



FACULTAD DE INGENIERÍA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
MÉXICO, D.F.

ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD
SÍSMICA RELACIONADA CON
LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN
POPOCATÉPETL, MÉXICO,
EN DICIEMBRE DE 1994

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO
P R E S E N T A
ADOLFO / HUIDOBRO GONZÁLEZ



280920



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO

Resumen	1
1 Introducción	2
1.1 Localización	3
1.2 Historia eruptiva del volcán Popocatepetl	5
1.3 Instrumentación sísmica	8
1.3.1 Red sísmica SISMEX	8
1.3.2 Red sísmica temporal	9
2 Clasificación de eventos sísmicos volcánicos	11
2.1 Clasificación de Minakami	12
2.2 Eventos sísmicos observados en volcanes mexicanos	13
2.3 Clasificación de eventos sísmicos del volcán Popocatepetl	16
3 Sismicidad y crisis volcánica del Popocatepetl	21
3.1 Momento sísmico liberado	21
3.2 Tipos de eventos y su relación con la crisis	23
3.3 Variación del período dominante en tremores y eventos tipo B	25
4 Localización de eventos sísmicos	27
4.1 Modelo cortical de velocidades	27
4.2 Método de Geiger	28
4.3 Programa HYPO71	30
4.4 Atenuación de las ondas coda en eventos tipo B	32
4.5 Programa CODAQ	33
4.6 Selección de eventos	35
5 Discusión de resultados	38
Conclusiones	40
Bibliografía	43
Tablas y figuras	48
Anexo A	82

Figura 20. Perfil E-W del volcán Popocatépetl mostrando la ubicación de eventos tipo A ocurridos antes del 25/10/1994 (triángulos claros), tipo A antes de la crisis (círculos oscuros), tipo A durante la crisis (círculos abiertos), tipo E (cuadros abiertos) y tipo A después de la crisis (rombos). Para cada evento se representa con línea el error vertical y horizontal obtenido de la estimación hipocentral. **75**

Figura 21. Trazas (componente vertical) de los eventos seleccionados para analizar el comportamiento de Q^{-1} registrados en la estación PPC. A la derecha aparece la FECHA (año, mes y día) y HORA (hora, minuto y segundo) de cada evento. A la izquierda se presenta el intervalo de amplitud (cuentas) a la cual se graficó cada evento. **76**

Figura 22. Gráfica de atenuación vs frecuencia, para los seis eventos seleccionados. En la parte derecha se presenta la fecha y hora de ocurrencia de cada evento. Las barras verticales representan el mínimo y máximo error para cada frecuencia. **77**

Figura 23. Resultados de Q , obtenidos por los diferentes métodos implementados para una frecuencia de 6 Hz, para el evento 941202 08:10:31.11, registrado en la estación digital PPC. **78**

Figura 24. Resultados de Q , obtenidos por los diferentes métodos implementados para una frecuencia de 12 Hz, para el evento 941202 08:10:31.11, registrado en la estación digital PPC. **79**

Figura 25. Resultados de Q , obtenidos por los diferentes métodos implementados para una frecuencia de 24 Hz, para el evento 941202 08:10:31.11, registrado en la estación digital PPC. **80**

Figura 26. Modelo idealizado de la estructura interna del volcán Popocatépetl, considerando el modelo de capas planas empleado en la localización hipocentral. **81**

RESUMEN

Se analizó la actividad sísmica relacionada con la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl, localizado en la parte central del Eje Neovolcánico. Se utilizaron datos de la red telemétrica de SISMEEX, de una red temporal de 5 estaciones y de la estación PPX cuya operación estuvo a cargo del Instituto de Ingeniería de la UNAM. El análisis abarca los temblores registrados antes, durante y después de la crisis, hasta el 30 de enero de 1995. Con este trabajo se pretendió dar una clasificación de los eventos sísmicos, su localización hipocentral y la relación tanto espacial como temporal que guardan los eventos sísmicos con la crisis volcánica. Se clasificó a los temblores considerando su forma de onda (Minakami, 1974), su relación con la crisis y su contenido espectral en 4 tipos (A, B, E y tremores). Del análisis de los sismogramas registrados en varias estaciones de la red temporal se observó que debido al efecto de trayectoria no se podía hacer una subclasificación de eventos volcánicos. Se analizaron los sismogramas de la estación IIA determinándose que la actividad sísmica tipo A se inició posiblemente en febrero de 1988. Se observaron pequeños incrementos de este tipo de actividad a fines de 1990, a principios de 1992 y de 1994; así como actividad sísmica de baja magnitud durante 1993. El valor acumulado de la energía sísmica liberada desde 1988 hasta 57 días antes de la crisis era de 3.4×10^{17} ergios, valor típico de etapas pre-eruptivas en volcanes dacíticos y andecíticos (Yokoyama, 1988). Se realizó un análisis estadístico de los sismogramas registrados en la estación PPX para el período comprendido entre 67 días antes y 40 días después de la erupción, detallándose las variaciones temporales que presentaron los cuatro tipos de eventos clasificados. Con datos de la red telemétrica de SISMEEX se localizaron 7 eventos tipo A con profundidades entre los 7.5 y 17.9 km y magnitud de coda (M_c) entre 2.5 y 3.3. Con datos registrados en una red temporal de 5 estaciones y en la estación PPX se localizaron: 9, 8 y 14 eventos tipo A registrados antes, durante y después de la erupción, respectivamente, con profundidades entre los 1.9 y 7.0 km y M_c entre 1.4 y 2.8; 4 eventos tipo E con profundidades entre los 1.7 y 5.3 km y M_c entre 2.5 y 2.9; así como 33 eventos tipo B registrados antes, durante y después de la crisis, con profundidad menor a 2 km y M_c menor a 2.9. Se evaluó la atenuación sísmica en la estación PPC con las ondas coda de eventos tipo A registrados antes, durante y después de la crisis para las frecuencias centradas en 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 y 24 Hz, observándose valores muy similares para las tres etapas. Esta variación de Q^{-1} mostró una mayor atenuación para las frecuencias de 12 y 24 Hz en el volcán Popocatepetl comparada con otros volcanes.

De los volcanes activos que se encuentran en nuestro país pocos han sido monitoreados con redes sísmicas locales para analizar la actividad sísmica asociada con las crisis o erupciones volcánicas. El volcán Chichonal situado en el sureste de México que inició una serie de erupciones en marzo de 1982 y el volcán de Colima situado en el estado de Colima, que se reactivó durante 1991, son los únicos volcanes para los que se ha realizado un análisis de su actividad sísmica y una clasificación del tipo de temblores asociados a dicha actividad (Havskov et al., 1983; Medina et al., 1992; Lermo et al., 1993; González et al., 1993 y Núñez-Cornú et al., 1994).

En el presente trabajo se efectuó la relocalización de eventos sísmicos anteriores a la crisis volcánica y que posiblemente estén asociados con la actividad del volcán Popocatepetl. Se analizó la actividad sísmica asociada con la crisis volcánica del Popocatepetl durante diciembre de 1994 y enero de 1995, esta actividad sísmica se registró en la red del Sistema de Información Sismotelemétrica de México (SISMEX) y en una red sísmica local instalada alrededor del volcán de forma temporal. Con este trabajo se pretende dar una clasificación de los eventos sísmicos, su localización hipocentral y la relación tanto espacial como temporal que guardan dichos eventos sísmicos con la crisis volcánica ocurrida durante este período de tiempo.

1.1 Localización

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán de composición andesítica-dacítica, es la segunda cima más alta de México con 5450 m de altura sobre el nivel medio del mar. Es de forma cónica con un diámetro en su base de 25 km, su cima representa el corte elíptico de dicho cono. Se localiza dentro del Eje Neovolcánico (Figura 1), en las coordenadas 19°03' de latitud N y 98°35' de longitud W, entre los límites de los estados de México, Puebla y Morelos; a una distancia media de 65 km al sureste del Distrito Federal, a 45 km al oeste de la ciudad de Puebla y a 40 km al noreste de la ciudad de Cautla, Morelos (Figura 2).

El Eje Neovolcánico constituye una franja volcánica de edad cenozoica superior que cruza transversalmente la República Mexicana entre los paralelos 19° y 20° de latitud N. Está formado por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a través de un importante número de aparatos volcánicos, algunos de los cuales constituyen las

cimas más altas del país. La actividad volcánica en esta franja ha dado lugar a un gran número de cuencas de tipo endorreico con el consecuente desarrollo de lagos, los que le dan una apariencia geomorfológica muy característica.

Los principales aparatos volcánicos que se localizan en esta provincia son de tipo estratovolcanes, de dimensiones muy variables: como el Citlaltépetl (Pico de Orizaba), el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca y el Nevado de Colima. Todos ellos fueron edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y derrames lávicos. Existen además aparatos del tipo de conos cineríticos que son generalmente pequeños, tales como el Parícutín y los aparatos dómicos riolíticos que se encuentran ubicados al suroeste de Guadalajara. Además de estos tipos, de emisiones centrales, hay evidencias de numerosas emisiones fisurales y de conos adventicios desarrollados en las laderas de los grandes estratovolcanes.

Por otra parte, existen algunas calderas tanto de colapso como de explosión. Ejemplos de las más grandes son las de La Primavera en el estado de Jalisco y Los Humeros en el estado de Puebla.

Mooser (1972) establece que el Eje Neovolcánico tiene una forma zig-zagueante debido a la presencia de un sistema de fragmentación ortogonal con direcciones noroeste y noreste en las fracturas. Las fracturas con orientación noreste las relaciona con movimientos transcurrentes, principalmente en la porción oriental y central. Los grandes estratovolcanes como el Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl y Nevado de Colima, están situados en los vértices meridionales de este sistema, mientras que los grandes centros mineros de la región como Guanajuato y Pachuca quedan situados en los vértices septentrionales.

Demant (1978) considera que el Eje Neovolcánico no forma una banda continua de rocas volcánicas sino que constituye un grupo de cinco focos principales de actividad con orientaciones y características distintas. Dentro de estos cinco focos reconoce dos tipos de estructuras volcánicas: aquellas representadas por grandes estratovolcanes alineados con orientación N-S y las que están representadas por numerosos volcanes pequeños alineados en sentido NE-SW desarrollados sobre fracturas de tensión.

Las primeras manifestaciones volcánicas dentro del área del Valle de México, durante el Oligoceno Superior, se encuentran principalmente asociadas a fracturas con orientación W-NW y E-SE, con influencia de las fracturas de orientación NE-SW. Por el contrario, los últimos episodios volcánicos del Pleistoceno y el Cuaternario dentro de esta

misma área, están relacionados con sistemas de fracturas de orientación E-W como en el caso de la Sierra de Chichinautzin (Mooser et al., 1974).

En la porción central del Eje Neovolcánico se han reconocido siete fases de vulcanismo; la más importante de ellas es la quinta fase, ocurrida a fines del Mioceno, ya que dió origen a las sierras de Las Cruces, de Río Frío y Nevada. Durante la sexta fase se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono activo del Popocatepetl. La última fase de actividad volcánica interrumpe el drenaje de la cuenca de México hacia la cuenca del Río Balsas, dándole el carácter endorreico que presenta en la actualidad (Mooser et al., 1974). La sexta y séptima fases tienen lugar durante el Cuaternario.

A pesar de la cercanía del volcán a importantes asentamientos humanos, existen pocos estudios realizados desde el punto de vista geológico. Los primeros estudios de carácter geológico o vulcanológico efectuados sobre el volcán son los realizados por Robin (1984), Carrasco (1985), Robin y Boundal (1987), así como el primer mapa preliminar de peligros volcánicos del Popocatepetl realizado por Boundal y Robin (1989). Recientemente, se realizaron estudios de tipo vulcanológico con el propósito de conocer la historia eruptiva del volcán Popocatepetl en los últimos 23,000 años (Macías et al., 1995; Siebe et al., 1995).

1.2 Historia eruptiva del volcán Popocatepetl

A lo largo de su existencia, el volcán Popocatepetl ha mostrado diversas formas de actividad eruptiva: erupciones pequeñas, erupciones intermedias con emanación de derrames de lava, hasta grandes erupciones de carácter explosivo tipo Bezymianny o Monte St. Helens (Robin y Boundal, 1987) que han provocado el derrumbe parcial del edificio volcánico y la generación de diversos materiales volcánicos.

Los eventos eruptivos de mayor magnitud dejan evidencias dentro del registro geológico en forma de depósitos volcánicos, los cuales ayudan a inferir las características geológicas del volcán y de sus erupciones (Macías et al., 1995; Siebe et al., 1995). Por otro lado, los eventos eruptivos de menor magnitud ocasionalmente dejan depósitos persistentes en el registro geológico que pueden ser analizados posteriormente. Este tipo de actividad sólo puede ser analizada si es reportada y descrita por testigos presenciales.

producción de gases, intercalada con períodos en los cuales el volcán se encontraba en reposo.

Bernal Díaz del Castillo escribe en su libro "Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España" lo siguiente:

"...Dejemos de contar del volcán, que ahora que sabemos que cosa es y habemos visto otros volcanes, como son los de Nicaragua y los de Guatemala, se podían haber callado los de Guaxalcingo..."

con ésta frase Díaz del Castillo sugiere que la actividad volcánica que presentaba el volcán Popocatepetl durante esa época era baja en comparación con otros volcanes activos de Centroamérica.

Los reportes presentados durante el período de 1571 a 1642 sugieren que continuó la actividad fumarólica de forma esporádica y con intensidad baja.

Durante el período de 1663 a 1665 se infiere que la actividad volcánica del Popocatepetl aumentó en lo que se refiere a la emisión de cenizas, siendo importante la mención del Padre Vetancourt en cuanto a una caída de pómez y ceniza el 24 de febrero de 1664 en la ciudad de Puebla, aunque no se reportaron daños en poblaciones cercanas al volcán.

Los reportes realizados en el período de 1697 a 1919 se caracterizan por ser bastante escuetos lo que hace pensar que el volcán Popocatepetl mantuvo un régimen bajo en emisión de materiales sólidos. Por el contrario, existen descripciones abundantes de expediciones realizadas al cráter del volcán en las que se reporta actividad solfatárica en el mismo, así como evaluaciones económicas para su posible explotación comercial como fuente de azufre. Estos reportes sugieren que durante ese período el volcán mantuvo una considerable producción de SO₂.

Las descripciones realizadas por el Dr. Atl durante el período de 1920 a 1925 indican que el volcán Popocatepetl tuvo un nivel alto de actividad. Según Atl (1939) la actividad volcánica durante este período fue provocada o inducida con explosiones de dinamita efectuadas en el cráter del volcán con el fin de extraer azufre del mismo.

De la Cruz-Reyna et al. (1995) realizan una cronología de la actividad volcánica del Popocatepetl para el período comprendido entre 1354 y 1995, basados en descripciones testimoniales. Dividen en doce episodios los reportes comprendidos desde el siglo XVI hasta 1925; concluyendo que aquellos de 1509, 1512, 1519-1530, 1539-1540,

Las señales de radiofrecuencia provenientes de las estaciones se reciben en el puesto central de registro sísmico mediante antenas instaladas en la azotea del Instituto. La señal es conducida por cable coaxial para ser demodulada, amplificada y filtrada, y llegar finalmente a los tambores graficadores de registro helicoidal continuo en los cuales se obtienen sismogramas de tipo estándar. La duración del registro es de 24 horas y completa una revolución cada 15 minutos. Los tambores también reciben señales de tiempo GMT mediante pulsos que se producen cada minuto y cada hora. Estos pulsos aparecen graficados junto con la señal sísmica y tienen una duración de 1 s las marcas de minuto y de 2 s las de la hora.

La red también cuenta con un sistema de adquisición de datos sísmicos formado por un ordenador PC compatible, una tarjeta convertora A/D y software que los controla. El muestreo en este sistema es de 100 muestras por segundo. Para mayor referencia se recomienda consultar Lermo et al. (1997).

1.3.2 Red sísmica temporal

Debido al incremento observado en la actividad fumarólica y sísmica del volcán Popocatepetl y con el fin de monitorear dicha actividad sísmica se instaló temporalmente, del 1° de diciembre de 1994 al 30 de enero de 1995, una red de cinco sismógrafos digitales alrededor del volcán. Los instrumentos utilizados fueron sensores marca Lennartz de tres componentes con las siguientes características:

- Período natural (T_0) = 1 s
- Razón de amortiguamiento (h) = 0.70
- Constante del motor = 400 V / m/s

acoplados a registradores digitales PRS-4 EDA Instruments de 12 bits con las características siguientes:

- Sensitividad del digitizador: $2^{12} = 4096$ cuentas, trabajando a ± 1 V
- Ganancia del registrador (G_r): $4096/2 = 2048$ cuentas / V
- DT = 0.001 segundos
- Magnificación estática: $G_t = 400 * 2048 = 819200$ cuentas / m/s

Este sistema utiliza un algoritmo de disparo STA/LTA. La ventaja de utilizar este algoritmo es la de incrementar la sensibilidad de registro, ajustar la sensibilidad de registro a un valor óptimo dependiendo del nivel del ruido sísmico, así como hacer un uso eficiente de la memoria de registro. El algoritmo STA/LTA calcula una amplitud absoluta promedio de una señal sísmica mediante la razón de dos valores: el valor de la ventana de tiempo corto y el valor de la ventana de tiempo largo, la primera "observa" y mide la amplitud "instantánea" de la señal sísmica en una ventana de tiempo corto, la segunda calcula un valor promedio del ruido sísmico de la misma señal en una ventana de tiempo de mayor duración. La relación de ambos valores es continuamente calculada y si este valor excede cierto nivel se declara un disparo. Una vez declarado el disparo la información se almacena en una memoria de estado sólido, la cual tiene capacidad de dos megabytes. La información una vez registrada se recupera mediante una computadora portátil. El control de tiempo se realiza usando un reloj externo de alta precisión marca Nanometric. La respuesta del sistema es plana para frecuencias entre 1 y 30 Hz (Nava y Mijares, 1991).

En la Figura 3 se presenta la distribución espacial de las cinco estaciones (PPC, TLA, SAN, NEX y TOC). La red sísmica temporal inició su operación con dos estaciones (PPC y TLA), las otras tres estaciones (NEX, SAN y TOC) se instalaron a partir de la crisis volcánica ocurrida el día 21 de diciembre de 1994, a una distancia mayor del cráter.

En la Figura 3 se presentan además otras tres estaciones sismológicas (IIA, PPM y PPX). La primera es operada por el Instituto de Ingeniería desde julio de 1987 y pertenece a la red sísmica de SISMEEX (Tabla 1), la segunda es operada por el Instituto de Geofísica desde septiembre de 1989, mientras que la tercera (PPX) fue instalada a mediados de octubre de 1994 y era operada temporalmente por el Instituto de Ingeniería. En la Tabla 2 se presentan las coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas pertenecientes a la red temporal y de las estaciones PPM y PPX. Las estaciones PPM y PPX cuentan con sismómetros verticales de período corto marca Mark Products modelo L-4C de 1 s de período natural (Lermo et al., 1997).

2. CLASIFICACIÓN DE EVENTOS SÍSMICOS VOLCÁNICOS

Los eventos sísmicos volcánicos son causados por distintos mecanismos tales como: la apertura repentina de canales o fracturas en las rocas de la corteza, cambios rápidos del movimiento del magma, acumulación excesiva de gas a presión dentro de la corteza, colapso del techo de cámaras magmáticas vacías, entre otros.

El primero en realizar observaciones sistemáticas de la correlación existente entre la actividad sísmica y las erupciones volcánicas es Luigi Palmieri en el Vesuvius Observatory en 1885 (Kulhánek, 1990).

La apariencia de un sismograma refleja los efectos combinados de la fuente, el medio de propagación, las características del instrumento que lo registra y el ruido ambiental propio del lugar de registro.

Además, dependiendo de las características distintivas de cada volcán como son: su tamaño, geometría, el material que lo constituye, la presencia de fallas y fracturas, se generan cierto tipo de formas de onda para una frecuencia y amplitud particular. Es por ello que resulta difícil establecer una clasificación que englobe el comportamiento de los sismos volcánicos. A pesar de esta dificultad, se han propuesto algunas clasificaciones con el fin de establecer una relación entre las etapas eruptivas de los volcanes y el tipo de temblores observados durante dichas etapas.

Los eventos sísmicos asociados con una erupción volcánica tienen características especiales, en una misma estación sismológica se pueden registrar eventos con formas de onda y contenidos de frecuencia muy diferentes (Minakami, 1974; Malone, 1983). Esto puede deberse a variación de la profundidad de la fuente, a cambios en el carácter de la misma o a efectos de trayectoria (Sawada, 1994).

De acuerdo con los resultados obtenidos de observaciones sísmicas realizadas en diversos puntos de la superficie terrestre, los temblores de origen volcánico presentan características diferentes a los temblores de origen tectónico como son el mecanismo de producción de ondas sísmicas, la magnitud de los eventos y su frecuencia de ocurrencia (Minakami, 1974). Por lo tanto es conveniente investigar y evaluar las características de dichos eventos sísmicos con el fin de determinar los posibles mecanismos de generación de los temblores.

han descrito una gran variedad de subdivisiones, aunque algunos de estos tipos de eventos y sus características sólo son aplicables para un determinado volcán.

Los sismos volcano-tectónicos tienen características que indican que se originan en una falla, aunque los valores altos del parámetro b (relación entre la magnitud de un evento y su frecuencia de ocurrencia) contrastan con los valores usuales para temblores tectónicos.

Los eventos de origen volcánico son debidos a procesos relacionados directamente con el movimiento del material magmático.

2.2 Eventos sísmicos observados en volcanes mexicanos

1) Volcán Chichón

Havskov et al. (1983) clasifican los eventos del volcán Chichón como tipos 1, 2, 3 y 4, siguiendo el orden cronológico en el que fueron apareciendo en los sismogramas. Los eventos tipo 1 se parecen a los eventos clasificados como tipo B por Minakami (1974) con la diferencia de que los primeros cubren un amplio rango de magnitudes (hasta $M=4$) y la fase de onda S puede ser leída, aunque con cierta dificultad. En los eventos clasificados como tipo 2 observan que las ondas P de alta frecuencia son seguidas por grandes ondas superficiales, la fase de onda S no se puede identificar claramente y la coda es anormalmente larga en relación con su amplitud máxima. Los eventos tipo 2 y tipo 3 no presentan diferencias muy marcadas. Los eventos tipo 3 muestran ondas P con amplitud pequeña y frecuencias más bajas, las ondas superficiales son más armónicas en comparación con las de los eventos tipo 2, la amplitud máxima pico a pico para los eventos tipo 3 nunca excede los 5.5 mm en la estación CH3 localizada a 62 km del volcán; mientras que los eventos tipo 2 tienen una amplitud máxima pico a pico, en la misma estación, mayor a 20 mm. El período dominante de las ondas superficiales para ambos tipos de eventos es en promedio de 1.0 s.

Los eventos tipo 4 aparecen como eventos tectónicos ordinarios, estos son los más profundos de todos los tipos de eventos (15 km), las fases de onda P y onda S pueden verse claramente. Los eventos tipo 4 corresponden a los clasificados como tipo A por Minakami (1974).

Además de estos cuatro tipos de eventos también observan tremores volcánicos, los cuales se presentan como eventos tipo 2 y/o tipo 3, muy pequeños y frecuentes.

Medina et al. (1992) realizan el análisis de la actividad sísmica relacionada con la erupción del Chichón en 1982, emplean la clasificación de eventos sísmicos considerada por Havskov et al. (1983) para dicho volcán. Observan variaciones en el valor del parámetro b , relacionando los valores altos de éste con los procesos de intenso fracturamiento somero.

2) Volcán de Colima

Lermo et al. (1993) analizan las características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del volcán de Colima. Clasifican a los temblores volcánicos por su frecuencia dominante, estimando sus espectros de Fourier observan cuatro tipos diferentes de eventos:

a) Eventos tipo B de alta frecuencia

Los eventos tipo B de alta frecuencia presentan un máximo espectral en 5 Hz. Este tipo de evento es similar al clasificado como tipo B por Minakami (1974), tiene un arribo bien definido y un contenido mayor de altas frecuencias que de bajas frecuencias.

b) Eventos tipo B de baja frecuencia

El pico dominante para el evento tipo B de baja frecuencia está aproximadamente en 2 Hz y presenta una forma espectral muy característica y bien definida.

c) Tremores armónicos

La frecuencia dominante de los tremores armónicos varía en el rango de 3 a 5 Hz, presentan una forma espectral muy característica, compuesta de dos máximos estrechos. El segundo pico, de menor amplitud, guarda una relación del doble de la frecuencia dominante del primero.

d) Tremores de avalancha

Finalmente, los tremores de avalancha muestran también una forma espectral característica, compuesta de un solo máximo espectral en 3 Hz. Los tremores de avalancha presentan una forma muy característica, las amplitudes a partir del inicio del evento aumentan lentamente con el tiempo, sin fases pronunciadas. Según González et al. (1993) estos eventos son debidos a avalanchas causadas por el desprendimiento de fragmentos de roca desde la cima del cráter a consecuencia del crecimiento del domo andesítico, generando fricción y deslizamiento de las rocas.

Lermo et al. (1993) denominan a aquellos eventos tipo B con mayor contenido de altas frecuencias como de fractura profunda y de fractura superficial con efecto de emisión de gas a los eventos con mayor contenido en bajas frecuencias.

Núñez-Cornú et al. (1994) analizan la actividad sísmica relacionada con la erupción en 1991 del volcán de Colima. Clasifican de manera amplia a toda la actividad sísmica registrada como eventos tipo B según la clasificación de Minakami (1974), excepto en una de las estaciones ubicada cerca de la cima del volcán, en donde el mismo evento presenta frecuentemente características de evento tipo A. Durante el proceso eruptivo no se registran eventos con características similares a eventos tipo A o tectónicos.

3) Volcán Popocatépetl

Valdés et al. (1995) analizan la sismicidad del volcán Popocatépetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995, logrando localizar 55 eventos que se distribuyen dentro de un volumen de 3.5 km de diámetro con un conducto cilíndrico de 1 km de diámetro que conecta al volumen con el cráter. Con el análisis de los registros pertenecientes a este período clasifica los eventos sísmicos en cuatro tipos:

a) Tipo A

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

b) Tipo B

Los períodos característicos de estos eventos se encuentran en el rango de 0.8 a 1.6 s. 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 s. Chouet (1985, 1988) realiza el modelado teórico de este tipo de eventos y sugiere que son causados por resonancia iniciada por presiones transitorias en un conducto o una fractura saturada con fluido.

c) 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 s, la duración de esta componente es de 5.5 s aproximadamente y las

amplitudes de las ondas P y ondas S son más pequeñas que la de los eventos tipo A. Los periodos característicos de la componentes de bajas frecuencias son de 0.8 a 1.1 s y la duración de coda de todo el evento es menor a los 150 s. Determinan que el mecanismo que produce estos eventos puede ser una mezcla de los que generan a los tipos A y tipo B.

d) Tremor

Este tipo de señal sísmica se debe a una oscilación o vibración continua de elementos del aparato volcánico. El tremor es comúnmente 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 la explicación más común sugiere la existencia de conductos o fracturas saturadas con fluidos a alta presión (Chouet, 1987).

Lermo et al. (1995) analizan la actividad sísmica del volcán Popocatepetl a partir del día 1° de diciembre de 1994 al 30 de enero de 1995, describen con detalle eventos tipo A, tipo B y tremores volcánicos. Basados en la relación para el modo fundamental de vibración de un tubo de órgano estiman longitudes de conductos magmáticos usando la frecuencia dominante de los eventos tipo B y tremores armónicos.

2.3 Clasificación de eventos sísmicos del volcán Popocatepetl

Antes de establecer una clasificación de los eventos sísmicos volcánicos se realizó un análisis de estos con el fin de no incluir eventos generados en la zona de subducción o en otra zona sismogénica de la Cuenca de México (Lermo et al., 1997). Para este propósito se emplearon las estaciones IIA y PPX, localizadas aproximadamente a 11.0 km y 3.5 km del cráter, respectivamente; así como la estación PPC perteneciente a la red sísmica temporal, localizada aproximadamente a 7 km del cráter. El criterio que se empleó consistió en considerar solamente eventos que se registraron primero en cualquiera de las tres estaciones mencionadas anteriormente, excluyendo eventos cuyo primer arribo se registró en otra estación perteneciente a la red de SISMEEX.

Una vez seleccionados los sismos asociados a la actividad volcánica del Popocatepetl se procedió a caracterizarlos de acuerdo a la clasificación propuesta por

pueden modificar la forma de onda y el contenido espectral, como son el efecto de sitio y el tipo de fuente que lo origina (Malone, 1983).

En la parte izquierda de la Figura 6 se muestran las trazas (Z, EW y NS) de eventos tipo B registradas en la estación PPC y en la parte derecha sus correspondientes espectros de amplitud para cada una de sus componentes. Se observó que el evento graficado en la Figura 6a presenta un contenido mayor de alta frecuencia que los eventos graficados en la Figura 6b y 6c, por otro lado, estos dos eventos aunque presentan un rango de frecuencia similar su forma de onda difiere debido a la componente de alta frecuencia que presenta el evento graficado en la Figura 6b. En este caso la variación en la forma de onda de los eventos tipo B se atribuye a que fueron generados por diferentes tipos de fuente pues su localización epicentral es muy similar.

Este ejemplo nos llevaría a realizar una subclasificación de los eventos tipo B como se ha establecido en algunos trabajos en los que generalmente se hace una clasificación de eventos volcánicos empleando una sola estación. En este caso, al contar con una red de estaciones alrededor del volcán, se observó que el efecto de trayectoria nos haría caer en ambigüedades dentro de la clasificación.

Esto se observa en la Figura 7, en la parte izquierda se presentan los sismogramas en sus tres componentes (Z, EW y NS) de un mismo evento registrado en tres estaciones sismológicas diferentes (TLA, PPC y SAN), este evento ocurrió después de la crisis volcánica del 21 de diciembre de 1994. Las tres estaciones que registraron este sismo pertenecían a la red sísmica temporal. De acuerdo al orden de arriba, la primera estación que registró el evento fue la estación TLA, seguida de la estación PPC y por último la estación SAN (Figura 3). Se analizó la forma de onda de las tres componentes para las tres estaciones observándose una gran diferencia, sobre todo en el sismograma de la estación SAN (Figura 7c), en donde la fase de la onda P se ha convertido en emergente y la duración de la coda es mayor, comparada con las otras dos estaciones (Figura 7a y 7b). En la parte derecha de la Figura 7 se graficaron los espectros de amplitud de cada una de las componentes de los sismogramas referidos anteriormente. Analizando los espectros de amplitud se observó un corrimiento de 5 y 20 Hz en la estación TLA con respecto a la estación SAN la cual presenta sus máximos espectrales en el rango de 1 y 3 Hz para las tres componentes (Figura 7c).

Además, se observó que algunos eventos registrados en diferentes estaciones de la red sísmica temporal no presentaron grandes cambios en la forma de onda ni corrimientos en las frecuencias dominantes. La Figura 8 ejemplifica este caso, en la parte

izquierda se presentan las trazas de un mismo evento registrado en tres estaciones de la red sísmica temporal (PPC, SAN y TOC) y en la parte derecha se muestran sus respectivos espectros de amplitud para cada una de sus componentes (Z, EW y NS). El evento se registró primero en la estación PPC, después en la estación SAN y posteriormente en la estación TOC. Se observó que la forma de onda del evento no muestra cambios importantes en ninguna de las tres estaciones. El comportamiento espectral se observó muy similar en cuanto a las frecuencias dominantes, solamente se apreció una disminución en la amplitud espectral en la estación TOC, ubicada a 16 km del cráter y última de las tres estaciones en registrar el evento.

Finalmente, del análisis de las Figuras 6, 7 y 8 se determinó que los eventos tipo B no se pueden subclasificar si solamente observamos su forma de onda y contenido espectral, ya que si consideramos el efecto de sitio como mínimo existe la incertidumbre de cual de los dos efectos restantes nos modifica la forma de onda, el efecto de trayectoria o el tipo de fuente.

c) Temblores de explosión (tipo E)

Coincidiendo con la clasificación de Minakami (1974), el tercer tipo son los temblores de explosión, los cuales estuvieron asociados con la actividad eruptiva del volcán. La crisis volcánica del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl se inició con cuatro eventos muy similares en cuanto a su forma de onda a los eventos tipo A pero espectralmente diferentes (Figura 10a). Con el propósito de resaltar a estos eventos, por su relación con la crisis y por las características observadas en cuanto a su forma de onda y contenido espectral se clasificaron como temblores de explosión (Figura 5).

Los eventos clasificados como temblores de explosión presentaron fases de onda P y onda S claramente definidas, tiempos de fase S-P de 1.5 s aproximadamente y duración de coda menor a los 30 s.

La Figura 9a muestra un evento de este tipo registrado en la estación PPC. Su contenido espectral se ubicó entre los 2 y 8 Hz. McNutt (1986) y Sawada (1994) clasifican a este tipo de eventos simplemente como explosiones.

De entre todos los eventos sísmicos registrados en las estaciones PPC y TLA, y clasificados como eventos tipo E no se observó que algún temblor presentara la fase de onda de aire. Valdés (comunicación personal) observó la fase de onda de aire para temblores del volcán Popocatepetl en sismogramas digitales.

d) Tremores volcánicos (tremor)

La frecuencia dominante de los tremores volcánicos varió en el rango de 0.9 a 2.0 Hz y sus espectros estaban compuestos de dos o tres máximos estrechos. El segundo y tercer pico en los espectros, generalmente de menor amplitud, son el doble y triple de la frecuencia dominante del primero.

Uno de los cambios más sorprendentes después de la crisis fue sin duda el cambio en la amplitud del ruido sísmico de fondo (Figura 11d). Este ruido de fondo es clasificado como tremor volcánico (Minakami, 1970). Para fines de diciembre estos tremores disminuyeron su duración (180 s en promedio), mostrándose muy parecidos a los eventos tipo B, sólo que con mayor duración y sin fases de onda P. Estos eventos no mostraron una forma de onda definida, ni un inicio reconocible, sin embargo generaron ondas de baja frecuencia de diferente duración (Figura 5). En la Figura 9b se muestra un evento clasificado como tremor. Se observó en su espectro de amplitud que la frecuencia dominante se ubicó entre 1 y 2 Hz, la cual permaneció constante durante todo el evento.

3. SISMICIDAD Y CRISIS VOLCÁNICA DEL POPOCATÉPETL

Para determinar el probable inicio de la actividad sísmica del volcán Popocatepetl se realizó un análisis detallado de los sismogramas pertenecientes a la red de SISMEEX (Figura 2), la cual está en operación desde hace más de 25 años. Dicho análisis mostró que probablemente la actividad sísmica del volcán Popocatepetl se inició en febrero de 1988. En la mayoría de los casos solamente la estación IIA (Figura 3) localizada a menos de 11 km del cráter del volcán registró los eventos, por lo que no se les pudo asignar una localización. Estos eventos fueron clasificados como tipo A, ya que presentaron fases de onda P y S. Los eventos seleccionados presentaron una magnitud de coda mayor a 1.5 y valores de S-P menores a 3 segundos.

Una comparación del sismograma de la estación IIA con el de la estación PPX (localizada a menos de 3.5 km del cráter) para el día de la crisis volcánica, mostró una ausencia de eventos tipo B en la estación IIA, que sí se observaron en el sismograma de la estación PPX.

Las Figuras 10a y 10b muestran los sismogramas de la estación IIA y de la estación PPX, respectivamente. En la primera se observan solamente con claridad 6 eventos tipo E y 12 eventos tipo A, mientras que en el sismograma de la estación PPX se pueden contar hasta 20 eventos tipo B antecediendo a los eventos tipo A y tipo E. Esta diferencia se debió principalmente a que la estación IIA tiene menor ganancia y se localiza a mayor distancia del cráter.

3.1 Momento sísmico liberado

En la Figura 12 se presenta con barras verticales el número de eventos tipo A por día como función del tiempo (N/día) y con línea continua el momento sísmico liberado acumulado (ΣMo), ambos, a partir de enero de 1988 y hasta el 31 de enero de 1995. Se contabilizaron los eventos registrados en la estación IIA. Para obtener el momento sísmico liberado (Mo) en dinas-cm se usó la relación de Hanks y Kanamori (1979):

$$\text{Log } Mo = 1.5 M_c + 16.0 \quad (1)$$

considerando a M_c como la magnitud de coda estimada a partir de Lee et al. (1972):

$$M_c = 2.0 \log T - 0.87 \quad (2)$$

en donde T es la duración del evento en segundos.

Analizando la Figura 12 se observó un incremento de la actividad sísmica a mediados de 1989, fines de 1990, principios de 1992 y 1994, así como también un período de actividad sísmica de baja magnitud durante 1993. En algunos casos este aumento de actividad se caracterizó por un temblor principal de mayor magnitud como los observados: el 4 de abril de 1991 ($M_c=2.6$); el 3 de abril, en el aumento de actividad sísmica de 1992; y otros cinco eventos durante la actividad de 1994 antes de la crisis volcánica del 21 de diciembre de dicho año. El evento de mayor magnitud ($M_c=3.4$) ocurrió el 5 de julio de 1994, registrándose en todas las estaciones de la red de SISMEEX. El último evento registrado antes de la crisis (aproximadamente 57 días) en por lo menos tres estaciones de la red de SISMEEX se presentó el 25 de octubre de 1994. Para esta fecha el valor del ΣM_o era de 6.7×10^{21} dina-cm.

Kanamori demuestra que la diferencia de la energía de deformación antes y después del proceso de fallamiento, representa la energía sísmica liberada (ΣE_s) durante el evento en forma de ondas sísmicas. La energía sísmica liberada se obtiene dividiendo el momento sísmico liberado entre 2.0×10^4 (Sauter, 1989).

Transformado el valor del ΣM_o obtenido hasta el 25 de octubre de 1994 en energía sísmica liberada acumulada se obtuvo aproximadamente 3.4×10^{17} ergios. Yokoyama (1988) analiza valores de energía sísmica liberada acumulada (ΣE_s) en varios volcanes dacíticos y andecíticos antes de una erupción y propone que las erupciones ocurren cuando la energía sísmica disipada alcanza un valor máximo de actividad del nivel acumulado (ΣE_s) de $10^{17} - 10^{18}$ ergios. Este valor de ΣE_s (3.4×10^{17} ergios) calculado para el volcán Popocatépetl 57 días antes de la crisis del 21 de diciembre de 1994 pudo servir como precursor para predecir la erupción.

3.2 Tipos de eventos y su relación con la crisis

Con el objeto de observar la evolución temporal de la actividad sísmica antes, durante y después de la crisis del volcán Popocatépetl, se seleccionaron cinco sismogramas de la estación PPX. En la Figura 11a se presenta el registro continuo durante 24 horas de la actividad sísmica unos días antes de la crisis. Este sismograma inició su registro a las 15 horas del día 6 de diciembre de 1994 y terminó a las 15 horas del día siguiente. Las manchas oscuras de corta duración (aproximadamente 40 s) representan a los eventos tipo B (aproximadamente 35 eventos), solamente hay un evento tipo A, al cual se le ha encerrado con un círculo. Este mismo comportamiento se observó en todos los registros de PPX desde el inicio de su operación hasta el momento de la crisis: 0, 1 o 2 eventos Tipo A, un promedio de 30 eventos tipo B y tremores sin variación en su amplitud, como se puede observar en el registro que se muestra en la Figura 11b y parte media superior de la Figura 11c, los cuales abarcan las 36 horas previas a la crisis volcánica.

La crisis volcánica se observa en la parte media inferior de la Figura 11c, ésta se manifestó el día 21 de diciembre de 1994 aproximadamente a la 1:11:58 (hora local). Se inició con una actividad sísmica de eventos tipo A, registrándose en aproximadamente 20 minutos un total de 12 eventos; a continuación se registraron 4 eventos tipo E de corta duración (1 minuto) a la 1:31, 1:32, 1:40 y 1:48; seguidos por un evento que inició a la 1:52 horas, caracterizado por una señal de larga duración (5 minutos aproximadamente) y de gran amplitud, que contenía dos eventos tipo E (Figuras 10 y 13). Los primeros 4 eventos explosivos, clasificados como tipo E, pueden estar asociados con la apertura del conducto, mientras que los dos siguientes eventos tipo E estarían asociados con la destrucción violenta del tapón de lava y la expulsión de productos volcánicos (ceniza y gases).

Continuando con la crisis volcánica, en la Figura 11c y después de la etapa eruptiva, se observó que las manchas oscuras que representan a los eventos tipo B mostraron un aumento tanto en número como en amplitud. De manera similar, el ruido de fondo (tremor) presentó un ligero aumento en su amplitud, el cual se acentuó aproximadamente 20 horas después de la crisis, como se puede observar en la Figura 11d. En esta figura los eventos tipo B se confunden con los tremores, dificultando la estadística. Para fines de diciembre de 1994 la amplitud de los tremores disminuyó lentamente teniendo duraciones de 5 a 7 horas continuas. De igual manera, los eventos

tipo B disminuyeron a un promedio de 20 eventos por día. Durante los primeros días de enero de 1995 los tremores se presentaron con una duración continua de 1 o 2 horas. Entre estos eventos continuos se observaron eventos similares a los clasificados como tipo B pero con duraciones mayores (aproximadamente 2 a 3 minutos) a las observadas antes de la crisis, los cuales fueron clasificados también como tremores. Este cambio se observa en la Figura 11e, sismograma de la estación PPX del día 22-23 de enero, con el fin de distinguir y facilitar la comparación de estos eventos se han encerrado en círculos.

En la Figura 14 se presenta en forma estadística este comportamiento, graficándose el número de eventos por día (N/día) de cada uno de los 4 tipos de sismos volcánicos observados en el Popocatepetl como función del tiempo (Año/Mes/Día). Para esta estadística se analizaron los registros de la estación PPX del período comprendido entre 67 días antes y 40 días después de la crisis volcánica del 21 de diciembre de 1994, de la Figura 14 se determinó que:

i) Los eventos tipo A, graficados con línea delgada continua no mostraron ningún cambio significativo antes de la erupción ni después de ésta. Durante la erupción se contabilizaron 26 eventos.

ii) Los eventos tipo B, graficados con línea discontinua gruesa, tampoco mostraron ninguna variación notable antes de la erupción. Para el día de la crisis volcánica se reportaron un total de 69 eventos. Después de la crisis se presentó una disminución continua, llegándose a registrar para fines de enero menos de 10 eventos por día.

iii) Los eventos tipo E, graficados con línea continua gruesa, únicamente aparecieron el día de la erupción (21/XII/1994), contabilizándose 6 eventos.

iv) Los tremores antes de la crisis volcánica no mostraron ninguna variación. Tampoco se pueden reconocer o separar del ruido de fondo. Durante la crisis tampoco mostraron ningún cambio. Sin embargo, 20 horas después de ésta presentaron un aumento en su amplitud. Este aumento se mantuvo hasta fines de diciembre de 1994, para posteriormente disminuir lentamente. A partir del 4 de enero de 1995 ya se podían contabilizar estos eventos, debido a que se presentaban con duraciones más cortas y no como eventos continuos de 5 o 7 horas de duración. Para esta fecha se pudieron contar 20 eventos, aumentando su número por día de forma exponencial hasta el 13 de enero de 1995, fecha en la que se registraron 130 tremores. Este comportamiento se observa en la parte extrema derecha de la Figura 14, graficado con línea delgada discontinua. A partir de esta última fecha, nuevamente se presentó un decremento en el número de eventos

(45 eventos). Este comportamiento de incremento y disminución en el número de eventos se presentó de forma repetitiva durante la segunda mitad del mes de enero de 1995.

3.3 Variación del período dominante en tremores y eventos tipo B

Las variaciones del período dominante de los tremores o de eventos tipo B frecuentemente sirven para pronosticar una posible erupción volcánica. Sin embargo en el cono del Popocatepetl el aumento de la amplitud y la variación de los períodos dominantes se observó 20 horas después de la crisis volcánica. Ello demuestra que no se puede extrapolar resultados obtenidos para un volcán a otros volcanes distintos.

Para observar las variaciones de amplitud con respecto al momento de la erupción, se seleccionaron tremores y eventos tipo B registrados en la estación digital PPC dentro de un período comprendido entre 20 días antes y 36 días después de la crisis volcánica. El criterio para seleccionar los eventos consistió en utilizar las trazas de los temblores más representativos de cada tipo registrados durante el tiempo de operación de la red temporal. Se trabajó con las señales registradas en la estación PPC debido a que: era la estación más cercana al volcán, el registro era de tipo digital y la operación de la estación fue continua durante el tiempo que estuvo instalada la red temporal. En todos los casos se trabajó con la componente EW de los registros seleccionados ya que los cambios de fase se distinguían con mayor claridad y presentaban una mayor amplitud. Se analizó la variación existente tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia.

Para el análisis de los tremores se seleccionaron 12 eventos registrados antes de la crisis y 14 eventos registrados después de la crisis. La Figura 15 muestra cada uno de estos eventos, de los cuales se tomó una ventana de tiempo de 8 s, los eventos están graficados de acuerdo al tiempo de registro y con la misma escala vertical. En la representación gráfica se observa un aumento en la amplitud de los tremores registrados después de la crisis.

De igual forma se analizaron los eventos tipo B, de los cuales se seleccionaron 11 eventos registrados antes de la crisis y 14 eventos registrados después de la crisis. Para todos los eventos se obtuvieron ventanas de tiempo de 50 s de registro de la componente EW. La Figura 16 muestra los eventos seleccionados, graficados con la misma escala

4. LOCALIZACIÓN DE EVENTOS SÍSMICOS

Una de las etapas en el estudio sismológico es la determinación de la localización hipocentral de los temblores, desprendiendo en este caso mayor interés, ya que al realizar este análisis con eventos sísmicos de un volcán es posible intentar delimitar la ubicación de la cámara magmática. Gorshkov (1958) es probablemente el primero en emplear los métodos sísmicos para localizar cámaras magmáticas. La cámara magmática representa una zona de baja rigidez y por lo tanto una zona sísmicamente quieta en lo que respecta a eventos de tipo tectónico.

4.1 Modelo cortical de velocidades

La más elemental onda sísmica registrada por una estación sísmica no se puede discutir y describir si no se tiene primero un modelo del interior de la Tierra a través del cual las ondas se propagan.

Debido a que la extensión horizontal de las redes sísmicas para eventos locales no va más allá de las decenas de kilómetros, la curvatura de la Tierra se considera despreciable. Dada esta consideración, el uso de un sistema cartesiano de coordenadas (x,y,z) para la localización de sismos locales es válido (Lee y Stewart, 1981). Por otro lado, los métodos implementados en programas de computadora requieren para el cálculo de los parámetros focales del espesor de las distintas capas planas horizontales, consideradas como medio de propagación, así como de los valores de velocidad de propagación correspondientes. Dichos programas calculan el tiempo de viaje teórico para las ondas elásticas (tiempo que tarda una onda elástica en viajar de una fuente sísmica teórica o supuesta a la estación de registro).

La asignación de un modelo de corteza para la zona de estudio es esencial para la localización de los eventos sísmicos, sin embargo en este caso, no se contó con un modelo de velocidades de capas planas que representara el comportamiento del edificio volcánico y del subsuelo por lo que se realizaron varios ensayos con modelos corticales empleados en distintos volcanes siendo el modelo utilizado por Núñez-Cornú et al.(1994),

para el volcán de Colima, con el que se obtenían localizaciones más o menos congruentes y valores de error bajos.

Con la finalidad de obtener mejores resultados en las estimaciones hipocentrales, se modificó el modelo inicial, variando la velocidad de propagación y el espesor de las capas. Se hicieron varias pruebas con diferentes modelos buscando el error mínimo en las localizaciones hipocentrales. Finalmente, se usó un modelo cortical de 4 capas planas horizontales cuyos valores de velocidad aumentan con la profundidad. Los valores de espesor y de velocidad de propagación de cada capa del modelo cortical se muestran en la Tabla 3.

4.2 Método de Geiger

En la localización hipocentral de sismos locales se manejan cuatro variables: el tiempo t y las coordenadas espaciales x , y , z . Un vector con estas características puede escribirse como:

$$V = (t, x, y, z)^T \quad (3)$$

en donde el superíndice (T) denota la operación transpuesta.

Este conjunto de variables requiere de un modelo cortical (velocidad de propagación y espesor de las capas planas), todos estos parámetros referenciados dentro de un sistema cartesiano de coordenadas. Existen diversos métodos que plantean la resolución de este problema, los cuales, generalmente emplean el enfoque de mínimos cuadrados, siendo el objetivo: la minimización de la suma de los cuadrados de los residuales.

A continuación se presenta una breve descripción del método de Geiger (Geiger, 1912) el cual se emplea para determinar los hipocentros de temblores locales.

Sean las coordenadas de la i -ésima estación (X_i , Y_i , Z_i) y el tiempo de arribo observado T_i .

Sea t_i el tiempo de arribo calculado, basado en una solución tentativa, asumiendo un tiempo de origen (t) y un hipocentro con coordenadas en (x , y , z).

Si el tiempo residual (R_i) definido como:

$$R_i = T_i - t_i \quad (4)$$

es pequeño, su expansión en series de Taylor estará dada por:

$$R_i = dt + (\partial t_i / \partial x) dx + (\partial t_i / \partial y) dy + (\partial t_i / \partial z) dz + e_i \quad (5)$$

A partir del tiempo de viaje y sus derivadas se puede calcular, dado un modelo de corteza, un vector de ajuste (dt, dx, dy, dz) por mínimos cuadrados, procurando que el error e_i sea tal que:

$$\sum e_i^2 = \text{mínimo} \quad (6)$$

en donde Σ denota la sumatoria sobre todas las estaciones (para toda $i = 1, 2, 3, \dots, n$). Aplicando la condición (6) a la ecuación (5) se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} ndt + \sum a_i dx + \sum b_i dy + \sum c_i dz &= \sum R_i \\ \sum a_i dt + \sum a_i^2 dx + \sum a_i b_i dy + \sum a_i c_i dz &= \sum a_i R_i \\ \sum b_i dt + \sum a_i b_i dx + \sum b_i^2 dy + \sum b_i c_i dz &= \sum b_i R_i \\ \sum c_i dt + \sum a_i c_i dx + \sum b_i c_i dy + \sum c_i^2 dz &= \sum c_i R_i \end{aligned} \quad (7)$$

en donde:

$$\begin{aligned} a_i &= \partial t_i / \partial x \\ b_i &= \partial t_i / \partial y \\ c_i &= \partial t_i / \partial z \end{aligned} \quad (8)$$

Las ecuaciones en (7) representan un sistema lineal de 4 ecuaciones con cuatro incógnitas (dt, dx, dy, dz) el cual se puede resolver mediante un método de inversión de matrices. El vector solución, que representa el tiempo de origen y el hipocentro, se mejora, quedando entonces como:

$$V = (t+dt, x+dx, y+dy, z+dz) \quad (9)$$

Ahora se toma al vector (9) como la siguiente solución tentativa y se repite el mismo procedimiento hasta que se mejore algún criterio de corte.

4.3 Programa HYPO71

Para la determinación de hipocentros, magnitudes y parámetros focales de los sismos asociados al volcán Popocatépetl se utilizó el programa para computadora HYPO71 (Lee y Lahr, 1978). El programa, constituido por una rutina principal y 14 subrutinas, utiliza el método de Geiger (descrito anteriormente) para calcular el tiempo de origen y el hipocentro de temblores locales.

El programa HYPO71 requiere un archivo de entrada en el cual se consignan las estaciones sísmicas empleadas (nombre, coordenadas geográficas, elevación y correcciones), el espesor y la velocidad de onda P de cada una de las capas planas horizontales del modelo cortical, y por último, las lecturas realizadas de cada temblor como son: polaridad, calidad de lectura, tiempo de llegada (t_p y t_s), amplitud máxima y duración de la coda.

Aunque existen otros programas para la determinación de hipocentros, los cuales tienen mucho mejor control sobre la estimación de la profundidad hipocentral, para este análisis se contó únicamente con el programa HYPO71 por lo que se trató de aprovechar al máximo el recurso disponible.

Se empleó la alternativa de estimar la profundidad óptima en la cual se iniciaría la localización del hipocentro, en lugar de que el programa la determinara. De acuerdo con las diversas pruebas de resolución se eligió la profundidad con la cual se obtuvieran los menores valores de error de localización (ERH y ERZ) y de tiempo de origen (RMS), siendo necesario modificar este valor para cada uno de los eventos analizados con el fin de tener un mejor ajuste. Además, con el propósito de tener una mejor respuesta por parte del programa hacia la profundidad se asignó un valor de corrección por elevación de (-0.44) a las estaciones PPC y SAN debido a que las demás estaciones se consideraron dentro de un nivel constante de altitud. Las lecturas de los sismogramas de las estaciones TOC y NEX no se utilizaron debido a que no trabajaron de manera continua y sus señales presentaban demasiado ruido y por consiguiente las lecturas efectuadas en los registros de éstas estaciones no eran muy precisas.

Para el cálculo de la magnitud de coda se utilizó la relación de Lee et al. (1972):

$$M_c = 2.0 \log T - 0.87 + 0.0035 D \quad (10)$$

en donde T es la duración del evento en segundos y D es la distancia epicentral en kilómetros.

La ecuación (10) se emplea para temblores de la zona de California, en este caso se utilizó para calcular la magnitud de coda de eventos sísmicos del volcán Popocatepetl debido a que no se ha determinado el valor de las constantes para calcular ésta magnitud en el área de estudio. Al ser la expresión (10) de tipo lineal cualquier cálculo realizado con otras constantes afectará en la misma forma a los valores obtenidos.

Se localizaron eventos clasificados como tipo A, tipo B y tipo E. Los tremores volcánicos no se localizaron debido a que no presentaron un inicio distinguible ni fases de onda P o S en el registro. Los eventos tipo B se localizaron únicamente con lecturas de arribo de ondas P por lo que sus parámetros hipocentrales son menos precisos.

En la Tabla 4 se presentan los resultados obtenidos de la estimación de los parámetros focales: tiempo de origen (ORIGEN); coordenadas epicentrales (LAT N, LONG W); profundidad focal (PROF); magnitud de coda (M_c); así como el error cuadrático medio (RMS) calculado para el tiempo de origen y el error horizontal (ERH) y vertical (ERZ) correspondiente a las coordenadas hipocentrales.

Se localizaron 7 eventos tipo A ocurridos antes de la crisis. Estos eventos, representados en la Figura 12 con su fecha de origen y su magnitud de coda, fueron registrados claramente por al menos tres de las estaciones sismológicas de la red de SISMEX. Las profundidades hipocentrales estimadas se ubicaron entre los 7.5 y 17.9 km por debajo del cráter del volcán.

Utilizando la red temporal instalada alrededor del volcán se localizaron: 9 eventos tipo A ocurridos entre el 2 y el 21 de diciembre de 1994 con una magnitud de coda (M_c) entre 1.4 y 2.6, y profundidades hipocentrales entre 3.4 y 7.0 km; 8 eventos tipo A ocurridos durante la crisis con M_c entre 1.5 y 2.3, y profundidades entre 1.9 y 4.0 km; 4 eventos tipo E con M_c entre 2.5 y 2.9, y profundidades entre 1.7 y 5.3 km; y 14 eventos tipo A, ocurridos entre el 22 de diciembre de 1994 y el 26 de enero de 1995 con M_c entre 1.4 y 2.8, y profundidades entre 2.4 y 6.3 km.

En la Figura 18 se muestra el mapa del volcán Popocatepetl y los perfiles N-S y E-W ubicados sobre la estructura central del volcán, en ellos se presenta la distribución hipocentral de los 42 sismos anteriores.

Los eventos tipo B se localizaron con menor precisión lo que se traduce en valores de error (RMS, ERH, ERZ) alto, esto se debió a que no mostraron fase de onda S pues durante su generación no existe fracturamiento. De igual forma que en la figura anterior,

en la Figura 19 se consigna la localización epicentral (planta) y la distribución hipocentral (perfiles N-S y E-W) de los 33 eventos tipo B localizados.

En la Figura 20a se representa el perfil E-W del volcán Popocatepetl, se han consignado las localizaciones de los eventos tipo A ocurridos antes del 25/10/1994 (triángulos claros), tipo A antes de la crisis (círculos oscuros), tipo A durante la crisis (círculos abiertos), tipo E (cuadros abiertos) y tipo A después de la crisis (cruces). Con línea punteada se han marcado el error vertical y horizontal de cada evento, obtenidos de la estimación de hipocentral. En la Figura 20b se representa el mismo perfil E-W con una escala vertical exagerada, se consignan la ubicación de los eventos tipo B localizados (asteriscos). Con línea punteada se representan los máximos y mínimos errores vertical y horizontal obtenidos de la estimación hipocentral.

Se utilizó el modelo cortical empleado por Valdés et al. (1995) con el propósito de observar las diferencias entre dos modelos empleados para el mismo propósito pero aplicados a diferentes programas de estimación de hipocentros. Se analizaron únicamente los eventos clasificados como tipo A debido a que se contaba con lectura de arribo de ondas P y ondas S. Se obtuvo que los epicentros estimados empleando el modelo de Valdés et al. (1995) tienden a ubicarse hacia el NW con respecto a los obtenidos con el modelo cortical de la Tabla 3, siendo la variación del orden de los 5 km promedio. En lo que respecta a las profundidades estimadas, con el modelo cortical de Valdés et al. (1995) los eventos analizados los ubicó el programa a menor profundidad que con el modelo empleado en este trabajo (entre los 0.5 y 3 km). Los valores de error RMS y ERH resultantes con ambos modelos corticales eran similares, los valores de error ERV utilizando el modelo de Valdés et al. (1995) fueron considerablemente mayores a los obtenidos con el modelo cortical de la Tabla 3,

4.4 Atenuación de las ondas coda en eventos tipo A

Con el propósito de conocer variaciones en las propiedades físicas del edificio volcánico, se realizó el análisis del comportamiento temporal de la atenuación a partir de las ondas coda para eventos tipo A, considerando eventos registrados antes, durante y después de la crisis volcánica del 21 de diciembre de 1994.

En primer lugar se definirá brevemente el concepto de coda, su interpretación y su aplicación en la evaluación de la atenuación.

Un paquete de ondas emanadas de una fuente, al transmitirse por un medio que incluye heterogeneidades de diversos tamaños, será parcialmente reflejado por algunas de éstas. Una ondícula que haya sido dispersada una o más veces llegará al receptor después de los arribos directos. Estas ondas dispersas, formarán la parte de un sismograma, conocido como coda.

Para el caso de sismos locales, las ondas coda se han interpretado como el producto de la dispersión simple (Aki, 1969), por lo tanto, el decaimiento de la envolvente de las amplitudes máximas de estas ondas coda depende de la absorción intrínseca del medio y de la dispersión ocasionada por las heterogeneidades. Las ondas coda nos permiten conocer con mayor detalle las características de atenuación del medio (Aki y Chouet, 1975) a través del factor de calidad, denominado Q.

La variación de Q es de interés para cuantificar los cambios en el estado de esfuerzos o en las propiedades físicas de determinada zona. Estas variaciones son el reflejo en gran medida del nivel de acumulación de esfuerzo-deformación en dicha zona o de cambios en el nivel de absorción anelástica, producto de la diferenciación del medio.

4.5 Programa CODAQ

Para calcular los valores de atenuación se utilizó el programa para computadora CODAQ desarrollado por Novelo-Casanova y Monfret (1994). Este programa permite calcular el factor de calidad Q mediante tres métodos diferentes: Aki y Chouet (1975), Sato (1977), Phillips y Aki (1986), los dos primeros en el dominio del tiempo y el último en el dominio de la frecuencia.

La técnica aplicada por Aki y Chouet (1975) considera a la coda constituida por ondas provenientes de radiación esférica las cuales fueron propagadas y dispersadas una sola vez. Considera a la fuente y el receptor en la misma localización. La técnica de Aki y Chouet (1975) es válida solo para ondas de coda que arriban después de dos veces el tiempo de viaje de la onda S. Este método se aplica en el dominio del tiempo y considera que la envolvente de desplazamiento de las ondas de coda $A(\omega, t)$ puede ser expresada como:

$$A(\omega, t) = C(\omega) t^{-1} \exp(-\omega t / 2Q_c(\omega)) \quad (11)$$

En donde $C(\omega)$ es el factor fuente de coda a la frecuencia radial ω y t es el tiempo transcurrido medido desde el tiempo de origen del sismo. Calculando el logaritmo en ambos lados de la ecuación (10) se obtiene que:

$$\log_{10} [A(f, t)] = C - bt \quad (12)$$

en donde:

$$b = \pi (\log_{10} e) f / Q_c(f) \quad (13)$$

el factor $\log_{10} C(\omega)$ es remplazado por la constante C debido a que depende únicamente de la frecuencia f . $Q_c(f)$ es determinado a partir de la pendiente b por medio de un ajuste de mínimos cuadrados.

La técnica empleada por Sato (1977) asume que la radiación es esférica y el esparcimiento isotrópico. Considera a la fuente y el receptor separados. Este modelo es válido para ondas de coda que llegan inmediatamente después del arribo de la onda S. Esta técnica, también en el dominio del tiempo, considera que la relación de energía entre la densidad de energía media de ondas esparcidas (E_{sc}) y la energía de la onda S primaria (E_s) puede ser aproximada por el cuadrado de la relación de amplitudes $(A_s/A_c)^2$ como:

$$\log_{10} [(A_s/A_c)^2 K(\alpha)] = 2b (t - t_s) - C \quad (14)$$

en donde A_s es la máxima amplitud de la onda S y A_c es la amplitud media de la coda considerada hasta el tiempo t . $K(\alpha)$ está dada por:

$$K(\alpha) = 1/\alpha \ln [(\alpha+1) / (\alpha-1)] \quad (15)$$

en donde α es igual a t/t_s , siendo t_s el tiempo de viaje de la onda S medido desde el tiempo de origen del mismo.

La técnica de Phillips y Aki (1986) es una implementación del método de Aki y Chouet (1975) en el dominio de la frecuencia. Para ello se calcula el espectro de potencia de la ecuación (11) el cual se expresa como:

$$\log_{10} [P(f,t) / K(\alpha)] = C - 2bt \quad (16)$$

Novelo-Casanova y Lee (1991) muestran que es conveniente determinar Q_c usando técnicas diferentes, ya que el empleo de un solo método puede conducir a soluciones erróneas. Concluyen que para obtener una mejor estimación de Q_c se deben promediar los valores obtenidos con diferentes métodos cuyos errores porcentuales sean menores al 25%.

También se utilizó el programa LECTCODA (Monfret, 1992) para determinar Q y el coeficiente de anelasticidad (n) en la ecuación:

$$Q = Q_0 f^n \quad (17)$$

en donde Q_0 es el valor de Q a la frecuencia (f_0) de 1 Hz.

4.6 Selección de eventos

Se analizaron eventos tipo A con formas de onda similares cuya localización hipocentral fuese conocida y con valores bajos en su error horizontal y vertical. Los eventos tipo A seleccionados se registraron antes, durante y después de la crisis volcánica del 21 de diciembre de 1994. Se empleó la componente vertical de los registros digitales de la estación PPC. El uso de la componente vertical se debió a que en esta componente la coda del sismograma se distinguía con mayor claridad y la señal se observaba menos ruidosa. Como se mencionó anteriormente se analizaron los eventos de la estación PPC debido a su cercanía con el volcán, su fácil acceso y a que el registro de datos fue continuo durante el tiempo de operación de la red temporal.

En la Figura 21 se presentan las trazas de los eventos seleccionados, en la parte izquierda se muestra la escala de graficación empleada para cada evento, en la parte derecha se consigna la fecha y hora de registro de cada evento.

Mediante el programa CODAQ se efectuaron estimaciones de Q para las frecuencias 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 y 24.0 Hz.

De los resultados obtenidos con el programa CODAQ sólo se consideraron los valores de Q^{-1} cuyo error fuera menor al 30%. Se observó que con el método de Sato (para ondas coda arribando dos veces después del tiempo de arribo de la onda S) y el método de Aki-Chouet se obtienen resultados similares y dentro de dicho margen de error. Los resultados obtenidos con los dos métodos anteriores se promediaron.

En la Figura 22 se muestra con línea continua el comportamiento de la atenuación en función de la frecuencia para los seis eventos seleccionados. En la parte extrema de cada curva se ha incluido la fecha y hora del evento al que representa cada curva. Se representa con barras verticales, para cada frecuencia a la cual se estimó Q, el error mínimo y máximo de las seis estimaciones.

La ecuación del factor de calidad como función de la frecuencia, $Q(f)$, obtenida para el promedio de las seis curvas de atenuación mostradas en la Figura 22 es la siguiente:

$$Q = 140 f^{0.64} \quad (18)$$

En la Tabla 5 se muestran los valores para Q y $1/Q$ obtenidos a partir de la ecuación (17) para las frecuencias analizadas en eventos tipo A ocurridos antes, durante y después de la crisis volcánica.

En la Figura 22 se observa que la variación de la atenuación con respecto a la frecuencia para eventos antes, durante y después de la crisis no muestra ningún cambio, especialmente a las frecuencias 3.0, 6.0 y 12.0 Hz, para las cuales se obtuvieron resultados con menores valores de error. Este comportamiento de la atenuación posiblemente se debió a que la crisis del 21 de diciembre de 1994 no produjo cambios significativos en el estado de esfuerzos o propiedades físicas de la estructura del volcán. Finalmente, se comparó el valor de atenuación con valores calculados para otros volcanes como el Monte St. Helens (Fehler et al., 1988), el Kilauea (Chouet, 1976) y el New England (Pulli, 1984) observándose que la estructura del volcán Popocatepetl presentó una mayor atenuación para las frecuencias de 12 Hz y 24 Hz.

En las Figuras 23, 24 y 25 se muestran los resultados obtenidos para el evento 941202 08:10:31.11, en donde: LEE1 y LEE2 corresponden a las estimaciones obtenidas al aplicar el método de Phillips y Aki considerando el arribo de las ondas coda

inmediatamente después de la llegada de la onda S y para ondas coda arribando dos veces después del tiempo de arribo de la onda S, respectivamente, los valores de SATO1 y SATO2 corresponden al resultado arrojado por el método de Sato, para los mismos casos que considera el método anterior, y AKI-CHOUET corresponde a los valores obtenidos mediante el método de Aki-Chouet considerando el tiempo de arribo de las ondas coda igual a dos veces el tiempo de arribo de la onda S. En la parte superior derecha de cada figura aparece la señal filtrada para la frecuencia correspondiente. Los resultados con menor valor de error se obtuvieron con los métodos de Sato y de Aki-Chouet.

5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Tomando en cuenta el orden de aparición de los diferentes tipos de eventos, su relación con la crisis del 21 de diciembre de 1994, su contenido espectral y sus posibles localizaciones hipocentrales, se propone el siguiente modelo para la actividad observada.

Los eventos tipo A registrados antes de octubre de 1994 podrían estar asociados al fracturamiento y fallamiento profundo de la roca bajo el volcán (Malone, 1983), o bien, como respuesta al fracturamiento debido a la presión que el material magmático ejerce sobre el medio confinante al ascender a la superficie. El aumento de este fracturamiento y fallamiento puede estar reflejado en el aumento de la actividad sísmica a fines de 1990, principios de 1992 y finales de 1993, continuando en 1994.

Los eventos tipo A registrados durante diciembre de 1994 se pueden relacionar con el fracturamiento y fallamiento debido a la presión que el material magmático ejerció sobre el medio confinante, presentando una disminución de la profundidad hipocentral con el tiempo, de 7 km antes de la crisis a 3 km bajo el cráter para el día 21 de diciembre de 1994.

A la 1:11 (hora local) aproximadamente, del día 21 de diciembre de 1994 se presentó un enjambre de eventos tipo A y tipo E con profundidades hipocentrales alrededor de los 4 km, tal vez por el aumento de presión, provocando la apertura del conducto hacia el cráter. Dicho enjambre mostró también una migración de la profundidad con respecto al tiempo (de 4 a 1 km). Esta actividad duró aproximadamente 40 minutos, finalizando esta crisis con dos eventos tipo E posiblemente asociados con la expulsión de productos piroclásticos. A diferencia de la clasificación de Minakami (1974) en este caso se observaron en los eventos tipo E fases de onda P y S, posiblemente debidas al fracturamiento ocurrido durante la erupción.

El origen de estos eventos puede estar asociado a la apertura del conducto principal del volcán (Barboza y Melson, 1990) o a la expulsión de los productos volcánicos (ceniza, gases, etc.) durante la crisis (Sawada, 1994). En otros volcanes estos eventos presentan una fase de onda de aire de alta frecuencia después de las ondas de cuerpo (McNutt, 1986). Barquero et al. (1992) describen dos tipos de temblores de explosión para el volcán Arenal, con fase y sin fase de onda de aire; relacionan a estos eventos con la ruptura y apertura de conductos, así como con el ascenso de burbujas.

Después de la erupción probablemente siguió una disminución de la presión y del esfuerzo concentrado en los conductos del edificio volcánico. Ello explicaría la disminución

de la sismicidad tipo A después de la crisis. Para el mes de enero la profundidad hipocentral de estos eventos varió de 3 a 7 km.

Los eventos tipo B están asociados al movimiento de fluido magmático (gas, vapor o magma). La forma en que este movimiento se presenta es lo que determina el contenido espectral en el sismograma. En su forma de onda no se pueden distinguir fases de onda S al no existir fracturamiento durante su generación.

Los eventos tipo B, que pueden estar asociados con las intrusiones magmáticas y liberación de gases a una profundidad menor a 2 km del crater del volcán, no muestran ninguna variación notable con el tiempo, hasta después de la crisis. El análisis a partir de octubre (fecha de instalación de PPX) presentó un promedio de 30 eventos diarios hasta el 20 de diciembre de 1994. Después de la crisis, que duró 40 minutos, estos eventos empezaron a disminuir en número, de 69 eventos observados el 21 de diciembre después de la crisis a 10 eventos para el 28 de diciembre de 1994, manteniéndose alrededor de este número hasta enero de 1995.

Los tremores no mostraron variación alguna en su comportamiento antes ni durante la crisis. 20 horas después de la crisis presentaron un aumento considerable en su amplitud y número, llegando a opacar a los eventos tipo B. Este tremor continuo se pudo observar hasta el 4 de enero de 1995. Durante el mes de enero el número de tremores aumentó y disminuyó en forma alternada. Este tipo de eventos pudo estar asociado al proceso de apertura del conducto, desgaseificación del mismo y/o una posible actividad hidrotermal.

Omer (1950) atribuye el carácter armónico del tremor a la vibración cuasilibre de capas sólidas poco profundas que forman parte del volcán; Minakami (1974) considera que dicho carácter es debido a un efecto de la trayectoria de propagación, mientras que otros (McNutt, 1982,1986) (Chouet, 1976; Chouet et al., 1997) lo atribuyen a un efecto de la fuente (resonancia de un cuerpo magmático).

Aún cuando la actividad sísmica provocada por la apertura del cráter fue de gran impacto, el estudio de la variación de la atenuación de las ondas coda en la estación PPC para eventos tipo A antes, durante y después de la crisis, no muestra cambios significativos. Esto sugiere que el estado de esfuerzos en el volcán Popocatepetl probablemente no sufrió cambios importantes en el rango de frecuencias analizadas (1.5 a 24 Hz) durante el tiempo de operación de la red sísmica temporal.

CONCLUSIONES

Del análisis de la actividad sísmica relacionada con la erupción del volcán Popocatepetl el 21 de diciembre de 1994 la cual se registró antes, durante y hasta el 30 de enero de 1995 en la red telemétrica de SISMEM, en una red temporal de 5 estaciones y en la estación PPX, se desprenden las siguientes conclusiones:

1. Se clasificaron los tipos de eventos observados en el volcán Popocatepetl en: temblores tipo A, tipo B, temblor de explosión (tipo E) y tremores volcánicos (tremor). Estos fueron caracterizados por su relación con la crisis del volcán, su forma de onda y contenido espectral. Se estableció que si analizamos la sismicidad con varias estaciones sismológicas no se puede realizar una subclasificación de eventos ya que el efecto de trayectoria provoca que se tengan ambigüedades dentro de la clasificación.

2. Un análisis detallado de la estación sismológica IIA, instalada desde 1987, mostró que la actividad sísmica del volcán Popocatepetl inició probablemente en febrero de 1988. A partir de esta fecha existió un incremento de la actividad a fines de 1990, principios de 1992 y de 1994, así como una actividad de baja magnitud durante 1993.

3. Usando la magnitud de coda de eventos tipo A registrados en la estación IIA se estimó el valor acumulado de la energía sísmica liberada, dicho valor 57 días antes de la crisis era de 3.4×10^{17} ergios, similar al de otros volcanes durante períodos pre-eruptivos. Sin embargo, a diferencia de otros volcanes, no existió un incremento continuo en la sismicidad que anticipara la etapa explosiva si no por el contrario la etapa previa a la erupción mostró niveles de sismicidad bajos.

4. Utilizando los registros de la estación PPX, instalada 66 días antes de la crisis, se contabilizó el número de temblores por día de cada uno de los tipos de eventos observados en el volcán. Los eventos tipo A y tipo B, no mostraron algún cambio hasta 40 minutos antes de la crisis. De igual forma, los tremores no mostraron cambio en su amplitud ni en su período dominante. Durante la crisis se contabilizaron 69 eventos tipo B, 26 eventos tipo A y 6 eventos tipo E asociados con la apertura y expulsión de los productos piroclásticos. Los tremores no mostraron cambio alguno sino hasta 20 horas después de la crisis,

observándose un aumento en su amplitud y variando su período dominante de 0.3 a 0.6 s. Fenómeno debido probablemente a un cambio en las dimensiones de la región hipocentral por actividad hidrotermal.

6. Se localizaron un total de 75 temblores utilizando la red telemétrica de SISMEM, una red temporal de 5 estaciones digitales y la estación PPX. La distribución hipocentral de estos eventos se divide en cuatro zonas: la primera representada por los eventos tipo A, nos muestra probablemente la zona de fracturamiento profundo; la segunda zona, representada por eventos tipo A antes y después de la crisis, posiblemente asociada con fallamiento y fracturamiento a menor profundidad debido a la presión ejercida por el material magmático; la tercera, representada por los eventos tipo A y tipo E durante la crisis, posiblemente asociada al conducto principal que conectaba a la cámara con el cráter del volcán; y por último, aquella donde se ubican los eventos tipo B, relacionada con movimiento de fluidos magmáticos dentro de conductos volcánicos someros.

7. Los valores de la atenuación sísmica de las ondas coda para frecuencias entre 1.5 y 24 Hz, evaluadas en la estación PPC con eventos tipo A observados antes, durante y después de la crisis son similares. Los valores de Q^{-1} comparados con los obtenidos en otros volcanes mostraron una mayor atenuación para las frecuencias de 12 y 24 Hz.

RECOMENDACIONES

1. Realizar un análisis con señales registradas en instrumentos de banda ancha, con el fin de conocer las características espectrales de los eventos de muy baja frecuencia.
2. Hacer un estudio de tomografía sísmica para conocer a detalle la estructura del volcán y poder hacer un modelado de éste sin el empleo de modelos de capas planas si no más bien con el conocimiento de sus variaciones laterales.
3. Se recomienda estimar el valor de la energía sísmica liberada acumulada para otros períodos eruptivos del volcán Popocatepetl con el fin de conocer si este valor sirve para predecir futuras erupciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 2, pp. 615-631.
- Aki, K., B. Chouet, 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 23, pp. 3322-3342.
- Atl, Dr., 1939. Volcanes de México, La actividad del Popocatepetl. Editorial Polis, V. 1, 72 pp, México, D.F.
- Barboza, V., W. Melson, 1990. Correlación entre las señales sísmicas y los sonidos de las erupciones del volcán Arenal. *Boletín de Vulcanología*, 21, 8-12, Heredia, Costa Rica.
- Barquero, R.A., G.E. Alvarado and T. Matumoto, 1992. Arenal volcano (Costa Rica) premonitory seismicity. In: P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki (Eds.), *Volcanic Seismology*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 84-96.
- Boundal, C. and C. Robin, 1989. Volcán Popocatepetl: Recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions. IAVCEI Proceedings in Volcanology 1, J.H. Latter (Ed.), *Volcanic Hazards*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 110-128.
- Carrasco, N.G., 1985. Estudio geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 156 pp.
- CENAPRED, 1992. Volcanes. Fascículo No. 4, Centro Nacional de Prevención de Desastres, Secretaría de Gobernación, México, D.F., 36 pp.
- Chouet, B., 1976. Source scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves. Ph.D. Thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- 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., R.Y. Koyanagi and K. Aki, 1987. Origin of volcanic tremor in Hawaii, Part II. Theory and discussion. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1350, pp. 1259-1280.
- Chouet, B., 1988. Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 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 et al., 1997. Source and path effects in the wavefields of tremor and explosions at Stromboli. *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 15129-15150.

- De la Cruz-Reyna, S., J.L. Quezada, C. Peña, O. Zepeda y T. Sánchez, 1995. Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354-1995). En: "*Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*", CENAPRED-UNAM, pp. 3-22.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología*, UNAM, V. 2, No. 2, pp. 172-187.
- Fehler, M., P. Roberts and T. Fairbanks, 1988. A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 93, B5, pp. 4367-4373.
- Geiger, L., 1912. Probability method for determination of earthquake epicenters from arrival time only. *Bull. of St. Louis University*, 8, pp. 56-71.
- González G.J., A.L. Martín del Pozzo, J. Panohaya y J.A. De Gande, 1993. Estudio de la sismicidad y deformación del volcán de Colima durante la crisis de abril de 1991. *Geofísica Internacional*, 32, pp. 671-682.
- Gorshkov, G.S., 1958. On some theoretical problems in volcanology. *Bull. Volcanol.*, 19, pp. 319-327.
- Gresta S. and G. Patané, 1987. Review of seismological studies at Mount Etna. *Pageoph.*, 125-6, pp. 951-970.
- Hanks, T. and H. Kanamori, 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 2348-2350.
- Havskov, J., S. De la Cruz, S.K. Singh, F. Medina, C. Gutiérrez, 1983. Seismic activity related to the March-April, 1982 eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 10, pp. 293-296.
- Kubotera, A., 1974. Volcanic tremors at Aso volcano. In: L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Eds.), *Physical Volcanology*, Elsevier, Amsterdam, pp. 29-48.
- Kulhánek, O., 1990. Anatomy of seismograms. Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam, The Netherlands, 178 pp.
- Lee, W.H.K. and S.W. Stewart, 1981. Principles and applications of microearthquake networks. *Advances in Geophysics*, suplement 2, Academic Press, 293 pp.
- Lee, W.H.K., R.E. Bennett and K.L. Meagher, 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, *U. S. Geol. Surv. Open-File Rep.*, 28 pp.
- Lee, W.H.K. and J.C. Lahr, 1978. A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.*, 75-311, 114 pp.

- Lermo, J., J. Cuenca, T. Monfret, F.J. Hernández y E. Nava, 1993. Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del volcán de Colima. *Geofísica Internacional*, 32, pp. 683-697.
- Lermo, J., J. Cuenca, F. J. Chávez-García, A. Huidobro, M. L. Bermúdez, M. Rodríguez, R. Quaas, F. J. Sánchez-Sesma, E. Nava, H. Mijares y E. Briones, 1995. Características espectrales de temblores Tipo A, Tipo B y tremores asociados a la erupción del Volcán Popocatepetl, México, en Diciembre de 1994. En: "*Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*", CENAPRED-UNAM, México, D.F., pp. 139-166.
- Lermo, J., J. Soto, J. Cuenca, H. Mijares, M. Rodríguez, C. Meza, A. Huidobro, J. Flores, H. Cruz, 1997. Potencial sísmico en la Cuenca de México y zonas aledañas. Monitoreo, publicación mensual de la actividad sísmica y estudio detallado de la zona Juchitepec-Milpa Alta. *Informe Final para el Departamento del Distrito Federal, Instituto de Ingeniería*, UNAM, México, D.F.
- Macías, J.L., G. Carrasco y C. Siebe, 1995. Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl. En: "*Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*", CENAPRED-UNAM, pp.79-91.
- Malone, S.D., 1982. Earthquakes: Observation, theory and interpretation. Editors: H. Kanamori, E. Bochi, pp. 436-455.
- Malone, S.D., 1983. Volcanic earthquakes: examples from Mount St. Helens. In: *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, LXXXV Corso, Soc. Italiana di Fisica, Bologna, Italy, pp. 436-455.
- Martinelli, B., 1990. Analysis of patterns observed at Nevado del Ruiz volcano, Colombia during August-September 1985. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 41, pp. 297-314.
- McNutt, S., 1982. Analysis of volcanic tremor from Pavlof, Fuego, Pacaya, San Cristobal and Masaya volcanoes, *Boletín de Vulcanología*, 14, 55-58, Heredia, Costa Rica.
- McNutt, S., 1986. Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, pp. 153-175.
- Medina, F., L. González, G. Gutiérrez, R. Aguilera, and J. M. Espíndola, 1992. Analysis of the seismic activity related to the 1982 eruption of the El Chichonal volcano, México. In: P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki (Eds), *Volcanic Seismology*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 97-108.

- Minakami, T., S. Utibori, S. Hiraga, T. Miyazaki, N. Gyoda, and T. Utsunomiya, 1970. Seismometrical studies of volcano Asama, pt 1. *Earthquake Research Institute Bulletin*, Tokyo University, 48, pp. 235-301.
- Minakami, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan. In: L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Eds.), *Physical Volcanology*, Elsevier, Amsterdam, pp. 1-27.
- Mooser, F., 1972. El Eje Neóvolcánico Mexicano, debilidad cortical prepaleozoica reactivada en el Terciario. Memoria de la II Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Mazatlán, Sin., pp. 186-187.
- Mooser, F., Nairn A.E. and Negendank, J.F., 1974. Paleomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks, VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundschau*, 63, 2, pp. 451-483.
- Nava, E. y H. Mijares, 1991. Calibración y acondicionamiento de sismógrafos digitales PRS4-EDA. *Informe interno del Instituto de Ingeniería*, UNAM, México, D.F.
- Novelo-Casanova, D. y T. Monfret, 1994. CODAQ program, Comunicaciones técnicas, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.
- Núñez-Cornú, F., F. Alejandro Nava, S. De la Cruz-Reyna, Z. Jiménez, C. Valencia y R. García-Arthur, 1994. Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico. *Bull. Volcanol.* 56, pp. 228-237.
- Ntepe, N. and J. Dorel, 1990. Observations of seismic signals at Stromboli volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, pp. 235-251.
- Omer, G.C., 1950. Volcanic tremor. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 40, pp. 175-194.
- Orozco y Berra, Don Juan, 1887. Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana "Antonio Alzate", Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzobispado, Tomo I, México.
- Orozco y Berra, Don Juan, 1888. Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana "Antonio Alzate", Imprenta del Gobierno en el Ex-Arzobispado, Tomo II, México.
- Phillips, W.S. and K. Aki, 1986. Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, pp. 627-647.
- Pulli, J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, pp. 1149-1166.
- Robin, C., 1984. Le Volcán Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin of Volcanology*, 47, pp. 1-23.

- Robin, C. and C. Boundal, 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl. *J. Geophys. Geotherm. Res.*, 31, pp. 115-130.
- Rodríguez, M., E. Nava, M. Torres, R. Vázquez, N. Ortega y T. González, 1994. Monitoreo sísmico de la Cuenca de México. *Informe interno del Instituto de Ingeniería*, México, D.F., 52 pp.
- Sassa, K., 1936. Micro-seismometric study on eruptions of volcano Aso. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ.*, 19, pp. 11-56.
- Sato, H., 1977. Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, 25, pp. 27-41.
- Sauter, F. 1989. Introducción a la sismología. Fundamentos de ingeniería sísmica I. *Editorial Tecnológica de Costa Rica*, Costa Rica, 271 pp.
- Sawada. M., 1994. B-type and explosion earthquakes observed at Asama volcano, central Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 63, pp. 111-128
- Siebe, C., M. Abrams y J.L. Macías, 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. En: "*Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*", CENAPRED-UNAM, 195-220.
- Valdés-González C. and González-Pomposo G., 1994. Popocatepetl (México). High SO₂ flux on 1 february (1200 ± 400 metric tons/day). *Bulletin of the Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Vol. 19, No. 1, pp. 9-10.
- Valdés C., G. González, A. Arciniega, M. Guzmán, E. Nava, C. Gutiérrez y M. Santoyo, 1995. Sismicidad del Volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. En: "*Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*", CENAPRED-UNAM, pp. 129-138.
- Yokoyama, I., 1986. Explosions, earthquake swarms and deformations: 1977-1982 activity of Usu volcano, Japan. *Bull. Roy. Soc. New. Zealand*, 24, pp. 141-153.
- Yokoyama, I., 1988. Seismic energy releases from volcanoes. *Bull. Volcanol.* 50, pp. 1-13.

Tabla 1. Localización geográfica de las estaciones sismológicas de la red de SISMEX.

Estación	Latitud N	Longitud W	Altitud (msnm)
IIA	19 07.22	98 39.21	4000
IIC	19 46.02	99 15.48	2725
IIJ	19 44.04	99 45.72	3900
III	18 22.56	98 28.08	1750
IIM	19 19.56	99 11.59	2275
IIS	18 59.28	97 22.61	3000
IIT	19 01.26	98 18.50	2650
IIZ	19 08.30	99 09.40	2300
IIO	19 35.45	98 43.20	2940

Tabla 2. Localización geográfica de las estaciones sismológicas PPX, PPM y de la red temporal.

Estación	Latitud N	Longitud W	Altitud (msnm)
PPX	19 00.54	98 39.37	3980
PPM	19 03.96	99 37.71	3980
PPC	18 59.81	98 33.14	2650
TLA	19 03.42	98 38.08	3980
SAN	19 04.78	98 31.24	2600
TOC	18 53.47	98 33.26	2000
NEX	19 04.40	98.43.37	2750

Tabla 4. Resultados de la localización hipocentral, magnitud y errores en el tiempo de origen (RMS) y en sus coordenadas hipocentrales (ERH, ERZ). Para este caso la profundidad de los eventos está referida a la cima del volcán Popocatepetl, en Km.

Eventos tipo A ocurridos antes de la crisis volcánica del 21/XII/94

FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERH	ERZ
910404	1907 03.32	19-03.74	98-39.31	17.93	2.58	0.04	2.6	2.9
920403	0938 16.07	18-56.41	98-34.74	08.17	3.10	0.52	3.8	1.6
940213	1020 59.48	19-01.00	98-41.42	11.73	2.68	0.60	3.1	2.1
940511	1330 44.04	18-57.44	98-39.12	11.20	2.77	0.01	0.1	0.1
940705	1127 22.26	18-58.71	98-38.29	10.96	3.37	0.21	1.3	1.2
940709	1643 06.62	18-59.31	98-36.09	07.52	2.90	0.11	0.8	0.6
941025	0131 23.09	19-00.57	98-39.33	14.21	2.95	0.09	0.9	0.5
941202	0810 31.11	18-59.70	98-35.22	6.15	2.66	0.22	0.7	1.4
941207	0754 50.66	19-00.46	98-35.01	6.55	2.49	0.16	1.3	2.0
941208	0819 01.58	19-01.94	98-38.16	7.03	2.35	0.14	7.0	3.0
941208	1344 11.93	19-01.90	98-37.05	5.40	1.96	0.08	0.6	1.8
941209	2320 53.99	19-00.17	98-36.87	3.96	2.10	0.02	6.1	3.5
941219	0610 03.47	19-02.03	98-36.37	3.88	2.14	0.13	0.5	0.8
941221	0501 24.34	19-02.38	98-38.24	3.77	1.54	0.15	7.7	1.5
941221	0632 53.88	19-02.21	98-38.16	3.49	1.48	0.15	2.0	0.5
941221	0703 48.62	19-02.66	98-38.04	4.32	1.69	0.14	5.9	1.5

Eventos tipo A durante la crisis

FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERH	ERZ
941221	0711 54.98	19-01.39	98-36.97	3.95	2.25	0.26	1.3	0.5
941221	0717 12.96	19-01.71	98-37.30	4.02	2.25	0.22	0.8	4.1
941221	0722 52.95	19-00.64	98-36.34	3.45	1.88	0.32	1.1	1.0
941221	0725 57.46	19-00.71	98-36.29	2.29	1.82	0.64	0.8	0.6
941221	0728 13.08	19-01.33	98-36.69	1.96	1.55	0.14	0.8	3.5
941221	0730 30.41	19-01.68	98-37.95	3.70	1.85	0.14	0.5	0.3
941221	0737 32.79	19-01.16	98-36.51	3.65	2.13	0.20	0.6	0.4
941221	0738 20.21	19-02.06	98-36.84	3.51	2.37	0.14	0.9	0.5

Tabla 4. Continuación.

Eventos tipo E

FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERH	ERZ
941221	0730 58.30	19-01.63	98-37.39	4.57	2.65	0.16	0.6	1.3
941221	0731 57.72	19-01.58	98-37.11	3.39	2.74	0.16	0.5	0.3
941221	0739 59.28	19-02.21	98-37.22	1.75	2.58	0.08	0.4	0.8
941221	0748 34.83	19-00.36	98-37.19	5.36	2.95	0.04	0.3	0.6

Eventos tipo A después de la crisis

FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERH	ERZ
941222	1148 08.45	19-01.43	98-36.11	3.86	1.84	0.09	0.3	0.4
941222	1200 07.22	19-00.64	98-38.28	5.03	2.33	0.21	1.2	1.5
941223	1232 03.99	18-59.83	98-39.28	3.89	2.58	0.28	1.9	0.6
941224	2347 50.87	18-59.25	98-38.60	2.42	2.89	0.34	3.6	0.9
941225	1519 27.29	18-59.91	98-35.06	6.39	1.96	0.24	2.0	2.8
941229	0340 58.38	19-01.96	98-38.52	3.50	1.49	0.09	1.2	0.6
950101	1955 56.79	19-00.64	98-38.19	6.26	2.52	0.31	1.6	1.9
950102	0440 11.05	19-00.64	98-37.57	6.39	2.64	0.08	0.7	1.0
950103	1328 34.90	19-00.13	98-37.37	5.30	2.61	0.07	0.7	1.1
950103	1736 05.84	19-00.30	98-38.02	5.25	2.60	0.04	0.4	0.5
950121	0551 58.06	18-58.50	98-37.64	5.27	2.69	0.46	0.2	0.2
950122	0703 43.16	19-00.00	98-38.03	5.43	1.93	0.16	1.6	1.9
950123	0122 07.40	18-59.07	98-38.35	5.23	2.72	0.12	1.3	1.2
950126	1601 15.28	19-00.98	98-37.78	5.76	2.82	0.02	0.2	0.3

Tabla 4 Continuación.

Eventos tipo B antes, durante y después de la crisis

FECHA	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERH	ERZ
941217	0906 02.72	19-00.15	98-37.82	1.87	2.64	0.09	1.3	1.7
941218	1940 52.35	19-00.01	98-38.00	1.77	2.16	0.10	1.4	1.7
941218	2014 16.92	18-59.97	98-37.70	1.64	2.20	0.06	0.5	0.8
941218	2255 26.86	19-00.51	98-38.14	2.00	2.33	0.09	5.0	2.0
941220	1237 48.00	19-00.49	98-37.59	1.80	2.11	0.06	6.0	3.0
941220	1407 25.64	18-59.96	98-37.65	2.00	2.03	0.24	6.4	2.0
941220	1846 55.83	19-00.96	98-37.52	2.00	2.21	0.11	1.4	3.1
941221	0204 34.06	19-00.55	98-37.37	1.80	2.24	0.10	5.0	4.0
941221	0346 34.39	19-00.09	98-38.41	1.80	2.29	0.27	4.1	3.6
941221	0855 41.60	19-00.47	98-37.32	2.29	1.87	0.07	6.5	5.6
941221	0902 39.38	19-00.93	98-38.51	1.80	2.44	0.21	2.9	4.4
941221	0906 10.85	19-01.87	98-36.77	1.92	2.84	0.08	0.4	1.5
941221	0938 24.13	18-59.79	98-37.69	1.76	2.54	0.10	6.3	4.8
941221	1008 12.96	19-01.18	98-37.21	1.67	2.70	0.01	0.1	0.3
941221	1032 09.26	19-01.32	98-38.27	1.80	2.89	0.20	2.6	5.7
941221	1138 54.38	19-01.66	98-37.33	2.00	2.77	0.04	0.3	1.1
941221	1209 53.67	19-01.30	98-36.79	1.34	2.95	0.12	0.9	4.1
941221	1222 22.79	19-01.36	98-37.58	1.96	2.62	0.10	0.1	0.2
941221	1230 59.58	19-00.64	98-38.59	1.31	2.83	0.22	3.2	4.6
941221	1259 41.49	19-01.71	98-37.15	0.96	2.95	0.01	0.1	0.5
941221	1343 30.39	19-01.66	98-37.31	2.00	2.77	0.06	0.0	0.1
941221	1438 50.35	19-01.57	98-37.12	1.96	2.77	0.09	0.3	0.8
941221	2037 11.87	18-59.73	98-37.50	1.73	2.70	0.06	0.5	0.1
941222	2241 13.07	19-00.64	98-38.76	1.32	2.82	0.31	4.7	5.9
941223	0105 17.45	19-01.61	98-38.30	1.80	2.62	0.15	1.8	4.6
941223	0427 10.46	19-01.39	98-37.89	2.00	2.54	0.16	1.9	4.6
941223	0642 44.60	19-00.40	98-37.75	1.80	2.89	0.17	6.5	5.3
941227	0449 52.23	19-02.24	98-37.13	1.96	2.45	0.11	0.2	0.9
941228	0306 38.83	19-02.62	98-38.59	1.80	2.54	0.28	1.2	4.5
941230	0625 56.89	19-00.17	98-37.35	1.80	2.45	0.02	2.0	3.0
950113	0750 32.73	19-01.49	98-37.48	0.76	2.83	0.03	0.3	2.0
950118	0753 56.44	19-01.80	98-37.07	0.18	2.63	0.01	0.1	2.0
950119	0459 31.08	19-01.21	98-37.53	2.00	2.70	0.07	0.8	2.0

Tabla 5. Valores para Q y 1/Q obtenidos a partir de la ecuación (17) para las frecuencias analizadas en eventos tipo A ocurridos antes, durante y después de la crisis volcánica del 21 de diciembre de 1994.

Frecuencia (Hz)	Valor de Q	Valor de 1/Q
1.5	181.48	5.51E-3
3.0	282.8	3.54E-3
6.0	440.7	2.27E-3
12.0	686.76	1.46E-3
24.0	1070.20	9.34E-4

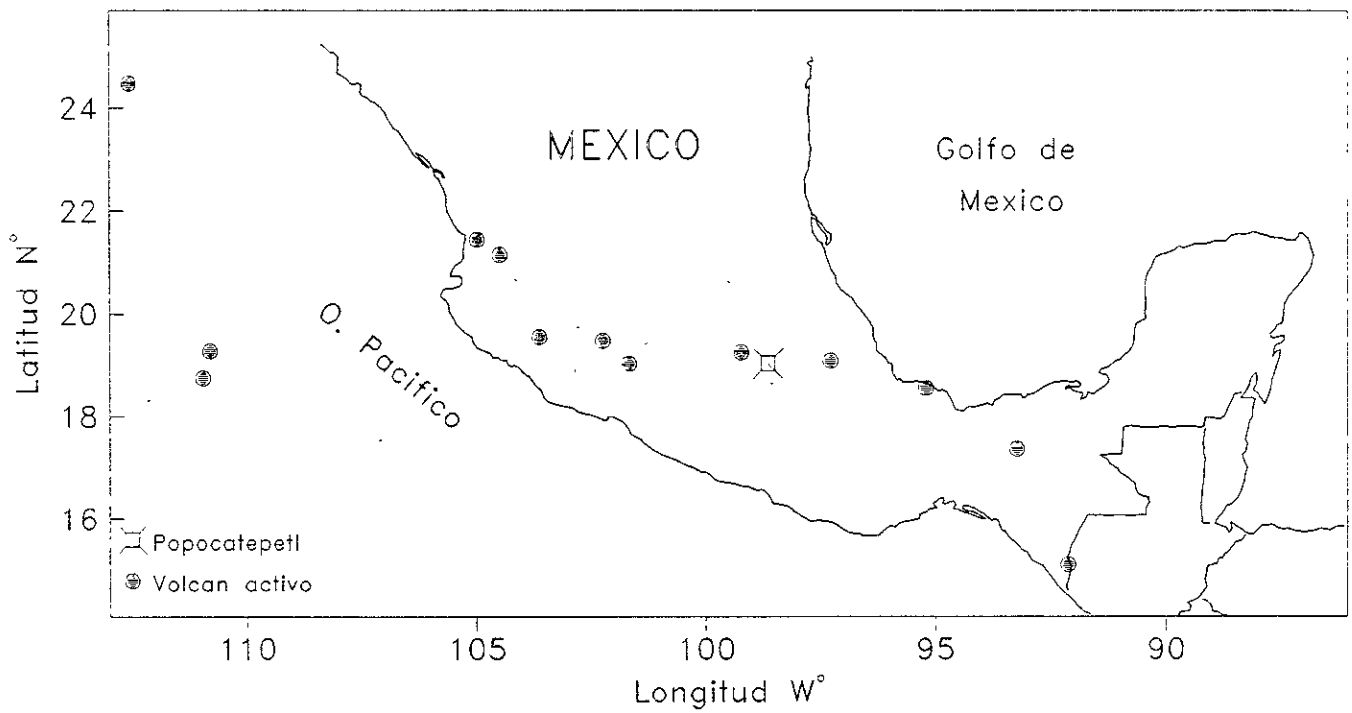


Figura 1. Mapa de localización del volcán Popocatépetl marcado con el cuadro cruzado, se presenta con círculos oscuros la localización de 13 volcanes que han presentado algún tipo de actividad eruptiva en los últimos 500 años. Con línea punteada se representa el límite del Eje Neovolcánico.

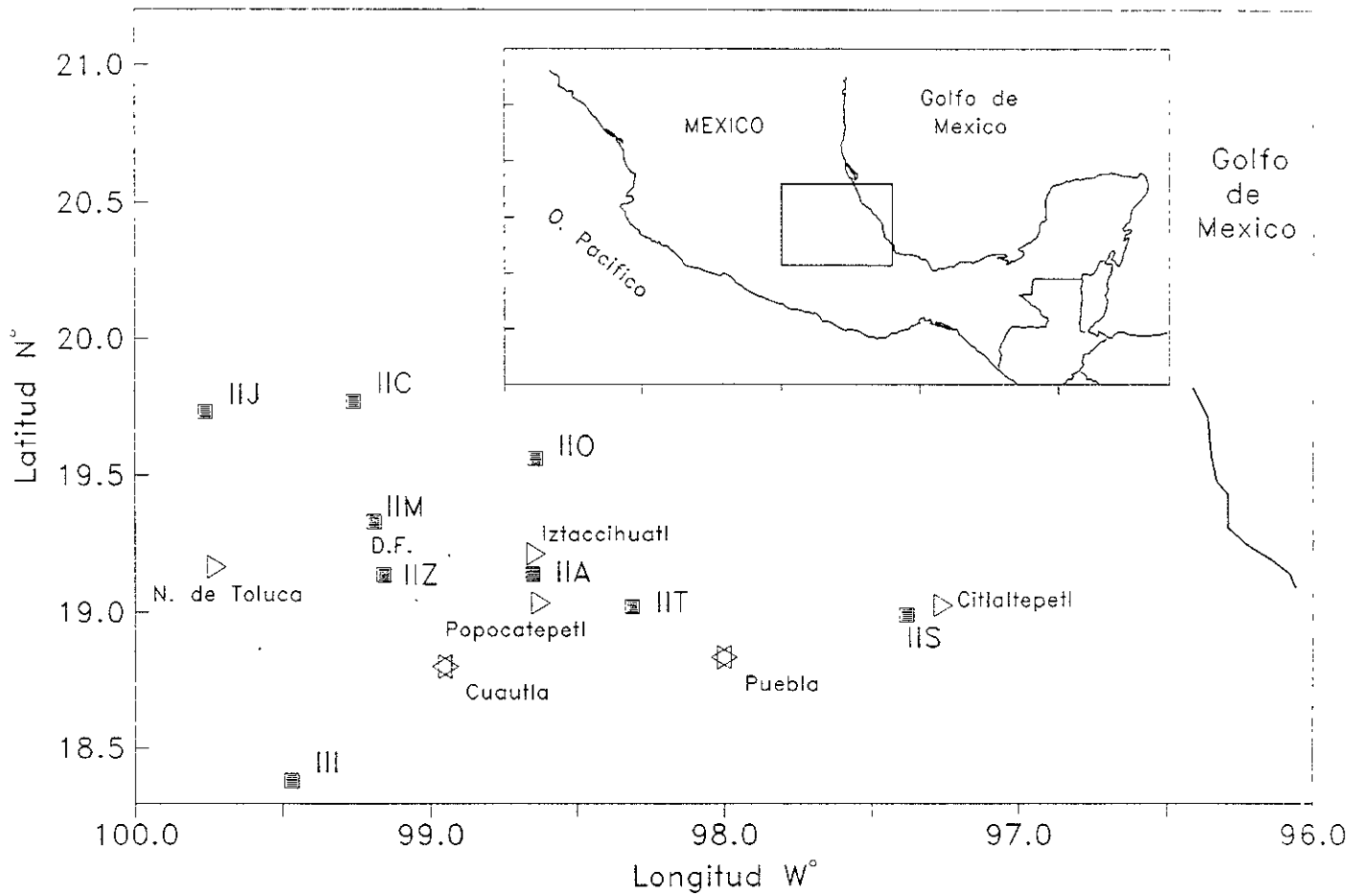


Figura 2. Distribución de las nueve estaciones sismológicas de la red de SISMEEX marcadas con cuadros oscuros, marcados con triángulos abiertos los principales volcanes del área, con línea punteada se representa el límite del D.F., con estrellas se simbolizan las ciudades de Puebla, Pue. y Cuautla, Mor.

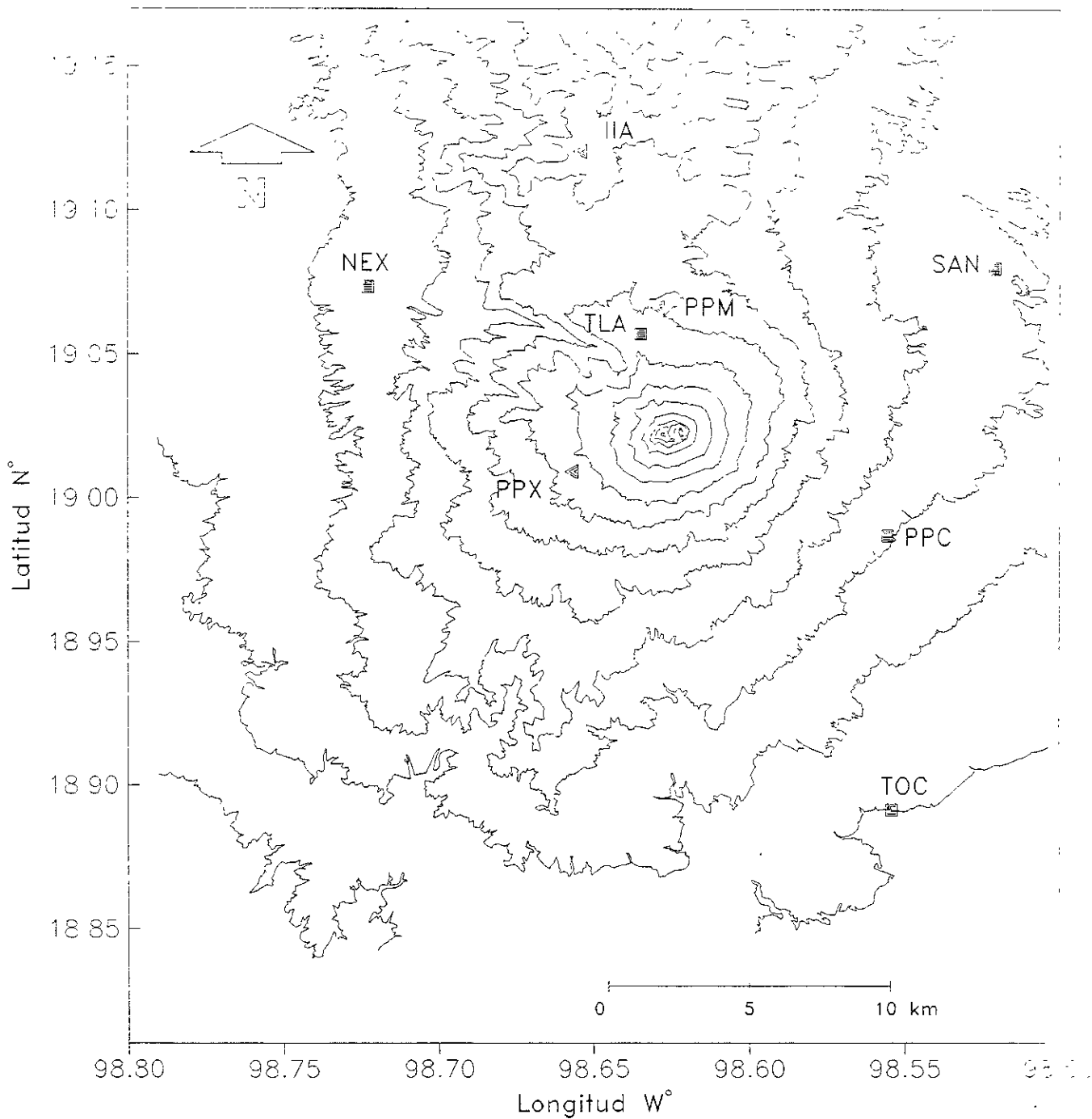


Figura 3. Mapa de curvas de nivel del volcán Popocatepetl, distancia entre curvas cada 300 m. Con cuadros oscuros se señalan las cinco estaciones sismológicas digitales (PPC, TLA, SAN, NEX y TOC). Se simbolizan con triángulos oscuros las estaciones telemétricas (IIA, PPM y PPX).

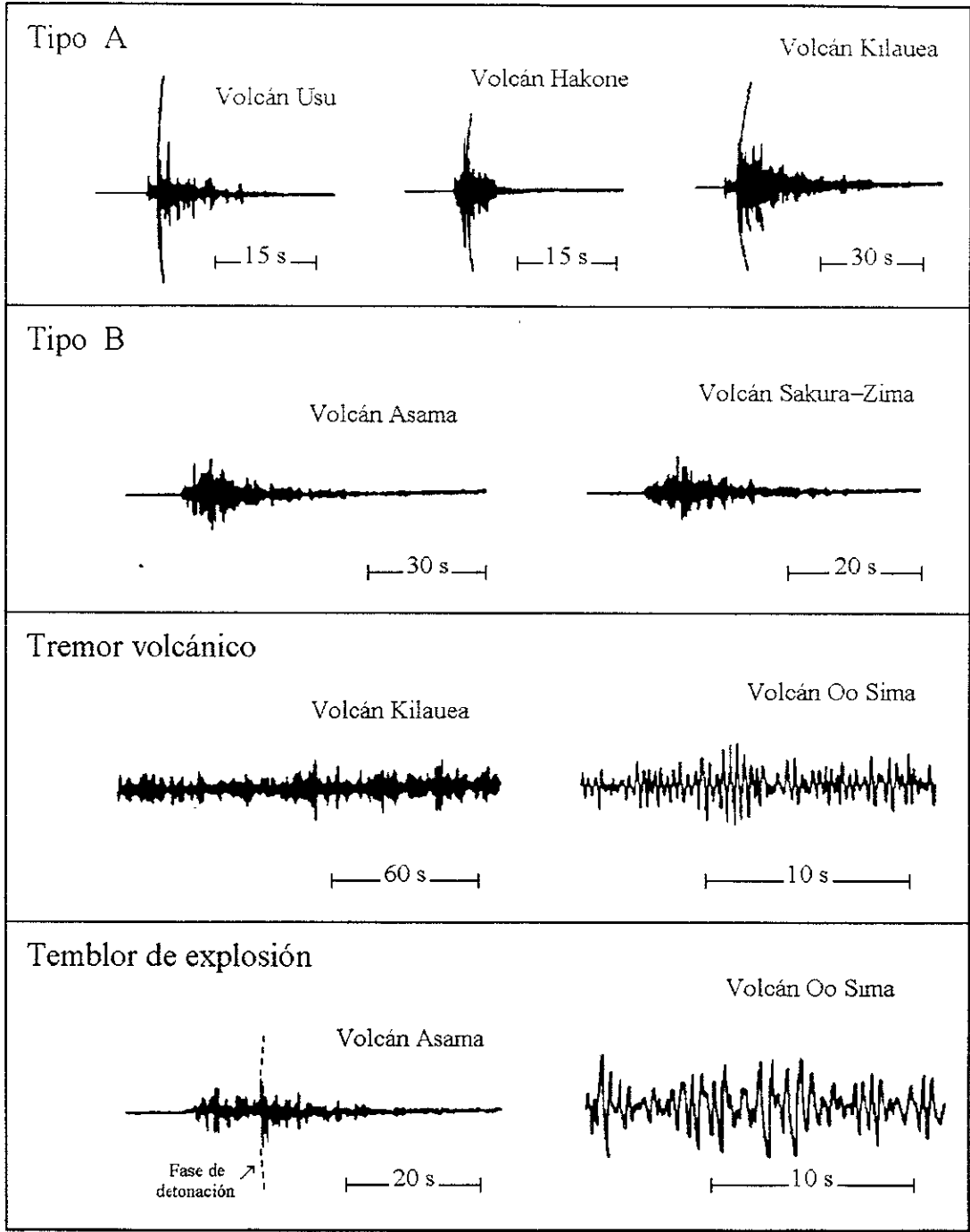


Figura 4. Sismogramas de temblores y tremores originados en volcanes clasificados por Minakami (tomado de Minakami, 1974).

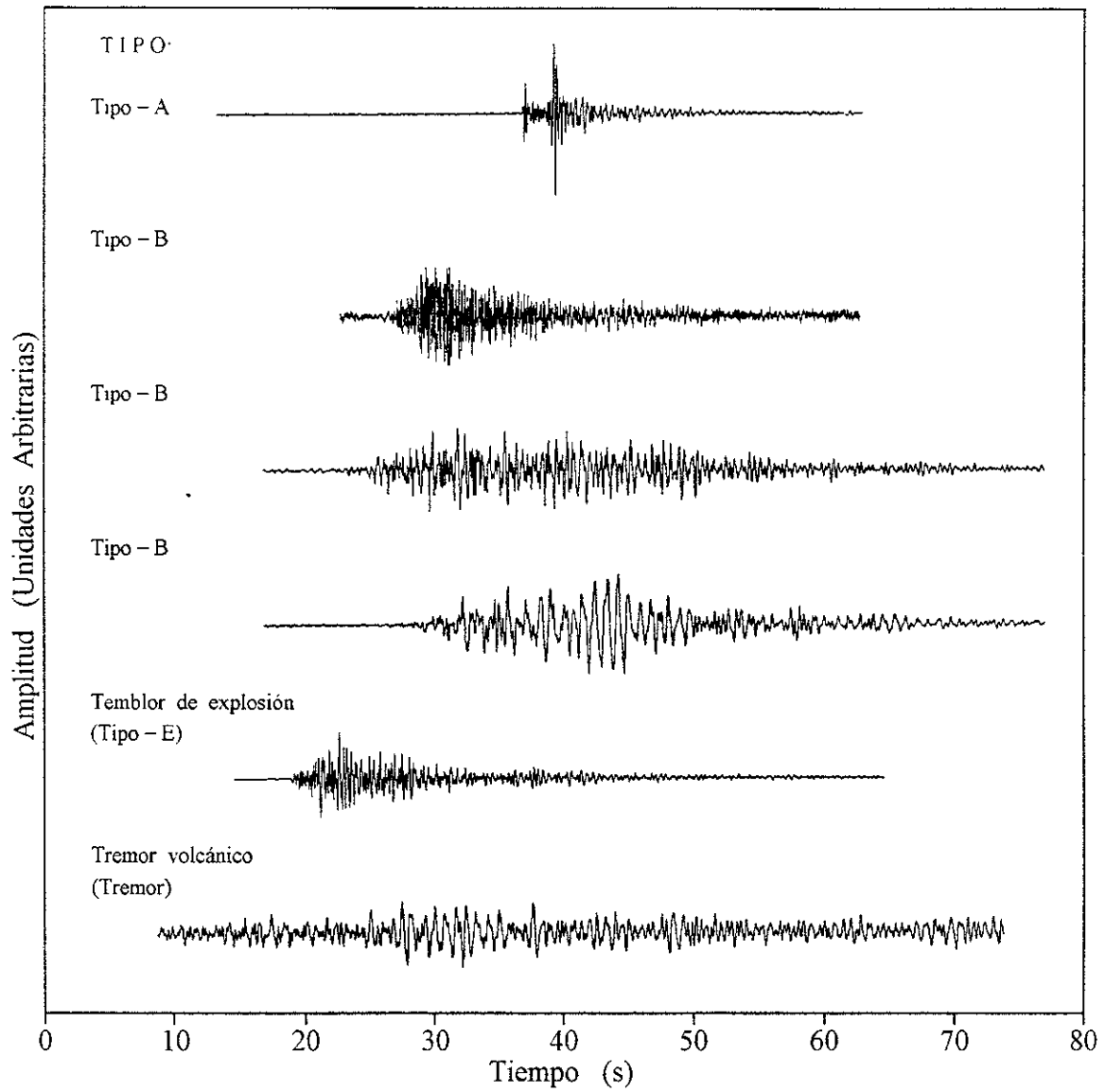


Figura 5. Tipos de eventos sísmicos del volcán Popocatépetl registrados en la componente vertical (Z) de la estación PPC.

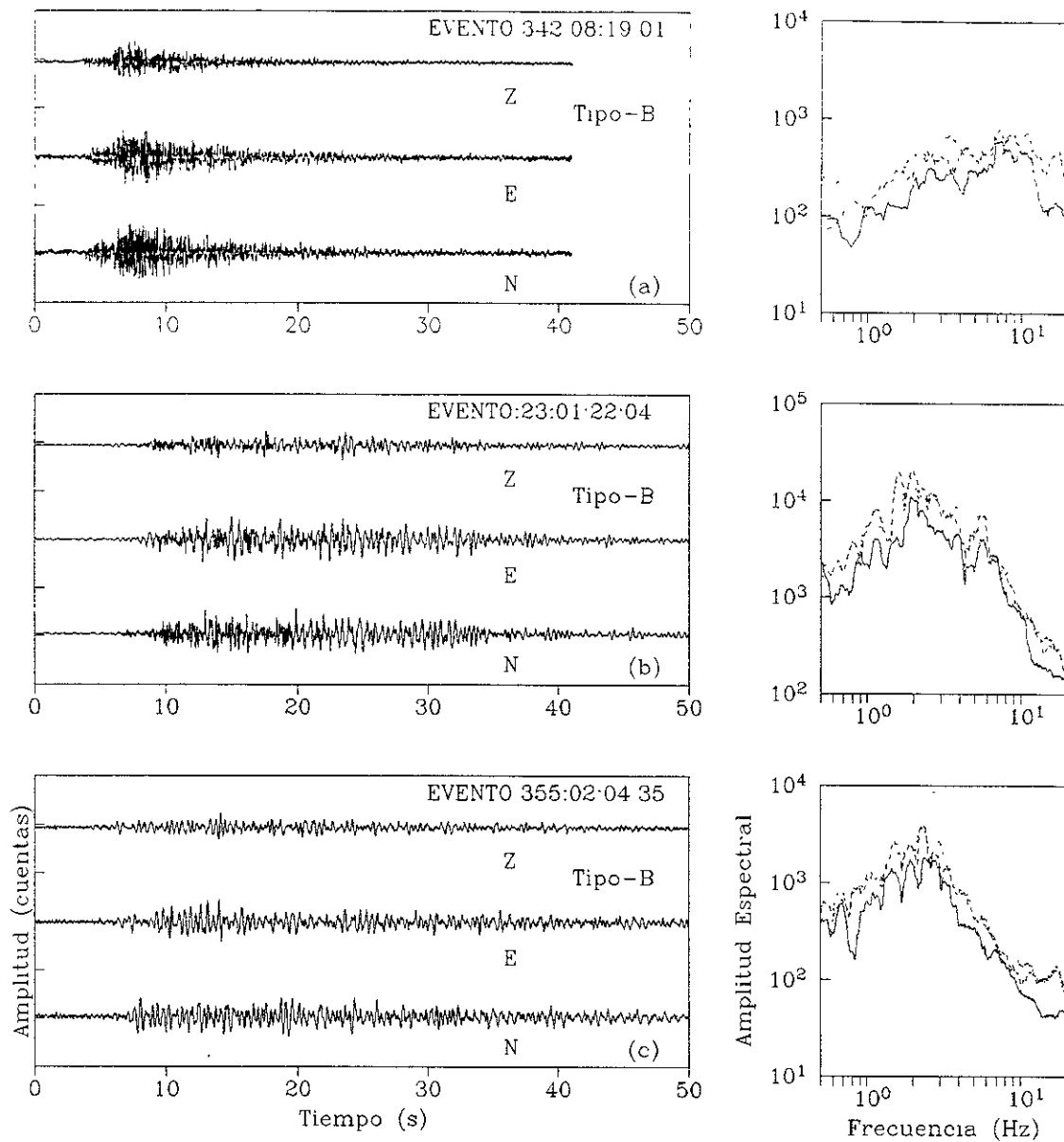


Figura 6. Trazas de tres eventos tipo B registrado en PPC y sus correspondientes espectros de amplitud para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada).

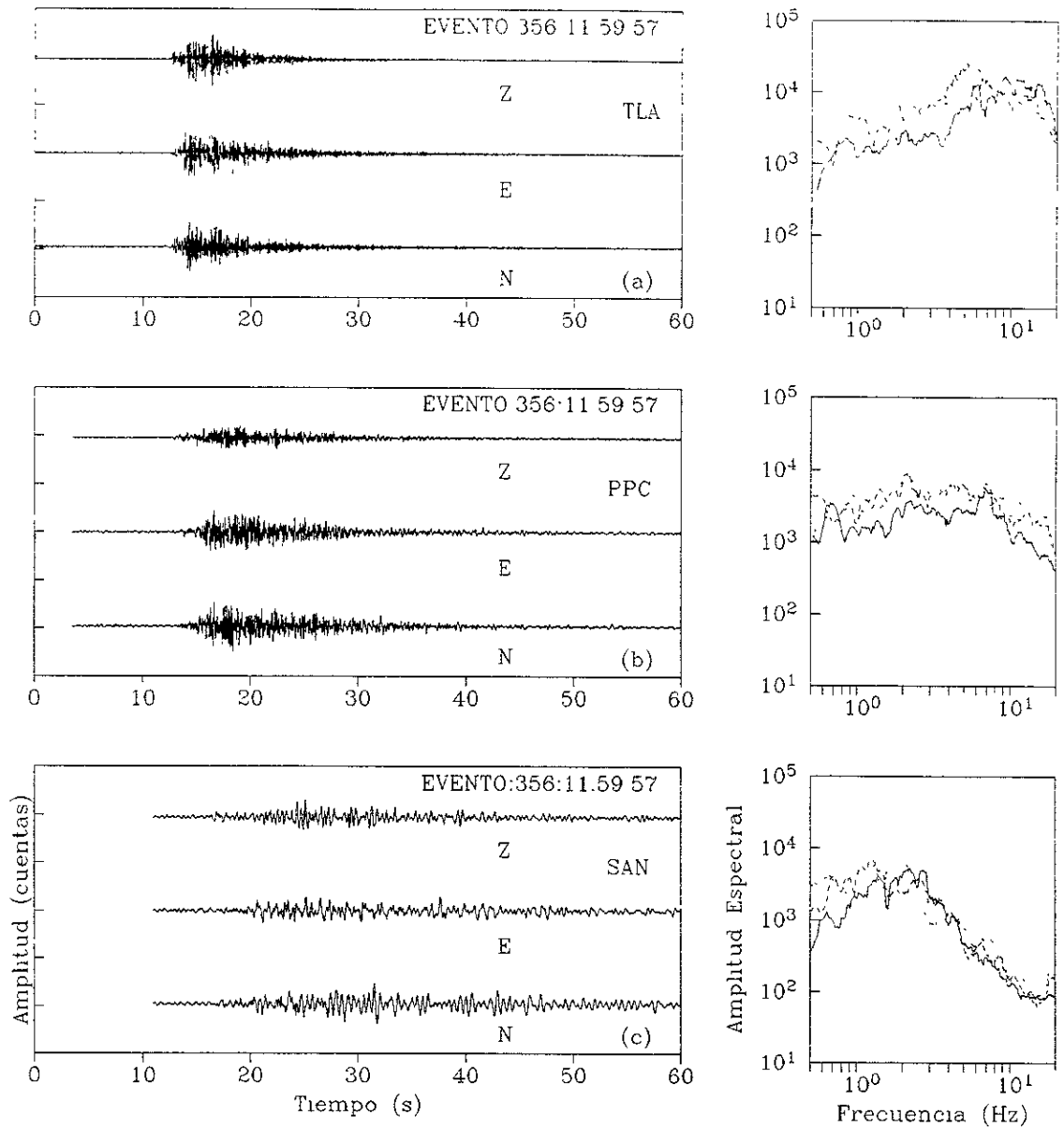


Figura 7. Trazas de un mismo evento registrado en TLA, PPC y SAN, con sus correspondientes espectros de amplitud para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada).

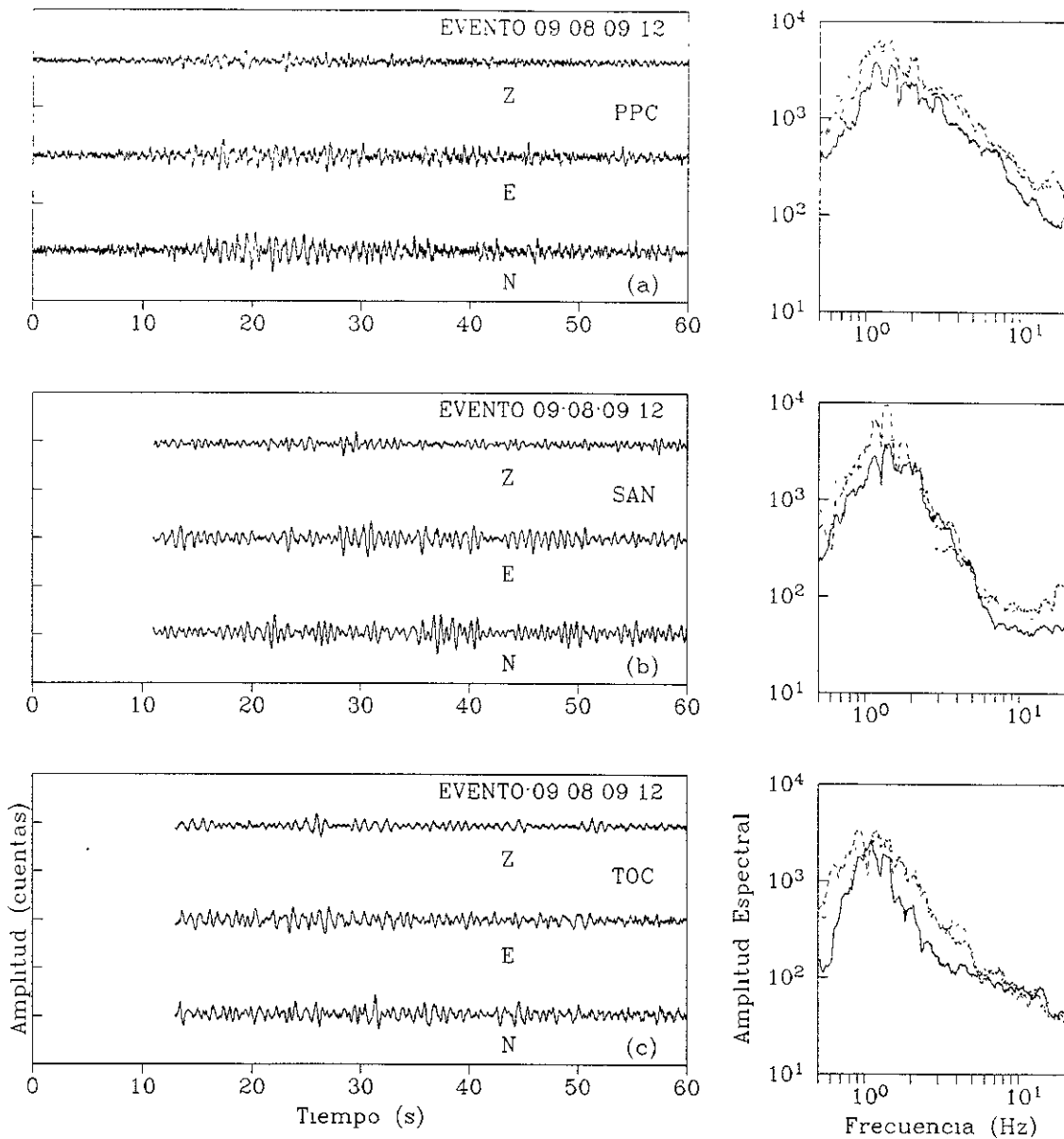


Figura 8. Trazas de un mismo evento registrado en PPC, SAN y TOC, con sus correspondientes espectros de amplitud para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada).

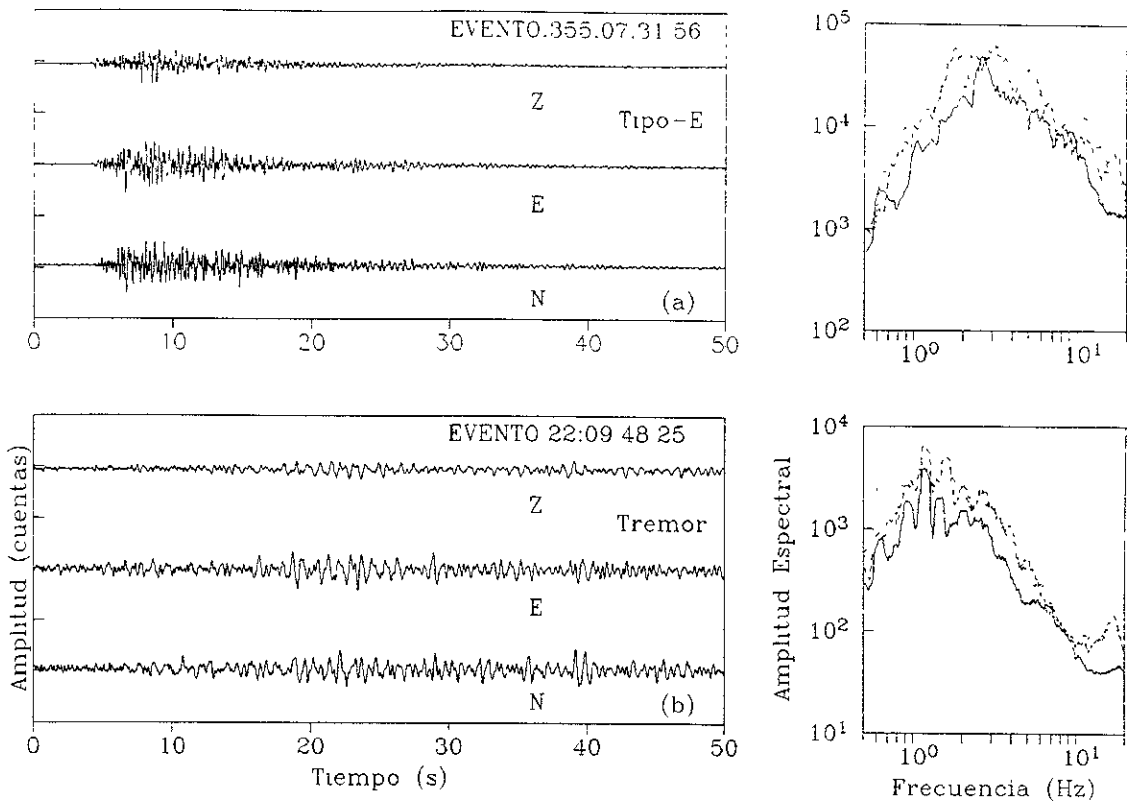
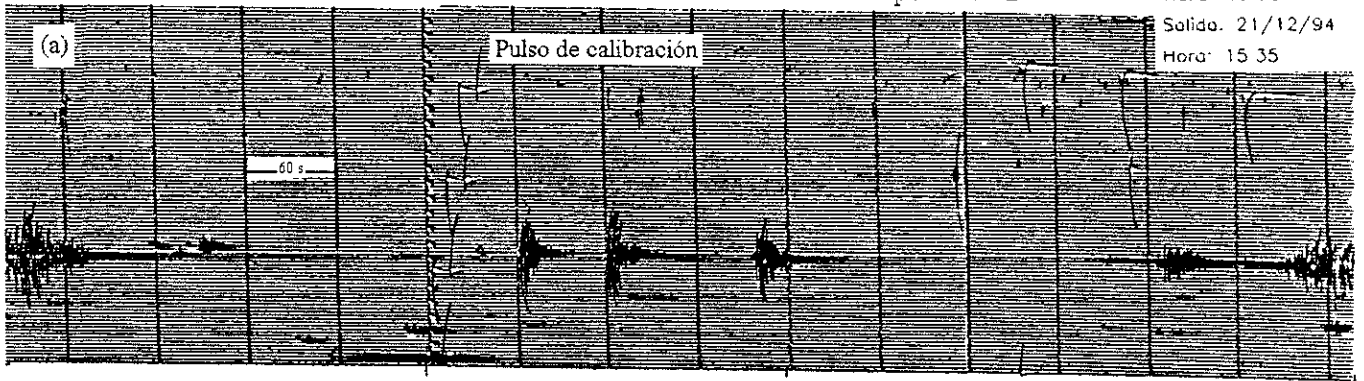


Figura 9. (a) Trazas de un evento tipo E registrado en PPC y sus correspondientes espectros de amplitud para cada una de las componentes: Z (línea continua), E (línea discontinua) y N (línea punteada). (b) Trazas de un tremor registrado en PPC y sus correspondientes espectros de amplitud para cada una de las componentes.

Estación. IIA (SISMEX)
Componente Z

Entrada 20/12/94
Hora 15 05
Salida. 21/12/94
Hora: 15 35



Estación: PPX
Componente: Z

Entrada:20/12/94
Hora: 15 05
Salida 21/12/94
Hora: 15.35

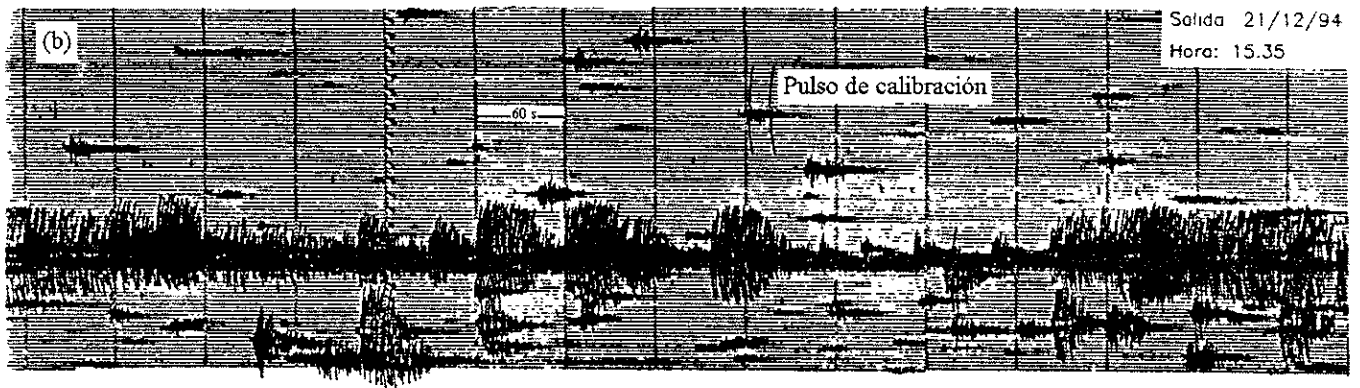


Figura 10. Sismograma del 20-21 de diciembre de 1994, con registro de la crisis, (a) en la estación IIA, (b) en la estación PPX. Escala de tiempo en UTC.

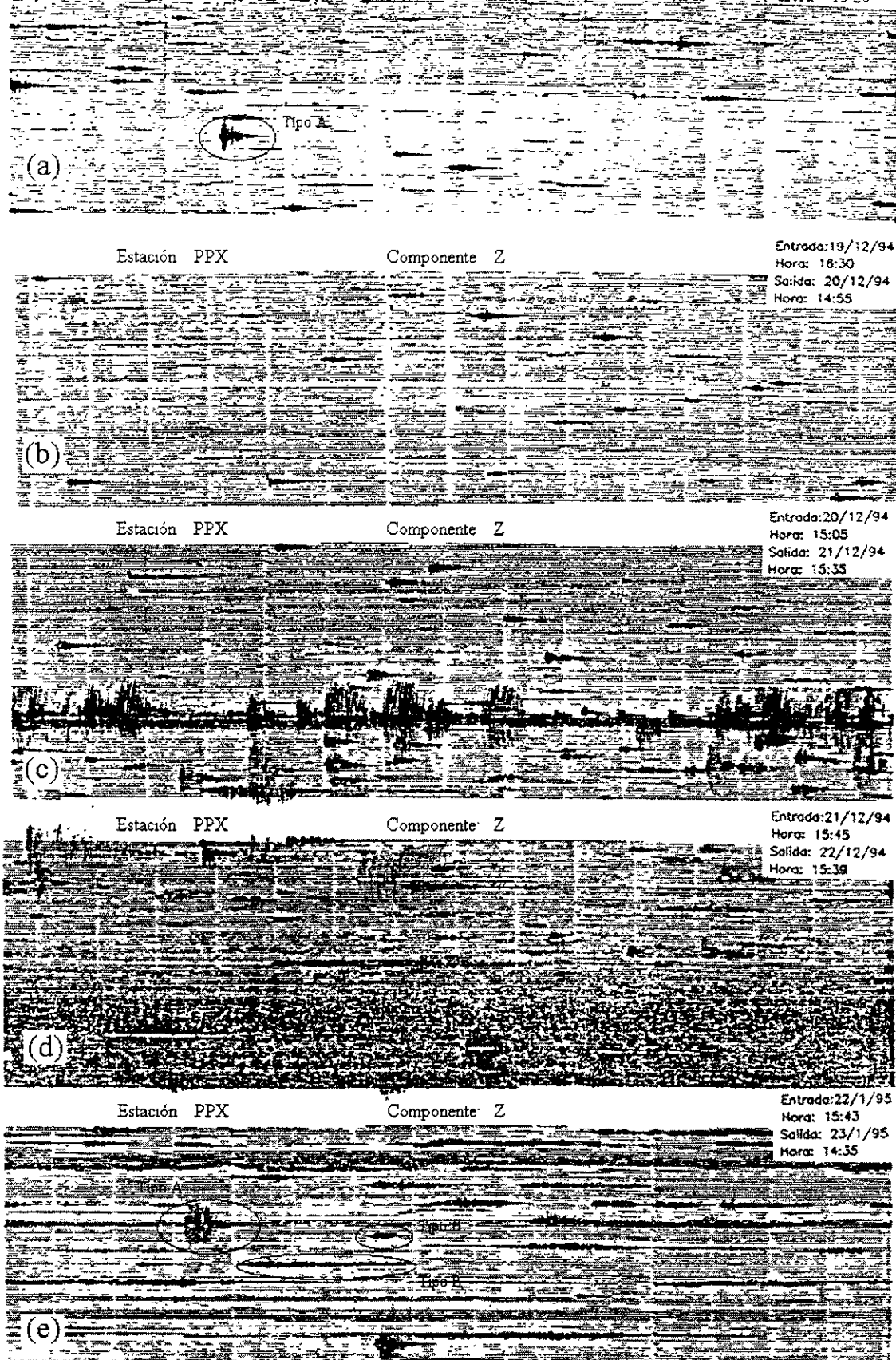


Figura 11. Sismogramas de PPX, escala de tiempo en UTC, cada sismograma representa un período de 24 horas. Note que los eventos tipo B 14 días (a), un día (b) y 12 horas antes de la crisis (c), no muestran cambios significativos. La crisis inicia a las 7:11 y finaliza a las 7:52 con dos eventos tipo E que duran aproximadamente 5 minutos (c). A continuación se incrementa el tremor volcánico teniendo su mayor amplitud 20 horas después de la crisis (d). Días después disminuye la duración del tremor (e).

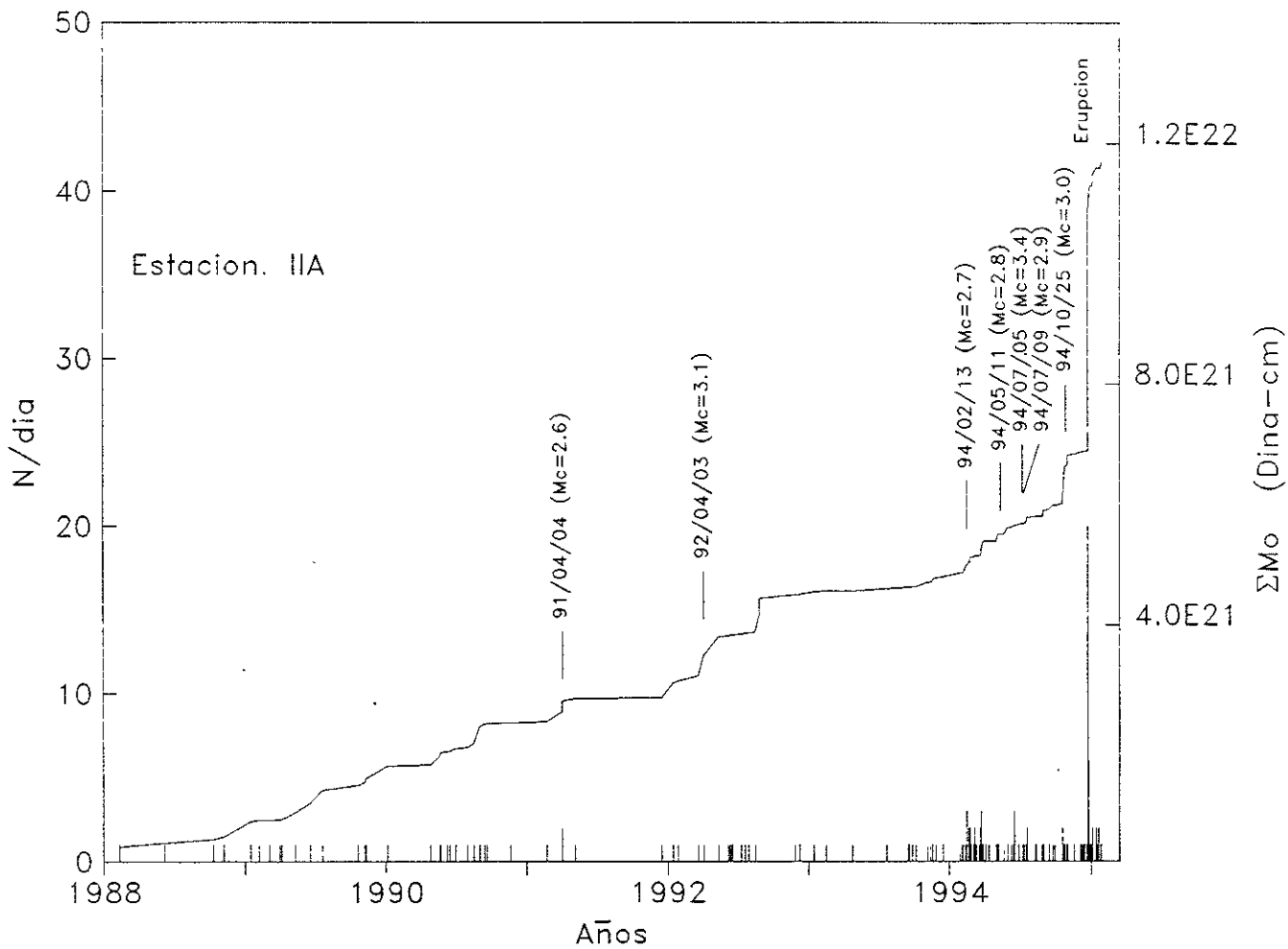


Figura 12. Variación temporal de la liberación del momento sísmico acumulado (M_o) para eventos tipo A observados en la estación IIA, entre enero de 1988 y enero de 1995. Las barras indican el número de eventos por día (N). Se consigna también la fecha y la magnitud de eventos tipo A que pudieron ser localizados.

Evento: 355:07:54:42

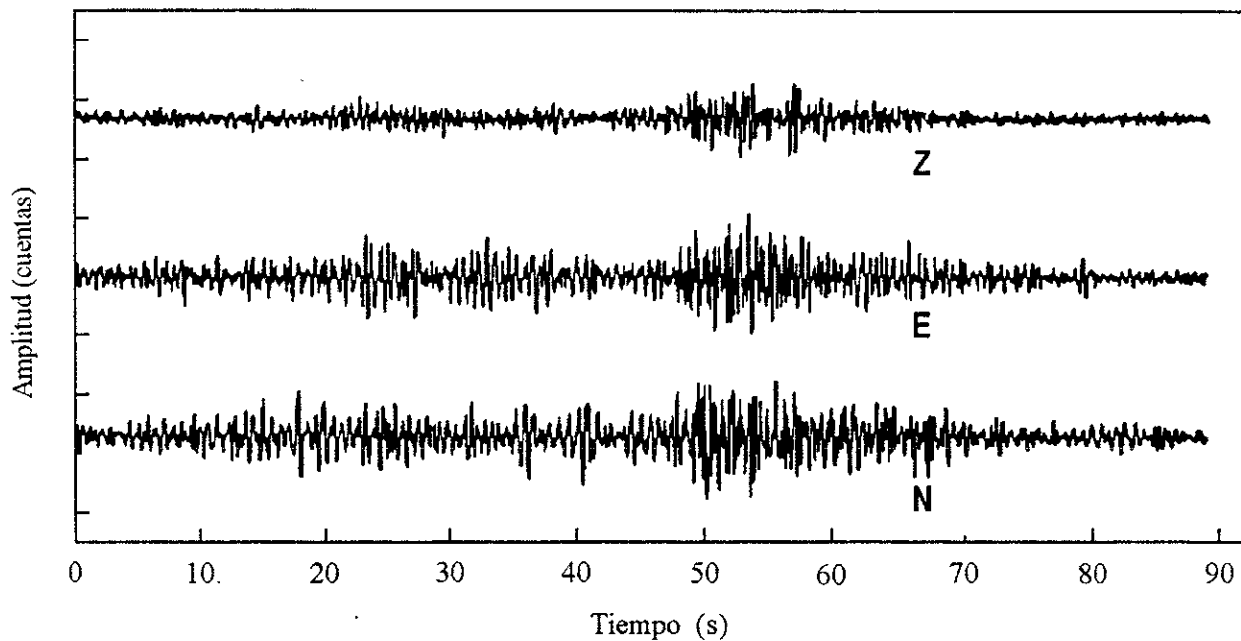


Figura 13. Trazas del evento asociado a la erupción de los productos piroclásticos el 21 de diciembre de 1994 (crisis). Este evento registrado en PPC, está constituido por un tremor de gran amplitud y dos eventos tipo E.

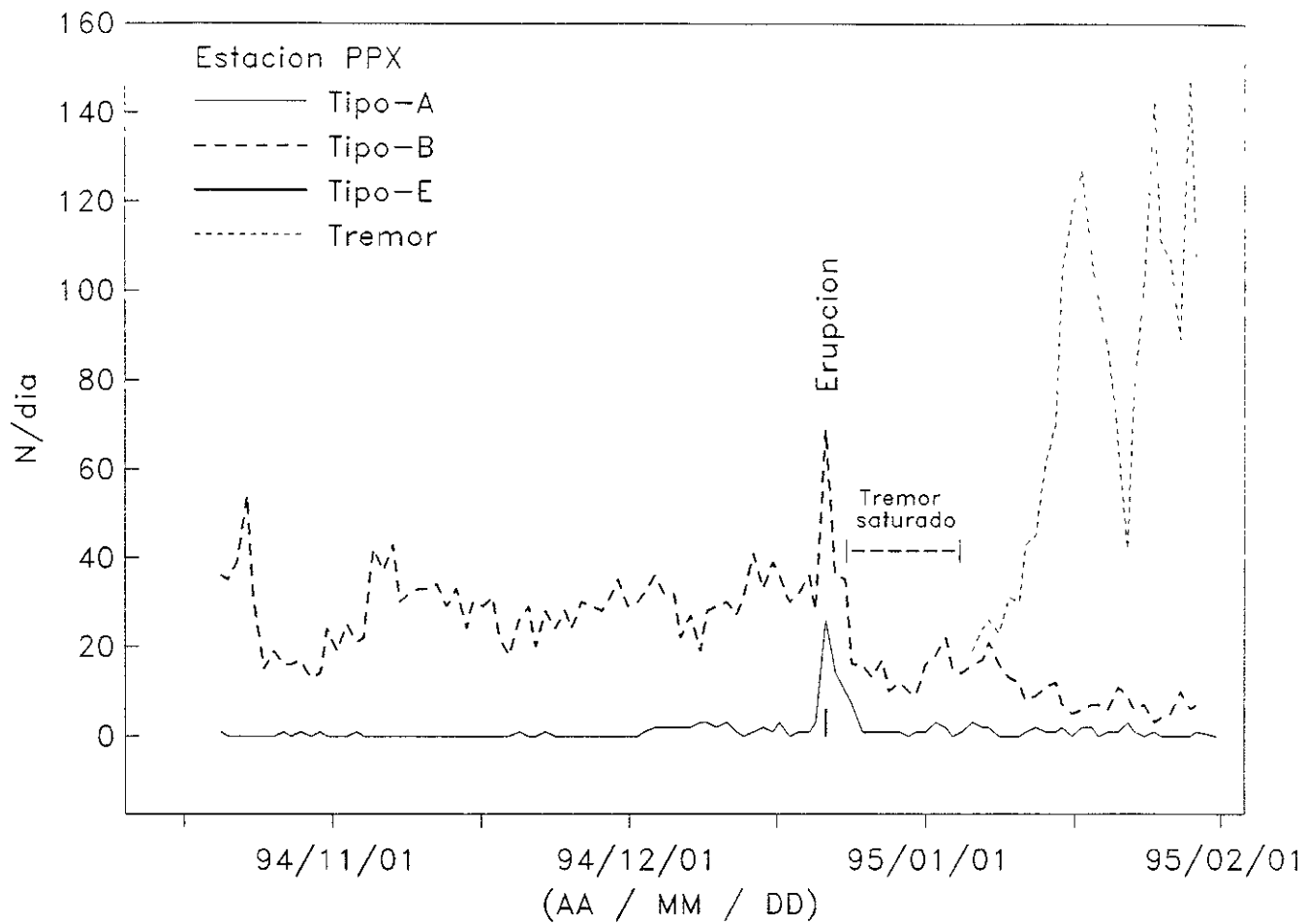


Figura 14. Gráfica que muestra el número de eventos vs tiempo, de eventos tipo A, tipo B, tipo E y tremores por día (N) registrados en la estación PPX.

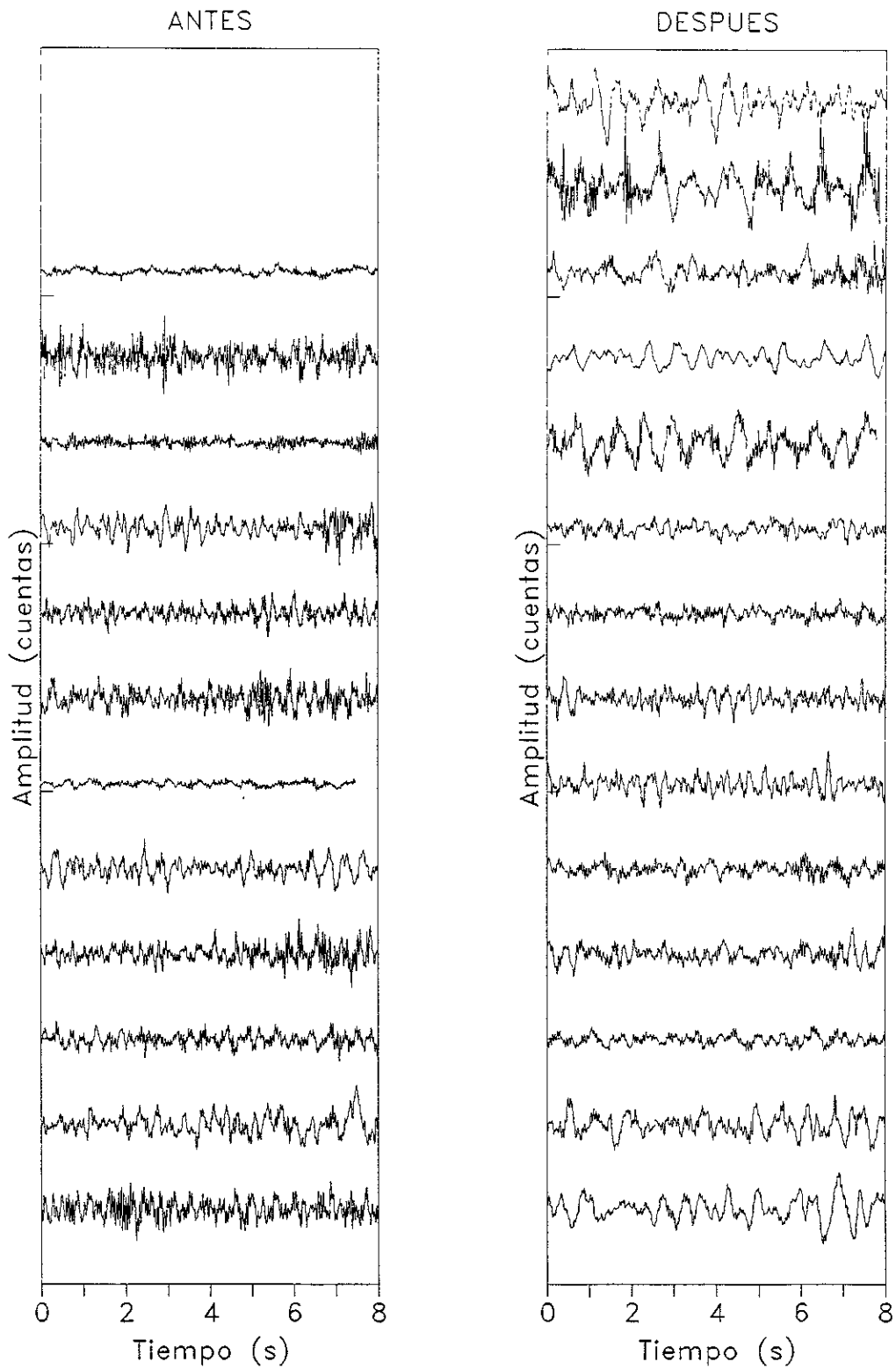


Figura 15. Trazas de la componente EW de temores volcánicos registrados en la estación PPC antes y después de la crisis del 21 de diciembre de 1994. Las trazas tienen la misma escala vertical.

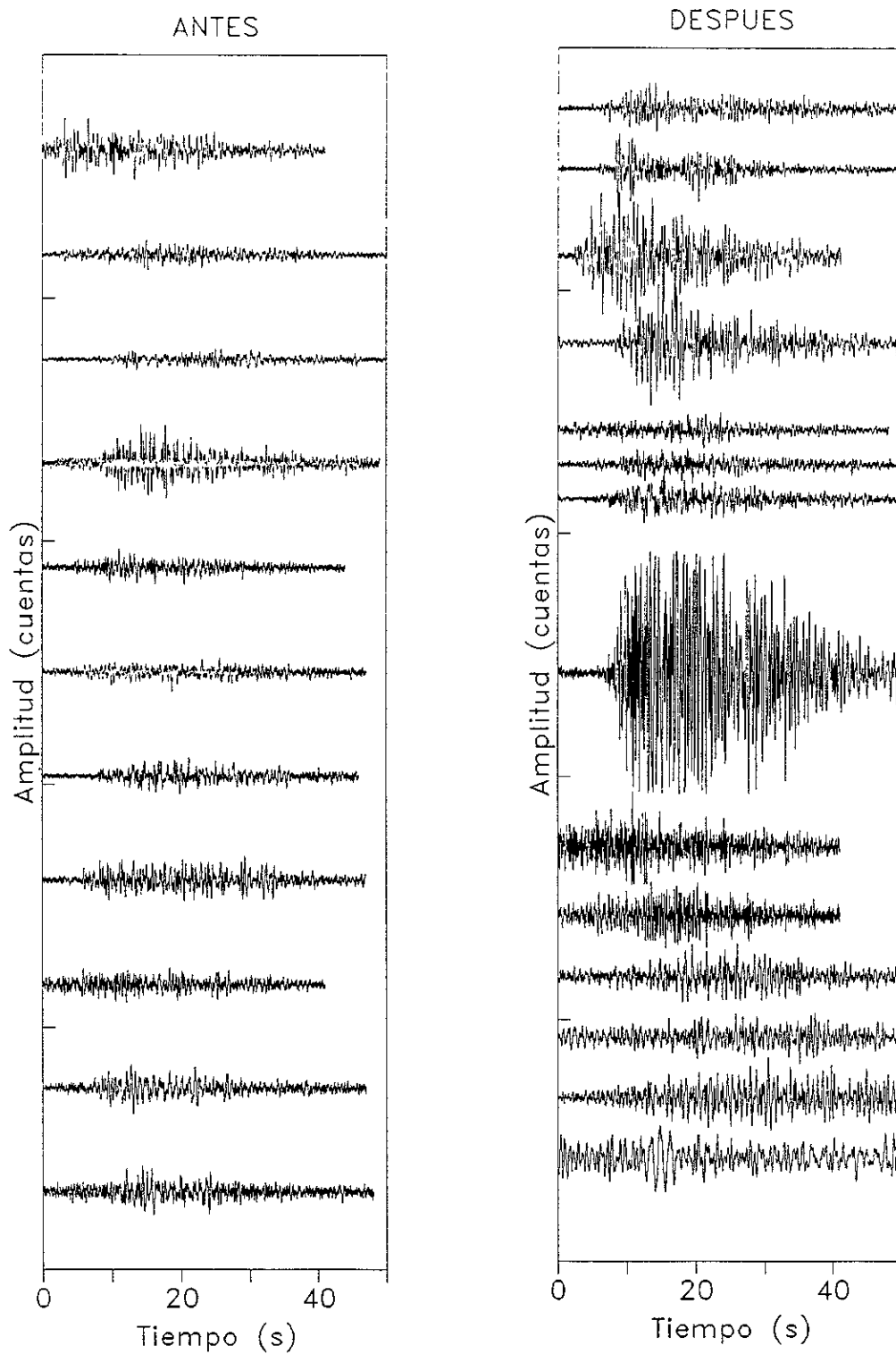
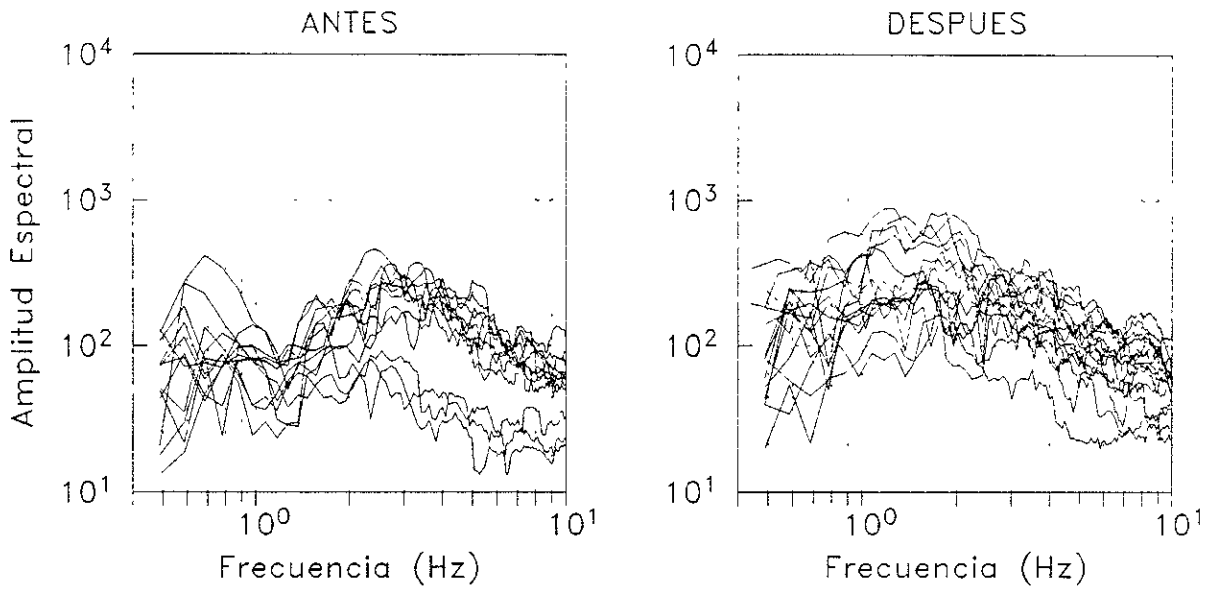


Figura 16. Trazas de la componente EW de eventos tipo B registrados en la estación PPC antes y después de la crisis del 21 de diciembre de 1994. Las trazas tienen la misma escala vertical.

TREMORES



TIPO B

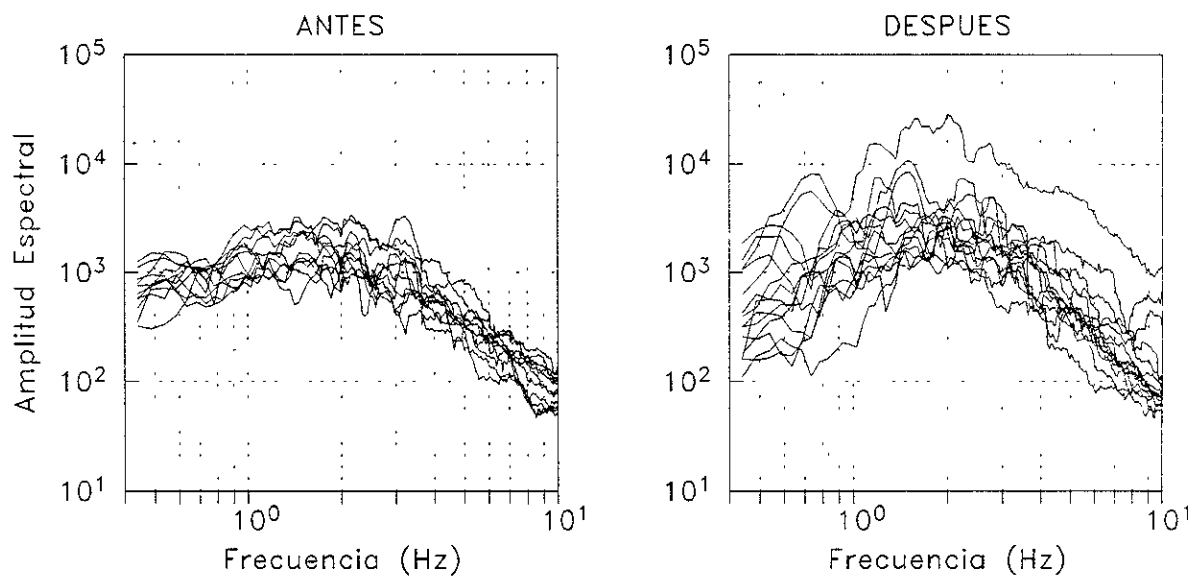


Figura 17. Parte superior: Espectros de amplitud de las trazas de tremores, mostradas en la figura 15, antes y después de la crisis volcánica. Parte inferior: Espectros de amplitud de las trazas de eventos tipo B, mostradas en la figura 16, antes y después de la crisis volcánica.

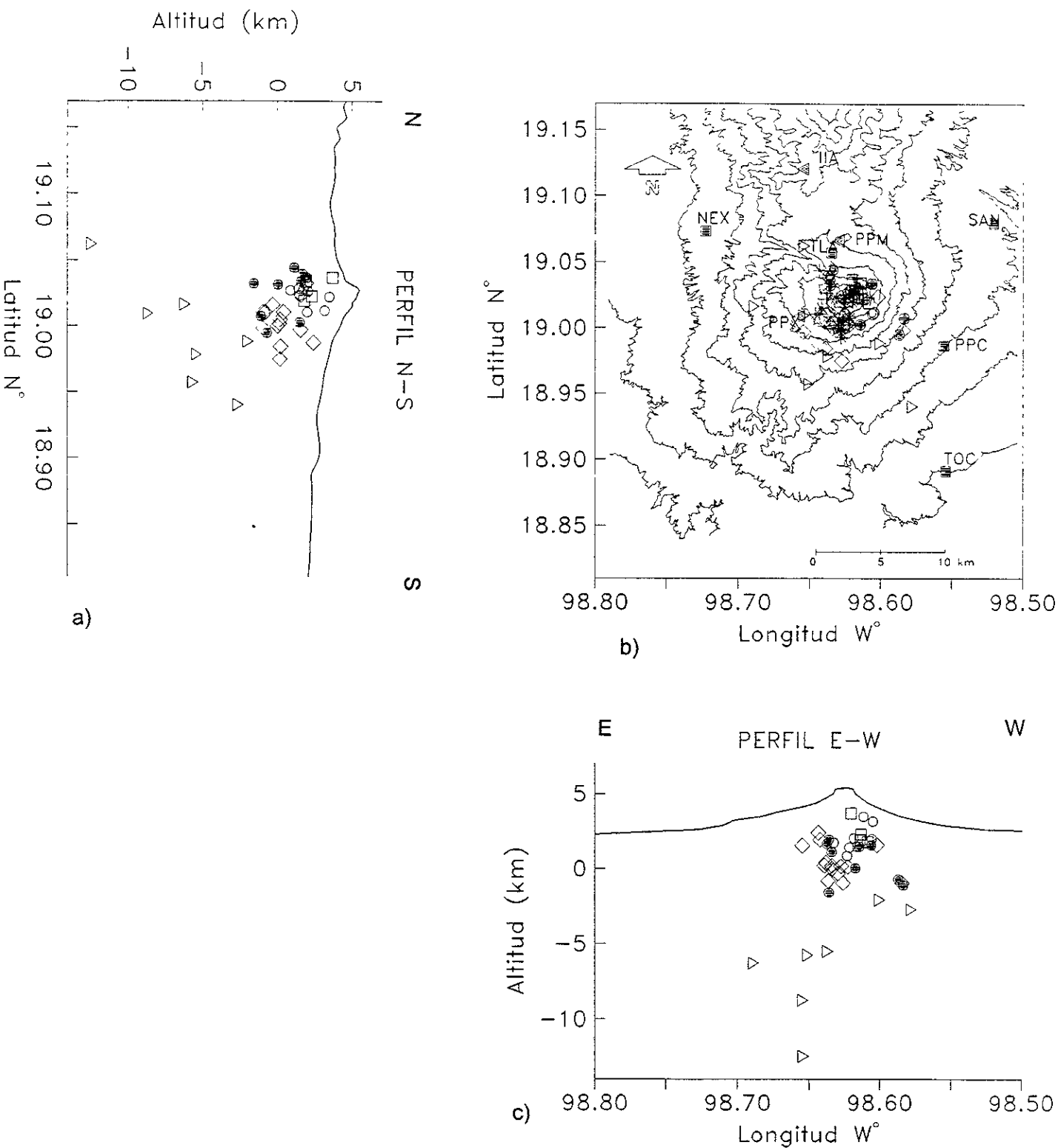


Figura 18. Mapa del volcán Popocatepetl (b) y perfiles N-S (a) y E-W (c) trazados sobre el cráter del volcán, en ellos se han consignado la localización de los eventos tipo A ocurridos antes del 25/10/1994 (triángulos claros), tipo A antes de la crisis (círculos oscuros), tipo A durante la crisis (círculos abiertos), tipo E (cuadros abiertos) y tipo A después de la crisis (rombos). Sobre el mapa del volcán se marcan con cuadros oscuros y triángulos oscuros las estaciones sismológicas .

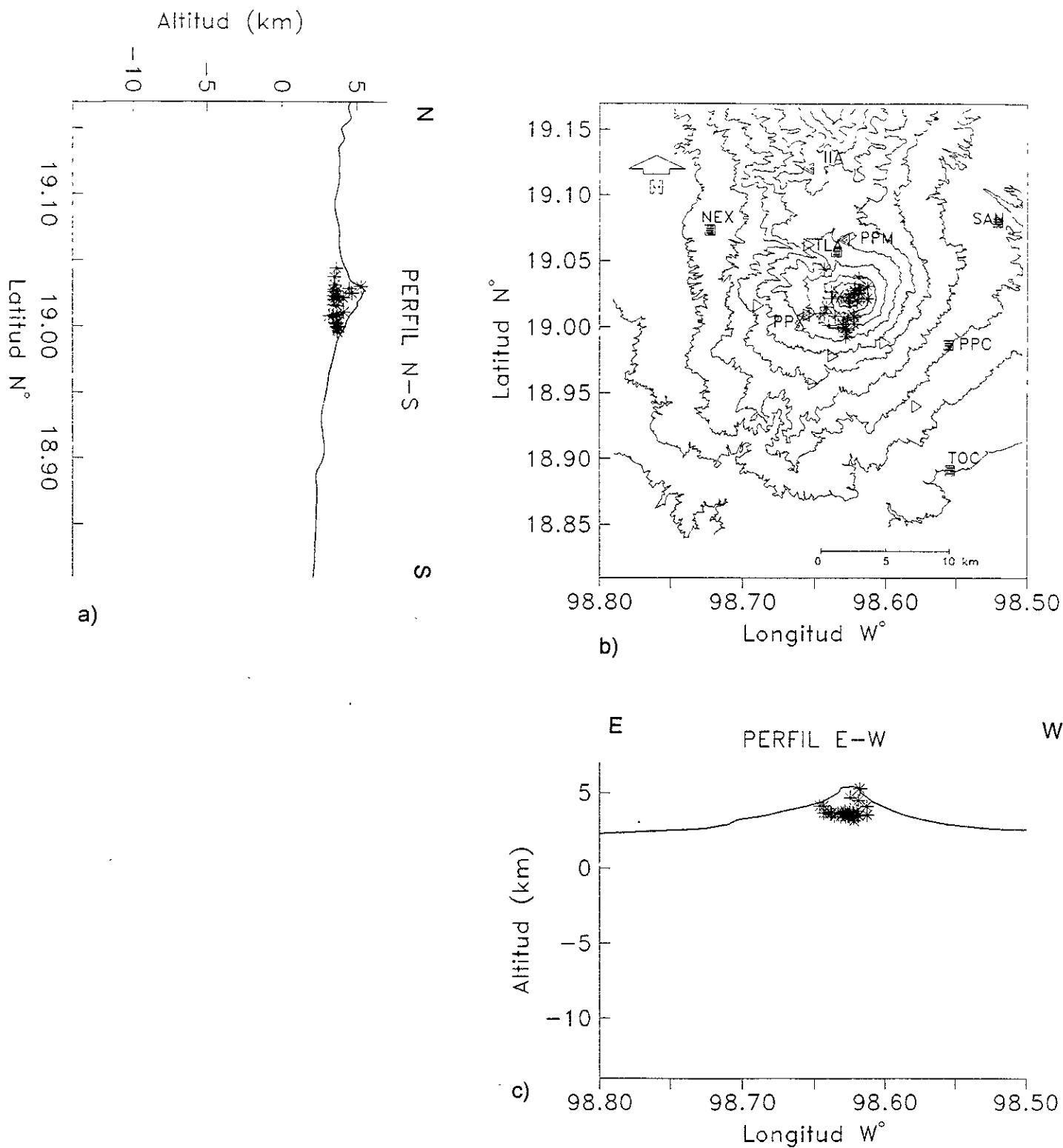


Figura 19. Mapa del volcán Popocatepetl (b) y perfiles N-S (a) y E-W (c) trazados sobre el cráter del volcán, en ellos se han consignado la localización de los eventos tipo B (asteriscos). Sobre el mapa del volcán se marcan con cuadros oscuros y triángulos oscuros las estaciones sismológicas.

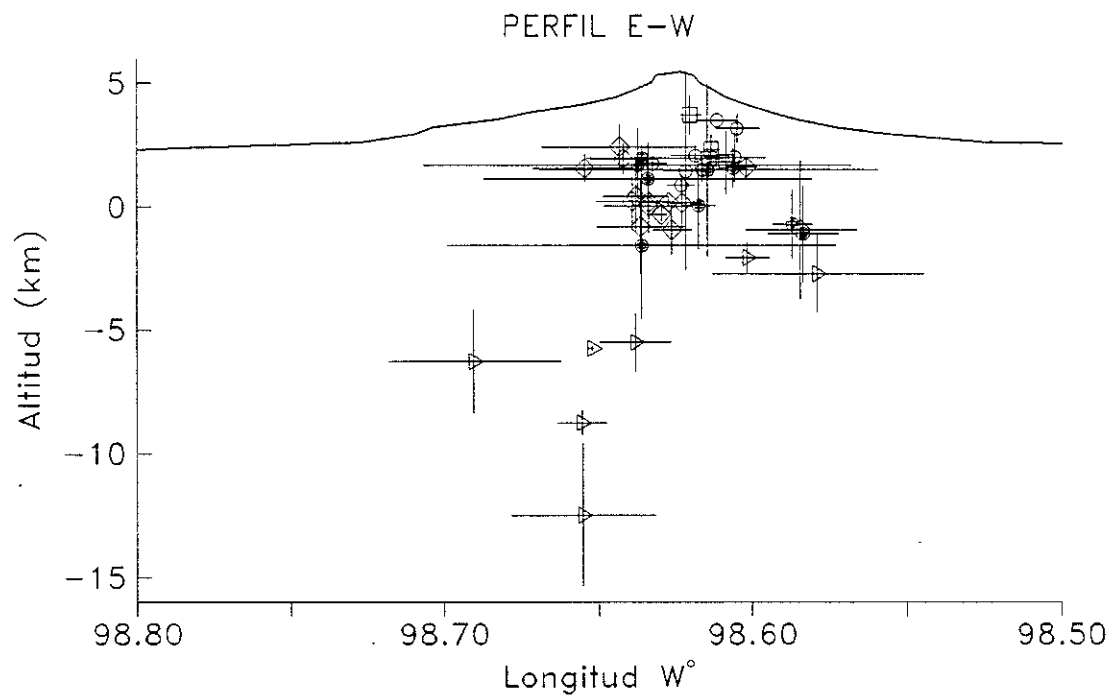


Figura 20. Perfil E-W del volcán Popocatépetl mostrando la ubicación de eventos tipo A ocurridos antes del 25/10/1994 (triángulos claros), tipo A antes de la crisis (círculos oscuros), tipo A durante la crisis (círculos abiertos) y tipo E (cuadros abiertos) y tipo A después de la crisis (rombos). Para cada evento se representa con línea el error vertical y horizontal obtenido de la estimación hipocentral.

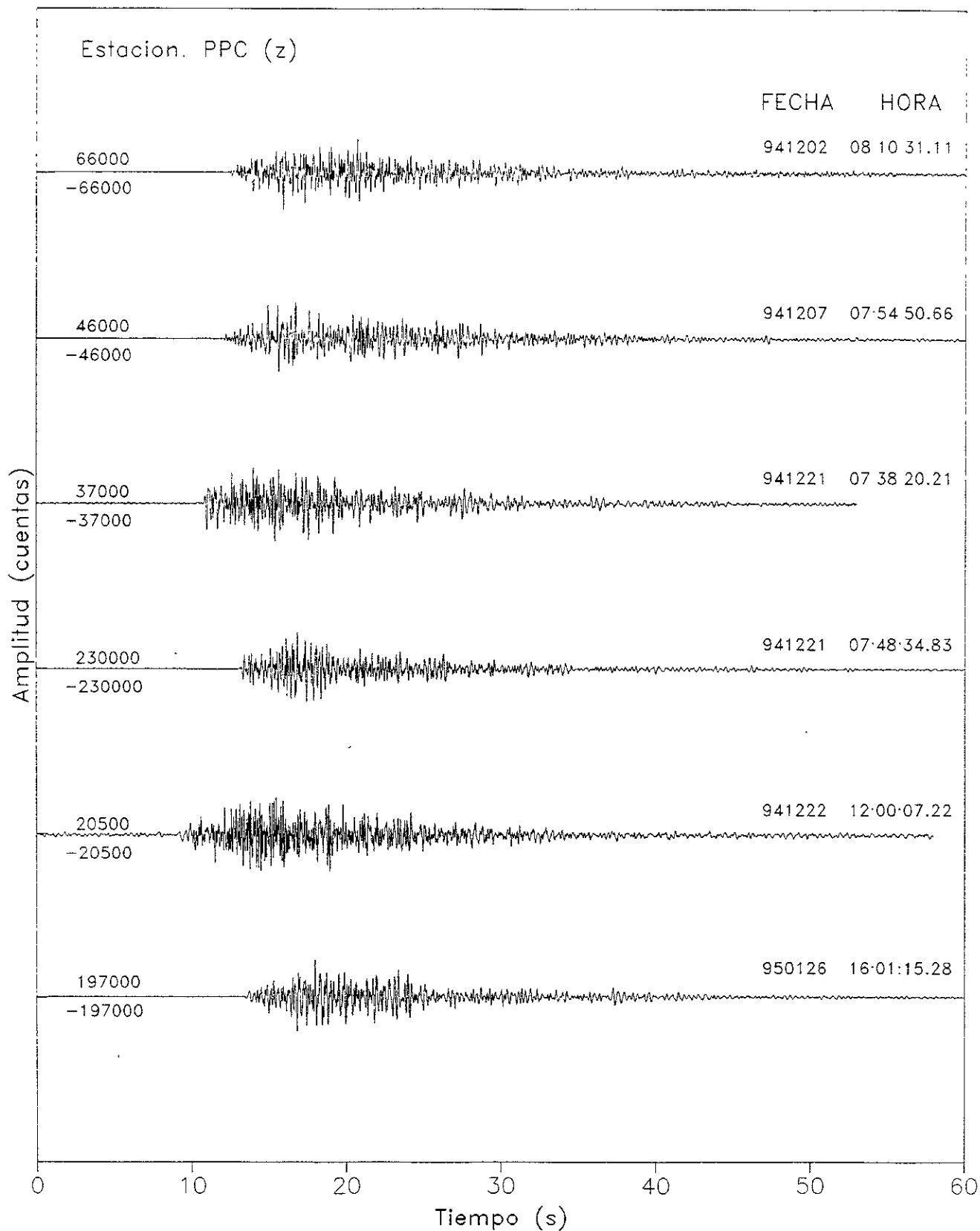


Figura 21. Trazas (componente vertical) de los eventos seleccionados para analizar el comportamiento de Q^{-1} registrados en la estación PPC. A la derecha aparece la FECHA (año, mes y día) y HORA (hora, minuto y segundo) de cada evento. A la izquierda se presenta el intervalo de amplitud (cuentas) a la cual se graficó cada evento.

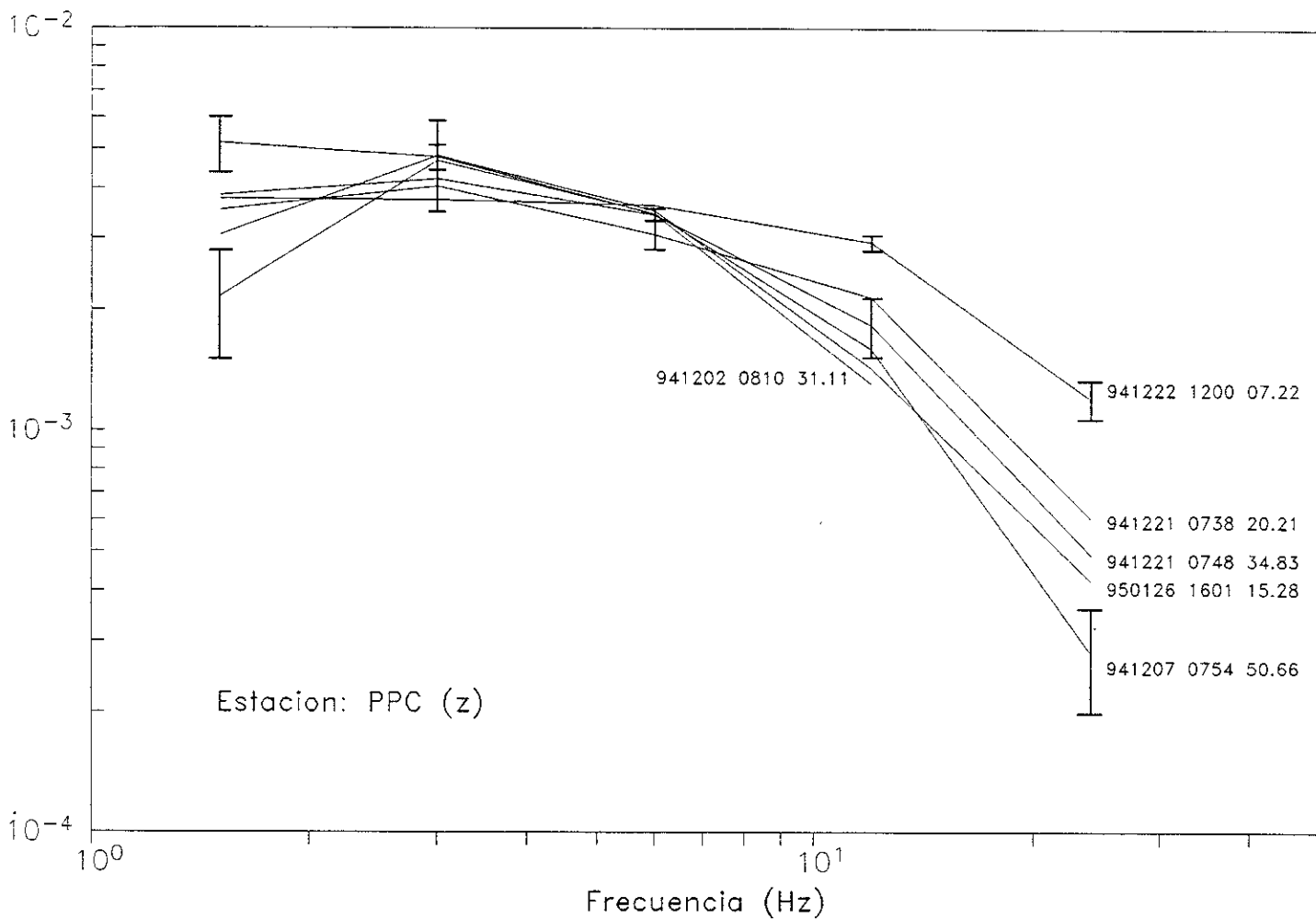


Figura 22. Gráfica de atenuación vs frecuencia, para los seis eventos seleccionados. En la parte derecha se presenta la fecha y hora de ocurrencia de cada evento. Las barras verticales representan el mínimo y máximo error para cada frecuencia.

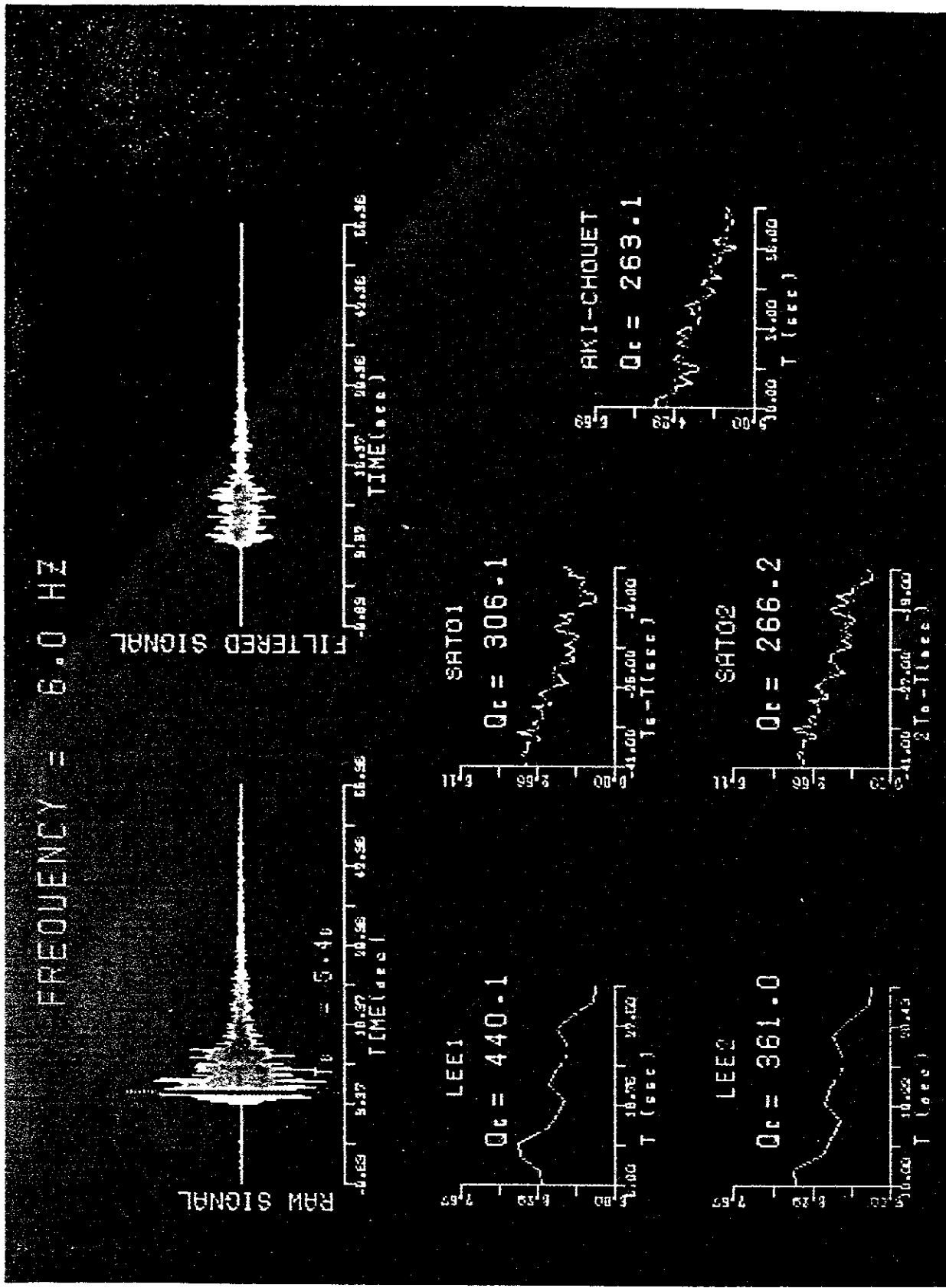


Figura 23. Resultados de Q, obtenidos por los diferentes métodos implementados para una frecuencia de 6 Hz, para el evento 941202 08:10:31.11, registrado en la estación digital PPC.

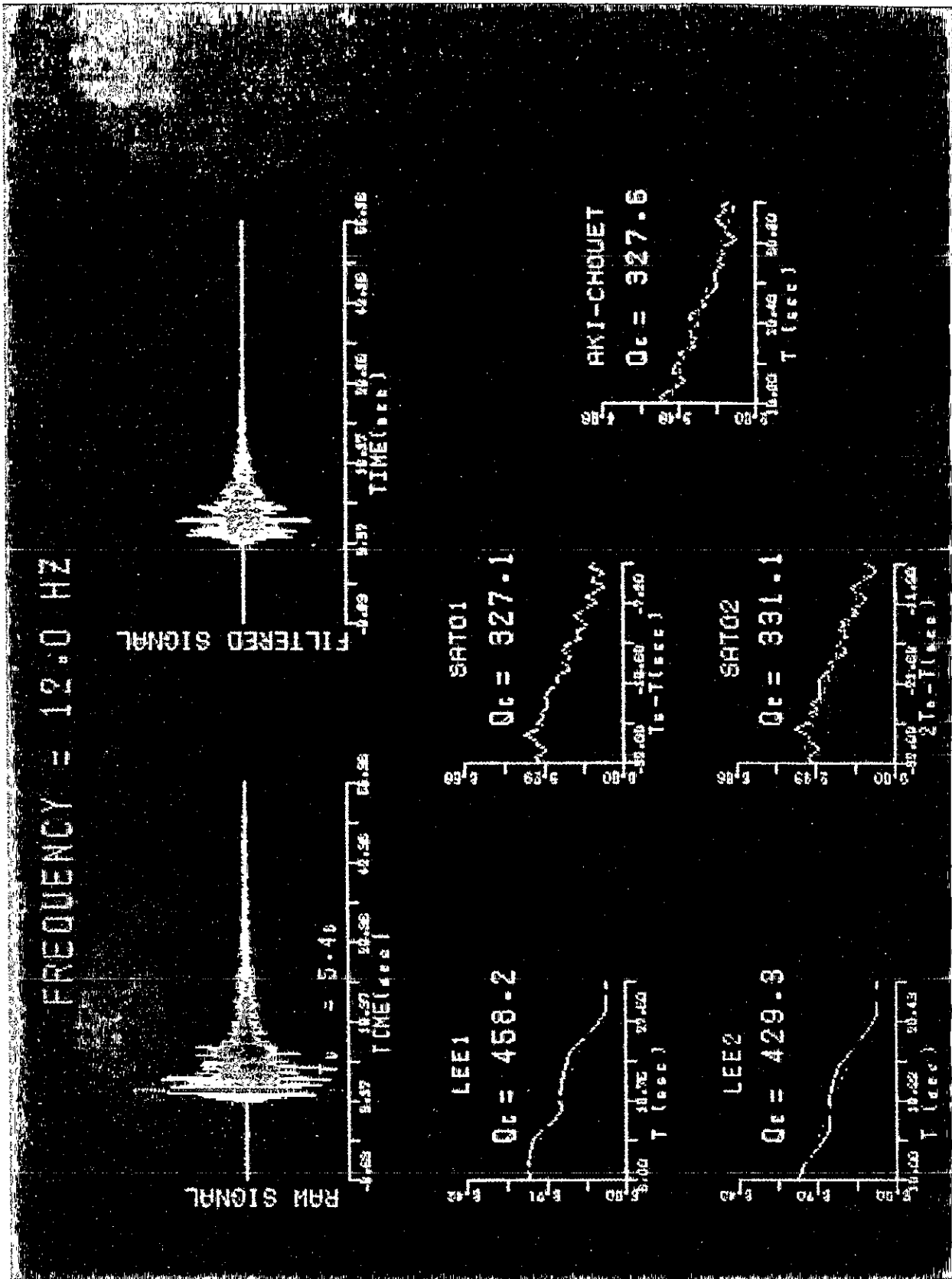


Figura 24. Resultados de Q, obtenidos por los diferentes métodos implementados para una frecuencia de 12 Hz, para el evento 941202 08 10.31 11, registrado en la estación digital PPC.

ESTA TESIS
SALIO DE LA
BIBLIOTECA

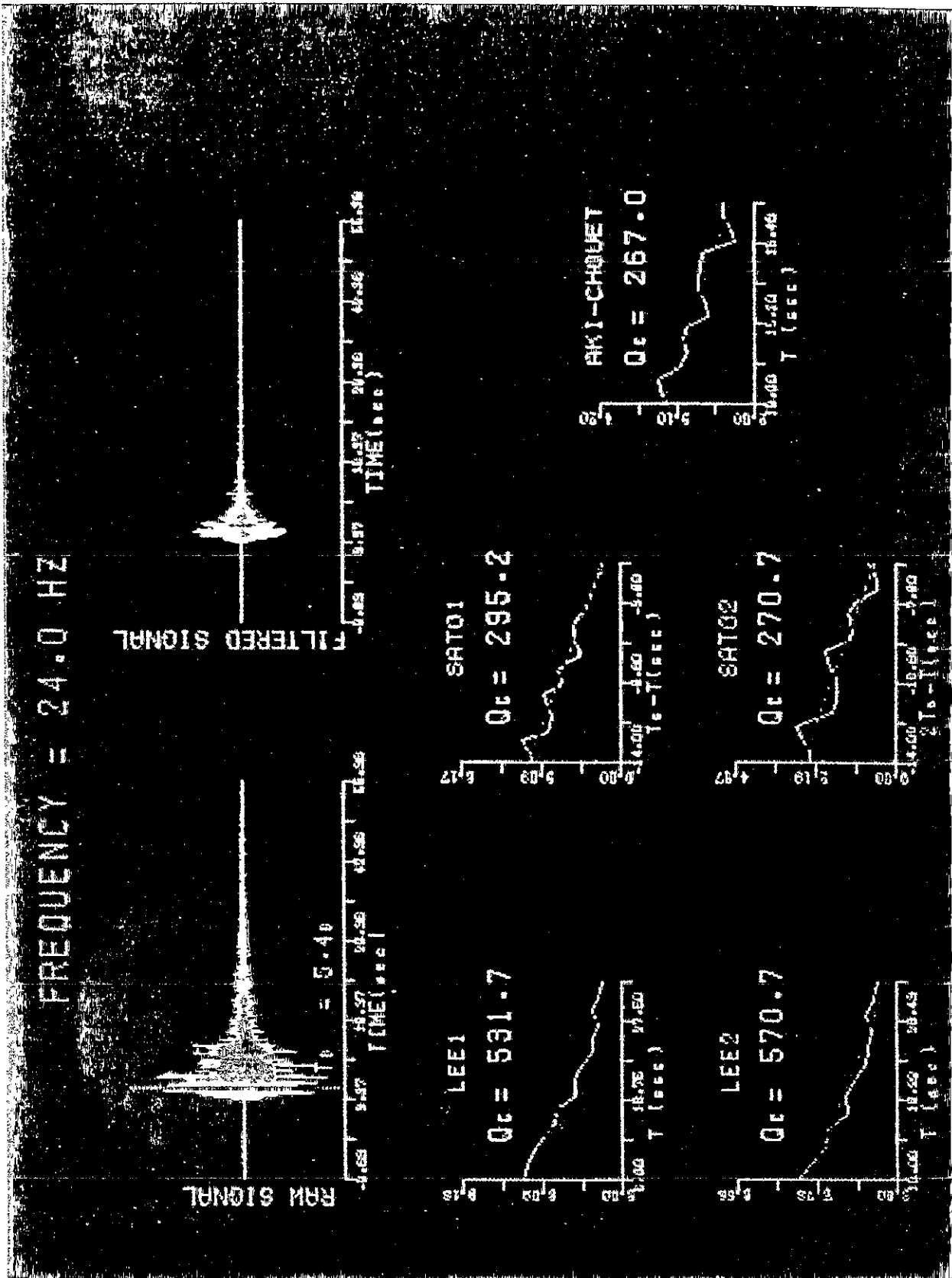


Figura 25 Resultados de Q, obtenidos por los diferentes métodos implementados para una frecuencia de 24 Hz, para el evento 941202 08 10.31 11, registrado en la estación digital PPC

VOLCANES POLIGENÉTICOS DEL NOROESTE DE MÉXICO

Volcán: Tres Vírgenes Localización: 27.47° N, 112.58° W (B C S)
 Tipo: Estratovolcán traquítico basáltico Altura: 2050 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1746	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1857	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.

Volcán: Sangangüey Localización: 21.45° N, 104.98° W (Nayarit)
 Tipo: Estratovolcán andesítico Altura: 2350 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1742	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1859	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.

Volcán: Ceboruco Localización: 21.15° N, 104.50° W (Nayarit)
 Tipo: Estratovolcán andesítico Altura: 2164 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
c. 960	Gran erupción pliniana produjo abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. Se ignoran daños.
1870/1875	Erupción efusiva produce 1.1 km ³ de lava dacítica con la destrucción de algunas tierras cultivables.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES POLIGENÉTICOS DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE MÉXICO

Volcán: Colima

Localización: 19 51° N, 103.60° W (Jalisco-Colima)

Tipo: Estratovolcán andesítico

Altura: 4100 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1560	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1576	Abundante caída de ceniza, pérdidas humanas y materiales.
10/01/1585	Abundante caída de ceniza a distancias de hasta 100 km. Posibles víctimas.
14/01/1590	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza.
25/11/1606	Gran erupción con abundante caída de ceniza a distancias hasta 150 km. Posibles víctimas.
15/04/1611	Actividad explosiva con abundante lluvia de ceniza.
08/06/1622	Gran erupción con intensas lluvias de ceniza a distancias de 100 km. Posibles víctimas.
1690	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza.
1771	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza.
1795	Erupción con emisiones de lava.
15/02/1818	Gran erupción con intensas lluvias de ceniza sobre distancias de varios cientos de kilómetros. Se reportaron numerosas víctimas.
12/06/1869	Erupciones explosivas forman un nuevo cono adventicio en el flanco NE del volcán (Volcancito).
26/02/1872	Erupción explosiva del Volcancito.
06/01/1866	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza.
26/10/1889	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza.
16/02/1890	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza sobre distancias mayores de 100 km. Posibles víctimas.
1891/1893	Repetidas erupciones con frecuentes emisiones moderadas de ceniza.
15/02/1903	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos.
18/12/1908	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES POLIGENÉTICOS DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE MÉXICO

Continuación	
04/02/1909	Erupción explosiva con lluvia de ceniza.
20/01/1913	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujo piroclástico. Posibles víctimas.
1960	Se inicia un nuevo episodio de crecimiento de domo que podría eventualmente conducir a una erupción explosiva de magnitud impredecible.
14/02/1991	La Red Sísmica de Colima detecta una considerable actividad sísmica sin precedente en el volcán de Colima. Se alerta a los sistemas de protección civil de Colima, Jalisco y Nacional.
01/03/1991	Se inicia la extrusión de un lóbulo andesítico de corteza escoriácea, la que genera numerosas avalanchas de tipo merapiano sobre los flancos sur y suroeste del volcán. Se toman medidas preventivas que incluyen simulacros de evacuación.
16/04/1991	La mayor de las avalanchas merapianas produce grandes cantidades de polvo. El material de las avalanchas, mezcla de productos alterados del domo principal con productos juveniles, genera flujos piroclásticos de baja energía y alcance limitado. No hay daños.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES POLIGENÉTICOS DE LA REGIÓN CENTRAL DE MÉXICO

Volcán: Popocatepetl

Localización: 19.02° N, 98.62° W (Méx-Pue-Mor)

Tipo: Estratovolcán andesítico-dacítico

Altura: 5450 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1347	Actividad explosiva con lluvia de ceniza. Se ignora si hubo víctimas.
1354	Actividad explosiva con lluvia de ceniza. Se ignora si hubo víctimas.
1519/1530	Actividad persistente. Se ignora si hubo daños.
1539	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza. Posibles víctimas y destrucción de tierra cultivable.
1542/1592	Numerosos episodios eruptivos en este período. Se ignoran daños.
1664/1667	Numerosos episodios eruptivos en este período. Se ignoran daños.
1720	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza. Posibles víctimas y destrucción de tierra cultivable.
1802	Actividad menor.
1920	Actividad menor.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES POLIGENÉTICOS DE LA REGIÓN ORIENTAL DE MÉXICO

Volcán: Pico de Orizaba Localización: 19.03° N, 97 28° W (Veracruz)
 Tipo: Estratovolcán andesítico Altura: 5700 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1537	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1545	Erupción mayor poco documentada. Se ignoran daños.
1566	Erupción mayor poco documentada. Se ignoran daños.
1569	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1613	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1630	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1687	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.

Volcán: San Martín Tuxtla Localización: 18.58° N, 95.17° W (Veracruz)
 Tipo: Cono basáltico Altura: 1550 msnm

Fecha: (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
15/01/1664	Erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza. Posibles víctimas y destrucción de tierra cultivable.
02/03/1793	Grandes erupciones explosivas con abundante lluvia de ceniza. Posibles víctimas y destrucción de tierra cultivable.
1797	Erupciones menores.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES POLIGENÉTICOS DEL SURESTE DE MÉXICO

Volcán: El Chichón

Localización: 17 36° N, 92.23° W (Chiapas)

Tipo: Complejo dómico andesítico

Altura: 1000 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
c. 300	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. Posibles víctimas.
c. 623	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. Posibles víctimas.
c. 1300	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. Posibles víctimas.
28/03/1982	Gran erupción explosiva con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. Aproximadamente 20 víctimas causadas por derrumbes de techos producidos por acumulación de cenizas de caída libre.
03/04/1982 04/04/1982	Dos grandes erupciones explosivas con abundante lluvia de ceniza y flujos piroclásticos. c. 8 poblaciones totalmente destruidas; cerca de 2000 víctimas y más de 20,000 damnificados. Enormes pérdidas materiales en tierras cultivables (aprox. 150 km ²) ganado y plantaciones de cacao y plátano en un radio de 50 km a la redonda.

Volcán: Tacaná

Localización: 15.13° N, 92.10° W (Chiapas)

Tipo: Estratovolcán andesítico

Altura: 4030 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1855	Explosión freática menor.
1878	Explosión freática menor.
1903	Explosión freática menor.
1949/1951	Explosión freática menor y actividad fumarólica.
08/05/1986	Explosión freática mediana y actividad sísmica de enjambre. Pánico en la población.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES DE LAS ISLAS DEL PACÍFICO MEXICANO

Volcán: Bárcena
 Tipo: Cono cinerítico

Localización: 19.27° N, 110.80° W (Is. San Benedicto)
 Altura: 375 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
01/08/1952	Nace este volcán en la isla San Benedicto del archipiélago de las Revillagigedo, deshabitada en esa época. Daños ecológicos a la isla. La actividad se prolonga hasta marzo de 1953.

Volcán. Evermann (Socorro)
 Tipo: Volcán de escudo

Localización: 18.75° N, 110.95° W (Is. Socorro)
 Altura: 1235 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
1848	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1896	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
1905	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.
22/05/1951	Erupción poco documentada. Se ignoran daños.

(Tomado de CENAPRED, 1992)

VOLCANES MONOGENÉTICOS DE LA REGIÓN CENTRAL DE MÉXICO

Volcán: Parícutín
 Tipo: Cono cinerítico

Localización: 19.48° N, 102.25° W (Michoacán)
 Altura: 3170 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
20/02/1943	Nace de una fisura abierta en un campo de cultivo; a las 24 horas forma un pequeño cono de 50 m de alto y para febrero 6 alcanza los 150 m. A los 12 días llega a más de 400 m y produce grandes cantidades de cenizas y lava. La actividad eruptiva termina en 1952 y emite un total de 1.3 km ³ de ceniza y 0.7 km ³ de lava. Dos poblaciones y cerca de 25 km ² de tierras cultivadas son destruidas por los flujos de lava. No se reportan víctimas.

Volcán: Jorullo
 Tipo: Cono escoriáceo

Localización: 19.03° N, 101.67° W (Michoacán)
 Altura: 1330 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
29/09/1759	Nace de una fisura abierta en terrenos de una hacienda. Emite abundantes cantidades de ceniza y lava. La violencia de las etapas iniciales posiblemente produjo algunas víctimas entre la población de la hacienda. Las erupciones continuaron hasta 1774. Los flujos de lava destruyeron aldeas y 9 km ² de tierras cultivadas.

Volcán: Xitle
 Tipo: Cono escoriáceo

Localización: 19.25° N, 99.22° W (D.F.)
 Altura: 3120 msnm

Fecha (D/M/A)	Tipo de erupción, efectos y daños
c. 470 A.C.	Nace de una fisura en el campo volcánico monogenético de la Sierra de Chichinautzin. Emite abundantes cantidades de ceniza, y lavas que forman el pedregal de San Angel. Causa la destrucción de la ciudad y la cultura de Cuicuilco. El campo de lava cubre un área de 72 km ² . Probablemente hubo víctimas.

(Tomado de CENAPRED, 1992)