

**INVESTIGACIONES GEOFISICAS Y CARACTERISTICAS
GEOQUIMICAS DE LAS AGUAS HIDROTHERMALES:
VOLCAN POAS, COSTA RICA**

L. CASERTANO* ****

A. BORGIA* ****

C. CIGOLINI**** **

L. D. MORALES*

W. MONTERO*

M. GOMEZ***

J. F. FERNANDEZ***

(Recibido: 10 de sep., 1983)

(Aceptado: 15 de nov., 1983)

RESUMEN

Se relatan los resultados más importantes de las investigaciones geoquímicas y geofísicas llevadas a cabo en la caldera activa del volcán Poás en el trienio 1980-82.

Las aguas de la laguna caliente manifiestan una fuerte acidez ($\text{pH} < 1$) debida al elevado contenido de Cl^- y SO_4^{2-} . También la concentración de los iones metálicos es muy alta.

La temperatura ($T = 229^\circ\text{C}$) de la mezcla de las aguas freáticas con los fluidos calientes, calculada mediante los geotermómetros químicos está comprendida en el intervalo de las temperaturas medidas para las aguas geotermales asociadas con rocas andesíticas.

El aumento de la temperatura desde 92°C , en diciembre de 1980, hasta 960°C , durante el periodo marzo-noviembre de 1981, en el sector nor-oriental de la cúpula lávica parece determinado por la fracturación de la zona superior de la masa lávica en enfriamiento en la chimenea volcánica más bien profunda.

La fracturación, evidenciada por la crisis sísmica local de julio de 1980, determinó la exolución desde abajo de fases gaseosas con elevada temperatura.

Reacciones superficiales de oxidación contribuyeron al aumento de la temperatura de los gases.

Las investigaciones geomagnéticas confirmaron que el aumento de temperatura afectó una zona restringida y superficial alrededor de la cúpula lávica.

Esta interpretación hace excluir que el aumento de temperatura (de 92°C hasta 960°C) pudo ser determinado por la subida de masas magmáticas.

* Centro de Investigaciones Geofísicas y Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

** Istituto di Petrografia dell'Università di Torino, Torino, Italia

*** Departamento de Química, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.

**** Programa de Cooperación Técnica Italo-Costarricense.

ABSTRACT

A geophysical and geochemical preliminar research has been carried out in the active caldera of Poás volcano during 1980-82.

The water of the intra-caldera lake has a very strong acidity ($\text{pH} < 1$) due to the high content of Cl^- and SO_4^{2-} . The concentration of metal cations is considerably high as well.

Temperature calculated ($T = 229^\circ\text{C}$), by means of chemical geothermometer for the mixing of phreatic waters with hot fluids, are in the range of those detected in geothermal systems associated to andesitic rocks.

The temperature increase from 92°C (December, 1980) to 960°C (March-November, 1981) in the N-E section of the lava dome seems to be related to the fracturing (probably connected to the seismic crisis of July, 1980) of the upper plug of the cooling magma body at depth. This mechanism induced the exolution of relatively high temperature gaseous phases from below. Near surface oxidation phenomena might have been effective, thus contributing to increase the temperature of gases.

Magnetic measurements confirm that the temperature increase was superficial and confined within a small area surrounding the central dome.

In the light of the data hereby presented we suggest that the local temperature increase (from 92°C to 960°C) does not have any implication with magma ascent.

INTRODUCCION

El volcán Poás ocupa la parte central de la sección noroeste de la Cordillera Central y está constituido por conos volcánicos, calderas y conos parásitos, alineados aproximadamente Norte - Sur. Morfológicamente presenta suaves pendientes en la vertiente suroeste. Su macizo está formado por niveles de piroclastos, coladas andesíticas y andesítico - basálticas, tobas e ignimbritas. Los depósitos más recientes están representados por lahares, encima de los cuales, principalmente cerca de la cumbre del volcán, se encuentran niveles piroclásticos y cenizas recientes.

La caldera activa, localizada en la cumbre del volcán, es aproximadamente de 1 km de diámetro y presenta, en el sector NW, una laguna caliente, caracterizada por una actividad volcánica cíclica de explosiones freáticas.

En la literatura se indican también, erupciones de piroclastos y ceniza. Las más recientes fueron respectivamente en 1910 y 1953. Esta última se concluyó con el emplazamiento de un domo andesítico en la zona central de la caldera activa. Casertano *et al.* (1983) ofrecen un resumen detallado de la actividad volcánica del Poás desde 1834.

La presente contribución da cuenta de los resultados preliminares de las investigaciones geofísicas y geoquímicas realizadas en el área de la caldera activa, en el trienio 1980 - 82.

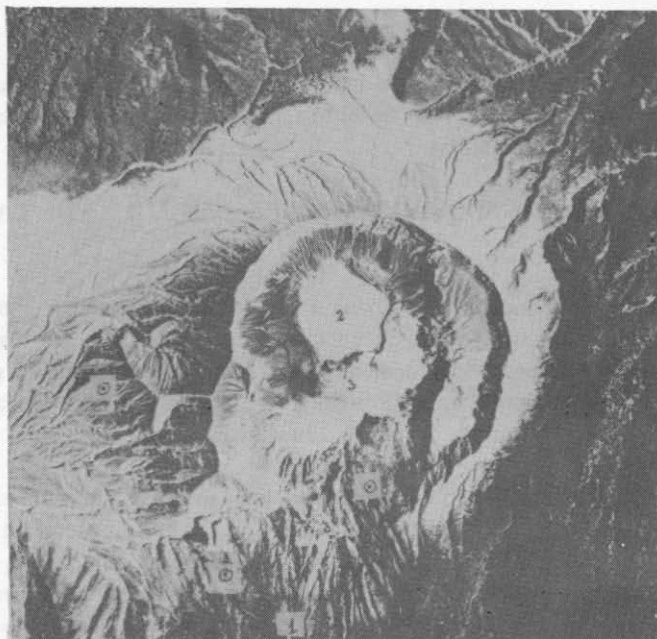


Fig. 1. Caldera activa del volcán Poás (norte hacia arriba):

- 1) Mirador
 - 2) Laguna caliente
 - 3) Domo andesítico
 - 4) área en donde se localizó el fuerte aumento de temperatura
- o posición de las estaciones sísmicas.

En particular se investigaron las características físicas y químicas - con sus respectivas variaciones - de las aguas de la laguna caliente de la caldera activa. Se realizó además un levantamiento geomagnético, un estudio de las variaciones del Campo Magnético Local y de la sismicidad relacionadas con la actividad del volcán.

BREVE RESUMEN DE LA ACTIVIDAD EN LOS ULTIMOS 30 AÑOS

Después de la erupción de 1953 (Casertano *et al.*, 1983) la actividad volcánica se manifestó con explosiones freáticas irregulares en la laguna caliente. En los años de 1973 a 1979, hubo una intensificación peculiar de las explosiones en los últimos meses de cada año, aun cuando en 1979 fueron bastante débiles. En 1980 las explosiones desaparecieron completamente.

En los comienzos de 1981 se notó un incremento de la temperatura de las fumarolas, localizadas principalmente cerca de la orilla sur de la laguna. La temperatura de los más o menos 100°C en diciembre 1980 subió a los 960°C en marzo 1981, permaneciendo hasta noviembre del mismo año, cuando empezó a disminuir para llegar a los 700°C a final de 1982.

La manifestación visible del incremento de la temperatura, fue una prominente esicación de una zona limitada en el lado noreste del domo lávico, donde aparecieron varias grietas orientadas E-W. Se notó también un aumento del volumen de los gases emitidos por las fumarolas.

CONSIDERACIONES GEOQUIMICAS SOBRE LAS AGUAS DE LA LAGUNA CALIENTE

La laguna caliente se localiza en la zona norte de la caldera activa (figura 1), ocupando una depresión subcircular de unos 400 metros de diámetro y aproximadamente 30 metros de profundidad, siendo desconocida la profundidad máxima. El nivel de la laguna tiene una oscilación anual ligada a las estaciones seca y lluviosa, con una amplitud muy variada desde 1 ó 2 hasta 10 metros.

El cambio más significativo en sus dimensiones, se verificó durante el ciclo eruptivo de 1953 (Boza, 1968). Al final de 1952 ocupaba todo el fondo de la caldera activa; con el comienzo de la actividad eruptiva empezó a disminuir y desapareció completamente en la noche del 22 - 23 de mayo de 1953; volvió a formarse, en la zona norte de la caldera, temporalmente, a comienzos de la década de los sesentas y, definitivamente, a la mitad de la misma década. Para analizar las condiciones fisicoquímicas y las variaciones espaciotemporales de las aguas de la laguna caliente, se tomaron en cuenta esencialmente la temperatura y la composición química de las aguas.

Además de observaciones ocasionales se realizaron muestreos periódicos de agua, en distintos puntos de la laguna.

Una consideración general al respecto nos permite afirmar que, en el trienio 1979 - 1981, la temperatura y las concentraciones, total y parcial de cada elemento disuelto en el agua, han manifestado variaciones espaciales constantes y paralelas, ya que los valores medidos en el lado sur de la laguna, en las proximidades de la fumarola de la cúpula lávica, han resultado siempre un poco más elevados que los de otros lados. Se ha manifestado también una clara variación temporal, ligada a las precipitaciones, con una repentina disminución y lento restablecimiento del régimen anterior a las lluvias.

No fue posible realizar un estudio específico de la relación entre los parámetros fisicoquímicos de las aguas de la laguna y las precipitaciones, por falta de la estación

pluviométrica del Poás durante el periodo de las observaciones. Asimismo, las irregularidades de las riberas de la laguna no permitieron medidas continuas y precisas del nivel de las aguas.

Por todo esto se tuvieron que analizar las variaciones separadamente por cada parámetro.

En el Cuadro 1 se resumen los valores de la temperatura, del pH y de las concentraciones (p.p.m.) de los elementos químicos analizados. Las muestras no fueron filtradas ni acidificadas.

CUADRO 1

ANÁLISIS QUÍMICOS (p.p.m.) Y TEMPERATURAS (°C) DE LAS AGUAS DE LA LAGUNA CALIENTE DEL VOLCAN POÁS (1-9) COMPARADAS CON LAS AGUAS FREÁTICAS DEL ÁREA (10); CON LAS DE LA LAGUNA DEL VOLCAN COPAHUE (11), CON LAS AGUAS TERMALES DE ICELAND (12) Y LAS DE NORRIS BASIN, YELLOWSTONE PARK (13)															
fecha	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	24/10/80	21/11/80	15/12/80	10/2/81	2/3/81	11/3/81	7/5/81	6/8/81	31/8/81						
T	42.5	22	22	40	37	44	49	44	48	14.1	30			43.5	
pH	< 0	1.05	< 0	0.27	0.10	0.20	0.17	0.15	7.5	7.5	2.1			0.175	
Mg ⁺	2460	1890	211	1395	1140	1150	1400	765	750	4.4	135	25	1369	0.55	
K ⁺	427	485	80	455	347	559	230	468	454	2.6	51	50	428	0.64	
Ca ⁺²	979	1015	329	775	772	1020	1010	840	970	11.9	273	132	13	835	0.94
Mg ⁺²	1645	1560	295	1235	1033	1160	1290	1265	1180	3.3	284	60	3	1171	0.86
Fe ⁺³	2606	2410	420	2010	1470	1860	1867	2220	2120	0.0	151	168	13	2068	0.87
Al ⁺³	6695	6300	365	4970	3580	4400	4200	3470	3520	0.0	290	190	tr	4642	0.70
Li ⁺	0.5	0.4	0.1	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.0	tr			0.3	0.81
Rb ⁺	7.4	4.0	0.8	2.6	3.1	4.1	6.0	1.1	1.1	0.0				4.1	0.47
Cu ⁺²	2.1	1.3	0.8	0.5	-	0.2	0.2	-	-	0.0	-	-	-	-	-
Zn ⁺²	4.6	6.1	0.4	4.2	-	4.0	-	r	-	0.0	-	-	-	-	-
Mn ⁺²	75	63	-	60	-	59	62	-	-	0.0	-	-	-	-	-
Cl ⁻	20170	21421	3246	19562	15309	18900	14256	18687	18814	3.4	6650	5	45	1838	0.79
SO ₄ ⁻²	60222	77073	10282	65657	45910	59950	53800	53400	50600	12.6	26702	1603	474	58327	0.74
HCO ₃ ⁻³	0	0	0	0	0	0	0	0	0	47.2	-	-	-	-	-
B	9.9	9.6	-	11.0	-	9.2	-	-	-	tr	-	-	-	-	-
SiO ₂	273	302	65	291	165	170	279	240	320	41.6	406	153	91	255	0.82

tr = trazas

M = promedio de los análisis del Volcán Poás excluyendo la 3.

r = coeficiente de correlación entre las concentraciones de cada elemento y la temperatura de las aguas de la laguna del Poás.

10 = Promedio de muestras recolectadas cerca de la cumbre del volcán en 8 diferentes ríos con aguas no volcánicas.

11 = Casarzano, 1964.

12, 13 = Williams & McBirney, 1979, pag. 329.

Cabe destacar que los valores anómalos del 15 de diciembre de 1980 fueron afectados por las fuertes lluvias del día 14 de diciembre, de manera que, debido al cálculo de los valores promedios, aquéllos pudieron no ser tomados en cuenta.

Para confrontación se resumen además los valores relativos a la laguna caliente del volcán Copahue (Chile, en el límite con Argentina), cuyas características petrográficas son bastante similares a las del Poás, y los de las aguas termales ácidas de Islandia y Norris Basin, Yellowstone Park, como indicadas por William y McBirney (1979).

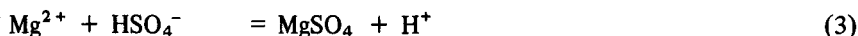
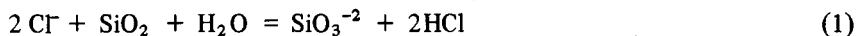
Una primera consideración puede hacerse al respecto de la temperatura de las aguas de la laguna caliente del volcán Poás, la cual se ha mantenido entre los límites medios, no solamente durante nuestro período de observación sino también desde las primeras visitas al volcán en 1800 (Casertano *et al.*, 1983).

Al respecto es importante subrayar que en correspondencia del marcado incremento de temperatura de las fumarolas, ocurrido a principios de 1981, no se verificó ningún cambio anómalo, ni en la temperatura ni en otros parámetros fisicoquímicos de las aguas de la laguna.

Con relación a las características químicas se demuestra que las aguas del volcán Poás, cuando son comparadas con las otras, resultan ser extremadamente ácidas y tienen un contenido de iones metálicos muy elevado.

Esta última característica está relacionada con la presencia de una actividad hidrotermal muy marcada como consecuencia de la intensa y continua actividad volcánica.

La fuerte acidez de las aguas, caracterizada por un elevado contenido de iones Cl^- y SO_4^{2-} , se relaciona con reacciones del tipo



Las variaciones temporales de los parámetros físicos y químicos considerados, presentan un evidente paralelismo, confirmado por el coeficiente de correlación, entre la temperatura y la concentración de cada elemento. Los valores calculados de este coeficiente están resumidos en la columna del Cuadro 1. El valor poco significativo ($r = 0.47$) relativo al rubidio, se debe, más que todo, a la concentración del elemento, que es una de las más bajas.

En la figura 2 están indicadas las variaciones temporales de la temperatura y, como ejemplo, de las concentraciones del calcio, por el cual se calculó el máximo coeficiente de correlación ($r = 0.94$), y del sodio, con el valor mínimo del mismo coeficiente ($r = 0.55$).

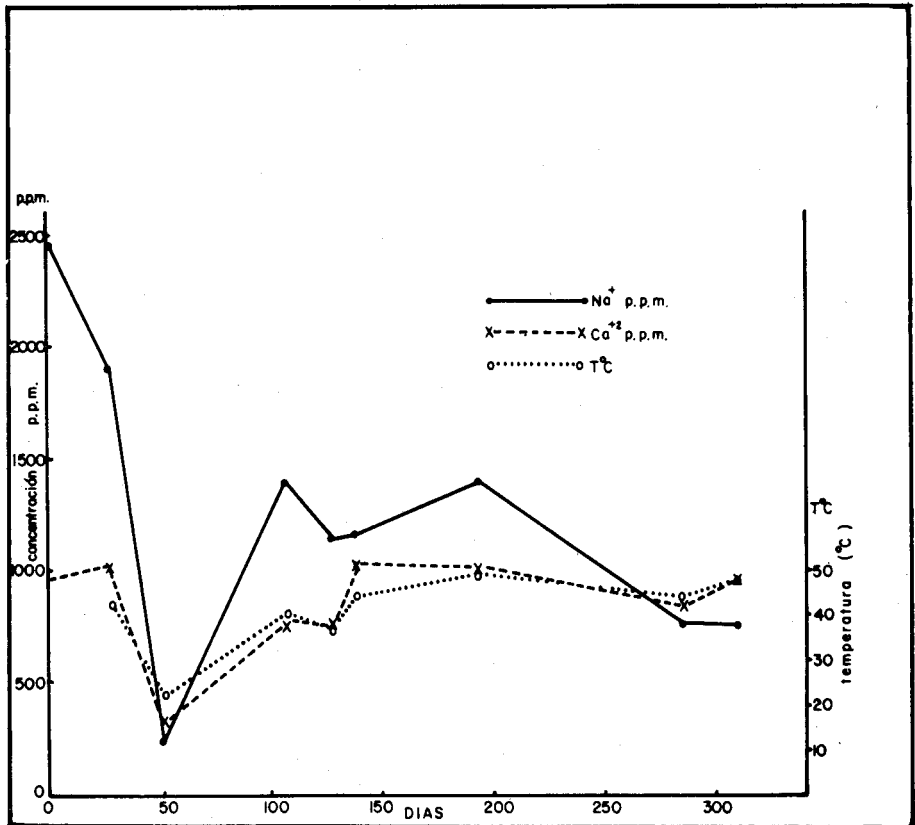


Fig. 2. Variación temporal de las concentraciones Na y Ca y de la temperatura en las aguas de la laguna caliente, volcán Poás.

Aun cuando esta correlación no proporcione particulares informaciones sobre la composición química de las aguas de la laguna, sí sirve para confirmar el origen meteórico de las variaciones de los parámetros fisicoquímicos, como ya se dedujo por las aguas de la laguna del volcán Copahue (Casertano, 1964). En este caso se pudo relacionar, a lo largo de varios años, la temperatura y la acidez total (como concentración del ácido sulfúrico) de las aguas con el nivel de la laguna.

Esto nos lleva a concluir que, en el Poás, así como se ha enfatizado por el volcán Copahue (Casertano, 1964), las aguas meteóricas determinan la disminución, ya sea de la temperatura como de la concentración de todos los elementos, de manera que no resulta posible deducir directamente los parámetros físicos y químicos en profundidad (donde se producen las explosiones) tomando en cuenta los superficiales.

Consideraciones indirectas sobre la temperatura de los fluidos geotérmicos profundos, están ligadas a la aplicación de los geotermómetros. Por supuesto, las condiciones de la zona del volcán Poás no son ideales a este respecto, sin embargo el geotermómetro relativo a la solubilidad del sílice (Truesdell y Fournier, 1977) nos llevaría a calcular la entalpia de las aguas calientes profundas, que corresponde a una temperatura de 240°C.

La fracción de agua caliente perdida como vapor en superficie, resulta ser el 36%, mientras que la fracción en peso de agua caliente originaria, perdida como vapor antes de mezclarse con las aguas freáticas es igual al 24%.

Se consideró aplicable también el geotermómetro sodio-potasio-calcio para el cálculo de la temperatura de las aguas profundas.

La temperatura (T_0) se deduce (Fournier y Truesdell, 1974) de la relación:

$$\log(\text{Na}/\text{K}) + 4/3 \cdot \log[(\text{Ca})^{1/2}/\text{Na}] = 1647/(273 + T_0) = 2.24$$

siendo Na, K y Ca las concentraciones molares de los elementos. Con los valores promedios del Cuadro 1 se deduce $T_0 = 218^\circ\text{C}$, que confirma, en límites totalmente aceptables, el valor calculado previamente.

Por otra parte el promedio de los valores deducidos con los dos geotermómetros

$$T_0 = 229^\circ\text{C}$$

resulta congruente con las temperaturas de las aguas hidrotermales en zonas geotérmicas asociadas a rocas andesítico - basálticas. De hecho, Ellis (1979 p. 644 - 647) refiere, por temperaturas medidas en profundidades en nueve zonas distribuidas en todo el mundo (Islandia, Unión Soviética, Chile, Nueva Zelandia) valores entre 190 y 290°C, con un promedio de 238°C.

GEOMAGNETISMO

Con motivo de investigar la constitución superficial de la caldera activa del Poás y probar la relación entre el Campo Magnético Local y la actividad volcánica, se realizó el levantamiento de la componente vertical, en la caldera, con su distribución espacial y su variación temporal.

Para la distribución espacial se han medido con un magnetómetro Askania GFz más de 1 000 estaciones en el borde superior y en el fondo de la caldera.

Con la repetición periódica de una estación base se ha tenido control de las variaciones diurna y anual del Campo Magnético Terrestre. Estas han resultado ser siempre significativamente menores que el error máximo aceptado en las mediciones, de manera que no ha sido necesario computar las respectivas correcciones. En cambio, por los fuertes gradientes magnéticos encontrados, hasta de miles de gamas por metro, los datos han sido filtrados por las altas frecuencias, promediando cada siete estaciones cercanas.

En fin, con los valores deducidos se ha sacado el mapa de la figura 3 y el perfil de la figura 4.

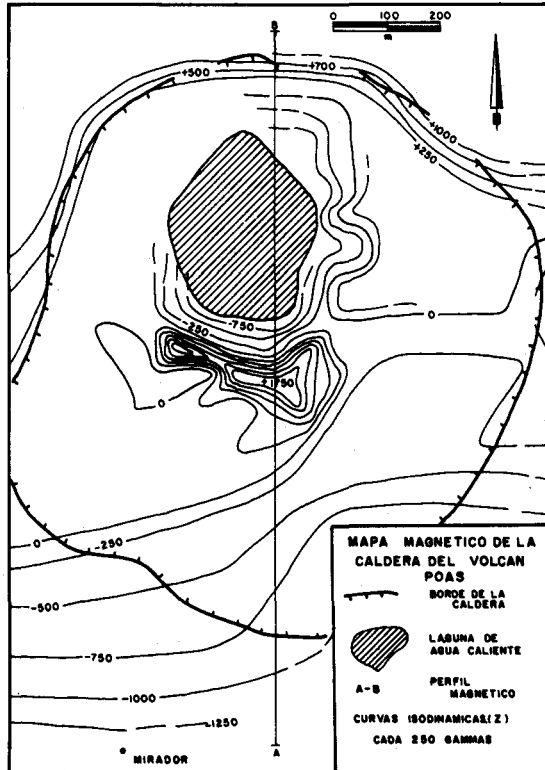


Fig. 3. Mapa magnético de la caldera activa del volcán Poás.

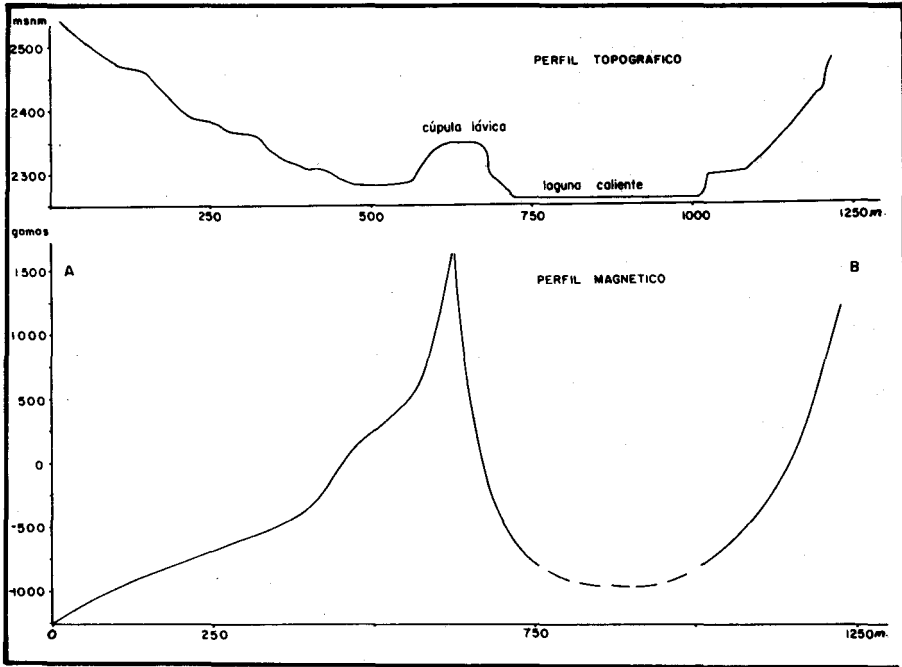


Fig. 4. Perfil topográfico aproximado (arriba) y magnético (abajo) de la caldera activa del volcán Poás.

La observación principal que puede hacerse se refiere a la presencia de un fuerte máximo magnético en la zona situada al sur de la laguna, donde se encuentra la cúpula lávica que se emplazó durante las manifestaciones de 1953.

La figura del máximo magnético permite precisar también que la extrusión se verificó con dirección ONO-ESE, con un ensanchamiento más o menos perpendicular, hacia la extremidad oriental del domo. Estas direcciones corresponden a las estructuras regionales: la primera, en particular, resulta paralela a la lineación Barba-Poás.

Se observa además un ancho mínimo relativo en correspondencia de la laguna caliente. Este mínimo, mientras que recibe la influencia negativa ejercida por el polo sur del dipolo magnético constituido por la cúpula lávica, refleja también la ausencia de "masa magnética" a pequeña profundidad en la laguna y sugiere la existencia de espesas capas piroclástico-sedimentarias en la misma.

Por último el fuerte gradiente positivo localizado alrededor del borde norte de la caldera, está ligado a otro fenómeno geológico superficial: las espesas capas lávicas emplazadas en el área y que fluyen hacia el este y oeste.

En cada punto la anomalía alcanzó su valor máximo en tiempos diferentes con relación directa a la distancia del "punto más caliente", empezando a disminuir de una manera progresiva en el tiempo, en forma similar a la difusión de la onda.

Esto indica que el aumento de la temperatura produjo una desmagnetización inicialmente restringida y superficial, que posteriormente fue ensanchándose un poco.

El ancho de la anomalía y su amplitud, sugieren que la desmagnetización no ha afectado de manera extensiva profundidades superiores a pocas decenas de metros.

Al producirse la anomalía magnética poco tiempo después, el fuerte incremento de temperatura ocurrido en enero - marzo, 1981, en la sección noreste de la cúpula lávica, permite encontrar en el segundo la causa de la primera. De esta forma el desarrollo de la anomalía puede ser justificado en sus detalles.

El incremento de temperatura, debido a la subida de una mayor cantidad de gases magmáticos (Casertano *et al.*, 1983), produjo el recalentamiento y la desmagnetización de las rocas cercanas, generando una onda térmica, registrada magnéticamente, que se extendió hacia afuera, ya sea por la convección de los fluidos en las fracturas, o por simple conducción.

SISMOLOGIA

Es bien conocido cómo el monitoreo de la actividad sísmica ligada a la volcánica, es tal vez, el más eficaz en detectar las características sobresalientes y las variaciones de la actividad volcánica, aun antes que se haga visible en superficie.

Para correlacionar las observaciones geoquímicas y geomagnéticas con la actividad sísmica profunda, el 20 de abril de 1980 se puso en marcha la componente vertical de un sismógrafo Sprengneter MQ. 800 período natural 1 segundo, en un punto externo a la caldera a unos 900 metros del domo en el sector sureste. El 11 de noviembre se agregaron dos componentes verticales más, respectivamente a unos 1 000 metros del domo, en el lado externo oeste, y a unos 400 metros en el lado sur, interno, de la caldera (figura 1).

El registro único se tenía cerca del Mirador del Poás. Los aparatos funcionaron hasta el 11 de diciembre de 1980. Posteriormente funcionó el único aparato localizado en el "Centro de Visitantes" del Servicio Parque Nacional del Volcán Poás.

Fueron registradas las siguientes señales sísmicas:

- 1) sismos locales;
- 2) microsismos impulsivo - explosivos;
- 3) tremores dispersivos;
- 4) tremores armónicos.

Los primeros se presentan del tipo de ruptura mecánica interna, similares a los volcánicos A y B de Minakami (1969) con un intervalo S - P ≤ 2 segundos, lo cual corresponde a una distancia hipocentral hasta de unos 10 - 12 km. Hay alternancia de compresiones y dilataciones en la llegada del primer impulso de la onda P. Hasta mediados de julio de 1980 se registraron como promedio 4 - 5 sismos locales diarios.

Los microsismos del segundo tipo se presentan similares a los *rockburst* de las cuevas de toba saturada de agua observados en la zona de Nápoles (Italia). Probablemente están relacionados con pequeñas alteraciones del equilibrio hidrodinámico en los acuíferos superficiales (figura 6a). Pueden considerarse del mismo tipo de los temblores locales, aun mucho más pequeños.

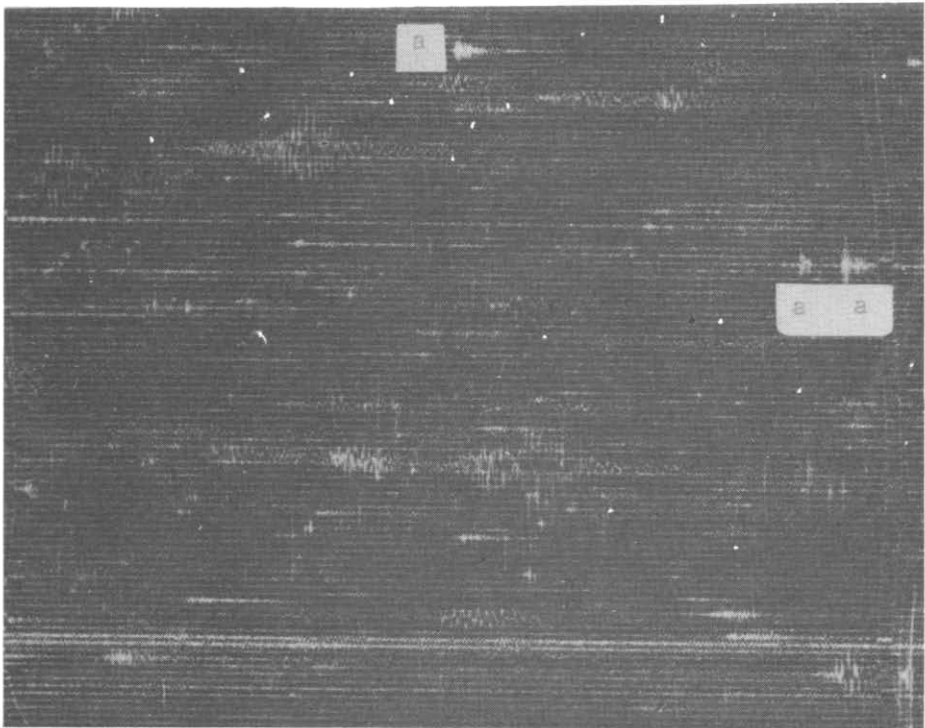


Fig. 6. Ejemplos de temblores registrados en la caldera activa del volcán Poás:

- a) impulsivo - explosivo (a) y, los demás, dispersivos
- b) armónico.

Los tremores dispersivos (figura 6a) se presentan con una primera fase emergente de alta frecuencia que en su primera parte de mayor amplitud y en la coda tienen un período aproximado de 0.5 a 0.6 segundos (2 Hz). Pueden ser explicados como fenómenos de dispersión de onda superficial (Rayleigh) para una actividad localizada muy superficialmente.

Los tremores armónicos, con un período predominante de 0.2 segundos (5 Hz), se incrementaron notablemente a partir de marzo, 1981, presentando para ciertos días un patrón de bandas dispuestas con un intervalo de 2 a 4 horas. Estos tremores armónicos parecen inducidos por el flujo de los gases que salen de la fumarola (figura 6b) o bien por procesos de desgasificación al interior.

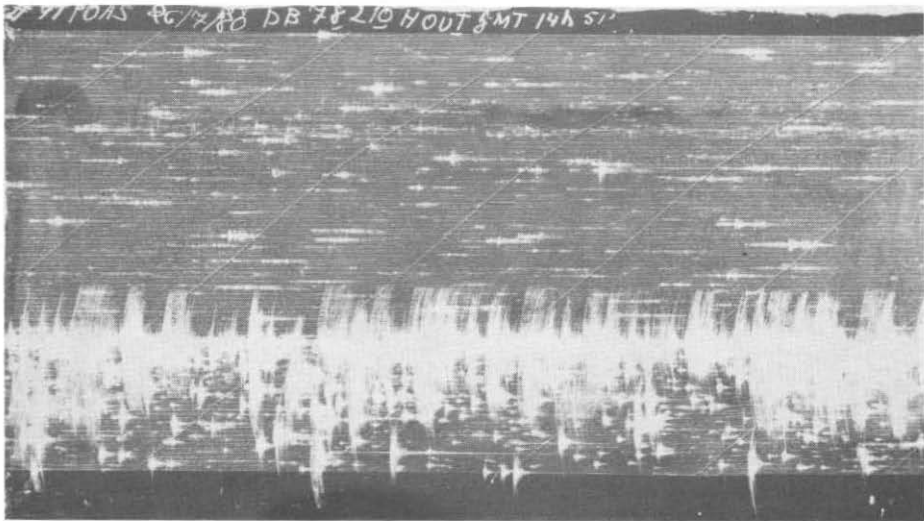
El 14 de julio fueron registrados en el Poás unos sismos regionales (Cuadro II), reportados con la intensidad del IV grado de la escala Mercalli, por los pobladores del Golfo de Papagayo, a unos 160 km del volcán Poás. Para estos temblores resulta un valor del coeficiente de Omori (razón entre la distancia epicentral y la diferencia S - P) aproximadamente de 7.

Cuadro II
Sismos regionales del 14/7/1980

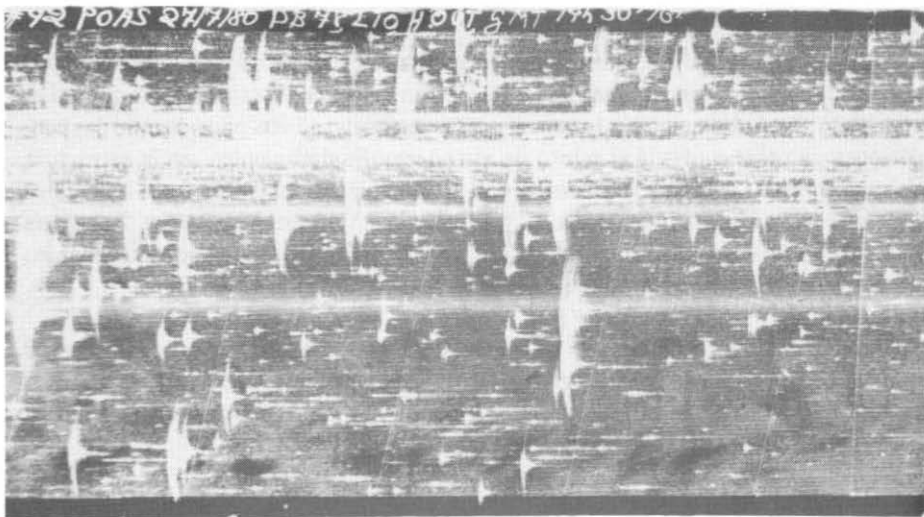
N.	hora local	(S-P) en segundos	Amplitud máxima (2a) en mm
1	17 ^h 37 ^m 23 ^s	22.5	> 70 (saturado)
2	18 48 26	18.0	27
3	4 2 3	22.5	> 70 (saturado)
4	4 13 11	22.5	25
5	9 53 32	18.7	≈ 70
6	12 4 57	22.5	20

El 27 de julio de 1980, a partir más o menos de las 7 a.m. se tuvo el registro de una crisis sísmica local en la que los sismos, subsiguiéndose a muy cortos intervalos y a menudo sobreponiéndose, impidieron no solamente el análisis individual de los sismos sino que también la pura enumeración de los eventos (figura 7).

Mientras la crisis local manifestaba extinguirse, a las 9 a.m. con 50 minutos del 30 de julio, se registró otro sismo regional (S - P = 22 segundos) cuya intensidad, evaluada con el tiempo de saturación del sismograma, fue comparable con la de los sismos del 14 de julio. Al sismo del 30 correspondió un repentino incremento de la crisis local que el 1o. de agosto todavía daba 2 - 3 eventos por hora, intercalados con otros sismos regionales. La intensidad de los sismos locales iba, en promedio, disminuyendo.



a)



b)



c)

Fig. 7. Sismogramas de la crisis sísmica local registrada en la caldera activa del Volcán Poás:

- a) inicio de la crisis: 7^h del 27/7/1980
- b) desarrollo en los días 27-28/7/1980
- c) Terremoto regional a 9^h 50^m del 30/7/1980 que produce un repentino incremento de la crisis.

Probablemente fue el comienzo repentino de la estación de las lluvias, como sucede cada año en el mes de mayo, el que determinó una sustancial variación en el equilibrio fluidodinámico de los acuíferos superficiales. Esto pudo agravar las condiciones ya críticas, desde el punto de vista termofluidodinámico, en la estructura del volcán Poás, debido a la presencia de los movimientos convectivos de los fluidos geotérmicos que calientan la laguna y alimentan las fumarolas. En fin, la energía liberada por los sismos regionales, en julio de 1980, contribuyó a desencadenar los procesos de fracturación probados ya por la crisis sísmica local.

Basándose en lo observado en las manifestaciones del Poás, parece lógico afirmar que las fracturaciones indicadas afectaron las zonas próximas al conducto volcánico y, aún más, a la masa magmática en enfriamiento que fue responsable de los eventos de 1953.

En correspondencia del aumento de temperatura en marzo de 1981, se da un fuerte incremento en los tremores armónicos.

Antes de concluir las observaciones sismológicas hace falta discutir, aun sumariamente, el registro de las 15^h 45^m del 11 de septiembre de 1980 (figura 8).

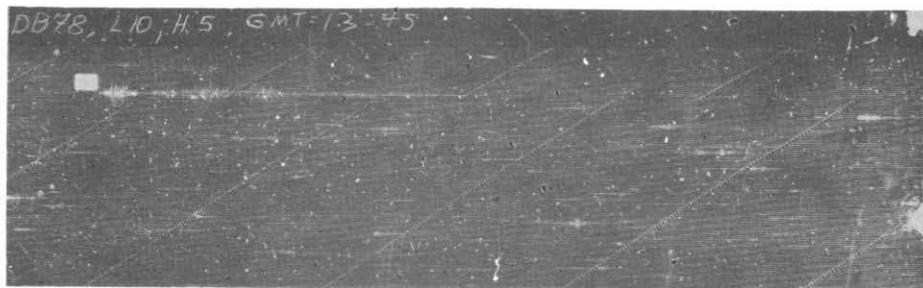


Fig. 8. Registro del evento de las 15^h 45^m del 11 de septiembre de 1980.

En este día, desde el Mirador del Poás, se observaron chorros de agua y vapor levantarse de la laguna, de manera bastante diferente de las explosiones normales *geyseriformes*, según afirmaron los observadores del hecho. Faltando además en el registro sísmico cualquier elemento característico de las explosiones (ejemplo: la onda acústica), parece lógico afirmar que los chorros de vapor observados fueron producidos por la caída en la laguna de los materiales calientes, deslizados de las paredes de la cúpula lávica, más que por una verdadera explosión freática.

La anomalía geomagnética espacial encontrada en la caldera activa del Poás, confirma definitivamente la naturaleza del domo situado al sur de la laguna; se trata de una cúpula lávica emplazada durante las manifestaciones eruptivas de 1953.

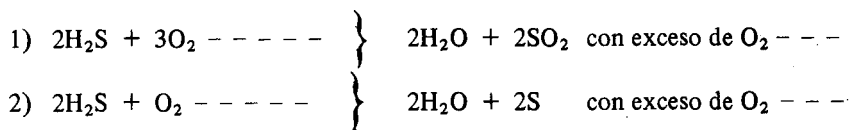
Las variaciones físicas y químicas de las aguas superficiales están directamente ligadas a las lluvias. La temperatura de los fluidos profundos, al momento de la mezcla con las aguas freáticas, alcanza valores de 220 - 240°C.

La crisis sísmica local de final de julio de 1980, que pudo haber sido excitada por los terremotos regionales de la mitad del mismo mes, está ligada a fracturaciones de las zonas cercanas al conducto volcánico, donde se encontraban concentrados fluidos magmáticos, con elevados contenidos de SO₂. Según nos comunicó verbalmente J. L. Cheminée, los emitidos en 1981 tenían un contenido de este gas, superior al 60% de los gases anhidros.

El aumento de la temperatura fue causado por la subida y la salida de estos fluidos que no involucraron las zonas superficiales de la laguna, cuyas aguas no manifestaron variación particular.

El aumento de la temperatura fue determinado, no solamente por el contenido térmico de los gases, sino también por reacciones químicas exotérmicas por la

oxidación del azufre. Entre las más importantes, probablemente, están las siguientes:



La confirmación de esto se encuentra en las observaciones geomagnéticas de las que se deduce que el aumento de la temperatura se produjo en una zona restringida y superficial, lo cual hace excluir una implicación directa con la subida de masas magmáticas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a las autoridades de la Universidad de Costa Rica, de la Universidad Nacional, del Instituto Costarricense de Electricidad y del Servicio de Parques Nacionales, su valiosa colaboración. Un reconocimiento particular, al personal del Parque Nacional Volcán Poás por la indispensable ayuda, proporcionada con profunda amistad.

BIBLIOGRAFIA

- BOZA, L. M. A., 1968. Plan de manejo y desarrollo para el Parque Nacional Volcán Poás, Costa Rica. Tesis de grado. Inst. Interam. Cienc. Agr. O. E. A., Turrialba, Costa Rica.
- CASERTANO, L., 1964. Some Reflections on the Fumarolic Manifestations of the Los Copahues Crater. *Bull. Volc.*, 27
- CASERTANO, L., A. BORGIA, C. CIGOLINI, 1983. El Volcán Poás, Costa Rica: Cronología y características de la actividad. En prensa.
- ELLIS, A. J., 1979. Explored Geothermal System. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. H. L. Barnes, Editor, John Wiley, pp. 632 - 683.
- FOURNIER, R. O. and A. H. TRUESDELL, 1973. An Empirical Na - K - Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 37, 1255-1275.
- MINAKAMI, T., 1969. Earthquakes originating from volcanoes. *Atti XVIII Conv. Ass. Geof. Ital.*, Napoli 1 - 4 ottobre 1969.
- TRUESDELL, A. H. and R. O. FOURNIER, 1977. Procedure for Estimating the Temperature of a Hot-Water Component in a Mixed Water by using a Plot of dissolved Silica versus Enthalpy. *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 5, 49-52.
- WILLIAMS, H. and A. R. McBIRNEY, 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, U. S. A.