

**INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD
SECTOR ENERGÍA**

DIRECCIÓN DE INGENIERÍA CIVIL

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
OFICINA DE SISMOLOGÍA Y VULCANOLOGÍA**

BOLETÍN DEL



AÑO 8, N°. 15 - 16, SAN JOSÉ, COSTA RICA

PUBLICADO EN JUNIO DE 1997

ISSN 1015-4396

INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD

SECTOR ENERGÍA

DIRECCIÓN DE INGENIERÍA CIVIL

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

OFICINA DE SISMOLOGÍA Y VULCANOLOGÍA

**BOLETÍN DEL OBSERVATORIO SISMOLÓGICO Y VULCANOLÓGICO DE
ARENAL Y MIRAVALLS**

EDITORES:
GUILLERMO E. ALVARADO
LUIS A. MADRIGAL

AÑO 8, Nº, 15 - 16,

SAN JOSÉ, COSTA RICA

IMPRESO EN LOS TALLERES DE LA OFICINA DE PUBLICACIONES DEL ICE
JUNIO DE 1997

ISSN 1015-4396

Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM)*
Oficina de Sismología y Vulcanología
Departamento de Ingeniería Geológica
Instituto Costarricense de Electricidad
Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

Teléfonos (Telephones): (506) 220-7741; 695-5193

Fax: (506) 2208212

e-mail: wtaylor@cariari.ucr.ac.cr

ganduni@cariari.ucr.ac.cr

El Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) es parte de la Oficina de Sismología y Vulcanología del Departamento de Ingeniería Geológica del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), la cual, conjuntamente con la Sección de Sismología, Vulcanología y Geofísica de la Escuela Centroamericana de Geología (Universidad de Costa Rica), constituyen la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR).

The Arenal and Miravalles Seismological and Volcanological Observatory (OSIVAM) is part of the Seismology and Volcanology Office of the Department of Geological Engineering of the Costa Rican Institute of Electricity (ICE), which together with the Section of Seismology, Volcanology and Geophysical Exploration of the Central American School of Geology (University of Costa Rica), constitute the National Seismological Network (RSN:ICE-UCR).

- * Miembro de la Organización Mundial de Observatorios de Volcanes (WOVO).
- * Member of the World Organization of Volcano Observatories (WOVO).

ÍNDICE

Rafael A. Barquero & Waldo D. Taylor
Auscultación Sismológica del Campo Geotérmico Miravalles durante 1996..... 1

Guillermo E. Alvarado, Waldo D. Taylor, Mathias M. Ohrnberger,
 Gerardo J. Soto & Luis A. Madrigal
First observations of volcanic seismicity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component seismic digital network..... 11

Alfonso Hidalgo
Evaluación sobre la eventual generación de una gran ola (Seiche) en el Embalse de Arenal, debido a la entrada de un flujo de detritos volcánicos..... 46

Gerardo J. Soto
La actividad del volcán Arenal durante 1995..... 56

Guillermo E. Alvarado, Gerardo J. Soto, Marcelo Ghigliotti & Antonio Frullani
Peligro volcánico del Arenal..... 62

Las opiniones vertidas por los autores de los artículos son de su propia y entera responsabilidad, y el Boletín del OSIVAM no toma necesariamente éstas como su posición oficial.

Boletín OSIVAM	1995	Año 8, No. 15-16	1 - 10	San José, Costa Rica, junio 1997
----------------	------	------------------	--------	----------------------------------

Auscultación Sismológica del Campo Geotérmico Miravalles durante 1996

Rafael Barquero & Waldo D. Taylor, Oficina Sismología y Vulcanología, Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM).

Barquero, R., & Taylor, W.D., 1997. Auscultación del Campo Geotérmico Miravalles durante 1996. -Boletín OSIVAM, 8 (15-16): 1-10, 1995; San José.

RESUMEN

La Oficina de Sismología y Vulcanología del ICE lleva a cabo el monitoreo continuo del Campo Geotérmico Miravalles. Una nueva red sismológica digital está en operación desde 1994. Los datos de esta red de seis estaciones es transferido via radio hasta el centro principal de procesamiento, el Observatorio Sismológico y Vulcanológico Arenal Miravalles (OSIVAM), ubicado en Cerro Chiripa, cerca de la ciudad de Tilarán. En 1996 se registraron 58 eventos tectónicos locales. Hasta el momento, la actividad sísmica registrada no muestra ninguna anomalía que pudiera relacionarse con sismicidad inducida por la explotación o reinyección en el campo geotérmico; el número de eventos registrados mensualmente es normalmente menor de 10. La actividad sísmica se relaciona principalmente con las fallas asociadas al sistema del graben La Fortuna y otras pequeñas fallas dentro de la caldera de Guayabo.

ABSTRACT

The Office of Seismology and Volcanology of ICE carries on the seismological monitoring of the Miravalles Geothermal Field. A new digital seismological network is in operation since 1994. The six station network data is transferred via radio to the main processing center, the Arenal-Miravalles Seismological and Volcanological Observatory (OSIVAM), located in Cerro Chiripa, near the town of Tilarán. During 1996, 58 local tectonic earthquakes were located within the network coverage. So far, the seismic activity does not show any anomaly that could be related to induced seismicity after the exploitation and reinjection of fluids in the geothermal field; the recorded earthquakes number is less than 10 per month. Earthquake activity is related mainly to faults associated with the Fortuna graben and other small faults within the Guayabo caldera.

INTRODUCCIÓN

La Oficina de Sismología y Vulcanología (OSV), dependencia del Departamento de Ingeniería Geológica del ICE, está a cargo de los estudios y evaluación de la amenaza sísmica y volcánica para los proyectos de generación eléctrica que el ICE desarrolla en todo el país. Además, una vez concluidos los proyectos, esta oficina continúa con un programa de auscultación de la zona en donde se construyen las obras civiles o donde se lleve a cabo la explotación de recursos geotérmicos.

El ICE ha desarrollado proyectos energéticos importantes, especialmente en la región norte del país, como el Proyecto Geotérmico Miravalles y los Complejos Hidroeléctricos de Arenal-Corobici-Sandillal. Es, por esa razón, que la OSV mantiene desde 1993, un programa de auscultación sísmica y volcánica para las zonas de

Miravalles y Arenal, el cual comprende una red sismográfica de alta tecnología que permite la recolección de la información sismológica, así como el procesamiento y análisis mediante un sistema totalmente automatizado.

Este tipo de red permite hacer estudios sismo volcánicos y sismotectónicos muy especializados, para determinar, en forma rápida y eficiente, los parámetros estáticos y dinámicos de las fuentes sísmicas (magnitud, profundidad, localización, aceleración, etc.), dentro del área de cobertura de las redes.

En este informe se presentan, en forma resumida, las características principales de la red sismográfica digital para la auscultación del campo geotérmico Miravalles y los datos correspondientes a la actividad sísmica registrada durante 1996.

INSTRUMENTACIÓN

La Red sismográfica Miravalles-Arenal está integrada por 12 estaciones sismológicas digitales (fig. 1). Seis de ellas están en el Campo Geotérmico Miravalles (tabla 1) y seis en la zona del Arenal. Además, cuenta con cuatro acelerógrafos, uno instalado en Casa de Máquinas de Miravalles y los otros tres en la represa de Sangregado.

Cada estación incluye un geófono digital de tres componentes, dos horizontales y uno vertical, todos localizados transversalmente, un sistema de posición global (GPS) para la calibración del tiempo

y la posición en latitud, longitud y elevación, un acondicionador de señal, un transmisor (radio-modem) y las antenas de recepción de la señal del GPS y las de transmisión/recepción para el envío de los datos registrados, ubicadas en la torre. El centro principal con el sistema completo de adquisición de datos MARS-88, está compuesto por las antenas y dos radio-modem, uno para la recepción de datos de Arenal y el otro para los datos de Miravalles y una estación de trabajo (WORKSTATION HP9000 serie 400) para el procesamiento y análisis de la información.

Tabla 1: Red Sismográfica Campo Geotérmico Miravalles

Estación	Código	Latitud	Longitud	Elev. (m s.n.m.)
Cuipilapa	CUI	10°39,44	85°09,82	550
Limal	LIM	10°41,85	85°15,15	620
Colonia	COL	10°39,95	85°12,23	450
Cabromuco	CMU	10°42,85	85°09,18	900
Mesas	MES	10°44,44	85°11,67	580
Casa Máquinas	CMA	10°42,04	85°11,57	620

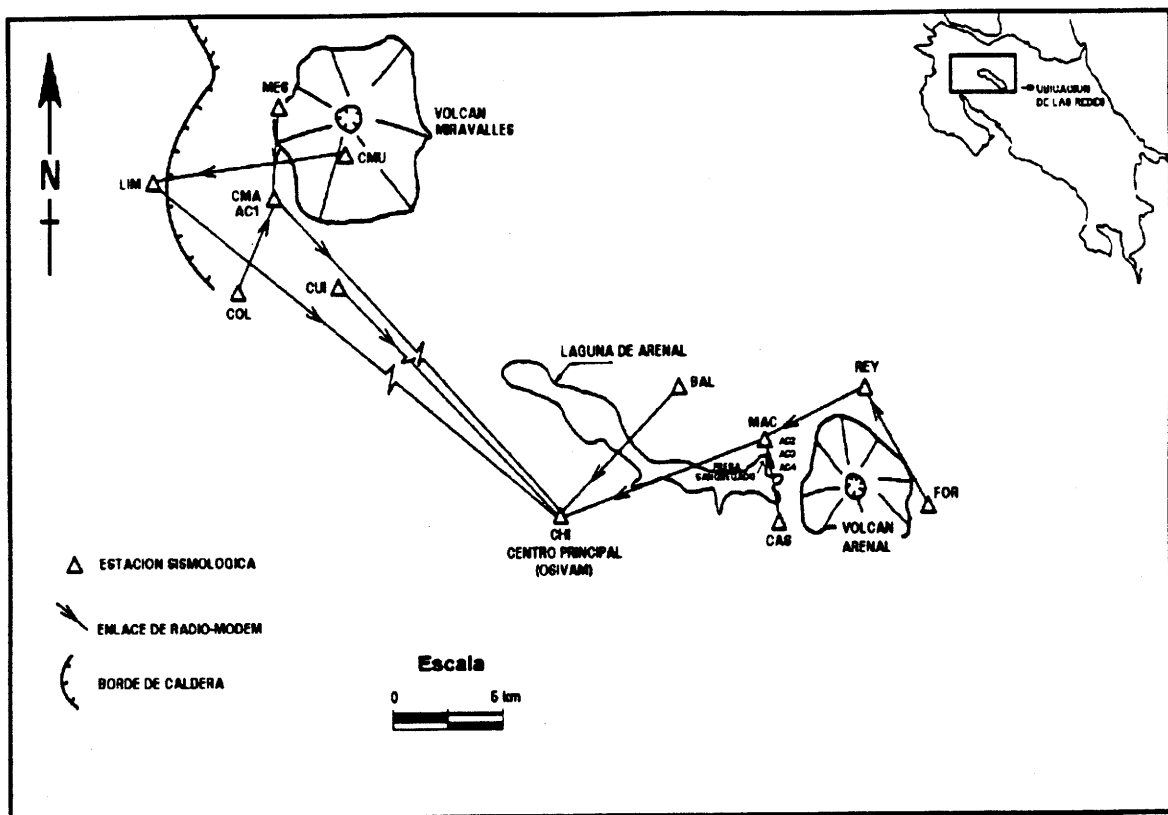


Figura 1 : Localización de la Red Sismológica de Arenal y Miravalles, con un centro de registro en el Cerro Chiripa (OSIVAM).

Centro principal de procesamiento de datos

Está dividido en la sección de comunicación (transmisión-recepción) y el sistema de procesamiento, análisis y almacenamiento de datos. El sistema de procesamiento consiste en una estación de trabajo HP9000 serie 4000, con el sistema operativo de multitarea HP-UX UNIX. Este computador opera los programas automáticamente para la interrogación cíclica de las estaciones y la recolección de los datos. El procesamiento de los datos puede funcionar en forma automática o interactiva.

Para archivar información se emplea una unidad de disco óptico de 520 MBytes en total. El traspaso de los datos a computadores PC se realiza a través de discos flexibles y el envío de la información a otras estaciones de trabajo, locales o remotas, se hace por medio de IETHERNET.

El análisis de los datos se hace mediante tres programas de computación empleados en sismología (M88_SELECT, PITSA y SEISAN) utilizados principalmente para análisis, localización, cálculo de magnitudes y para hacer mapas con epicentros.

RED SISMOGRÁFICA DEL CAMPO GEOTÉRMICO MIRAVALLÉS

La Planta Geotérmica de Miravalles se inauguró el 25 de marzo de 1994, con una primera unidad que tiene una capacidad de generación de 55 Megavatios. El proyecto se ubica dentro de una estructura caldérica de origen volcano-tectónico en donde se han determinado varios sistemas de fallas.

La zona de Miravalles ha sido auscultada con equipo sismológico analógico en cuatro diferentes períodos desde 1978. Los resultados de este trabajo han permitido establecer el régimen sísmico de la zona, el cual muestra niveles de actividad relativamente bajos (un promedio de 10

eventos por mes), donde además se han determinado algunos alineamientos sísmicos y posibles fallas activas (Barquero, 1987, 1992, 1994, 1996; Barquero *et al.*, 1995).

En vista de que estudios sismológicos llevados a cabo en diversas zonas del mundo, en donde se han explotado los recursos geotérmicos, han mostrado cierta relación entre el incremento en la actividad sísmica local y la explotación o reinyección de fluidos en el subsuelo -o ambas-, el ICE ha considerado necesario la implementación de una moderna red de monitoreo sísmico en la zona de Miravalles (fig 2).

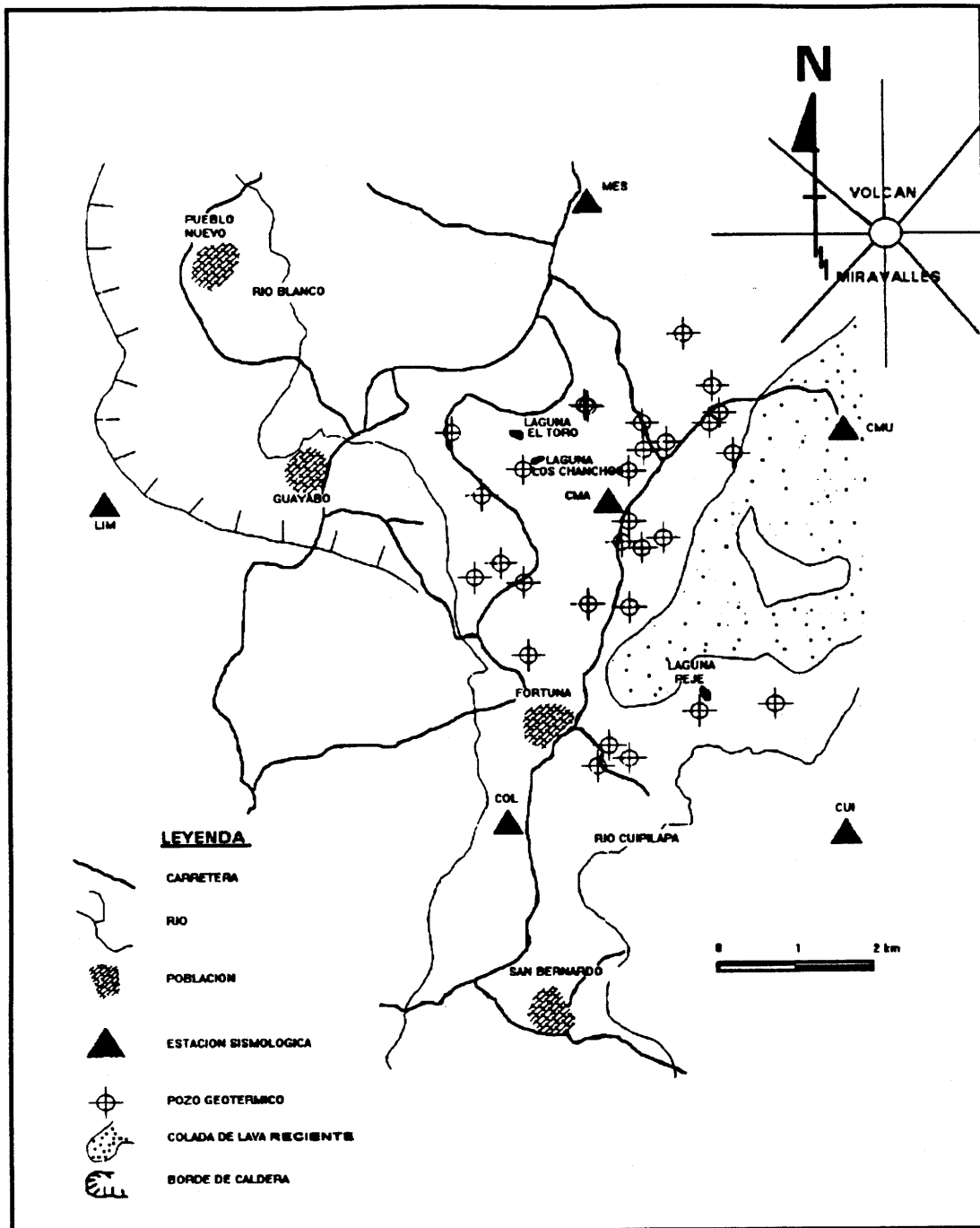


Figura 2: Detalle de la ubicación de las estaciones sismológicas y algunos de los pozos profundos dentro de la caldera de Guayabo.

Objetivos principales de la red

1. Monitoreo continuo y permanente del Campo Geotérmico, para detectar cualquier anomalía sísmica que pudiera ser inducida.
2. Determinación de todos los parámetros de los eventos sísmicos locales (dentro de un radio de 20 km del proyecto), como son: las coordenadas del epicentro, profundidad, magnitud, duración, mecanismo focal, etc.
3. Reconocimiento y clasificación de los diferentes tipos de eventos que se registren,

ya sean sismos u otros tipos de señales como ruido, actividad volcánica, etc. Para esto será necesario hacer estudios espectrales de los diferentes registros y servirá para lograr una calibración óptima de las estaciones.

4. Realizar otros proyectos de investigación específicos, conjuntamente con expertos o instituciones tanto nacionales como internacionales. Estos estudios deberán ser enfocados hacia el mejor aprovechamiento de los recursos geotérmicos y la seguridad del proyecto.

MONITOREO DEL CAMPO GEOTÉRMICO MIRAVALLÉS EN 1996

Durante los primeros cinco meses del año 1996, el monitoreo del campo geotérmico se realizó con estaciones portátiles MEQ-800, esto debido a problemas técnicos de la red digital de OSIVAM, la cual se reparó y entró a funcionar a finales de mayo. Las estaciones MEQ-800 fueron instaladas en los mismos sitios de las estaciones de la red digital telemétrica.

Durante los 12 meses de monitoreo

del año 1996, que corresponden con este informe, se registraron 58 eventos sísmicos en la zona de Miravalles, lo que da un promedio de 4,8 sismos por mes. Los meses con mayor cantidad de sismos fueron enero y diciembre con 9 y 11 eventos respectivamente. La tabla 2 y la figura 3, muestran la distribución temporal de los microsismos registrados para los períodos 1994, 1995 y 1996.

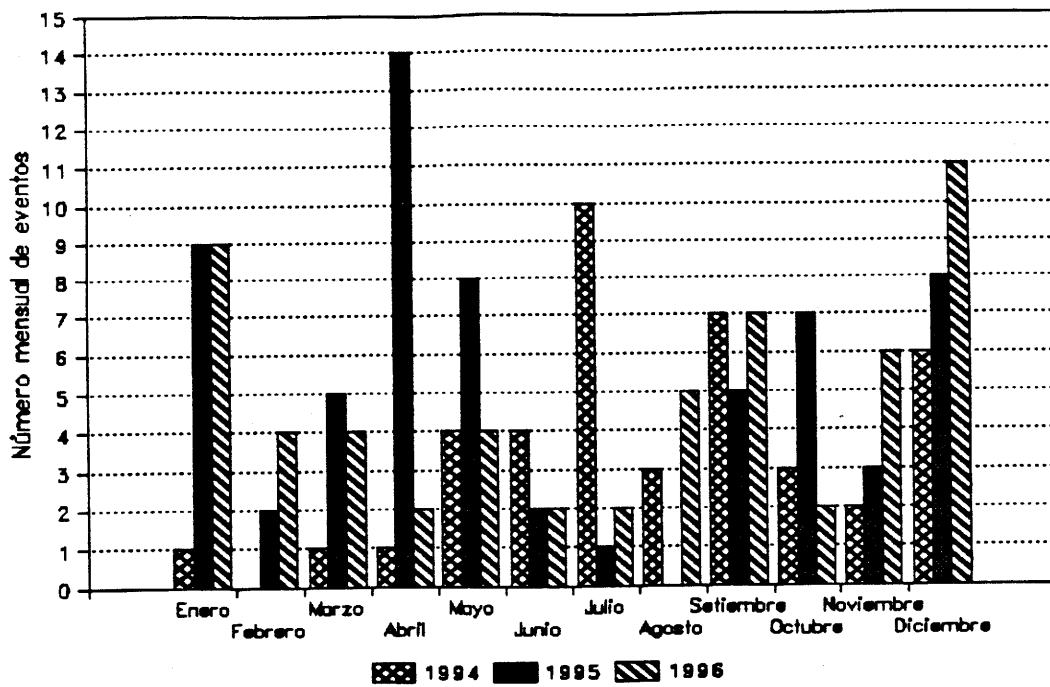


Figura 3: Distribución temporal de los micro-temblores.

Tabla 2: Número mensual de sismos registrados en P.G. Miravalles

Mes	1994	1995	1996
Enero	1	9	9
Febrero	0	2	4
Marzo	1	5	4
Abril	1	14	2
Mayo	4	8	4
Junio	4	2	2
Julio	10	1	2
Agosto	3	-	5
Setiembre	7	5	7
Octubre	3	7	2
Noviembre	2	3	6
Diciembre	6	8	11
Total	42	64	58
Promedio mensual	3.5	5.3	4.8

ANÁLISIS

La sismicidad de tipo tectónico, registrada durante 1996 en la zona de Miravalles, no presentó ninguna anomalía con respecto a años anteriores, pues se registraron menos de 10 eventos por mes. Un moderado incremento en la cantidad de sismos registrados a partir de 1995, se debe a que se logró una mejor calibración de la instrumentación. Tampoco se ha presentado un incremento en la sismicidad dentro de la zona de explotación del campo geotérmico. Los eventos registrados corresponden con microsismos de tipo tectónico, algunos de los cuales se pueden correlacionar con sistemas tectónicos conocidos en la zona. Otros muestran una distribución un poco aleatoria.

La figura 4 muestra la distribución espacial de los eventos localizados durante 1996, la figura 5 corresponde con la distribución de la sismicidad desde 1994 a 1996, todos los sismos son de carácter tectónico, de magnitudes pequeñas, menores a 2 grados y con profundidades menores a los 10 km. La zona más activa desde el punto de vista sísmico, sigue siendo el sector del graben de Fortuna, el cual está limitado por dos fallas de tipo normal de rumbo N-S. La actividad sismológica en el sector norte del volcán Miravalles, donde se localiza la falla Caño Negro, no mostró una actividad importante en 1996.

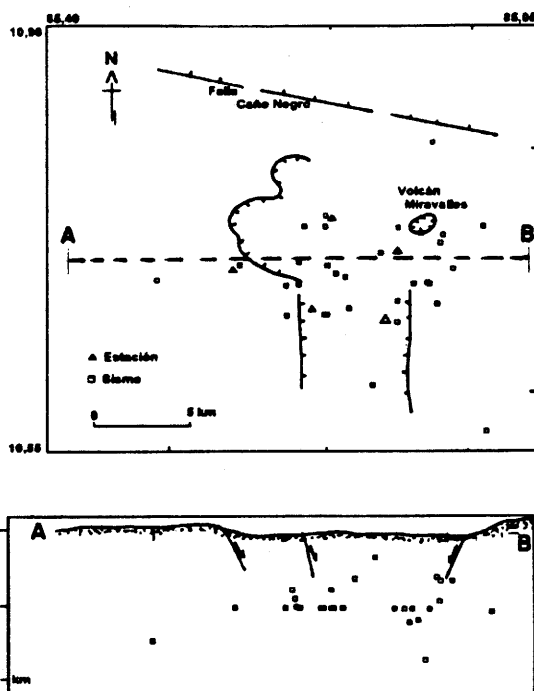


Figura 4: Sismicidad y perfil simológico del Campo Geotérmico Miravalles Período 1996.

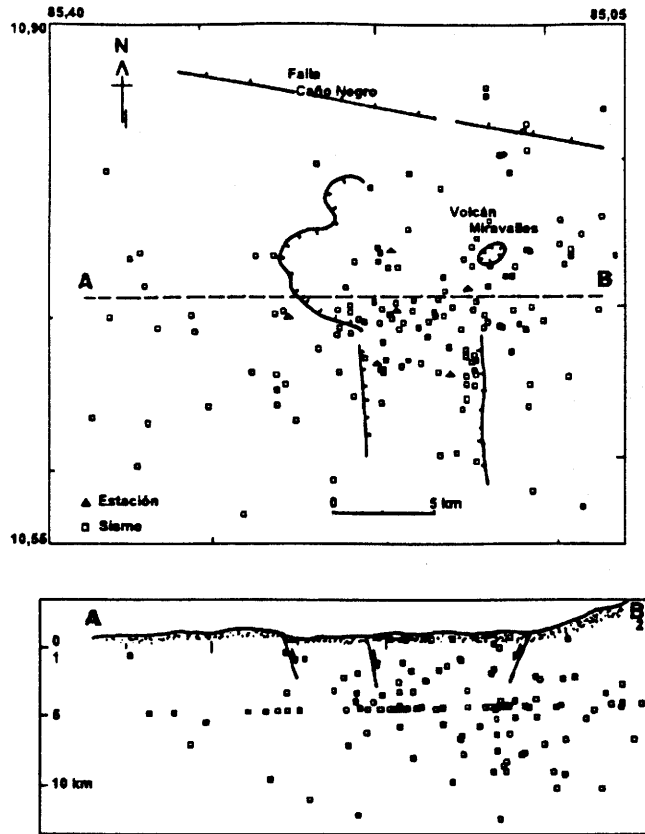


Figura 5: Sismicidad y perfil sismológico del Campo Geotérmico Miravalles, período 1994-1995.

CONCLUSIONES

A partir del año 1994 se cuenta con una moderna red simográfica digital de seis estaciones y acelerógrafos para el monitoreo del campo geotérmico Miravalles. Durante el período enero a diciembre de 1996 se registraron 58 microsismos en la zona de Miravalles, con un promedio de 4,8 eventos

por mes. Los meses de mayor actividad fueron enero y diciembre. No se ha presentado, hasta el momento, ningún incremento anómalo en la sismicidad de tipo tectónica en la zona que pueda ser inducido por la explotación del campo geotérmico.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece toda la valiosa colaboración de los asistentes y técnicos de la Oficina de Sismología y Vulcanología del ICE, quienes mantienen y controlan la instrumentación, lo que permite la auscultación permanente de campo geotérmico de Miravalles.

geotérmico de Miravalles.

REFERENCIAS

Barquero, R., 1987. P.G. Miravalles, Estudio sismológico compilativo. -Inf. interno ICE, 24 pp.

Barquero, R., 1992. Proyecto Geotérmico Miravalles. Informe sismológico período abril 1991-abril 1992. -Inf. interno ICE, 15 pp.

Barquero, R., 1994. Miravalles Geothermal Field seismic monitoring (april 1991 - december 1993). -Informe OSV 94.02 ICE, 25 pp.

Barquero, R., 1996. Monitoreo sismológico de la Planta Geotérmica Miravalles. Setiembre 1995 a febrero 1996. -Inf. interno OSV 96.05-ICE, 7 pp.

Barquero, R., Taylor, W., Climent, A., Naranjo, M.T. & Boniche, D. 1995. Auscultación del campo geotérmico Miravalles durante el periodo 1994 y primer semestre de 1995 con la red sismológica digital. -Inf. interno OSV 95.04-ICE, 28 pp.

First observations of volcanic seismicity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component seismic digital network

Guillermo E. Alvarado, Waldo D. Taylor, Matthias M. Ohrnberger¹, Gerardo J. Soto & Luis A. Madrigal. Oficina de Sismología y Vulcanología, Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000, Costa Rica.

¹Now at Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstrasse 41/IV, 80333 München, Germany. e-mail: mao@maxe.geophysik.uni-muenchen.de

Alvarado, G.E., Taylor, W.D., Ohrnberger, M.M., Soto, J.G. & Madrigal, L.A., 1997. First observations of volcanic seismicity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component digital network. -Boletín OSIVAM, 8 (15-16): 11 - 45, 1995; San José.

ABSTRACT

Digital recordings of volcanic seismicity at Arenal volcano during 1994-1995 have been studied. The volcanic activity consists mainly of Strombolian explosions, basaltic andesite blocky lava flows, permanent lava pool, gas ejection, fumarolic activity, and small blocky slides. According to their waveform, their spectral content, and their correlation with field observations, several types of volcanic signals are distinguishable in order of frequency: volcanic tremor (T), explosive earthquakes (E-type), low frequency (LFE or B-type) and surface high-frequency events (SHFE), the last one associated with lava slides. The tremor varied between a type that has a broad spectrum (spasmodic tremor) to a more frequently type with a sharp peaked spectrum (harmonic or single-resonator tremor) recorded at distances as far as 4 km. Very energetic tremor and explosions were recorded at distances of 80 km from the volcano. No volcano-tectonic (A-type or HFE) earthquakes were recorded during the observation period.

Frequency variations with time of some spectral frequency peaks have been compared with volcanic activity and, on the basis of these results, a new schematic diagram for the feeding system of the summit vent is proposed. The source of the harmonic tremor at Arenal could be modeled as a resonator with a frequency of 1.4-2.5 Hz, although other tremor frequencies have been observed. Preliminary locations of E-type events suggest that the source of the Strombolian explosions is located within the volcanic edifice and slightly north of the active crater. Gas-piston events could be present at the lava pool, specially after strong degassing and explosive events. The main seismic-producing resonator is likely to contain gas-rich magma located in the upper 200-300 m of the eruptive conduit within the volcano, slightly shallower or similar than the focus of the Strombolian explosions. The volcanic seismicity at Arenal thus are different manifestations of the same basic process of unsteady magma-gas transport.

RESUMEN

Durante 1994-1995 fueron estudiados los registros digitales de la actividad sismovolcánica del Arenal. La actividad volcánica consistió principalmente en explosiones estrombolianas, coladas de lava en bloques andesíticos basálticos, una fuente de lava cratérica permanente, eyección de gas, actividad fumarólica y pequeños desprendimientos de bloques. De acuerdo con la forma de la onda, su contenido espectral y sus correlación con las observaciones de campo, varios tipos de señales volcánicas fueron distinguidos en orden de frecuencia: Tremor volcánico (T), sismos explosivos (tipo E), sismos de baja frecuencia (tipo B) y eventos de alta frecuencia superficiales, estos últimos asociados con deslizamientos de lava, registrados hasta distancias de 4 km. El tremor varía entre un tipo que tiene un espectro amplio (tremor espasmódico) a un tipo más frecuente con un marcado tipo en el espectro (tremor armónico u único resonador). Tremores muy energéticos y explosiones han sido registradas a distancias de hasta 80 km del volcán. Ningún evento volcano-tectónico se registró durante el periodo de observación.

Las variaciones de la frecuencia con el tiempo de algunos tipos espectrales, fueron comparados con actividad volcánica y sobre la base estos resultados, se propone un nuevo esquema del sistema de alimentación cuspidal del

volcán. Las localizaciones preliminares de los eventos tipo E, sugieren que la fuente de las explosiones estrombolianas está localizada dentro del edificio volcánico, ligeramente al norte del cráter activo. Eventos tipo gas-pistón pueden también estar presentes en el lago cratérico, especialmente después de fuertes desgacificaciones y eventos explosivos. La fuente del tremor armónico del Arenal puede ser modelada como un resonador con una frecuencia de 1,4-2,5 Hz, pese a que otras frecuencias han sido observadas. El resonador principal se supone que contiene un magma rico en gases localizado en los últimos 200-300 m del conducto eruptivo, ligeramente somero o similar la foco de las explosiones estrombolianas. La sismicidad volcánica del Arenal, corresponde así con diferentes manifestaciones de un mismo proceso básico de transporte del tipo magma-gas.

INTRODUCTION

Arenal volcano, located in the northern part of Costa Rica (fig. 1), is one of the most active volcanoes in the world. The height of the volcano is 1633 m above sea level (a.s.l.) and 1100 above the surrounding area. Its activity has been continuous over the last 28 years and is characterized by frequent Strombolian explosions and lava flows, gas jets, fumarolic activity, and a permanent lava pool since 1974; sometimes there are small pyroclastic flows. For volcanoes with Strombolian activity such as Arenal, the observation of acoustic and visual phenomena at eruptive center is helpful for interpreting the seismic records, providing the opportunity for volcanologists to obtain very valuable data in short time intervals to develop knowledge of explosive and effusive volcanic processes and related seismicity. Seismic activity at Arenal volcano has been the subject of several studies (*e.g.*, Alvarado & Barquero, 1987; Morales *et al.*, 1988; Barboza & Melson, 1990; Barquero *et al.*, 1992; Metaxian *et al.*, 1996; Benoit and McNutt, 1997; Hagerty *et al.*, in press). Since 1984, a continuous seismological and visual monitoring has been carried out.

A preliminary monthly count of local volcanic events in the period 1986-95 is shown in figure 2.

This paper refers to the first results of the new digital three-component seismic network of the Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), which has been put in operation in January 1994. In this study we looked at the wide variety of discrete seismic events, including high-frequency air-shocks from summit explosions, low-frequency events, and the tremor which have been recorded during 1994-1995. Spectral analysis has been used to show the similarities and differences in the frequency characteristics between different types of events. Using these instrumental results along with the visual observations of the eruptive activity of the volcano, we have tried to provide a physical interpretation to the various seismic signals. Finally, our results are similar to other very recent papers using different methodologies, as Benoit & McNutt (1997) & Hagerty *et al.* (in press), which suggest a very shallow source (200-660m) SE of the summit.

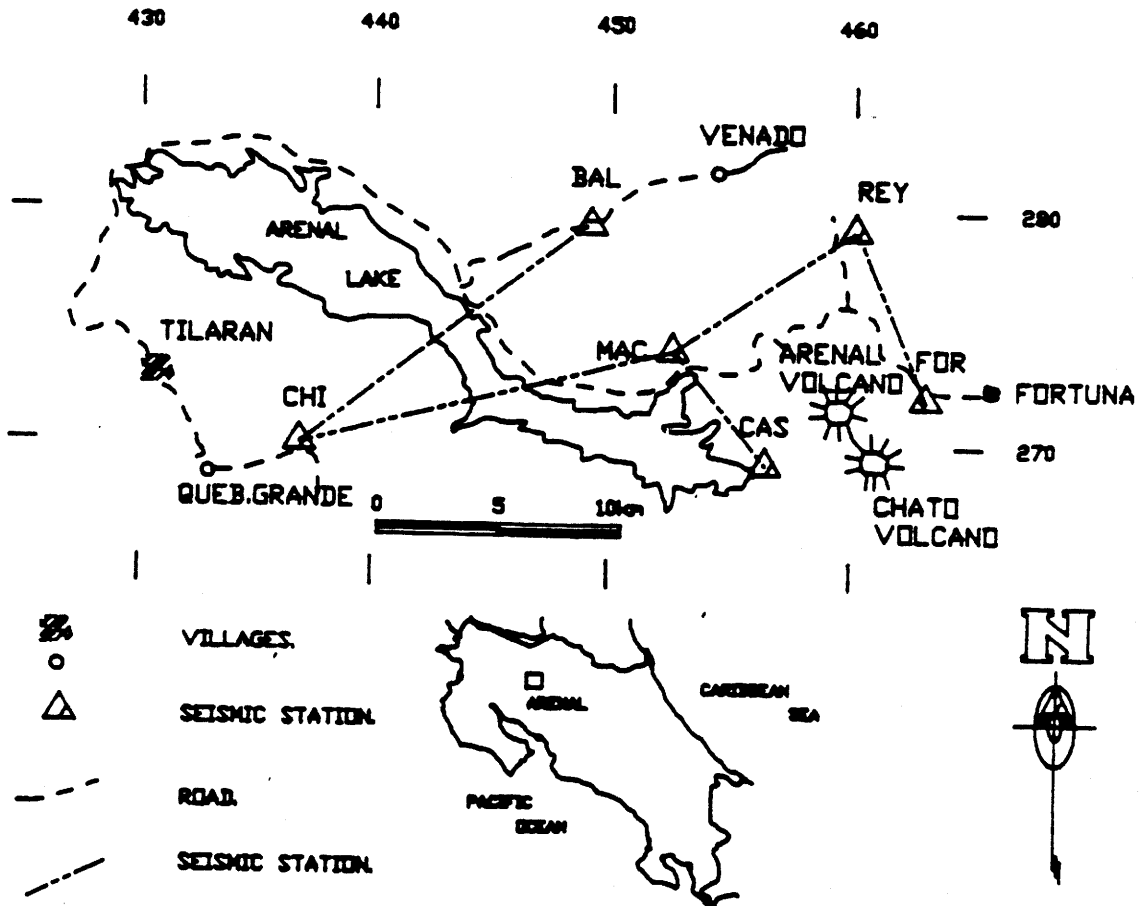


Fig. 1: Map showing location of Arenal volcano and seismic stations.

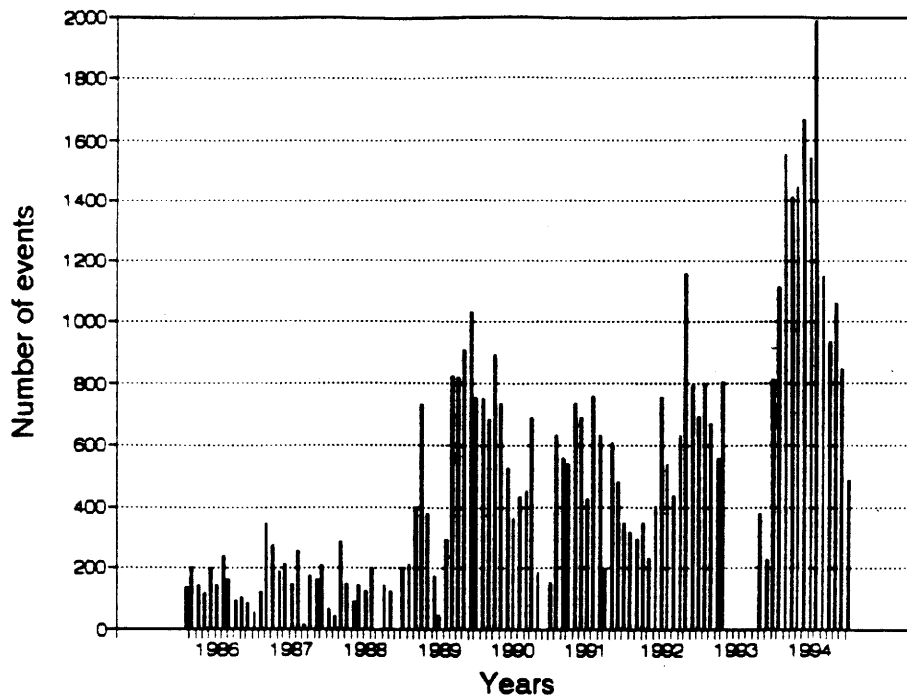


Fig. 2: Monthly level of seismicity (explosion quakes) recorded during 1986-1994 at FOR station, located 3.7 km east from the active crater of Arenal volcano. The breaks in the baseline of the seismicity graphs indicate days with incomplete data.

INSTRUMENTAL FEATURES

The Costa Rican Institute of Electricity (ICE) installed a network composed by twelve seismic stations and four strong motion devices in the northern part of Costa Rica. The network records the seismicity around the Arenal and Miravalles volcanoes which configuration is sketched in fig. 1. There are four seismic stations (FOR, MAC, CAS, and REY) around Arenal volcano, three strong motion equipment (AC2, 3 and 4) at Sangregado dam, and two more stations are located 15.7 and 22.9 km away (BAL and CHI). The signals are telemetered to the central station located at Chiripa, where ICE runs the seismological observatory (OSIVAM).

The stations are equipped with short period, 3-component seismometers with 1 Hz natural frequency and a damping factor of 0.707. The frequency response of the instruments to ground velocity is flat between 1 and 80 Hz. One horizontal component was orientated North-South and the other tangentially. Each remote station consists of a MARS-88/RC with 4 MB buffer RAM, a three-channel digital seismic measurement system, which has a dynamic range of 120 db, covering a wide range of sampling frequencies, a GPS (Global Position System) Time Signal Receiver, solar panels, and buffer batteries.

The trigger system is controlled by the ratio STA/LTA (Short to Long Term Average of signal) with a pre-event memory of 32 seconds and a post-event memory of 40 seconds. For each station we use an interval STA/LTA trigger independently (no-coincidence). A detailed description of these instruments and the operating seismic network has been given in Barquero *et al.* (1994).

analogic seismographic stations (helicorders) operated around the volcano. Today, only one analogic station (called Fortuna: FOR) is under operation, located 3.7 km East of the summit crater. This station is equipped with a short period vertical seismometer (1 Hz) and is transmitted by telephone line to a recording center at ICE in San José. For verification purposes, the digital station (also called FOR) is sited at the same location.

Between 1975 and 1978, several

DATA ANALYSIS (1994-1995)

Volcanic activity

The volcanic activity at Arenal during the period 1994-1995 has been mainly characterized by Strombolian and effusive activity, showing similar patterns since 1984. Seismic activity, as in previous years, has mostly been characterized by volcanic tremor and discrete events (fig. 3). A summary of the seismic activity recorded at FOR analogic station is presented in table 1.

The frequency and energy of explosive activity in 1994-1995 is well correlated with the amount of ash collected in a point located 1.8 km West (downwind) of the active crater (table 2). Fumarolic activity at the crater is still very vigorous. Many degassing events (steam-rich clouds) and ash-laden cloud events without any sound ("mute" events) occur just in two spots inside the crater on the southern part.

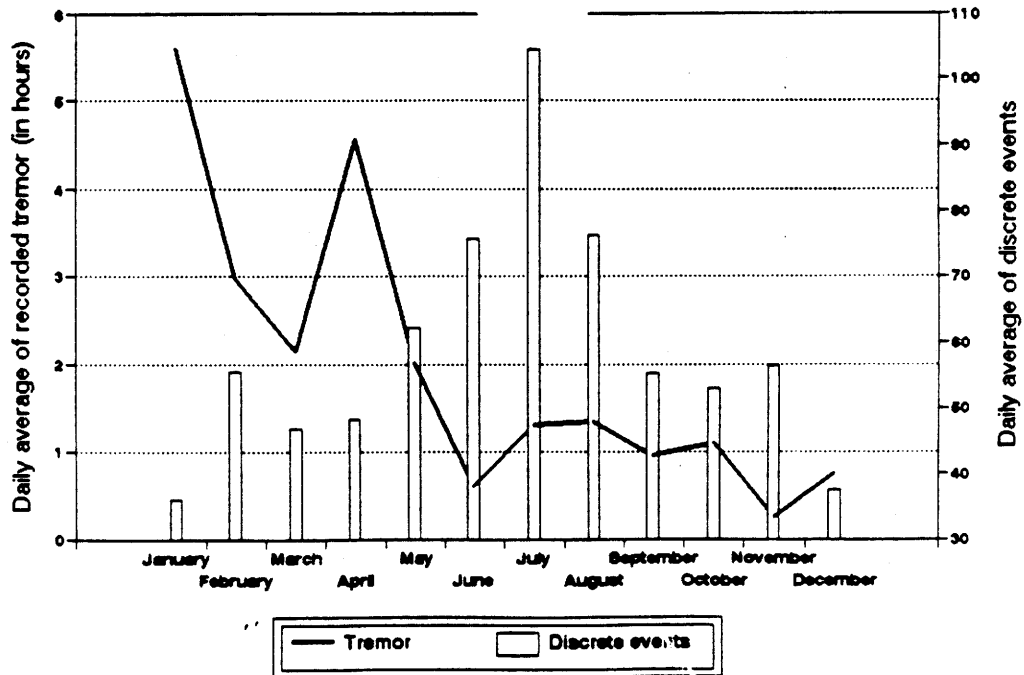


Fig. 3: Monthly levels of seismicity during 1994.

Table 1: Summary of the recorded seismo-volcanic activity at analogical FOR station during 1994

Month	Number of discrete events	Daily average of events	Daily average of recorded tremor (hours)
January	1112	35.9	560
February	1552	55.4	298
March	1410	47	214
April	1445	48.2	457
May	1666	61.7	202
June	1540	77	60
July	1984	104.4	130
August	1146	81.9	133
September	938	55.2	94
October	1058	53	110
November	846	56.4	24
December	488	37.5	74
Total	15185	57.5	196

During 1994 the explosive activity was vigorous, especially during January, March, April, and June, originating mainly at one point close to the effusion vent of lava, which constructed a small cone-like structure. Strombolian explosions occurred approximately every half hour, ejecting ash plumes up to 1200 m above the crater. Strong increases of the tremor activity were observed during the first days of January, and mid April. But since May 4th the tremor energy gradually decreased to very low values. Explosive activity was relatively low in July although an increase in seismic activity in this month; daily number of shocks remained very high until the end of August (fig. 3).

During July and lasting until September, the effusive activity was high and many lava flows stopped between 1000 and 1200 m a.s.l. Several front-flow collapses, which produced brown-reddish ash clouds up to 500 m high (resembling pyroclastic flows) were witnessed during September. On the summit area two new small cones (<25 m high) were observed constructed just on the site that had been reported as being ejecting spots in September. From November until December 1994, the activity was moderate, but characterized by the frequent occurrence of harmonic tremor. For more details see Soto (1997a and b).

Table 2: Ash collected 1.8 km west of active vent, Arenal, 1994-95

Period	g/m ² /d	% > 300 μ	% < 300 μ
27 Mar 94 - 08 Jun 94	14.1	40.3	59.7
08 Jun 94 - 05 Ago 94	6.0	24.2	75.8
05 Ago 94 - 19 Oct 94	3.6	38.3	61.7
19 Oct 94 - 23 Jan 95	7.6	38.0	62.0
23 Jan 95 - 03 Mar 95	8.2	54.7	45.3
03 Mar 95 - 30 Mar 95	22.7	42.2	57.8
30 Mar 95 - 21 Apr 95	16.3	39.5	60.5
21 Apr 95 - 23 May 95	37.6	51.1	48.9
23 May 95 - 29 Jun 95	15.4	51.2	48.8

During 1995, lava effusion was relatively weak during observations in mid and late January. In the first weeks of 1995 explosive activity continued with the same pattern as in past months. The amount of tremor recordings was very high between 2-6 January (up to 3 hours per day) and also during the first week of February. Lava effusion remained weak and explosive activity, although less frequent, continued with relative high energetic explosions. The events were spaced about 1 to 2 hours apart from each other. The rate of lava effusion increased during March. Explosive activity remained with strong explosions spaced each other between 30 and 60 minutes between each and ash plumes reached up to 1 km height. Grainsize and amount of fallen ash increased in March compared to preceding months (table 2).

In March and April, volcanic activity changed slightly: Strombolian explosions were more frequent at different vents around the crater rim, some with an oblique angle, ejecting bombs as large as 4 m in diameter landing at ca. 400 m away. A new blocky lava flow flowed very low (ca. 725 m a.s.l.) on the west flank, and on early morning of June 22nd a relative large lava slide occurred.

Therefore, the striking features of Arenal activity are the acoustic noise at the crater related to fumarolic activity, steam explosions or continuous degassing, and also blocky lava slides from active lava flows. The pumping or puffs could be lasting a few seconds to several minutes, sometimes they happened before explosions but also often occurred alone or after.

TYPE OF VOLCANIC EARTHQUAKES AND SPECTRAL CONTENT

The character of the seismic events has been divided in two broad categories: 1) *discrete events* with focal depths less than 3 km, and 2) *volcanic tremor*. The two event categories have been further

subdivided in two groups, each based on either the character of the seismograms, visual phenomena or a combination of both. The distinction between subcategories, however, is often

ambiguous. A total of 1688 discrete events and about 63.3 hours of volcanic tremor were recorded by the digital network during the observation period (19 months). During this time, the number of discrete events counted by the FOR analogic station was about 15 times larger, because we selected the best and typical events recorded at least at three stations, and at the beginning the network operated with a triggering system. For the following analysis, 150 events were selected to calculate the spectra of ground velocity.

Discrete events: The shallow discrete volcanic events have been divided in two categories (fig. 4 and 5). Those directly related to Strombolian explosions are called *explosive volcanic events (E-type)*, while those with an "unknown" volcanic origin are called *low frequency events (LFE or B-type)*.

The E-type events have emergent arrivals and large amplitudes. Two different seismograms of explosions which have been recorded at the same station (REY) are shown in fig. 4a. For the first three channels we can not observe the arrival of an air-shock-wave, the second three channels demonstrate clearly a high-frequency phase that has been produced by the energy which has been coupled into the ground near the seismometer by the acoustic wave traveling through the air from the crater station at a speed about 330 m-s^{-1} ; therefore the time between the onset of the air-wave and the beginning of the seismic signal depends on the station-crater

distance. Following Alvarado and Barquero (1987) and Barquero *et al.* (1992), the first type of explosion is called *E_c-type*, and the second one *E_a-type*. The daily number of explosive events varied between 8 and 89 (average of 35) events, and the average duration is roughly about one minute.

Looking at one single station we observe from the E-type signals very similar seismograms. This similarity refers especially to the envelope form of the seismograms, while the finer details of the waveforms differ from explosion to explosion. The number of distinguishable arrivals, energy content and length of the seismic signals, for example, can be quite different. Comparing the waveform of the explosion-signals at various recording sites, it is not possible to correlate phase arrivals in the seismograms. Two reasons could be responsible for this observation: (a) the explosion-seismograms are influenced by path- and site-effects or, (b) the source of this signal has a complicated radiation pattern. Actually, we investigate the waveform in detail to distinguish between these two possibilities.

Furthermore the spectra of the events differ significantly from each other, but show their main spectral energy content between 1 and 3.2 Hz at the principal part of the seismograms (fig. 4b). The air-shock wave of the E_a-type event shows spectral energy above 10 Hz. It should be possible in near future to correlate this seismic signals with acoustic registrations and video-tapes taken in the near vicinity of the stations.

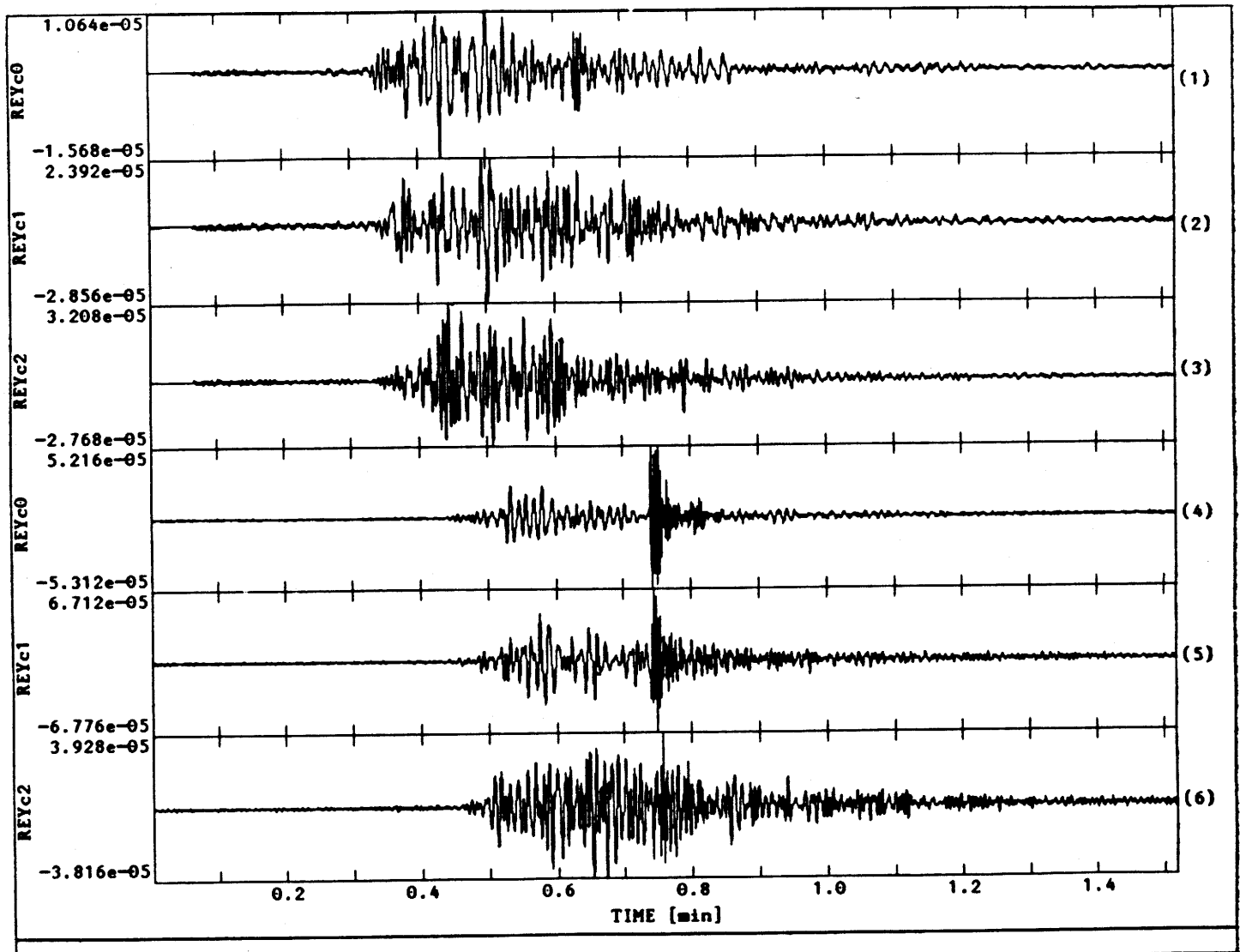


Fig. 4: (a) Two different types of explosive events recorded at REY station: the upper part (first three seismograms) shows an Ec-type event and the lower one is an example of Ea-type event. For more explanation see the text.

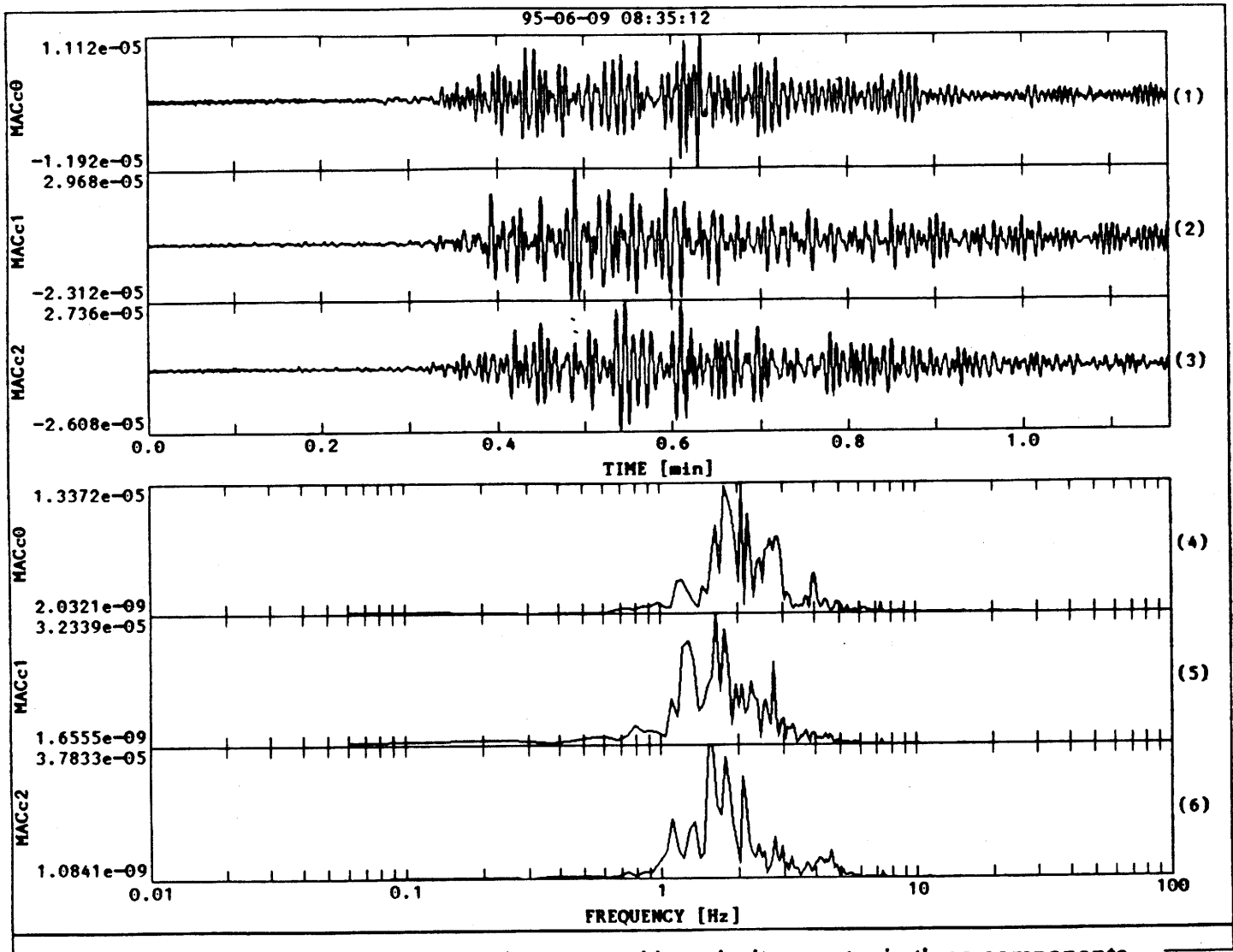


Fig. 4b: (b) Explosive volcanic event and its velocity spectra in three components (0 = vertical, 1 = N-S, and 2 = E-W) recorded at MAC station.

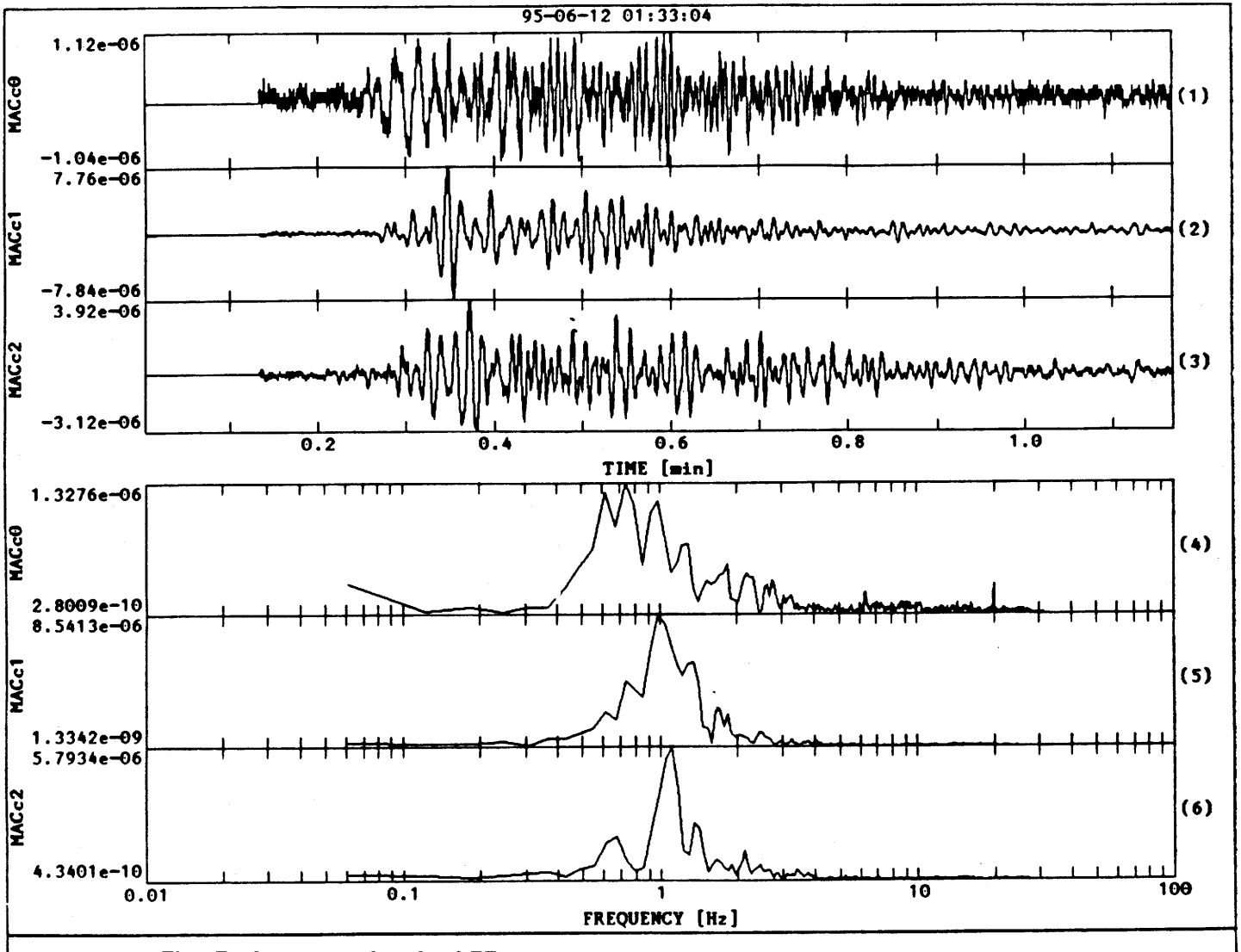


Fig. 5: An example of a LFE.

The B-type events are in their appearance similar to the E-type. In spite of the E-type events, which can be correlated to visible and audible explosion activity, the location of the B-type events and the originating source processes are less clear. Also, the spectra show relatively narrow prominent peaks at lower frequencies (0.4-2 Hz) than the explosion signals which have a broader shape of their spectra (fig. 4b and 5). In comparison to the E-type events, which vary in respect to their energy content, the B-type events always have very low amplitudes.

Volcanic Tremor: It is a continuous volcanic seismic signal which may last from tens of seconds to many minutes or even hours, and could be divided into *harmonic tremor* which is relatively monochromatic, and the *spasmodic tremor* that can be less monochromatic (compare fig. 6). Volcanic tremor from Arenal has been recorded as far as 80 km at the JCR analogic seismic station of the National Seismological Network or at 65 km in LIM digital station of OSIVAM, which is the most distant station from Arenal volcano. Most of the spectral energy in the spasmodic tremor is spread in the band between 1 and 3.5 Hz, while the harmonic tremor has various important peaks. The main spectral peak could be found in the frequency range of 1.4 Hz to 2.5 Hz with most frequently observed values around 1.8-1.9, 2.0-2.1 and 2.1 Hz. Very often we could detect other main peaks at multiples of the first peak, varying between 2.7 and 5.0 Hz for the second and 4.1 Hz up to 7.6 Hz for the third peak. In these cases, the tremor signal and associated spectra are similar at all stations, indicating that the nearly monochromatic nature of these harmonic tremors is due to the originating source process and is not strongly influenced by site path effects.

Lava front sliding signal: It is a seismic signal related to block slides from active lava flows. The blocks are hot (50 at the surface to 1000°C at the core), subangular to subrounded, several decimeters up to 2.5 m in diameter, rolling down a few meters to several hundred meters at a maximum velocity of ca. 11 m·s⁻¹ (Soto *et al.*, 1996). The amplitude spectra of events recorded in June, 1995 at a distance of 30 m from the active lava front, show a spectral energy content above 7 Hz, often with sharp peaks between 15 and 25 Hz. The observable relative decrease of spectral amplitudes at frequencies about 20 Hz at recording sites farther than 150 m (fig. 7), could be due to the attenuation of high-frequency seismic waves. Lava slide events can be detected at least at a distance of 4 km away from the active flow (CAS station). The duration of small individual lava slides from an active lava flow is only 12-15 s; larger volcanic slides can last several minutes (*i.e.*, related to pyroclastic avalanches).

Tectonic events: High frequency tectonic-like earthquakes (A-type) are very rare at Arenal and only occur as earthquake swarms associated with volcanic crisis and therefore are thought to be useful as premonitory signals as well (Alvarado & Barquero, 1987; Barquero *et al.*, 1992; Soto *et al.*, 1996). Isolated tectonic earthquakes in time and space, located around the Arenal tectonic graben, are in the appearance of the seismograms indistinguishable from volcano-tectonic events (A-type). Only due to their location outside the volcanic edifice, we propose that these events are caused by rock fracture resulting from the regional tectonic stress, and not as the volcano-tectonic events, which are caused by brittle failure resulting from stress induced by volcanic processes.

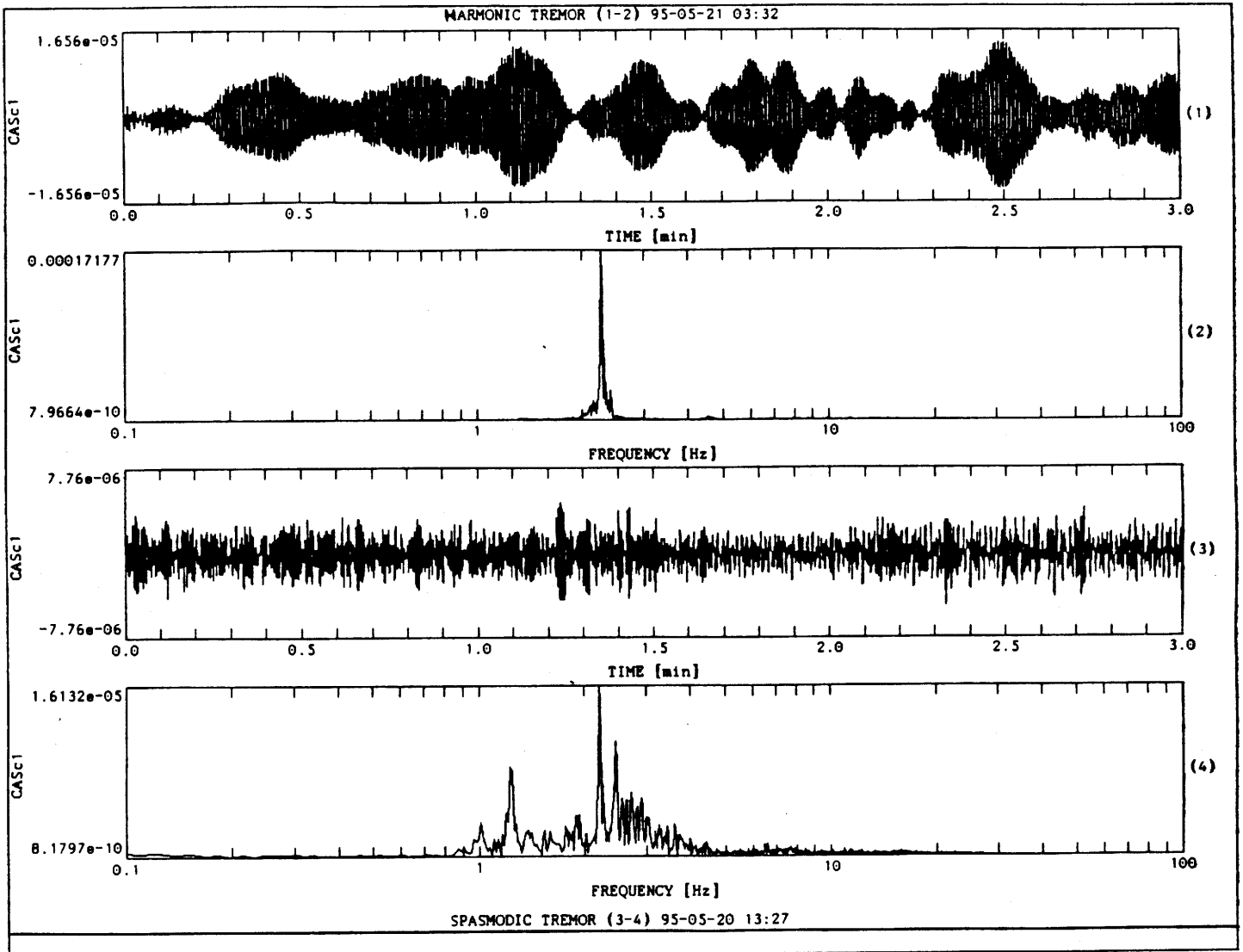


Fig. 6: Example of harmonic (upper) and spasmodic tremor (lower part) .

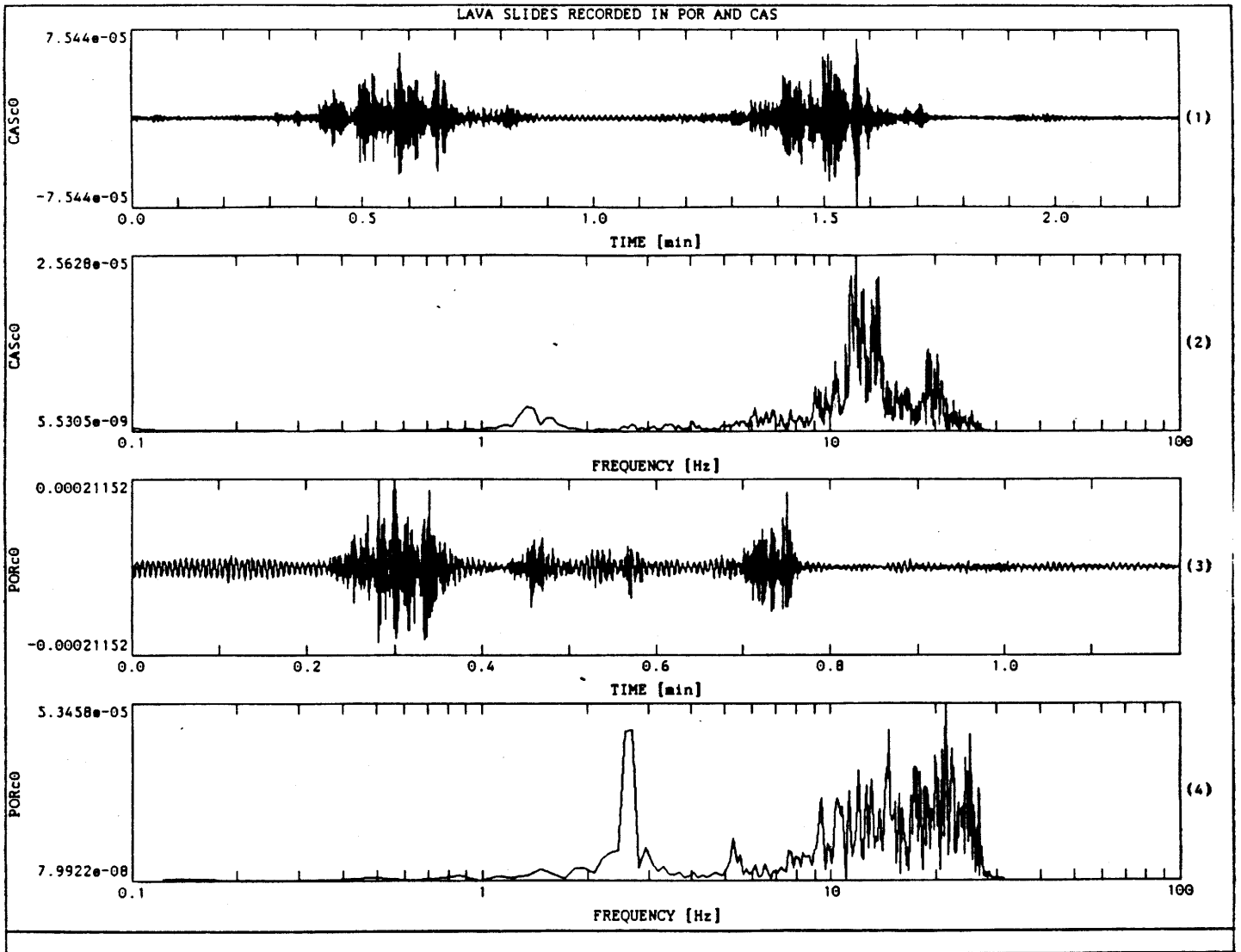


Fig. 7: Example of seismic signal from collapse of blocks in front of an active blocky lava flow recorded with the portable digital seismic station.

Hypocenters and preliminary magnitudes were determined using the HYPOCENTER program (Lienert *et al.*, 1986; Lienert, 1991). All depths are

referenced with respect to the highest seismic station (MAC at 819 m a.s.l.). The velocity model employed is shown in table 3.

Table 3: Crustal model around Arenal (modified after Matumoto *et al.*, 1977)

Layer thickness (km)	Depth (km)	P wave velocity (kms ⁻¹)
0.15	0.15	1.85
0.30	0.45	2.06
2.63	3.08	3.03
4.12	7.2	5.09
22.8	30	6.2
20	50	8.0
∞	> 50	8.1

The magnitude of the events was evaluated by coda length, according to the empirical formula modified after Lienert *et al.* (1986) and Lienert (1991):

$$M_c = -1.21 + 2.38 * \log(T) + 0.001 * D \quad (1)$$

where M_c is the coda magnitude and T corresponds to the signal duration time.

Using this formula and the location program, about 20 tectonic earthquakes occurred dispersely at depths which ranges between 5 and 8.3 km, and magnitudes M_c between 1.7 and 3.8 (fig. 8 and table 4). The closest event to Arenal volcano, occurred at 09:33 on January 13, 1995, located 7 km northward of the active crater, at a depth of 7.1 km and a M_c 2.9.

TEMPORAL VARIATIONS IN THE VOLCANIC TREMOR SPECTRUM

The spectral amplitude versus time patterns for the tremor signals have been examined and related to the observed volcanic activity. After some Strombolian eruptions, harmonic tremor appears for several minutes (usually > 10 minutes) as shown in fig. 9. The spasmodic tremor can change its dominant frequency content in very short time intervals, while the harmonic tremor normally does not show this feature. The top portions of Figure 10 a and b, show a 2-minute sample of

harmonic and spasmodic tremors respectively, recorded at MAC, that was divided into 12 time windows. Each window has a duration of 15 s and is offset from the next by 10 s. The spectrum for each window is shown in the lower part of the figure. The frequencies do not change in short periods of time in the harmonic tremor but in the spasmodic one the dominant frequencies are progressively closer with time.

Because harmonic tremor shows always very sharp peaks in narrow spectral bands, a monthly variation of the averaged power spectrum velocity of the harmonic tremor was determined to investigate the temporal evolution of main peaks. We found monthly variations for the main peak principally between 1.4 and 2.5 Hz. We did not obtain these calculations for the spasmodic tremor or other types of volcanic events, because they have a broader spectra as already mentioned. Variations of the

spectral content in spasmodic tremor similar to the observed could be explained by superposing spectra from successive point sources with varying depths (see Goldstein and Chouet, 1994).

An inverse relation between tremor and the number of explosion quakes has been observed at Arenal (Alvarado & Barquero, 1987; Barquero *et al.*, 1992) at least since 1984. The fig. 3 show this aspect for the analogic observation period.

Table 4: Tectonic earthquakes located around Arenal lake

Date	Time	Lat.	Long.	Depth	Residual	M_c
07-04-94	14:56:49.9	10.615°	-84.690°	5.0	0.1	4.4
07-11-94	23:43:59.9	10.520°	-84.956°	5.0	0.4	2.9
07-12-94	17:08:14.1	10.458°	-84.807°	0.3	0.1	2.7
07-13-94	02:43:18.2	10.389°	-84.644°	5.0	0.5	2.9
10-03-94	09:51:35.8	10.640°	-84.845°	8.7	0.3	1.9
06-12-94	17:39:57.0	10.527°	-84.897°	5.4	0.2	3.9
13-12-94	20:34:40.5	10.670°	-85.016°	12.6	0.1	2.1
01-13-95	12:46:09.7	10.452°	-84.571°	5.0	0.0	3.4
01-13-95	09:33:00.7	10.548°	-84.654°	7.1	0.0	2.9
02-09-95	05:10:14.5	10.689°	-84.546°	5.0	0.2	3.0
02-18-95	16:31:38.3	10.407°	-84.796°	5.3	0.0	3.6
02-27-95	20:29:37.6	10.608°	-84.518°	3.8	0.3	2.8
03-12-95	17:35:38.4	10.637°	-84.796°	5.0	0.1	3.8
04-06-95	06:33:22.9	10.525°	-84.903°	5.0	0.2	1.6
04-17-95	06:01:14.3	10.564°	-84.835°	7.6	0.2	2.0
04-21-95	05:53:13.3	10.675°	-84.868°	5.0	0.1	2.3
04-22-95	23:34:05.2	10.657°	-85.003°	6.9	0.1	1.6
04-27-95	15:33:05.6	10.665°	-84.678°	2.4	0.2	2.9
04-30-95	12:45:43.2	10.442°	-84.968°	7.0	0.1	2.4
04-30-95	13:51:19.0	10.685°	-85.060°	5.3	0.1	1.0
05-02-95	09:38:47.4	10.374°	-85.013°	5.2	0.1	2.2

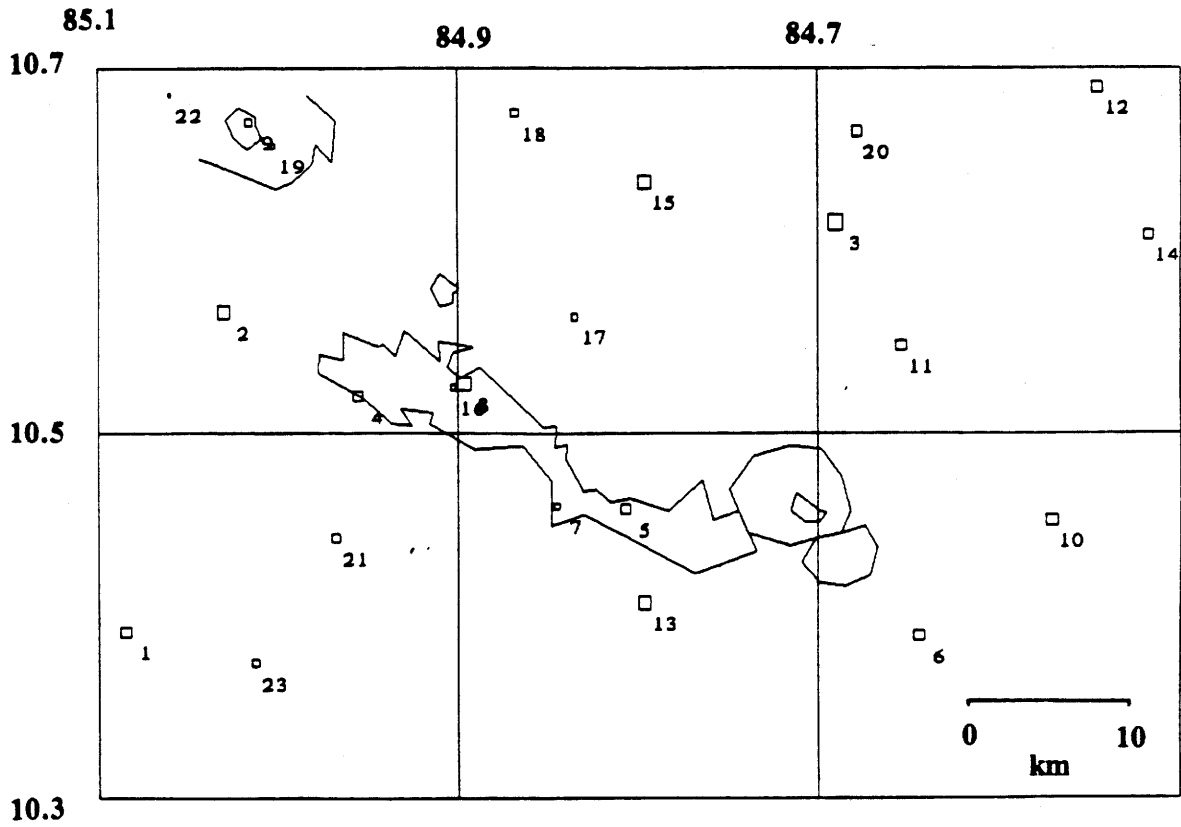


Fig. 8: Hypocentre locations of tectonic earthquakes at Arenal area (1994-1995).

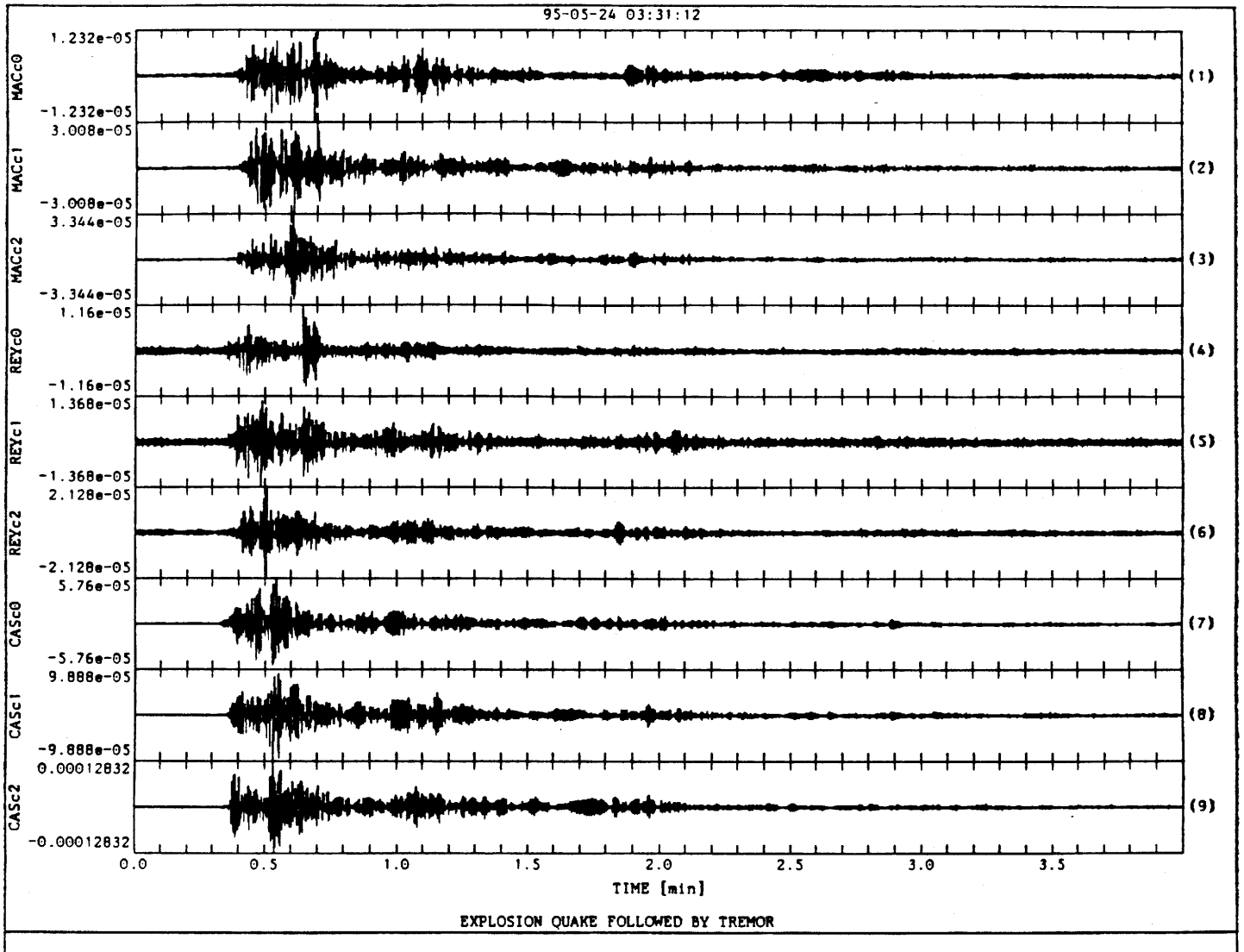


Fig. 9: Example of an explosion quake followed by harmonic tremor.

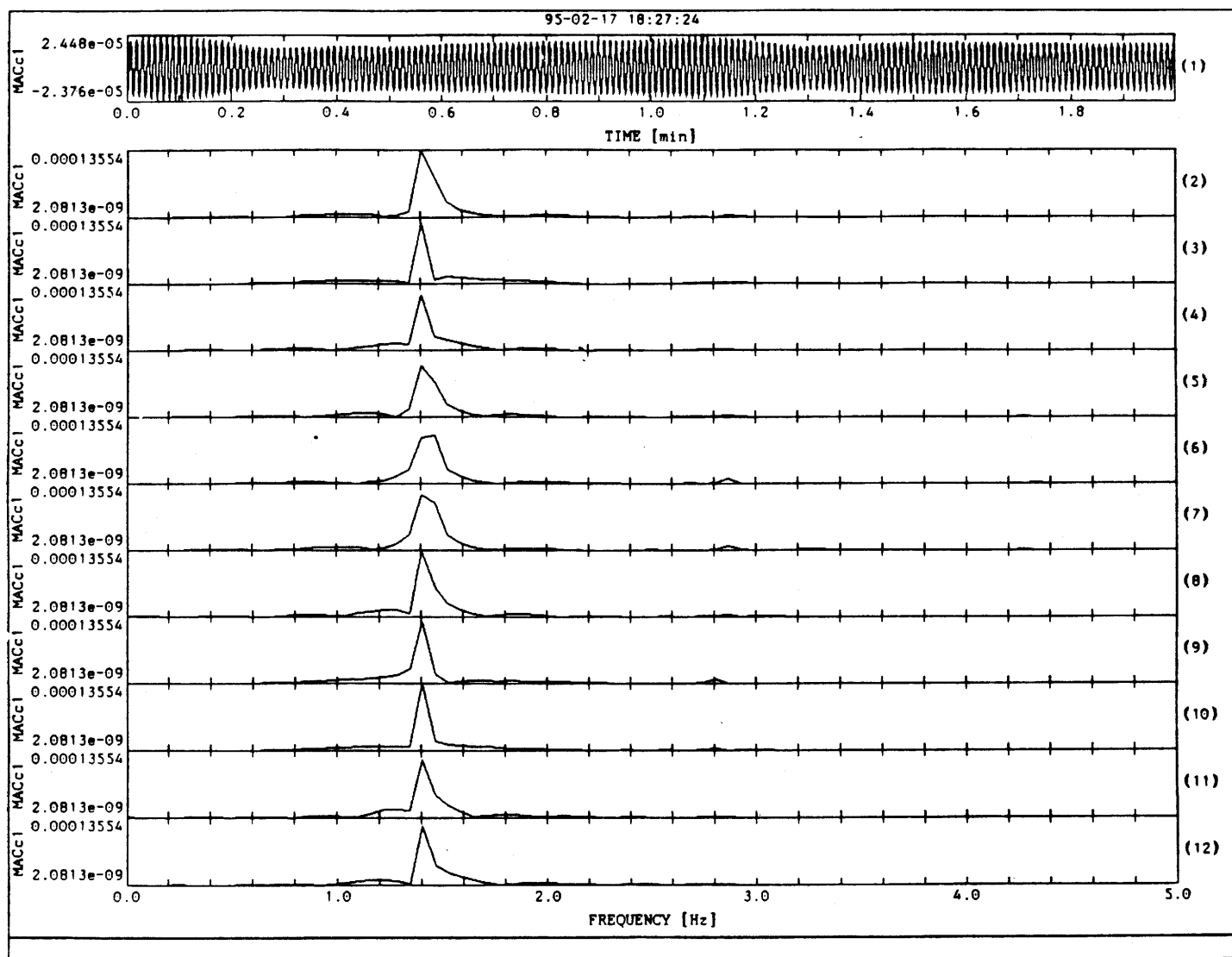


Fig. 10: (a) The seismogram shows a portion of harmonic tremor.

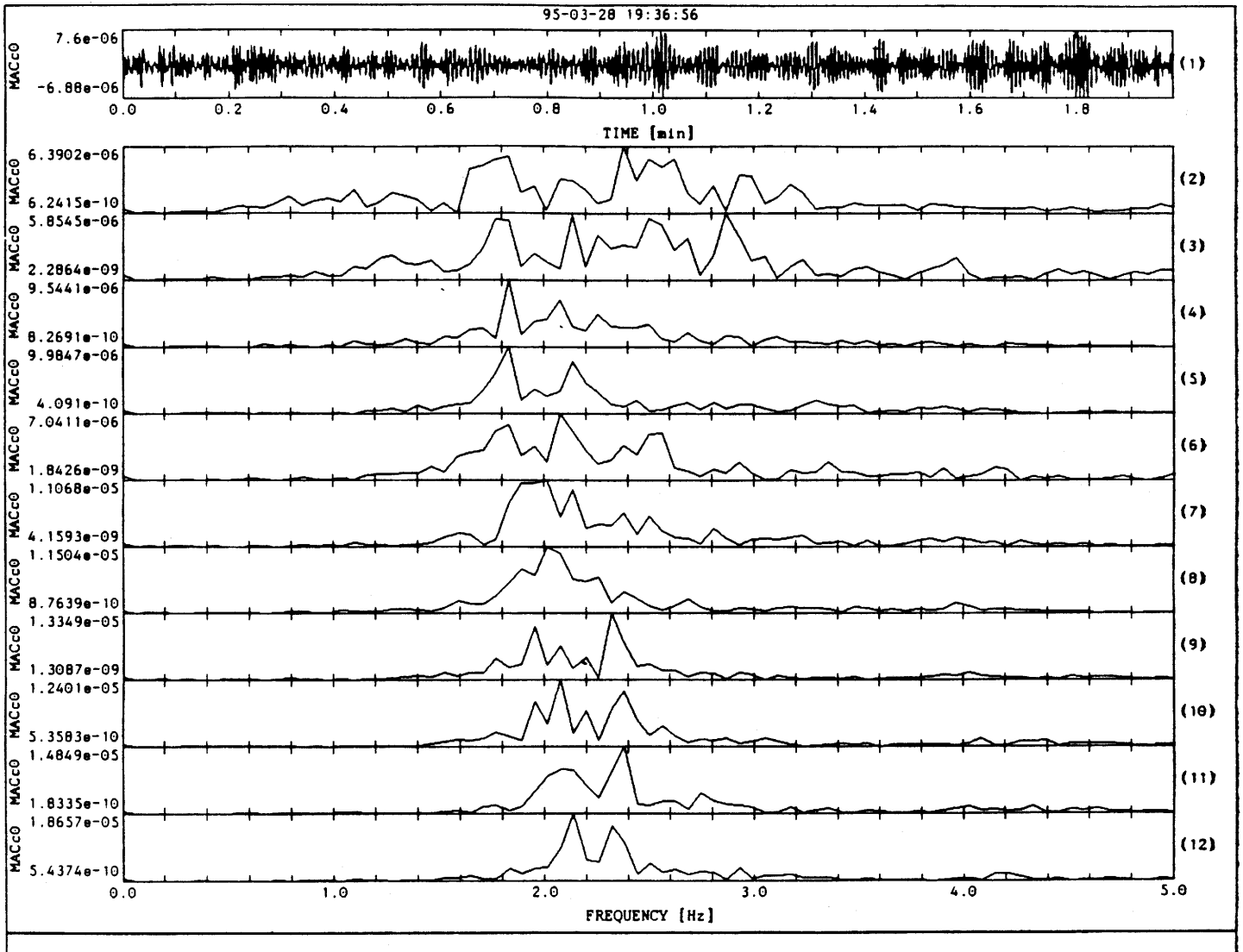


Fig. 10: (b) Spasmodic tremor which was divided into several time windows.

FOCUS OF THE EXPLOSIONS

The traditional methodology for locating earthquakes usually does permit the hypocentral location of explosive events because they usually have an emergent onset or it is covered by smaller events preceding them. Moreover explosive sources do not generate S-waves that could be used for the location procedure. Determination of the precise locations of volcanic events includes a number of additional problems, including poorly known crustal velocities, a sparse station distribution, and high differences in the topographic relief of the volcano and the surrounding area. Therefore, for a crude hypocentral locations we used three different methods:

a) *The acoustic wave:* Following Tanaka *et al.* (1974) the acoustic wave in the E₁-type events allows the location using the origin time of the P-wave (T_{0p}) and acoustic wave (T_{0a}) and the velocity of the magma ascending (V_m) through a conduit with a length H (focal depth), where:

$$H = V_m \Delta T_0 \quad (2)$$

$$\Delta T_0 = T_{0a} - T_{0p} \quad (3)$$

where T_{0a} and T_{0p} are origin times of air shock and explosion quakes, respectively. The arrival time T_p to each seismic station located at a distance R from the crater is (Fig. 11):

$$T_p = R/V_p + T_{0p} \quad (4)$$

Assuming that R_p (length of the ray path for P waves) = R_a (length of the ray path for air-shock waves) = R, because H << R, we have that

$$H = V_m [T_a - T_p - (R/V_a - R/V_p)] \quad (5)$$

where V_p and V_a are the velocities of the P-wave and acoustic wave, respectively. Alvarado and Barquero (1987) estimated the velocity of magma between 44 and 99 m·s⁻¹. Using a V_m of 44 ms⁻¹, and V_a of 340 ms⁻¹ value and the values of T_a-T_p, V_p, and R as shown in the table 5, we can estimate the depth (H) of the explosive focus between 47 and 113 m. Of course, if we use a higher V_m value (*e.g.*, 99 ms⁻¹), the depth will be about 100% greater. Therefore, the results using this methodology show only a very shallow origin (< 250 m) of the explosion quakes. The results obtained for stations located more than 10 km away show greater values. This seems to be due to data quality.

Table 5: Calculation of the explosive focus at Arenal volcano, using equation (5)

Station	V _p (ms ⁻¹)	Δt _{0a} (s)	R (m)	H (m)
FOR	1100	8.6	3700	47.5
CAS	1060	11	5700	17.0
REY	1050	17	7240	114
MAC	1090	19.1	8160	113

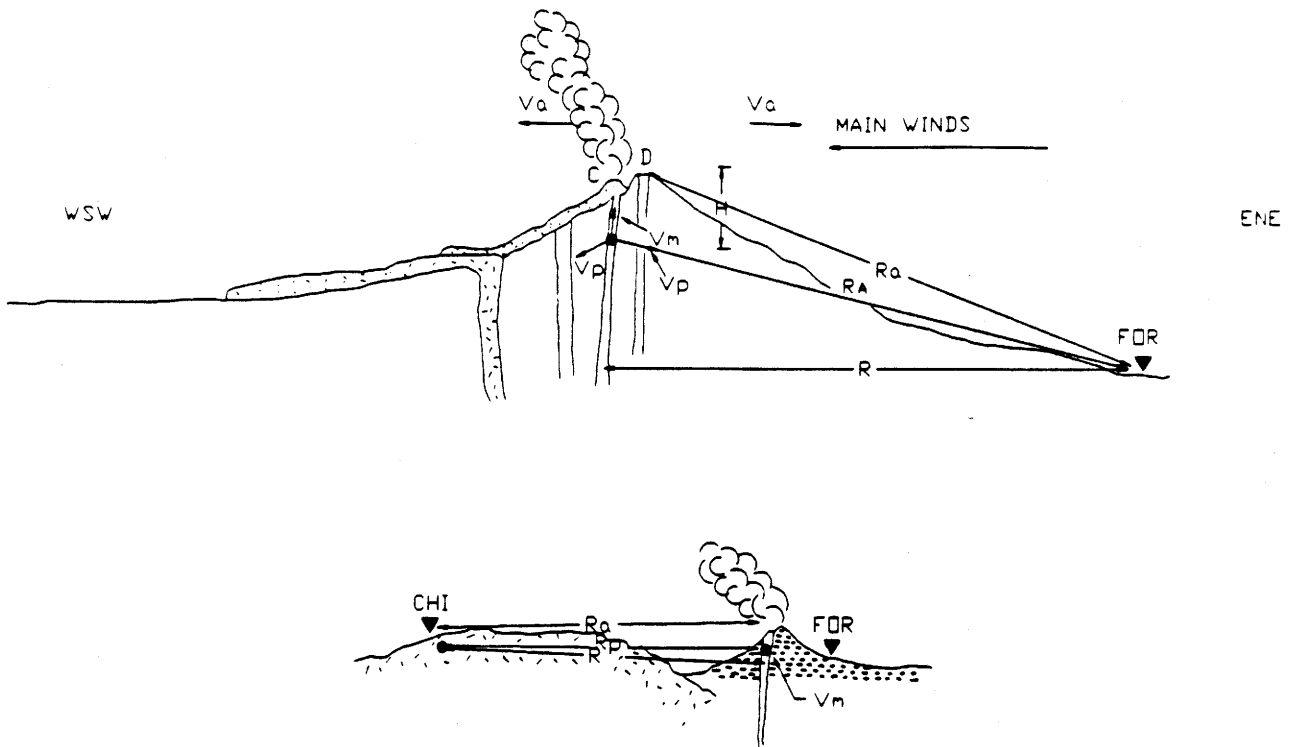


Fig. 11: Sketch of Arenal volcano, station locations and explosive foci.

The events with the strong air-wave phases are usually associated with observed summit explosions which produce ash columns of several hundreds meters to less than 1 km in height. Nevertheless, there are occasions when relatively strong explosive phases have been visually observed and the seismograph recorded only a small or no air-wave phases. Atmospheric conditions (wind direction, cloud cover, rain) as well as airborne ash or dust may interfere with the arrival time and intensity of the sound wave (Barquero *et al.*, 1992) or the explosions occurred in closed cavities where the energy cannot couple with the air and instead the radiated energy is transmitted only as seismic waves (Mori *et al.*, 1989).

b) Polarization analysis: An estimate of the source location that generates the explosion-quakes is possible analyzing the

polarization pattern of the seismic waves (*e.g.*, Del Pezzo *et al.*, 1992). Therefore, we applied a second order butterworth bandpass filter to eliminate high and low-frequency seismic noise and to isolate the frequency band of the first phase. In the case of E-type, the analysis was applied to the first 2.5 seconds. Using a digital portable station located 2 km away on the west flank of Arenal, the first interval (1.3 s) shows focused energy in an approximately radial direction (NNW to NW), changing to a NNE direction, normal to the volcano direction. The first arrival with a duration of less than 0.2 s shows characteristic P wave motion (linear polarization), in an approximately radial direction towards the crater, while the following phases show a wider distribution in their vector directions. Thus, the P wave in the E-type is short (<0.2 s) and the rest of the signal mostly shows a

complicated polarization pattern possibly produced by the superposition of converted SV-waves and surface waves. Thus, we used the four seismic permanent stations around Arenal, and also the portable digital station, to estimate the direction of the incoming seismic P wave. We used only the FOR and CAS stations to calculate the incidence angle, because these stations are located more or less at the foot of Arenal without strong topography that could introduce unknown changes in the incidence angle of the seismic wave.

The linear polarization of the seismic P-wave show that these events seem to originate in a zone South-Westward (between 1 and 4 km) from the active crater. Assuming a homogeneous medium for the seismic wave propagation and taking into account that the stations are located at a height about 1 km below the

active crater, we explain the observed incidence angle by suggesting that the sources are located above the station heights and therefore could be called a shallow focus. Another argument for assuming a shallow hypocenter is the observation of surface waves in the seismograms, which are normally only produced by events at small depths (table 6, fig. 12).

Table 6: Summary of wave polarization of the first motion in E-type events.

Station	range of azimuth	Average azimuth
MAC	123° - 146°	133.6°
REY	150° - 198°	188.6°
FOR	230° - 256°	245.1°
CAS	50° - 69°	59.8°

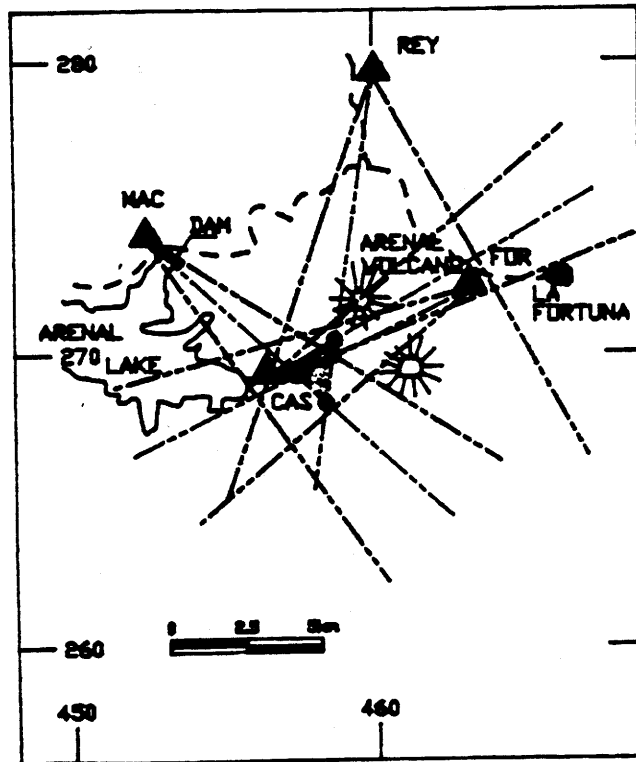


Fig. 12: Direction of propagation of the first phase calculated from particle motion diagram in the horizontal plane. The dashed lines show the range of wave front directions to the stations, while the continuous line shows the average direction.

c) *Hypocentral location*: A great number of the discrete events are directly linked to the explosive process. Because the explosions occur at the summit, and are visibly correlated in time, so it is reasonable that the source of the seismic signals could be close to the crater. The hypocenters of E-type events were determined from the onset times of P-waves at three or four stations, using a modified version of HYPOCENTER (Lienert *et al.*, 1986; Lienert, 1991). We tested different crustal models, but the best location was using a very simple one-layer model ($V_p = 1.1 \text{ km-s}^{-1}$). This model is in agreement with the geophysical and geological context (*e.g.*, Borgia *et al.*, 1988), because the structure of Arenal volcano and surrounding area is composed by a blocky lava armor and a pyroclastic apron, both with a weak structure (many pore spaces), which overlies old altered volcanic rocks. Estimated velocities in other volcanoes with similar rocks, and our field measurements for determining the V_p , are according with

a low velocity model for the four seismic stations located very close the volcano (between 3.7 and 8.1 km).

Our preliminary locations for explosive quakes using this method indicated that they are situated in a narrow ellipsoidal area of ca. 1.5 km long by 1 km wide, and at a depth between 0 and 1.6 km, with three principal populations of data: 0-0.3, 0.8-0.9, and at 1.3 km (fig. 13 and table 7). Not very surprising is the fact that locations estimated with this method lead to different results than the study of the particle motion described before. In fact, neither of these solutions will be totally exact and are only preliminary. More study will be necessary in the near future, using also a portable station to determine a more accurate hypo- and epicentral locations, and to investigate possible correlations between the type of explosion and physical parameters as magnitude, spectral character, etc.

Table 7: Location of the most important E- type events

Date	Time	Lat.	Long.	Depth	Mag.	No	Gap	Dmin	Rms	Err	Erz
05-10-95	08:29 5.42	10°28.03	-84°42.53	3	0	4	70	44	14	7	342
05-10-95	12:28 8.17	10°28.44	-84°42.28	0	0	4	73	40	6	1	148
05-10-95	15:34 54.54	10°28.02	-84°42.58	9	26	4	70	45	9	1	0
05-18-95	17:36 53.30	10°28.37	-84°42.71	13	0	4	77	47	8	1	28
05-21-95	05:29 32.19	10°28.22	-84°42.80	3	0	4	76	49	9	2	171
05-21-95	22:29 22.56	10°28.47	-84°42.61	13	0	4	77	46	1	0	1
05-22-95	05:30 8.22	10°28.46	-84°42.30	1	0	4	74	40	8	3	208
05-23-95	13:30 37.93	10°28.04	-84°42.61	8	0	4	70	46	6	1	32
05-23-95	15:28 43.22	10°28.16	-84°42.55	2	0	4	72	44	23	8	861
05-24-95	03:31 25.20	10°28.09	-84°42.64	1	0	4	72	46	14	3	309
05-26-95	08:28 22.96	10°28.14	-84°42.77	9	0	4	74	48	11	5	197
05-27-95	06:30 30.95	10°28.76	-84°42.34	11	0	4	79	42	11	1	0
05-29-95	18:30 6.03	10°28.25	-84°42.75	16	0	4	75	48	10	1	15
05-30-95	14:31 51.56	10°28.56	-84°42.57	13	0	4	79	45	7	1	6
05-31-95	10:32 32.90	10°28.51	-84°42.69	8	0	4	79	47	9	4	197

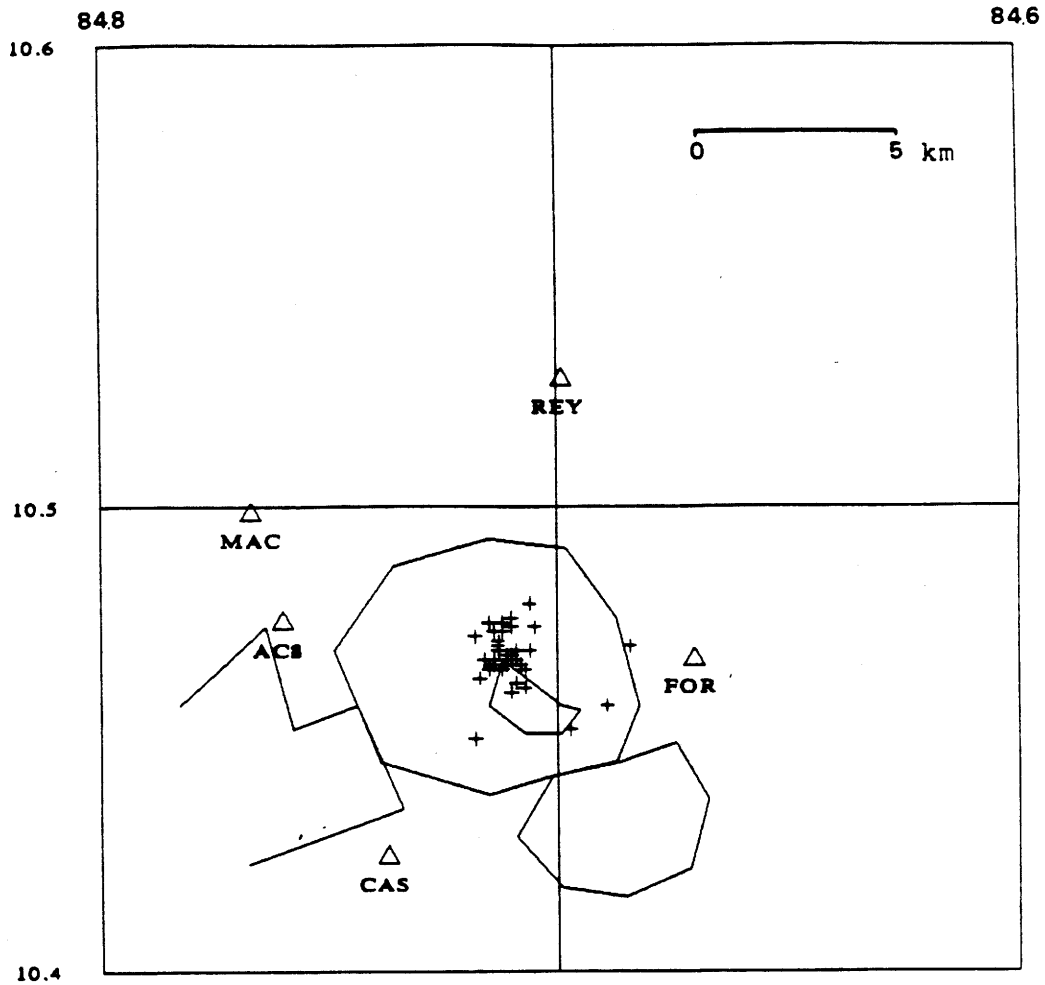


Fig. 13: Map of hypocentre locations of explosive quakes at Arenal.

DISCUSSION

Seismic activity that accompanied the normal Arenal eruptive behaviour during 1994-1995 has been analysed using data from both an analogical permanent station and a digital three-component permanent network (OSIVAM).

Different methods suggest that most, of the explosion quakes if not all, quakes are located within the volcanic edifice ($\ll 1$ km below the active

crater). However, the problem concerning the precise location and model of the explosion source for strombolian-like volcanic activity still remains. For example, at Asama volcano (Japan) Minakami *et al.* (1970) and Tanaka *et al.* (1974) pointed out that the maximum focal depth of explosion quakes was about 180 and 50 m, respectively. At Sakurajima volcano (Japan), the hypocenters of the vulcanian explosions are concentrated in a

cylindrical zone with a radius of about 200 m at depths from 1 to 3 km beneath the summit crater (Iguchi, 1994). At Stromboli volcano (Italy), the source is located at depth less than 100 m (Bram *et al.*, 1977, in Schick, 1981) and a few hundred meters north of the crater area (Del Pezzo *et al.*, 1992).

Analysing the spectral composition of the volcanic tremor, one has to take into account, that seismic waves can be affected severely by their path through a locally small scale heterogeneous structure as is usually true for the volcanic geological settings. Especially the spectra of seismic events could show significant features that are only due to this so-called path- and site-effects and do not allow an interpretation of the spectral content of the originating source in respect to physical models. Geological and geophysical investigations at Arenal volcano lead to the conclusion that we are dealing with a highly complex stratified media.

Thus, the first stage is to check that the spectra are not undoubt influenced by the recording site. Fig. 14 shows the same signal spectra for a harmonic tremor in three seismic stations, whose peak frequencies are the same for distances from 5.7 to 8.2 km. As the geological setting of the recording sites are very different, the explanation for this stable spectral feature observed at all stations that is related to the

source process.

Many different mechanisms have been postulated to explain the source of volcanic tremor, reflecting the fact that the morphology of the magma plumbing, and the kinematics of the ascension of the magma itself is very complex (*e.g.*, Aki *et al.*, 1977; Chouet, 1985; Crosson & Bame, 1985; McNutt, 1986; Talandier & Okal, 1987). The data presented in this paper is not sufficient to quantitatively test various models for volcanic tremor. Nevertheless, there are certain observations which can be used to constrain interpretations and it is possible to get some general conclusions about causes for specific characteristics of the seismograms.

Some volcanoes such as Arenal (Morales *et al.*, 1988; this work) tend to produce tremor in which nearly all the energy is constrained within a narrow band (=harmonic tremor), and produces multiple peaks at distinct frequencies. The most frequent explanation is that the resonator is a fluid-filled region within the volcano (gases, magma, ground water or a combination). Furthermore, tremors with an almost monochromatic spectrum, spindle aspect in the records, sometimes complicated by knots and troughs, suggest a hydraulic transient mechanism, similar to that caused by turbulent flow in pressure pipes with a variable section or branches (Patané, 1982).

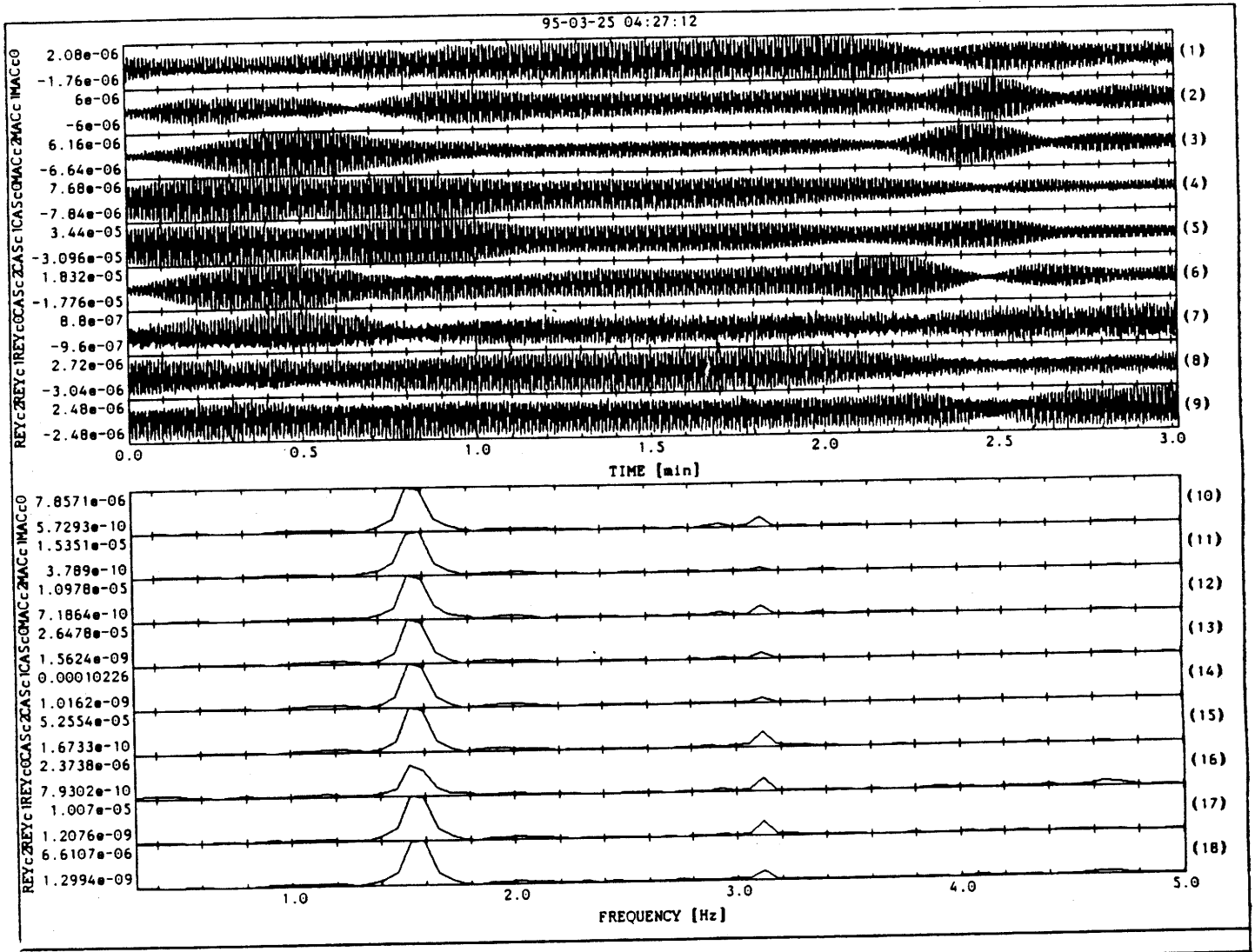


Fig. 14: Harmonic tremor and its velocity spectrum recorded at three different seismic stations.

The free vibration frequencies of a column of length L filled with magma or gas and open at one extremity (crater) and closed in the other is given by Chouet (1985):

$$f = nV(4L)^{-1}, n = 2k-1, k = 1, 2, 3, \dots \quad (6)$$

where n is the mode of vibration and V is the tube wave velocity of the tube-filling medium. For a column which is closed at top and bottom the following relation for the dependency between the resonance frequency f , tube wave velocity V and column length L could be used (Chouet, 1985):

$$f = nV(2L)^{-1}, n = 1, 2, 3, \dots \quad (7)$$

Aki *et al.* (1977) estimated the velocity V to be roughly 300 ms^{-1} for lava-gas mixture at Kilauea Iki. Chouet *et al.* (1974) approximate the velocity of higher viscous lavas at Stromboli volcano to be about 700 ms^{-1} . For this study we assumed a value of 900 m-s^{-1} , which is an estimated between the value for Stromboli and the P-wave velocity in the unconsolidated but already cold lava flows at Arenal. This value for Arenal is supposed because the lava flows have a higher viscosity and phenocrystal content than volcanic rocks from Stromboli.

We observed variations of the lowest main spectral peak of harmonic tremor signal between 1.4 and 2.5 Hz. Considering these frequencies as fundamental modes of free vibration of the magma-gas filled conduit, observations of spectral peaks at higher modes with $n = 2, 3$ (frequencies around 2.7-5.0 Hz for $n = 2$ and 4.1-7.6 Hz for $n = 3$) leads to the conclusion that for Arenal the model of a satisfies resonating conduit as is suggested by (7) satisfy the seismological observations. Based on direct observation,

the volcanic column is "closed" at the top because there is a crust (slabby blocks of dense lava) on the crateric lava pool, and at the bottom we assume that there is a change on the magma rheology (begining of the vesiculation or a gas-filled cavity).

Calculating frequency spectra for all tremor registrations of February 21, 1995, we observed that the frequency peak of the fundamental mode increased from 1.7 to 2.1 Hz during this day. The frequency values of the higher modes changed in the same way according perfectly to relation (6) from 3.4 to 4.2 Hz ($n=2$) and 5.1 to 6.3 Hz ($n=3$). This change of resonance frequency could be either explained by variations in the tube length L fill by magma or the wave velocity V of the medium filling the resonating conduit. A velocity change in the magma-gas mixture could for example be caused by density changes due to different proportions of gas bubbles during different stages of degassing-processes (*i.e.*, Chouet, 1981).

Explaining the frequency change of the fundamental mode by variation of column length L , we get for the observed peak frequencies and the estimated value $V = 900 \text{ m-s}^{-1}$, a variation in length L between 265 and 214 m. This change of 51 m in length in one day leads to an average velocity of 2.1 m/hr for the rise of the rheological transitional zone which is from the geological point of view comprehensive. Taking a mean value of 240 m for L , we get an increase for the tube wave velocity from 816 m-s^{-1} up to 1008 m-s^{-1} . This increase of more than 23% in a short interval of only one day seems to be unreasonably high. Therefore, we assume that a change in column length is more likely to explain the observations than such a quick change in flow properties, not rejecting the idea that both

processes are possibly responsible for changes in the fundamental modes of the resonating conduit.

The maximum frequency variation for the spectral peak from 1.4 to 2.5 Hz that has been observed so far took place in the months February to March of 1995. A change in column length of 140 m (320 m down to 180 m) would be appropriate to as an explanation. The existence of subsurface magma chambers is not corroborated by the observations, petrological or geodetical data (*e.g.*, Alvarado *et al.*, 1988).

At Arenal the spasmodic tremor shows a quite similar character in the waveforms to the LFE. In the frequency domain the spasmodic tremor shows significantly different amplitude spectra which shows a much broader shape than the harmonic tremor spectra (see fig. 15). The similarity of the waveforms and the spectral content of the volcanic signals, marked by several dominant and subdominant peaks common to stations covering a wide range of azimuths and distances from the source, suggests that they have similar sources as has been proposed by previous studies at other volcanoes (Latter, 1979; McNutt, 1986; Mori *et al.*, 1989; Del Pezzo *et al.*,

1992).

The broadbanded tremor is usually explained as resulting from a series of individual small seismic events (*cf.* Chouet, 1985) that in some cases can be correlated with strong degassing audible 6 km from the vent. Nevertheless, not always puffing sounds are associated to tremor or low-frequency volcanic events. Therefore, in this case the frequency changes might be related more to magma movement with different rheological character (differences in the gas content) and wall-asperity and/or morphology of the volcanic pipe, giving anisotropic and/or asymmetrical conditions.

The presence of a permanent lava pool at the active crater and the existence of explosions and strong degassing events, could be related to episodes of ponding and withdrawal of the lava pool inside the crater due to the rising of large gas bubbles, which could produce gas-piston like events. In fact, the low-frequency events and some spasmodic tremor seismograms show a spindle-shape amplitude and a polarization pattern similar to events associated to gas-piston activity (see Ferrazzini & Aki, 1992; Goldstein & Chouet, 1994).

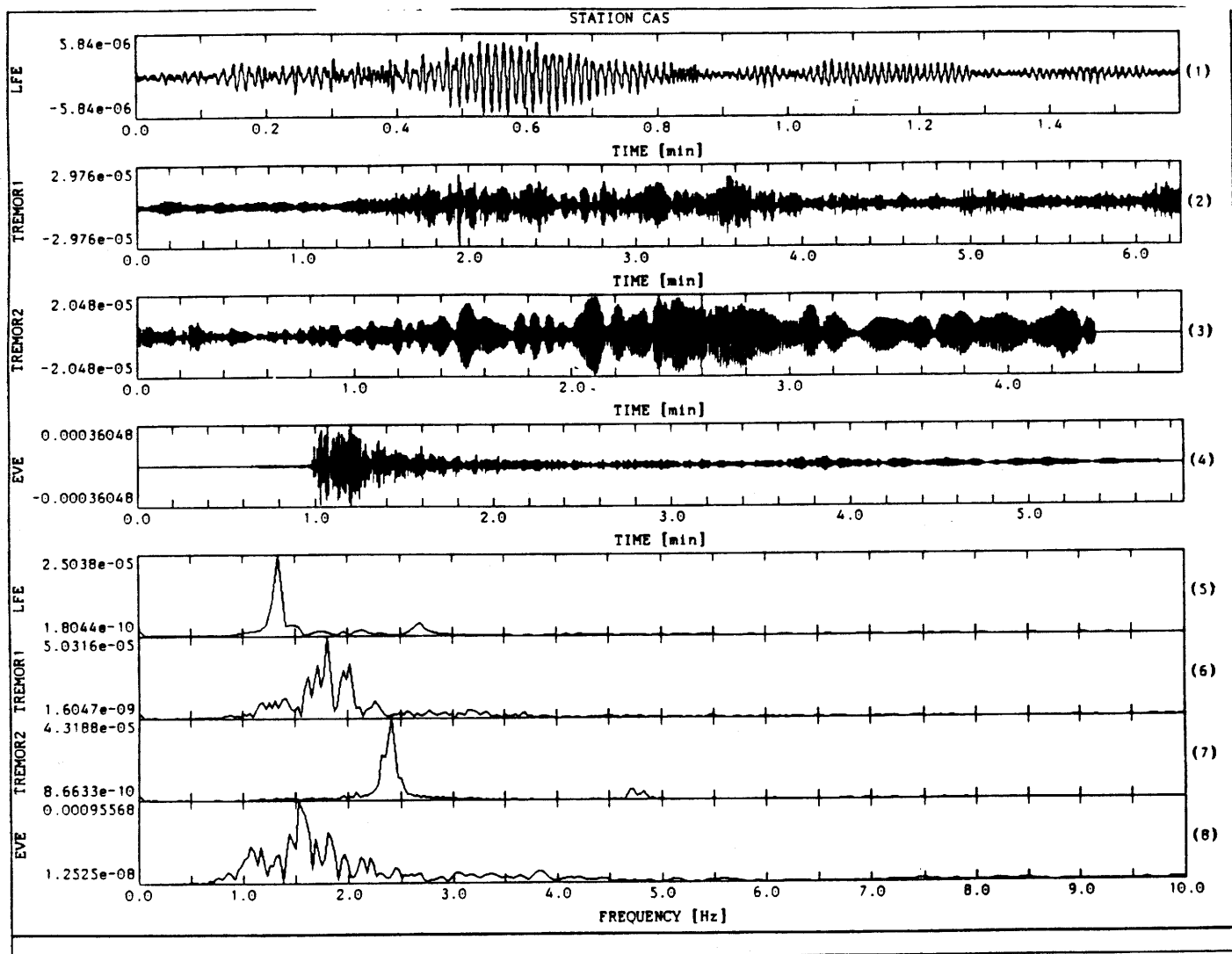


Fig. 15: Comparison of seismograms and its velocity spectra from low-frequency event (LFE: 04-02-1995), spasmodic tremor (tremor 1: 04-30-1995), harmonic tremor (tremor 2: 04-29-1995) and explosive volcanic event (EVE: 04-29-1995).

CONCLUSIONS

Volcanic seismicity at Arenal during 1994-1995 have been summarized and the relationship between spectral analysis and observed volcanic phenomena have been examined. The main kinds of signals which can be distinguished on digital and analogic records obtained at the local network are principally volcanic tremors (70%), and volcanic discrete events (30%), mainly explosion quakes; other type of signals, as volcano-tectonic events, are absent during this period.

The statistics of the daily number of analysed events resulted as almost randomly varying one with not definitive rule. A crude negative correlation, however, exists between the daily average of discrete events (E-type+LFE) and the number of hours of tremor recorded by day, and also between the rate of ash erupted (equivalent to volcanic explosivity index) and the rate of effusive lava flows. Therefore, we can expect that, at least in part, that long-term tremor activity is related to the effusive activity of lava enriched in gas.

On the other hand, there is a good correlation between the E-type events and the observed explosive eruptions but a moderate between tremor and B-type signals and strong degassing events. One possibility is that the diffusion of gas in the magma and conduit walls is not constant, sometimes slower at the time of huge effusive phases, sometimes more rapidly during higher vesiculation rate and strong explosive periods.

Volcanic tremor and explosion quakes from Arenal have been recorded at least at 80 km from the volcano. A similar strong energetic tremor was recorded out to

a distance of 85 km at Redoubt volcano (Chouet *et al.*, 1994), 160 km at Pavlof volcano (McNutt *et al.*, 1991), both in Alaska, and at more than 300 km associated with the Ito-oki submarine eruption, Japan (Ukawa, 1993).

The simple spectral character of the harmonic tremor indicates some type of resonating system with a fundamental mode which varies between 1.4 and 2.5 Hz and then higher modes at multiples of the fundamental. An oscillating and continuous column of magma rich in gas (saturated two-phase mixture), moving up to produce lava flows, seems to play an important role for the harmonic tremor. On the other hand, the spasmodic tremor may be generated by repeating low-frequency events, which in our case would be interpreted as the continuous emanation of gas, under oscillating pressure, escaping through a small vent, assuming that gas-driven turbulence is the tremor source. LFE may have their origin by transient degassing processes in the volcanic conduit.

Based on Sparks (1978), Jaupart and Vergnolle (1988), Goldstein and Chouet (1984), and Iguchi (1994), a unique model for our specific case of Arenal is proposed, in which the continuous magma degassing takes the form of gas bubbles which rise up through the lava and are trapped in the eruptive column into the Arenal cone, where they accumulate forming a foam layer. At least two regimes characterize the evolution of the foam: (1) the foam rises or the foam collapses only partially, and escapes into the conduit (bubbly flow) and generates a series of gas slugs and in some cases burst at the surface, originating at Arenal the spasmodic tremor and LFE, and (2) the

foam collapses periodically (slug flow), leading to the violent eruption of a single gas pocket into the conduit, generating the Strombolian activity with its typical E-type events associated.

E-type events are related to the rise of bubbles, and rupture and recuperation of the near surface ponded lava during and after the explosion. Our preliminary location for explosive quakes indicates that most of them, if not all, are situated at depth less than 1 km, and possibly no more than 0.3 km below the active crater. After the Strombolian fountaining and drainback of lava associated with the bursting of large

gas slugs, there is often a well correlation with harmonic tremor. From the observed frequencies, the size of the gas cavity or a magma level rich in gas is estimated to have dimensions < 300 m, located in the volcanic edifice.

It is important to check such preliminary ideas for the whole set of data. Processing such data in a quantitative and reliable way, it might allow to point out the different steps in the evolution of seismic phenomena accompanying the various eruptive processes taking place in the volcano in the observed 19 months.

Acknowledgements. Our gratitude for the valuable help of many participants in the Arenal and Miravalles Seismological and Volcanological Observatory (OSIVAM), especially to Marco T. Naranjo, Dagoberto Boniche, and Francisco Arias, who assisted during the fieldwork. We would like to thank to Rafael Barquero (ICE-OSIVAM) and Conrad Lindholm (NORSAR, Norway), for helpful criticisms and suggestions. This research was supported by the Departamento de Ingeniería Geológica of the Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Part of the work was also funded by the Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD) to MMO. David Bily made helpful comments on the manuscript.

References

- Aki, K., Fehler, M., Das, S., 1977. Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. -*J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2: 259-287.
- Alvarado, G.E. & Barquero, R., 1987. Las señales sísmicas del volcán Arenal (Costa Rica) y su relación con las fases eruptivas (1968-1986). -*Ciencia y Tecnología*, 11 (1): 15-35.
- Alvarado, G. E., Arqueta, S. & Cordero, C. 1988. Interpretación preliminar de las deformaciones asociadas al volcán Arenal. -*Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1 (2): 26-43.
- Barboza, V. & Melson, W., 1990. Correlación entre las señales sísmicas y los sonidos de las erupciones del volcán Arenal. -*Boletín de Vulcanología, Univ. Nacional*, 21: 8-12; Heredia.
- Barquero, R., Alvarado, G.E. & Matumoto, T., 1992. Arenal volcano (Costa Rica) premonitory seismicity. -In: P. Gasparini, R. Scarpa & K. Aki (eds.): *Volcanic Seismology, IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 3: 84-96.
- Barquero, R., Barrantes, J. M., Taylor, W. D., Alvarado, G. E., Climent, A. 1994. Nueva red sísmológica digital Arenal-Miravalles. -*Tecnología-ICE: Energía y Telecomunicaciones*, 5 (2): 13-22.
- Benoit, J.P. & McNutt, S.R., 1997. New Constraints on Source Processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, Using Broadband Seismic Data. -*Geoph. Res. Letters* (in press).
- Chouet, B., 1981. Ground motion in the near field of a fluid-driven crack and its interpretation in the study of shallow volcanic tremor. -*J. Geophys. Res.*, 86 (B): 5985-6016.
- Chouet, B., 1985. Excitation of a Buried Magmatic Pipe: A Seismic Source Model for Volcanic Tremor. -*J. Geophys. Res.*, 90: 1881-1893.
- Chouet, B., Hamiseviev, N. & McGetchin, T.R., 1974. Probabilistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. -*J. Geophys. Res.*, 79: 4961-4976.
- Chouet, B., Page, R., Stephens, C., D., Lahr, J. C., & Power, J.A., 1994. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool. -*J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62: 95-135.
- Crosson, R.S. & Bame, 1985. A spherical source model for low-frequency volcanic earthquakes. -*J. Geophys. Res.*, 90: 10,237-10,247.
- Del Pezzo, E., Godano, C., Gorini, A. & Martini, M., 1992. Wave polarization and location of the source of the explosion quakes at Stromboli volcano. -In: P. Gasparini, R. Scarpa & K. Aki (eds.): *Volcanic Seismology, IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 3: 279-296.

Ferrazzini, V. & Aki, K., 1992. Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs. -In: P. Gasparini, R. Scarpa & K. Aki (eds.): *Volcanic Seismology*, IAVCEI Proceedings in Volcanology, 3: 168-189.

Goldstein, P. & Chouet, B., 1994. Array measurements and modeling of source of shallow volcanic tremor at Kilauea Volcano, Hawaii. -*J. Geophys. Res.*, 99: 2637-2652.

Hagerty, M.T., Schwartz, S.Y. & Protti, J.M. (in press). Preliminary Analysis of Seismic Observations at Arenal Volcano, Costa Rica. -*Volcanology and Seismology*.

Iguchi, M., 1994. A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan. -*Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 39 (2): 49-67.

Jaupart, C. & Vergnolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Stromboli eruptions. -*Nature*, 331:58-60.

Latter, J. H. 1979. Volcanological observations at Tongariro National Park, 2. Types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978. -*Dep. Sci. Inst. Res. Geophys. Div., New Zealand*, Rep. 150, ix + 60 pp.

Lienert, B.R.E., 1991. Report on modifications made to Hypocenter. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.

Lienert, B.R.E., Berg, E. & Frazer, L.N. 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. -*Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76: 771-783.

Matumoto, T., Latham, G.V., Ohtake, M. & Umaña, J., 1977. Crustal structure in Northern Costa Rica. -*Bull. Seism. Soc. Amer.*, 67: 121-134.

McNutt, S.R. 1986. Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlov volcano, Alaska. -*Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76: 153-175.

McNutt, S.R., Miller, T.P. & Taber, J.J. 1991. Geological and seismological evidence of increased explosivity during the 1986 eruptions of Pavlof volcano, Alaska. -*Bull. Volcanol.*, 53: 86-98.

Metaxian, J.P., Lesage, P., Barquero, R. & Creusot-Eon, A., 1996. Características espectrales de las señales sísmicas y estimación de V_p en la estructura superficial del volcán Arenal. -*Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11-12): 23-44, 1993; San José.

Minakami, T., Utibori, S., Hiraga, S., Miyazaki, T., Gyoda, N. & Utsunimiya, T. 1970. Seismometrical studies of volcano Asama (Part 1) -Seismic and volcanic activities of Asama during 1934-1969. -*Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 48: 235-301.

Morales, L.D., Soley, J.F., Alvarado, G.E., Borgia, A. & Soto, G., 1988. Análisis espectral de algunas señales sísmicas y su relación con la actividad de los volcanes Arenal y Poás, Costa Rica. -Bol. Obs. Vulcanol. Arenal, 1 (2): 1-25.

Mori, J., Patia, H., McKee, I., Itikarai, P., Lowenstein, P., De Saint Ours, P. & Talai, B. 1989. Seismicity associated with eruptive activity at Langila Volcano, Papua New Guinea. -J. Volcanol. Geotherm. Res., 38: 243-255.

Patané, G., 1982. Seismological observation at Mt. Etna from the instrumental data. In: M. Cosentino, G.G., Lombardo, R. Patané, R. Schick & A.D.L., Sharp, 1982. Seismological researches on Mount Etna: State of art and recent trends. -Mem. Soc. Geol. It., 23: 182-190.

Schick, R., 1981. Source mechanism of volcanic earthquake. -Bull. Volcanol., 44-3: 491-497.

Soto, G.J., 1997a. La actividad del volcán Arenal durante 1994. -Bol. OSIVAM, 7 (13-14): 53-57; San José.

Soto, G.J. 1997b. La actividad del volcán Arenal durante 1995. -Bol. OSIVAM, 8 (15-16): 56-61, 1995; San José.

Soto, G.J., Arias, F., Alvarado, G.E., Madrigal, L.A., & Barquero, R., 1996. Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1993. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 6 (11-12): 5-22; San José.

Sparks, R.S.J., 1978. The dynamic of bubble formation and growth in magmas: A review and analisis. -J. Volcanol. Geotherm. Res., 3: 1-37.

Talandier, J. & Okal, E.A., 1987. Seismic detection of underwater volcanism: The example of French Polynesia. -PAGEOPH, 125 (6): 919-950.

Tanaka, K., Kasahara, M. & Hori, S., 1974. Research on Akita-Komaga-Take (II). Focal depth of explosion earthquake. -Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics, 22 (1): 9-18.

Ukawa, M., 1993. Excitation mechanism of large-amplitude volcanic tremor associated with the 1989 Ito-oki submarine eruption, central Japan. -J. Volcanol. Geotherm. Res., 55: 33-50.

Boletín OSIVAM	1995	Año 8, No. 15 - 16	46 - 55	San José, Costa Rica, junio 1997
----------------	------	--------------------	---------	----------------------------------

Evaluación sobre la eventual generación de una gran ola (Seiche) en el Embalse de Arenal, debido a la entrada de un flujo de detritos volcánicos

Alfonso Hidalgo, Instituto Costarricense de Electricidad, Laboratorio Hidráulico, Apdo. 10032-1000, San José. Fax. (506) 220-8212, Costa Rica, ahidalgo@ns.inst.ice.go.cr

Hidalgo, A., 1997. Evaluación sobre la eventual generación de una gran ola (Seiche) en el Embalse de Arenal, debido a la entrada de un flujo de detritos volcánicos. -Boletín OSIVAM, 8 (15 - 16): 46 - 56, 1995; San José.

RESUMEN

Ante la posibilidad de que un derrumbe o avalancha de grandes proporciones en el Arenal, producto de actividad volcánica, sismovolcánica o tectónica, pudiera generar un deslizamiento hacia el lago, se realizó una simulación numérica del efecto de las ondas en el embalse de Arenal. La simulación incluyó el efecto de la entrada de detritos al embalse, el desplazamiento de las ondas de agua generadas y el análisis de las mismas al alcanzar las riveras del lago y la presa. El Método del Elemento Finito fue utilizado para resolver las ecuaciones hidrodinámicas en dos dimensiones.

Los resultados muestran que la respuesta del embalse a la intrusión de material es moderada, sobre todo para aquellos eventos cuya probabilidad de ocurrencia sea mayor. La sobre-elevación del agua es notoriamente menor que aquella debida a fenómenos meteorológicos, por lo que las obras de excedencia están en capacidad de manejarla y controlarla.

ABSTRACT

Due to the possibility that a big landslide fall or volcanic debris avalanche from Arenal volcano, because of volcanic activity, seismic-volcanic or tectonic earthquakes, which might cause landslides into the Arenal reservoir, a numerical simulation model of the phenomenon was carried out. The model included the numerical simulation of the effects due to the material falling into the lake, the wave travelling and the wave runoff in the reservoir banks and the dam. To solve the two-dimensions hydrodynamic equations it was used the Finite Element Method.

It is concluded that the plant reservoir has a low sensitivity response to landslides falling into it, specially to the most probable events. The maximum water over-elevation is only a third of the design flood elevation and the spillway can handle it comfortably.

INTRODUCCIÓN

El Complejo Arenal-Corobicí-Sandillal, un esquema multipropósito para energía, riego y recreación, siendo el más importante plan de es de Costa Rica, con cerca del 40% de la capacidad total de la potencia instalada en el Sistema Nacional Interconectado. Ubicado en la zona norte del país, su embalse de un área de unos 88 km², recoge las aguas de la vertiente Norte-Caribe para ser descargadas en el Pacífico, caracterizada por su régimen deficitario en la época seca.

La literatura registra varios derrumbes que, al precipitarse a lagos o embalses, tuvieron consecuencias catastróficas en algunos casos, tal como lo reseñan Hunt (1988), Gozali & Hunt (1989) y Harbitz *et al.* (1993). La masa de material que impacta la superficie del agua, genera ondas (algunas veces de varias decenas de metros de altura) que se transmiten por el lago y arrasan los bosque o poblados de sus riveras, o sobrepasan las presas que forman los embalses y causan destrozos a la propiedad y vidas humanas aguas abajo. Tal fue el caso de la presa Vaiont en Italia en 1963, donde un derrumbe de unos $240 \times 10^3 \text{m}^3$, generó una onda de 100 m de altura que sobrepasó la presa y mató a 2600 personas (Harbitz *et al.*, 1993).

Ante tal panorama, y frente a la amenaza de que la evolución del edificio

del Arenal pudiera generar un derrumbe de grandes proporciones, se inició un estudio tendiente a simular numéricamente el proceso y determinar la sensibilidad del mismo en el lago Arenal.

Lo anterior está justificado, dada la gran importancia de este embalse y por estar rodeado de zonas con una alta producción turística, agrícola y ganadera. El derrumbe podría ser generado por actividad volcánica, sismovolcánica o sismos regionales o locales de mediana a alta magnitud, que provoquen un deslizamiento desde el volcán, localizado en las cercanías del estribo derecho de la presa (aproximadamente 6 km al este).

El presente trabajo es una reseña sobre la forma en que se construyó el modelo y se muestran algunos resultados a manera de ilustración. Para ello, se utilizó un modelo hidrodinámico bidimensional, verticalmente integrado, como ha sido la práctica en estudios similares. El modelo se resolvió numéricamente utilizando el método del elemento finito.

Paralelamente, se solicitó información a varios institutos de investigación que poseen datos sobre eventos similares, en los que se logró registrar algunas variables, para verificar el modelo bajo unas condiciones totalmente diferentes a las que se desarrolló y contrastarlo con las mediciones disponibles.

ESQUEMATIZACIÓN DEL PROBLEMA

El problema se puede concebir como dividido en tres subproblemas:

- a) Simulación del efecto del material entrando al agua,
- b) Respuesta hidrodinámica del agua a la perturbación generada,
- c) Comportamiento de la onda al alcanzar la rivera del lago.

La manera de simular el efecto del material de derrumbe que entra al agua es hoy día tema de investigación y de debate. Las mediciones disponibles en eventos de este tipo son escasas, erráticas y poco confiables, lo que no ha permitido establecer una metodología ampliamente aceptada por la comunidad científica. Se han realizado algunos esfuerzos por simular el proceso en laboratorio (véase Hunt,

1988), pero los ensayos se han limitado a materiales sólidos de geometría regular invariable.

Con respecto al comportamiento hidrodinámico de la masa de agua, es ampliamente aceptado que la solución numérica de las ecuaciones diferenciales del flujo bidimensional, verticalmente integrado, ofrece resultados aceptables a este tipo de problemas (Villeneuve & Savage, 1993; Harbitz *et al.*, 1993).

El comportamiento de la onda al alcanzar la rivera ha sido desarrollado en la solución de problemas costeros (Massie, 1982), y la teoría ha sido ampliamente verificada con extensas mediciones de campo y laboratorio.

SIMULACIÓN DEL EFECTO DEL DERRUMBE

Muy variados han sido los intentos por simular este aspecto del problema, como puede observarse aún en la limitada lista de referencias bibliográficas del presente trabajo. Sucede que el proceso es sumamente complejo y depende del: a) volumen del derrumbe, b) densidad del material, c) forma y velocidad con que se precipite, d) geometría variable en el tiempo, e) temperatura, f) altura de caída, y g) otros factores que caracterizan el desprendimiento de material de una ladera.

No obstante, el proceso básico consiste en el desplazamiento de la masa de fluido debido al material sólido que se precipita, lo que algunos autores han

interpretado como si existiera una fuente de caudal en el frente del derrumbe (Hunt, 1988; Nishimura, com. escrita, 1992; Harbitz *et al.* 1993).

Este mecanismo de simular el derrumbe se utilizó en el caso del lago Arenal, en el cual se localizó una fuente de caudal en el fondo, a lo largo del frente del derrumbe. Las características geométricas del derrumbe se estimaron con base en estudios vulcanológicos de la zona, basados en el estudio de eventos de flujos piroclásticos y de la reología de las lavas y derrumbes asociados (Ghigliotti *et al.*, 1992; Soto *et al.*, 1996).

El objetivo de esta primera fase, fue el de poner el modelo en su estado de producción, para lo cual fue necesario resolver una serie de problemas conexos, como se detallan más adelante. La topografía fue digitalizada utilizando mapas del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:50 000, y mapas a escalas menores levantados por el ICE, utilizando el software AUTOCAD v. 12. La malla de elementos finitos fue generada utilizando el paquete FastTABS, que a su vez utiliza los programas TABS del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de Los Estados Unidos, para simular un flujo bidimensional verticalmente integrado. La malla fue finalmente depurada manualmente en un proceso iterativo de corrida de prueba y verificación.

Fue necesario determinar, con cierta aproximación realista, las características de la avalancha que entraría al embalse. Para verificar la validez del modelo, se utilizaron las características que se detallan en la tabla 1, junto con los resultados.

La distribución temporal del volumen del derrumbe se supuso, con base en los estudios mencionados, como una función del tipo χ^2 (*Chi-cuadrado*), de la siguiente manera:

$$Q_s(t) = k \left(\frac{t}{\tau}\right) e^{-\alpha \frac{t}{\tau}} \quad (1)$$

Donde:

$Q_s(t)$ = volumen por unidad de tiempo del derrumbe en $[L^3T^{-1}]$
 t = tiempo en $[T]$

τ = tiempo total del derrumbe en $[T]$, que puede ser dado en segundos.

k = constante en $[L^3T^{-1}]$

α = constante adimensional de escala temporal

e = base de los logaritmos naturales

El volumen por unidad de tiempo del fluido desplazado por el derrumbe estará dado aproximadamente por:

$$Q_w(t) = (1-p)Q_s = (1-p)k \left(\frac{t}{\tau}\right) e^{-\alpha \frac{t}{\tau}} \quad (2)$$

Donde:

$Q_w(t)$ = volumen de agua desplazado en $[L^3T^{-1}]$

p = porosidad del material de derrumbe

Finalmente, la constante k se obtiene del conocimiento del volumen total precipitado Vol_s , ya que:

$$Vol_s = \int_0^{\tau} Q_s(t) dt \quad (3)$$

por lo que:

$$k = \frac{Vol_s}{\int_0^{\tau} \left(\frac{t}{\tau}\right) e^{-\alpha \frac{t}{\tau}} dt} \quad (4)$$

La constante de escalamiento temporal α se ha fijado en la 2, de manera que el pico del derrumbe ocurre al 20% de la duración total del mismo.

MODELO HIDRODINÁMICO DE LA MASA FLUIDA

El modelo hidrodinámico de la masa fluida utiliza las ecuaciones de Reynolds

integradas en la dirección vertical, Lamb (1946):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} \right) - \frac{\epsilon_{xx}}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{\epsilon_{xy}}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{gu}{C^2 h} \sqrt{u^2 + v^2} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \left(\frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial z}{\partial y} \right) - \frac{\epsilon_{yx}}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} - \frac{\epsilon_{yy}}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{gv}{C^2 h} \sqrt{u^2 + v^2} = 0 \quad (6)$$

y la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0 \quad (7)$$

Donde:

- t = Tiempo [T]
- x = Distancia longitudinal al flujo en la dirección x [L]
- y = Distancia perpendicular al flujo en la dirección y [L]
- h = Profundidad del agua en el punto (x,y) [L]
- z = Elevación del fondo del lecho en el punto (x,y) [L]
- u = Velocidad del agua en la dirección x [LT⁻¹]
- v = Velocidad del agua en la dirección y [LT⁻¹]
- g = Aceleración de la gravedad [LT⁻²]

ρ = Densidad del fluido [ML⁻³]

C = Coeficiente de rugosidad de Chèzy (convertido de Manning) [L^{2/3}T⁻¹]

ε_{xx} = Coef. de intercambio de cantidad de movimiento normal en x [ML⁻¹T⁻¹]

ε_{xy} = Coef. de intercambio de cantidad de movimiento tang. en x [ML⁻¹T⁻¹]

ε_{yx} = Coef. de intercambio de cantidad de movimiento tang. en y [ML⁻¹T⁻¹]

ε_{yy} = Coef. de intercambio de cantidad de movimiento normal en y [ML⁻¹T⁻¹]

Como se evidenció atrás, la anterior formulación es ampliamente utilizada para resolver este tipo de problemas y se encuentra integrada en numerosos modelos numéricos distribuidos comercialmente.

Tabla 1: Caracterización de las posibles avalanchas entrantes y los resultados del oleaje inducido

Volumen avalancha (m ³)	Ancho avalancha (m)	Tiempo avalancha (s)	Porosidad (%)	Elev. inicial del agua (m s.n.m.)	Elev. máxima* agua (m s.n.m.)
1,5x10 ⁶	300	720	25	540	540,25
5x10 ⁶	500	720	25	541	541,32
50x10 ⁶	950	720	25	541,5	542,72

* frente a la presa.

COMPORTAMIENTO EN LAS RIVERAS

Conforme la onda se acerca a la rivera, la profundidad del agua comienza a disminuir y la altura de la onda experimenta un incremento importante. Al continuar su avance, y dependiendo de la pendiente de la frontera y de las características mecánicas del terreno, la onda puede romper (tal como sucede en las playas) o reflejarse parcialmente. En este último caso, ésta asciende por la pendiente y alcanza alturas superiores a la altura misma de la onda. De allí la importancia de contemplar el efecto de acercamiento a la frontera.

Batjes (1982) ha logrado reunir y condensar gran cantidad de valores experimentales y mediciones de campo en forma de gráficas, las cuales permiten considerar dicho efecto, dependiendo de las características del material del terreno como permeabilidad y vegetación, entre otras cosas (Massie, 1982).

Así, el efecto se incorpora al modelo en forma de condición de frontera, como un coeficiente de refracción que, a su vez, afecta la altura de la onda incidente.

PUESTA EN PRODUCCIÓN DEL MODELO

Luego de digitalizar la topografía del lago y de introducir las condiciones de frontera descritas anteriormente, se inició el proceso de confección y prueba de la malla de elementos finitos, cuya versión final se

muestra en la figura 1. Este es un proceso interactivo que envuelve aspectos tales como la economía de cálculo y la estabilidad numérica de la solución alcanzada.

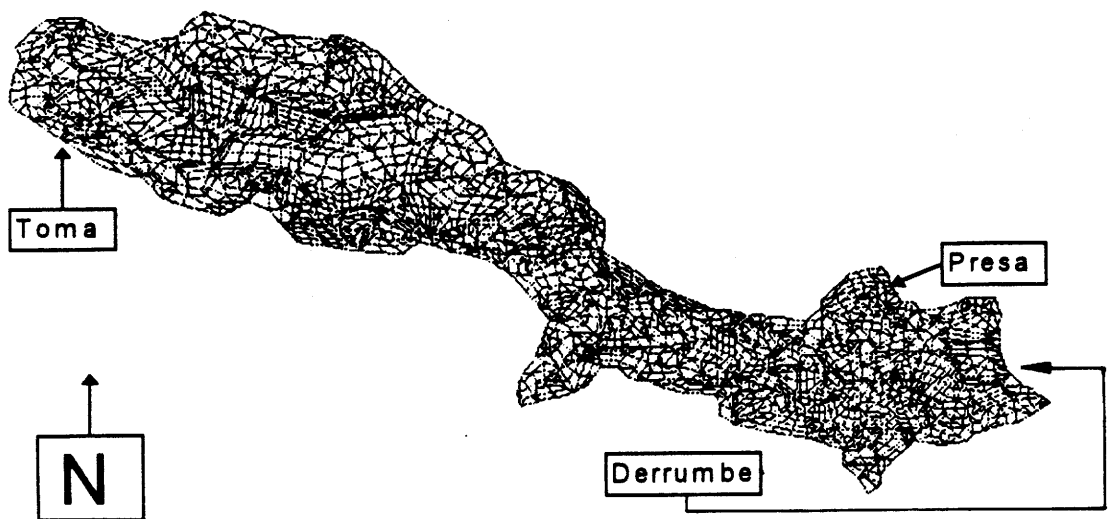


Figura 1: Malla de elementos finitos en el embalse de Arenal.

El proceso de puesta en producción del modelo fue evaluado con tres pruebas típicas:

1. **Prueba estática:** El modelo se operó con un nivel de agua fijo en el embalse, y ningún caudal entrando o saliendo del mismo. Luego de un período de tiempo apreciable, los cálculos deben mostrar la estabilidad del sistema y ninguna sensibilidad a oscilaciones generadas por el algoritmo de cálculo. Los resultados numéricos no mostraron oscilaciones y el nivel se mantuvo constante durante 5 horas de simulación.
2. **Prueba de flujo uniforme:** Las condiciones de frontera se fijaron de tal manera que entraba y salía del embalse un mismo caudal constante. De nuevo, el modelo debía alcanzar una posición de equilibrio dinámico, libre de oscilaciones y de perturbaciones extrañas. Se alcanzó una condición de equilibrio dinámico rápida y libre de oscilaciones. A lo largo de estas y otras pruebas fue necesario ir modificando la malla de elementos finitos para alcanzar resultados satisfactorios.
3. **Prueba dinámica:** En este caso se escogió una solución simplificada presentada por Hunt (1988), la cual, bajo ciertas condiciones de frontera, es posible obtener una solución analítica simplificada. Los resultados obtenidos concuerdan aceptablemente con la solución propuesta por Hunt.

Así, se corrieron en el programa tres avalanchas cuyas características se detallan en la tabla 1 y cuya elevación máxima del agua se muestra en la última columna. La altura de la ola generada frente a la presa, resulta de la sustracción de la altura inicial a la altura máxima: 0,25; 0,32 y 1,22 m, respectivamente.

Tratando de valorar la sensibilidad del embalse con respecto a la elevación inicial del agua en el mismo, las figuras 2, 3 y 4 muestran los resultados de un derrumbe de $50 \times 10^6 \text{ m}^3$ precipitándose en el lago, con una elevación inicial del agua igual a 545 m s.n.m. Como puede observarse, la sobre-elevación máxima en las inmediaciones de la presa, es perfectamente aceptable, ya que constituye solamente un tercio de la elevación máxima que el embalse podría alcanzar durante la avenida de diseño del vertedor.

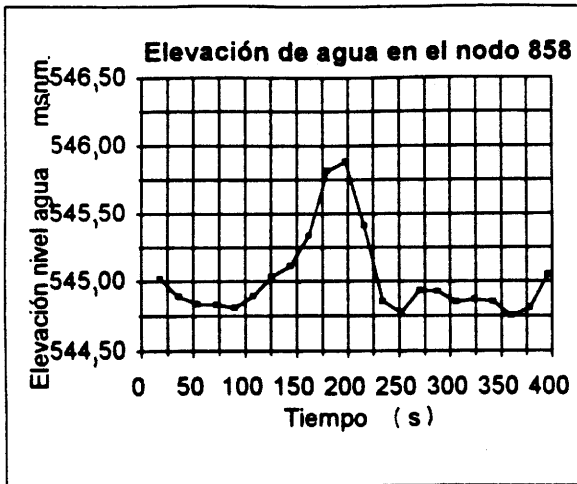


Figura 2: Variación del nivel de agua frente al derrumbe.

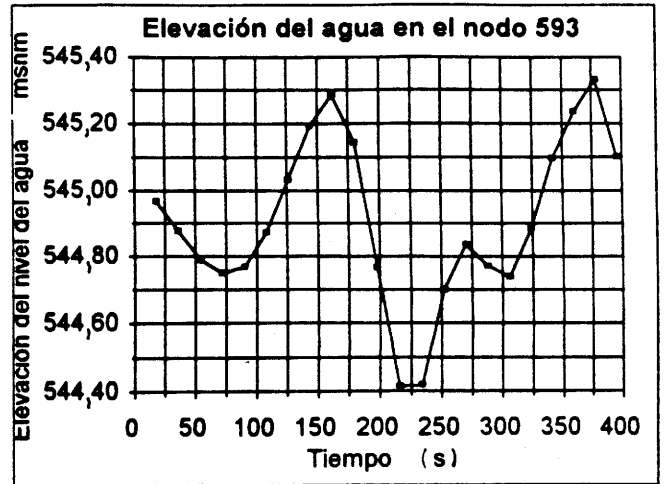


Figura 3: Nivel del agua en las inmediaciones de la presa.

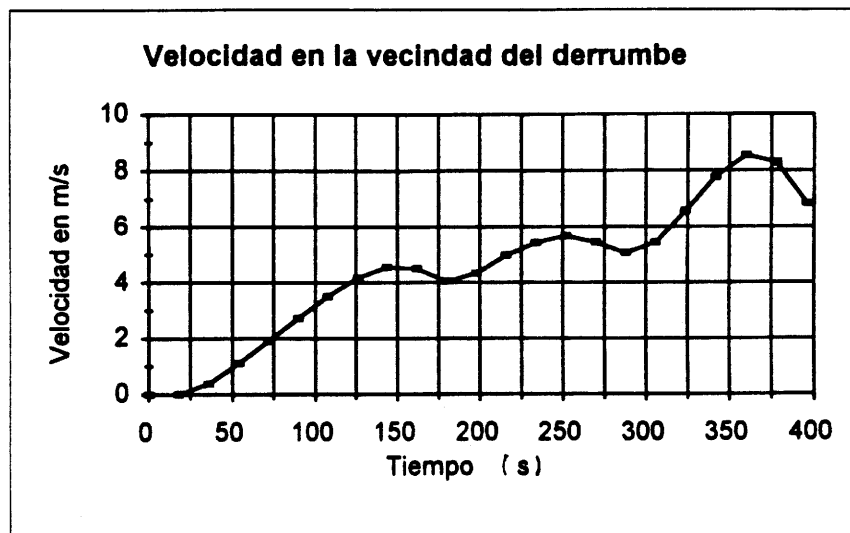


Figura 4: Magnitud de la velocidad en la vecindad del derrumbe.

CONCLUSIONES

Como parte de los estudios de la sensibilidad del lago Arenal a la caída de derrumbes de grandes proporciones, se elaboró un programa dividido en dos fases: la primera fase tuvo por objeto desarrollar y poner en producción un modelo numérico del fenómeno, aspecto que se describe en las páginas anteriores. La segunda fase tuvo por objetivo el estudiar el efecto de los derrumbes en el lago. Tanto el software utilizado (FastTABS), como la malla de elemento finito elegida parecen apropiados para realizar el estudio del efecto de eventuales avalanchas en el embalse de Arenal.

El efecto de la avalancha en el embalse se simuló introduciendo un caudal por el fondo y se calcularon las elevaciones de agua generadas por dicho caudal. A modo verificativo, se simularon varios derrumbes de 1,5; de 5 y finalmente 50 millones de m³ en 12 minutos.

Los resultados parciales obtenidos hasta el momento denotan que, principalmente debido a su relativa poca profundidad y pendiente en la zona de impacto, el embalse es poco sensible a los efectos de los derrumbes. La geometría irregular de sus riveras colaboran a que las ondas reflejadas amortigüen las incidentes, produciéndose un fenómeno de disipación natural que se refleja en una reducción de los efectos del oleaje.

Las profundidades de agua y velocidades obtenidas parecen razonables y se ajustan a los valores obtenidos por métodos heurísticos y aproximados.

Por otro lado, de los resultados se infiere preliminarmente que el embalse posee una gran capacidad para absorber este tipo de eventos y (al menos hasta un volumen de unos 50 x 10⁶ m³), que durante los eventos de mayor probabilidad de ocurrencia, no existe un peligro inminente derivado de este tipo de amenaza.

No obstante, en etapas posteriores, sería importante investigar la posibilidad de que ondas incidentes a determinadas frecuencias pudieran ser amplificadas por resonancia con las ondas reflejadas. Para ello podría ser necesario ahondar más en la naturaleza de los fenómenos envueltos utilizando modelos tridimensionales más elaborados.

No cabe duda de la importancia del trabajo realizado, no solamente por el conocimiento del dispositivo de energía eléctrica más importante del país, sino también como un tributo a aquellas instituciones que se han preocupado por mantener nuestra tecnología, en esta y otras áreas, paralelo a los últimos avances en la materia, puesto que en ello reside nuestro desarrollo e independencia.

Agradecimientos: Fueron muy pertinentes las discusiones sostenidas con los compañeros Gerardo Soto y Guillermo Alvarado. Al Prof. Nishimura igualmente por sus valiosos comentarios. G. Alvarado y L. Madrigal revisaron y editaron el texto final.

REFERENCIAS

- Batjes, J. A., 1982. Short waves. -International Institute for Infrastructural, Hydraulic and Environmental Engineering, The Netherlands. 54p.
- Ghigliotti, M., Frullani, A., Soto G., & Alvarado, G., 1992. Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del Volcán Arenal. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 5 (9-10): 52-96, 1992, San José.
- Gozali S. & Hunt, B., 1989. Water waves generated by close landslides. -Hydraulic Res., 27, (1): 49-60.
- Harbitz, C.,B., Pendersen G., & Gjevik, B., 1993. Numerical simulations of large water waves due to landslides. -Hydraulic Engineering, 119, (12): 1325-1342.
- Hunt, B., 1988. Water waves generated by distant landslides. -Hydraulic Res., 26, (3): 307-322.
- Hunt, B., 1993. A mechanism for tsumani generation. -Hydraulic Res., 31, (1): 111-120.
- Hunt B., 1993. Coastal amplification of a tsumani wave train. -Hydraulic Res., 31, (3): 415-422.
- Hunt, B. 1994. Oblique coastal approach of a tsumani wave train. -Hydraulic Res., 32, (2): 251-258.
- Lamb, H., 1946. Hydrodynamics. -Dover, USA, xv+738 pp.
- Massie, W. W. (ed.), 1982. Coastal Engineering. -Delft University of Technology, The Netherlands. -Vol. 1, 212 p.
- Soto, G.J., Arias, F., Alvarado, G.E., Madrigal, L.A. & Barquero, R., 1996. Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1993. Summary of Arenal 's volcanic activity during 1993. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 6 (11-12): 5-22, 1993; San José.
- Villeneuve M. & Savage S., B. 1993. Nonlinear, dispersive, shallow-water waves developed by a moving bed. -J. Hydraulic Res., 31, (2): 249-266.

Boletín OSIVAM	1995	Año 8, No. 15 - 16	56 - 61	San José Costa Rica, junio 1997
----------------	------	--------------------	---------	---------------------------------

La actividad del volcán Arenal durante 1995

Gerardo J. Soto, Oficina de Sismología y Vulcanología, ICE, Apdo. 10032-1000, Costa Rica.

Soto, G.J., 1997. La actividad del volcán Arenal durante 1995. -Boletín OSIVAM, 8 (15-16): 56-61, 1995; San José.

CONTROL VISUAL

Durante todo el año el Arenal mantuvo una actividad fumarólica en su cima lo mismo que efusiva del tipo coladas en bloques, así como explosiva de carácter estromboliano, tal y como se ha verificado desde 1984.

La efusión de lavas era mínima en enero y febrero, a lo largo de la misma colada activa desde agosto del 93 (flanco NW, hacia el valle de Tabacón). En marzo, la efusión se incrementó y dos nuevos lóbulos de la colada se bifurcaron del canal principal cerca de los 1000 m s.n.m. La colada finalmente se detuvo a principios de mayo, después de 20 meses de estar activa. Una nueva colada empezó a fluir en mayo

hacia el flanco oeste (justo entre las coladas de 1991-92 y 1993-95), con una velocidad promedio de 30 m/día hasta junio. Seguidamente se bifurcó en dos lóbulos, uno de los cuales alcanzó la cota de 730 m, con una longitud de casi 2 km y una velocidad terminal de 5-8 m/día en julio. Este lóbulo se estacionó debido a que su parte superior colapsó y detuvo la alimentación. El otro lóbulo, ligeramente dirigido hacia el WNW, se dividió a su vez en varias pequeñas lenguas que estuvieron activas hasta fin de año, la mayor de las cuales avanzó hasta cerca de los 850 m s.m.m., con unos 200 m de ancho y 10 m de espesor. El volumen total de lavas emitidas se estima en $9 \pm 1 \times 10^6 \text{ m}^3$ (tabla 1).

Tabla 1: Volumen estimado de lava emitida por el Arenal durante 1992-95

Año	Volumen (10^6 m^3)	Tasa efusión (m^3/s)
1992	15	0,48
1993	11,1	0,35
1994	12,3	0,39
1995	9	0,29

La actividad explosiva en enero era más intensa pero menos frecuente que en 1994. Las explosiones observadas en enero y febrero se espaciaban entre 1 y 2 horas. En

marzo y abril se hicieron más frecuentes, cada media a una hora, pero aún se presentaban como fuertes explosiones. El 9 de mayo a las 20:03 ocurrió una fuerte

explosión, probablemente la más grande en el año y medio precedente. La amplitud de las trazas registradas de la onda sísmica fue 20 veces más grande que el de una explosión "normal" registrada en Chiripa. Antes y después de la explosión hubo cambios en el tremor, de uno principalmente monocromático (2,5 Hz en el sismograma de la estación Fortuna), a uno espasmódico (pico principal en 2,5 Hz, y otros menores entre 2 y 3,2 Hz). La actividad explosiva se semejaba mucho a la de gran intensidad, observada en 1984. Aún en agosto la actividad explosiva seguía muy intensa pero con altibajos. La periodicidad promedio, según las observaciones de campo, era de entre 15 y 30 minutos, aunque habían frecuentemente varias explosiones pequeñas continuas. Las columnas de ceniza más grandes en todo este período alcanzaron entre

1 y 1,5 km de altura sobre el cráter. Entre octubre y noviembre continuó el patrón observado en agosto, aunque las explosiones eran más pequeñas y más frecuentes. Según las observaciones de diciembre, la actividad explosiva seguía muy intensa. Ocurrían en un punto de emisión del lado sur dentro del cráter activo. La salida de las columnas de ceniza se mantenía durante varias decenas de segundos y las más grandes alcanzaban más de 1 km de altura sobre el cráter. También eran frecuentes las explosiones de vapor, en el lado norte del cráter. Se observaron depósitos de flujos piroclásticos pequeños, hacia los lados NW y W, que llegaron hasta los 950 m s.n.m. No sabemos, sin embargo, si se originaron por colapso de frentes de coladas o por colapso de columnas piroclásticas.

REGISTROS SISMOLÓGICOS

La actividad registrada en la estación Fortuna se muestra en la tabla 2. Como se ve, durante los primeros cuatro meses del año, la frecuencia de eventos era pequeña (menor asimismo que en los meses postreros de 1994), acompañada por pocos tremores,

con excepción de abril, cuando la cantidad de tremores se incrementa y permanece relativamente alta por el resto del año. Mayo, junio y julio mostraron asimismo un comportamiento de eventos frecuentes y poderosos.

Tabla 2: Sismicidad del Arenal registrada en la estación Fortuna ubicada a 3,5 km al este del cráter activo; ceniza caída 1,8 km al oeste del cráter activo

Mes	Sismicidad		Ceniza caída		
	Promedio de sismos diarios	Promedio diario horas tremor	g/m ² /día	% > 300 μ	% < 300 μ
Enero	30	0,4	7,74	42,3	57,7
Febrero	31	3,1	8,24	54,7	45,3
Marzo	32	5,1	21,1	43,3	56,7
Abril	30	> 10	22,7	43,0	57,0
Mayo	54	6,6	31,9	51,1	48,9
Junio	80	4,0	15,4	50,1	49,9
Julio	69	3,9	17,2	21,1	78,3
Agosto	57	5,4	16,5	33,7	66,3
Setiembre	51	6,0	18,0	30,1	69,9
Octubre	42	8,1	7,1	14,3	85,7
Noviembre	35	6,9	24,2	55,6	44,4
Diciembre	ND	ND	26,7	54,0	46,0

CENIZA CAIDA

La cantidad y tamaño de grano de la ceniza caída en este punto es una medida indirecta de la explosividad del volcán. La cantidad de ceniza caída en el flanco oeste se muestra en la tabla 2. El punto de recolección se encuentra adyacente al punto de medición de inclinometría seca. Por supuesto que un factor determinante es la dirección del viento, que influye en su distribución. En términos generales el viento es muy constante en su dirección, soplando prácticamente todo el año desde el este hacia el oeste, aunque su velocidad sí es muy variable. El año 1995 fue un año relativamente anómalo por la gran cantidad

de lluvias, producto de los intensos vientos procedentes del Pacífico. Esto incidió en la distribución de la ceniza: a principios de junio cayó ceniza en La Fortuna, lo cual se repitió en octubre, por la influencia de los huracanes del Caribe. En octubre los gases y las cenizas se distribuyeron principalmente hacia el NE del volcán, lo cual causó decoloración y quemaduras leves en el follaje boscoso. Esto, según se observa en la tabla 2, causó una caída menor de cenizas en el flanco oeste del volcán, particularmente en octubre. Los demás meses podemos asumir que la cantidad de cenizas caídas documentan bien la explosividad, tal cual se desprende

por los datos desde marzo, cuando la cantidad de ceniza triplica a la de los meses previos, coincidente con las observaciones de campo de la explosividad. Efectivamente, mayo fue el mes más explosivo, y por ende, fue el mes en que más ceniza cayó. El tamaño de grano, sin embargo parece no corresponder bien con la explosividad.

Durante diciembre, tanto la cantidad de ceniza caída como el tamaño de grano parecen documentar no sólo la explosividad, sino también el régimen de vientos, cuando los alisios incrementan su influencia en

detrimento de la influencia de los vientos del Pacífico.

En términos generales podemos decir que hay correspondencia entre la cantidad de ceniza caída y la explosividad, pues entre marzo y diciembre, exceptuando octubre, cayó en la casetilla C un promedio de 21 g/m²/día, mientras que por contraposición, entre mayo y julio de 1993, que fue un período relativamente poco explosivo del volcán, el promedio diario fue de sólo un tercio (cerca de 7 g/m²/día).

FUENTES TERMALES

Los datos de la química y las observaciones de campo respecto a temperatura y acidez muestran los altibajos de pequeña monta observados durante los años precedentes, en los que los factores más

importantes son la recarga de agua a los acuíferos y otros factores como las mareas (Soto *et al.*, 1995). No hubo ningún cambio importante o llamativo durante todo el año en estas manifestaciones.

EMANACIONES DE RADÓN

Desde fines de 1993 se iniciaron observaciones periódicas de las emanaciones de radón en el valle de Tabacón. Estas se continuaron hasta mayo de 1995, cuando el medidor se trasladó a la Quebrada Naranja, pues no hubo ninguna anomalía detectable en Tabacón. El sitio de Quebrada Naranja es interesante, en tanto que hay emanaciones de bióxido de carbono y metano, relacionadas con la traza de una falla que corta parte del edificio volcánico. Según las interpretaciones preliminares de los datos recolectados (J.-C.

Baubron, BRGM, Francia; com. escrita, 1996), el régimen "normal" de escape de radón es de 6000 Beq/m³, el cual cambió en agosto y setiembre, cuando por primera vez hay fluctuaciones en el régimen de desgasificación. Los posibles motivos para estos cambios podrían ser compresiones en el suelo, debido a movimientos sísmicos o una actividad volcánica acrecentada, esto es, asociado con movimientos del suelo y/o explosiones en la columna de gas.

DEFORMACIÓN

El flanco oeste del Arenal se ha deformado durante varios años con un patrón de inclinación dirigido hacia el área del máximo espesor de lavas. Los datos más precisos de deformación se han registrado en la estación C, ubicada 1,8 km al oeste del foco activo. La deformación se inclina hacia el azimut 78° casi constantemente a una tasa de 1,7-2,5 $\mu\text{rad}/\text{mes}$ entre 1986 y abril de 1992. Entre enero y julio del 93, el volcán se infló, registrado en la estación C como

44 μrad de inflamamiento hacia el volcán, con un promedio de 7,2 $\mu\text{rad}/\text{mes}$. Si asumimos que el peso de las coladas actuó como deformante de fondo, obtenemos un total de inflamamiento de 59 μrad (o un promedio de 9,7 $\mu\text{rad}/\text{mes}$) durante ese período en el punto C (tabla 3). Durante los eventos del 28 de agosto, la estación C fue destruida, por lo que no tenemos datos para estudiar la deflación posterupción del volcán.

Tabla 3: Deformación del terreno en la estación C, antes de la erupción de 1993 y después de la reinstalación del punto, en 1994 y 1995 (I en inflamamiento y D deflación del edificio volcánico)

Período	Azimut	μrad	Total días	$\mu\text{rad}/\text{mes}$ (Promedio)	I o D
21 abr. 92 - 15 jul. 92	$025^\circ 30'$	34,75	85	12,3	D
15 jul. 92 - 4 nov. 92	$153^\circ 21'$	25,96	81	9,6	-
4 nov. 93 - 11 ene. 93	$188^\circ 41'$	6,89	68	3,0	-
11 ene. 93 - 14 jul. 93	$252^\circ 47'$	44,07	184	7,2	I
14 abr. 94 - 11 ene. 95	$77^\circ 50'$	70,18	272	7,7	D
11 ene. 95 - 20 abr. 95	$265^\circ 08'$	56,72	99	17,2	I
20 abr. 95 - 26 jul. 95	$66^\circ 32'$	213,23	97	65,9	D
26 jul. 95 - 20 nov. 95	$227^\circ 20'$	238,57	116	61,7	I

Para el período post-erupción del 93, y hasta por lo menos enero de 1995, hubo una deflación del volcán, en una dirección dirigida hacia las coladas de lava, aunque mayor en magnitud a la deformación de fondo registrada entre 1986 y 1992. Hubo un período de inflamamiento del aparato volcánico entre enero y abril de 1995, que pareciera correlacionable con la fuerte actividad explosiva durante los primeros meses del año. La evacuación del magma ascendido, por medio de los procesos explosivos, habría

incidido en una fuerte deflación entre abril y julio de 1995. Sin embargo, hay otro pulso de fuerte inflamamiento del edificio a partir de julio de 1995. Si tomamos en cuenta que los puntos originales de medición fueron cambiados por haber sido cubiertos por el depósito de la avalancha piroclástica del 28 de agosto de 1993, a unos nuevos, podríamos pensar que los nuevos puntos muestran un efecto de sitio, diferente al de los puntos previos. No obstante, parecen ser congruentes con la actividad observada.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El comportamiento del volcán Arenal durante 1995 no difiere mucho del de los últimos años. La actividad efusiva, tanto en su carácter como en el volumen, es congruente con la actividad de al menos el último lustro.

La actividad explosiva sí fue algo diferente. En particular, entre marzo y agosto se notaron explosiones más grandes, que en por lo menos el bienio precedente. La comparación de la actividad explosiva con la deformación, nos hace pensar en un pulso de

alimentación de magma ocurrido entre enero y abril. Una vez evacuado el material lávico, en el volcán ocurrió una deflación.

Entre julio y noviembre se detectó un inflamamiento muy notorio del volcán, que hace volver al volcán al estado de su previa deflación. La anomalía de radón detectada en Quebrada Naranja entre agosto y setiembre, nos podría sugerir una correlación entre una mayor desgasificación paralela con el supuesto pulso magmático.

REFERENCIAS

Soto, G.J., López, D.L., Fernández, J.F. & Alvarado, G.E., 1995. Caracterización geoquímica de las aguas termales del volcán Arenal (Costa Rica) dentro de su marco geovulcanológico. -Memoria Técnica V Congr. Nac. Recur. Hídri., (trabajo completo en disquete), pp. 40-50; San José.

Peligro volcánico del Arenal

Guillermo E. Alvarado¹, Gerardo J. Soto¹, Marcelo Ghigliotti² & Antonio Frullani².

¹ Oficina de Sismología y Vulcanología, Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), Apdo. 10032-1000, Costa Rica.

² Geotermica Italiana srl, Piazza Bartolo da Sassoferrato, 14, 56124 Pisa, Italia.

Alvarado, G.E., Soto, G.J., Ghigliotti, M. & Frullani, A., 1997. Peligro volcánico del Arenal. -Bol. OSIVAM, 7 (15-16): 62 - 82, 1995; San José.

RESUMEN

Se ha realizado una actualización del peligro volcánico en el Arenal con base en estudios detallados, utilizando información tefrocronológica (últimos 6000 años), petrológica y modelos computarizados. El Arenal se encuentra activo desde 1968 con fases predominantemente del tipo estromboliano y efusivo. Sin embargo, con base en el historial vulcanológico, se encuentra en un estado de potencial actividad explosiva tipo pliniana a ocurrir en algún momento en los próximos 200 años. Las posibilidades son aún mayores para fases subplinianas o freatomagmáticas hasta estrombolianas violentas en las próximas décadas. El desarrollo de uno u otro tipo de actividad y sus efectos va a depender de la evolución geodinámica del Arenal (actividad continua, pausas, evolución petrológica, inyección de nuevo magma, inestabilidad de los flancos) y de la región (eventos tectónicos disparadores, estación del año, dirección de los vientos), así como de la magnitud y tipo(s) de evento(s) a desarrollarse. Este tipo de actividad afectaría el entorno (~7 km) mediante la depositación de rocas piroclásticas (caída, oleada y flujo), coladas de lava y la generación de lahares y deslizamientos. Los depósitos de caída afectarían un área mayor con un eje de dispersión orientado hacia Tilarán. No obstante, depósitos de erupciones subplinianas, bajo otras condiciones de viento, se han llegado a dispersar hasta las poblaciones de Venado y La Fortuna en el pasado.

Mediante mapas explicativos se detallan, según diferentes escenarios, las zonas de peligro para las poblaciones, así como las áreas afectadas en los alrededores del embalse de Arenal. Se incluyen algunos planes de contingencia y recomendaciones generales para el futuro desarrollo de la región.

ABSTRACT

An updated investigation on the Arenal volcanic hazard has been carried out based on detailed studies of tephrochronologic (last 6000 years), petrologic data and computerized models. Arenal has been active since 1968 with predominant strombolian and effusive phases. However, based on the volcanological history, the volcano is in a state of potential explosive activity, plinian type, which can take place sometime within the next 200 years. Possibilities are even higher for subplinian or phreatomagmatic up to violent strombolian phases in next decades. The development of one or other type of activity and its effects will depend upon the geodynamic evolution of Arenal (continuous activity, pauses, petrologic evolution, new magma input, flank unstabilities) and regional (triggering tectonic events, season of the year, wind direction), as well as magnitude and types of events to develop. This kind of activity could affect the surroundings (~7 km) with deposits of pyroclastic rocks (fall, flow and surge), lava flows, lahars, and landslides. The fall deposits would affect a wider area with a dispersion axis oriented toward Tilarán. Even though, deposits of subplinian eruptions, under other wind direction have reached far away towns as Venado and La Fortuna, in the past.

Through more detailed uplaining for maps, different scenarios, danger zones for human settlings and areas that could be affected around the Arenal reservoir are presented. Some contingency plans and general recomendations for the future development of the region are also included.

INTRODUCCIÓN

Los primeros estudios sobre la amenaza volcánica del Arenal fueron realizados por Melson & Sáenz (1973) y Malavassi (1979), los cuales estaban restringidos a las proximidades del volcán. No es sino hasta con las investigaciones de Chiesa (1987 a y b) y de Borgia *et al.* (1988), que se deja entrever un mayor radio de acción del peligro de las erupciones del Arenal, con base en una mejor precisión cronológica y estratigráfica, fundamento para el apartado sobre peligrosidad a corto, mediano y largo plazo presentado por Alvarado *et al.* (1988). Por otro lado, Zapata & Soto (1990) estudian algunos depósitos laháricos en el Arenal.

Dichos estudios fueron el punto de partida para realizar nuevas e interesantes campañas de campo sobre la tefraestratigrafía y geocronología (Geotermica italiana-ICE, 1992; Ghigliotti *et al.*, 1993) base del presente estudio.

Otro trabajo complementario y de

sumo interés, es sobre la evaluación económica y la perspectiva humana del peligro volcánico del Arenal, el cual fue presentado por Kerle (1996). Más recientemente, Alvarado & Soto (1997) presentan un evalúo crítico sobre la cronología petrológica preliminar con miras hacia qué tipo de erupción podemos esperar a corto y mediano plazo. Además, Hidalgo (1997, en este volumen) realizó una modelización sobre la ola (seiche) que podría generarse en el embalse ante un evento volcánico.

En el presente trabajo se reportan y actualizan los diferentes tipos de fenómenos que han ocurrido en el curso de la historia eruptiva pasada del Arenal y que podrían esperarse en el caso de una reactivación explosiva futura, bajo diferentes escenarios. Además, se presentan una serie de recomendaciones para las etapas de pre-crisis y durante la crisis, así como aspectos a contemplarse durante en el desarrollo urbanístico y turístico de la región.

TIPOS DE AMENAZA

En detalle, la figura 1 reconstruye la probable erupción "futura" del Arenal, sintetizando los máximos efectos esperados con base en criterios observados en el campo, relativos a diferentes erupciones. El escenario del fenómeno más peligroso y completo posible, ha sido convencionalmente

identificado con un evento de tipo ET-2 (erupción subpliniana). La figura 2 es un escenario sinóptico del área afectada por varios eventos explosivos plinianos y subplinianos, acorde con lo observado durante las campañas de campo.

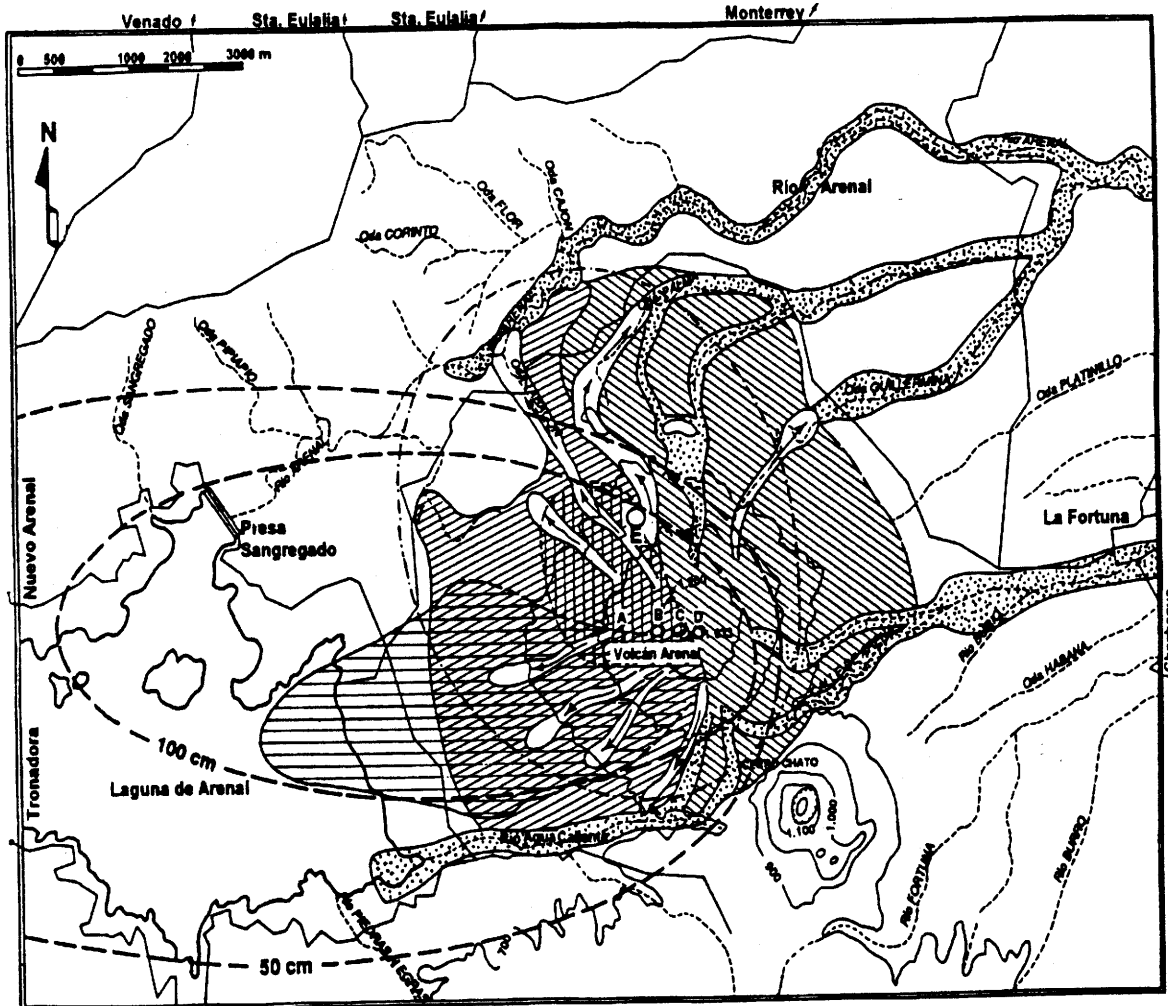
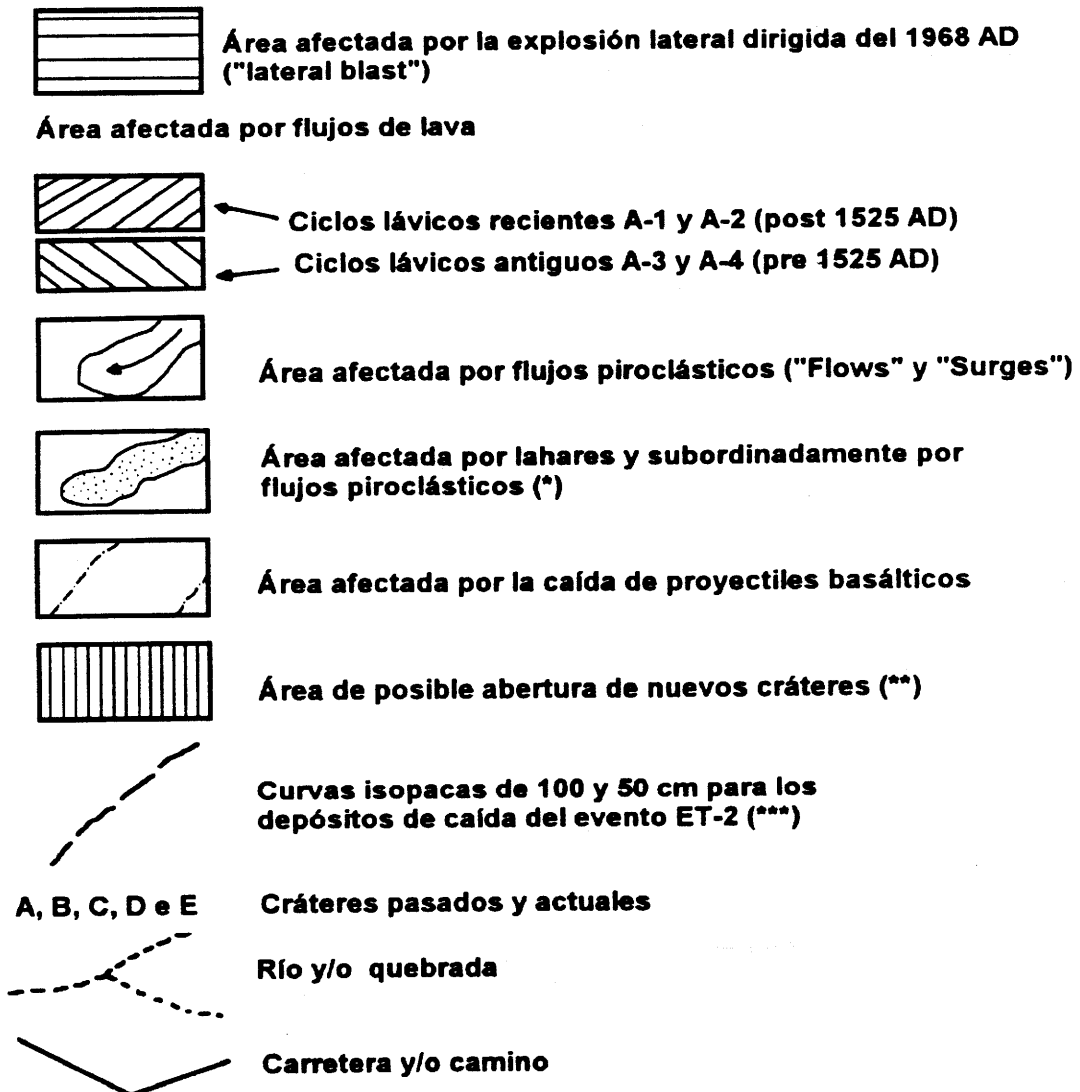


Figura 1: Reconstrucción de la probable erupción máxima futura del Arenal.

Simbología (fig.1)



NOTA:

En el caso de una reactivación futura del Arenal, una erupción de este tipo representa, entre los eventos probables, la condición de más elevada peligrosidad. En el mapa se presenta el escenario de dicha erupción a la vez que se analizan los diferentes fenómenos y las áreas potencialmente afectadas.

(*) Considerando Zapata y Soto (1990).

(**) Según las indicaciones de Borgia et al. (1988) y del presente estudio.

(***) Se ha considerado un viento dominante en cota (alrededor de 20 km de altura) procedente del este (Caribe).

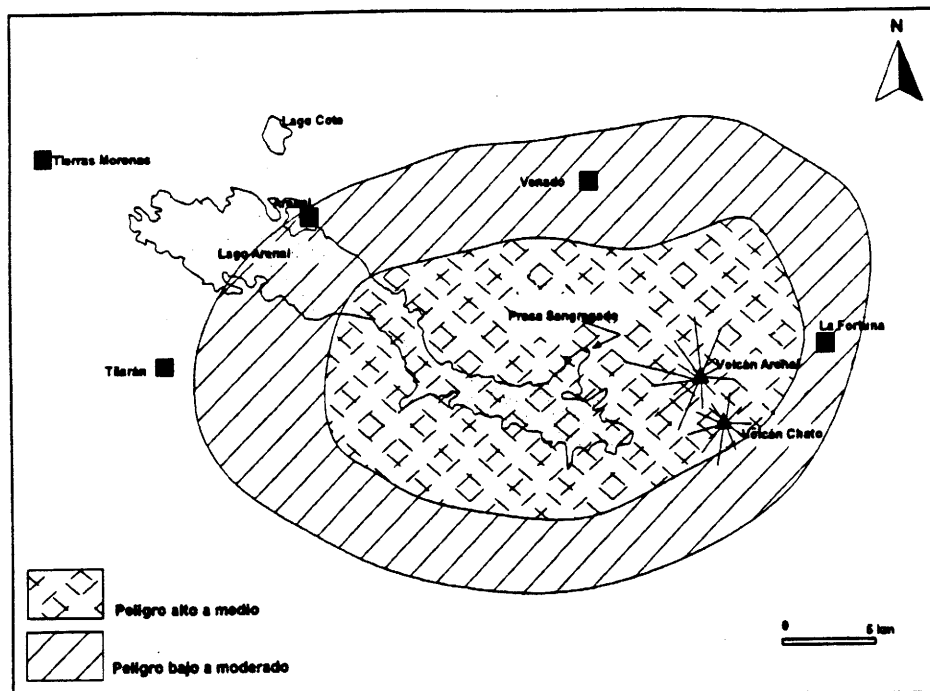


Figura 2: Mapa de peligro potencial en el cual se sintetizan los efectos regionales por erupciones plinianas y subplinianas.

Activación de bocas eruptivas laterales

La actividad de bocas eruptivas laterales, ubicadas en los flancos del volcán y fuera del área cuspidal del volcán, tiene una alta probabilidad de ocurrencia. Existen evidencias geológicas de bocas periféricas del volcán (cráteres A y E, figura 1) y que el conducto central no ha representado la única vía de ascenso del magma. Ambos cráteres se han abierto en áreas con ninguna o poca cobertura de lavas, a lo largo de la intersección de sectores de debilidad y una antigua estructura de colapso (caldera?, fractura anular?, e intersección de fallas). El flanco nor-occidental del Arenal (Qda. Tabacón) parece ser el más expuesto y, por ende, propenso a la ocurrencia de un nuevo

cráter lateral de un nuevo cono (Alvarado *et al.*, 1988).

Formación de una avalancha de escombros

La formación de una avalancha volcánica de escombros ("volcanic debris avalanche"), constituye un punto de gran relevancia, debido a que la capacidad destructiva de estos fenómenos es extremadamente alta. No obstante, en el caso del Arenal, no se han encontrado depósitos asociados con este tipo de evento. En efecto la formación de una avalancha de escombros es un fenómeno frecuente en una fase madura de la "vida" de un volcán. El Arenal, siendo todavía un volcán "joven", no ha producido depósitos en su historia

eruptiva pasada que puedan ser asociados con un evento de este tipo.

Aparte de las razones de carga, el deslizamiento en masa se encuentra también ligado con situaciones estructurales inherentes, no fácilmente previsible, tales como: ocurrencia de un conducto cerrado, presencia de arcilla interestratificada, fracturación tectónica de la masa de roca, grado de saturación de agua y gradiente del desnivel altimétrico (Siebert, 1984). Además, estos fenómenos pueden ser activados por terremotos, tal como ocurrió en 1987, en El Reventador de Ecuador (Aguilera *et al.*, 1988).

Sin embargo, es importante notar que el cono occidental se presenta hoy día bastante empinado y con un exceso de carga central. Por lo tanto, la posibilidad que se genere una avalancha de bloques del tipo "*lava collapse flow*", a partir de cualquier sector del cono asociado con un sismo o una simple desestabilización, es una posibilidad real y actual. Un evento de avalancha de detritos en estas circunstancias afectaría el flanco oeste del volcán, entrando eventualmente a la laguna, lo que podría ocasionar una ola de cierta dimensión. Un estudio de detalle al respecto es presentado por Hidalgo (1997, en este volumen).

El monitoreo sísmico e inclinométrico continuo del Arenal, asociado con campañas periódicas de control topográfico y visual, permitirán detectar los indicios precursores

(crisis sísmicas, deformaciones del cono, fracturas) normalmente asociados con esta clase de fenómenos.

Coladas lávicas

La emisión tranquila de masas de roca fundida y subsólida origina, en el caso del Arenal, la formación de coladas de lava de alta viscosidad, que se desplazan hacia los valles. La formación de coladas de lava ha sido frecuente en la edificación del cono y, en general, es probable que las fases efusivas hayan caracterizado la parte final, posterior de algunas erupciones explosivas, como ocurrió en el caso de las lavas A1 y A2.

Las futuras emisiones de lava tendrían que salir del cráter actual C, alimentando flujos de lava a lo largo de los flancos occidentales del volcán o, eventualmente, de nuevas bocas laterales en las faldas del aparato. La elevada viscosidad de estas lavas andesítico-basálticas, limita enormemente su capacidad de alcance.

El alcance máximo de las coladas de lava históricas y prehistóricas en los últimos miles de años ha sido de unos 4 km, cuya área se delimita en la fig. 3. Desde el punto de vista de los peligros, la formación de coladas lávicas no representa ninguna amenaza para la presa y tampoco para las personas que viven cerca de La Fortuna (fig. 1). Local y eventualmente, pueden originarse incendios forestales.

El derrumbe gravitacional de frentes de colada de las partes altas, sería de poco volumen y llegaría a afectar áreas locales sobre los 600 m en el flanco oeste. De esta manera, existe un peligro potencial para los turistas que visitan esta área.

Caída de proyectiles balísticos y lluvia de cenizas y lapilli

Durante las erupciones explosivas, la violenta expulsión de bloques de roca sólida (juveniles o accidentales) origina alrededor de la boca eruptiva, la caída de una lluvia de proyectiles cuya velocidad y energía puede ser extremadamente alta (vgr., erupción de 1968: Fundali & Melson, 1972). Los fragmentos expulsados se mueven en forma pasiva a lo largo de parábolas balísticas.

En las erupciones explosivas de tipo pliniano-subpliniano, en las que ocurre la formación de una columna sostenida de gases y partículas, los bloques incluidos en el chorro (*volcanic jet*) están menos dispersos y siguen preferentemente un movimiento subvertical. En el momento de disminuir la velocidad con la altura, los bloques pueden seguir dos rutas distintas: precipitarse inmediatamente hacia abajo, siguiendo trayectorias balísticas; o elevarse a una mayor altura, dentro de una eventual porción convectiva de la columna. Por lo tanto, para los fragmentos de dimensiones centimétricas, la caída puede ocurrir desde alturas muy grandes y aún a ciertas distancias considerables. La caída de los bloques de mayor tamaño puede originar cráteres de impacto de dimensiones métricas a decamétricas, a distancias de hasta casi 7 km de la cúspide (vgr. erupción de 1968, Melson & Sáenz, 1973), con evidentes implicaciones

de riesgo para la vida humana y las construcciones. El área actualmente expuesta al peligro de caída de bloques, se encuentra circunscrita a las partes medio-altas del cono volcánico: ≤ 1 km de radio en los períodos normales, siendo 1,8 km el máximo medido entre 1984 y 1996. Aparte del paisaje lunar dejado por la lluvia de bloques durante el despertar del Arenal en 1968, documentado fotográficamente en el flanco oeste del volcán (Melson & Sáenz, 1973), se han encontrado otros cráteres de impacto en los flancos noreste y oeste del Arenal, a distancias de hasta 4 km (figs. 1 y 3)

En cambio, los fragmentos pluricentimétricos, elevados por la columna convectiva pliniana, y eventualmente desplazados por el viento lejos de la boca eruptiva, pueden alcanzar una dispersión mucho más grande. La caída de fragmentos densos desde alturas superiores a 10 km pondría en serio peligro a la seguridad de las personas que puedan ser eventualmente sorprendidas al descubierto.

Aparte de los fragmentos densos y de grandes dimensiones, las erupciones explosivas arrojan a la atmósfera enormes volúmenes de gases, partículas finas y fragmentos juveniles muy vesiculados y ligeros (pómez). Con excepción de los gases, que entran a formar parte de la atmósfera, todas las partículas sólidas están sujetas a una caída más o menos rápida hacia el suelo, que frecuentemente origina densas lluvias de ceniza y lapilli sobre áreas muy extensas.

En el momento del impacto con el suelo, las partículas finas y de pequeñas dimensiones, se hallan completamente enfriadas por acción de su desplazamiento

aéreo. En cambio, esto no resulta siempre válido para los fragmentos de dimensiones mayores que, especialmente en sus partes internas, pueden conservar una elevada temperatura. Comúnmente, los pedazos de pómez de un tamaño igual o superior a 20 cm, caen todavía incandescentes y pueden provocar incendios.

La caída de las partículas volcánicas (cenizas, lapilli, bombas, bloques) forma sobre el suelo las acumulaciones estratiformes que recubren a la superficie terrestre (tefra). En condiciones con presencia de viento, la forma del área recubierta por la caída (principalmente cenizas y lapilli) asume una forma elíptica con los máximos espesores ubicados sobre el eje mayor de la elipse. La zona de máxima acumulación se encuentra generalmente ubicada muy cerca de la boca del volcán, sin embargo, en condiciones de viento fuerte, puede también desplazarse a varios kilómetros del cráter.

Muy escasos son los datos meteorológicos relativos a los vientos en esta región. Los disponibles, se refieren al Valle Central, particularmente al Aeropuerto Juan Santamaría (Zárate, 1988), y han sido extrapolados al Arenal. A alturas entre 20-24 km (alturas de columna de ET-5 y ET-2) en épocas lluviosas, las velocidades promedio son bajas, pero en época seca alcanzan más de 36 km/h (sin incluir ráfagas). En el área del Arenal, la componente del viento desde el este, para alturas mayores de 7 km, es dominante durante todo el año. De todos, modos parece que las componentes de viento

desde el Pacífico no han sido importantes, salvo para la dispersión anómala de los niveles piroclásticos ET-5A (Ghigliotti *et al.*, 1993) contempladas en los mapas de amenaza (fig. 2).

Como se puede ver en la figura 1, la presa de Sangregado se encuentra fuera de la zona de caída de los fragmentos puramente balísticos y no sería afectada seriamente en el caso de una caída pluridecimétrica de pómez, escorias y ceniza. Los espesores máximos esperados, en el caso de un evento tipo ET-2, serían de aproximadamente 1 m. Las personas y las construcciones (techos) eventualmente podrían verse afectados (figs. 1 y 2)

El embalse del Arenal podría sufrir un parcial y modesto relleno (algunos decímetros) debido a la acumulación de piroclastos de caída en el lago. Sin embargo, hay que considerar el efecto sobre la vegetación circundante, lo cual incrementaría la erodabilidad de las cuencas de los tributarios del embalse, incrementando significativamente la tasa de sedimentos en la laguna de Arenal (fig. 2).

Aunque tradicionalmente se ha manejado la hipótesis de que la población de La Fortuna nunca ha sido afectada por eventos de caída, nuestros estudios tefraestratigráficos han demostrado todo lo contrario, puesto que hay depósitos subplinianos en los cortes naturales de las quebradas y aun en excavaciones en la propia población (fig. 3).

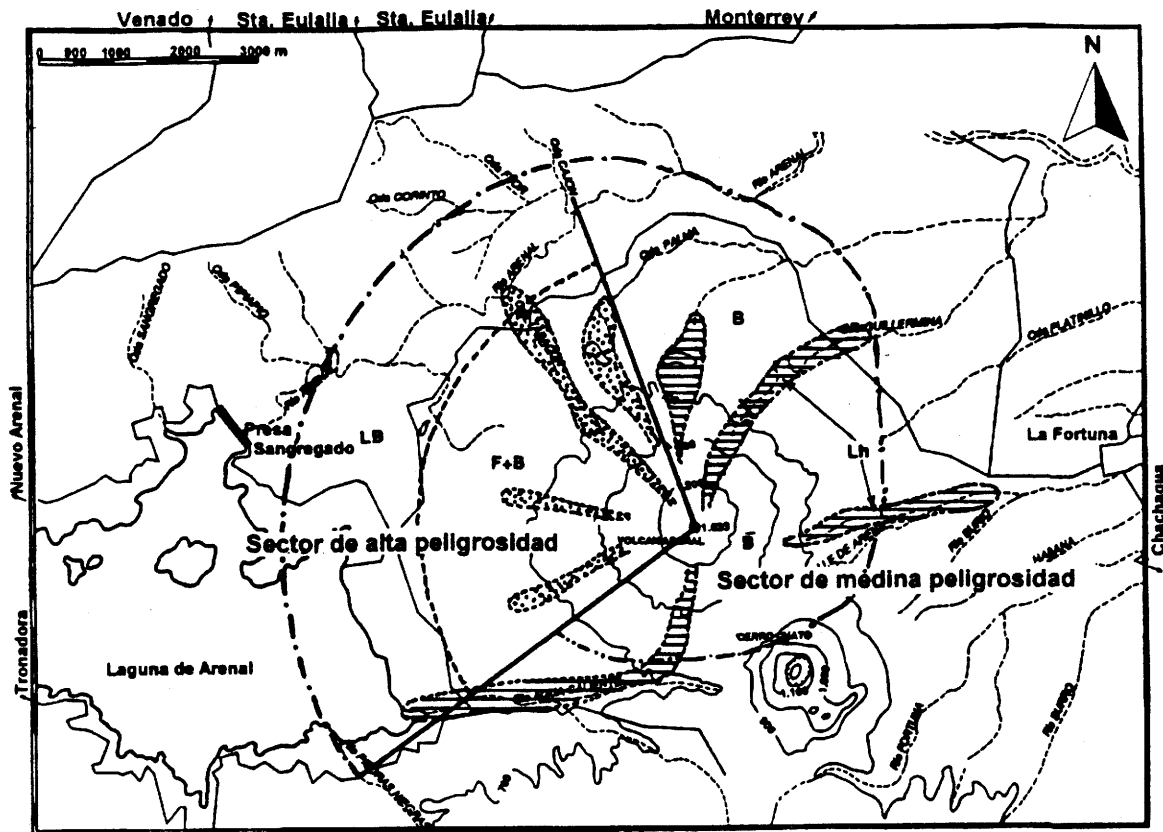


Figura 3: Reconstrucción del escenario eruptivo asociado con un evento tipo ET-1. LB: "Lateral blast", F: Flujos, oleadas piroclásticas y coladas de lava, B: Caída de bloques y bombas.

Flujos piroclásticos

Los flujos y las oleadas piroclásticas son masas laminares y turbulentas de gases volcánicos con fragmentos sólidos y líquidos, finos y gruesos, que se comportan como un fluido no-newtoniano. Debido a su densidad media superior a la del aire, están obligados a desplazarse sobre la superficie terrestre con un movimiento acelerado por acción de la gravedad. Los flujos y las oleadas piroclásticas se mueven con velocidades generalmente elevadas, del orden de 50-100 km/h. Sus temperaturas suelen ser muy

elevadas (~400-800°C).

Durante su desplazamiento, los flujos y las oleadas piroclásticas tienden a desarrollar una zona inferior, más densa, donde se acumulan los materiales gruesos. La porción inferior, denominada avalancha basal, tiende a ser controlada en su movimiento por la red hidrográfica pre existente. En cambio, la superior, denominada nube de ceniza acompañante (*ash cloud surge*), tiende a expandirse dependiendo sólo en una menor medida del control topográfico.

Las oleadas basales (*base surge*) representan una categoría particular que se caracteriza por la ausencia de la avalancha basal y por la presencia de una marcada dispersión radial alrededor de la boca eruptiva. Las oleadas basales se producen, probablemente, por explosiones que presentan un exceso de gas en la boca, usualmente está ligado con fenómenos de interacción del magma con agua freática o superficial.

En general, en los estratovolcanes como el Arenal, el movimiento de los flujos y oleadas piroclásticas se encuentra dominado por una zona de desaceleración ubicada en las partes altas y empinadas del cono y por una zona de desaceleración situada en la base del edificio. El punto de inversión de la velocidad indica, generalmente, el comienzo del proceso de depositación, que proseguirá con una razón proporcional a la siguiente aceleración. En el caso del Arenal, las máximas acumulaciones de los productos piroclásticos de flujo se producen en el pie del cono o donde los valles que encauzan el flujo, presentan una sensible atenuación de la pendiente. Si la acumulación de materiales llega a colmar completamente el valle precedente, el exceso se esparce en su alrededor, tendiendo a formar amplias planicies.

Debido a su temperatura, velocidad y momento de inercia, las coladas y oleadas piroclásticas pueden rebasar algunas barreras topográficas provocando una devastación total de las áreas por ellos afectadas y la muerte de todos los seres vivos. Los peligros son más elevados a lo largo de los valles por donde se desplaza la masa más consistente y más gruesa del flujo, que es también la zona

donde se forman las mayores acumulaciones de los productos. De cualquier forma, la nube menos densa de ceniza y gases de temperatura alta (*ash cloud surge*), casi siempre puede causar asfixia y quemaduras en la piel de las personas, así como derribar las edificaciones debido a su elevada velocidad. A causa de la rapidez con la que se desarrollan estos fenómenos, es necesario proceder a la evacuación preventiva de las poblaciones ubicadas en las áreas sujetas a ser alcanzadas por ellos.

El análisis de la figura 1 indica que la mayoría todos los flujos piroclásticos y oleadas producidos por el Arenal tienden a acumularse inmediatamente en la base del Arenal, lo que confirma su modesta energía (predominante componente gravitacional). El curso del Río Arenal, aguas abajo de la presa, que actuaría como zona preferencial de acumulación de los flujos, raramente ha sido alcanzado por éstos.

La presa de Sangregado se encuentra totalmente afuera de la zona de depositación directa (últimos 6000 años) de los flujos piroclásticos. La misma podría ser indirectamente "amenazada" por los efectos asociados con el ingreso de una parte de los flujos en el embalse. Estos podrían generar olas de tamaño reducido en dirección oeste. Los efectos de estas olas sobre la presa tendrían que ser limitados y seguramente indirectos, estando la presa parcialmente protegida por una pequeña península. Adicionalmente, la depositación de los flujos, en la laguna, podrían originar un relleno local con una posible disminución del volumen útil del embalse.

Explosiones laterales ("lateral blast")

Los "lateral blast" representan oleadas piroclásticas extremadamente veloces y turbulentas, capaces de esparcir los materiales que transportan sobre áreas extremadamente grandes. En la zona próxima al centro de emisión, el flujo está dominado por un movimiento radial al que le afecta poco o nada, el relieve topográfico. A distancias mayores, la desaceleración del flujo está acompañada por una creciente influencia de la topografía que tiende, a su vez, a controlar su desplazamiento. Cerca del centro de emisión, la fuerza propulsora se deriva fundamentalmente de un impulso direccional inicial combinado con un exceso de presión interna, que produce en la nube, una fuerte expansión y abertura en abanico.

La velocidad de la parte proximal del "lateral blast" del volcán St. Helens (1980) fue estimada en más de 550 km/h y, lo que es evidente, a mayores distancias la velocidad disminuirá progresivamente hasta llegar a unos 100 km/h en las zonas más distales ubicadas a más de 20 km del cráter (Blong, 1984). El ejemplo más elocuente de los potenciales efectos destructivos de estos fenómenos constituye la erupción del Mont Peleé en la Isla Martinica (Antillas), en la que perecieron todos los habitantes de la ciudad de St. Pierre (30 000 personas). Para esta erupción se ha estimado, sobre la misma ciudad, temperaturas de 700-1000 °C y una velocidad de 150 km/h.

En el caso del Arenal, el evento ET-1 de 1968 produjo una explosión lateral que causó la mayoría de los muertos de Pueblo Nuevo. Desafortunadamente, no es fácil obtener una estimación confiable del área que

fue afectada por la explosión lateral debido al espesor relativamente delgado que presentan los depósitos y su escasa aptitud para conservarse. Basándose en el trabajo de Melson y Sáenz (1973), se hipotetiza que la zona afectada para la explosión lateral fue principalmente el flanco oeste de volcán, seguida por flujos piroclásticos, muchos de ellos canalizados hacia la zona de Tabacón y las faldas occidentales del volcán (fig. 3).

Flujos de lahar

Un lahar consiste en un flujo denso de sedimentos volcánicos con agua, es decir, una masa de lodo, detritos volcánicos y vegetales, que se desplaza por los valles debido a la acción de la gravedad. Durante su desplazamiento, el lahar tiene la apariencia de un flujo de cemento líquido que, debido a su fluidez, alcanza rápidamente los canales o los valles de la red hidrográfica. La posibilidad que tiene un volcán de generar lahares se encuentra ligada a la existencia de dos condiciones: a) una elevada disponibilidad de material no cohesivo, fácilmente removible por el agua, b) la presencia de una masa de agua suficiente para iniciar el fenómeno.

En general, la primera condición se ve fuertemente favorecida durante o inmediatamente después de una erupción explosiva, cuando grandes volúmenes de rocas piroclásticas sueltas se acumulan, de improviso, sobre las laderas empinadas del volcán. Por otro lado, la disponibilidad de grandes cantidades de agua es común en los países tropicales, caracterizados por la ocurrencia de precipitaciones elevadas e intensas. Una vez formados los lahares, pueden viajar a lo largo de distancias muy

variables, dependiendo del desnivel existente entre la zona de origen y el punto en el que agotan su energía de movimiento.

La velocidad promedio de desplazamiento de un lahar, varía en función de la pendiente y de la cantidad de masa en movimiento. De todas formas, la velocidad media puede variar entre 20 y 60 km/h.

Durante el desplazamiento, los cambios de pendiente influyen sobre las características de velocidad y turbulencia del flujo y, consecuentemente, modifican la capacidad de transportar o depositar los materiales pesados. En general, cada disminución de la pendiente corresponde con una depositación de materiales, mientras que cada aumento de la misma, provocará una acción erosiva sobre los sedimentos aluviales no cohesivos, eventualmente presentes en el cauce.

Las consecuencias particularmente catastróficas de los lahares se derivan, aparte de su elevado poder destructivo primario, del papel adicional que desempeñan otros dos factores que son: a) la presencia de asentamientos humanos en las cercanías de los cursos de agua; b) el bajo sentido del peligro habitualmente difundido entre la población que erróneamente se cree excluida de la acción de estos fenómenos.

En el caso del Arenal, se han encontrado numerosos depósitos laháricos acumulados preferentemente a lo largo de los valles o, en la desembocadura de importantes cursos de agua que se originan en el volcán (Agua Caliente, Calle de Arena y Quebrada Guillermina). Actualmente, algunos lahares secundarios ocurren en los valles que nacen

del viejo aparato del Arenal donde, evidentemente, se han producido las mayores acumulaciones de depósitos piroclásticos. Ciertos caseríos aledaños a La Fortuna, se encuentran expuestos a éstos que se movilizan a lo largo de Quebrada Calle de Arena.

La presa de Sangregado no está amenazada directamente por este tipo de fenómeno. Algunas zonas del embalse, ubicadas cerca de la desembocadura del Río Agua Caliente, podrían ser rellenadas en modo sensible por la acumulación de lahares de moderadas dimensiones procedentes del Arenal.

Movimientos sísmicos

El ascenso de masas magmáticas hacia la superficie produce condiciones de esfuerzos que deforman las rocas hasta la fracturación. Estos fenómenos provocan sismos muy locales que pueden ser particularmente intensos en la fase inmediatamente anterior a la erupción, cuando el volcán todavía se encuentra en condiciones de conducto cerrado.

En forma similar, los fenómenos sísmicos anteriores o contemporáneos a la erupción, están generalmente caracterizados por una magnitud más baja respecto a los eventos tectónicos, pero en cambio, presentan profundidades hipocentrales intermedias y superficiales (5 - 15 km). Como consecuencia de lo anterior, sus efectos en superficie tienden a ser intensos únicamente en la inmediata vecindad del volcán. En el caso del Arenal, los sismos volcanotectónicos podrían generar dos tipos de peligros: a) daños menores sobre la presa

ubicada cerca del volcán; b) formación de deslizamientos de materiales detríticos originados en los flancos del Arenal, en zonas inestables.

Un sismo en la zona del Arenal podría, adicionalmente, producir una nueva erupción o cambios repentinos en el tipo de actividad volcánica del Arenal (Alvarado *et al.*, 1988). Por ejemplo, un evento telúrico podría abrir fracturas y poner en contacto el agua de la laguna con el magma en el

conducto, generando así explosiones freatomagmáticas de gran tamaño. En este caso, los dos efectos asociados (debilitación de la presa y erupción freatomagmática con posible colapso parcial del cono) podrían generar un elevado nivel de peligrosidad. El evaluo, la amenaza y riesgo sísmico, requiere de una serie de estudios especializados, que se apartan de los objetivos del presente informe. Sin embargo, el diseño sismo-resistente de la presa fue realizado en forma bastante conservadora.

DISCUSIÓN

Los estudios previos realizados han permitido reconstruir, con un buen grado de precisión la historia eruptiva del Arenal y, a partir de ésta, seleccionar el tipo de erupción que tiene la máxima probabilidad a presentarse en el futuro.

Mediante una combinación de las observaciones de campo sobre la dispersión de los productos de las erupciones pasadas, y con base en supuestos razonables sobre la energía de la erupción, los datos disponibles sobre los vientos dominantes y la morfología del volcán, se han podido identificar las zonas expuestas al peligro. Las figuras que resumen estos resultados, deberían de servir de base para la planificación del desarrollo futuro de la región de Arenal en lo que compete a turismo, infraestructur y agropecuario.

Surge de todo ello, la pregunta sobre ¿cuándo y de qué tipo será la próxima erupción del Arenal?

Con base en trabajos anteriores (Ghigliotti *et al.*, 1993; Alvarado & Soto, 1997) se pueden extraer algunas importantes conclusiones:

- En términos geológicos, el Arenal es un volcán muy joven (≥ 6000 años de vida) y su actividad ha sido caracterizada por alternancias de fases eruptivas explosivas importantes con fases efusivas con actividad explosiva reducida asociada.
- Tomando en consideración en la frecuencia eruptiva de los últimos 3000 años; se han definido dos principales ciclos de erupciones: el "*Long-Term Period*" que reúne los eventos dacíticos ET-2,7,9N y 9 y el "*Short-Term Period*" que considera los tres ciclos ET-2-3-4; ET-7-8M-8B y ET-9B-9A-9N. Sin embargo, hay que subrayar que esta ciclicidad no es regular, como está indicado por la presencia de importantes erupciones (ET-5/6) que no pertenecen a ningún ciclo, o bien, erupciones estrombolianas violentas tales como los depósitos de ET-3 que han

afectado sectores importantes en el pasado. Por ello, se confeccionó otro escenario sinóptico (fig. 4). En el mismo se contempla la posibilidad de un "lateral blast" dirigido hacia el flanco oriental del volcán.

- Desde un punto de vista "probabilístico" el volcán se encuentra en un estado de potencial reanudación de la actividad explosiva intensa.

El análisis eruptivo temporal, indica que los eventos que ha tenido el tiempo de retorno más regular, en el curso de la historia eruptiva del Arenal, han sido los de tipo ET-2. Cada 780 años (edad promedio, con un mínimo de 700 años y un máximo de 850 años), el Arenal ha producido una erupción ácida pliniana (ET-2, ET-7, ET-9 N y ET-9).

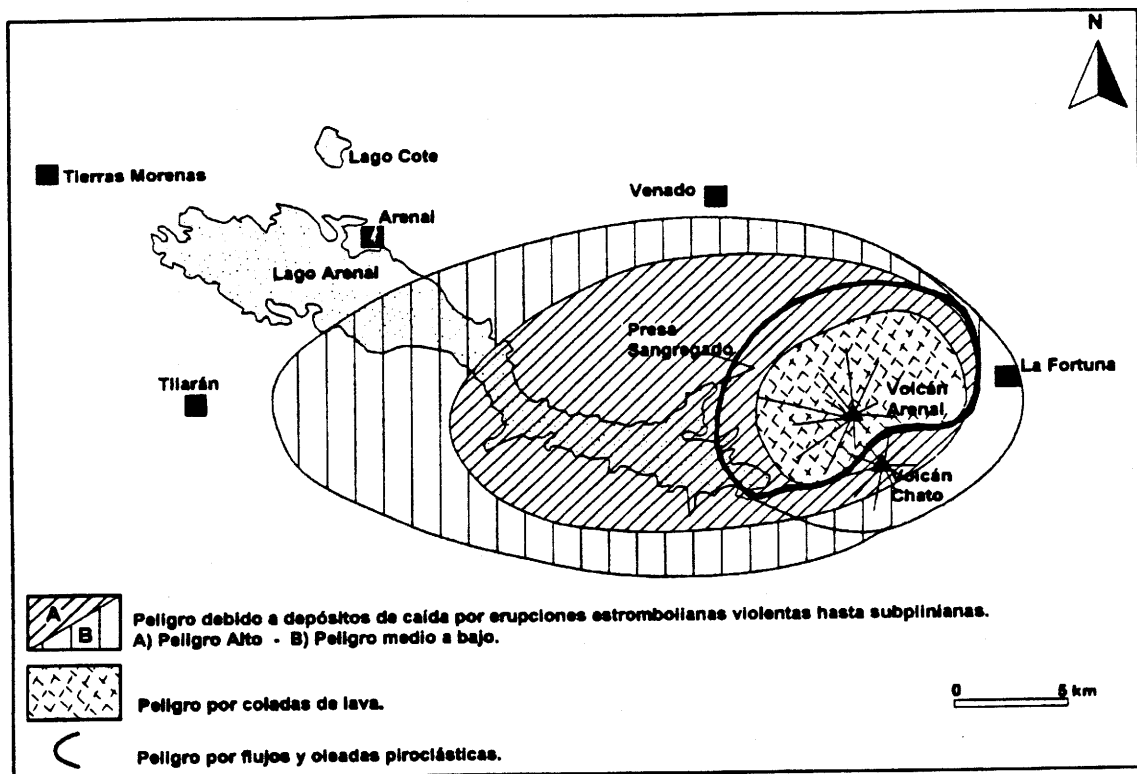


Figura 4: Mapa de peligro volcánico potencial para erupciones estrombolianas violentas hasta freatomagmáticas (intermediate-term volcanic hazard).

Basándonos en el patrón del volcán (véase Ghigliotti *et al.*, 1993), la posibilidad de que el Arenal pueda generar una erupción de tipo ET-2 está aumentando progresivamente. En efecto, considerando el valor promedio de 780 años, como período de retorno, la probabilidad de que ocurra un evento tipo ET-2 tendrá que alcanzar un valor igual a uno a partir del 2130 A.D. Sin embargo, tomando en cuenta al atraso temporal que parece caracterizar el ciclo "Long-Term Period", sería más correcto considerar un tiempo de retorno de 850 años y, por lo tanto, se puede hipotetizar este evento solamente a partir del año 2200 A.D.

- El tiempo de retorno promedio de los ciclos intermedio-básico-ácido ("*Short-Term Period*") es de 500-600 años a partir del anterior evento ácido. Considerando el último evento dacítico (ET-2) del año 1350 A.D. y un período de retorno de 550 años, la reanudación de un eventual nuevo ciclo "*Short-Term Period*" ya está atrasada aproximadamente 50-100 años.

Estos dos modelos de ciclicidad son, sin embargo, relativos y es posible que ocurran eventos fuera de ellos, como los pasados en el período entre ET-7 y ET-2, es decir: ET-5 y ET-6.

- En los últimos 650 años, el Arenal ha modificado parcialmente su estilo de actividad con una progresiva disminución de las erupciones explosivas fuertes, que han sido reemplazadas por una actividad de tipo efusivo, estromboliano y freatomagmático (los ciclos lávicos A1 y A2). La velocidad constructiva del volcán, concomitante con los

ciclos efusivos-estrombolianos, es muy rápida. Si consideramos el último ciclo peleano-A1-estromboliano, iniciado a continuación de la erupción ET-1 (1968 d.C.), se nota que en el transcurso de solamente 28 años desde 1979 cuando comenzó a crecer el nuevo cono, el aparato creció mucho y que las lavas A1h y los piroclastos producidos por el cráter C casi han recubierto los flancos occidentales del volcán. El cráter C, al momento de su abertura, estaba ubicado en las faldas altas del aparato A2h, unos centenares de metros más abajo de la antigua cumbre (cráter D). En dos décadas, los productos emitidos por el cráter C, han logrado levantar un edificio gemelo que actualmente sobrepasa la altura del anterior.

Por lo que se refiere al ciclo efusivo A1, se nota que:

1) Actualmente, el conducto volcánico está abierto y actúa de manera muy eficiente, permitiendo al magma, principalmente andesítico-basáltico y bastante viscoso, subir hasta la cumbre del volcán y fluir tranquilamente desde el propio cráter.

2) La tasa de alimentación del magma del Arenal es relativamente elevada y constante: episodios efusivos tipo A1 y también A2 pueden completarse en un lapso muy breve.

Esto implicaría que, por intervalos a veces muy largos, el volcán Arenal, posiblemente, haya permanecido completamente inactivo o con tan sólo erupciones menores (situación pre-1968).

Si las condiciones actuales del volcán (conducto abierto y magma basáltico-andesítico) no cambian, el máximo evento esperado por el Arenal tendría que ser otra erupción efusiva con abertura(s) de nueva(s) boca(s) lateral(es) a lo largo de una de las franjas de debilidad tectónica que cortan el aparato (sectores septentrional y occidental). Una componente explosiva de tipo estromboliano, de moderada intensidad y con eventuales pequeños episodios freatomagmáticos, podría estar asociada con esta actividad efusiva.

Al terminar la fase eruptiva actual, es difícil predecir cuál será el posible tipo de reactivación explosiva intensa a corto-mediano plazo que podría caracterizar el Arenal. Varias son las hipótesis:

- 1) En los próximos decenios a siglos el volcán volverá a una actividad explosiva intensa, caracterizada por una erupción de quimismo intermedio, seguida por un evento básico y uno final ácido, según la secuencia indicada por el ciclo "*Short-Term Period*".
- 2) Ocurre una erupción explosiva fuerte, fuera de los ciclos mencionados previamente.
- 3) La hipótesis de que el Arenal, terminado el actual ciclo eruptivo, pase directamente a una erupción dacítica, relacionada con el ciclo "*Long-Term Period*" sería poco probable a corto plazo (ver Alvarado & Soto, 1997).
- 4) El Arenal se reactiva con un evento explosivo menor (tipo 1968). Este tipo de evento, caracterizado por un comportamiento poco previsible, podría ocasionarse en cualquier momento en el corto plazo. En la

figura 3 se presenta una reconstrucción esquemática del posible escenario eruptivo asociado con este evento.

5) La evaluación del nivel de peligrosidad volcánica asociado con actividades explosivas mencionadas en los puntos 1, 2 y 3, han sido consideradas en las diferentes figuras. En general, los fenómenos volcánicos, hipotetizados en los casos de una reactivación explosiva de los tipos mencionados, no van a afectar, de manera importante, a la presa de Sangregado, la cual se encuentra fuera del área de máximo peligro del volcán.

Otros fenómenos tales como el colapso del cono o la ocurrencia de un sismo disparador, como ya se han mencionado, no pueden ser evaluados con base al nivel de conocimiento actual del volcán y necesitan ulteriores datos, tales como la puesta en marcha de una red de monitoreo inclinométrico y de trabajos volcanológico-geoquímicos de detalle.

Por lo que se refiere a la vida de los empleados del ICE que trabajan en las infraestructuras del embalse, a los habitantes de la zona y los numerosos turistas, el nivel de peligrosidad varía sensiblemente en función del tipo de escenario eruptivo hipotetizado, de la época y hora, así como de la distancia del volcán (véase Kerle, 1996; en este trabajo).

Finalmente en la figura 5, han sido distinguidos cuatro sectores (de A a D), a nivel de peligrosidad decreciente. Este mapa, que deriva de la figura 1, además de presentar los fenómenos que pueden ocurrir en cada sector, analiza las medidas de defensa civil a adoptarse en caso de una

ANEXO A: DESCRIPCIÓN DE LA FIGURA 5

A. Área de máxima peligrosidad

Esta área sería la más expuesta en caso de una erupción del Arenal; los fenómenos a esperarse son los siguientes:

- coladas de lava, limitadas al cono volcánico;
- flujos piroclásticos y oleadas;
- lahares primarios y secundarios;
- depósitos de pómez de caída con un espesor superior a los 100 cm.

Los máximos espesores deberían acumularse según la dirección E-O (en la parte central del área A):

- caída balística de gran tamaño;
- posible apertura de nuevas bocas eruptivas en el flanco noroeste del volcán.

Las medidas a adoptarse, a partir de la ocurrencia de eventuales fenómenos precursores, deberían ser las siguientes:

- evacuar en forma total e inmediata a toda la población residente y temporal en esta área,
- cerrar la carretera Fortuna-Nuevo Arenal entre la presa y la localidad la Palma;
- prohibir la visita al volcán por parte de los turistas;
- alertar sobre el peligro de lahares a residentes ubicados a lo largo del río Arenal y Tabacón.

Recomendaciones:

- evitar o controlar cualquier tipo de asentamiento y desarrollo futuro del área, en un radio ≤ 10 km.

B. Área de alta peligrosidad

Los fenómenos a esperarse en este sector son los siguientes:

- flujos oleadas y piroclásticas, limitándose a las faldas del aparato;
- posibilidad de lahares primarios y secundarios a lo largo de los ríos Arenal, Tabacón, Calle de Arena, la Palma, Guillermina y las quebradas menores;
- depósitos de pómez de caída con un espesor superior a los 100 cm, cuya probabilidad de ocurrencia es sensiblemente reducida;
- caída de bloques balísticos de gran tamaño.

En el caso de erupción inminente, las medidas a adoptarse deberían ser las siguientes:

- prohibir el tránsito a lo largo de la carretera Fortuna-Nuevo Arenal en los tramos correspondientes a la desembocadura de las quebradas;
- prohibir la visita al volcán por parte de los turistas;
- alertar sobre el peligro de lahares a residentes ubicados a lo largo de los ríos antedichos y, si es necesario, proceder a su evacuación;
- sensibilizar los habitantes de Fortuna sobre el peligro de lahares del río Calle de Arena-Burío que corta el pueblo mismo.

Recomendaciones:

- limitar el desarrollo futuro de esta área,
- profundizar y mejorar, con eventuales obras civiles, el curso del río Calle de Arena entre el volcán y la ciudad de Fortuna;
- identificar las zonas de refugio para la población que tendría que ser evacuada y difundir la ubicación de dichas zonas entre todos los habitantes;
- diseñar y ejecutar adecuadas campañas de educación para la población, junto con periódicos ejercicios de defensa civil.

C. Área de media peligrosidad

El sector C, por vientos procedentes del este (máxima probabilidad), sería afectado por una caída de tefra cuyo espesor, localmente podría superar a los 100 cm.

En el caso de erupción las medidas a adoptarse son las siguientes:

- evacuar toda la población de las fincas y al personal del ICE, en particular aquel no estrictamente necesario para el mantenimiento de la infraestructura de la presa Sangregado;
- trasladar el ganado fuera del área,
- evitar, en el campamento ICE, si es posible, el colapso de los techos por la excesiva acumulación de las tefras, considerando una carga accidental del orden de los 800 kg/m², correspondiente con un depósito de caída de 100 cm de espesor.
- permanecer al cubierto, en ambientes cerrados en edificios con techos resistentes, utilizando máscaras para el filtro del polvo.

Recomendaciones:

- limitar el desarrollo futuro en esta área;
- reforzar y/o construir una bodega cubierta, con techo inclinado, que pueda resistir a la caída accidental de las tefras;
- instruir al personal ICE de la presa, para que proceda, sin demora, a remover las cenizas de los techos e impida su acumulación;
- dotar a esta pequeña comunidad, ubicada en zona lejana y aislada, de un sistema de radio comunicación de emergencia a utilizarse junto con un centro de asistencia en el cual sean almacenados los artículos de primera

necesidad: agua potable, combustibles y medicinas, pues las carreteras y las comunicaciones telefónicas podrían sufrir largas interrupciones.

D. Área de baja peligrosidad

El area D, por vientos procedentes del este (dirección dominante), sería afectado de manera muy marginal en caso erupción del Arenal y limitadamente a la caída de tefras.

En este sector las medidas a adoptarse, durante la erupción, deberían ser las siguientes.

- evitar el colapso de los techos, debido a la eventual acumulación de material piroclástico;
- permanecer al cubierto, en ambientes cerrados en edificios con techos resistentes, utilizando, si es posible, máscaras para el filtro del polvo.

Recomendaciones:

- localizar sitios aptos para el eventual alojamiento temporal de la población desplazada de los sectores de mayor peligro;
- asegurarse de que existan las condiciones más idóneas para garantizar un rápido desenvolvimiento de los planes de defensa civil, previamente elaborados y evitar una evacuación espontánea y desordenada por parte de la población.
- impedir que el ganado apacente libremente en los campos contaminados por las cenizas volcánicas, hasta que ellas sean abundantemente lavadas por la lluvia; con este objeto se debería proveer la acumulación de forraje para distribuirse entre los ganaderos.
- proteger de las contaminaciones al sistema de aprovisionamiento hídrico.

REFERENCIAS

- Aguilera E. y otros, 1988. Evidencia de tectónica activa en el área del volcán El Reventador. El terremoto del 5 de marzo de 1987. Geoinforme, Universidad Central del Ecuador, Quito, pp28.
- Alvarado, G.E., Matumoto, T., Borgia, A. & Barquero, R., 1988. Síntesis geovulcanológica del volcán Arenal (Costa Rica): 20 años de continua actividad eruptiva (1968-1988): Bol. Obs. Vulc. Arenal, 1 (1): 1-55, San José.
- Alvarado, G.E. & Soto, G.J., 1997. Aspectos petrológicos de las tefras del Arenal a la luz de nuevos datos geoquímicos y cronoestratigráficos. -Boletín OSIVAM, 7 (13-14): 58-72, 1994; San José.
- Blong, R.J., 1984. Volcanic Hazards: A Sourcebook of the Effects of Eruptions. -Academic Press, Orlando, Florida, 424 pp.
- Borgia, A., Poore, C., Carr, M.J., Melson, W.G. & Alvarado, G.E., 1988. Structural, stratigraphic, and petrological aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica. Evolution of a young stratovolcanic complex. -Bull. Volcanol., 50: 86-105.
- Chiesa, S., 1987a. Estudio de las capas piroclásticas (tefras) del volcán Arenal (Costa Rica), con énfasis en la unidad 20. -Inf. Interno ICE, Dpto. Geología, 73 pp.; San José.
- Chiesa, S., 1987b. La mayor erupción pliniana del volcán Arenal, Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central, 6: 25-41; San José.
- Fudali, R.F. & Melson, W.G., 1972. Ejecta velocities, magma chamber pressure, and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal volcano. -Bull. Volcanol., 35-2: 383-401.
- Geotermica Italiana - ICE, 1992. Evaluación del riesgo y monitoreo del volcán Arenal. -Inf. Final, 40 pp. + 39 figs. + Anexos.
- Ghigliotti, M., Frullani, A., Soto, G.J. & Alvarado, G.E., 1993. Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del volcán Arenal. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 5 (9-10): 52-96, San José.
- Hidalgo, A., 1997. Evaluación sobre la eventual generación de una gran ola (seiche) en el Embalse de Arenal, debido a la entrada de un flujo de detritos volcánicos. -Boletín OSIVAM, 8 (15-16): 46-56, 1995; San José.
- Kerle, N., 1996. An economic evaluation and human perspective for a moderate volcanic eruption at Arenal. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 6 (11-12): 53-70, 1993; San José.

Malavassi, E., 1979. *Geology and Petrology of Arenal Volcano, Costa Rica*. -Tesis de M.Sc., Univ. Hawaii, 111 pp.

Melson, W.G. & Sáenz, R., 1973. Volume, energy and cyclicity of eruptions of Arenal volcano, Costa Rica. -*Bull. Volcanol.*, 37: 415-434.

Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. -*J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22:163-197.

Zapata, M.I. & Soto, G.J., 1990. Lahares antiguos y recientes en el volcán Arenal, Costa Rica. -*Bol. Obs. Vulcanol. Arenal*, 3 (5): 4-28, San José.

Zárate, E., 1988. Factores meteorológicos asociados a desastres causados por erupciones volcánicas en Costa Rica. -*Ciencia y Tecnología*, 12 (1-2): 41-52; San José.