

LA CRISIS SISMICA EN EL VOLCAN IRAZU EN 1991 (COSTA RICA)

Rafael Barquero^{1,5}, Philippe Lesage², Jean P. Metaxian², Alain Creusot³, Mario Fernández^{4,5}

¹Oficina de Sismología y Vulcanología, Dpto. de Ingeniería Geológica, Instituto Costarricense Electricidad, Apdo. 10032, San José, Costa Rica.

²Laboratoire de Instrumentation Geophysique, Université de Savoie, Chambéry, Francia.

³Instituto Nicaragüense de Energía.

⁴Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica.

⁵Red Sismológica Nacional (RSN)

(Recibido 12/7/1994; Aceptado 28/11/1994)

ABSTRACT: Irazú is a stratovolcano located in the Central Volcanic Range, 20 km NE from San José, capital of Costa Rica. This volcano has a very important record of activity in historic times. The last eruptive period was in 1963-1965.

A seismic swarm was detected at Irazú, starting in January 1991, after an important earthquake (MD 5.8) recorded 50 km away from the volcano. This swarm lasted for several weeks and included events of magnitudes strong enough to be felt by the people in San José. After several weeks of repose, another important earthquake on April 22, 1991, located 80 km away from Irazú reactivated the seismic swarm near the volcano, with a rapid increase in the number of events.

Three main types of seismic signals have been identified at Irazú: a) volcano-tectonic earthquakes (A-type), b) low frequency earthquakes (B-type) and c) tremor. The volcano-tectonic activity was more important during the first half of the year 1991 and low frequency volcanic events were predominant after that. Volcano-tectonic earthquakes were distributed mainly 1 to 5 km SSE of Irazú crater, with depths from 5 to 10 km. B-type events concentrated within a radius of 1 km around and under the summit. The energy budget estimated for the present seismic crisis was in the order of 10^{18} ergs. Spectral analysis performed for the low frequency events showed frequency picks of 1.2, 2.9 and 2.3 Hz; tremor spectral content was in the range of 1 to 4 Hz.

The 1991 Irazú crisis can be interpreted according to two different hypothesis (or combination of both): a) A magmatic movement associated to a new magma intrusion or residual magma from the last eruptive period. b) Unstabilization of the volcanic system by regional tectonic earthquakes. The lack of clear evidences for a new shallow magmatic intrusion supports the hypothesis of disturbance in the volcanic tectonic and hydrothermal system by the strong tectonic earthquakes in December 22, 1990 and April 22, 1991.

RESUMEN: El Irazú es un estratovolcán localizado en la Cordillera Volcánica Central. Este volcán tiene un importante registro de actividad en tiempos históricos. El último período eruptivo fue el de 1963-1965.

Un enjambre sísmico fue detectado en el Irazú a principios de enero de 1991, luego del terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 de magnitud MD 5.8. Este enjambre se prolongó por varias semanas y tuvo eventos sísmicos de magnitudes hasta 4,3, que pudieron ser sentidos inclusive en el Valle Central. Luego de varias semanas de reposo, otro terremoto importante, el Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, reactivó el enjambre sísmico cerca del volcán, con un rápido incremento en el número de eventos.

Tres tipos principales de señales sísmicas han sido identificadas en el Irazú: a) sismos volcano-tectónicos (tipo A), b) sismos de baja frecuencia (tipo-B) y c) trémores. La actividad volcano tectónica fue más importante durante la primera mitad del año 1991, y los sismos volcánicos de baja frecuencia fueron los que predominaron luego. Los epicentros de los sismos volcano-tectónicos se distribuyeron principalmente entre 1 y 5 km al SSE del cráter del Irazú, a profundidades entre 5 y 10 km. Los eventos tipo-B se concentraron principalmente dentro de un radio de 1 km alrededor y bajo el cráter. La energía sísmica liberada durante esta crisis se ha estimado en 10^{18} ergios. Análisis espectrales realizados para eventos de baja frecuencia mostraron picos de frecuencias de 1,2, 2,9 y 2,4 Hz. El espectro de frecuencias de los trémores está contenido dentro del rango de 1 a 4 Hz.

La crisis del Irazú de 1991 puede ser interpretada de acuerdo con dos hipótesis principales, o combinación de ambas: a) un movimiento magmático asociado a una nueva intrusión magmática o magma residual del último período eruptivo. b) Desestabilización del sistema volcánico por sismos tectónicos regionales. La falta de evidencias claras para una nueva intrusión magmática somera favorecen la hipótesis de una desestabilización del sistema tectónico e hidrotermal del volcán a causa de los terremotos de Piedras Negras y Limón-Telire.

INTRODUCCION

El Irazú es un estratovolcán complejo localizado en la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica, latitud 9°59' N, longitud 83°51' W. Su altitud máxima es de 3432 m s.n.m. y su altura es de 2000 m sobre la planicie sur (área de Cartago) (Alvarado, 1993; Fig. 1).

Desde tiempos de la Colonia, el volcán Irazú ha mantenido una actividad volcánica más o menos periódica, consistiendo principalmente en fumarolas, erupciones moderadas con emisión de piroclastos y eventos laháricos asociados.

Con base en los datos de fuentes históricas, las erupciones mayores del Irazú son: 1723-24 (estromboliana-vulcaniana), 1917-1921 (básicamente freática y freatomagmática), 1939-1940 (freatomagmática-estromboliana) y 1963-65 (estromboliana-vulcaniana). Otras posibles erupciones se dieron en el período 1933-1939. Hay reportes de actividad fumarólica entre 1847 y 1910 (Alvarado, 1993). Posterior a 1965 hubo pequeños enjambres sísmicos de carácter tectónico en 1982 y 1987.

En enero de 1991, la estación ICR de la Red Sismológica Nacional (RSN) empezó a detectar una importante actividad sísmica en las cercanías del Irazú, la cual se prolongó por varios meses. Esta situación fue considerada como anómala por los científicos de la RSN, por lo que se decidió darle un seguimiento más detallado ya que podría ser actividad premonitora a una eventual erupción del volcán.

El principal objetivo de este trabajo es presentar los resultados de la campaña de auscultación sísmica llevada a cabo durante la crisis del Irazú de 1991 y dar algunas interpretaciones posibles de acuerdo con los análisis y observaciones efectuados.

SISTEMA DE MONITOREO Y PROCESAMIENTO

Desde 1982 existe una estación sismológica telemétrica con registro analógico ubicada 2,2 km al este del cráter principal (Fig. 2). Esta estación, denominada ICR, ha funcionado durante toda la crisis del año 1991. Aunque no ha detectado gran parte de la actividad sísmica superficial y de bajo nivel de magnitud que se manifestó en la zona cratérica, se ha tomado a ICR como estación de referencia para estudiar el nivel de sismicidad vol-

cano-tectónica del Irazú. Durante períodos de crisis sísmicas anteriores como las de 1982 y 1987, la RSN instaló estaciones portátiles MEQ-800 en los alrededores del volcán.

A partir de julio de 1991, mediante un convenio con el Centro para los Intercambios Geológicos de Francia (CIFEG), fue posible obtener equipo sismológico digital del Programa Regional de Cooperación Francesa para la Prevención del Riesgo Volcánico en América Central, manejado por el Laboratorio de Instrumentación Geofísica de la Universidad de Saboya, para ser operado en el volcán. Las estaciones se instalaron en varios sitios tratando de buscar los de mejor calidad y la distribución más adecuada. Durante el mes de julio de 1991, la red que incluía cinco estaciones, cubría la parte cuspidal y los flancos sur y suroeste del volcán dentro de un radio de 5 km con centro en el cráter principal. A finales de julio se instalaron dos estaciones adicionales y se colocó toda la red alrededor de la zona cratérica, dentro de un radio de 2,5 km (Fig. 2).

Las estaciones sismológicas suministradas por la Universidad de Saboya son de marca CEIS-SPACE del tipo HADES 110; incluyen sismómetros Mark Products L-4C de 1 Hz y un receptor de señales Omega para la sincronización del tiempo. El equipo detecta los eventos mediante un algoritmo de tipo STA/LTA, digitaliza la señal con una frecuencia de muestreo de 100 Hz y registra en una memoria de estado sólido de 1 Mbyte los ocho eventos más energéticos de cada doce horas. Los datos se transfieren luego a una microcomputadora durante las visitas a las estaciones. Empleando estas estaciones de alta sensibilidad y gran dinámica, se logró registrar la actividad sísmica somera de baja magnitud de la zona cratérica, que hubiera pasado inadvertida en los registros de la estación ICR de la RSN.

Para el procesamiento de los datos de la red digital se trabajó con un modelo de corteza desarrollado en la Escuela de Geología de la Universidad de Costa Rica para la zona del macizo del volcán Poás (Cuadro 1), considerándose que la zona del macizo del Irazú presenta condiciones muy similares. Los datos de la RSN registrados durante el primer semestre de 1991 fueron procesados usando el modelo de corteza general que se emplea para todo el país y como nivel de referencia se usó la estación a mayor altura con el objetivo de obtener profundidades focales más reales (Cuadro 1).

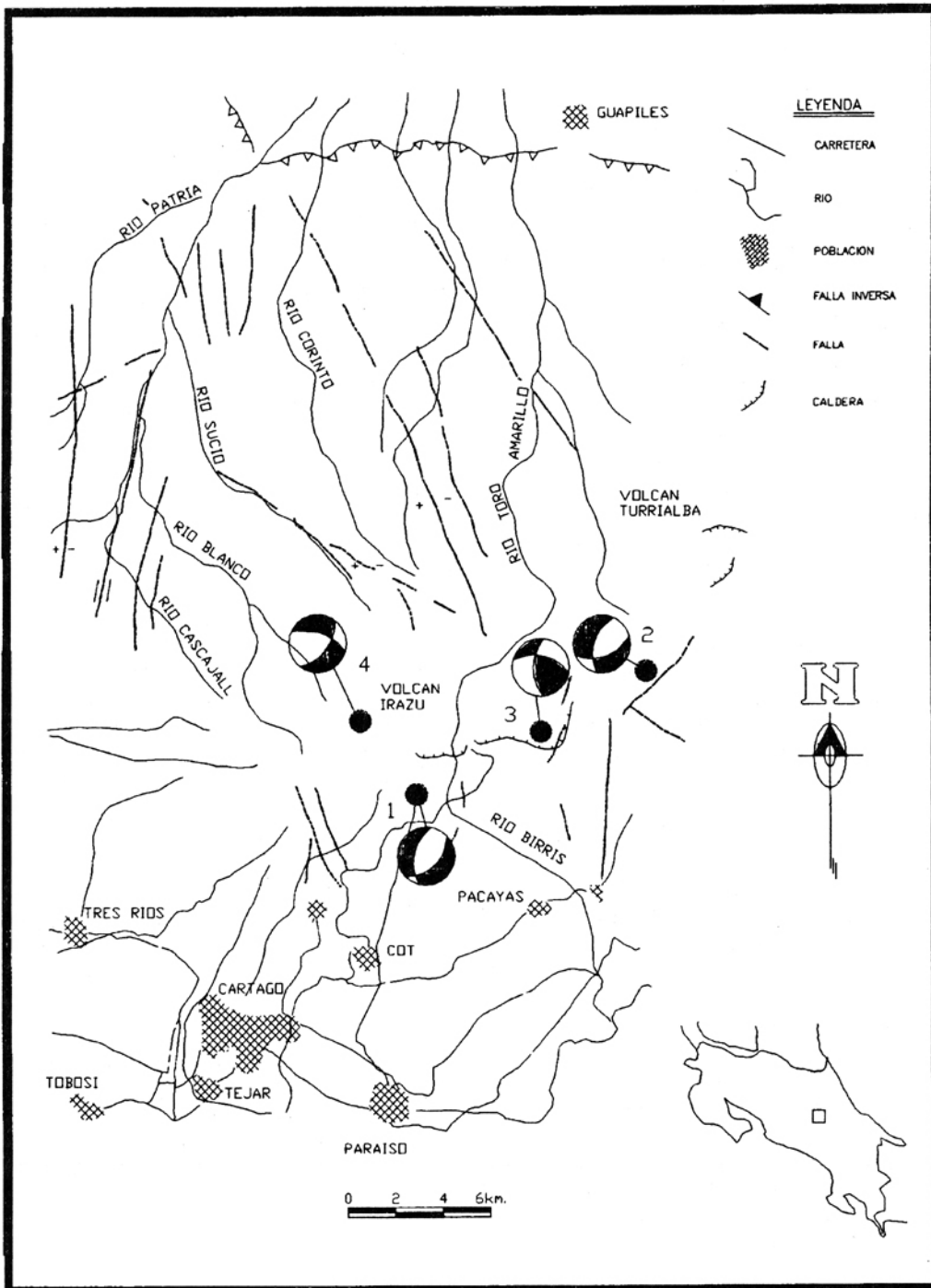


Fig. 1: Mapa tectónico de la zona del Irazú y mecanismos focales (Modificado de Alvarado, 1993).

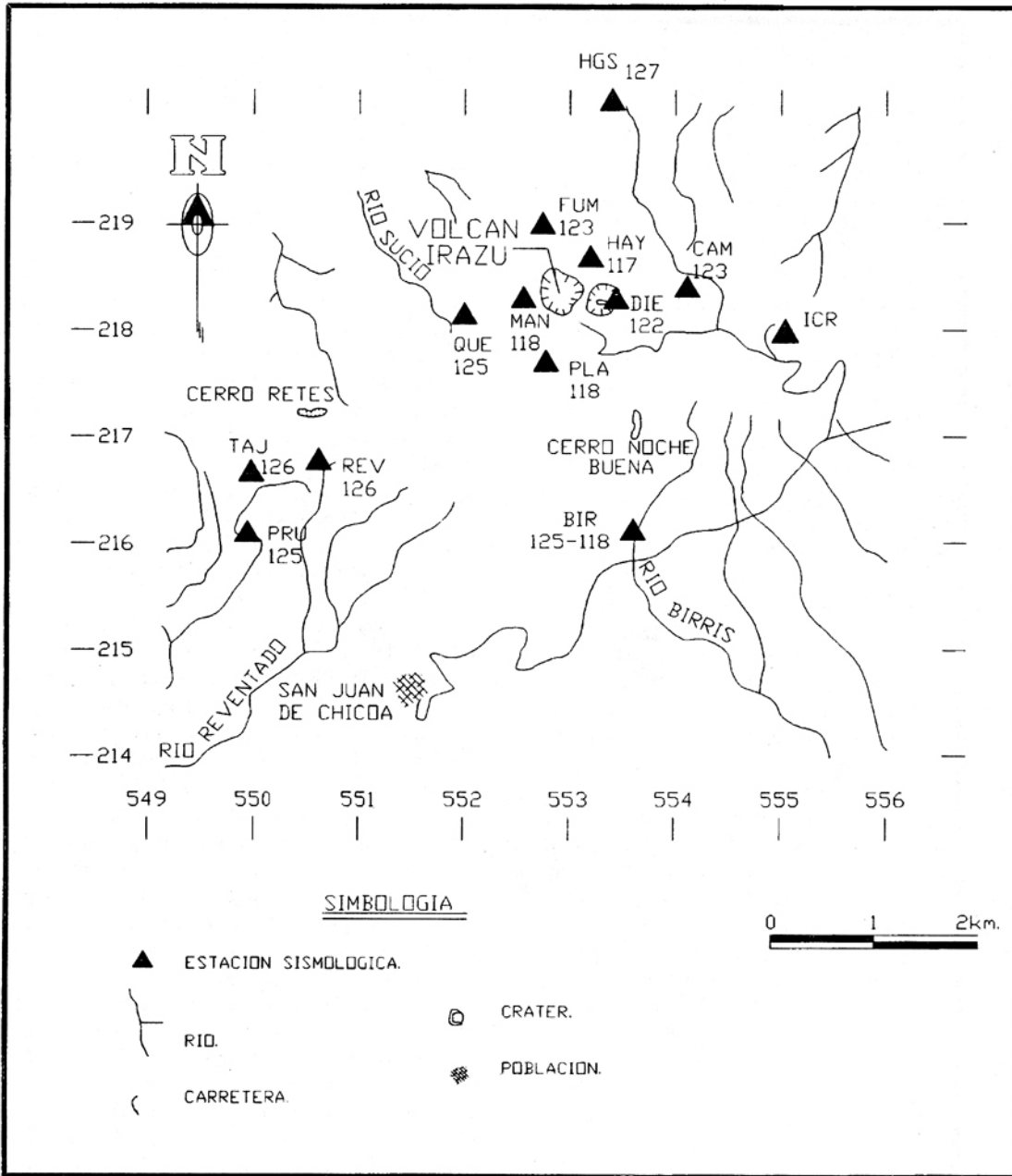


Fig. 2: Mapa de ubicación de estaciones sismológicas.

Cuadro 1

Modelos de corteza utilizados

Modelo en volcán Poás		Modelo general	
V(km/s)	Prof.	V(km/s)	Prof.
3,20	0,0-2,0 km	5,10	0,0- 7,2 km
4,30	2,0-7,0 km	6,20	7,2-16,0 km
6,20	> 7,0 km	6,60	16,0-41,5 km
—	—	7,90	> 41,5 km

Se realizó también un análisis espectral de los trémores y de los sismos volcánicos para el período de registro de la red digital. El objetivo de este estudio fue obtener algunas características de las fuentes, como frecuencias de resonancia, y detectar eventuales modificaciones que podrían reflejar cambios en el volcán. Se estudiaron al mismo tiempo los efectos de sitio que pueden amplificar o reducir señales de ciertas frecuencias, lo que permite a la vez determinar los mejores sitios para colocar las estaciones sísmicas.

Dos métodos de análisis espectral han sido utilizados, según el tipo de evento estudiado. Para los trémores, se supone que la señal es estacionaria. Se divide el registro en cuatro partes de 1024 muestras cada una, se calcula la transformada de Fourier para cada parte y se hace el promedio de los cuatro espectros obtenidos. Se logra así una resolución de 0,1 Hz en la frecuencia de los picos principales. Con este método, se reduce la amplitud de los picos que provienen de señales no estacionarias, que son en general ruido ambiental. Para las señales de sismos volcánicos que no son estacionarias se calculó las transformadas de Fourier de los primeros diez segundos de los sismogramas, después del arribo de la onda P. Se hizo la corrección instrumental en todos los espectros. Para identificar efectos de sitio se hizo, para cada estación, el promedio de los espectros de varios eventos de tipo volcánico.

RESULTADOS

Sismicidad anterior a la crisis

Previo a la crisis que se inició en el mes de enero de 1991, la actividad sísmica en el macizo del Irazú era prácticamente nula. Solamente se tienen registros de dos pequeños enjambres sísmicos en los alrededores del volcán durante 1982 y 1987. En ambos casos se trató de actividad sísmica de carácter tectónico y se prolongó únicamente por pocos días.

La crisis sísmica de 1991

Desde el día 2 de enero de 1991 se observó un incremento anómalo en el nivel de actividad sísmica de tipo tectónico registrado en la estación ICR, cerca del volcán Irazú, actividad que en tiempo normal es prácticamente nula. El incremento en la sismicidad mostró una tendencia ascendente (Fig. 3) con un pico el 7 de enero, día en que se registraron 95 eventos. Luego la actividad tendió a decrecer rápidamente, pero a partir del día 16 mostró un nuevo incremento con un máximo de 103 eventos el día 27 de enero. En esta ocasión aumentó tanto el número como la magnitud de los eventos, varios de los cuales fueron reportados como sentidos en la zona noreste del Valle Central. La magnitud máxima registrada fue de MD 4,0 y se registraron más de 1000 sismos durante el mes.

A finales de febrero, la actividad sísmica disminuyó a un promedio de 2 ó 3 eventos de baja magnitud por día. En el mes se registraron un total de 709 eventos. En marzo y abril la actividad sísmica fue muy baja, aunque hubo un pequeño incremento luego del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991. Luego, a partir del 25 de mayo se inició otro nuevo período de actividad sísmica en la misma zona, el cual mostró un incremento bastante rápido en la cantidad de microsismos, alcanzando un pico el día 01 de junio cuando se registraron un total de 600 eventos, luego de dos temblores de magnitudes MD 3,9 y 3,3 (Fig. 3).

En junio, la estación ICR, continuó registrando sismos tectónicos (más de 2800 eventos en todo el mes), así como algunos eventos de baja frecuencia. Los sismos tectónicos fueron en su mayoría microsismos.

Durante el mes de julio, la actividad sísmica se mantuvo, pero mostró un descenso con respecto al mes de junio, registrándose un total de 721 eventos, la mayoría de los cuales eran de magnitud menor que 2 (Fig. 3). La mayor magnitud registrada en ese mes fue de MD 3,3. A partir de agosto de 1991 la actividad sísmica que se registraba en la estación ICR continuó descendiendo en forma importante, registrándose en abril de 1992, sólo 10 eventos en el mes (Fig. 3).

Una red sismográfica digital se instaló a partir de julio de 1991 y estuvo integrada por 7 estaciones hasta diciembre de 1991 (Fig. 2), luego quedó con 5 estaciones hasta abril de 1992. Durante los 10 meses de operación de esta red se hizo una selección de los registros tratando de

Sismicidad del Volcán Irazú en 1991

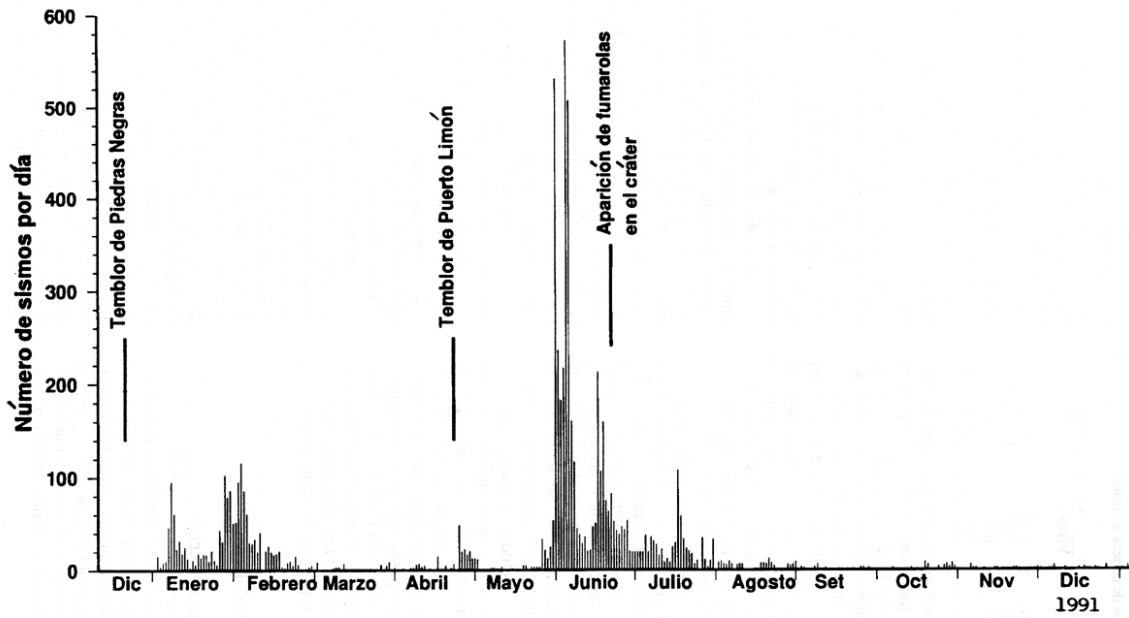


Fig. 3: Histograma de la sismicidad vs tiempo registrada en la estación sismológica Irazú (ICR)

eliminar sismos regionales ($S-P > 3$ seg.), ruido, sismos con menos de 3 lecturas, trémores, etc.. Con los datos que se pudieron procesar, se obtuvieron un total de 600 eventos.

Clasificación de los eventos sísmicos observados

Durante la crisis sísmica del volcán Irazú se observaron varios tipos de eventos sísmicos diferentes (Fig. 4), los cuales pueden ser denominados, según las clasificaciones básicas realizadas por Minakami (1969), Latter (1979) y Malone (1983), como:

A. Sismos volcano-tectónicos (tipo A): Son sismos tectónicos localizados dentro de la estructura volcánica, con altas frecuencias (mayor de 3 Hz) y ondas P y S generalmente bien diferenciadas. Estos eventos se asocian con rupturas en fallas locales. Este tipo de eventos fueron los más comunes durante la primera mitad del año 1991.

B. Sismos volcánicos de baja frecuencia (tipo B): Son señales de frecuencia relativamente baja (menor de 3 Hz), con duración de 10 a 20 segundos, en los cuales no se puede distinguir el arribo de la onda S. En el Irazú, el primer arribo es a menudo impulsivo, lo que no es común para este tipo de sismos en otros volcanes. El espectro de estas señales contiene varios picos, lo que es una de las características de los sismos volcánicos y ayuda a identificarlos. Las fuentes de estos eventos son superficiales y se relacionan generalmente con movimientos de fluidos como gases, agua o magma, en las fracturas o en los conductos magmáticos de la estructura. Gran parte de estos eventos son de baja energía y fueron detectados principalmente por la red digital; muy pocos eventos volcánicos fueron registrados en la estación ICR. No se sabe con precisión cuándo se inició este tipo de actividad en el volcán, pero a partir de agosto son los eventos más numerosos, al tiempo que se redujo el número de eventos tipo A.

C. Trémores volcánicos: Estas vibraciones de baja frecuencia (menor de 3 Hz) pueden durar de unos segundos a varios minutos. Se relacionan también con movimientos de fluidos en el volcán y pueden tener las mismas fuentes que los temblores volcánicos. Pocos trémores fueron registrados en el Irazú y estas señales son generalmente de baja amplitud y afectadas por ruido de alta frecuencia. Unos pocos trémores armónicos fueron observados

en algunas estaciones, principalmente en BIR y HGS. Muy pocos trémores fueron registrados por varias estaciones al mismo tiempo.

Localización de los eventos

Desde enero hasta junio de 1991 se usaron los datos y el modelo de corteza de la RSN para localizar los temblores. La precisión en la localización obtenida en este caso no es muy buena, dado que la cobertura de las estaciones de la RSN para esta región es insuficiente. Empero, se trató de mejorar con la instalación temporal de estaciones portátiles analógicas MEQ-800 (al menos dos). Sin embargo, sólo se procesaban los sismos de magnitudes mayores a 2,0. Durante este período la sismicidad se distribuye principalmente al sur-sureste del cráter principal, hasta una distancia de 5 km, y no se observa ninguna alineación clara de los epicentros. Los hipocentros se distribuyen a profundidades entre 5 y 10 km principalmente y la actividad superficial casi no se observó quizás por la distribución de las estaciones y la baja energía de los eventos.

A partir de julio de 1991, se dispuso de los datos de la red digital. Se mejoró la precisión de las localizaciones y se pudieron determinar también los hipocentros de muchos eventos de baja magnitud. En esta ocasión se empleó un modelo de corteza más acorde con las condiciones geológicas locales del macizo volcánico (ver Cuadro 1).

Durante los 10 meses de operación de esta red se seleccionaron y procesaron 600 eventos. Los sismos se concentran principalmente dentro de un radio de 2 km alrededor y bajo el cráter principal, abarcando también la zona de fumarolas localizada al noroeste del cráter principal (Fig. 5-A).

La figura 5-B muestra un perfil con orientación NE-SW pasando por el cráter principal. En él se puede observar la distribución general en profundidad de todos los sismos. Los más profundos (entre 3 y 10 km) corresponden con los eventos localizados por medio de las estaciones de la RSN durante el primer semestre de 1991. Los más superficiales corresponden casi todos a sismos localizados con la red digital, muchos de ellos son eventos de baja frecuencia.

Mecanismos focales

Se seleccionaron algunos eventos sísmicos de mayor magnitud localizados dentro de la zona del macizo del volcán Irazú, (Cuadro 2). Se procedió a realizar las soluciones de mecanismo focal

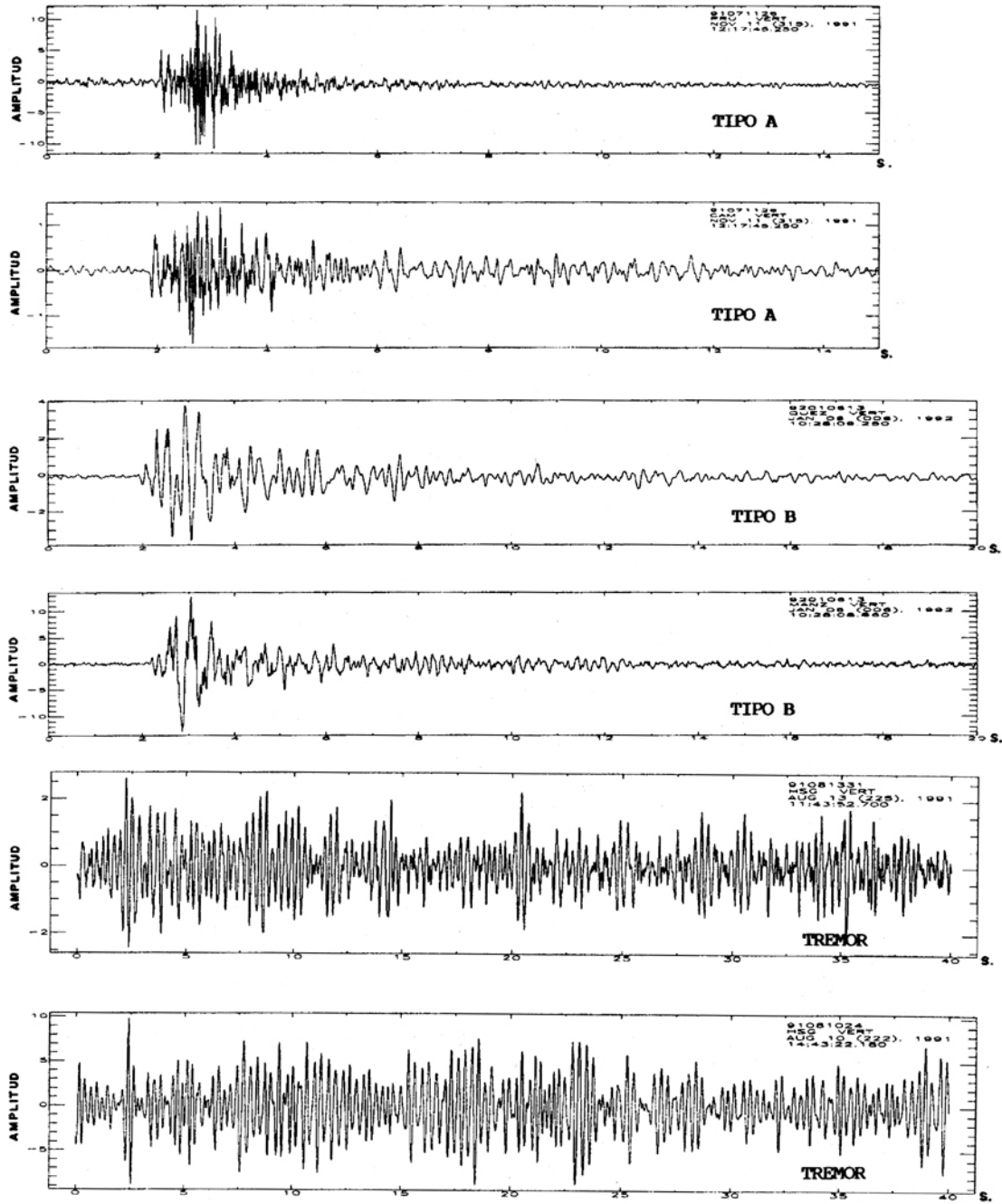


Fig. 4: Tipos de señales sismo-volcánicas: A) volcano-tectónicos, B) volcánicos de baja frecuencia, C) trémores.

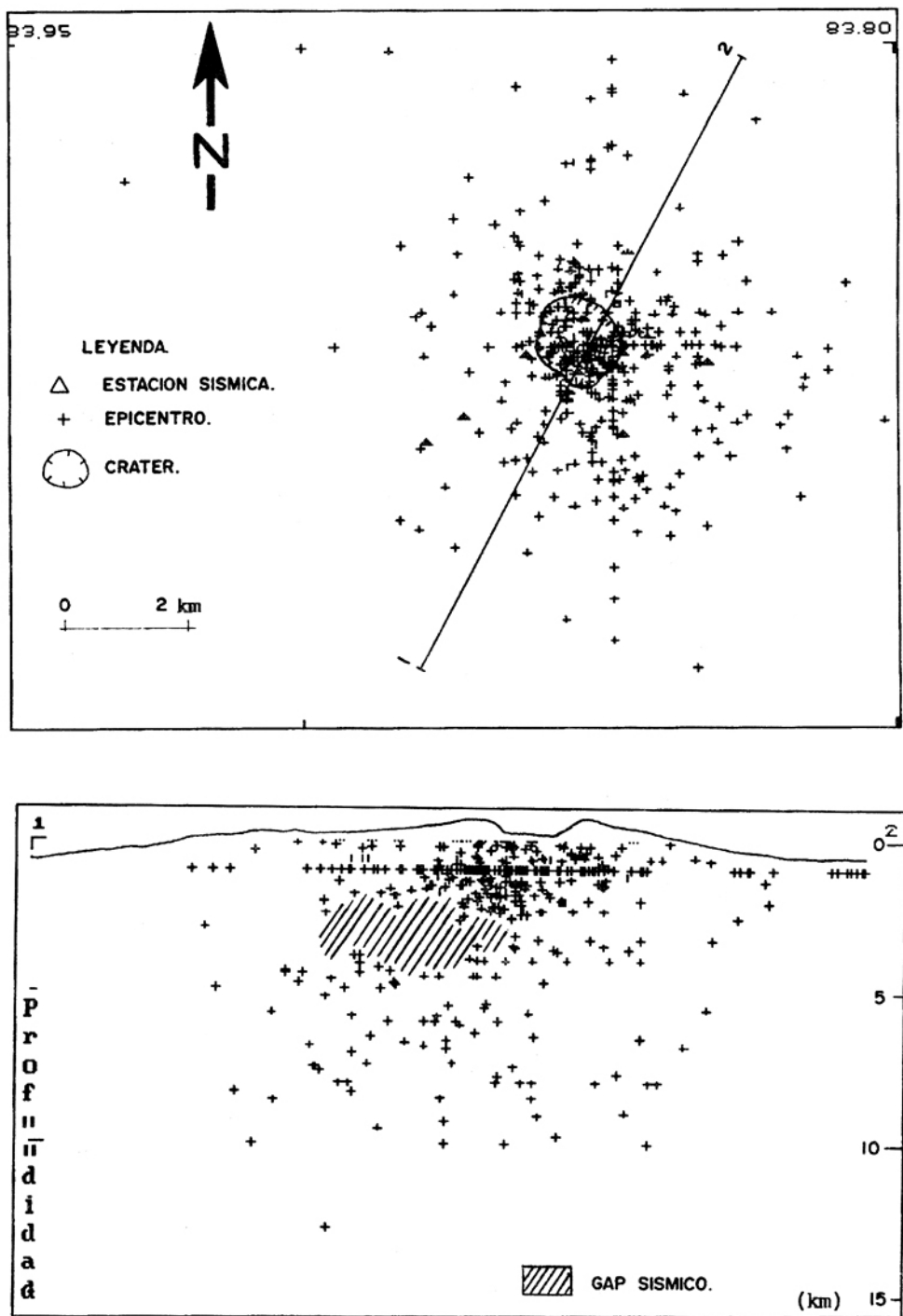


Fig. 5: A) Mapa de sismicidad registrada durante la crisis de 1991. B) Perfil NE-SW.

respectivas utilizando las estaciones de la RSN de la región central del país. El cuadro 3 y la figura 1 muestran los parámetros de las soluciones obtenidas en cada caso.

Cuadro 2

Sismos seleccionados con mecanismo focal						
N	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof.	Mag.
01	20/06/91	08:11	09°57,48	83°51,23	5,0	4,3
02	05/06/91	11:40	10°01,30	83°45,94	5,0	4,0
03	05/06/91	11:34	09°58,99	83°48,68	6,0	4,2
04	01/06/91	22:26	09°59,31	83°52,67	3,0	3,9

Cuadro 3

Soluciones de los mecanismos focales										
N	RP1	BP1	VD1	RP2	BP2	VD2	P	T	FA	
01	N50°E	70°SE	68°	N12°W	37°SW	319°	0°	98°	NT	
02	N-S	40°W	350°	N80°E	80°SW	92°	22°	128°	NT	
03	N03°W	64°SW	206°	N60°W	39°NE	84°	240°	132°	IT	
04	N28°E	80°SE	196°	N60°W	45°NE	300°	260°	148°	NT	

RP: Rumbo de los planos nodales

BP: Buzamiento de las fallas

VD: Azimut del vector deslizamiento

P: Azimut del eje de presión

T: Azimut del eje de tensión

FA: Falla: N= normal, I= inversa, T= comp. transcurrente

Análisis espectrales de los sismos y trémores volcánicos

En los espectros de las señales sísmicas, se observan varios picos con las mismas frecuencias en todas las estaciones. Se notan especialmente tres picos de 1,9; 2,1 y 2,3 Hz en los espectros de las estaciones DIE, MAN y FUM. En los de HAY y QUE, existen solamente los picos de 1,9 y 2,3 Hz. Se obtienen resultados muy semejantes con muchos otros grupos de eventos. Otros picos no tan claros aparecen también en los espectros en las frecuencias de 1,15; 1,3; 3,0; 3,25; 4,0 y 4,5 Hz.

Es importante anotar que en la mayor parte de los espectros existen picos alrededor de 2 Hz y que estas frecuencias son constantes de julio hasta enero (Fig. 6).

El contenido espectral de los pocos trémores registrados entre julio de 1991 y enero de 1992 se distribuye entre 1 y 4 Hz. No se observan picos principales idénticos en varias estaciones al mismo tiempo. Estas observaciones se pueden explicar por el hecho de que los trémores son de muy baja energía.

Otras observaciones

En junio de 1991, aparecieron fumarolas nuevas en el fondo del cráter principal (Alvarado, comunicación oral). También reapareció la laguna que se había formado en varias ocasiones desde la última erupción en 1965. El volumen de agua acumulada alcanzó unos 70 000 m³ en julio, 280 000 m³ y 330 000 m³ en febrero de 1992 (Barquero et al., 1992). El análisis de los gases de las fumarolas del volcán muestra que el vapor es agua dominante, con una pequeña contribución magmática. Con base en el análisis de los gases del Irazú, Baubron et al. (1992, comunicación escrita, datos inéditos) concluyeron que los gases exhalados corresponden con una celda térmica somera calentada por una cámara magmática profunda.

Por otra parte, estudios de deformación de la estructura volcánica por métodos geodésicos (triangulación, GPS, nivelación e inclinación) evidenciaron la ausencia de movimientos significativos durante esta crisis (Van der Laet et al., 1992).

DISCUSION

Para interpretar la crisis del volcán Irazú de 1991-1992, se pueden contemplar dos hipótesis distintas, o la combinación de ambas, como evento causante de ella:

a) Un movimiento magmático, ya sea de una nueva intrusión, o bien residual de la última erupción.

b) La desestabilización del sistema tectónico e hidrotérmico del macizo volcánico por fenómenos tectónicos regionales.

Las principales observaciones que podrían concordar con la hipótesis de una intrusión magmática son: a) la actividad sísmica de tipo volcano-tectónico o tectónica que se localizó a profundidades entre 5 y 10 km, b) la actividad sísmica de baja frecuencia y algunos trémores c) la aparición de nuevas fumarolas en el cráter y d) la reaparición y rápido crecimiento de la laguna cratérica que pudo haber sido el resultado de que, por el aumento de presión interna en el aparato volcánico, la tabla de agua haya subido. Sin embargo, si un movimiento de magma se produjo realmente, es probable que se haya quedado en la parte profunda del aparato volcánico, y abortó su ascenso. De haber una intrusión magmática somera, sería difi-

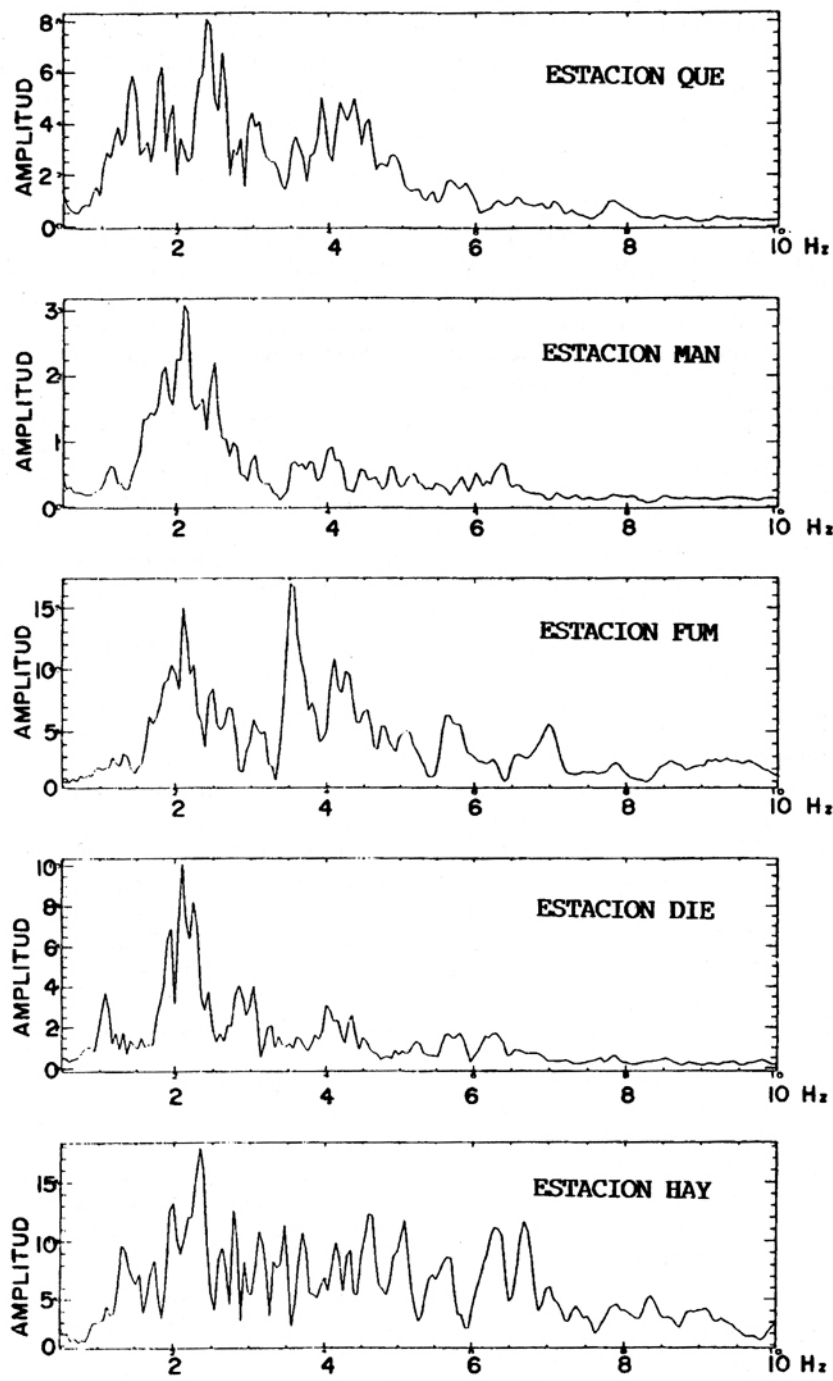


Fig. 6: Ejemplos de espectros promediados de varios sismos volcánicos de baja frecuencia del Irazú

cil explicar por qué no hubo deformaciones importantes en la zona cratérica, aunque si estas ocurrieron en otra parte del volcán, pudieron haber pasado inadvertidas. Por qué no hubo una continuidad sísmica somerizante, por qué la actividad sísmica volcánica especialmente de trémores, nunca alcanzó altos niveles de energía y por qué no se observaron cambios dramáticos en las fumarolas y manantiales.

Por otra parte, la hipótesis de una desestabilización del sistema volcánico es más coherente con la mayor parte de las observaciones. Esta hipótesis da un cuadro para describir la dinámica de esta crisis en varias etapas e interpretar las observaciones como sigue:

A. Inicio de la crisis - evento disparador: Existe una clara relación temporal entre la ocurrencia del temblor de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 y el principio de la actividad sísmica en la región del volcán Irazú, unos 10 días después (Fig. 3). Es muy probable entonces que este evento actuó como disparador para la reactivación del sistema de fallas del aparato volcánico.

B. Actividad sísmica tectónica o volcano-tectónica: Las posibles modificaciones del campo de esfuerzos en el macizo volcánico, posteriores al temblor del 22 de diciembre de 1990, provocaron la desestabilización del sistema de fallas, lo que originó el enjambre sísmico de enero y febrero de 1991. Esta actividad sísmica decayó paulatinamente y, durante el mes de marzo y las tres primeras semanas de abril, la estructura alcanzó un nuevo estado de equilibrio.

C. Reacción a otro evento disparador: Inmediatamente después del temblor de Limón del 22 de abril de 1991, se observó un claro incremento de la actividad sísmica en el volcán (Fig. 3). Es muy probable que esta actividad fue inducida también por los cambios en el sistema de esfuerzos locales. Este nuevo enjambre duró menos de 10 días. Sin embargo en este caso, el sistema ya no evolucionó hacia el equilibrio. Después de tres semanas de pausa, la actividad sísmica se incrementó, llegando a un máximo durante el mes de junio, para disminuir gradualmente durante los meses siguientes. Después del mes de agosto, la actividad de carácter tectónico llegó a un nivel muy bajo, lo que indica que el ajuste al cambio de esfuerzos tectónicos finalizó.

D. Reactivación del sistema volcánico: El relajamiento de esfuerzos tectónicos en el macizo volcánico tuvo probablemente como consecuencia la modificación del patrón de circulación de fluidos en el sistema y pudo facilitar la interacción entre los acuíferos y un cuerpo magmático residual producto del período eruptivo de 1963-1965 que podría corresponder con el gap sísmico que se puede observar en el perfil de sismicidad (Fig. 5-B). Esta reactivación de la convección hidrotermal en el volcán se asocia con la aparición de la laguna y de las fumarolas intracratéricas y con la actividad sísmica somera de tipo volcánico.

E. Estabilización del sistema: Después de la reacción de la estructura a los cambios del campo de esfuerzos tectónicos y la perturbación del sistema geotérmico, el volcán vuelve hacia un nuevo estado de equilibrio dinámico, en el que se mantienen los intercambios térmicos entre un cuerpo magmático todavía caliente y el nivel freático.

CONCLUSIONES

Dentro de este contexto de la crisis en el volcán Irazú se pueden analizar e interpretar las distintas observaciones de la siguiente manera:

Los temblores de tipo tectónico o volcano-tectónico inducidos por las variaciones de esfuerzos tectónicos (y/o movimiento de magma) ocurrieron principalmente entre enero y agosto de 1991 dentro de un radio de 5 km de la cima del volcán, concentrándose la actividad hacia el sur y sureste del volcán a profundidades entre 5 y 10 km. Esta región es probablemente una zona de debilidad de la corteza relacionada con ascenso de magma que originó estructuras volcánicas previas, y en donde se concentró la mayor deformación superficial del terreno durante y después de la erupción de 1963-65. También pudo haber ocurrido alguna deformación en la presente crisis que pudo pasar inadvertida. Además en esta misma zona se ha observado un gap sísmico que podría estar relacionado con un cuerpo magmático.

La clara relación temporal entre los fuertes temblores del 22 de diciembre de 1990 y del 22 de abril de 1991 y los enjambres sísmicos en la estructura volcánica, sugiere una relación causal entre ellos. Los epicentros de los temblores de tipo volcánico de baja frecuencia se concentraron dentro de un radio de 2 km alrededor del cráter, y las profundidades fueron entre 0 y 2 km principalmente.

No se sabe con exactitud cuándo se inició esta actividad sísmica somera.

Se puede asociar esta actividad somera al incremento de la actividad hidrotermal en el volcán, puesto que para muchos otros aparatos volcánicos se ha determinado que este tipo de sismicidad se debe al movimiento de fluidos a través de las fracturas internas. Además los temblores volcánicos aparecieron aproximadamente al mismo tiempo que las nuevas fumarolas en el cráter principal.

Utilizando principalmente los eventos sísmicos mayores y desestimando la actividad microsísmica, se ha estimado que la energía sísmica liberada en el macizo volcánico es de $4,5 \times 10^{18}$ ergios. El mayor aporte de energía proviene de la actividad sísmica de tipo tectónico registrada en junio de 1991, mes en que se presentó el máximo de actividad sísmica.

Estudiando la actividad sísmica precursora de erupciones de varios volcanes andesíticos y dacíticos, varios autores (Tokarev, 1985; Yokoyama, 1988) observaron que la energía sísmica liberada cumulativa alcanza generalmente unos 10^{17} a 10^{18} ergios. En el caso del Irazú, se llegó a estos valores de energía, pero no hubo erupción. Esto es una indicación de que esta actividad es de origen principalmente tectónico y no fue provocada mayoritariamente por una intrusión magmática.

La estabilidad notable de la frecuencia de los picos de resonancia cerca de 2 Hz, característica de los espectros de sismos relacionados con actividad hidrotermal, durante todo el período de registro de la red digital, muestra que la fuente principal de los temblores volcánicos no sufrió modificaciones notables. Esto indica que la estructura que incluye esta fuente se quedó estable, así como también las propiedades físicas del fluido que participa en el fenómeno.

Los mecanismos focales realizados para eventos tectónicos alrededor del área cratérica, presentan soluciones diversas que indican un sistema tectónico complejo en el cual pueden estar actuando varias rupturas a la vez. Sin embargo se observa una predominancia de las soluciones para falla de tipo normal con componente transcurrente, lo que nos indica la preponderancia de esfuerzos de tipo tensional en la zona. Además se observa una tendencia de orientación de los ejes de presión en sentido SW-NE, en concordancia con la tendencia general de los esfuerzos a nivel regional (Montero y Morales, 1990).

Como conclusión, el análisis de las observaciones hechas durante esta crisis del volcán Irazú lleva a desestimar la hipótesis de una nueva intrusión magmática somera. Además, existen pocas evidencias de un posible movimiento magmático profundo. Es probable entonces que la crisis corresponde a la desestabilización del sistema tectónico e hidrotermal en el aparato volcánico inducido por los dos fuertes temblores que afectaron Costa Rica en diciembre de 1990 y abril de 1991.

Esto representa un ejemplo claro de las interacciones complejas que pueden producirse entre fenómenos tectónicos y volcánicos que pueden dificultar su interpretación y, aunque no hubo erupción sí se presentaron muchos fenómenos que parecieron preveerla y esto permitió poner a prueba medidas de emergencia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible gracias la colaboración y el apoyo del Programa Regional de Cooperación para la Prevención del Riesgo Volcánico en América Central del Gobierno de Francia, el Laboratorio de Instrumentación Geofísica de la Universidad de Saboya en Chambéry (Francia), la Dirección de Ingeniería Civil y el Departamento de Ingeniería Geológica Costarricense de Electricidad, a quienes expresamos nuestra gratitud.

REFERENCIAS

- ALVARADO, G.E., 1993: Volcanology and Petrology of Irazú Volcano. - Tesis doctoral, Universidad de Kiel. 260 págs.
- BARQUERO, R., SOTO, G. & LESAGE, P. (eds.) 1992: Volcán Irazú, informe vulcanológico período: enero 1991-mayo 1992. - Informe Interno ICE. 65 pp.
- 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.
- MALONE, S.D., 1983: Volcanic earthquakes: Examples from Mount St. Helens. - En: Kanamori, H. & Boschi, E. (eds.). Earthqua-

- kes: Observation, theory and interpretation. North-Holland Pub. Co. Amsterdam: 436-478.
- MINAKAMI, T., 1969: Earthquakes originating from volcanoes.- Atti XVII Conv. Ass Geof. Ital. 1-4: 1-38. Napoli.
- MONTERO, W. & MORALES, L.D., 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. -Rev. Geol. de Amer. Central, 11: 69-84.
- TOKAREV, P.I., 1985: The prediction of large explosions of andesitic volcanoes. - J. Geodynamics, 3: 219-244.
- VAN DER LAAT, R.; MARINO, T. & MALAVASSI, E., 1992: Estudios recientes sobre deformación volcánica en Costa Rica. - Abstract Reunión Int. de Vulcanología, Colima, México.
- YOKOYAMA, I. 1988: Seismic energy releases from volcanoes. - Bull. Volcanol., 50:1-13.