

ANALISIS ESPECTRAL DE ALGUNAS SEÑALES SISMICAS DE LOS VOLCANES ARENAL Y POAS  
(COSTA RICA) Y SU RELACION CON LA ACTIVIDAD ERUPTIVA

Luis D. Morales<sup>\*</sup>, Javier F. Soley<sup>\*\*</sup>, Guillermo Alvarado<sup>\*\*\*</sup>, Andrea Borgia<sup>\*\*\*\*</sup>, Gerardo Soto<sup>\*\*\*\*\*</sup>

RESUMEN

La técnica del análisis espectral es aplicada a varias señales sísmicas generadas por la actividad volcánica del Arenal y del Poás durante el periodo de julio 1984 a junio 1988. Las frecuencias dominantes en los diferentes espectros obtenidos, tanto para fases explosivas como de efusión, muestran una moda en la frecuencia cercana a 2 Hz, con un rango de frecuencias entre 1 y 4 Hz. Las señales predominantes en el Poás son eventos de baja frecuencia, con una moda en la frecuencia dominante cercana a los 1,7 Hz y un rango entre 0,35 y 2,25 Hz. La cercana coincidencia en la moda de las frecuencias fundamentales para las señales de ambos volcanes, sugiere en parte un proceso físico similar donde la desgasificación es la fuente mecánica común, correspondiendo con una fuente sísmica muy superficial, que en el caso de ambos volcanes parece ser menor a los 500 m de profundidad, hasta prácticamente cero.

ABSTRACT

The spectral analysis technics are applied to several seismic signals generated by the activity of Arenal and Poas Volcanoes from July 1984 to June 1988. The dominant frequencies on the different velocity spectra for explosive or effusive phases at Arenal Volcano, has a frequency mode near 2 Hz, and all the high-amplitude peaks occur between 1 and 4 Hz. Low frequency events are the most important seismic signal at Poas Volcano with a frequency mode near 1,7 Hz, and all the high-amplitude peaks occur between 0,35 and 2,25 Hz. The closely related frequency mode range for the velocity spectra response in the signals from both volcanoes, suggest a similar physical process, where degassing is the common source mechanism, in connection with a very shallow seismic source, less than a depth of 500 m, for these volcanoes.

\* Escuela Centroamericana de Geología y Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica (U.C.R.), Apdo. 35.

\*\* Centro de Investigaciones Geofísicas y Escuela de Física, U.C.R.

\*\*\* Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica, Departamento de Geología, ICE, Apdo. 10032.

\*\*\*\* Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California 91109.

\*\*\*\*\* Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Apdo. 35.

## INTRODUCCION

Un sistema sismográfico transportable y su equipo complementario para el análisis específico de los datos (donación del gobierno japonés, JICA), fue utilizado a partir de julio de 1984 en las visitas para obtención de datos sísmicos en los aparatos volcánicos del Arenal y Poás (Fig. 1), cuya permanente actividad genera señales sísmicas que de ser convenientemente registradas, permiten obtener sus correspondientes "espectros de potencia", al aplicar la transformada rápida de Fourier (FFT).

El análisis espectral permite una clasificación más precisa de las señales sísmicas y una mejor interpretación de la fuente sísmica o del proceso que les ha dado origen, así como los efectos del medio, según lo propuesto por varios autores (Schick & Riuscetti, 1973; Aki et al, 1977; Riuscetti et al, 1977; Schick, 1981; Seidl et al, 1981; Chouet, 1981, 1985; McNutt, 1986). Nosotros exponemos aquí los primeros resultados sobre la relación entre las frecuencias espectrales obtenidas y las señales sísmicas relacionadas con la actividad volcánica en el Arenal y el Poás. En el apéndice se presentan algunas señales sísmicas analizadas y sus correspondientes espectros de potencia.

## INSTRUMENTACION Y METODO DE ANALISIS

Las señales son registradas y grabadas en cintas magnéticas (cassettes) con un sistema sismográfico de tres componentes (N-S; E-W, Z: para la velocidad del suelo), colocado temporalmente varias horas al día, en sitios cercanos al volcán. En el caso del Arenal, usamos preferentemente la caseta del inclinómetro seco C, aproximadamente 2 km al oeste del cráter activo, y en el Poás, en las cercanías del mirador, en el borde sur del cráter, a menos de 1 km del foco de actividad volcánica. (Figuras 1 y 2).

La señal se digitaliza y analiza con la ayuda de una computadora PS-TEAC 85 equipada con un convertidor analógico a digital, impresora, graficador y dos unidades de diskettes. El fabricante del equipo de observación proporciona los programas necesarios para digitalizar, editar, obtener las transformadas de discretas de Fourier y para imprimir en forma permanente los datos y los resultados de los análisis.

La respuesta instrumental es de 1 Hz para los sismómetros y una respuesta casi plana del sistema sismográfico desde 1 Hz hasta 70 Hz.

Los pasos típicos seguidos en el análisis de los datos son:

1. Selección del evento de interés.
2. Digitalización y calibración de las señales
3. Corrección de tendencias lineales
4. Cálculo de la función de autocorrelación.
5. Cálculo del espectro de potencia.
6. Integración del espectro de potencia.

La figura 3, ilustra la configuración del sistema sismográfico y del proceso de análisis.

## LAS SEÑALES SÍSMICAS Y LOS RESULTADOS DEL ANALISIS ESPECTRAL

### a. Volcán Arenal

Las señales sísmicas generadas por la actividad del volcán Arenal han sido estudiadas por diferentes autores (Minakami et al, 1969; Matumoto, 1976; Montero, 1984; Alvarado y Barquero, 1987; Alvarado et al, 1988), pero es este el primer trabajo en considerar el análisis espectral de las señales más características generadas durante el período de obtención de datos sísmicos entre julio de 1984 y febrero de 1988, lapso durante el cual el Arenal ha mostrado una fase estromboliana predominantemente explosiva, acompañada de pequeñas nubes ardientes, coladas de lava y derrumbes de bloques. En otras ocasiones la actividad adquiere un carácter efusivo, con derrames de lava, y derrumbes o avalanchas de detritos lávicos (Alvarado y Barquero, 1988).

Utilizaremos como referencia para las señales sísmicas del Arenal, la clasificación propuesta por Alvarado y Barquero (1987), por la claridad fenomenológica y de síntesis que presenta. Cuando la actividad del volcán es de carácter explosivo (foco somero inferior a los 100 metros), predominan dichos eventos (E), que pueden estar seguidos por una cola de tremores de alta, media o baja frecuencia ( $E_H$ ,  $E_I$ ,  $E_L$ ) con una duración de 1 o más minutos como resultado de la vibración y de la erupción misma, de los materiales eyectados o aquellos que en un reposo inestable pueden originar derrumbes o avalanchas, y la señal que registramos es un tremor de alta a mediana frecuencia ( $T_D$ ). En otras ocasiones se presenta una desgasificación violenta con o sin erupción, produciendo un ruido como de un gran fuelle, y entonces la señal sísmica más característica es un

tremor de baja frecuencia ( $T_I = T_G$ ) con apariencia de pulsaciones o de una señal modulada.

Cuando la actividad es de carácter efusivo y el conducto volcánico está lleno, se genera un ruido sísmico de fondo con varias horas de duración, amplitud y frecuencia casi constante (1,4 Hz), tal vez asociado a oscilaciones o resonancia en la cámara o el conducto volcánico, o al bombeo de magma (véase Arana y Ortiz, 1984). Si la lava llega a derramarse, se originan derrumbes ( $T_D$ ) cuya señal corresponde con un característico ruido sísmico de alta frecuencia ( $> 3$  Hz).

En el cuadro 1 se presenta la actividad volcánica o la señal sísmica generada y las respuestas espectrales, graficando la frecuencia fundamental del espectro, obtenida en las diferentes componentes de la velocidad del movimiento del suelo (N-S; E-W; Z). En general, la componente Z tiene frecuencias más altas que las componentes horizontales, siendo la base del espectro, de banda más angosta en las horizontales que en la vertical, así como encontramos también más energía en las componentes horizontales que en la vertical. Del análisis de estos datos encontramos que la moda de la frecuencia fundamental es cercana a  $2,0 \pm 0,5$  Hz., y las frecuencias espectrales obtenidas para las diferentes señales sísmicas procesadas, con un rango entre 1 y 3 Hz, corresponden con los tremores intermedios ( $T_I, E_I, T_G$ ) de la clasificación propuesta por Alvarado y Barquero, (1987). Los espectros de las señales sísmicas asociadas con la caída de bloques, desprendimientos de rocas o derrumbes, tienen sus respuesta de frecuencia dominante entre 3 y 4 Hz en correspondencia con los tremores  $T_H = T_D$  de Alvarado y Barquero (1987). Sin embargo, los espectros de estas últimas señales tienen una base ancha y en algunos casos, alcanzan frecuencias secundarias de hasta 10 ó 15 Hz.

Los espectros sísmicos, obtenidos en los diferentes sitios de registro con una cobertura azimutal (Fig. 1), muestran varios picos espectrales angostos, con una banda de frecuencias similares, por lo que no parece existir una dependencia con la trayectoria de propagación de la señal sísmica o con los efectos del sitio de registro, por lo cual pueden ser debidos a efectos de la fuente, como ha sido sugerido por otros autores (Aki, 1988; Ferrazzini y Aki, 1988).

## b. Volcan Poás

Desde su último período eruptivo en 1953-1954 con fases explosivas y la extrusión del domo, el volcán Poás se ha mantenido con actividad fumarólica y con esporádicas y pequeñas erupciones freáticas geyseriformes (Casertano et al, 1983). A partir de junio 1987, vuelven a presentarse las erupciones con penachos de barro en la laguna caliente, en la cual ha ido descendiendo notoriamente el nivel del agua (aproximadamente 30 m, a partir de enero de 1989), y con una temperatura actual cercana al punto de ebullición y extremadamente ácida (pH=0).

Durante doce años de observación sismográfica en la cima del Poás, Fig.2 (VPS estación permanente, Universidad de Costa Rica, posteriormente VPS-2, Red Sismológica Nacional ICE-UCR; y recientemente A, B, estaciones portátiles (ICE-UCR), las señales sísmicas registradas más características son las siguientes:

1. Eventos volcano-tectónicos, tipo A (Minakami, 1969):  $f > 10$  Hz
2. Eventos volcánicos de baja frecuencia, tipo B (Minakami, 1969): y explosiones  $1 < f \leq 5$  Hz.
3. Trémores de carácter armónico,  $1 < f \leq 5$  Hz
4. Eventos pequeños impulsivo-explosivo (rockburst), (Casertano et al, 1983):  $f > 10$  Hz.
5. Trémores de alta frecuencia,  $f > 5$  Hz.

Los eventos volcánicos de baja frecuencia, muchos de ellos con un marcado carácter dispersivo, probablemente fases de ondas Rayleigh (McNutt, 1986) han sido los más característicos sobre todo después de que el domo alcanzó temperaturas próximas a los 960°C a principios del año 1981. El rápido crecimiento de la temperatura estuvo precedido por un enjambre de temblores (tipo A) a finales de julio 1980 (Casertano et al, 1985). Durante noviembre-diciembre 1980, con un arreglo sismográfico de tres estaciones portátiles en el cráter del Poás, Morales y Borgia lograron localizar instrumentalmente los primeros temblores volcano-tectónicos en la cima del Poás, con un rango de profundidades entre 0 y 20 km ( $0 \leq h < 20$ ).

El incremento de la temperatura provocó un aumento en la presión y en la velocidad del flujo de vapor en la parte superior del conducto volcánico, generando un ruido ensordecedor (tipo jet) al escapar por las fumarolas, y dando origen a los trémores armónicos que se constituyen en el carácter relevante de la actividad, pero fueron disminuyendo en duración y amplitud con el paso del tiempo

hasta casi desaparecer a finales del año 1985, y al mismo tiempo fueron aumentando los eventos de baja frecuencia hasta alcanzar en 1987 y sobre todo en 1988, cantidades de miles por mes, correspondiendo a febrero 1989 el máximo con un promedio de 310 eventos por día, en comparación con 229 eventos por día en el mes de marzo de este mismo año (Figura 4 y 5).

La relación entre los trémores y los eventos de baja frecuencia, que son las señales para las cuales tenemos resultados espectrales (Cuadro 1), poseen un rango de variación entre 0,3 y 4 Hz, con una frecuencia dominante cercana a 1,7 Hz, la cual coincide en general con los resultados de Seidl et al (1981), McNutt (1986), Ferrazzini y Aki (1988), quienes muestran señales sísmicas de los volcanes Etna, Pavlof y Kilauea respectivamente, con espectros similares para eventos de baja frecuencia y trémores como los del Poás. Aún más, McNutt (1986) demuestra que las explosiones y los eventos tipo B están cercanamente relacionados y ambos tienen varias características que comparten con los trémores; lo cual concuerda con la propuesta de Aki (1984), de que los trémores volcánicos son causados por la ocurrencia sostenida de eventos de baja frecuencia. Lo anterior sugiere una relación directa con un mismo proceso, la desgasificación a través de la parte superior del conducto volcánico, en una fuente muy superficial, que con base en el modelo de Casertano et al. (1987) sobre la pila volcánica, podría tener su origen en el mismo nivel donde ocurren las erupciones freáticas (50-150 m); o bien, de acuerdo al modelo gravimétrico de Rymer et al. (1987) sobre los cambios de densidad del magma debido a la continua vesiculación y desgasificación en la columna magmática, con una interfase sólida parcialmente fundida, a profundidades de 500 m o menos. Dentro de estas condiciones, un mecanismo que podría generar la señal de baja frecuencia (tipo B) del Poás, sería la interacción del magma con el agua subterránea cerca de la superficie, en donde la causa sería el repentino pulso o golpe como resultado del cambio del agua subterránea en vapor, a consecuencia de la intrusión del magma en las capas freáticas inferiores. Tal mecanismo ha sido considerado o sugerido por diferentes autores para este tipo de eventos en otros volcanes (Chouet, 1985).

Notorio es el hecho de que en el Poás, las componentes horizontales y preferentemente la componente E-W, orientada paralelamente al cráter, al interior del cual está una fuente sísmica somera ( $h < 500$  m), es la que registra las más bajas frecuencias según el análisis espectral (cuadro 1), por lo que la fase dispersiva de baja frecuencia característica de las señales del Poás es difícil de explicar como una fase de ondas Rayleigh, la cual estaría polarizada en el

piano vertical, por lo que sería más apropiado pensar en las fases dispersivas de ondas Love por estar polarizadas horizontalmente. Sin embargo, en los sismogramas de la componente vertical (z), es evidente la presencia de una fase dispersiva de baja frecuencia, por lo que la alternativa es pensar en la existencia de ambos tipos de onda como resultado de la energía atrapada de ondas cortantes que se convierten a fases dispersivas del tipo Rayleigh o Love muy cerca de la superficie, en un medio muy heterogéneo, anisotrópico y pseudo-estratificado, en un ambiente de topografía muy irregular. Lo anterior está entonces orientado a pensar que la fase dispersiva en las señales sísmicas del Poás, está más en relación con los efectos de la trayectoria y el sitio de registro, que con la fuente sísmica. Pero aún así, queda la posibilidad de que la complejidad del proceso en la fuente, la cual incluye la parte dinámica del gas y el fluido magma, genere una señal sísmica que favorece la forma de la onda observada en el sismograma. Como lo propone Aki (1988), debemos diseñar y ajustar un experimento único para cada área volcánica, para descifrar las señales sísmicas, que en nuestro caso particular, son las del Poás.

#### CONCLUSIONES

Las frecuencias dominantes de los espectros de las señales analizadas para el Arenal, se encuentran en una banda angosta entre los 1 y 4 Hz con la moda cercana a los 2 Hz. Frecuencias secundarias en el espectro entre los 5 y 15 Hz se presentan con los derrumbes o desprendimientos de rocas, en coincidencia a veces con la explosión de una erupción. En el caso del Poás, la banda espectral también es angosta, pero corrida hacia las bajas frecuencias, con una moda próxima a 1,7 Hz; y con una frecuencia mínima de 0,35 Hz y máxima de 2,25 Hz. Para un tremor armónico del Poás, (McNutt, comun. escrita), obtuvo un espectro en donde la frecuencia característica es de 3 Hz. (Dicho valor aparece al final del cuadro 1).

La cercana coincidencia de la moda de las frecuencias fundamentales para las señales de ambos volcanes sugiere en parte un proceso físico similar, como lo es la "desgasificación" superficial ( $h \leq 500$  m), la cual es en la actualidad muy intensa en el Arenal, comparada con el Poás, comportándose el Arenal como un sistema eruptivo de conducto relativamente abierto en donde el movimiento u oscilación del magma dentro del conducto volcánico, o bien la explosión o desgasificación generada por el exceso de la presión del gas en el magma

vesiculado, causar vibraciones o fenómenos de resonancia en el conducto, que dar por resultado las señales analizadas.

En el caso del Poás, éste es un sistema activo pero con manifestaciones eruptivas muy débiles y superficiales, con un conducto cerrado pero posiblemente fisurado, donde la interacción de una intrusión magmática con el agua subterránea, genera un pulso o golpe como resultado de la expansión súbita del vapor de agua, que a su vez podría producir o excitar fracturas preexistentes, originándose una señal de baja frecuencia, característica de la actividad del Poás.

La presencia de eventos volcánicos de baja frecuencia (explosiones y eventos tipo B) en número de miles por mes a finales del año 1988, con un incremento del orden de varios miles en enero y febrero de 1989, de darse la aparición futura de trémores en las señales sísmicas del Poás, podría indicar la inminencia de una fuerte erupción, por lo cual es necesario ahora correlacionar los datos sísmicos con medidas geodésicas y gravimétricas para su prevención o vigilancia en relación a la evolución del proceso volcánico interno.

#### AGRADECIMIENTOS

A los funcionarios de la "Red Sismológica Nacional" ICE-UCR, por su permanente colaboración. En particular a los técnicos electrónicos, Luis Aguilar y Luis F. Brenes; y a los geólogos Wilfredo Rojas y Mario Fernández. Al gobierno japonés, JICA, por su valiosa donación, y al Dr. William Melson por su interés en nuestros estudios y gentil invitación al taller sobre los volcanes de Costa Rica en noviembre de 1988 (Washington D.C.). Este trabajo es parte del proyecto No. 805-85-073 financiado por la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica.



## REFERENCIAS

- Aki, K., 1988: State of the art in Volcanic Seismology. Submitted to the Proceeding of International Workshop on Volcanic Seismology, at Capri, Italy in october 1988, 16 pags..
- Aki, K., 1984: Evidence for magma intrusion during the Mammoth Lakes earth quakes of May 1980 and implications of the absence of volcanic (harmonic) tremor, J. Geophys. Res 89, 7689-7696.
- Aki, K., M. Fehler and S.Das, 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., 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., Matumoto, T., Borgia, A., y Barquero, R., 1988: Síntesis Geovulcanológica del Arenal (Costa Rica): 20 años de continua actividad eruptiva (1968-1988). Bol. Obs. Vulc. Arenal, Instituto Costarricense de Electricidad, 1 (1): 58 pags.
- Araña, V. y Ortiz, R., 1984: Vulcanología. xv + 150 pags.; Consejo Superior Investigaciones Cient, Edit. Rueda; Madrid.
- Casertano, L., A. Borgia, C. Cigolini, L.D. Morales, W. Montero, M. Gómez and J.F. Fernández, 1987: An integrated dynamic model for the volcanic activity at Poas Volcano, Costa Rica. Bull. Vulcanol. 49: 588-598.
- Casertano, L., A. Borgia, C. Cigolini, L.D. Morales, W. Montero, M. Gómez, J.F. Fernández, 1985: Investigaciones Geofísicas y Características Geoquímicas de las aguas hidrotermales: Volcán Poás, Costa Rica. Geof.Int. 44-2: 315-352.
- Casertano, L., A. Borgia, C. Cigolini, 1983: El Volcán Poás, Costa Rica: Cronología y Características de la Actividad. Geof. Int., 22-3: 215-236.
- 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: 5985-6016.
- Chouet, B., 1985: Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. J. Geophys. Res. 90: 1881-1893.
- Matumoto, T., 1976: Prediction of a volcanic eruption implied from seismic data. Rev. Geogr. Inst. Panamericano de Geografía e Historia, 5: 285-293.
- Minakami, T., Utibori e Hiraga, S., 1969: The 1968 Eruption of the Arenal Volcano, Costa Rica. Bull, of the Earth Res. Inst., 47: 783-802.
- Minakami, T., 1969: Earthquakes originating from Volcanoes. Atti XVIII. Conv. Ass. Geof. Ital, 1-4: 1-38: Napoli.

- McNutt, S., 1986: Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof Volcano, Alaska. *Bull. of the Seism. Soc. America*, 76 (1): 153-175.
- Montero, W., 1984: Informe sismológico del Volcán Arenal, período de junio a agosto de 1984. 22 págs + figs., Instituto Costarricense de Electricidad, Dept. Geología (Informe Interno); San José.
- Rymer, H., and Brown, G.C., 1987: Causes of Microgravity change at Poas Volcano, Costa Rica: An active but non-erupting system. *Bull. Volcanol.* 49: 389-398.
- Riuscetti, M., Schick, R., and Seidl, D., 1977: Spectral parameters of volcanic tremors at Etna. *J. of Volcanol. and Geother. Res.*, 2: 289-298.
- Schick, R., 1981: Source Mechanism of Volcanic Earthquakes. *Bull. Volcano.*, 44-3: 491-497.
- Schick, R., and Riuscetti, M., 1973: An Analysis of Volcanic tremors at South Italian Volcanoes. *Zeitschrift für Geophysik*. Band 39, Seite 247-262, Würzburg.
- Seidl, D., Schick, R., Riuscetti, M., 1981: Volcanic Tremors at Etna: A model for Hydraulic Origin. *Bull. Volcanol.*, 44:(1), 43-56.

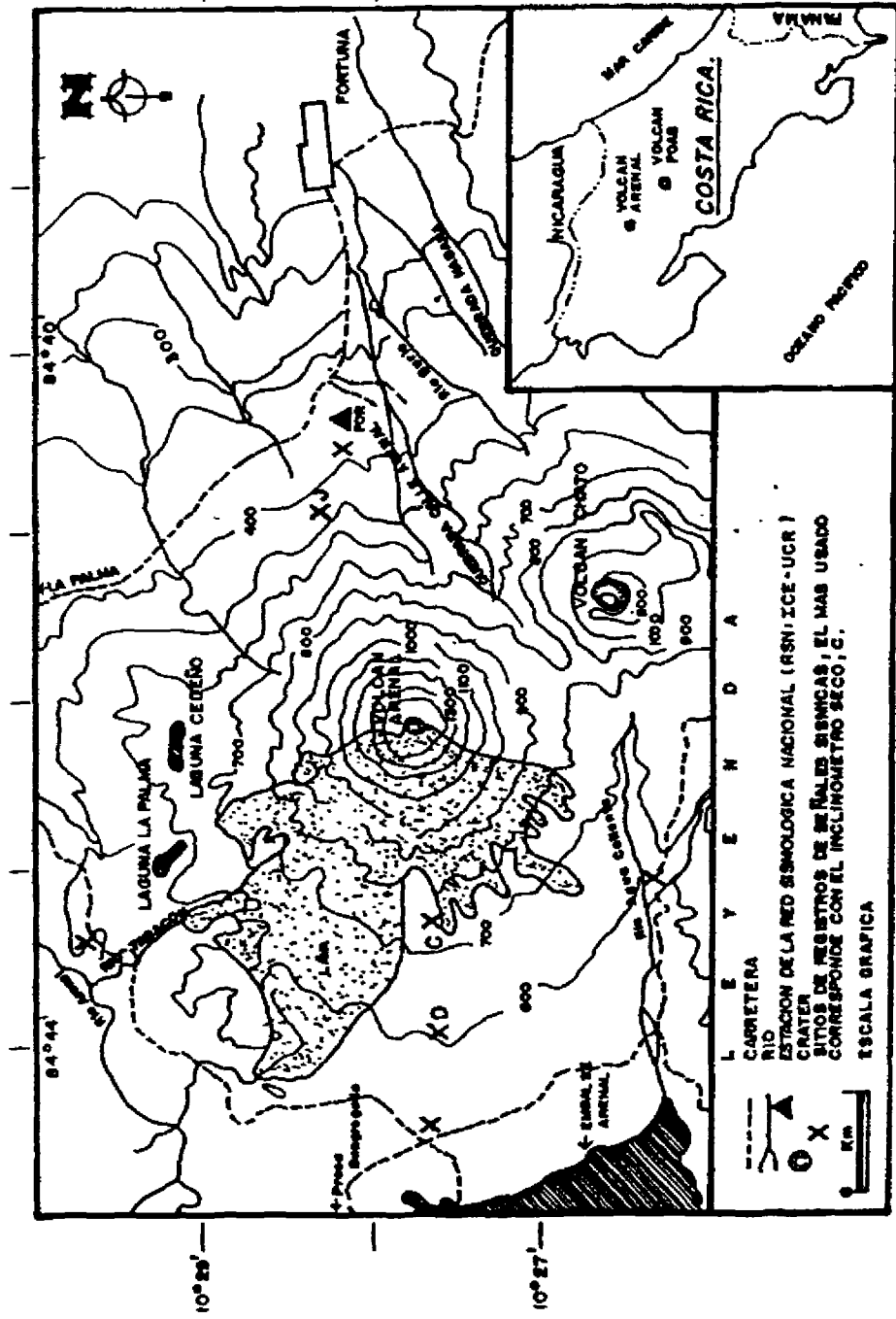


FIG. 1

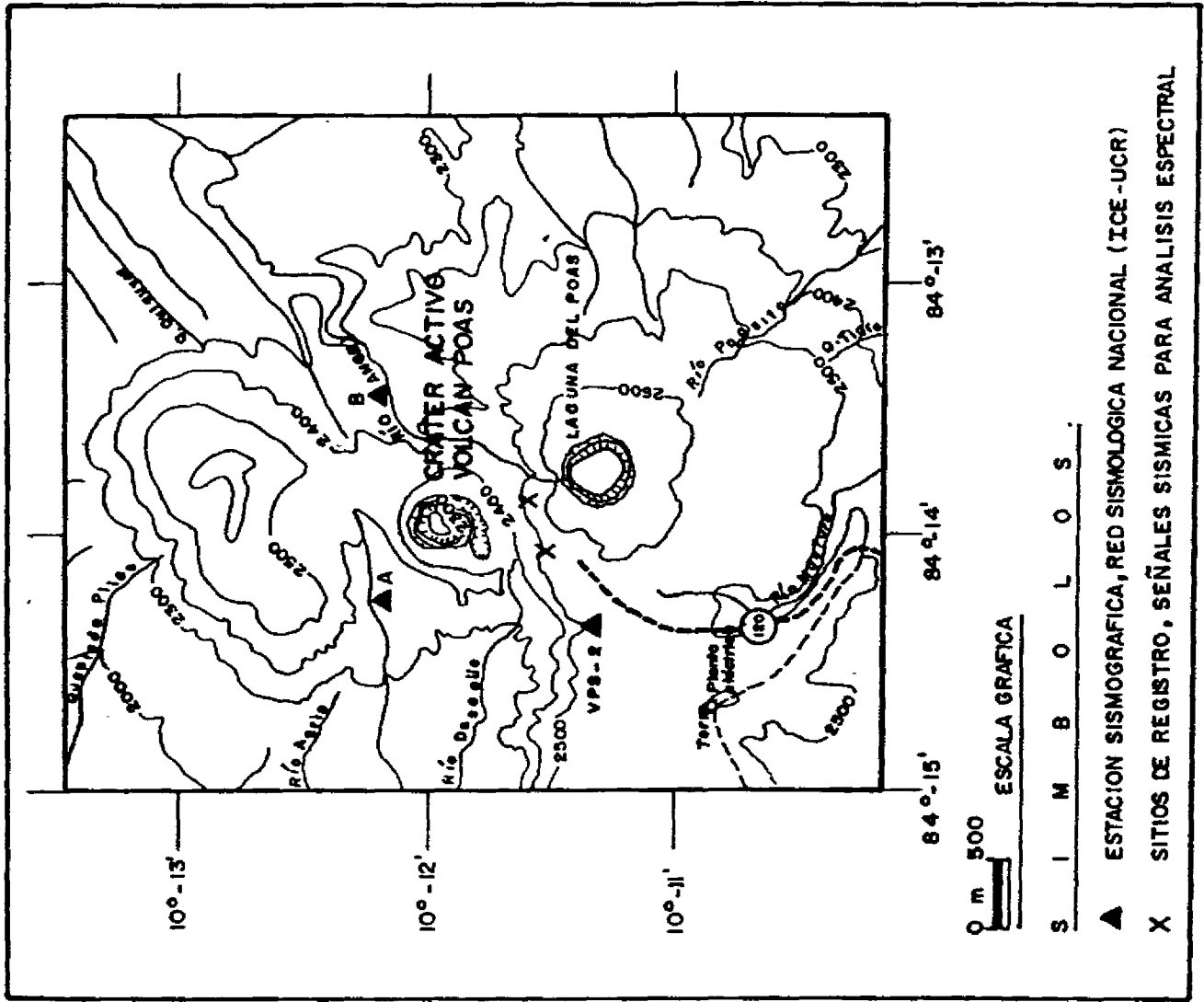


FIG. 2

▲ ESTACION SIMIOGRAFICA, RED SIMIOLOGICA NACIONAL (ICE-UCR)

X SITIOS DE REGISTRO, SEÑALES SIMICAS PARA ANALISIS ESPECTRAL

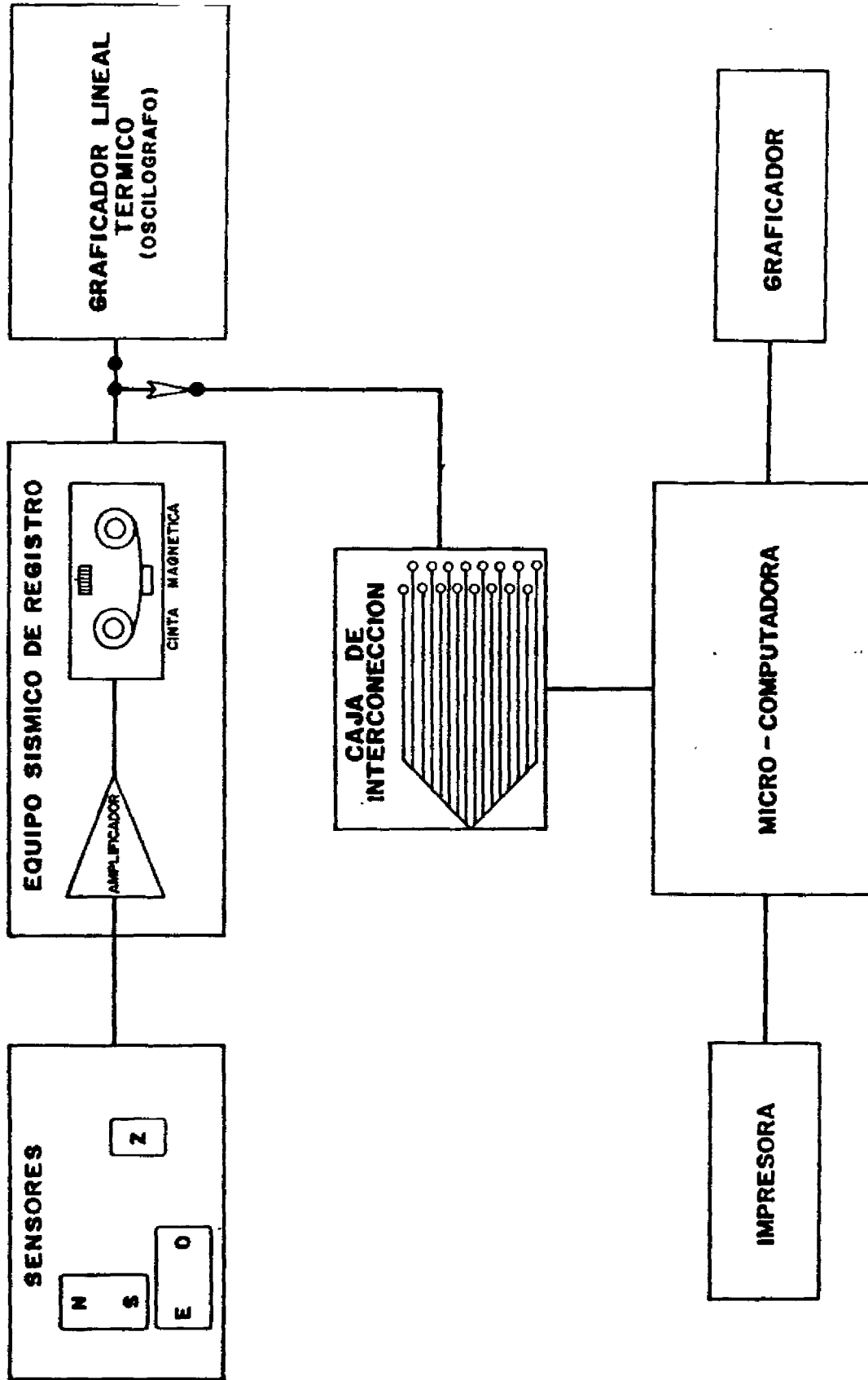


FIG. 3

MICROSISMICIDAD TOTAL VOLCAN POAS

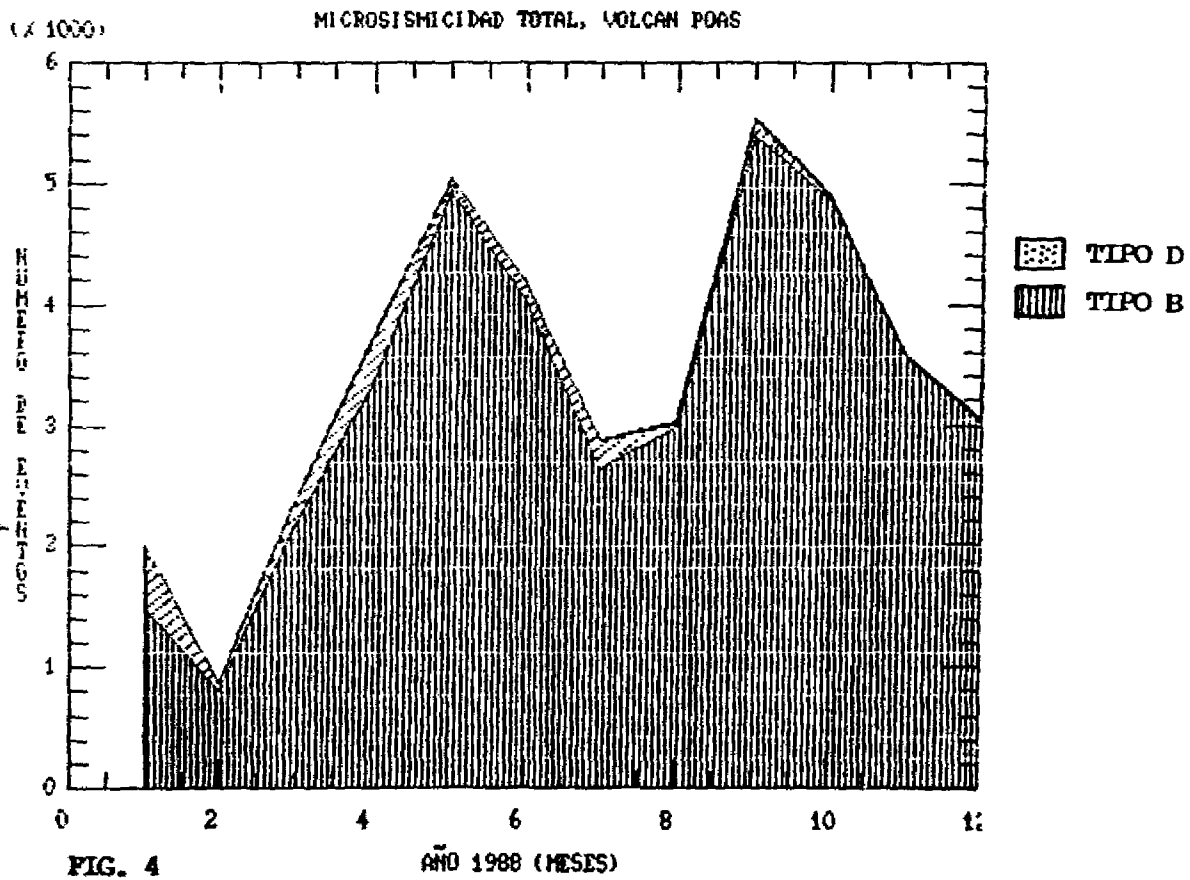
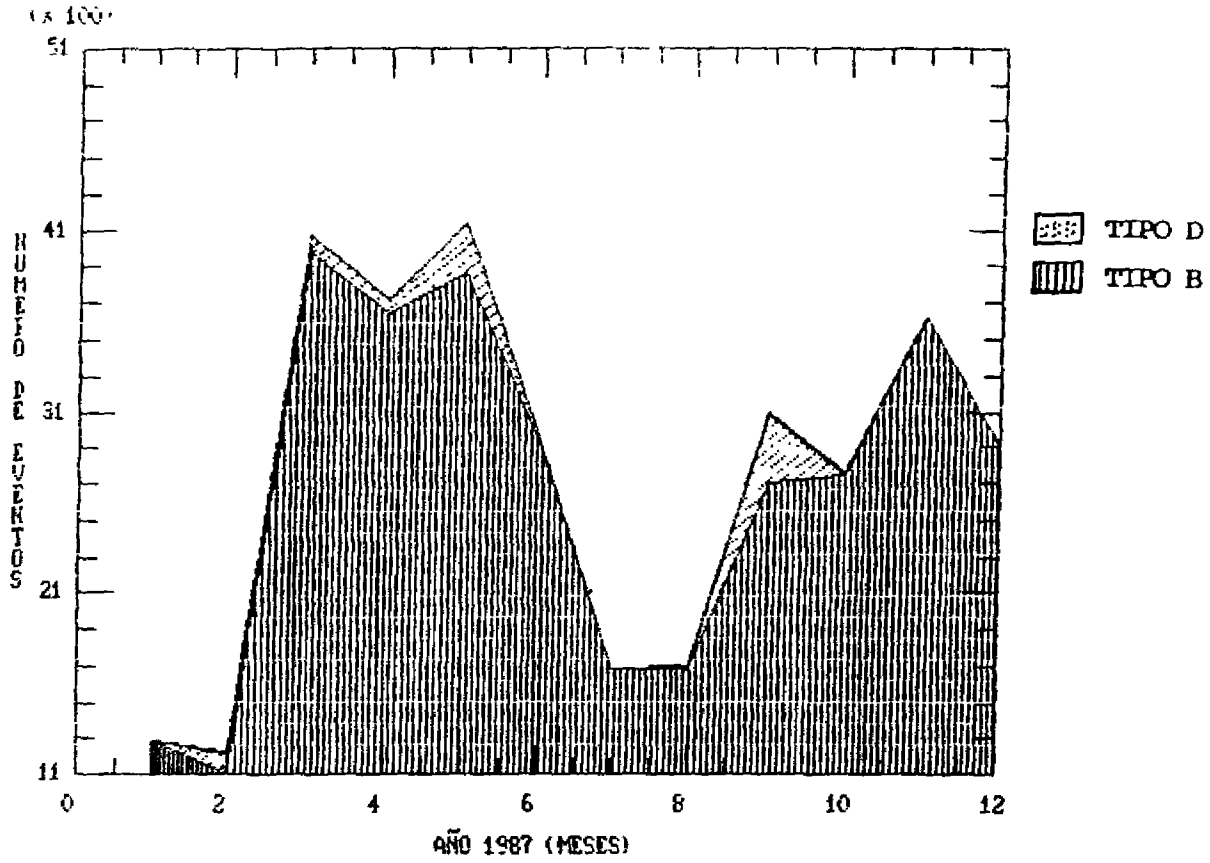
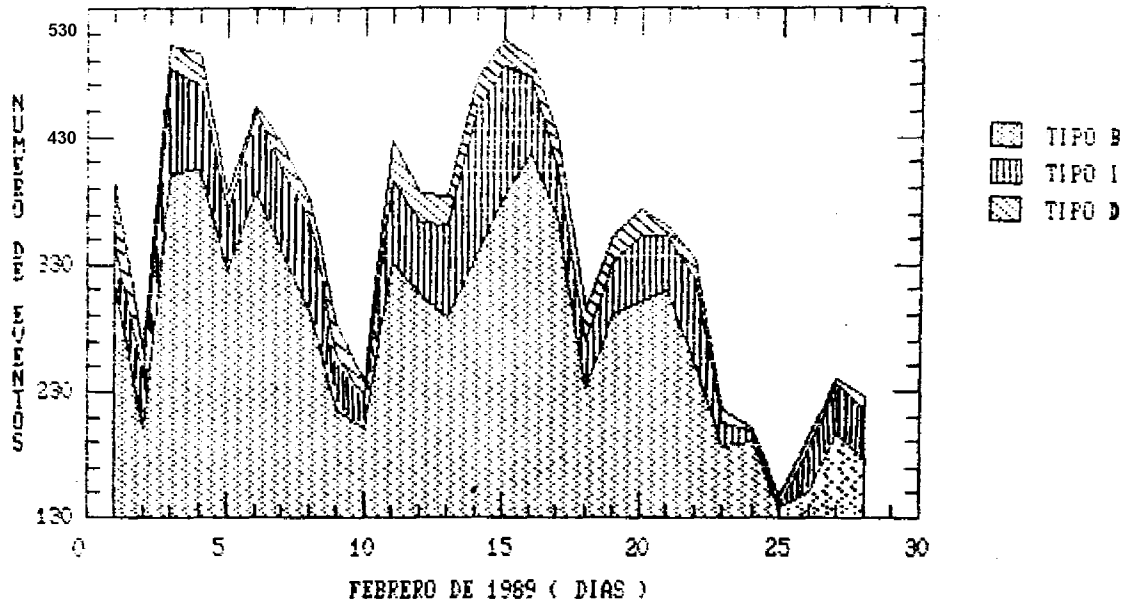


FIG. 4

MICROSISMOS DEL VOLCAN POAS



MICROSISMOS DEL VOLCAN POAS

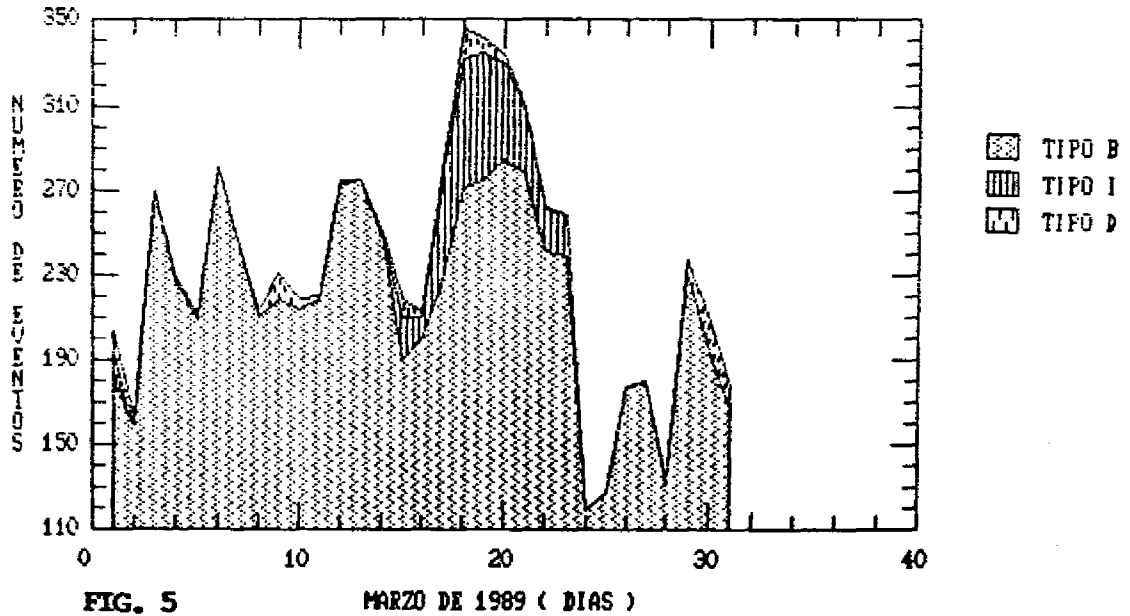


FIG. 5

MARZO DE 1989 ( DIAS )

O SEÑAL SÍSMICA

A. VOLCAN ARENAL.

Erupción con explosión y caída de bloques  
 Continuación señal anterior  
 Erupción, fuerte explosión, caída de bloques  
 Explosión con erupción muy pequeña  
 Erupción sin explosión  
 Erupción con explosión  
 Desgasificación con explosión, origina señal pulsante  
 Erupción, fuerte explosión, caída de bloques  
 Erupción con pequeñas explosiones y derrumbes

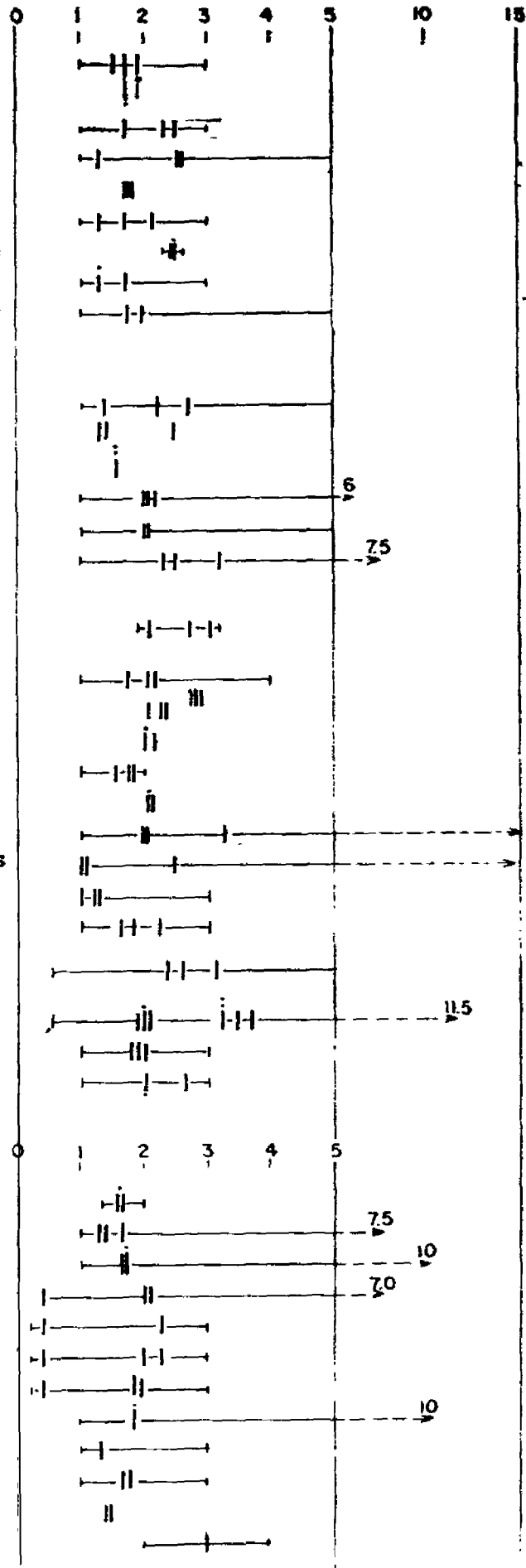
Explosión y caída de bloques  
 continuación señal anterior  
 Ruido volcánico (trémor armónico) permanente  
 Desgasificación - soplos como de fuelle (c)  
 Desgasificación (sitio, inclinómetro J)  
 Erupción, fuerte explosión, caída de bloques

Ruido sísmico (trémor)  
 Ruido sísmico (trémor + derrumbes)  
 Ruido sísmico (trémor + derrumbes)  
 Trémor  
 Trémor pulsante (no se ve ni escucha actividad)  
 Trémor pulsante  
 Erupción, explosión y caída de bloques  
 Erupción con desgasificación fuerte y bloques  
 Desgasificación débil, soplos - desfoque  
 Erupción con explosión, bloques, cenizas  
 Derrumbes  
 Erupción con pequeña explosión  
 Explosión y trémor

B. VOLCAN POAS.

Evento de baja frecuencia y fase dispersiva  
 Evento de baja frecuencia y fase dispersiva  
 Trémor  
 Evento de baja frecuencia, fase dispersiva  
 Evento de baja frecuencia, fase dispersiva  
 Evento de baja frecuencia  
 Evento de baja frecuencia  
 Evento de baja frecuencia y fase dispersiva  
 Evento de baja frecuencia y fase dispersiva  
 Evento de baja frecuencia  
 Evento de baja frecuencia  
 Trémor armónico

ESPECTRO DE POTENCIA (Hz)



DEL MOVIMEN

E-N-Z  
 E-N-Z  
 E-N-Z  
 E-N-Z  
 E-Z-N  
 N-E-Z  
 N-Z-E  
 E-Z-N  
 N-E  
 E-N-Z  
 N-E-Z  
 N-E-Z  
 N-E-Z  
 E-N  
 Z-N-E  
 E-Z-N  
 E-N-Z  
 N-Z-E  
 E-N-Z  
 E-N-Z  
 N-E-Z  
 N-E-Z  
 N-E-Z  
 E-Z-N  
 E-N-Z  
 Z-E-N  
 Z-N-E  
 N-E-Z  
 N-E-Z  
 Z-E-N  
 Z-E-N  
 N-E-Z  
 E Z N  
 E-N-Z  
 E-N-Z  
 E-N-Z  
 E-Z  
 E-N-Z  
 E-Z-N  
 E-N  
 E  
 E-N  
 N-E  
 E-Z



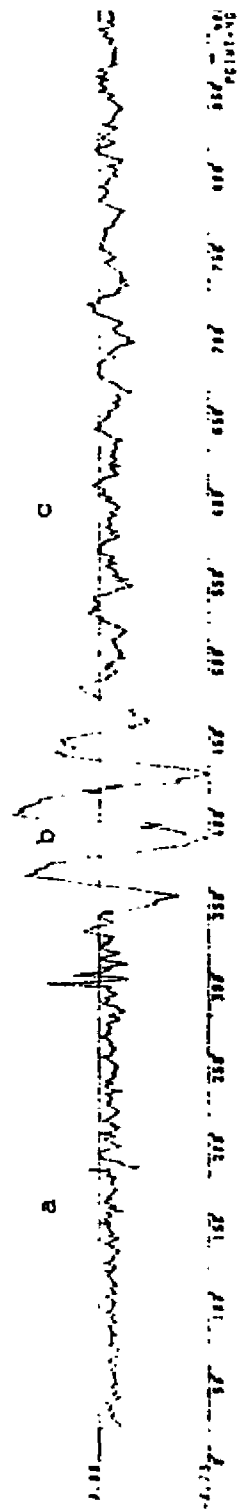
## APENDICE

- 1.- Señal de baja frecuencia, Volcán Poás.
  - 1.1.- Componentes horizontales de la señal sísmica.
  - 1.2.- Espectros de potencia correspondientes, componente E-O, para los tres diferentes segmentos, a,b,c; en que se divide la señal original.
- 2.- Señal de una "erupción" con explosión y caída de bloques, Volcán Arenal.
  - 2.1. La señal sísmica en sus tres componentes, N-S, E-O, Z-Z..
  - 2.2.- Espectro de Potencia para cada uno de las tres componentes, N-S, E-O y Z-Z.
- 3.- Tremor (pulsación), Volcán Arenal.
  - 3.1.- La señal sísmica en sus tres componentes, N-S, E-O, Z-Z.
  - 3.2.- Espectro de Potencia, para cada una de las tres componentes.
- 4.- Desgasificación fuerte, Volcán Arenal.
  - 4.1.- Componente vertical de la señal sísmica, dividida en tres segmentos.
  - 4.2.- Espectro de potencia, componente Z, para los tres segmentos.

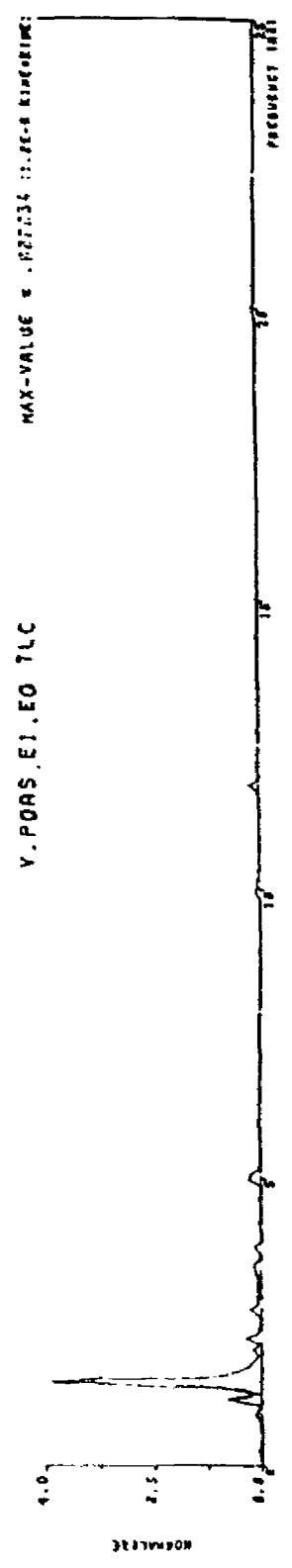
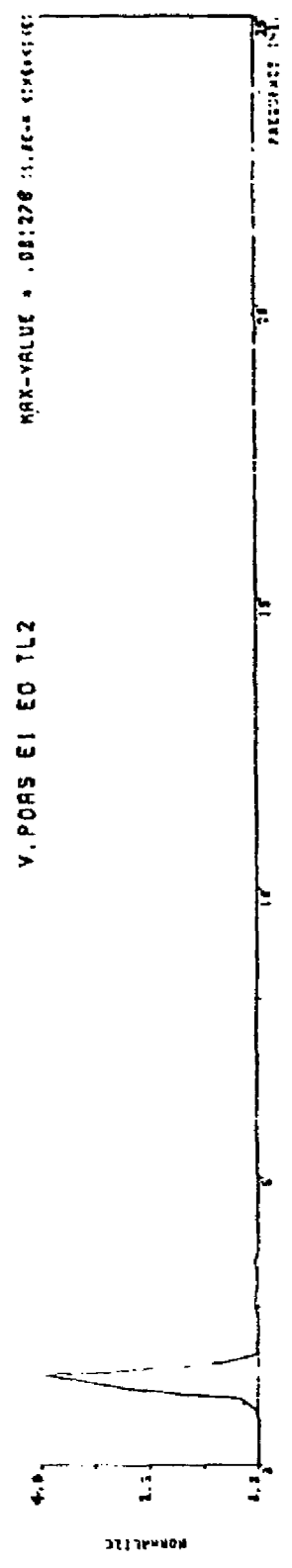
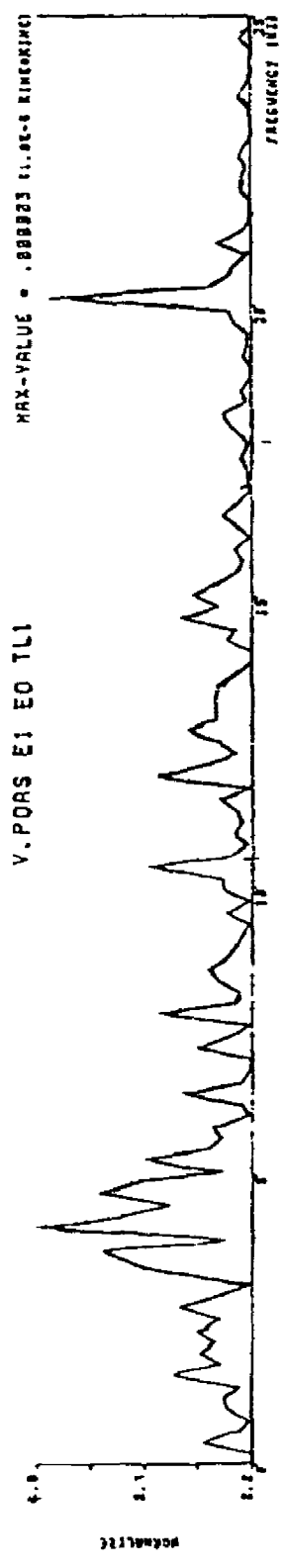
2.15 ORIGINAL V. POR T4 319-323 30 DE JUNIO 1988 V. PORSS EI NS OR MAX-VALUE = .45387

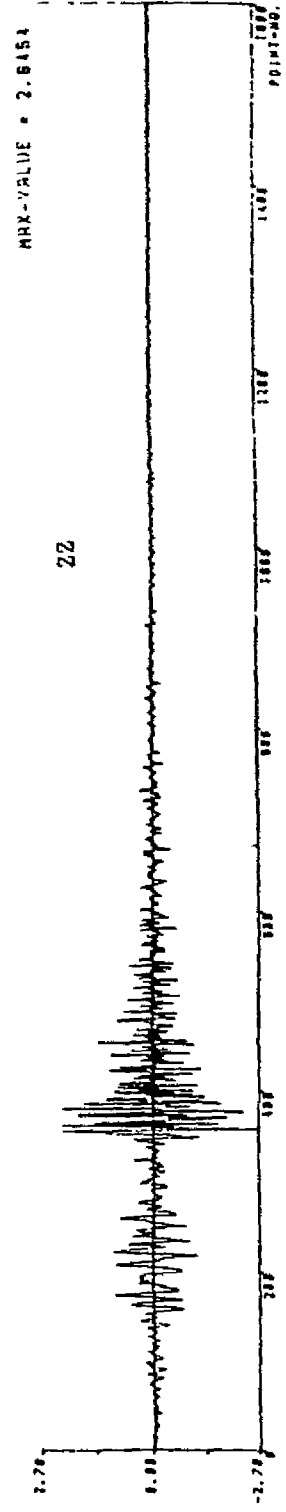
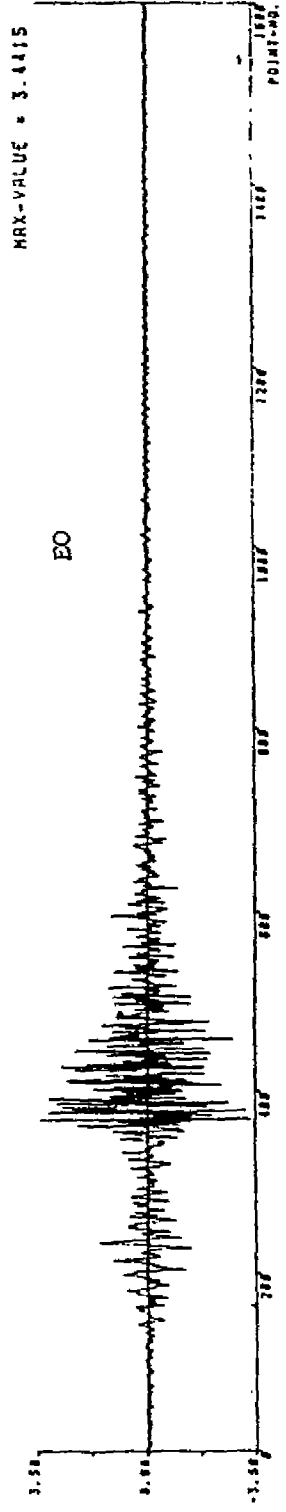
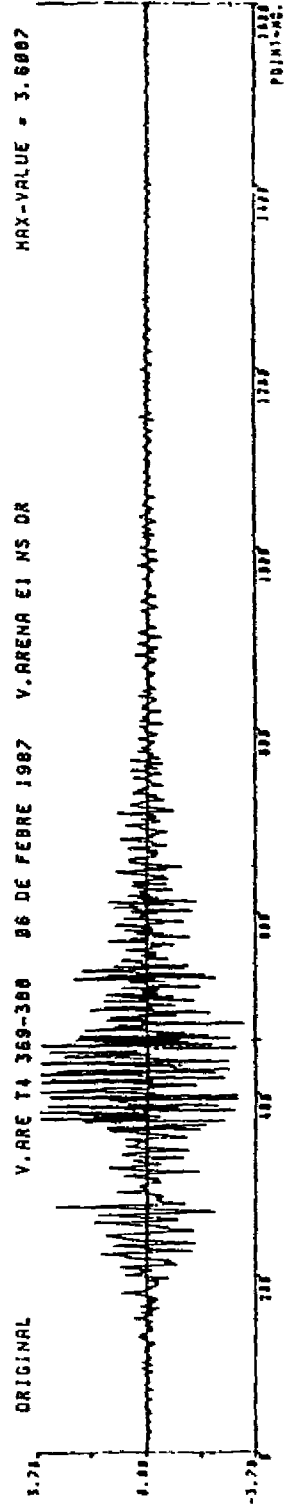


2.21 ORIGINAL V. POR T4 319-323 30 DE JUNIO 1988 V. PORSS EI SC CR MAX-VALUE = .72134

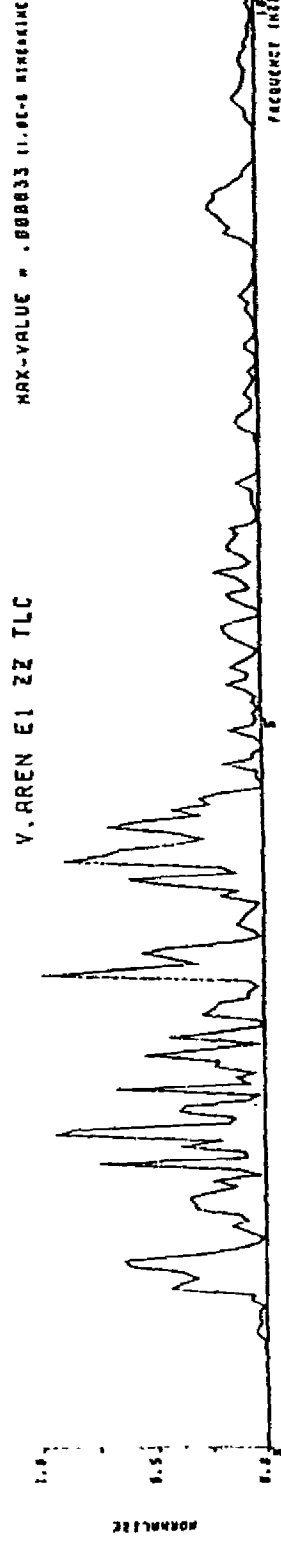
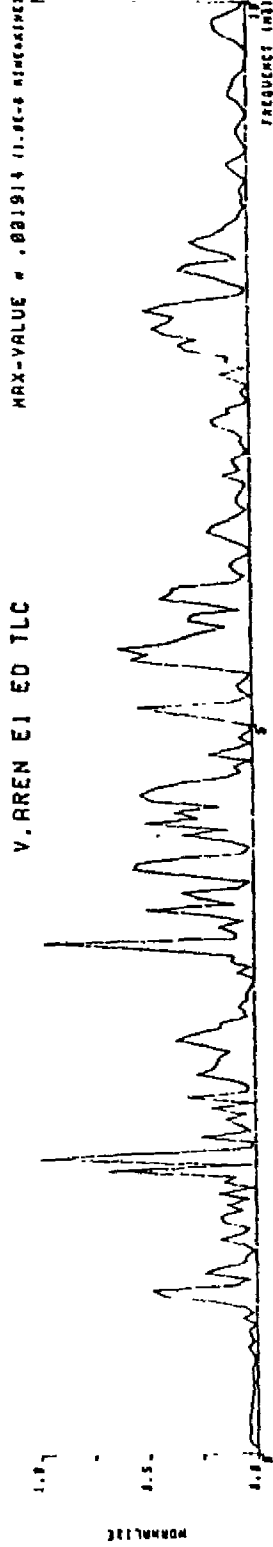
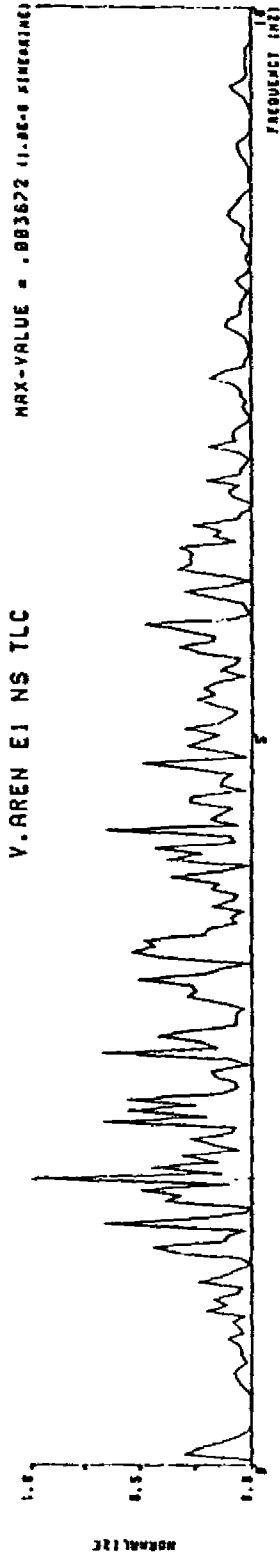


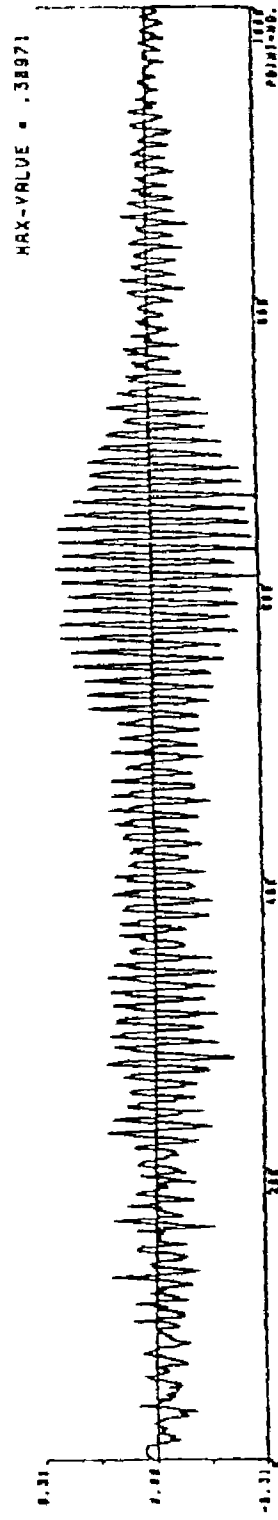
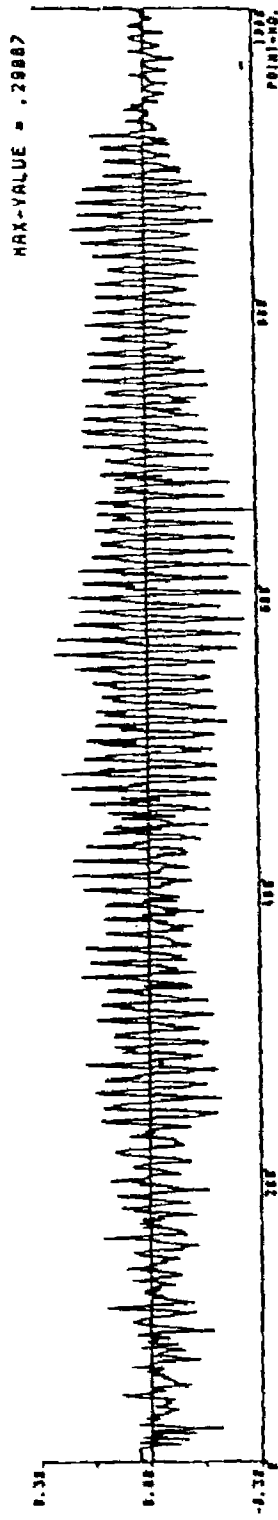
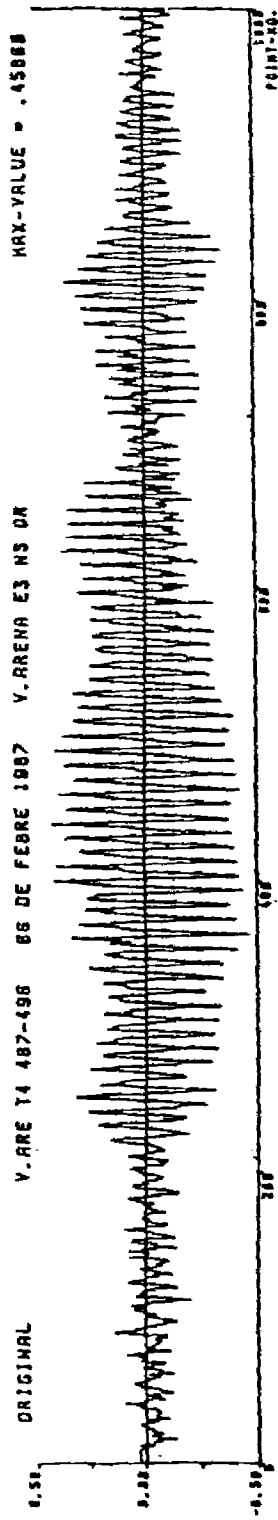
----- POWER SPECTRUM -----  
CLASS V.PDA T4 319-373 DATE 30 DE JUNIO 1989 0.0 TO 25.000 (HZ)  
FREQUENCY-INTERVAL 0.195 (HZ)





PLACE DATE DATE DE FEVRE 1987 0.0 TO 18.888 (HZ) FREQUENCY-INTERVAL 0.038 (HZ)

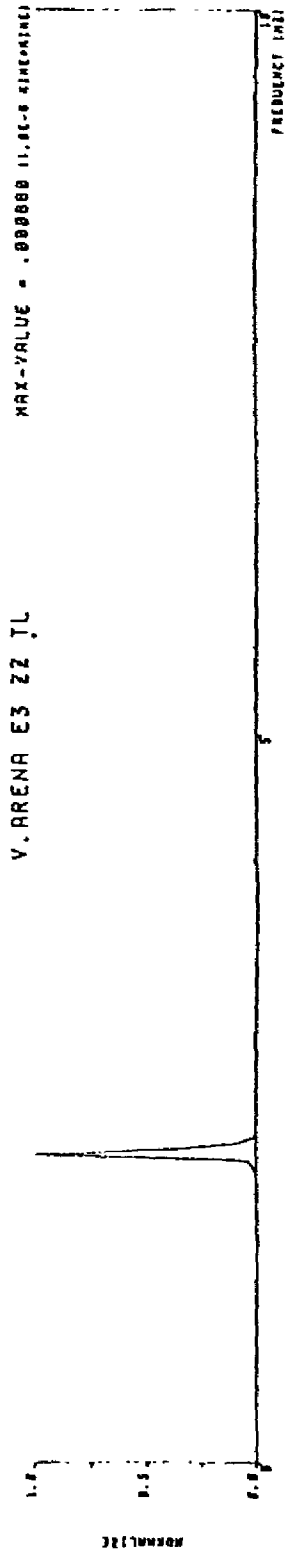
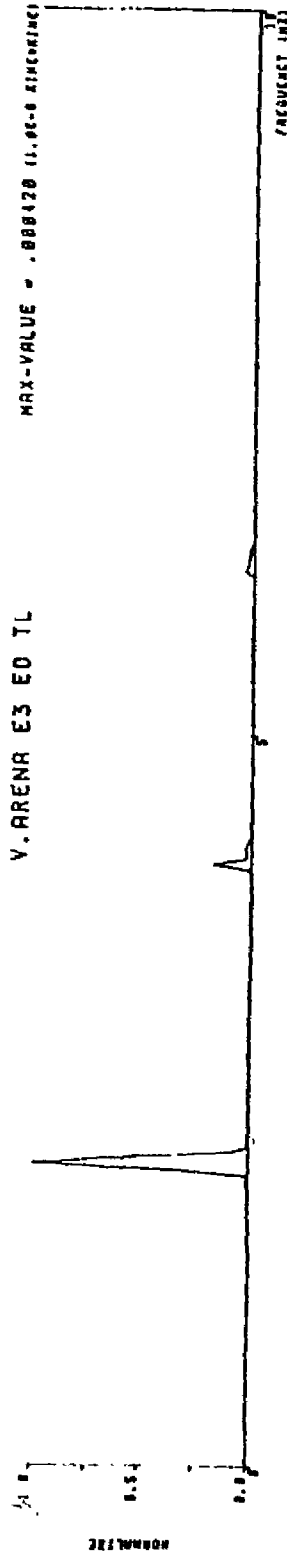
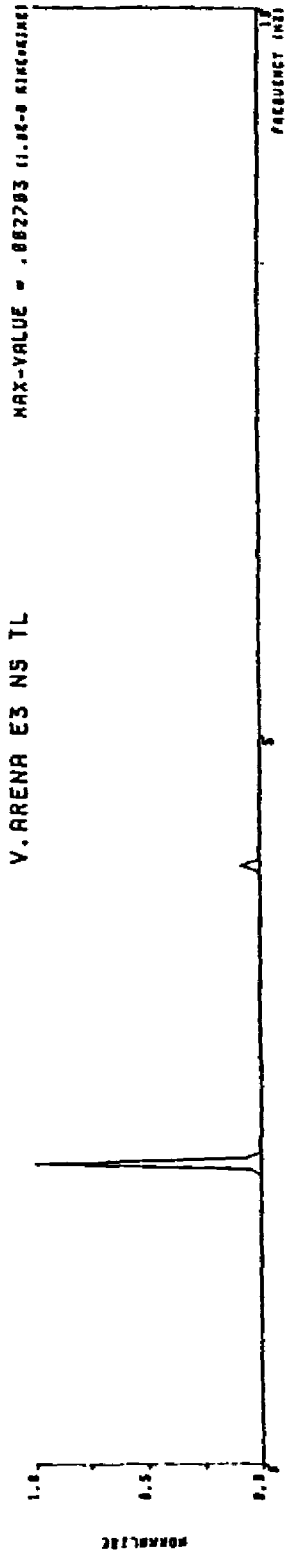




----- POWER SPECTRUM -----

PLACE V. ARE T4 407-496 DATE 06 DE FEBRE 1987 FREQ-INTVAL 9.939 (HZ)

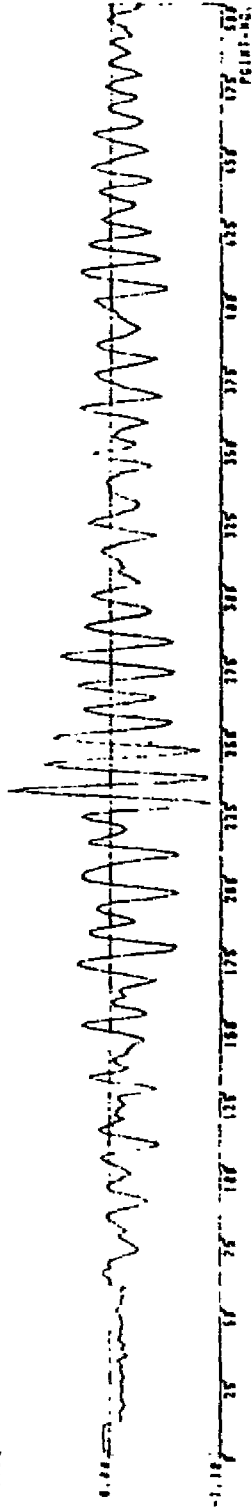
FREQ-START 10.000 (HZ)



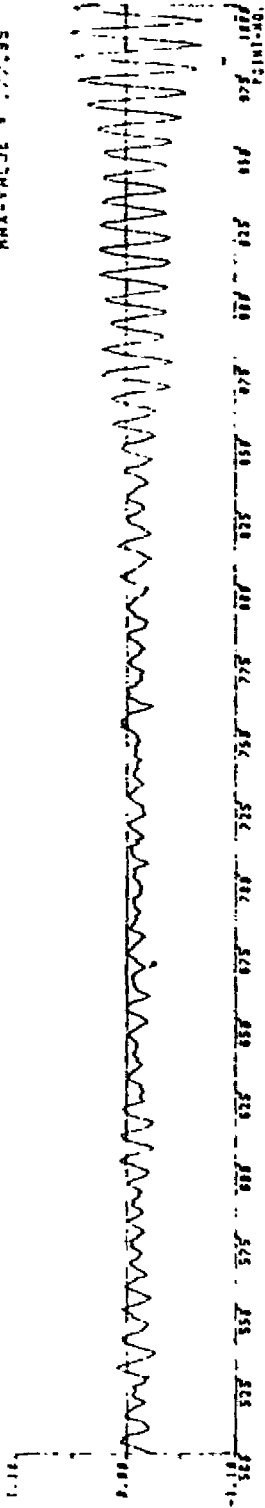
ORIGINAL

VRR 04 1 218-242 1984 07 12 14-54 V. ARENAL Z2 ORI

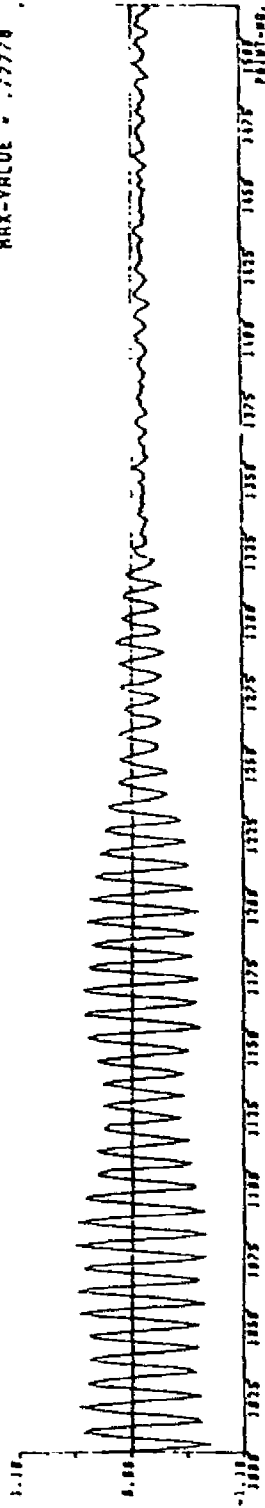
MAX-VALUE = 1.8387



MAX-VALUE = .77035



MAX-VALUE = .77770

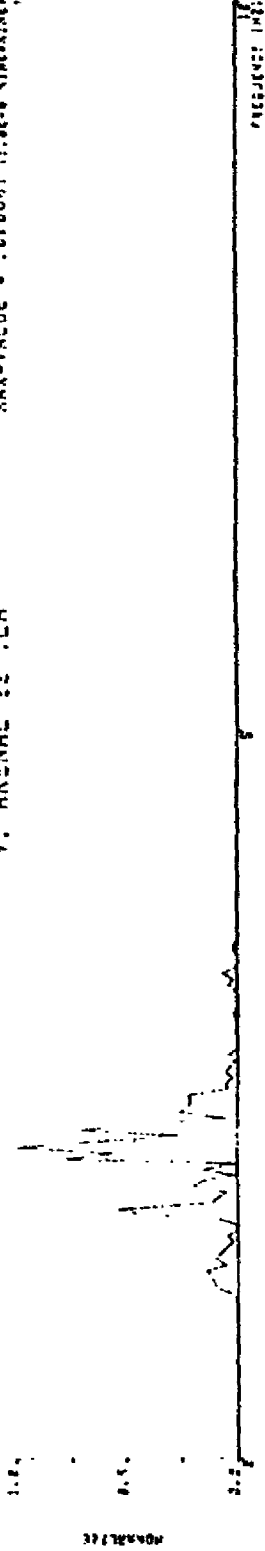




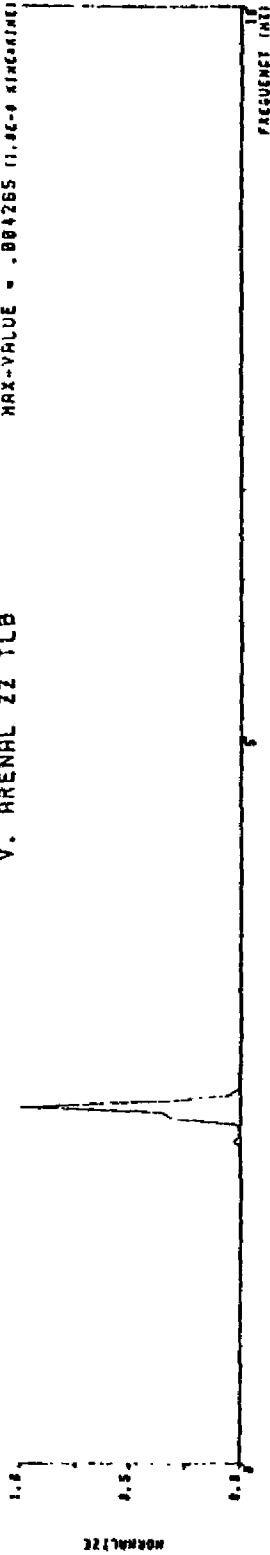
POWER SPECTRUM

PLANE VAR 84 1 210-242 DATE 1984 07 12 14-54 FREQ-INTV 10.000 (HZ) FREQ-INTERVAL 9.859 (HZ)

V. ARENAL ZZ TLA MAX-VALUE = .010681 (1.0E-6 (LINEAR))



V. ARENAL ZZ TLB MAX-VALUE = .004265 (1.0E-6 (LINEAR))



V. ARENAL ZZ TLC MAX-VALUE = .001038 (1.0E-6 (LINEAR))

