

CAPITULO IV

ASPECTOS GEOFISICOS



SISMICIDAD DEL VOLCAN POPOCATEPETL
A PARTIR DEL 21 DE DICIEMBRE DE 1994 AL 30 DE
MARZO DE 1995

CARACTERISTICAS ESPECTRALES DE TEMBLORES
TIPO-A, TIPO-B Y TREMORES ASOCIADOS A LA
ERUPCION DEL VOLCAN POPOCATEPETL, MEXICO, EN
DICIEMBRE DE 1994.

LA RED GEODESICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL
PARA EL MONITOREO DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA

SISMICIDAD DEL VOLCAN POPOCATEPETL a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 marzo de 1995

C. Valdés¹, G. González^{1,2}, A. Arciniega¹, M. Guzmán¹, E. Nava³,
C. Gutiérrez⁴ y M. Santoyo⁴

RESUMEN

En este trabajo se presenta la sismicidad asociada durante la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl, durante el periodo del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. En este lapso se logró clasificar cuatro tipos de eventos: Tipo "A", Tipo "B", Tipo "AB" y Tremor. Aproximadamente 22 horas después de la crisis explosiva del día 21 de diciembre se presentó un tremor volcánico registrado claramente por las estaciones PPX y PPM. Se midió la amplitud promedio del tremor cada 10 minutos en la estación PPM. También se graficó la amplitud al cuadrado para tener la variación de la energía. El análisis de esta señal se realizó en cuatro etapas, de acuerdo a la actividad preponderante. En la primera se liberó el 72 % de la energía total. Este periodo coincidió con la etapa de mayor actividad sísmica de tipo A. En segunda se registró sólo el 13 % de la energía total. La energía acumulada en la tercera etapa fue del 10 %. La última comienza el día 60 y su terminación esta limitada por la duración del presente análisis. La amplitud promedio es de 5 a 14 mm que es mucho mayor que en las etapas anteriores. A pesar de estas amplitudes, la energía acumulada durante esta etapa es de 5 %. La variación del tremor en las cuatro etapas se interpreta de la siguiente manera

Inicialmente el conducto entre la cámara y el cráter debió de ser fracturado y rugoso, por lo que no tenía un buen sellamiento entre sus paredes. Esto permitía que el gas y cenizas salieran en forma continua, generando un tremor de poca amplitud. En una segunda fase el conducto fue erosionado, quedando sus paredes pulidas produciendo un buen sellamiento. Esto explica que el tremor se vuelva esporádico en tiempo, debido a la necesidad de acumular mayor presión para separar las paredes del conducto. Esto además explica que la duración en tiempo sea menor y la amplitud sea mayor, ya que el gas y la ceniza son expulsados con mayor presión y mayor velocidad hasta que las paredes se sellan de nuevo. Un sistema de este tipo sugiere que la presión en la cámara magmática se mantiene constante y que lo único que ha cambiado es la estructura del conducto.

Un total de 55 sismos fueron localizados usando sismogramas digitales. La distribución espacial de la sismicidad sugiere la presencia de una cámara magmática con un techo a los -0.5 km y con un conducto que la une con el cráter. Las localizaciones vistas en corte con orientación Oeste-Este mostró que la mayoría de los sismos se encuentran localizados en un volumen de 3.5 km de diámetro con un conducto cilíndrico de 1 km de diámetro que conecta el volumen con el cráter

¹ Instituto de Geofísica, UNAM.

² Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.

³ Instituto de Ingeniería, UNAM.

⁴ CENAPRED.

1. INTRODUCCION

Las erupciones volcánicas se encuentran entre los desastres naturales más espectaculares y también entre los más temidos. Otras formas de violencia natural tales como las inundaciones, los huracanes, los incendios, las tormentas y los sismos, han sido responsables de grandes pérdidas económicas y de vidas humanas, pero los volcanes se encuentran entre los más preocupantes debido a los efectos cataclísmicos y a varias erupciones muy notables ocurridas en el curso de la historia. Aún así, mucha gente piensa que las erupciones volcánicas son fenómenos que ocurren sólo en lugares distantes y remotos. Esta forma de pensar puede ser muy peligrosa para aquellas personas que viven en regiones volcánicas de poca o ninguna actividad.

Cada año, entran en actividad entre 50 y 65 volcanes (Simkin et al., 1984), pero solo unos cuantos son responsables por daños y pérdidas de vidas humanas. Durante cada siglo, ocurren algunas erupciones que tienen proporciones desastrosas. Aún así, tal efecto en la sociedad no es necesariamente proporcional al tamaño o violencia de la erupción, sino más bien a la proximidad de asentamientos humanos al volcán. Por ejemplo, la erupción de Katmai (Novarupta, Alaska) de 1912 fue un cataclismo de gran magnitud, pero sin pérdidas humanas debido a su localización remota, mientras que erupciones volcánicas más pequeñas pero cercanas a poblaciones, tales como la del Pelée en 1902 y la del Ruiz en 1985 causando la pérdida de miles de vidas humanas.

A medida que se ha progresado en el entendimiento de las erupciones volcánicas también se han mejorado las técnicas de monitoreo volcánico. El uso de estaciones sísmicas que transmiten su información en forma continua desde un volcán a un centro de monitoréo, ha sido uno de los pasos más importantes en la vigilancia volcánica. La sismicidad que precede y acompaña las erupciones puede ser muy específica para cada volcán. Es indispensable para conocer e interpretar el comportamiento de un volcán el tener acceso a la información en forma inmediata.

En particular, hay que saber que en nuestro país se encuentra en una zona altamente sísmica y también volcánica. Un ejemplo real de este riesgo volcánico lo representa el volcán Popocatepetl. Este estratovolcán se localiza en las coordenadas 19° 03' N; 98° 35' W, con una altura de 5420 msnm (Figura 1). Es un gran cono truncado, que define un cráter externo elíptico, cuyos ejes son 450 y 650 m respectivamente. Además cuenta con un cráter interno que produce emisiones fumarólicas, en cuyo interior se encuentra un lago (Carrasca-Núñez et al., 1986).

Este volcán ha presentado una actividad continua en el pasado y en el presente, con erupciones recientes en 1519, 1539, 1664, 1697, 1720, 1802 y 1919-27-38 (Carrasca-Núñez et al., 1986); inclusive, en 1663 y 1665 se reportó caída de ceniza en la ciudad de Puebla por varios días (Soler et al., 1989). Recientemente, se ha reportado actividad fumarólica y sísmica (Valdés González y González Pomposo, 1994). Además, últimamente el volcán generó una serie de explosiones acompañadas de emisiones de ceniza alrededor de la 1:30 (hora local) a partir del día 21 de diciembre de 1994.

Por lo tanto, este volcán representa una de las zonas de mayor riesgo volcánico del país, debido a los numerosos asentamientos humanos e industriales que se encuentran en sus alrededores. Tres estados colindan con este volcán: México, Morelos y Puebla, (Figura 1). El Distrito Federal se localiza a una distancia media de 50 Km al igual que la Ciudad de Puebla y Cuautla, Mor. a 41 Km. Por lo tanto, una erupción proveniente del volcán Popocatepetl puede afectar, potencialmente, a unos 20 millones de personas, las que representan una cuarta parte de la población total del país, y provocar un fuerte impacto económico.

Para predecir erupciones volcánicas, se han utilizado la cuantificación de los diferentes eventos sismo-volcánicos y sus cambios temporales tanto en su número como en la energía total liberada (Simouzuru, D. 1971, Tokarev, P. 1978; Malone, D. 1982, Power et al., 1994, Lahr et al., 1994 y Chouet et al., 1994). El objetivo de este trabajo consiste en clasificar y cuantificar los eventos sísmicos asociados al volcán Popocatepetl a partir de la crisis provocada por su reactivación el 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995 (100 días), con el fin de determinar las diferentes variaciones de la actividad sísmica del volcán y para tratar de entender cuál fue el proceso que generó esta crisis y sus implicaciones al futuro.

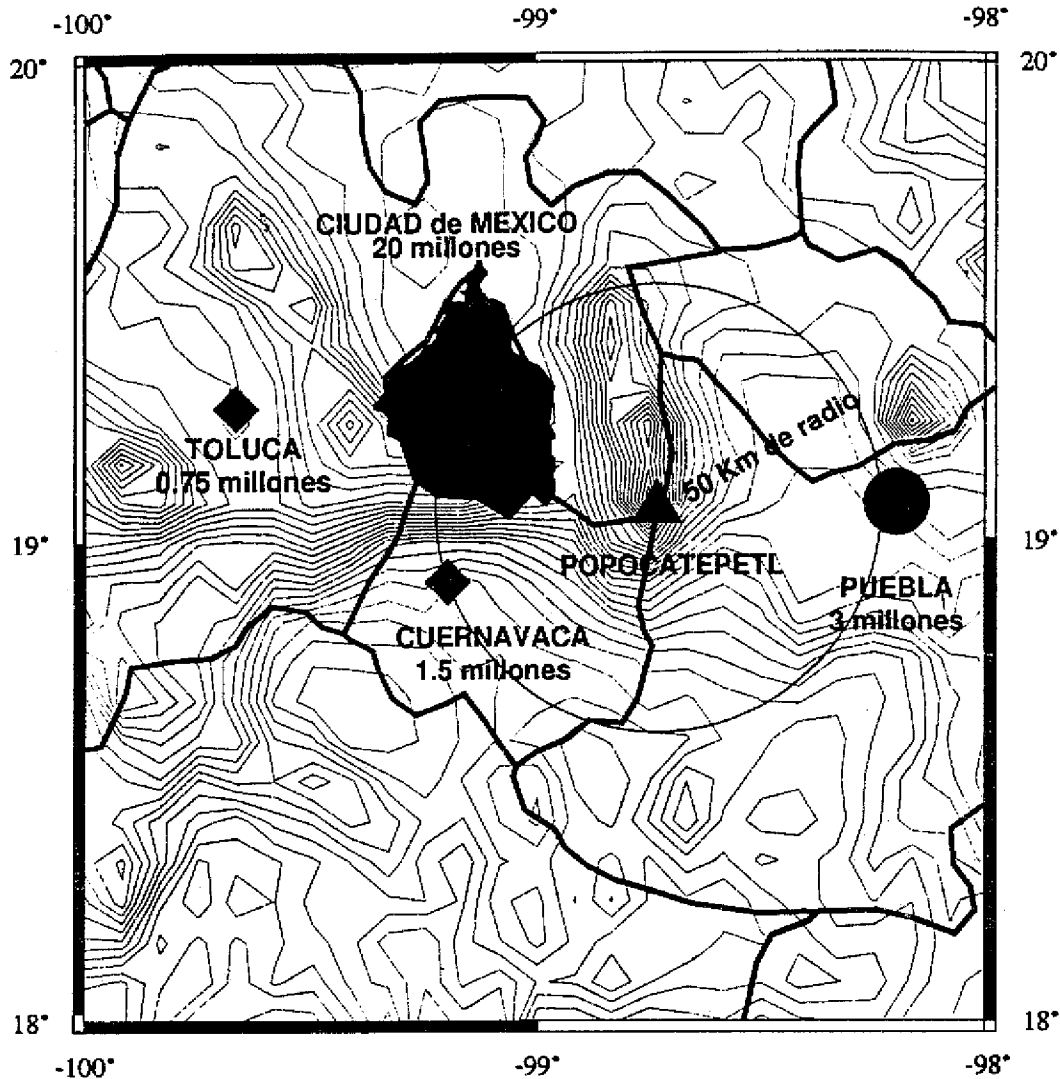


Figura 1. Localización del Volcán Popocatepetl con respecto a las ciudades cercanas.

2. ANALISIS DE DATOS SISMICOS

Con la instalación de 4 estaciones telemétricas PPC (Colibrí, Pue.), PPB (Bonzai, Pue.), LMVM (Loma del muerto, Méx) y SNPP (San Nicolas de los Ranchos, Pue.). Además de la integración de las estaciones PPM (Tlamacas, Méx.), que operaba desde septiembre de 1989, por parte del Instituto de Geofísica de la UNAM, PPA (Alzomoni, Méx.) instalada previamente por el Instituto de Ingeniería de la UNAM y PPX (Chipiquixtle, Méx.), establecida por el CENAPRED a partir de octubre de 1994. Con estas 7 estaciones se conformo la Red Sísmica de Volcán Popocatepetl. El propósito de esta red fue el monitoreo continuo de la actividad sísmica asociada al volcán. Con el análisis de los registros en este periodo se logró clasificar cuatro tipos de eventos: Tipo "A", Tipo "B", Tipo "AB" y Tremor cuyas características son las siguientes:

Tipo "A": Estos eventos son similares a los tectónicos, con frecuencias típicas de 5 Hz y las fases de las ondas P y S son claramente definidas con tiempos de fase S-P de 1.5 a 3.0 seg.; la duración de coda es menor a los 40 seg. Estos eventos representan fallamientos ó fracturamientos de corte, muy similares a los que producen los eventos tectónicos. Los esfuerzos que producen pueden ser de origen regional o localmente generados por el sistema volcánico (Malone, S. D., 1982).

Tipo "B": Los periodos característicos de estos eventos se encuentran en el rango de 0.8 a 1.6 seg. La fase de la onda P es emergente y no es posible identificar la fase de la onda S; la duración de la coda es menor a los 125 seg. Chouet (1985, 1988) ha modelado teóricamente este tipo de eventos y sugiere que son causados por resonancia iniciada por presiones transitorias en un conducto o una fractura saturada con fluido.

Tipo "AB". Estos eventos se caracterizan por tener componentes de altas y bajas frecuencias. Las altas frecuencias incluyen fases impulsivas de las ondas P y S, con un tiempo S-P de 1.5 a 2.0 seg.; la duración de esta componente es de 5.5 seg. aproximadamente y las amplitudes de las ondas P y S son más pequeñas que las de los eventos Tipo "A". Los periodos característicos de la componente de baja frecuencia son de 0.8 a 1.1 seg. y la duración de coda de todo el evento es menor a los 150 seg. El mecanismo que genera estos eventos puede ser una mezcla de los que generan los tipos A y B.

Tremor: Este tipo de señal sísmica se debe a una oscilación o vibración continua de elementos del aparato volcánico. El tremor es comunmente asociado a los eventos de período largo o tipo B, ya que los espectros de frecuencia de ambas señales son consistentes (Chouet, 1992). El origen del tremor es todavía debatible y entre las explicaciones más comunes son por ejemplo el que sugiere un conducto o fractura saturado con fluido a alta presión (Chouet, 1986).

3. TREMOR

Aproximadamente 22 horas después de la crisis explosiva se presentó un tremor volcánico registrado claramente por las estaciones PPX y PPM. Se midió la amplitud promedio del tremor cada 10 minutos en la estación PPM. También se graficó la amplitud al cuadrado para tener la variación de la energía.

La variación del tremor en los cien días subsecuentes al 21 de diciembre de 1994 puede dividirse en varias etapas.

- i) La primera etapa (Figura 2), dura del día 2 al 5, se caracteriza por un tremor continuo con amplitudes entre 2 y 13 mm. En esta etapa se libera el 72 % de la energía de los 100 días analizados. Este período coincide con la etapa de mayor actividad sísmica de tipo A.
- ii) La segunda etapa (Figura 2), que va del día 5 al día 25, presenta una actividad menor, sólo el 13 % de la energía total, pero aún con tremores de duraciones mayores de 10 minutos y amplitudes entre 1.5 y 8 mm. Hacia el final de esta etapa, después del día 20, hay un incremento en la amplitud del tremor. En esta etapa la energía acumulada se incrementa a un ritmo de 0.65 % por día, mucho más estable que el 16% por día de la primera etapa.
- iii) La tercera etapa (Figura 2), del día 25 al 60, consiste en un tremor con menor duración que en la segunda etapa, pero en promedio con amplitudes mayores. En esta etapa observamos cuatro ciclos en los que el tremor inicia con amplitudes de entre 1 y 2 mm, llega a una amplitud máxima de entre 5 y 8 mm y regresa a los valores antes mencionados. Estos ciclos tienen duraciones de 9, 7, 8 y 11 días y se inician los días 25, 34, 41, 49 y 60, respectivamente. La energía acumulada en esta etapa es de 10 % y se incrementa a razón de 0.28 % por día.

iv) La cuarta etapa (Figura 2), comienza el día 60 y su terminación esta limitada por la duración del presente análisis. El tremor es más esporádico en tiempo y difícilmente dura más de 10 minutos, pero su amplitud en promedio de 5 a 14 mm, es mucho mayor que en las etapas anteriores. A pesar de estas amplitudes, la energía acumulada durante esta etapa es de 5 % y su incremento diario es de 0.125 %. Se puede clasificar a esta etapa como la de tremor bandeado. Es difícil identificar ciclos durante este período.

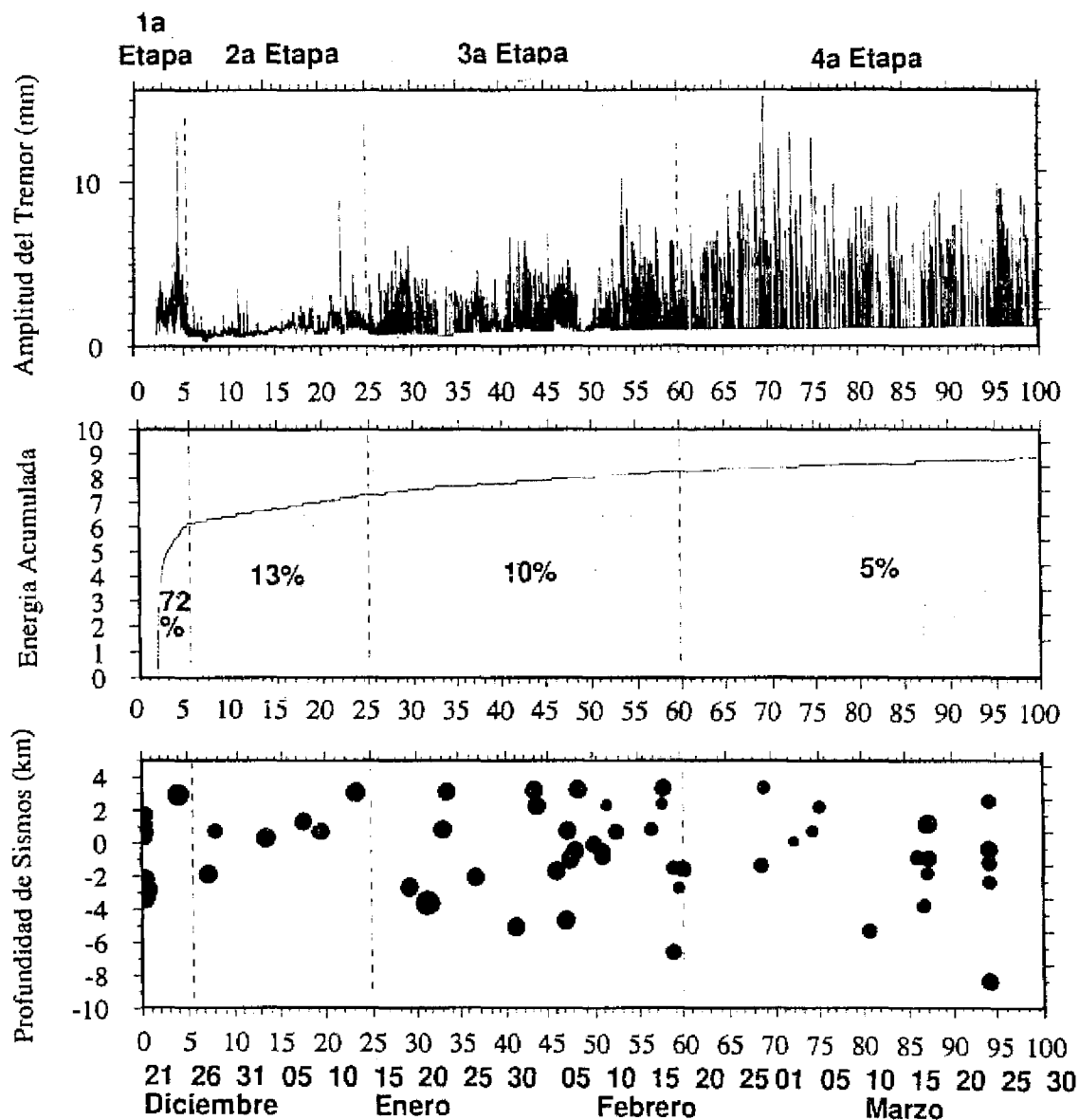


Figura 2. **Panel superior.** Amplitud del tremor en los 100 días analizados. El comportamiento se clasificó en cuatro etapas indicadas con líneas verticales discontinuas. **Panel medio.** Energía acumulada durante el periodo de estudio. Los números representan el porcentaje de energía liberado durante esa etapa. **Panel inferior.** Profundidad de los sismos localizados durante el estudio.

4. SISMICIDAD

A partir de la crisis del 21 de diciembre, se inicia la localización de eventos que tenían primeros arribos claros en al menos tres de las estaciones instaladas en el volcán. La localización de estos eventos se efectuó usando el programa *HYPOCENTER* de Lienert et al. (1986). Este programa, aunque basado en *HYPO71* (Lee and Lahr, 1975) presenta mejores soluciones al permitir que la profundidad se comporte como una variable durante todo el proceso iterativo. Además, *HYPOCENTER* utiliza procedimientos estadísticos de regresión tales como centrado y escalamiento, para mejorar la matriz de condición, la cual relaciona los cambios en los tiempos de arribo a variaciones en la localización hipocentral.

El programa *HYPOCENTER* utiliza un modelo de velocidades de capas planas. Aunque es difícil pensar que un modelo de este tipo sea realista para un edificio volcánico, hay que tomar en cuenta que esta estructura se ha ido construyendo sobre capas y más capas basálticas. Un modelo de este tipo esencialmente se comportará como una sola capa, ya que los rayos sísmicos con longitudes de onda de 0.35-3 km no serán afectados por capas de espesores menores que estas dimensiones. El modelo usado (Mikumo, comunicación personal) para las localizaciones consiste en una capa de 3.5 km de espesor a partir de la cima del volcán y con una velocidad de 3.5 km/s. La segunda capa tiene un espesor de 4.5 km y una velocidad de 5.5 km/s. La última capa que consiste en un semiespacio tiene una velocidad de 6.5 km/s. Las velocidades fueron determinadas usando la relación $v = 1.76$. Modelos similares han sido utilizados para localizar sismos en volcanes activos como es el caso del Redoubt (Lahr et al., 1994).

Un total de 56 sismos fueron localizados (Figura 3) usando sismogramas digitales para leer sus fases con una precisión de hasta 0.01 s. No en todos los casos los arribos fueron tan claros para permitir estas precisiones. Los errores promedio en la dirección horizontal y en la profundidad en las localizaciones de estos eventos no exceden 1 km y con una desviación estándar (σ) de 0.14 km. Para hacer una prueba de la exactitud en las localizaciones, se utilizó el modelo de capas del volcán Redoubt (Lahr et al., 1994). Este modelo generó hipocentros, con errores horizontales y verticales mayores, y distribuidos en una forma más aleatoria que la encontrada con el modelo del presente estudio.

Las magnitudes de los sismos estudiados, fueron calculadas usando la fórmula $M_c = -0.09 + 1.85 \log(\tau) + 0.0004 \Delta$, en donde τ es la duración de la señal en segundos y Δ la distancia epicentral en kilómetros. Las magnitudes calculadas se encuentran entre 1.4 y 3.4 grados, con la magnitud promedio de 2.36 y una σ de 0.33.

Las localizaciones vistas en corte con orientación Oeste-Este (Figura 4) muestra que la mayoría de los sismos se encuentran localizados en un volumen de 3.5 km de diámetro con un conducto cilíndrico de 1 km de diámetro y que conecta al volumen con el cráter. Los hipocentros de los eventos que definen este volumen son los que presentan errores menores en su localización, con excepción de tres sismos superficiales. Este volumen crudamente sugiere una cámara magmática con un techo a la cota del nivel del mar y un conducto angosto que la comunica con el cráter. Se proyectaron también los hipocentros en un corte orientado Norte-Sur y se observó que los sismos definen un volumen y un conducto similar al anterior.

Analizando las profundidades de estos eventos en función del tiempo (Figura 2) podemos observar una relación con las cuatro etapas del tremor. En la primera etapa, los eventos se distribuyeron desde los 2.5 a los -4 km de profundidad. En la segunda etapa, la profundidad migró de los -2 a los 2.5 km. En la tercera etapa, la distribución parece relacionarse con los términos de los ciclos del día 34, 49 y 60, alrededor de los cuales la sismicidad ocurre de los 2.5 a los -4 km. Es en este período donde observamos la mayor actividad sísmica y los sismos de mayor magnitud. La cuarta etapa se caracteriza por una ausencia de sismicidad y una concentración de eventos que coincide con un período de baja amplitud en el tremor.

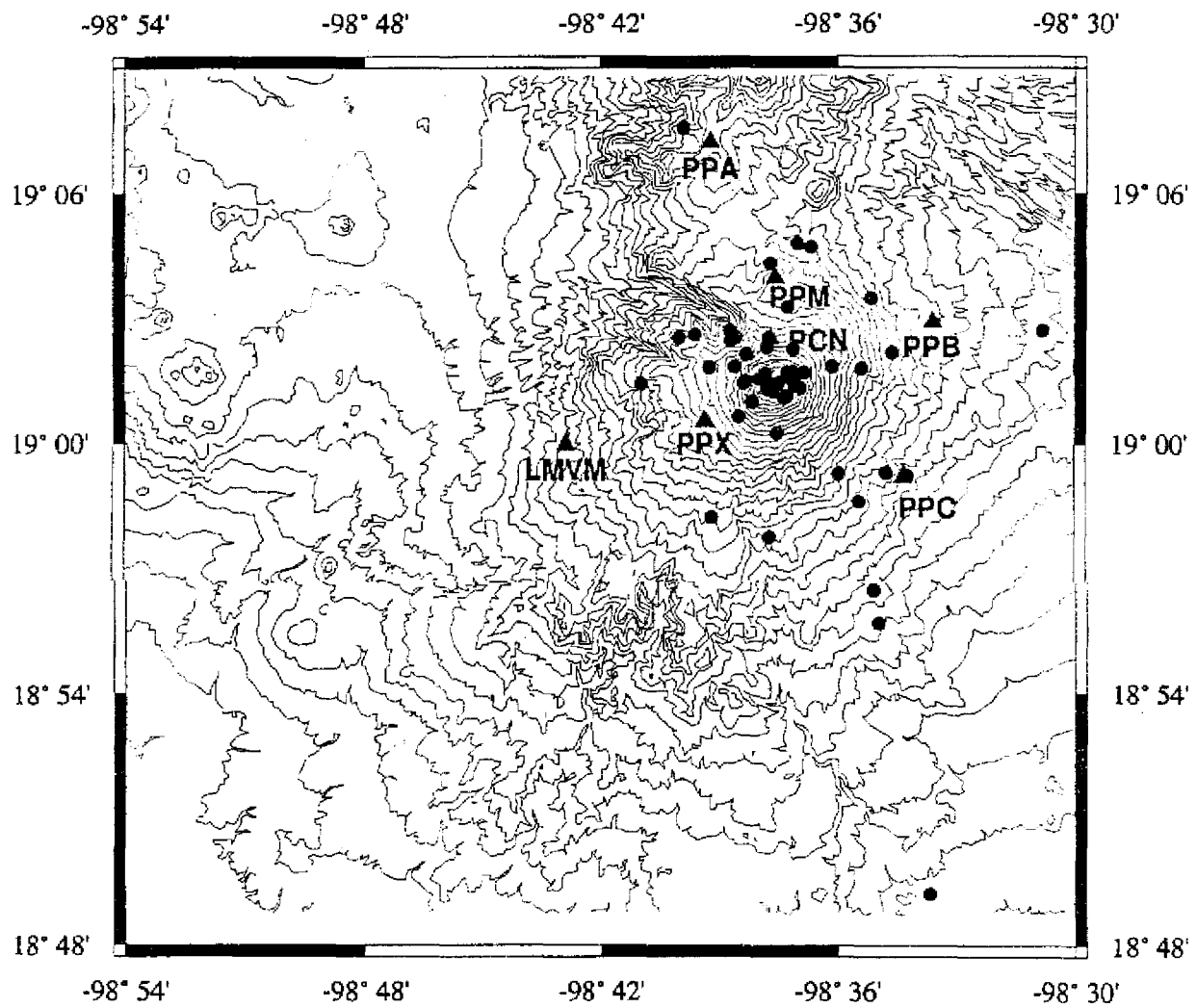


Figura 3. Epicentros (círculos) de 56 sismos localizados durante los primeros 100 días a partir de la erupción del 21 de diciembre de 1994. Las estaciones se indican con triángulos sólidos. Las curvas representan la topografía del volcán.

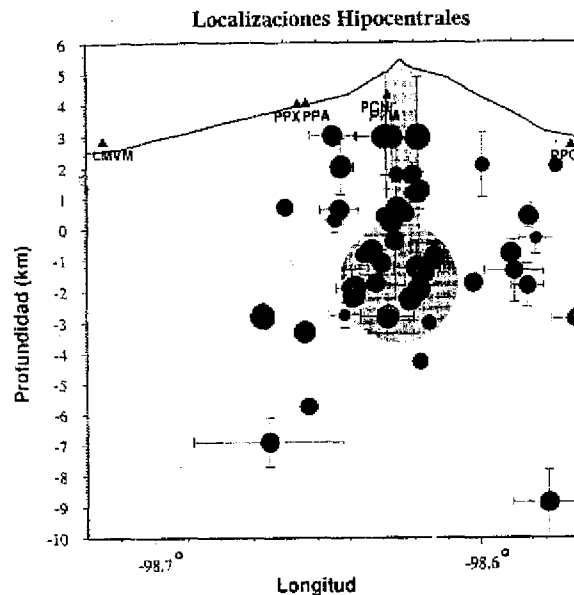


Figura 4. Sección Oeste-Este con la localizaciones hipocentrales (círculos oscuros). Las barras verticales y horizontales corresponden a los errores de localización. Las localizaciones sugieren una cámara magmática de 3 km de diámetro y un conducto de 4 km de largo. Las estaciones están representadas con triángulos.

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Con base en el análisis del comportamiento del tremor en función del tiempo y a las localizaciones hipocentrales, sugerimos la posible presencia de una cámara magmática con un techo a los -0.5 km y con un conducto que la une con el cráter. La poca variación de la energía acumulada por el tremor después del día cinco, sugiere un sistema constante.

La variación del tremor en las cuatro etapas podría ser explicada de la siguiente manera. En un principio el conducto entre la cámara y el cráter debió de ser un conducto fracturado y rugoso, el cual no permitía un buen sellamiento entre sus paredes. Esto permitía que el gas y cenizas salieran en forma continua, pero generando un tremor de poca amplitud. Con el paso del tiempo este conducto fue erosionado, quedando sus paredes pulidas las cuales al bajar la presión y cerrarse, lo hacen con un buen sellamiento. Esto explica que el tremor se vuelva esporádico en tiempo, pues es necesario acumular mayor presión para separar las paredes del conducto. Esto también explica que la duración en tiempo sea menor y que la amplitud sea mayor, ya que el gas y la ceniza son expulsados a mayor presión y más rápidamente hasta que las paredes se sellan de nuevo. Un sistema de este tipo sugiere que de alguna forma la presión en la cámara magmática se mantiene constante y que lo único que ha cambiado es la estructura del conducto. No implicando algún cambio crítico dentro de la cámara magmática.

Con los datos presentados en este estudio se puede establecer que el conocimiento del comportamiento de la sismicidad es importante previo a una fase crítica del volcán Popocatépetl. Destacando la necesidad de mantener un monitoreo continuo de la actividad sísmica del volcán, para entender si su comportamiento es estable o si representa el preámbulo de un comportamiento de tipo eruptivo. Además, es importante mantener operando continuamente las estaciones sismológicas.

6. BIBLIOGRAFIA

- Carrasco Núñez, G; Silva Mora, L; Delgado Granados, H y Urrutia Fucugauchi, J. 1986. Geología y Paleomagnetismo del Popocatepetl. Serie de Investigación, Instituto de Geofísica, UNAM, no. 33.
- Chouet, B. 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.*, 90, pp 1881-1893.
- Chouet, B. 1986. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *J. Geophys. Res.*, 91, pp 13967-13992.
- Chouet, B. 1988. Resonance of a fluid driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *J. Geophys. Res.*, 93, no. B5, pp 4375-4400.
- Chouet, B. 1992. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol. 3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Chouet, B. A; Page, R. A; Stephens, C. D; Lahr, J. C. and Power, J. A. 1994. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62, no. 1-4, pp 95-136.
- Lahr, J. C; Chouet, B. A; Stephens, C. D; Power, J. A. and Page, R. A. 1994. Earthquake classification, location and error analysis in volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62, no. 1-4, pp 137-152.
- Lee, W. K. H. y J. Lahr., 1975 A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U. S. G. S. Open file Report, 75-311.
- Lienert, B. R. E., E. Berg, and L. N. Frazer, 1986. HYPOCENTER, An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seis. Soc. Am.* 76, 771-783.
- Malone, S. D. 1982. Earthquakes: Observation, theory and interpretation. Editors: H. Kanamori, E. Bochi, pp 436-455.
- Nakamura, K. 1964. Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano Izu. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 42, pp 649-685.
- Power, J. A; Lahr, J. C; Page, R. A; Chouet, B. A; Stephens, C. D; Harlow, D. H; Murray, T. L. and Davies J. N. 1994. Seismic evolution of the 1989-1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62, no. 1-4, pp 69-94.
- Shimozuru, D. 1971. A seismological approach to the prediction of the volcanic eruption in: The surveillance and prediction of volcanic activity UNESCO Earth. Science Monograph 8, Paris, pp 19-45.
- Simkin, T. and L. Siebert. 1984. Explosive eruptions in space and time: Duration, intervals and a comparison of the world's active volcanic belts, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards*. Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D. C., pp 110-121.
- Soler, A. y Martín Del Pozzo A. L. 1989. Volcanology of Popocatepetl volcano, México. *New Mexico Institute of Mining & Technology, Bulletin* 131, 249.

Tokarev, P. I. 1978 Prediction and characteristics of the 1975 eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Bull. Volcanol., 41, no 3, pp 251-258.

Valdés González, C. and González-Pomposo, G. J. 1994. Popocatepetl (México) High SO₂ flux on 1 February (1,200±400 metric tons/day), vol 19, no. 1, pp. 9-10. Bulletin of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution