potasio y rico en alúmina) ubicado en medio de las dos principales cordilleras volcánicas de Costa Rica y de un quimismo diferente al de ellos.

Desde 1968 hasta el presente (20 años), se ha producido su reciente período eruptivo (después de carecer de registros históricos) con la efusión de lavas piroclastos.

1. Sección de Sismología, Depto. Geología, Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Apdo. 10032 San José, Costa Rica.
Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR).
2. University of Texas, Geophysics Institute for Geophysis.
3. Department of Geological and Geophysical Sciences, Princenton University, N.J. 08544, USA.

Resaltan la ciclicidad petrológica de sus productos, la constante y variada actividad sísmica del actual período, así como la dinámica de las coladas de lava. Esto le ha dado el carácter de «laboratorio vulcanológico». El presente trabajo es una síntesis de las principales características de este interesante volcán y de su evolución en el tiempo. Se evidencia cómo la dinámica eruptiva de un volcán puede variar bastante en un corto intervalo.

ABSTRACT

Arenal is a small (12.5 Km³, 1.1 Km height) stratovolcano that began an intensive explosive phase on July 29, 1968 after several centuries of calm. Arenal is between the Central and Guanacaste volcanic chains of Costa Rica and shares geologic characteristics with both. The main activity consisted of 6 phases: a) Premonitory (before 1968), b) Pelean explosion (July 29-31), 1968), c) Lateral effusion (September 19, 1968 to 1973), d) Terminal effusion (1974 to present), e) Important lateral blocky and glowing avalanches of Merapi and Soufriere types (June 17-21, 1975), f) Strombolian explosion alternating with lava flows and local debris and ash flows (June 1984 to present). A new lateral cone was formed after 1978. An area of the 7 Km² is now covered by the recent composite block flows, of low K, high alumina basaltic andesite.

In 1965, the Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) began geologic studies for the Arenal Hydroelectric Project. During 1974-1978 we established a seismic network around Arenal lake and the volcano. Four kinds of seismic signals were identified: 1) Volcano-tectonic earthquakes (A-type) premonitory to the most intense explosive phases; volcanic earthquakes (B-type) which take place at shallow levels in the proximity of the cone; 3) Explosive earthquake (E-type) sometimes with an associated acoustic shock wave; 4) Volcanic tremor of different frequencies originating by degassing, blocky avalanches (high) or magma column fluctuations (in to low). The frequency and magnitude of earthquakes and tremor usually correlate well with the monthly earth tides with maxima around the full moon phase. In 1976 ICE began geodetic monitoring with four dry tilt stations. At the beginning of the strombolian activity in 1984, we increased the monitoring systems to 9 dry tiltmeters, 2 EDM lines, 10 water chemical sampling sites. Our geophysical control magnetic, gravimetric and geoelectric profiles. At this moment, we have a good knowledge of the volcanological, neotectonic and hazard aspects of the Arenal volcano area. Within 7 Km of Arenal are the Sangregado Dam (2 Km³ of reservoir, 60% of the electric power of Costa Rica). The Tempisque-Arenal Irrigation Project and La Fortuna, a prosperous town with more or less 3000 inhabitants.

1. ANTECEDENTES

El volcán Arenal (1.633 m.s.n.m.) es un pequeño estrato volcán (12.5 km³ sin incluir las tefras distales) inactivo por varios siglos y del cual se desconocía actividad

histórica. En la mañana del 29 de julio de 1968 inició una fase explosiva que arrasó en tres días un área de 15 km², ocasionando la muerte a 87 personas y afectando en forma moderada una considerable área de 230 km².

Durante este tiempo el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) ya había iniciado los estudios geológicos de la región a través del Departamento de Geología, orientados para el desarrollo del Proyecto Hidroeléctrico Arenal. Finalmente, la construcción de la presa de Sangregado se inició en 1974 y se concluyó en 1978, creándose el embalse de Arenal, un embalse de 80 km para un volumen equivalente cercano a los 2 km, lo que representa el 60% de la capacidad en energía eléctrica de Costa Rica y el segundo complejo hidroeléctrico más grande de Centroamérica. Dicha represa de enrocamiento se ubica tan sólo a 7 km del cráter superior del Arenal. Además, las aguas del embalse se aprovechan en el proyecto de riego Tempisque-Arenal en la región de Guanacaste.

En vista de que el Arenal es uno de los volcanes más activos de América y dada su peligrosidad y riesgo implícito, la Sección de Sismología e Ing. Sísmica del citado Departamento, se abocó al estudio sismológico y vulcanológico de la región de Arenal desde 1974. Se ha contado con la colaboración del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGFI) de la Universidad de Costa Rica (Princeton University, Rutgers University, Texas University, Smithsonian Institution y la Red Sismológica Nacional (RSN).

El presente trabajo es una síntesis sobre los aspectos vulcanológicos y sismológicos en general del Arenal, uno de los volcanes mejor estudiados de Latinoamérica, dado que es un laboratorio abierto a las ciencias, no sólo geológicas, sino también biológicas por el gradual asentamiento y el progreso de la vegetación y la fauna en las lavas, mediante la lenta construcción del suelo y de alfombras de musgos y líquenes primero, luego de hierbas y arbustos y después del bosque en todas sus etapas. Así, aspectos referentes a la flora en la región de Tilarán y en el conjunto volcánico Perdidos, Chato y Arenal, según estructura, fisonomía, topografía y colonización, son tratados por Vargas (1985, 1987) y por Borgia et al. (1988).

2. GEOLOGIA REGIONAL

En los alrededores del volcán Arenal afloran rocas sedimentarias (parálicas y continentales) y volcánicas que se extienden desde el Mioceno al reciente. Las facies sedimentarias marinas están representadas por calizas, areniscas, lignitos y tobas. Su edad es Miocena Superior y corresponden con la Formación Venado, que está expuesta en las cercanías del poblado del mismo nombre. Además afloran lavas, diques y lahares contemporáneos y más jóvenes (Malavassi y Madrigal, 1970; Obando, 1986). En los cerros que circundan al embalse de Arenal, afloran rocas volcánicas Neógenas, correlacionables con el Grupo Aguacate (Dengo, 1962; Alvarado, 1984) y otras fases coetáneas. Estas rocas están instruidas por la Formación Granito-Gabro Guacimal de

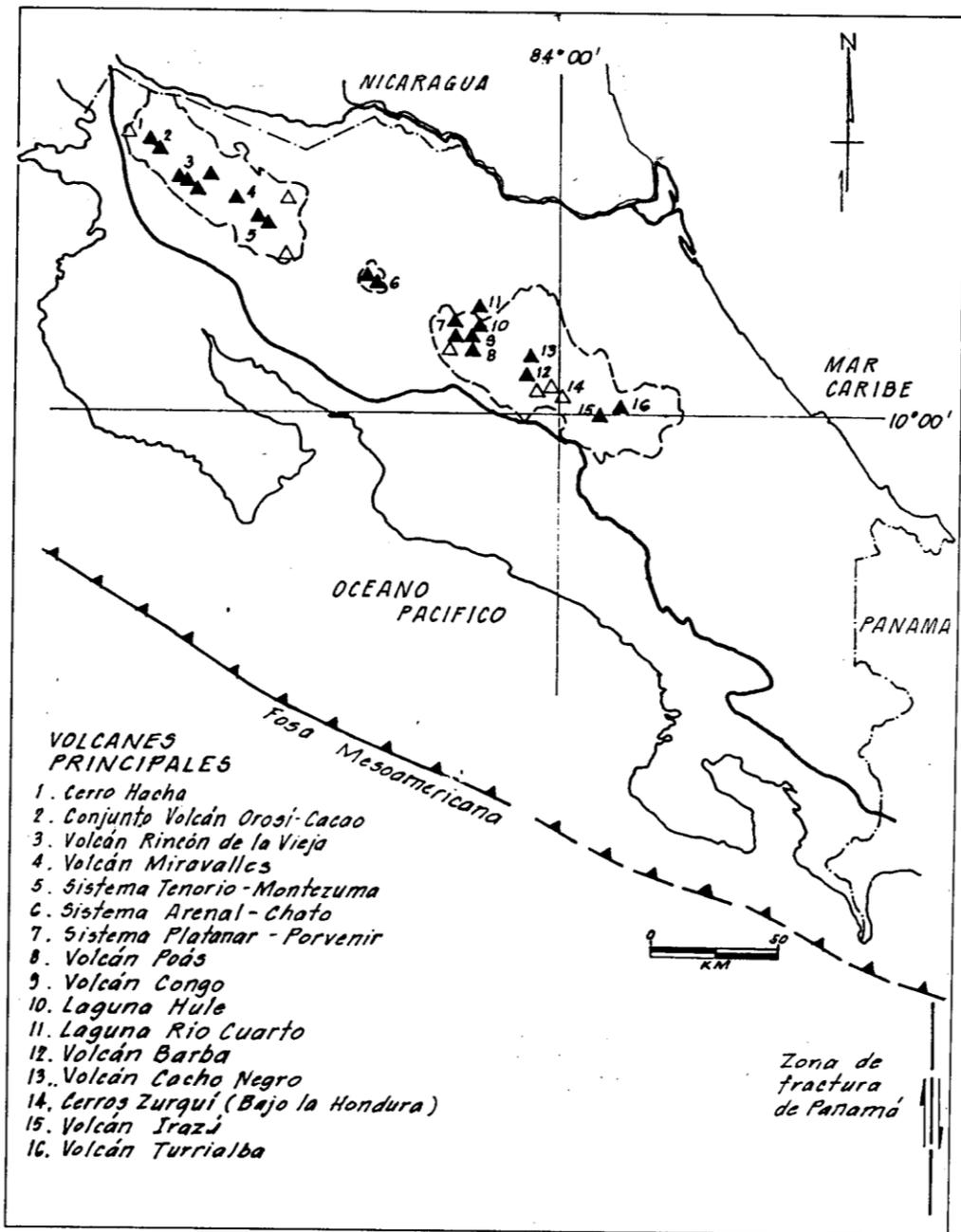


FIGURA N° 1
DISTRIBUCION DE LOS VOLCANES PRINCIPALES DE COSTA RICA

edad Pliocena Inferior, que a su vez están sobreyacidas por coladas andesíticas fisurales del Plioceno Superior asociada a la Formación Andesitas Monteverde (Chaves y Sáenz, 1974; Kusssmaul, 1987; en este trabajo).

El sistema volcánico Arenal-Chato-Los Perdidos se ubica en medio de las cordilleras volcánicas de Guanacaste y de la Central (Figs. 1 y 2) siendo el resultado de la subducción de la placa del Coco dentro de la astenosfera bajo la placa del Caribe, hasta alcanzar profundidades hacia el interior del país cercanas a los 200 km. Es aquí donde se hipotetiza que la placa del Coco se fragmenta, encontrándose la cordillera de Guanacaste y la Central en dos distintos segmentos y el arenal se ubica en el límite de ambos (Matumoto y Lathan, 1976; Carr y Stoiber, 1977; Umaña et al., 1979 y Burbach et al., 1984). En contraposición, Güendel (1986) sugiere que tal segmentación no existe, proponiendo más bien una zona de transición. Sin importar cuál posición se tome, la diferencia en los buzamientos de la zona sísmica, podría ser el responsable del contraste morfológico y de volúmenes entre los cerros volcánicos de las diferentes cordilleras (Stoiber y Carr, 1973; Carr y Stoiber, 1977), así como de las diferencias químicas entre ambas cadenas volcánicas y el sistema Arenal y Chato (Kusssmaul et al., 1982; Carr, 1984). Sin embargo, es claro que son más los factores a considerar a la hora de explicar las diferencias petrológicas (Alvarado, 1984; 1985; et al., 1986).

Las estructuras más sobresalientes de la región son la depresión volcano-tectónica del Arenal y el pilar volcano-tectónico de Tilarán orientados en sentido NE-SE, paralelos a la cual se presenta, más al norte, la depresión volcano-tectónica de Nicaragua (Dengo, 1962; Alvarado, 1984). Otro control estructural presente en la cordillera de Tilarán, con un patrón de fallamiento toscamente en forma de abanico con vértice hacia el cerro Poco Sol (Alvarado et al., en prep.), está definido por importantes fallas normales o de componente transcurrente, o una combinación de ambas (fallas Santa Clara, Javillos, Chachagüita, Danta, Chiripa, Tilarán, etc.). Dicho patrón neotectónico, podría ser el resultado del efecto de la intrusión de Guacimal, aunado a la deformación cortical durante el Cuaternario (Figs. 2 y 3).

La falla transcurrente de Chiripa (Matumoto y Lathan, 1976) fue la que originó un terremoto en Tilarán el día 13 de abril de 1973, con una magnitud Ms 6.5, y una intensidad máxima IMMVIII (Plafker, 1973). Para esta región, Montero (1986) calculó para la actividad sísmica, un período de recurrencia bastante estable de 60.8 años con base en los terremotos de 1853, 1922 y 1973. Existe la posibilidad de que sendos eventos pueden estar asociados a la misma fuente sismogénica (Chiripa) o a diferentes fallas incluyéndose la falla Cote-Arenal en el caso del terremoto de 1911 (Figs. 1 y 3). Hoy día, la actividad en dicha fuente es prácticamente indetectable, según los registros de la estación sismológica AR6 (Chiripa) de la RSN.

A lo largo del río Arenal y la Quebrada Sangregado, cerca de la represa del mismo nombre, se observan depósitos de pie de monte antiguos (lahares y aluviones intercalados con tobas y lavas) y depósitos fluvio-lacustres subrecientes con un

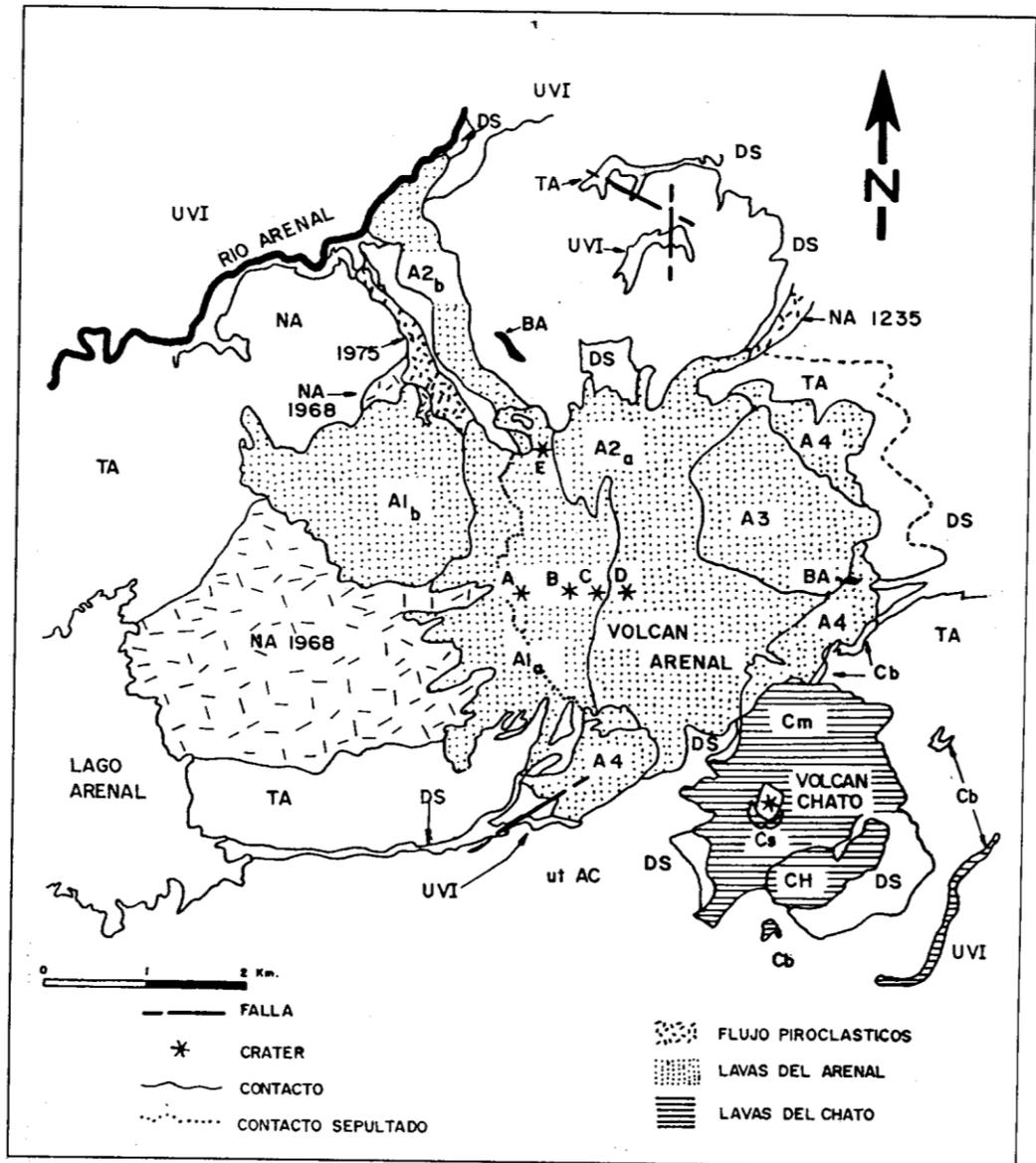


FIGURA N° 4
MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DE LOS VOLCANES ARENAL Y CHATO

basculamiento general hacia el N 5-8 W; 10-30 SW, testigos de la fuente tectónica de la región.

Se asume que al menos temporalmente el paleo-lago de Arenal debió de alcanzar una cuota topográfica más alta que el actual embalse (Umaña et al., 1973) y con base en dataciones C14 de madera en sedimentos fluvio-lacustres (Umaña et al.,

1974; Melson et al., 1986) se desprende que esto ocurrió hace unos 20.000 años atrás. Posteriormente, el lago se drenó y quedó la laguna pantanosa de Arenal. El volcán Arenal debió de manifestarse plenamente con la formación de su sentido de las aguas del río Arenal hacia el norte (Umaña et al., 1973; Borgia et al., 1988).

Por último tenemos que hay una migración de focos eruptivos de SSE a NNW iniciando con el cerro y la laguna Poco Sol (mar?), la caldera Fortuna (con sus dos domos intra-caldéricos) con andesitas horonbléndicas el volcán Chato y el Arenal (Alvarado, 1984), los cuales muestran una separación consistente de 2.5 km, en especial para las estructuras más jóvenes (Fig. 2).

3. GEOLOGIA LOCAL

Malavassi (1979), elaboró un primer mapa geológico con cierto grado de detalle, enfocado principalmente hacia los productos históricos. Borgia et al. (1988) efectúan un estudio geovulcanológico y petrológico detallado del sistema eruptivo Chato-Arenal. Los aspectos de geología local que a continuación expondremos están basados en este último trabajo y en observaciones adicionales de campo.

3.1 Lavas del Chato

Se reconocieron cuatro subunidades lávicas en el volcán Chato (Figs. 4 y 5): Chato basal (Cb), Chatito (CH), Chato medio (Cm) y Chato superior (Cs).

Consisten de andesitas y andesitas basálticas con uno o dos piroxenos, ricas en alúmina (19%) y muy pobres en potasio. El contenido SiO_2 incrementa de un 52% en la subunidad Cb a 53% en la Cm y 55.5% (promedio) en la Cs. El Na_2O , K_2O , Ba incrementan con el contenido de sílice mientras que el MgO, FeO decrecen (Fig. 6). Comparado con otras subunidades del Chato, la CH tiene el más alto contenido de SiO_2 (58%), y más bajo Na_2O , K_2O y Ba relativo al sílice. Estas características indican un mayor grado de diferenciación. La morfología de Chatito y la Espina con su apariencia masiva y con brechas lávicas de derrumbe laterales, sugiere que esta unidad fue emplazada con forma de domos.

La petrografía, con sus rangos de variación mineralógica-textual de la lava del Chato es la siguiente:

FENOCRISTALES (20-52.3%)MATRIZ (80-47.7%)

Plagioclasa (An 50-66)	3.5-39	De textura intergranular o intersertal
Olivino	0-5	formada por microlitos de plagioclasas, minerales opacos, piroxenos y
Clinopiroxeno	2-12	poco o nada de olivino o apatito y
Ortopiroxeno	0-15	vidrio pardo.
Minerales opacos	0.3-3	

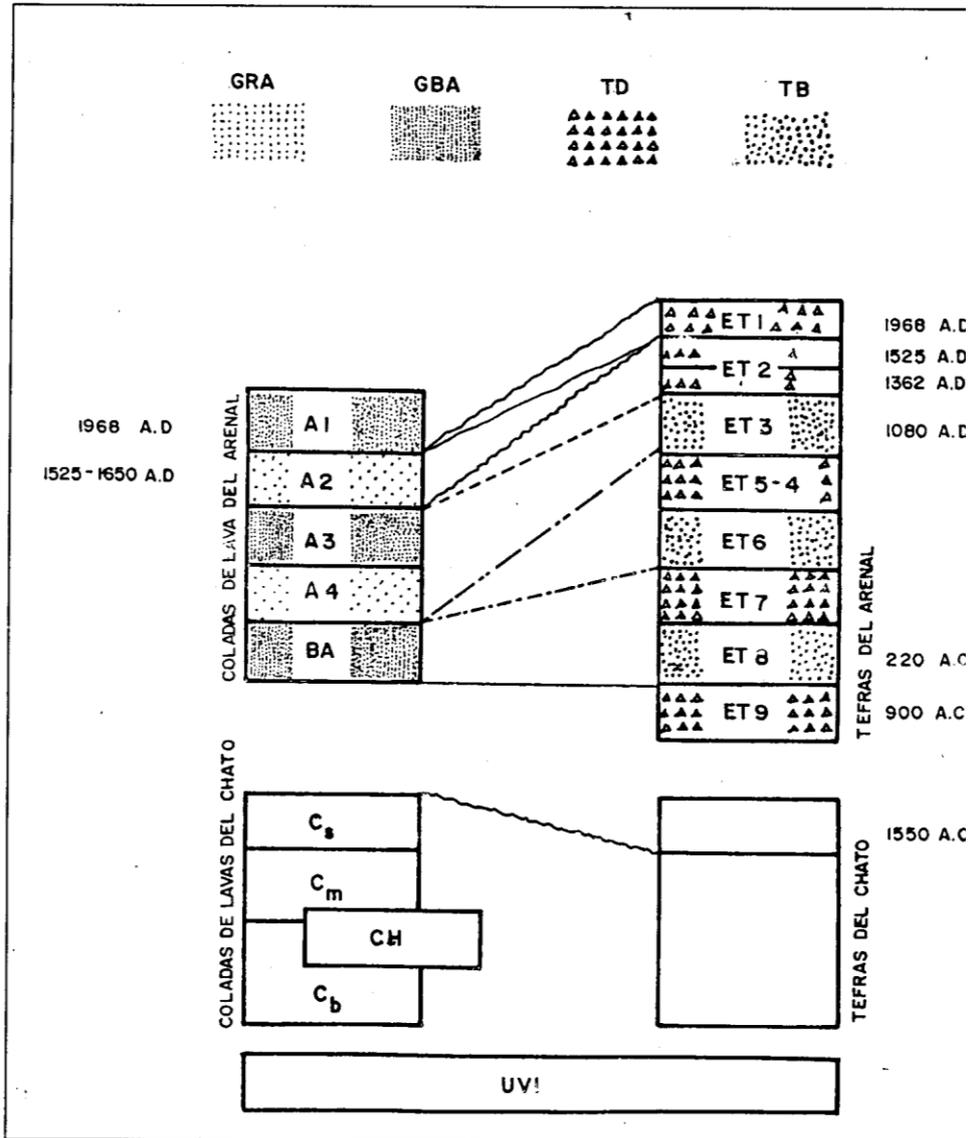


FIGURA N° 5
ESTRATIGRAFIA GENERALIZADA DE LOS VOLCANES ARENAL
CHATO

3.2 Lavas del Arenal

Las lavas del Arenal fueron divididas en cinco subunidades: Bajo Arenal (B A4, A3, A2, y A1 (Figs. 4 y 5).

Los flujos de lava son de composición andesítico-basálticos alumínicos, pot

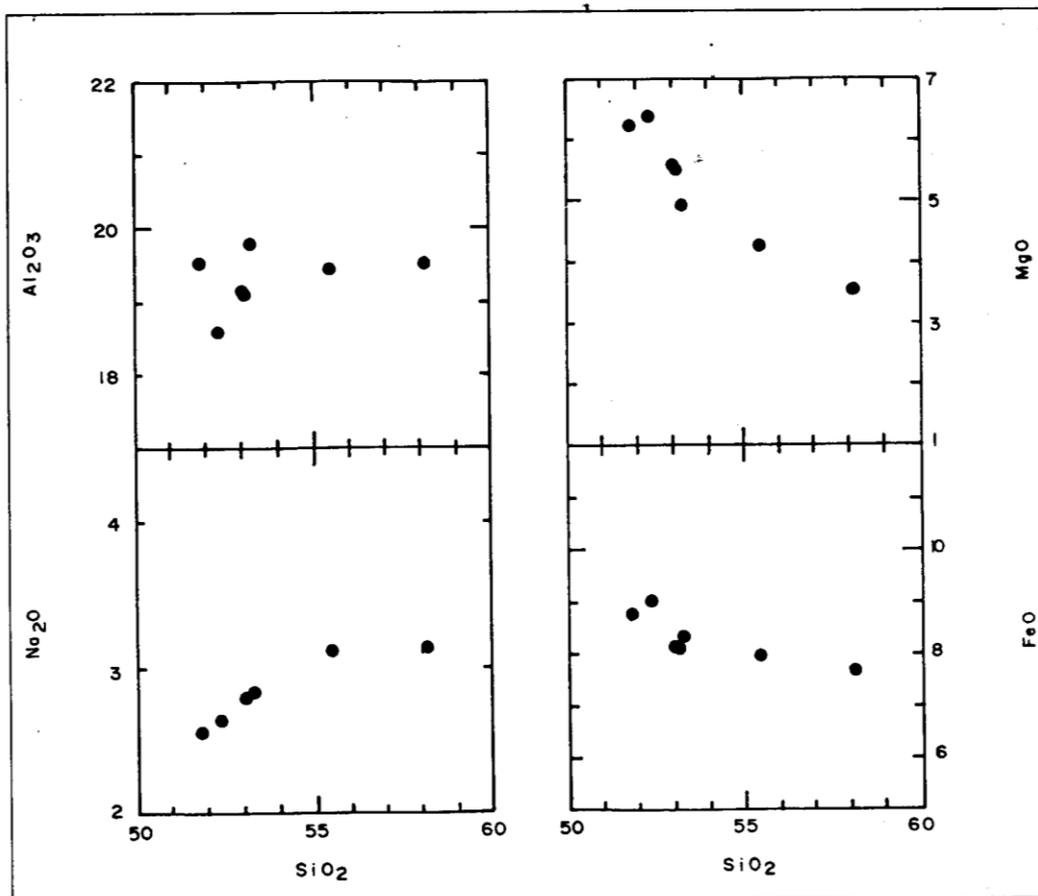
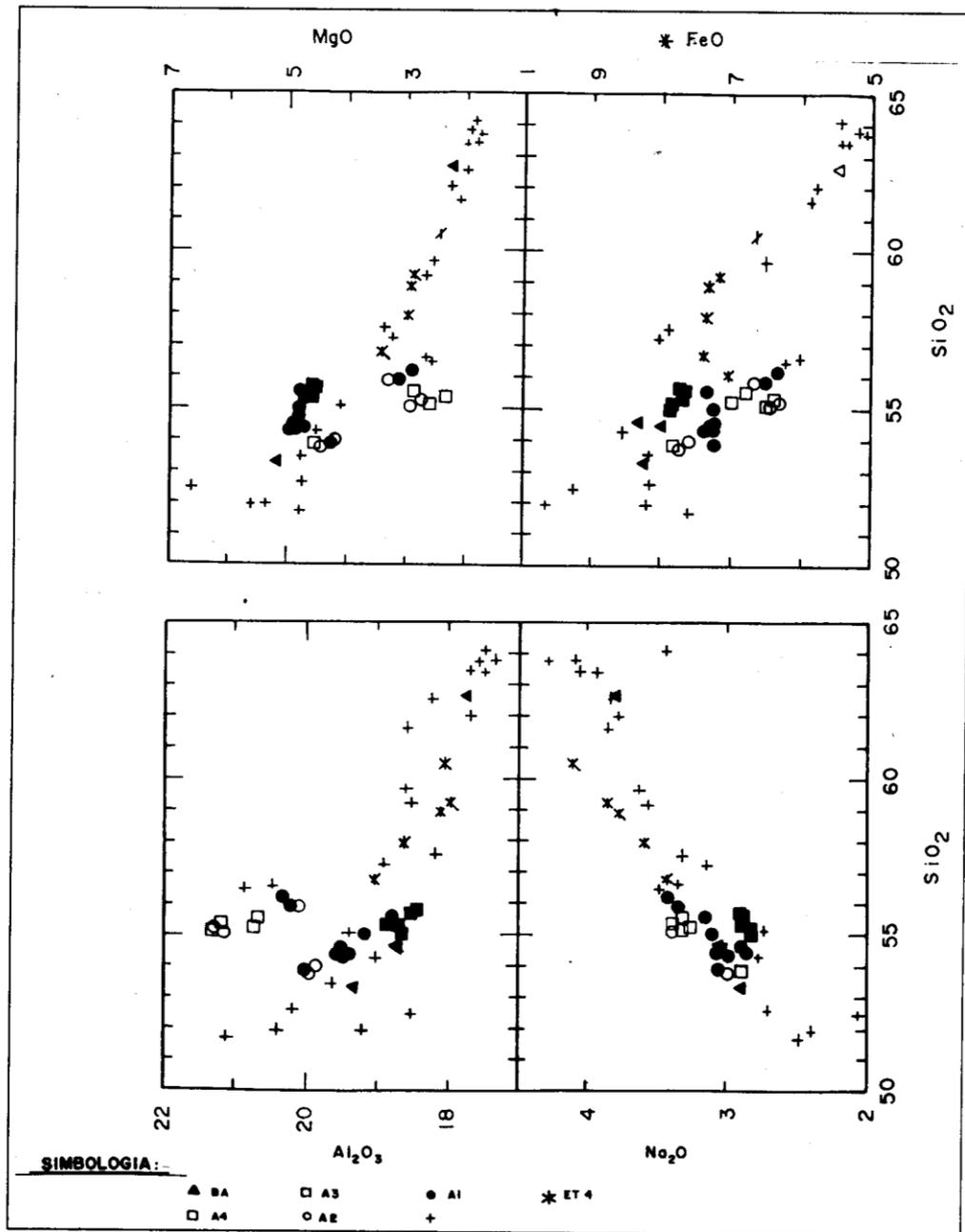


FIGURA N° 6
DIAGRAMA DE VARIACION DE LAS LAVAS DEL CHATO

en potasio, con un contenido en sílice muy uniforme (54-55%), excepto para la muestra de LA, que podría corresponder con una facies más antigua. Las coladas pueden ser subdivididas en tres grupos mayores con base en variaciones químicas (Fig. 5).

El primer grupo, el rico en alúmina (GRA), incluye lavas de las subunidades A2 y A4. Estos flujos tienen un contenido muy alto de Al_2O_3 y relativamente alto en Na_2O , K_2O , Ba, pero bajo en FeO y MgO. El promedio de fenocristaleses: Plag (38%), Cpx (2%), Opx (1.8%) y Mt (1.5%). En una característica distintiva de estos flujos es el mayor contenido de matriz con respecto del segundo grupo (57% vs. 50%) con cumulos de plagioclasas lo cual le confiere una textura granular.

El segundo grupo, el bajo en alúmina (GBA), incluye los flujos de lava A1, A3 y LA, que tienen un más bajo contenido de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y Ba relativo al GRA (Figs. 7 y 8). El promedio del contenido de fenocristales es: Plag (36%), Cpx (6%), Opx (6%), Mt (17%).



1 **FIGURA N° 7**
DIAGRAMA DE VARIACION DE LAS LAVAS Y TEFRAS DEL ARENAL

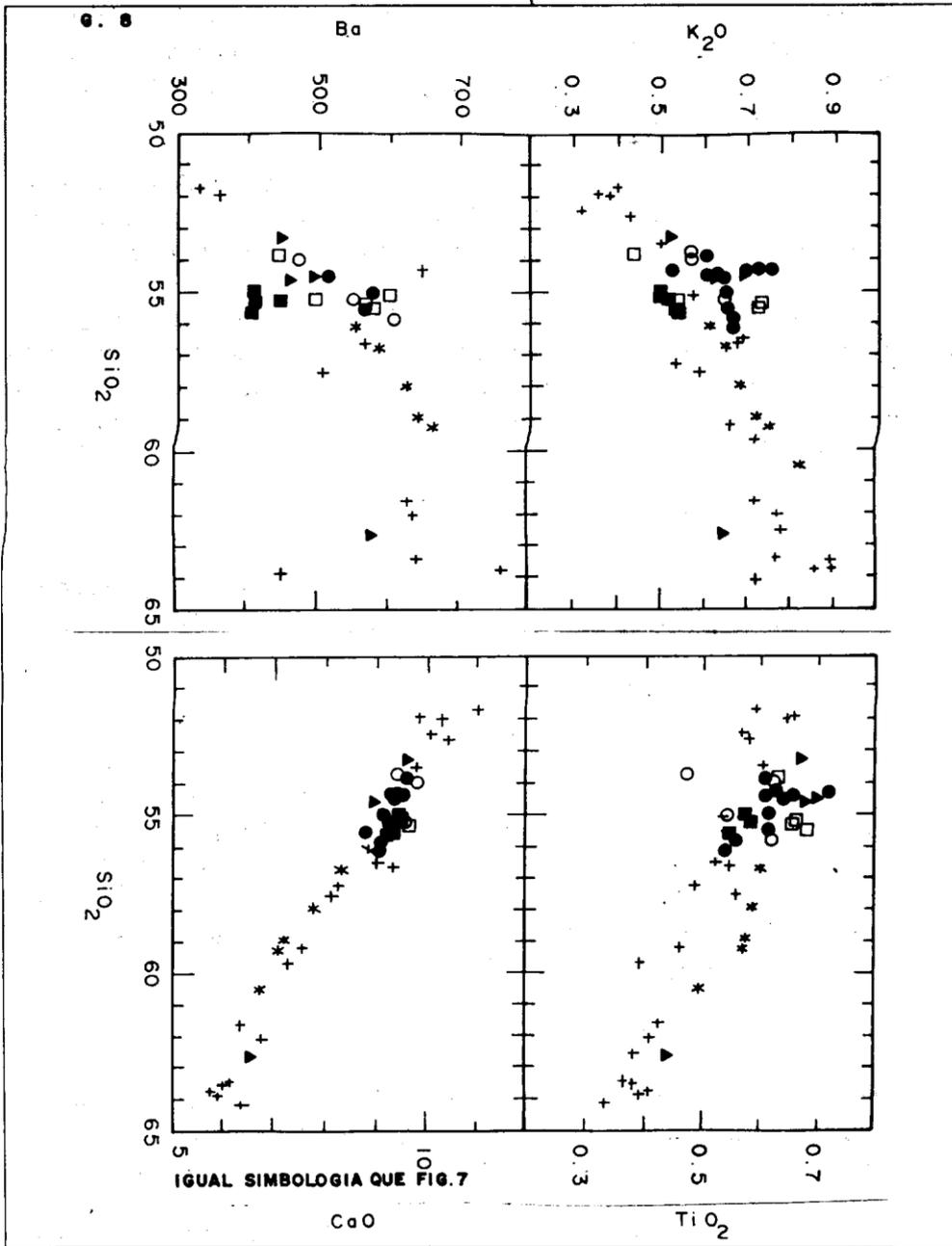


FIGURA N° 8

El tercer grupo, el intermedio en alúmina (GIA), incluye a los flujos de lava emplazados durante los estados tempranos de las diferentes erupciones, pero con una composición química intermedia entre ambos y un ligero menor contenido en sílice (54%), que más tarde dan paso al GRA o al GBA.

Algunos troncos carbonizados encontrados embebidos entre debris del estado tardío de A2, sobre el flanco este del Arenal, arrojaron edades de C14 más jóvenes de lo que el método en sí puede detectar en forma confiable (aprox. 300 B.P.).

Son muy interesantes los acumulados «diorfíticos» dentro de las tefras, así como los xenolitos de grabo olivínicos y de anortosita en las lavas del Arenal, las cuales fueron estudiadas por Gigolini y Borgliotti (1984) y se consideran como parte de la corteza inferior, lo cual explica los altos contenidos en alúmina y el aumento del Al y Ca con el decrecimiento del sílice (Cigolini y Kudo, 1987).

3.3 Tefras Indiferenciadas del Arenal y del Chato

Los estudios referentes a las tefras distales del Arenal son tratados por Melson (1982, 1984) y Chiesa (1987 a y b) para el Arenal-Chato por Borgia et al. (1988).

3.3.a Tefras del Chato

Sobre los flancos del Chato y áreas vecinas se observan bombas y tobas presumiblemente asociados a este volcán. Troncos de madera carbonizados colectados entre el Chato y el Chatito y sobre el flanco sureste de la Espina incluidas entre flujos de piroclastos, resultan edades de 1550±50 y de 1560±120 a. de C. Posiblemente la edad de 1725±50 años a. de C. reportada por Melson et al. (1986) pueda corresponder con esta actividad. Por eso, Borgia et al. (1988) sugieren que la última actividad freatomagnética del Chato aconteció hace unos 1550±100 años a. de C.

3.3.b Tefras del Arenal

Malavassi (1979) reconoció por lo menos 19 capas de tefras presuntamente asociadas al Arenal y Melson (1982) identifica 9 grandes unidades desde la más reciente denominada ET1 erupción en (1968) hasta la más antigua (ET9).

Estas unidades varían desde basaltos pobres en MgO a dacitas. Las unidades andesíticas-dacíticas (TD) alternan con andesitas básicas-basaltos (TB) en cuatro ciclos (Figs. 9 y 10).

Todos los TD siguen un patrón similar de diferenciación mientras que las TB poseen un patrón diferente. Las TD muestran una zonación composicional de Sílice de 64 a 54%, mientras que las TB son más uniformes (53 a 51%).

Los depósitos de avalanchas ardientes del Arenal son textural y petrográficamente muy variados, reflejos de los diferentes modos de emplazamiento y del quimismo del magma. Algunos de ellos son:

La Palma

Consiste en brechas caóticas constituidas por bloques de lava y de cumulos con pocas bombas y lapilli, flotando en una matriz arenosa. Afloran en las lagunas La Palma y Cedeño y localmente en el río Tabacón. La edad de estos posibles flujos se desconoce aunque por los rasgos morfológicos de los afloramientos y grado de meteorización, deben correlacionarse con alguna de las unidades más antiguas.

Quebrada Guillermina

Se trata de un detrito volcánico caótico, inconsolidado, constituido por bloques centimétricos o decimétricos de andésitas feniodacitas y andésitas basálticas junto con eyectos juveniles, bombas y cumulos causales, que flotan en una matriz abundante de ceniza y lapilli fino. Hacia la parte superior del flujo se observa un nivel de tefras de 2 m de espesor que corresponde con la nube dispersa asociada al flujo (c0-ignimbrita fina).

Pueblo Nuevo

Consiste en los depósitos de explosión lateral 1968 que emplazaron nubes ardientes de pómez y de bloques, oleadas piroclásticas, proyección balística de bloques y de bombas y caída gravitacional de cenizas. Hoy día, los materiales se encuentran parcialmente retrabajados. Tabacón: Depósitos de avalanchas ardientes de junio 17 al 21 de 1975 (Matumoto y Umaña, 1976; Van der Bilt et al., 1976) emplazados a altas temperaturas (Malavassi y Barquero, 1982) debido al colapso de un cuerpo lávico y posterior generación de una columna eruptiva tipo Merapi y Soufriere, respectivamente (Alvarado y Barquero, 1987). Se canalizaron por el río Tabacón con un espesor de 190 m y están constituidos por bloques lávicos, algunos de hasta más de 100 Ton. de peso, los cuales muestran evidencia de haber estado calientes (tortas de lava, juntas de enfriamiento); por lo menos dos diferentes tipos de lava se observan, predominando aquellas similares a la del actual período efusivo.

3.4 Depósitos Sedimentarios (DS)

Consiste en depósitos aluviales, laháricos, lacustres y coluviales, localmente enterestratificados con tefras y lavas recientes (e.g. río Tabacón). Los sedimentos fluviales y coluvio-aluviales (DSal) están bien desarrollados en algunos sectores de los ríos Agua Caliente, Arenal, Fortuna y Quebrada Calle de Arena y en ocasiones se muestran terrazas aluviales (Bravo, 1982). Los depósitos coluviales (DSc) están comúnmente presentes al pie de los flancos escarpados del volcán Chato. Los

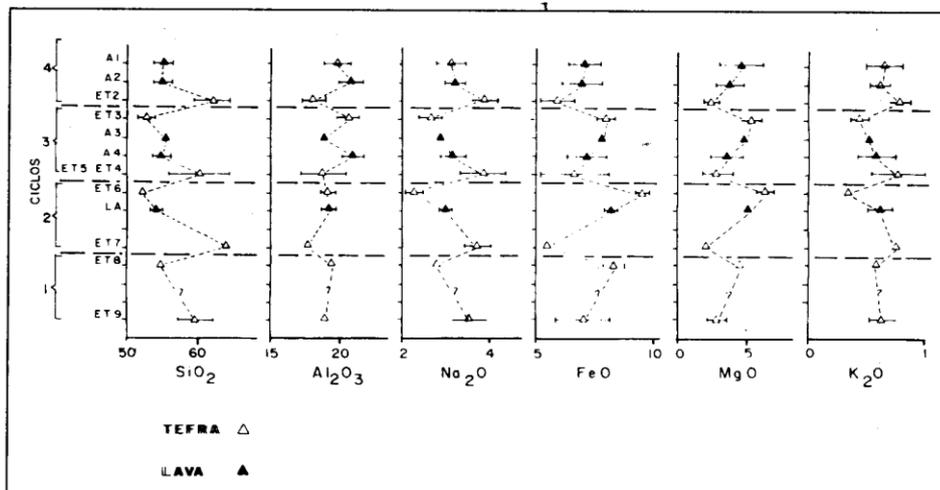


FIGURA N° 9

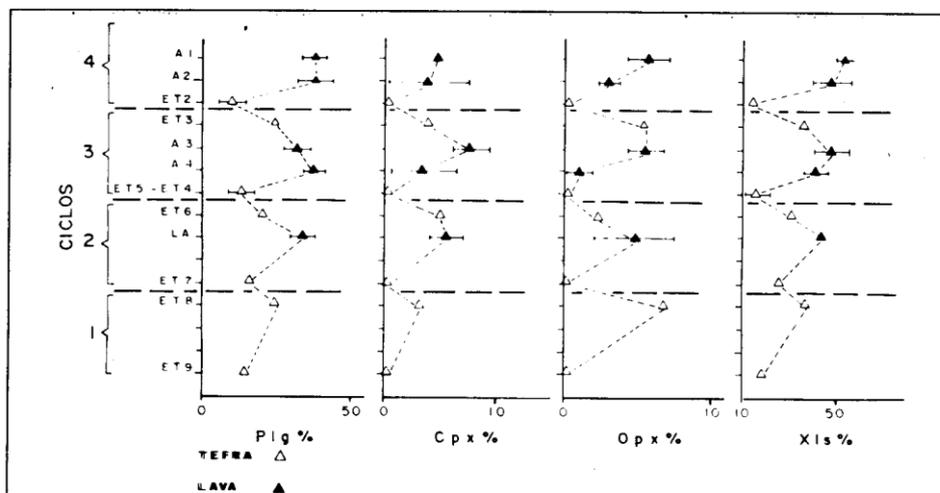


FIGURA N° 10

depósitos coluvio-aluviales son frecuentes al pie del volcán Arenal, en donde suelen formar abanicos de escombros rocosos. Los depósitos lacustres y palustres más importantes están ahora cubiertos por el embalse de Arenal.

4. SINTESIS PETROLOGICA

Las rocas del Arenal corresponden con andesitas basálticas ricas en alúmina y pobres en potasio. Según Rose et al. (1980), rocas con altos contenidos de Al₂O₃ han

fraccionado menos plagioclasa y esta inhibición en la fraccionación de este mineral podría ocurrir en cámaras magmáticas donde la PH₂O es grande y cuando el intervalo de reposo es relativamente corto. Esto podría explicar la presencia de anfíbol en los piroclastos del Arenal en el primer flujo de lava en 1968 (Alvarado, 1985), reportado por Melson y Sáenz (1968). Estos altos contenidos en agua son probablemente la causa de la tendencia alúmnica, y una por contracción del campo de las plagioclasas (Yoder y Tilley, 1962) o a través de la temprana cristalización del anfíbol como se ha observado en otras regiones (Cawthorn y O'hara, 1976, en Carr, 1984). Estas rocas alúmnicas intermedias en sílice, con baja relación MgO/FeO y bajo Cr, Ni y Co indican un origen por fusión parcial del manto periodotítico seguido por una cristalización fraccionada de olivino y piroxenos (Alvarado, 1984, 1985).

Para Borgia et al. (1988) los depósitos del Arenal muestran variaciones petrológicas y químicas a través del tiempo tanto en los flujos de lava como en las tefras (Figs. 9, 10 y 11). Estos ciclos se resumen como sigue:

Coladas de lava

a) Las unidades de lava tienen tres grupos composicionales:

GRA, GBA, GIA; el GRA y el GBA son eruptadas alternativamente (A2 y A4 pertenecen al GRA; A1, A3 y LA son del GBA); el GIA es eruptado durante los tempranos estados del GRA o del GBA.

b) Dos secuencias completas GRA-GBA son conocidas (A2-A1 y A4-A3), y al menos una más puede ser inferida (LA).

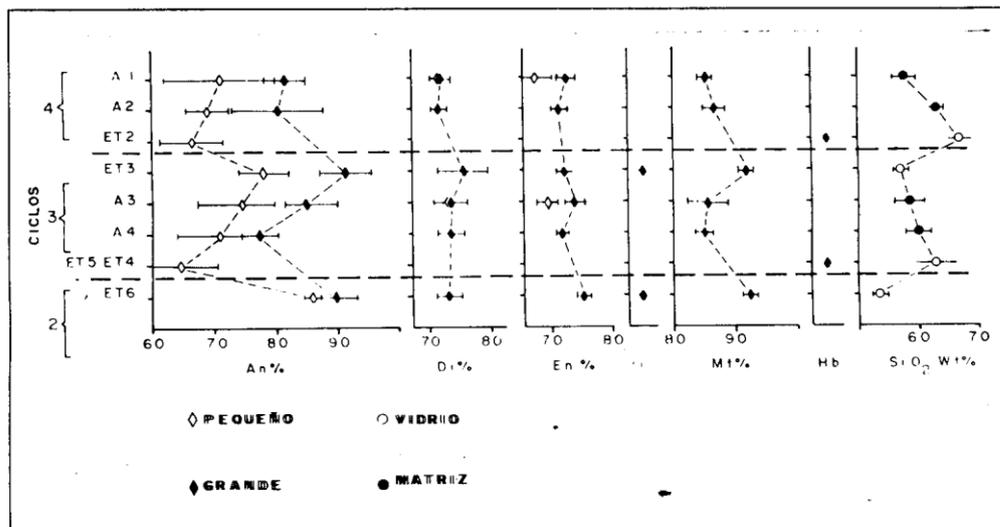


FIGURA N° 11

- c) Las unidades lávicas varían muy poco en el contenido de SiO_2 .
- d) El GRA tiene más baja cristalinidad que el GBA.

Depósitos de tefras

- a) Existen cinco unidades dacíticas-andesíticas y tres andesítico-basálticas.
- b) Cuatro secuencias distintas félsicas o básicas ocurren (ET9-ET8, ET7-ET6, ET5-ET4-ET3, ET2). (Fig. 5c). Las tefras dacíticas-andesíticas cambian hacia arriba de altas a bajas en SiO_2 .
- c) El grado de cristalinidad de las tefras decrece con el incremento en SiO_2 .

La alternancia entre el GRA y el GBA en los flujos de lava y entre las tefras basálticas y dacíticas sugieren la existencia de un ciclo magmático consistente de: 1) tefras dacíticas andesíticas, 2) lavas del GIA a GRA, 3) lavas del GIA pasan a coladas del GBA, 4) tefras andesítico-basálticas.

Los depósitos de tefras básicas marcan el fin de cada ciclo, porque el período de reposo después del emplazamiento de ET3, ET6 y ET8 fue considerablemente más largo que el anterior (Melson, 1982).

Borgia et al. (1988) concluye que la fraccionación del magma, la redistribución de cristales/líquido y el rejuvenecimiento de antiguas cámaras magmáticas puede ser efectivo en el siguiente modelo petrológico:

- 1) Un magma basáltico parental evoluciona durante una fraccionación temprana de olivino, plagioclasa y magnetita dentro de un magma de composición andesítico-basáltica similar a ET6 o ET3; una asimilación de un basamento máfico cortical puede contribuir tal y como lo sugieren (Cigolini y Kudo, 1987).
- 2) Por fraccionación y redistribución de Cpx, Opx, Plag, Mt y algo de Ol, el magma andesítico basáltico evoluciona dentro de una cámara andesítica zonada, en la cual el GIA es una facies marginal y los GRA y GBA forman la facies cuspidal y basal, respectivamente.
- 3) Finalmente, el magma andesítico desarrolla por cristalización fraccionada un techo rico en líquidos áfricos andesíticos o dacíticos.

5. SINTESIS DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA RECIENTE Y SEÑALES SISMICAS ASOCIADAS CON ENFASIS EN 1975

El inicio de la actividad eruptiva del volcán Arenal (que se le consideraba extinto

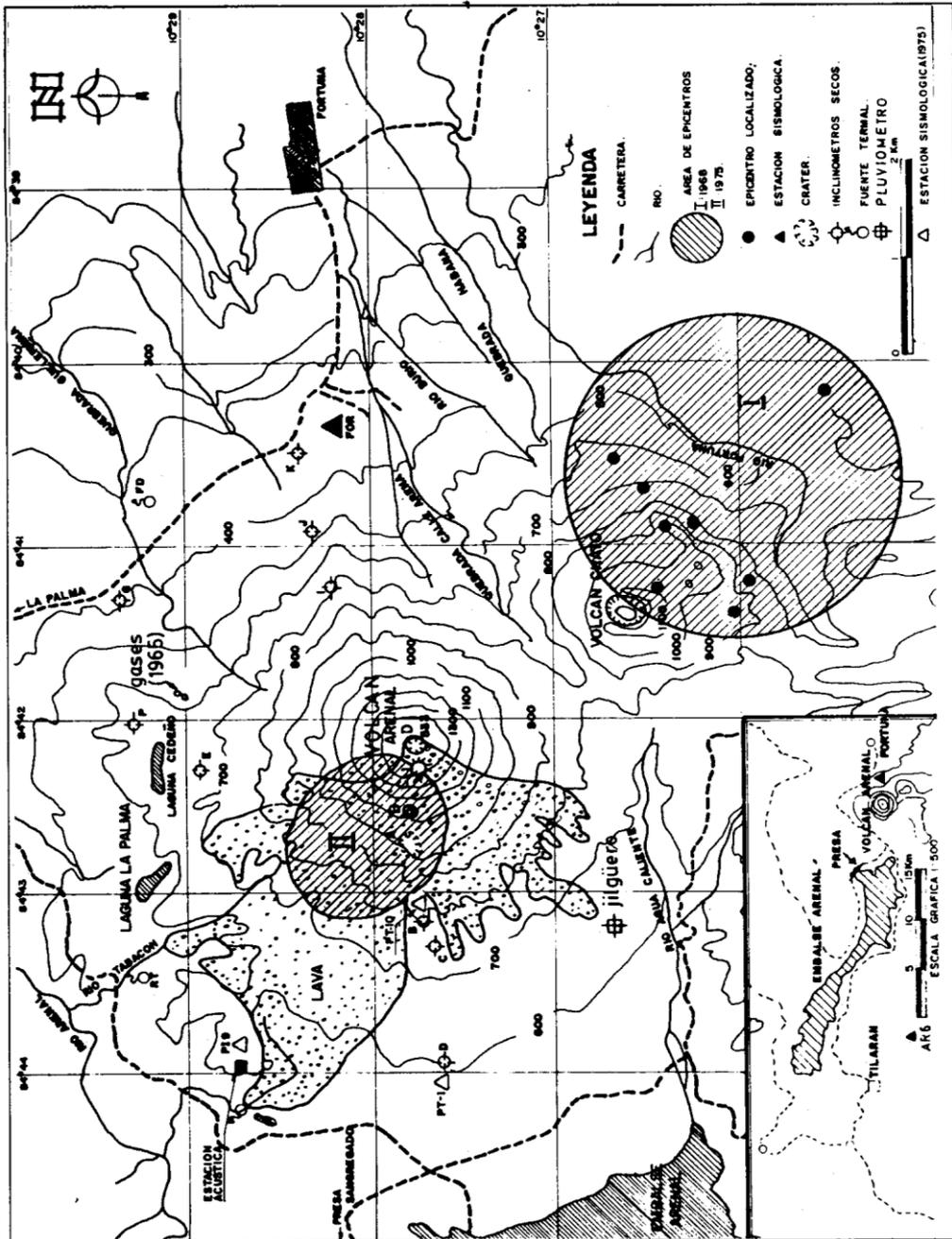


FIGURA N° 12
AUSCULTACION DEL
VOLCAN ARENAL Y
ACTIVIDAD VOLCANICA

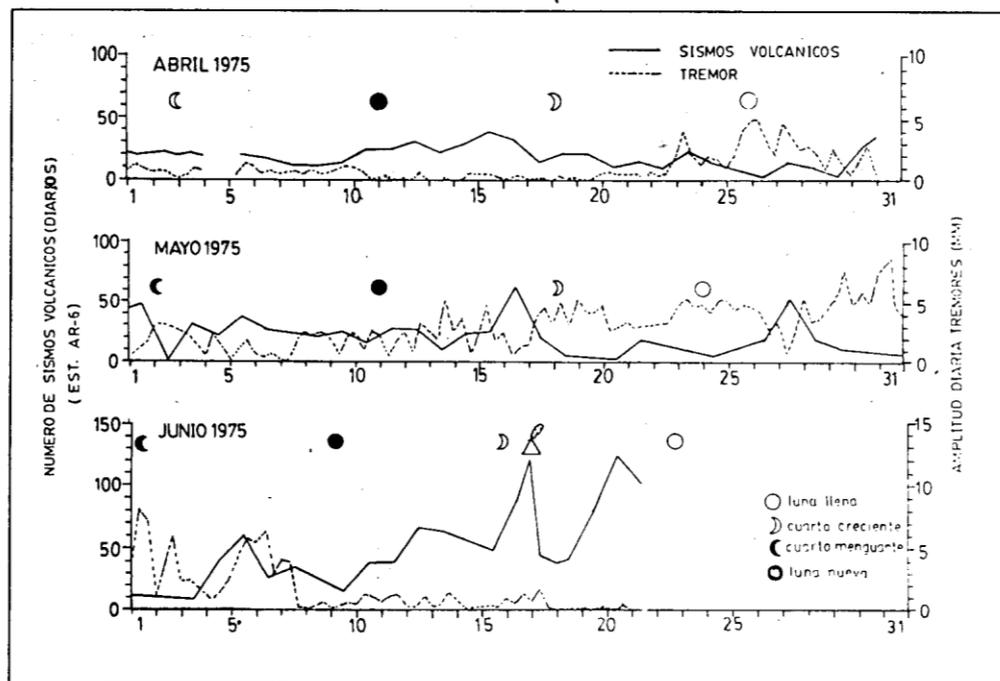


FIGURA Nº 13
ACTIVIDAD SISMICA DEL VOLCAN ARENAL

por no haber presentado actividad histórica) en 1968 estuvo precedido por un enjambre de temblores que se sintió entre el 15 y el 25 de setiembre de 1962, pero sin embargo, se desconoce su exacta ubicación epicentral para saber si son volcano-tectónicos o simplemente tectónicos, asociados a algunas de las fallas locales. Asimismo en 1965 se informó de la presencia de mofetas en la vertiente NE del cono y en 1967 se registró un aumento de temperatura en las aguas del río Tabacón y en la fuente termal Doris (originalmente fría). Desde 1937 se conocía de la existencia de solfataras en la cúspide del Arenal (Alvarado y Barquero, 1987), (Fig. 12).

Previo a la erupción poroxísmica, una «nueva» actividad sísmica se presentó con unos tres meses de antelación (Avila, 1978), manifestándose plenamente unas 8 horas antes de la explosión por medio de un enjambre de temblores que afectaron a las poblaciones vecinas al volcán con intensidades máximas de V (MM); la ola sísmica cesó repentinamente poco antes de la explosión peleana inicial (Matumoto, 1968, 1976). El 29 de julio a las 7:30 a.m. (13:30 GMT) el Arenal entró en actividad explosiva desbastando 15 km² entre el 29 y 31 de julio, matando a unas 78 personas (Melson y Sáenz, 1968, 1973; Fundali y Melson, 1972), y afectando en forma considerable o moderada a 230 km² (CNE, 1969). La mayoría de los productos volcánicos provenían del cráter inferior, que eyectó bloques de hasta 10 x 6 x 4 m.

algunos de los cuales (los de menor tamaño) alcanzaron una distancia máxima de 5.500 m, provocando numerosos cráteres del impacto, sobresaliendo uno de 25 m de diámetro y 4 m de profundidad (Melson y Sáenz, 1968; Sáenz, 1977). Días después de esta fase se detectaron sismos tipo A y B (Matumoto, 1968; Minakami et al., 1969). Algunos de los sismos volcano-tectónicos pudieron ser ubicados posteriormente por Minakami et al. (1969), (Fig. 12).

El 19 de setiembre de ese año da inicio la efusión de lava en el cráter inferior (A) la cual continuó hasta 1973 (Melson y Sáenz, 1968; Bennett y Raccichini, 1977). En 1974 la actividad lateral (cráter inferior A) migró a «terminal» (cráter c), verificándose un cambio en el quimismo y morfología de las lavas (Wadge, 1983; Cigolini et al., 1984; Reagan et al., 1987). Aspectos geológicos sobre la dinámica y estructura de las coladas de lava, así como su influencia en el crecimiento de un pequeño estratovolcán son tratados por Borgia et al., 1983 y por Borgia (1988).

Entre los días 17 y 21 de junio se generaron varias avalanchas ardientes procedentes del cráter C, (Fig. 4) fase que estuvo precedida por un enjambre de sismos a principios de año y unos dos meses atrás por un incremento en los sismos volcánicos y en los temblores (Matumoto, 1976; Matumoto y Umaña, 1976; Van der Bilt et al., 1976; en este trabajo) (Figs. 12, 13 y 14).

De la figura 15 a la 21 se muestran los tipos de señales registradas por la Red Sismológica del Arenal (ICE), principalmente en el año 1975; para sismogramas más recientes (1984-1986) se debe consultar el trabajo de Alvarado y Barquero (1987).

En asociación con el reinicio de la actividad explosiva del volcán Arenal en 1975, varios tipos de señales sísmicas fueron registradas por la red sismológica del ICE: temblores volcánicos A, B, E y tres tipos de temblores volcánicos de alta, intermedia y baja frecuencia fueron identificados. La generación y los cambios temporales de las señales sísmicas fueron correlacionados adecuadamente con la actividad volcánica (Fig. 14):

- A) Enjambres de temblores tipo A ocurrieron entre el término de enero y principios de febrero, antes del reinicio de la actividad del volcán Arenal en 1975.
- B) Temblores volcánicos de tipo B fueron reconocidos a través de todo el período activo.
- C) En asociación con las erupciones, temblores similares a los de tipo B pero con una fase de sonido claramente distinguible fueron registrados (tipo EA). Además, los temblores de tipo E fueron frecuentemente seguidos por las de temblores de alta, intermedia o baja frecuencias o ambas (temblores volcánicos de tipo EH, EI, EL).

Tipo de señal	Nombre	Frecuencia	Profundidad	Características	
A	Volcano-tectónico	$\geq 3 \text{ Hz}$	1-20 Km	Las ondas P y S están bien definidas. Son eventos producidos por movilización de fracturas en el edificio volcánico.	
B.	Volcánicos	$< 3 \text{ Hz}$	0-1 Km	La onda S no se puede distinguir fácilmente, son eventos de magnitudes bajas y en general su número se incrementa previo al inicio de periodos explosivos.	
E.	Explosivos	$< 3 \text{ Hz}$	superficiales	Están relacionados directamente con explosiones (E_C). En algunos casos presentan una fase de alta frecuencia claramente identificables que corresponde con una onda de sonido (E_A).	
T.	Tremores				
	T_H	Explosión-tremor (E_H)	$> 3 \text{ Hz}$	superficiales	Ruido sísmico continuo asociado con avalanchas y caída de bloques de lava desde el cráter (T_D).
	T_I	(E_I)	1-3 Hz	superficiales	Pulsación o vibración de más o menos larga duración originada por diversos fenómenos: Fluctuaciones de gases (incluyendo desgacificaciones: T_G) resonancia de los conductos de emisión, fracturación de rocas por exceso de la presión de fluido o intrusión de magma.
	T_L	(E_L)	2s	superficiales	Oscilación de la cámara o conducto magmático

FIGURA N° 14
SISMICIDAD OBSERVADA EN EL VOLCAN ARENAL

Los tremores de baja frecuencia a su vez, comprenden dos intervalos de frecuencias de 1.3 a 3.3 Hz (tipo L1) y de 0.50 a 0.52 Hz (tipo L2). Estos últimos fueron observados únicamente en la estación sísmica PT-10 (Figs. 12-21). En los máximos de la actividad volcánica, los L2 fueron aparentemente originados por oscilaciones de la cámara magmática, asumiendo una cámara magmática esférica y una velocidad de

las ondas longitudinales a través del magma de 4.1 km/seg; el radio de la cámara magmática se estimaría en 3.3 km. (Figs. 21, 22 y 23). Melson et al. (1979), con base en los primeros datos de los inclinómetros secos, argumenta la existencia de una cámara magmática somera (unos 2 km. de profundidad). Sin embargo Wadge (1983) analiza parte de estos modelos y considera más apropiado una chimenea cilíndrica. Así se puede asumir un término medio con la existencia de un pequeño reservorio. Futuras investigaciones resolverán lo anterior.

En 1975, el reflujó de actividades volcánicas con duraciones de entre uno y varios días, fueron repetidas. La frecuencia de los tremores volcánicos del tipo L1 mostraron una marcada correlación con las fases activas del volcán. Durante los períodos relativamente tranquilos entre los intervalos activos, las frecuencias determinadas fueron de 1.3 Hz.

Antes del inicio de un período activo, la frecuencia se incrementa a 3.3 Hz, y a través del período activo la frecuencia disminuía gradualmente. Tales cambios en la frecuencia de los tremores volcánicos de tipo L1, da soporte a un modelo por resonancia acústica en el conducto volcánico. En concordancia con el levantamiento o subsistencia de la columna de magma, se origina un cambio en la frecuencia de los tremores de tipo L1. Asumiendo el modo fundamental que corresponde a la resonancia de la columna de aire, la misma debió de haber sido de 120 m de largo durante los

Tipo A



Tipo B

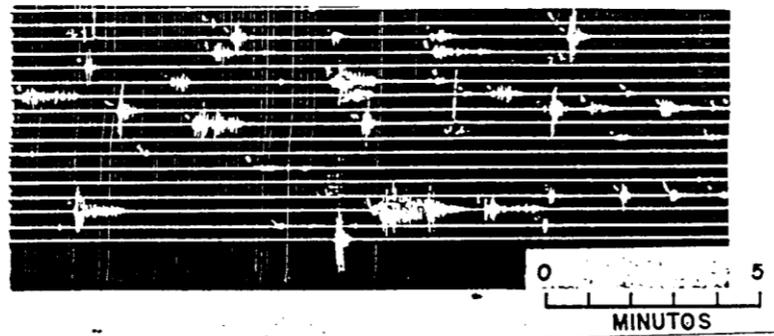


FIGURA N° 15

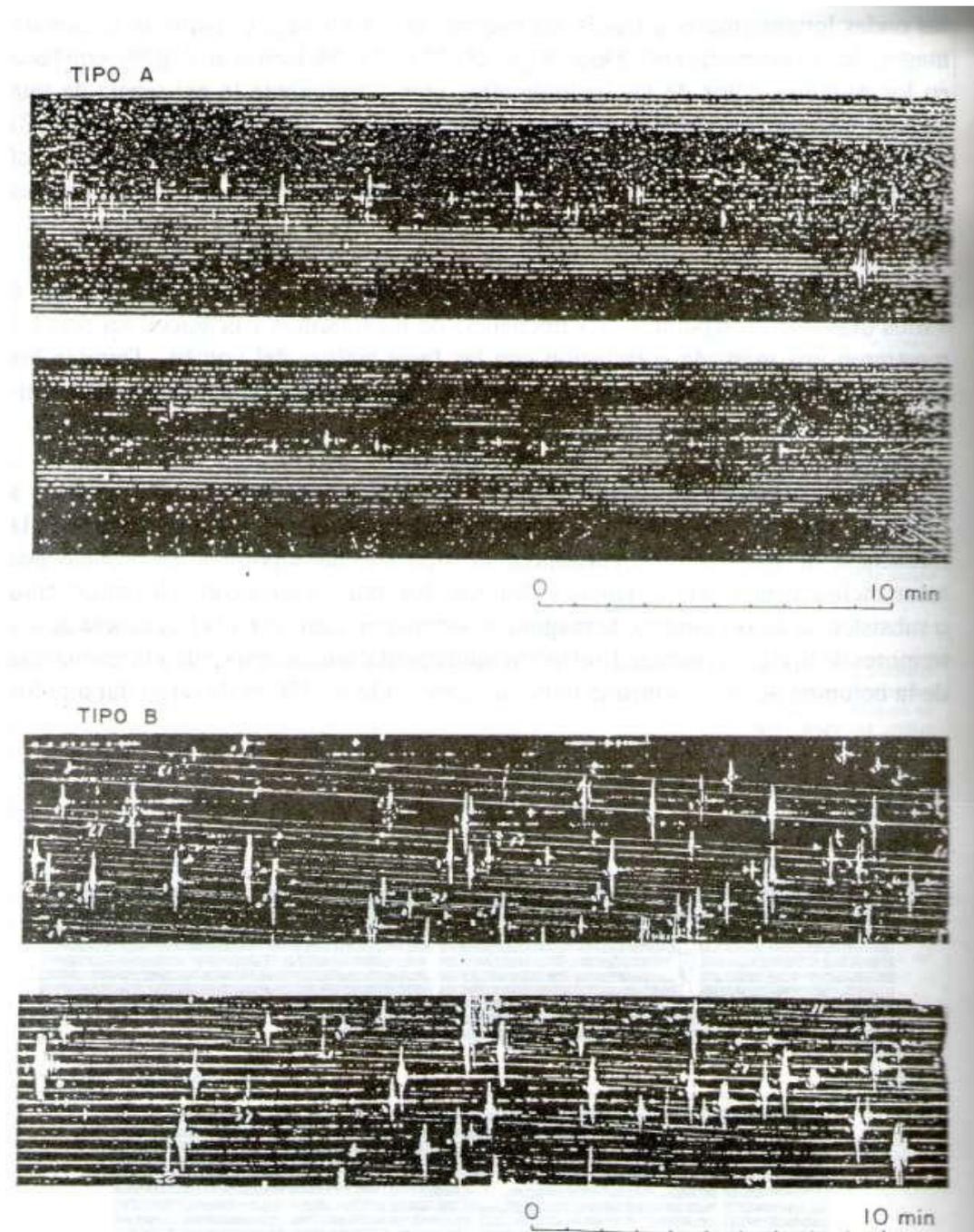


FIGURA N° 16

períodos de relativa quietud (1.3 Hz), siempre y cuando nos basemos en este modelo teórico. Al iniciarse la actividad volcánica el magma sube y la columna de aire disminuye a 50 m de largo (3.1 Hz). A través de los períodos activos que comprenden erupciones repetidas y efusión de lava en bloques, se hipotetiza que la columna de

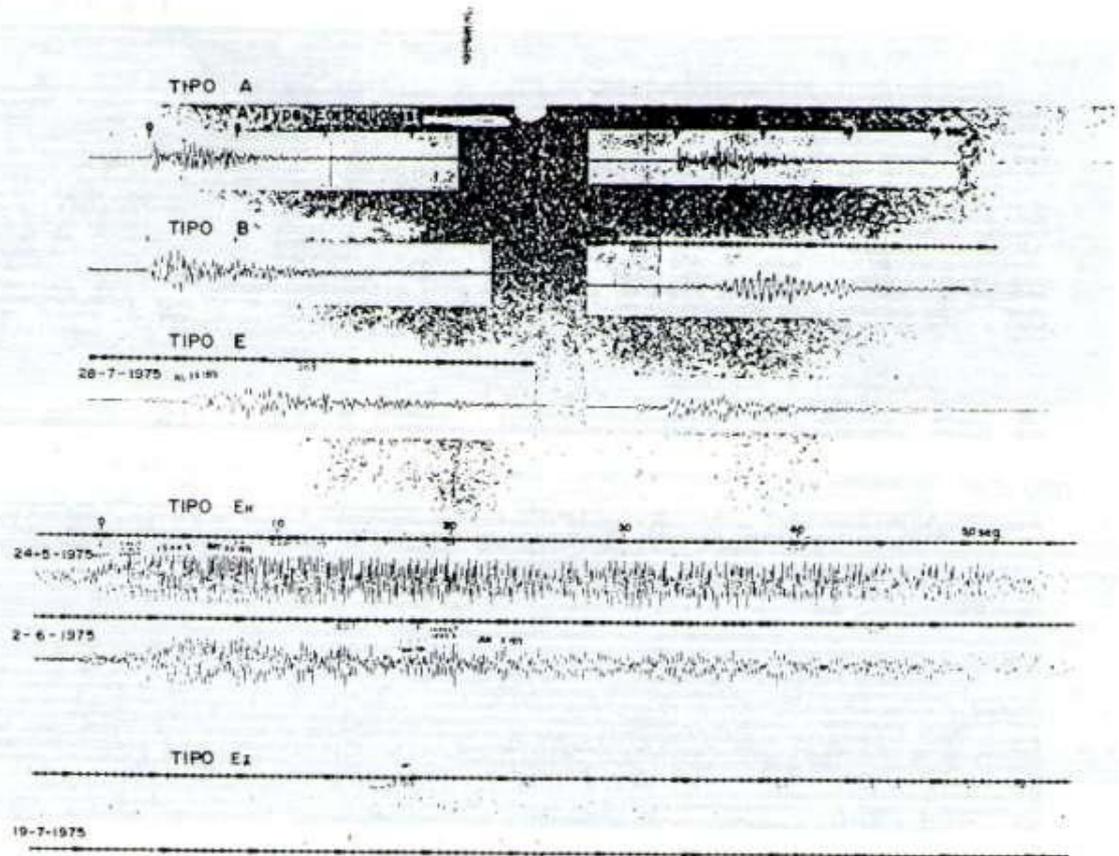


FIGURA N^o 17

magma gradualmente se hunde y la frecuencia de resonancia disminuye paralelamente. Sin embargo, las observaciones de campo, sugieren que lo anterior puede deberse más bien a la vibración o resonancia de la lava durante su ascenso en la chimenea o a una combinación de ambos (Fig. 23). De hecho, Alvarado y Barquero (1987) deducen que el foco explosivo se ubica a unos 100 metros bajo el cráter.

En junio de 1984 se inicia una nueva fase explosiva estromboliana con un incremento previo en la actividad de temores. La actividad de temores fue mayor en cada fase de mayor actividad (Montero, 1984). Dicha actividad se caracteriza por temores tipo L1 con variaciones de frecuencia entre 0.8 y 3.3 Hz sugiriendo movimientos y resonancias en la pila magmática. Sin embargo, la mayoría de los eventos sísmicos registrados en las estaciones de Fortuna y en Chiripa correspondían a temblores con explosión seguidos por temores de frecuencia intermedia (tipo E1). Este período se extendió hasta noviembre de ese año con un decaimiento «exponencial» de la actividad sísmica y explosiva probablemente asociada con las mareas terrestres (fases de la luna: principalmente cuarto creciente a la luna llena), situación que parece confirmarse en fechas precedentes y en la actualidad (Alvarado y Barquero, 1987), Fig. 25.

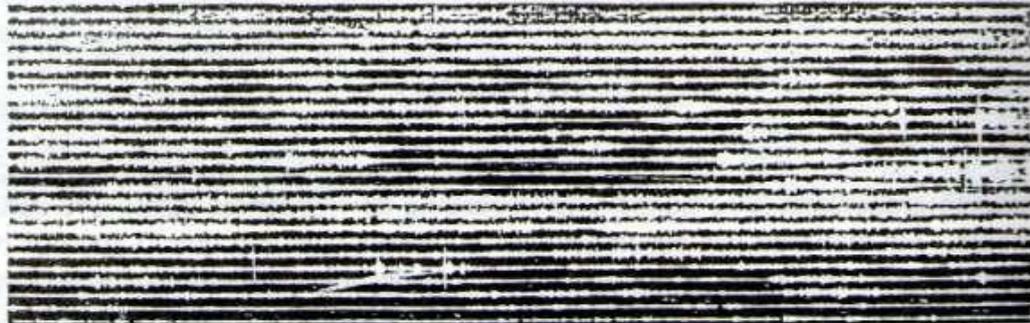
TIPO E_H



TIPO E_H



TIPO T_H

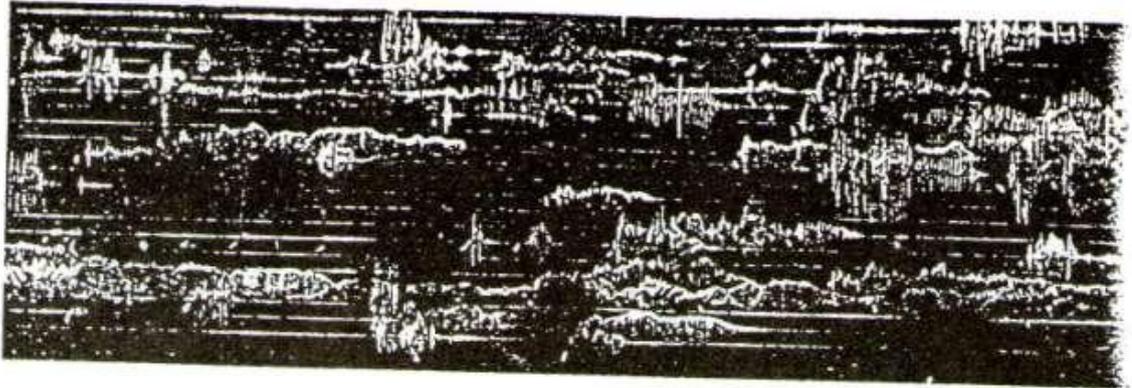


0 10min

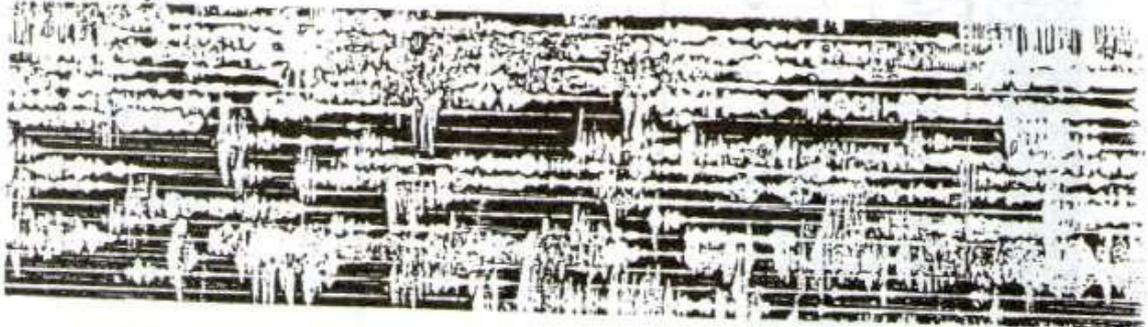
FIGURA N^o 18

Desde 1985 hasta 1987 la actividad estromboliana y efusiva se mantuvo en un nivel normal con incrementos moderados en la sismicidad volcánica en octubre y noviembre de 1985, mayo a julio de 1986 y en febrero-marzo de 1987 (Fig. 26). Los tremores suelen incrementar varios días o semanas antes de las fases explosivas de cierta importancia, durante la cual los sismos A, B y E suelen manifestarse de manera importante, por ello, dichas señales se consideran como indicativas de un eventual cambio en la dinámica del Arenal.

TIPOS E_1 y T_2



TIPO E_2 y T_1



TIPO T_1



0 10min

FIGURA N° 19

6. VIGILANCIA VOLCANICA

La Sección de Sismología e Ing. Sísmica (Depto. de Geología. ICE) ha mantenido la vigilancia más o menos continua del Arenal desde hace unos 15 años, a través de estaciones sismológicas y de inclinómetros secos (Matumoto y Lathan, 1975; Umaña et al., 1979; Melson et al., 1979; Alvarado y Barquero, 1987). En la actualidad se cuenta con dos estaciones sismológicas ubicadas a 3.5 km al este del cráter sumital (D) y a 22.2 km al oeste del volcán (FOR y AR6 de la RSN, respectivamente).

Adicionalmente se cuenta con 9 inclinómetros secos, dos líneas para medidas

FIGURA N.º 20

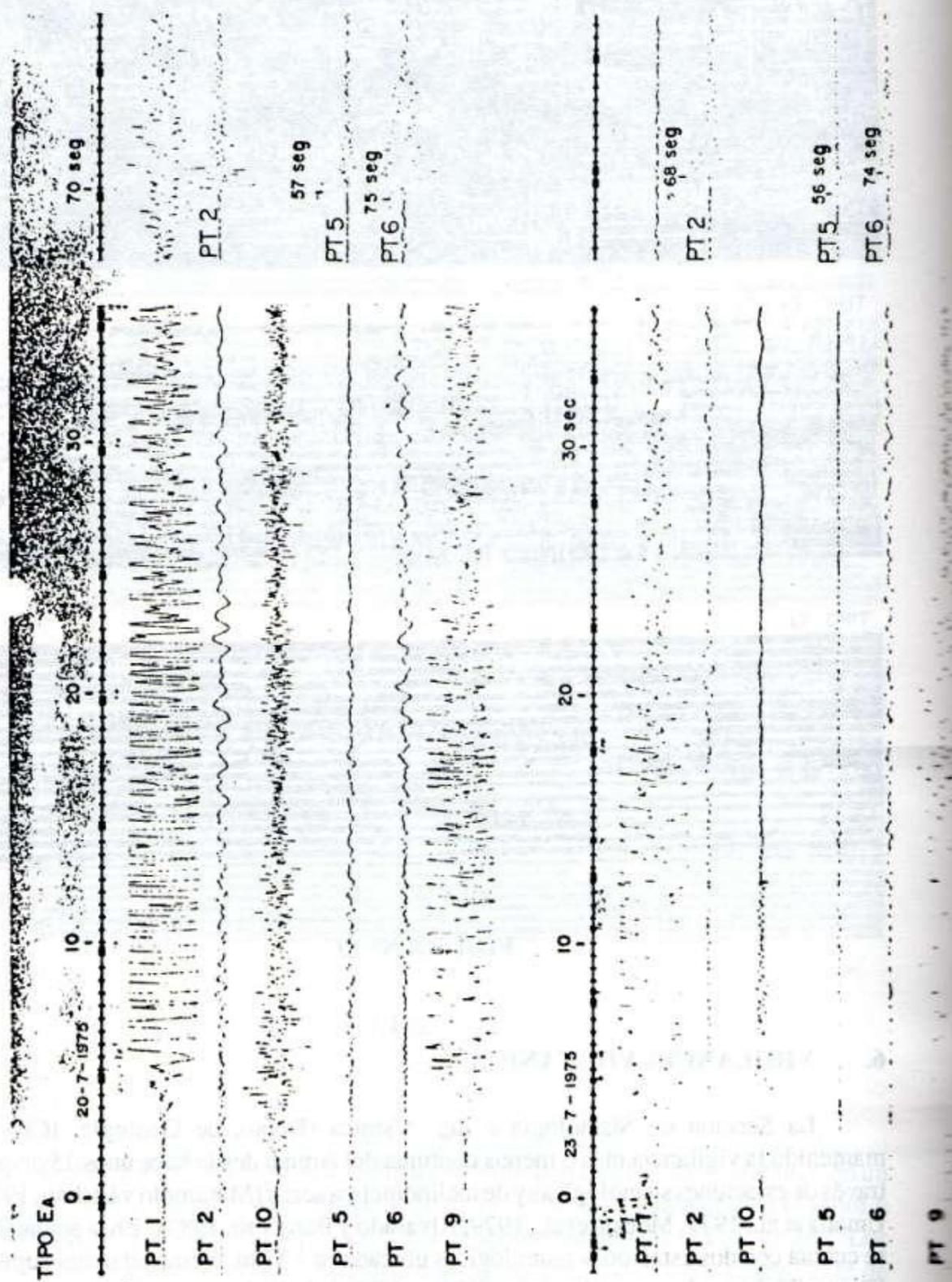
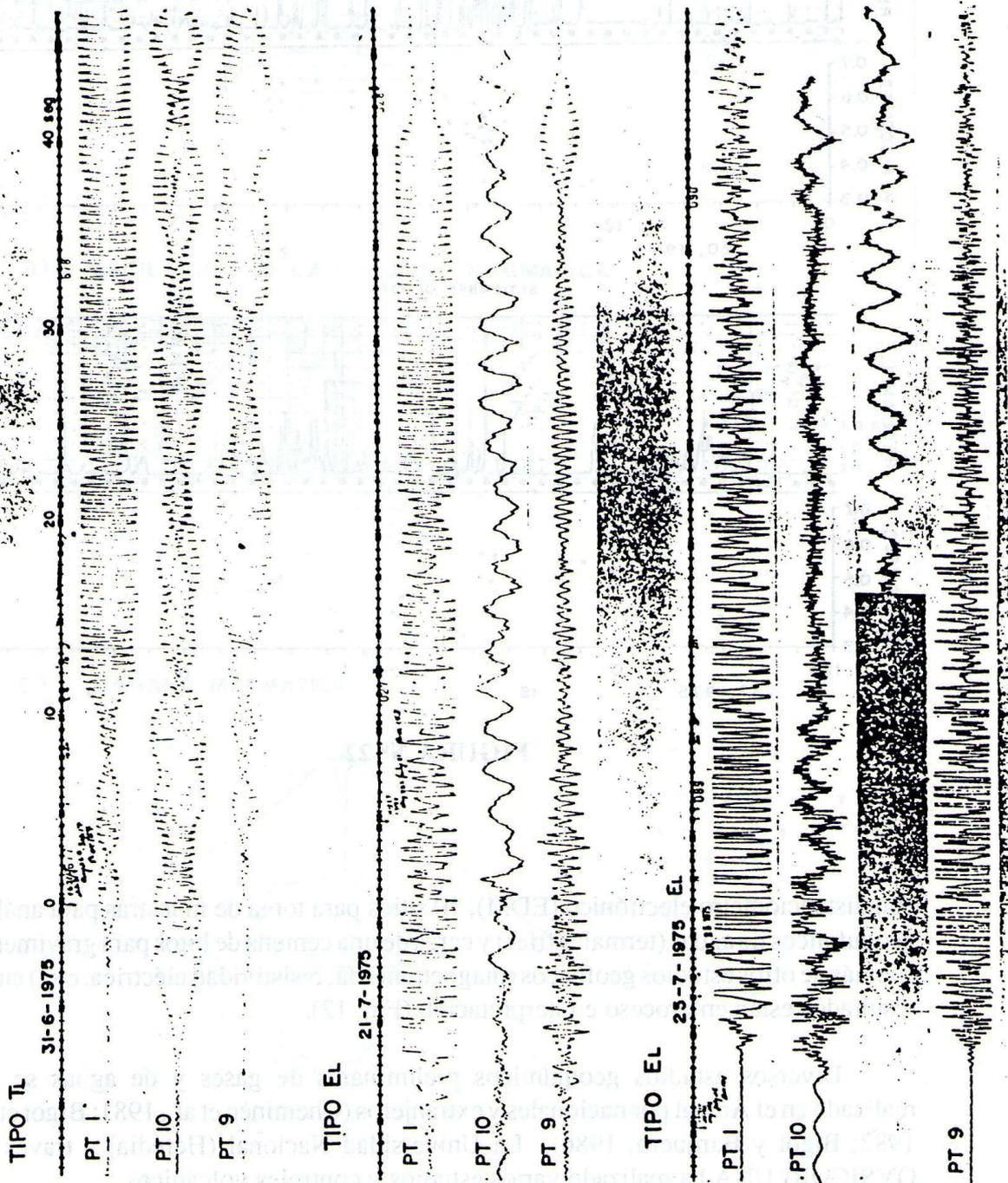


FIGURA Nº 21



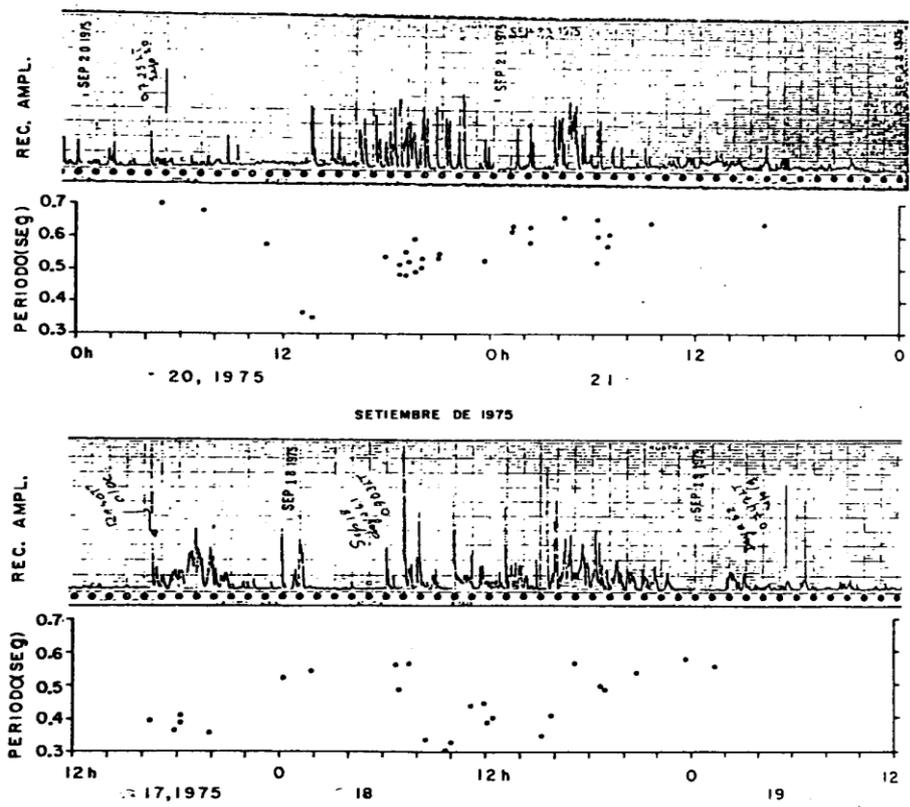


FIGURA N° 22

con distanciómetro electrónico (EDM), 10 sitios para toma de muestras para análisis geoquímicos de aguas (termales frías) y cerca de una centena de hitos para gravimetría, además de otros estudios geofísicos (magnetometría, resistividad eléctrica, etc.) cuyos resultados están en proceso e interpretación (Fig. 12).

Diversos estudios geoquímicos preliminares de gases y de aguas se han realizado en el Arenal por nacionales y extranjeros (Cheminèe et al., 1981; Bigot et al., 1982; Bigot y Barquero, 1986). La Universidad Nacional (Heredia) a través del OVSICORI UNA ha realizado varios estudios y controles volcánicos.

7. PELIGRO VOLCANICO ASOCIADO AL ARENAL

Con base en el estudio actual de nuestros conocimientos geológicos, la actividad

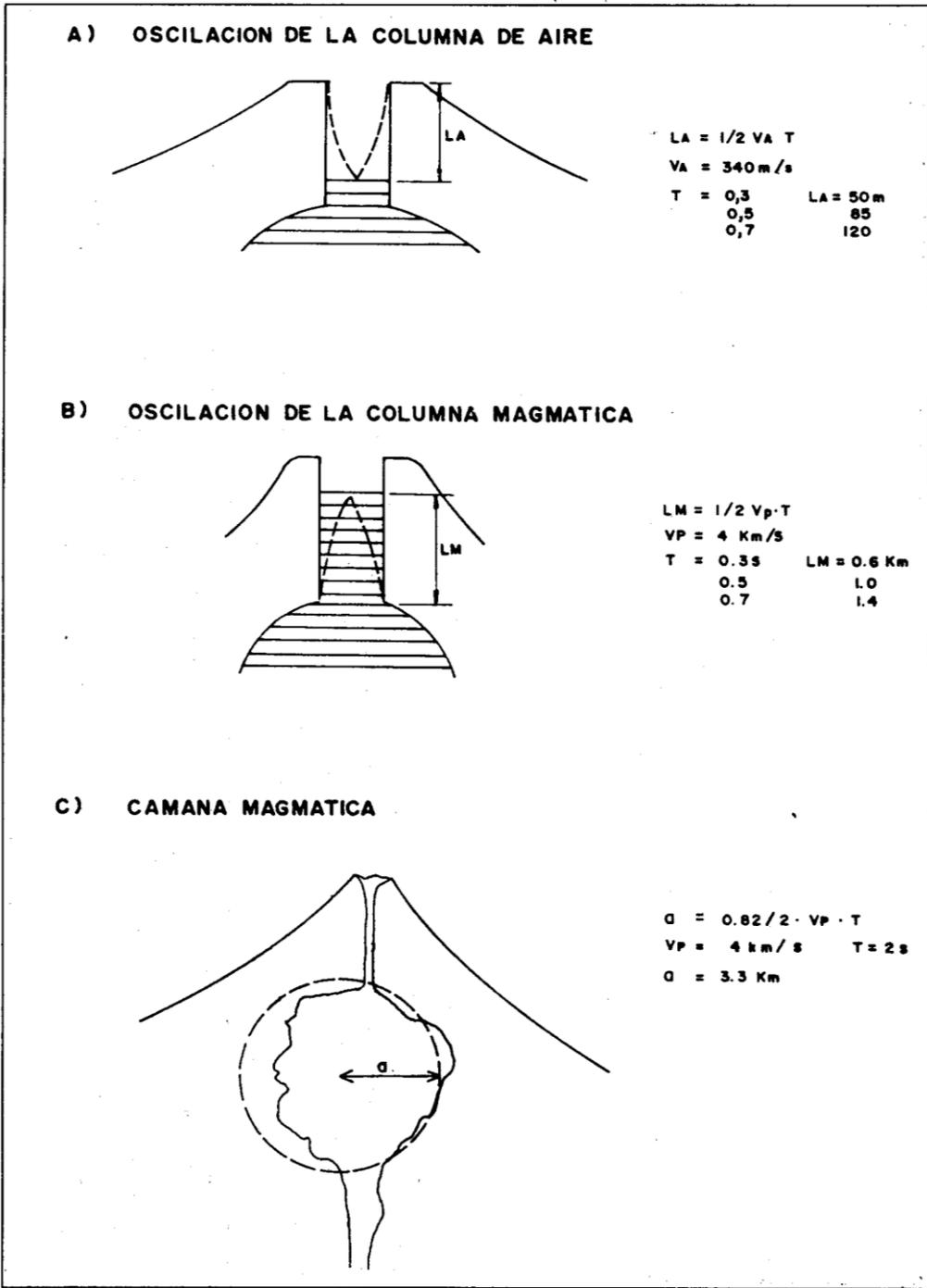
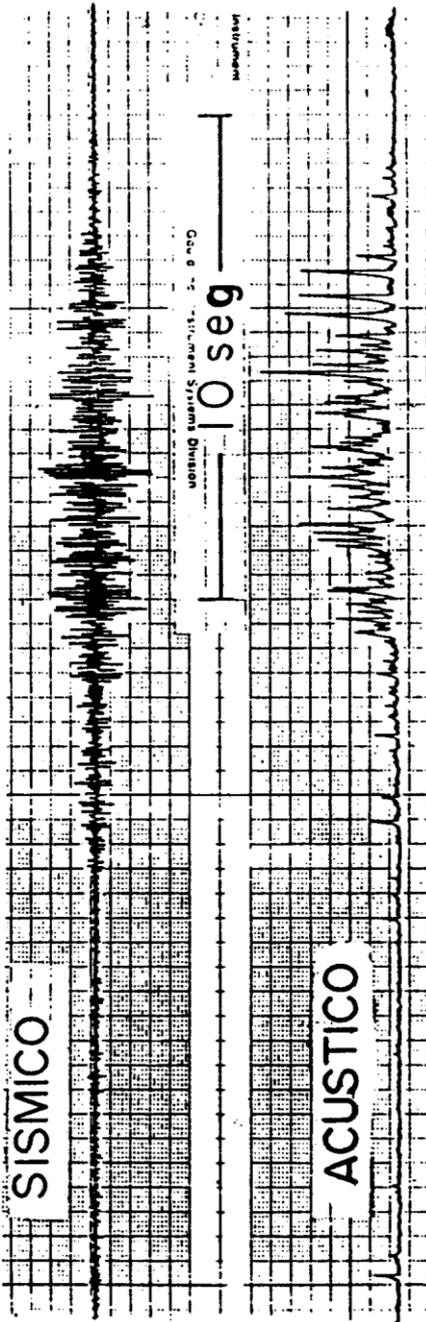


FIGURA N° 23
INTERPRETACION DE LA OSCILACION DE LOS T_L

FIGURA N° 24

TIPO TH



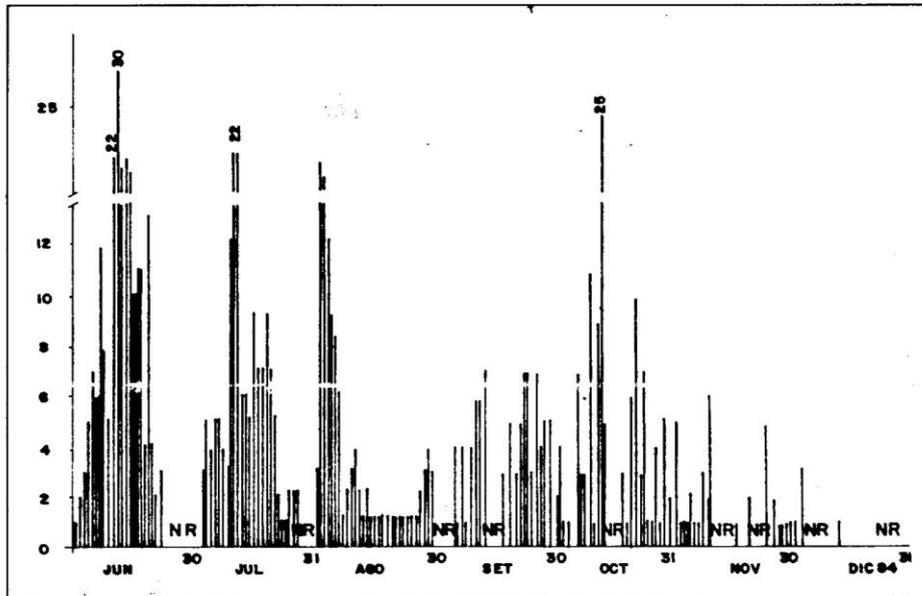


FIGURA N° 25a
NUMERO SISMOS VOLCANICOS DIARIOS
ESTACION ARG.

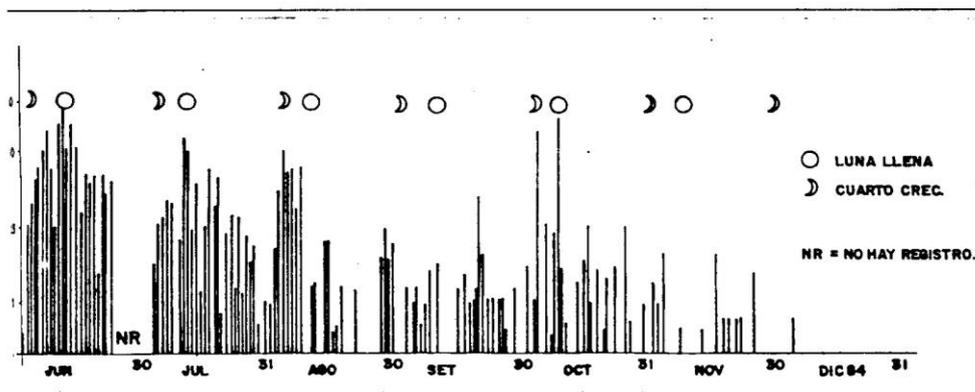


FIGURA N° 25b
LOGARITMO NATURAL DE LA AMPLITUD DIARIA DE LOS SISMOS
VOLCANICOS DEL VALLE ARENAL
ESTACION ARG.

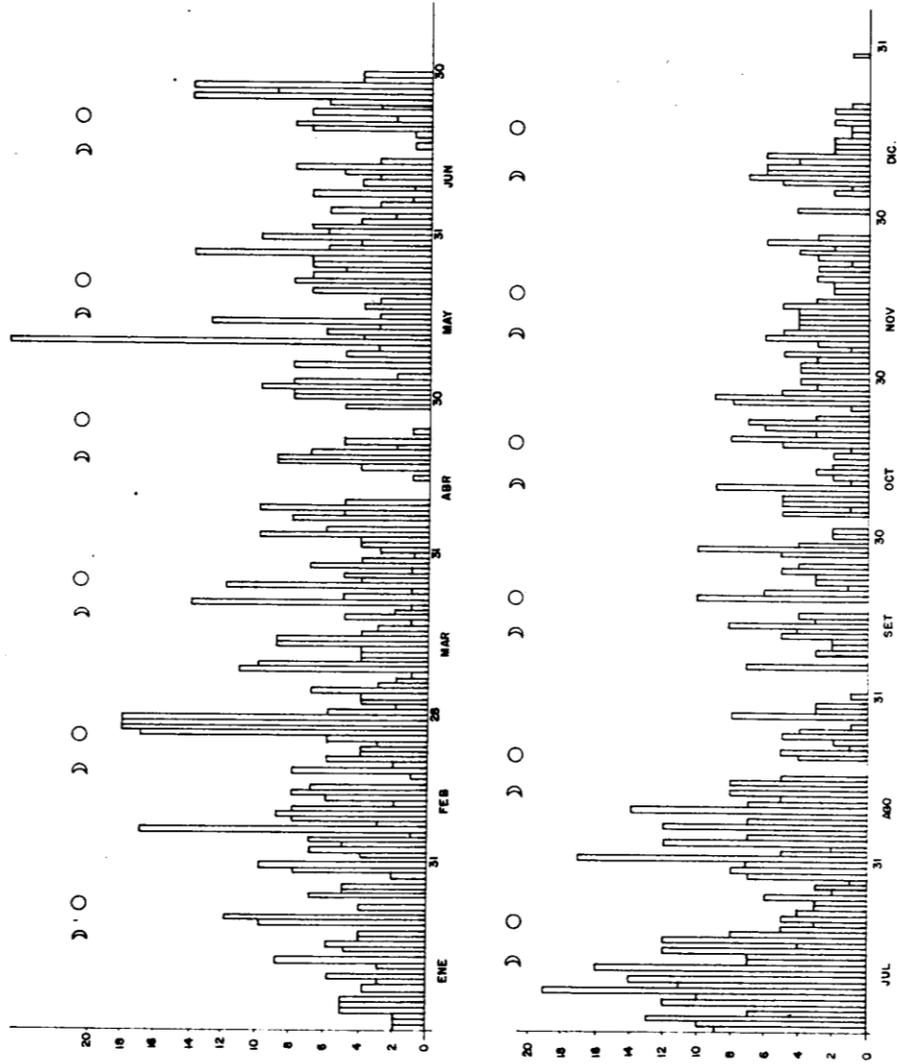


FIGURA N° 26
NUMERO
SISMOS
EXPLOSIVOS
DIARIOS,
AÑO 1986.
ESTACION
(FOR).

actual y pasada (últimos 3000 años) del Arenal, muestra dos tipos de mecanismos eruptivos con sus amenazas implícitas netamente diferenciadas:

1. Rocas piroclásticas de caída y flujos de detritos volcánicos.
2. Coladas de lava.

Cada uno de estos materiales volcánicos, su modo de emplazamiento y área que eventualmente puede verse afectada, serán tratados por separado en orden de importancia decreciente con respecto del peligro y del riesgo asociado. A su vez, se ha dividido el análisis en tres órdenes de prioridades probables: a corto, a mediano y a largo plazo.

7.1. Peligro Volcánico a Corto Plazo

Lo definimos con base al mecanismo eruptivo terminal de la fase reciente del actual período (1974-1987), suponiendo que así se vaya a comportar en los próximos años.

7.1.a. Tefras de caída

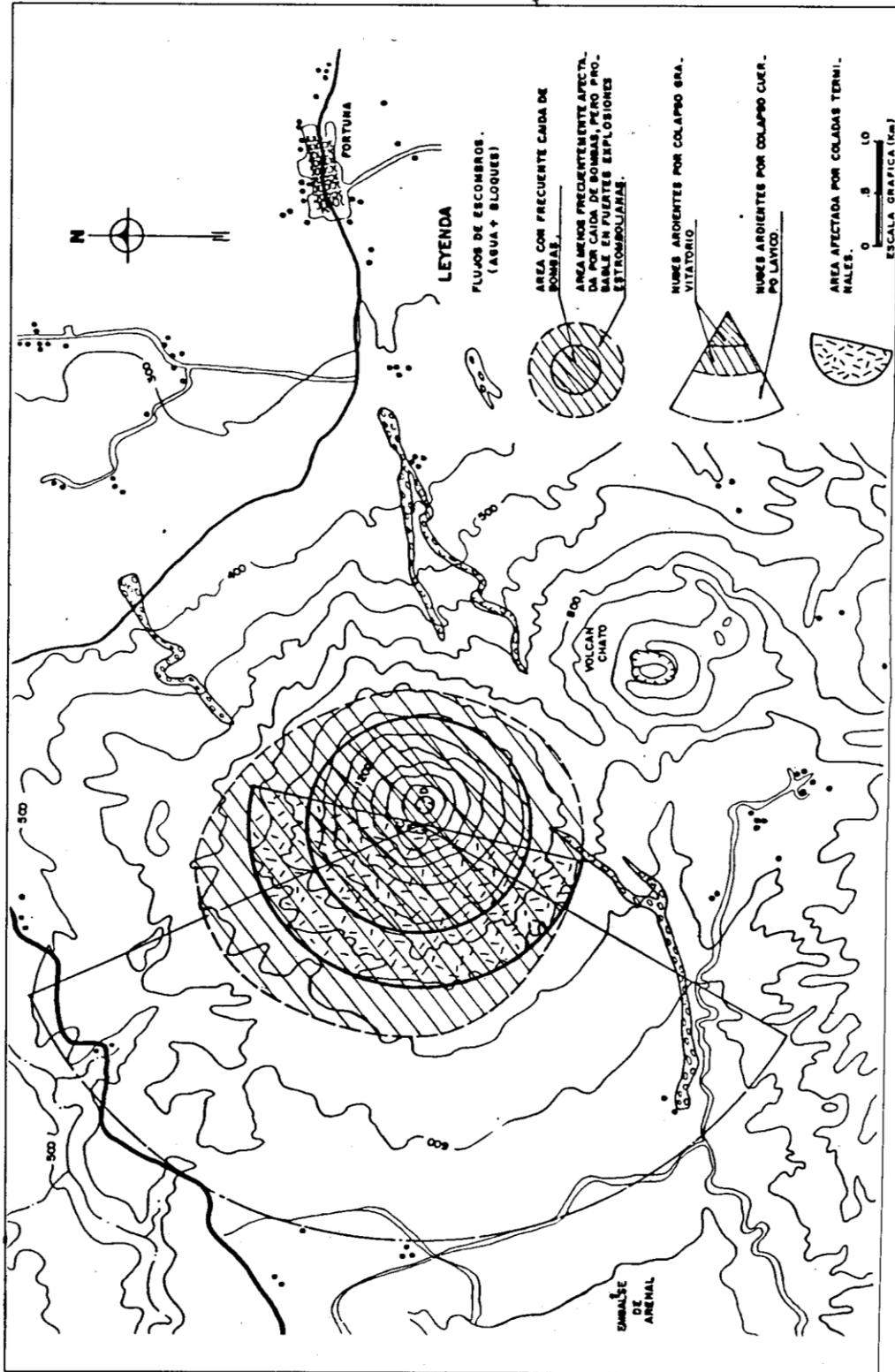
De junio de 1984 hasta la fecha (junio, 1988) el Arenal ha mantenido un activo período estromboliano con proyecciones de tefras en forma más o menos regular (unas 8 explosiones al día como promedio). En un radio de un kilómetro usualmente caen bombas y bloques incandescentes y de tamaño considerable, que en las explosiones mayores llegan a proyectarse hasta 1.8 km de longitud. Por ello, es una zona de gran peligro y debe restringirse el acceso al volcán en un radio de 2 km con centro en su cúspide (Fig. 27). Recientemente, un turista estadounidense pereció cerca del cráter por efecto de las bombas.

Las cenizas en esta etapa eruptiva son escasas o en cantidad mínima.

7.1.b. Flujos piroclásticos

Varios flujos piroclásticos a conducto abierto se han generado en 1975 (Van der Bilt et al., 1976; Matumoto y Umaña, 1976) y en los últimos años (Alvarado y Barquero, 1987; Barquero y Fernández, 1988). Estos flujos se han producido por dos mecanismos: i) colapso parcial de una columna eruptiva teniendo una extensión longitudinal de 1 km o más y ii) derrumbe de una colada incipiente o colapso parcial del cono lávico superior. Desde finales de la década pasada se comenzó a edificar un cono «adventicio» sobre el cráter C que paulatinamente ha ido creciendo a una cota topográfica elevada, situación que constituye un agravante por su inestabilidad y por consiguiente, el peligro de nuevas avalanchas ardientes, en especial después de un largo período de tranquilidad explosiva. Las avalanchas ardientes del río Tabacón en 1975 se canalizan por espacio de 4 km desde el cráter C, límite que se propone como área de peligro (Fig. 27).

FIGURA Nº 27
 PELIGRO VOLCANICO A CORTO PLAZO (VOLCAN ARENAL)



7.1.c. Flujos fríos de escombros

De 1984 al presente, el relativo recrudescimiento de la actividad del Arenal, ha destruido parcialmente la vegetación en su flanco este, facilitando que la erosión se ponga de manifiesto en estos materiales disgregables (tefras y detritos de las coladas en bloques). Por ello, se han generado durante las lluvias, flujos de escombros rocosos (arenas y bloques), que hasta el momento sólo se han canalizado dentro de su propio cauce y no han producido daño alguno, pero que deben de tenerse en consideración (Fig. 27).

7.1.d. Coladas de lava

Las coladas de lava actuales son de tipo terminal eruptadas a partir del cráter C desde 1974. Su máximo alcance ha sido de 2.4 km. Las coladas terminales eruptadas a partir del cráter D hace algunos siglos, tuvieron una dispersión máxima de 2.6 km. Con base en estos datos se desprende un semicírculo (por las condiciones topográficas actuales a modo de barrera dadas por el cono D) de radio de 3 km para la distribución de lavas terminales (Fig. 27). Puesto que prácticamente no hay en esta área ningún tipo de infraestructura, el riego es casi nulo, a menos que la colada se vierta por una región con elevada pendiente y se derrumbe, pudiendo eventualmente generar pequeñas y locales nubes o avalanchas ardientes.

7.2. Peligro Volcánico a Mediano Plazo

Vamos a definir como peligro volcánico a mediano plazo aquel que puede generarse en el actual período eruptivo por un cambio en la dinámica eruptiva (aporte de agua o rejuvenecimiento químico del magma, mayor tasa de efusión, etc.) o por un fenómeno externo (e.g. terremoto local o regional), o bien por el nuevo despertar que se espera después de varios siglos de dormir, una vez finalizado el actual período eruptivo. Es evidente, que en la evaluación del peligro volcánico a mediano plazo, debemos agregar los fenómenos mencionados en el peligro a corto, pero para efectos de simplificar el dibujo, únicamente se delimitan los principales peligros (Fig. 28):

7.2.a. Fuertes explosiones

La neotectónica y la sismicidad de la región indican que existen varias fallas activas y potencialmente activas en los alrededores del volcán y en la cordillera de Tilarán. Un evento telúrico de magnitud intermedia puede perfectamente perturbar el reservorio magmático o bien poner en contacto un acuífero con el magma, tal y como lo expuso Chiesa (1987a), en especial dada la evidente cercanía del embalse de Arenal al pie del cono del mismo nombre. Todo ello conllevaría a la generación de explosiones freatogmáticas cuya magnitud es difícil de calcular, aunque se pueden estimar con base en los datos tefraestratigráficos.

En el caso de la explosión freatogmática del Arenal en 1968, el área afectada fue de 15 km² (Melson y Sáenz, 1968). Por efecto de los flujos y oleadas piroclásticas así como por las explosiones laterales de alto ángulo, las nubes ardientes alcanzaron una distancia máxima de 6 km. Dentro de este radio se han llegado a observar depósitos de oleadas (base surge) y flujos piroclásticos prehistóricos así como impactos de bombas volcánicas hasta o más de 10 km del volcán.

Habría que contemplar, así, la generación de fuertes explosiones laterales con colapso parcial del cono, producto de un enriquecimiento en volátiles del magma o bien durante la extrusión de magma muy viscoso. La expansión del magma puede culminar con una explosión dirigida. Cuando ocurre una erupción de este tipo, la destrucción es grande, ya que los gases, la violencia del impacto (onda de impacto) y de los flujos piroclásticos asociados, pueden arrasarse grandes áreas, siendo las más peligrosas, las explosiones de bajo ángulo, puesto que no están controladas por la topografía. Estas explosiones pueden tener lugar en cualquier sentido alrededor del volcán, principalmente hacia el sector estructuralmente más débil, y con un fuerte gradiente topográfico, pudiéndose determinar previamente su dirección con base en el sitio donde sea más notorio el «hinchamiento».

Borgia et al. (1988) argumentan, con base en su estudio geovulcanológico, que los sectores preferenciales para la formación de cráteres son en los flancos oeste y norte del volcán y que el próximo período explosivo, de carácter básico, podrá verificarse en los próximos 250 años. Chiesa (1987a) encuentra que en presencia de magmas básicos, el Arenal desarrolló erupciones explosivas bastante grandes que alcanzaron distancias de hasta 10 km con capas de 10 cm de espesor compuestas de lapilli escoriáceo de 3.3 cm de diámetro.

Las proyecciones de ceniza afectarían principalmente el área ubicada al oeste del volcán hasta Tilarán, por la dirección predominante de los vientos. Al respecto, un daño a evaluar hacia el Complejo Hidroeléctrico del Arenal por caída de ceniza, es la aceleración de los procesos erosivos pudiendo producirse una considerable sedimentación y contaminación del embalse (Malavassi, 1979), situación que se observó para el período eruptivo del Irazú en 1963-65 (Murata et al., 1966; Waldron, 1976).

7.2.b. Coladas de lava

Las coladas de lava laterales del pasado período eruptivo (cráter E) y la del actual (cráter A) alcanzaron una máxima extensión de 3 km desde su punto de partida. Así, en el próximo período eruptivo se puede esperar la presencia de este mecanismo, tal y como lo explica Borgia et al. (1988), definiéndose en un área de peligro (Fig. 28).

7.3. Peligro Volcánico a Largo Plazo

En el presente trabajo tomaremos como peligro volcánico a largo plazo aquel

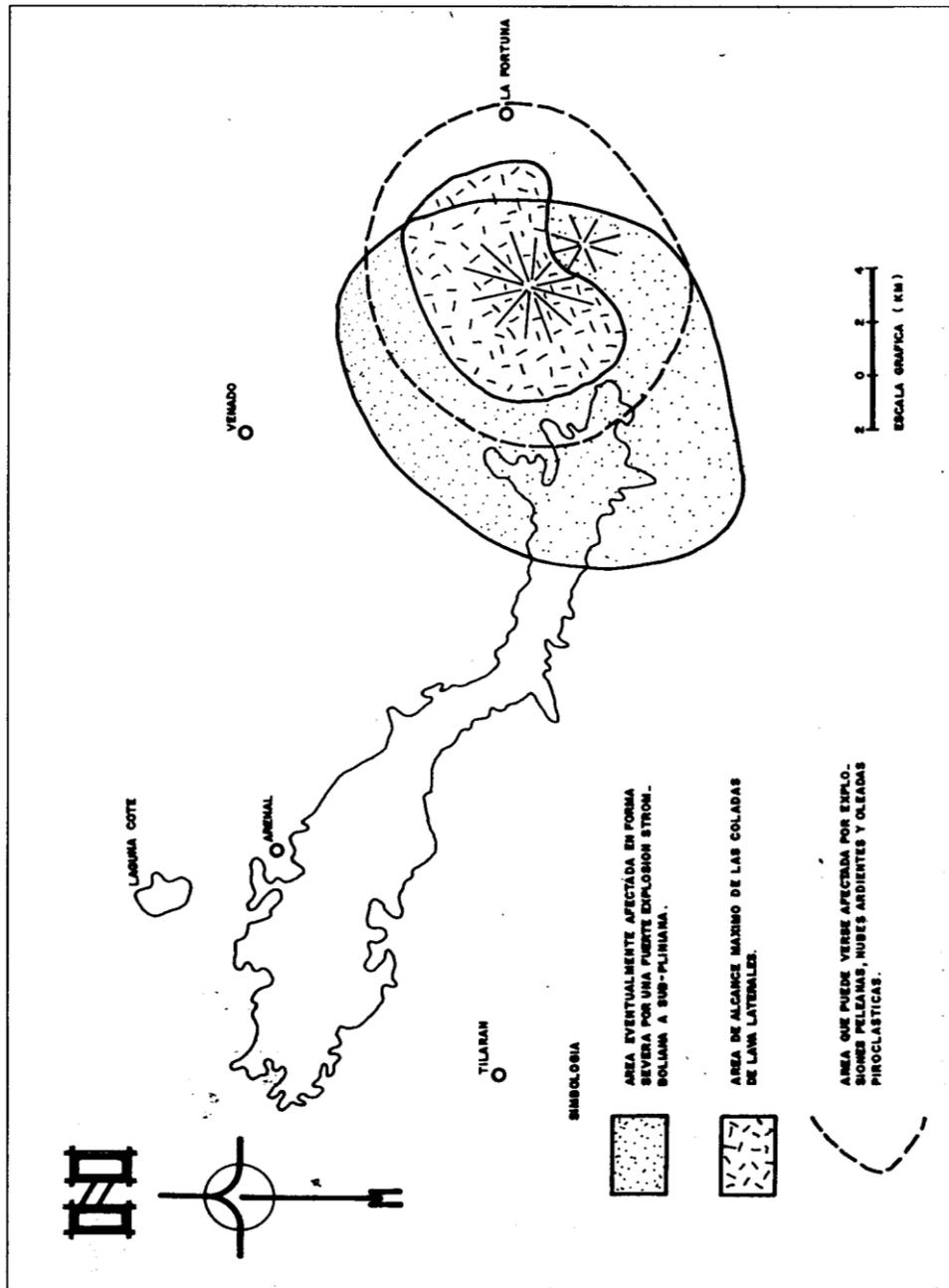
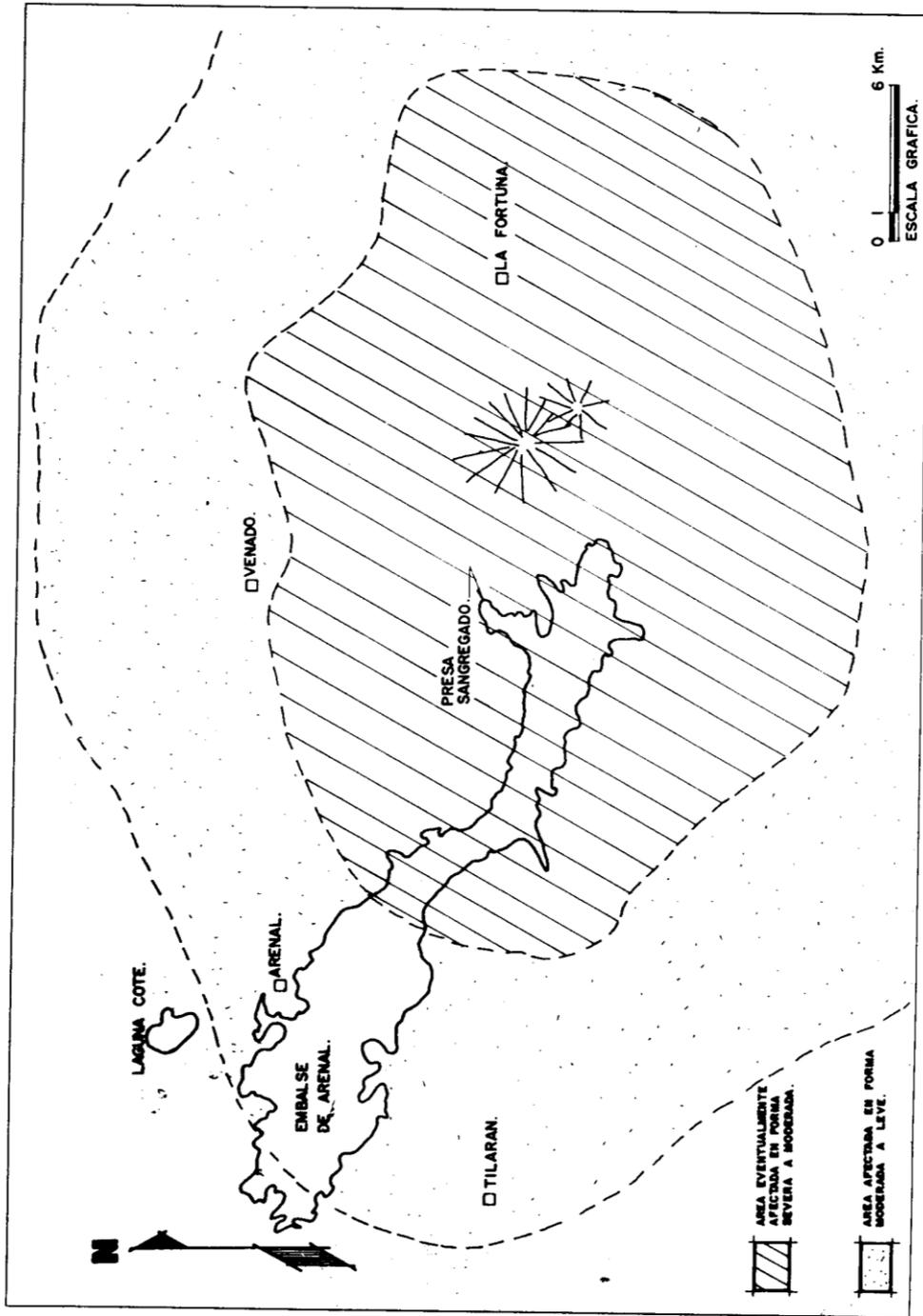


FIGURA
Nº 28
PELIGRO
VOLCANI-
CO A
MEDIANO
PLAZO

FIGURA N° 29
 MAPA DE PELIGRO POR EXPLOSIONES PLINIANAS



cuya probabilidad de ocurrencia es poca en el presente o que en su defecto se espera eventualmente para los próximos 600 años hasta varios miles de años.

7.3.a. Explosiones Plinianas

Durante las investigaciones de campo se conocieron múltiples niveles de tefras de caída estudiados previamente por varios autores (Malavassi, 1979; Melson, 1982; Borgia et al., 1988). No obstante, en ninguno de estos trabajos se describe la distribución de las diferentes capas (con salvedad de la de 1968; descrita por Chaves, 1968, y por Sáenz, 1977) y prácticamente ninguno de ellos (Malavassi, 1979, 1981) contempla el peligro generado por la caída de bombas y bloques en áreas más alejadas de la base del volcán, motivo del presente trabajo y de las investigaciones de Chiesa (1987 a y b).

Chiesa (op. cit.) estudió el nivel ET-2 sensu Melson (1982), igual al nivel 20 de los arqueólogos sensu Sheets (1984), que corresponde con la mayor erupción pliniana producida por el Arenal. Para la delimitación del área de peligro se generalizó los datos incluidos en Chiesa (1987 a y b) tomando en cuenta como mayor peligro el área incluida por la isopaca de 40 cm y las isopleas de pómez y líticos de 5 y 2.5 cm, respectivamente (Fig. 29).

Las explosiones plinianas y subplinianas necesitan una cantidad de volátiles más elevada que las del actual período eruptivo y, por lo tanto, hasta que en el reservorio de magma no se produzcan modificaciones substanciales, como la llegada de un volumen apreciable de nuevo magma rico en gases y un incremento en la acidez, no hay probabilidad de que se verifique por el momento un fenómeno explosivo de este tipo. Con base en los datos de Borgia et al. (1988), puede esperarse que se fraccione y erupite un nuevo magma ácido hasta dentro de unos 600 años. Hay que recordar que muchas erupciones plinianas tienen otros fenómenos concomitantes así como explosiones dirigidas.

7.3.b. Formación de un nuevo volcán

Tal y como se expuso al principio del trabajo, el Arenal es el último aparato volcánico, producto de una migración de una serie de focos eruptivos en sentido NNW, distanciados regularmente 2.5 km aproximadamente. Además el Arenal se edificó no solamente sobre esta zona de debilidad cortical, sino también sobre la parte distal del graben del Arenal, y sobre una falla N-S. Con base en lo anterior se podría imaginar que, en el caso eventual de llegarse a formar un nuevo volcán, éste se edificaría unos 2.5 km al NNW del Arenal, en un sector que de hecho, es estructuralmente débil, tal y como se desprende de los rasgos morfológicos. Se requiere de dataciones radiométricas para tener una idea sobre la evolución cronológica del sistema Perdidos-Arenal.

8. CONCLUSIONES

Han transcurrido 20 años desde que el Arenal despertó en la mañana del 29 de julio de 1968, destruyendo totalmente un área de 15 km² por efecto de nubes y oleadas ardientes, impacto de bloques y el frente de onda (posiblemente supersónico?). En setiembre de ese mismo año se inicia la efusión de coladas de lavas andesítico-basálticas, pobres en potasio y enriquecidas en alúmina, actividad que aún hoy día persiste en el cráter cuspidal, alternando con explosiones estrombolianas y casuales nubes ardientes. Un área de por lo menos 7 km² está cubierta por lavas para un volumen equivalente de unos 0.5 km³. Dicha área es similar a la que cubrieron las lavas en al pasado período eruptivo hace unos cientos de años.

Destaca en el Arenal la ciclicidad de sus productos ácido-básicos y los patrones de comportamiento petrológico. La variedad y espectacularidad de sus señales sísmicas, alternancia de tefras ácidas-básicas y continua actividad, lo convierten en un laboratorio natural de asuntos vulcanológicos y de colonización vegetal.

Pese a ser un volcán pequeño, su peligrosidad es alta y por ello nos hemos abocado a estudiarlo desde hace varios años.

RECONOCIMIENTOS

Se agradecen las discusiones en el campo y en el laboratorio de los colegas Michael Carr, William Melson y Sergio Chiesa, así como el apoyo incondicional del Departamento de Geología, del Departamento de Estudios Básicos (Sección de Topografía y Sección Laboratorio y Química) y Laboratorio Fotográfico del ICE, del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI) del la UCR y del Department of Geological and Geophysical Sciences of Princeton University. Los resultados del presente trabajo fueron expuestos por el primer autor el día 22 de octubre de 1987 en Quito, Ecuador, durante el Seminario «Terremotos, volcanes y protección civil: el caso del Ecuador y de otros países de América Latina», gracias a la invitación y apoyo económico de la Organización Latinoamericana para el Desarrollo Energético (OLADE) y del Instituto Costarricense de Electricidad.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar, C. H., 1977: **INTRODUCTION TO THE ARCHEOLOGY OF THE ARENAL TEPHRASTRATIGRAPHY AND CULTURAL SEQUENCES.** National Geog. Soc. Res. Resp., 1977 Projects: 95-107.
- _____, Aguilar, M. E., Arce, R., Arias, E., Mesén, F., Mora J. A., Mora R., Salazar, L., Sanabria, G., Solano, S. y Solio, M. V. (en prep.): **ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS Y GEOGRAFICOS DE LA HOJA FORTUNA (1:50.000).**
- Alvarado, G. E., 1984: **ASPECTOS PETROLOGICOS-GEOLOGICOS DE LOS VOLCANES Y UNIDADES LAVICAS DEL CENOZOICO SUPERIOR DE COSTA RICA.** -xii + 183 págs. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- Amérique Central: **L' EXEMPLE DE COSTA RICA, DEOPHIOLITES AUX ANDESITES.** -XII + 335 PAGES.; Mén. Sc. Terre, Univ. Pierre et Maire Curie, 49-84, Paris.
- Avila, G., 1978: **INVESTIGACION Y VIGILANCIA DEL VOLCAN ARENAL, ALAJUELA, COSTA RICA.** -40 PAGES., Inst. Costarricense de Electricidad (ICE), Departamento de Geología (Informe Interno), San José.
- Barquero, J. y Fernández, E., 1988: **ESTADO DE LOS VOLCANES EN COSTA RICA.** Enero-Diciembre 1987. -Bol. de Vulc., 19: 5-7, Univ. Nacional, Heredia, Costa Rica.
- Barquero, J. H., Sáenz R. y Fernández, E., 1986: **ERUPCIONES EXPLOSIVAS DE IMPORTANCIA EN VOLCANES DE 16-19 COSTA RICA.** -Bol. de Vulc.; Heredia, Costa Rica.
- Barquero, R., Boschini, I., Chiesa, S. y Carr, M. J., 1986: **RELACION ENTRE LA NEOTECTONICA Y EL VULCANISMO EN COSTA RICA.** -CIAF, 11: 1-; 246-265, Bogotá.
- Barquero, R., 1986: **ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD SISMICA DEL VOLCAN ARENAL: PERIODO 1968-1985,** 43 págs.; Depto. Geología. ICE (Inf. Interno).
- Bennet, F. D. y Raccichini, S., 1977: **LAS ERUPCIONES DEL VOLCAN ARENAL, COSTA RICA.** -Rev. Geogr. Amer. Central, 5-6, (I-II); 7-35, Heredia.
- Bigot, S., Barquero, J. y Malavassi, E., 1982: **VIGILANCIA HIDROGEOQUIMICA DEL VOLCAN ARENAL.** -Esc. Ciencias Geográficas, Bol. de Vulc. 12: 2-7, Heredia, Costa Rica.
- Borgia, A. y Casertano, C., 1984: **INTRACRATERIC ACTIVITY AA-BLOCK LAVA, VISCOSITY AND FLOW DYNAMICS: ARENAL VOLCANO, COSTA RICA.** -J. Volc Geoth. Res., 20: 155-176.
- Bravo, J., 1982: **GEOMORFOLOGIA DE LA HOJA FORTUNA (ESCALA 1:50.000).** ix + 51 págs.; Tesis de Licenciatura, Esc. Ciencias Geogr. Univ. Nacional, Heredia, Costa Rica.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennigton, W. Matumoto, T., 1984: **SEISMICITY AND TECTONICS OF THE SUBDUCTED COCOS PLATE.** -jeur. Geophys. Res. 81: 4885-4895.
- Carr, M. J. y Stoiber, R. E., 197: **Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America.** -Bull. Geol. Soc. Amer. 5: 387-401, Cigolini, C. y Borgliotti, C., 1984: **PHASE RELATIONSHIPS**

AND «SILICATE LIQUID IMMISCIBILITY» IN ARENAL VOLCANO LAVA FLOWS, COSTA RICA: PRELIMINARY STUDIES. -ATTI DELLA ACCADEMIA DELLE SCIENZE DI TORINO, 118: 226-236.

Carr, M. J. 1984: SYMMETRICAL AND SEGMENTED VARIATION OF PHYSICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC OF THE CENTRAL AMERICAN VOLCANIC FRONT. J. Volc. Geotherm. Res., 20: 231-252.

Cigolini, C. y Kudo, A. M., 1987: XESOLITHS IN RECENT BASALTIC ANDESITE FLOWS FROM ARENAL VOLCANO, COSTA RICA: INFERENCE ON THE COMPOSITION OF THE LOWER CRUST CONTRIB. MINERAL PETROL., 2196: 381-390.

Comisión para la Emergencia del volcán Arenal, MEMORIA, 1969. 67 págs.

Costa Rica from 1968 t. 1980. -J. Volc. Geother. Res., 19: 281-302. Yoder, H. S. y Tiller, C. E., 1962: ORIGEN OF BASALT MAGMAS AN EXPERIMENTAL STUDY OF NATURAL AND SYNTETIC ROCKS SYSTEMS. -J. Petrol., 3: 342-532.

Chaves, R., 1968: CARACTERISTICAS FISICAS, QUIMICAS Y MINERALOGICAS DE LOS MATERIALES ERUPTADOS POREL VOLCAN ARENAL (COSTA RICA). -Direcc. Geol. Min. y Petrol., Ministerio de Industrias.

Chiminè, J. L., Delorme, H., Barquero, J., Avila, G., Malavassi, E. y Güendel, F., 1981: ALGUNOS ASPECTOS FISICOS Y QUIMICOS DE LA ACTIVIDAD DE LOS VOLCANES POAS Y ARENAL. -Esc. Costa Rica. Chiesa, S., 1987a; Estudio de las capas piroclásticas (tefras del volcán Arenal, Costa Rica) con énfasis en la unidad, 20-73 págs., Depto. Geología, Secc. Sismología e Ing. Sísmica (Inf. Interno).

Chiesa, 1987b: LA MAYOR ERUPCION PLINIANA DEL VOLCAN ARENAL, COSTA RICA. -Rev. Geol. Amer. Central, 6: 25-14; San José, Costa Rica.

Dengo, G., 1962: TECTONIC-INGENOUS SECUENCE IN COSTA RICA. IN: PETROLOGIC STUDIES: A VOLUME TO HONOR A. F. BUDDINGTON. Engel et al., (eds). Geological Soc. of America.

Fernández, E. y Van der Laat, R., 1986: ESTADO DE LOS VOLCANES, MAYO 1983-DIC. 1984, VOLCAN ARENAL. -Esc. Cienc. Geogr., Univ. Nacional, Bol. de Vulc., 15: 5; Heredia, Costa Rica.

Fundali, R. R. y Melson, W. G., 1962: EJECTA VELOCITIES MAGMA, CHAMBER PRESSURE AND KINETIC ASOCIETED WITH THE 1968 ERUPTION ARENAL VOLCANO. Bull. volcan. 35-2: 383-40.

Güendel, F., 1978: ON THE RELATIONSHIP BETWEEN EARTH TIDES AND VOLCANO ACTIVITY AT ARENAL VOLCANO, COSTA RICA, M. A. -32 págs.; Tesis de Maestría, Univ. of Texas.

Güendel, F. y Pautre, A., 1979: CONTRIBUTION D'UN BORAGE DANS UNE ZONE SISMIQUEMENT ET VOLCANOLOGIQUE MENT ACTIVE. -Bull. Inter. Asocc. Eng. Geol., 20: 117-120.

Kussmaul, S., 1987: PETROLOGIA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS NEOGENAS DE COSTA RICA. -Rev. Geol. Amer. Central, 7: 83-III; San José.

- Linneman, S., Spencer, D. Morales L., D. y Brenes, J. A., 1983. **DYNAMICS OF LAVA FLOW FRONTS, ARENAL VOLCANO, COSTA RICA.** J. Volcanol. Geoth. Res. 19: 303.
- Mainieri, A. y Mojica, E., 1974: **PRIMER INFORME DE PROGRESO AL PROYECTO DE ARENAL VI + 100 PÁGS. + ANEXOS.** Dept. Geología, ICE, (Informe Interno).
- Malavassi, R. E., 1979: **GEOLOGY AND PETROLOGY OF ARENAL VOLCANO, COSTA RICA.** III Págs., Tesis de Maestría Univ. de Hawaii, USA.
- Malavassi, V. E. y Madrigal: **RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DE LA ZONA NORTE DE COSTA RICA.** Inf. Téc. Not. Geol., año 9, #38: 12 y Direc. Geol. Min. y Petról., San José.
- Matumoto, T., 1968: **SEISMOLOGICAL OBSERVATIONS AT MT., ARENAL AND OTHER VOLCANOES IN COSTA RICA.** -3 págs.; Preliminary report (inédita).
- Melson, W. G. 1982: **ALTERNATION BETWEEN ACIDIC AND BASIC MAGMAS IN MAJOR EXPLOSIVE ERUPTIONS OF ARENAL VOLCANO, COSTA RICA.** -Esc. Ciencias Geogr., Univ. Nacional, Bol. de Vulc. 14: 65-74.
- Minakami, T., Ubitori, S. y Hiraga, S., 1969: **THE 1968 ERUPTION OF VOLCANO ARENAL, COSTA RICA.** -Bull. of the Earth. Res. Inst., 47: 783-802.
- Montero, W., 1984: **INFORME SISMOLOGICO DEL VOLCAN ARENAL, PERIODO DE JUNIO A AGOSTO DE 1984.** -22 págs. + figs.; Inst. Costarricense de Electricidad, Dept. Geología (Inf. Interno); San José.
- Murata, K. J., Dóndoli, C. y Sáenz, R., 1986: **THE 1963-65 ERUPTION OF IRAZU VOLCANO, COSTA RICA.** -Bull. Volc. 29: 765-793.
- Obando, L. G., 1986: **ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION VENADO Y ROCAS SOBREYACENTES (MIOCENO-RECIENTE), PROVINCIA DE ALAJUELA, COSTA RICA.** -Rev. Geol. Amér. Central, 5; 73-104; San José.
- Paniagua, S. y Gaínza, J., 1982: **RECOPIACION, CLASIFICACION E INTERPRETACION PETROQUIMICA DE LAS IGNEAS DE COSTA RICA.** -Inst. Geogr. Nac., Inf. Sem. Julio-Dic., 28: 17-79; San José.
- Phafker, G., 1973: **FIELD RECONNAISSANCE OF THE EFFECTS OF THE EARTHQUAKE OF APRIL 13, 1973, NEAR LAGUNA DEL ARENAL, COSTA RICA.** -Bull. Seism. Soc. Am., 63: 1847-1856. pa Murata, K. j! Dóndoli, C. y Sáenz, R., 1986: the 1963-65 eruption of Irazú volcano, Costa Rica. -Bull. Vol. 29: 765-793.
- Poore, C., Carr, M. J., Melson, E. G. y Alvarado, G. E., 1968: **STRATIGRAPHIC, STRUCTURAL AND PETROLOGICAL ASPECTS OF ARENAL-CHATO VOLCANIC SYSTEMS, COSTA RICA: EVOLUTION OF A YOUNG STRATOVOLCANIC COMPLEX.** -Bull. Volcanol., 50: 86-105.
- Reagan, M. K., Gill, J. B., Malavassi, E. y García, M. O., 1987: **CHANGES IN MAGMA COMPOSITION AT ARENAL VOLCANO, COSTA RICA, 1968-1985: REAL TIME MONITORING OF OPEN SYSTEMS DIFFERENTIATION.** -Bull. Volcanol., 49: 415-434; Náples.
- Sáenz, R., 1977: **ERUPCION DEL VOLCAN ARENAL EN EL AÑO DE 1968.** Rev. Geogr. Amer. Central., 5-5: 149-188.

- Stoiber, R. y Carr, M., 1973: **CUARTERNARY AND TECTONIC SEGMENTATION OF CENTRAL AMER.** -Bull. Volcanol., 37: 304-325.
- Umaña, J. E. y Evans, E., 1979: **ARENAL VOLCANO: RESULT OF DRY TILD MEASUREMENTS.** -SEAN Bull., 4,2: 13-16.
- Umaña, J. E., Maineri, A., Alfonso, P., De la Torre, P., Laporte G., 1973: **INFORME GEOLOGICO DE VIABILIDAD Y PROYECTO ARENAL.** -Dept. Geología, ICE, (Informe Interno).
- Van der Bilt, H., Paniagua, S. y Avila, G., 1976: **INFORME SOBRE LA ACTIVIDAD DEL VOLCAN ARENAL INICIADA EL 17 DE JUNIO DE 1975.** -Rev. Geof. Inst. Panamericano de Geogr. e Historia; 5: 295-298.
- Vargas, G., 1985: **LA SUCESION VEGETAL PRIMARIA EN UNA REGION DE VULCANISMO RECIENTE EN EL VOLCAN ARENAL Y SUS ALREDEDORES, COSTA RICA.** -Rev. Biol. Trop., 33, 2: 171-183, San José.
- Wadge, G., 1983: **THE MAGMA BUDGET OF VOLCAN ARENAL, COSTA RICA FROM 1968 TO 1980.** -J. Volcanol. Geoth. Res., 19: 281-302; Amsterdam.
- Waldson, H., 1976: **DEBRIS FLOW AND EROSION CONTROL PROBLEMS CAUSED BY THE ASH ERUPTIONS OF IRAZU VOLCANO, COSTA RICA.** -37 págs.; United States Dept. of the Interior, Open file rep., U.S.G.S., Bull. 1241-7.
- _____ y Barquero, J., 1986: **ESTUDIO HIDROGEOQUIMICO DEL VOLCAN ARENAL, CONTRIBUCION A LA ACTIVIDAD ERUPTIVA.** -Esc. Ciencias Geográficas, Bol. de Vulc. 17: 7-14; Heredia, Costa Rica. and Poas volcanes, Costa Rica. -233 págs; Tesis de Doctorado, Univ. de Princeton.
- _____ y Lathan, G. V., 1976: **RESULTS FROM THE ARENAL SEISMIC NETWORKS.** -33 págs.; Inst. Costarricense de Electricidad, Depto. Geología (Inf. Interno), San José.
- _____ y Malavassi, R. E., 1980: **LA ACTIVIDAD DEL VOLCAN ARENAL ENTRE LOS DIAS 15 AL 20 DE AGOSTO DE 1980.** -Esc. Ciencias Geogr., Univ. Nacional, Bul. de Vulc., 9: 3-4; Heredia, Costa Rica.
- _____ y Sáenz, R., 1968: **THE 1968 ERUPTION OF VOLCANO ARENAL: PRELIMINARY SUMMARY OF FIELD AND LABORATORY STUDIES.** Smithsonian Center for Short-Lived Phenomenc. Report, 7-1968.
- _____, 1973: **VOLUME, ENERGY AND CYCLICITY OF ERUPTIONS OF ARENAL VOLCANO, COSTA RICA.** -Bull. volcanol. 37-3: 416-437.
- _____, 1976: **PREDICTIONS OF A VOLCANIC ERUPTION IMPLIED FROM SEISMIC DATA.** -Rev. Geogr. Inst. Panamericano de Geografía e Historia; 5: 285-293.
- _____, 1984: **PREHISTORIC ERUPTIONS OF ARENAL VOLCANO, COSTA RICA.** Vínculos, 10: (1-2); 34-59.
- _____, 1985: **CONSIDERACIONES PETROLOGICAS DE LOS ESTRATOVOLCANES DE COSTA RICA.** -Rev. Geol. Amér. Central, 3: 103-128, San José. y Barquero, R., 1987: **LAS SEÑALES SISMICAS DEL VOLCAN ARENAL (COSTA RICA) Y SU RELACION CON LAS FASES ERUPTIVAS (1968-1986).** -Rev. Ciencia y Tecnología, II (1): 15-33, San José.

- _____. 1986: **PERIODOS DE RECURRENCIA Y TIPOS DE SECUENCIAS SISMICAS DE LOS TEMBLORES INTERPLACA EN LA REGION DE COSTA RICA.** -Rev. Geol. Amér. Central, 5: 35-72, San José.
- _____. 1986: **SEISMOTECTONIC OF COSTA RICA: AN ANALITICAL VIEW OF THE SOUTHERN TERMINIUS OF THE MIDDLE AMERICA TRENCH,** -xii + 157 págs.; Univ. of California, Santa Cruz, Tesis, USA.
- _____. 1987: **ANALISIS DE LAS FORMACIONES VEGETALES Y USO DEL SUELO DE LA CORDILLERA DE TILARAN Y LA CUENCA INFERIOR DEL RIO BEBEDERO, COSTA RICA.** -Geoistmo, 1, 1: 67-91. Wadge, G., 1983: The magma budget of Volcán Arenal, Costa Rica.

Esta revista se imprimió en el mes de agosto de 1993, en el Departamento de Publicaciones de la Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica. Se tiraron 600 ejemplares en papel bond y cartulina barnizable.

922502—P.UNA