



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

200359 2
2.4j.

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA

ATENUACION DE ONDAS CODA EN EL
VOLCAN POPOCATEPETL

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRIA EN CIENCIAS (GEOLOGIA)
P R E S E N T A :
ALICIA MARTINEZ BRINGAS

264319

CIUDAD UNIVERSITARIA.

1998.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

ÍNDICE

RESUMEN	1
1 INTRODUCCIÓN	2
1.1 ANTECEDENTES	3
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 GEOGRAFÍA	5
1.3.1 Localización	5
1.3.2 Clima	5
1.3.3 Flora y Fauna	7
1.4 GEOMORFOLOGÍA	7
1.4.1 Formas acumulativas y erosivas	8
1.4.2 Fisiografía	8
1.4.3 Hidrografía	10
1.4.4 Glaciares	10
1.5 TECTÓNICA	11
1.6 MARCO GEOLÓGICO	13
1.6.1 Geología	15
1.6.2 Estratigrafía	16
1.6.3 Geología Estructural	18
1.6.4 Actividad Eruptiva	20
2. METODOLOGÍA	23
2.1 EL MÉTODO DE AKI Y CHOUET (1975)	25
2.2 PROGRAMA CODAQ	26
2.3 MÉTODO DE APILAMIENTO (STACKING)	33
3. DATOS	36
3.1 ESTACIONES SISMOLÓGICAS	36
3.2 SISMICIDAD	38
4. RESULTADOS	43
4.1 FACTOR DE CALIDAD (Q_c)	48
4.2 APILAMIENTO (STACKING)	50
4.3 GRADO DE CONFIANZA DE LOS RESULTADOS	51
5. DISCUSIÓN	53

6. CONCLUSIONES	72
BIBLIOGRAFÍA	74
Anexo 1: Parámetros de eventos analizados	81
Anexo 2: Valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos a las frecuencias de 6 y 12Hz en ventanas de 25 seg, a partir de 2ts	85
AGRADECIMIENTOS	88

FIGURAS

1	Localización del volcán Popocatépetl y vías de acceso.....	6
2	Tectónica del Caribe y del Pacífico Centro-Oriental (Demant, 1978).....	12
3	Mapa de la Faja Volcánica Transmexicana y los principales rasgos oceánicos (Mooser et al., 1974).....	14
4	Mapa geológico del volcán Popocatépetl (Robin y Boudal, 1987).....	18
5	Columnas estratigráficas mostrando las secuencias eruptivas asociadas con las más recientes erupciones (Siebe et al., 1996).....	19
6	Sismograma mostrando las ondas P, S y coda.....	23
7	Resultados de Q_c obtenidos para un evento registrado en la estación PPP.....	29
8	Mapa y perfil mostrando las áreas y los bloques (B1 y B2) en los que se dividió la zona de estudio, así como las localizaciones hipocentrales.....	32
9	Perfil N-S mostrando los sismogramas obtenidos a través del método de apilamiento (stacking) en profundidad.....	35
10	Localización de las estaciones sismológicas del volcán Popocatépetl durante 1995 (Quaas et al., 1995).....	37
11	Enlaces de radio del sistema de telemetría de la Red de Monitoreo del volcán Popocatépetl (Quaas et al., 1995).....	38
12	Mapa de localización epicentral de los 96 sismos utilizados en este estudio.....	40
13	Perfil A-A' y B-B' mostrando los hipocentros en la dirección N-S y NW-SE, respectivamente.....	41
14	Sismogramas de la estación PPM para eventos 3, 20, 35, 43 y 46 del Anexo 1.....	42
15	Mapa del volcán Popocatépetl con los valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores	

	(σ) (entre paréntesis), obtenidos en las bandas de frecuencia de 6 y 12 Hz, con una ventana de 25 seg de longitud tomada a partir de 2ts.....	45
16	Valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) obtenidos en el volcán Popocatepetl a cada kilómetro de profundidad. Para las bandas de frecuencias de 6 y 12 Hz, en una ventana de 25 seg de longitud tomada a partir de 2ts.....	46
17	Perfil del Popocatepetl que muestra un ejemplo de registros en la estación PPM provenientes de diferentes profundidades.....	47
18	Valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos de los sismos 9, 84, 93 y 95 (Anexo 1). Se observa la dispersión de $\langle Q_c \rangle$ para las diferentes frecuencias y ventanas analizadas.....	49
19	Valores de Q_{ci} y σ_i utilizados para calcular $\langle Q_c \rangle$ en la banda de frecuencia centrada en 12 Hz para el sismo 70 (Anexo1).....	50
20	Valores de $\langle Q_c \rangle$ con errores (σ) promedio de 10 % obtenidos para las frecuencias de 6 y 12 Hz y una longitud de ventana de 25 seg. El área señalada muestra la zona con valores de calidad mas bajos de $\langle Q_c \rangle$ (alta atenuación).....	54
21	Perfil N-S de los bloques 1 y 2, mostrando los valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) obtenidos a 6 y 12 Hz con una longitud de ventana de 25 seg, medida a partir de 2ts.....	56
22	Perfil NW-SE de los bloques 1 y 2, mostrando los valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) obtenidos a 6 y 12 Hz con una longitud de ventana de 25 seg, medida a partir de 2ts.....	57
23	Perfil N-S de los bloques 1 y 2, mostrando los valores obtenidos por el método de apilamiento (stacking) de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) a 6 y 12 Hz con una longitud de ventana de 25 seg, medida a partir de 2ts.....	58
24	Bloques 1 y 2 del perfil N-S, donde se aprecia los cambios con la profundidad de los valores del factor de calidad $\langle Q_c \rangle$ a las frecuencias de 6 y 12 Hz.....	60
25	Bloques 1 y 2 del perfil NW-SE, donde se aprecia los cambios con la profundidad de los valores del factor de calidad $\langle Q_c \rangle$ a las frecuencias de 6 y 12 Hz.....	61
26	Bloques 1 y 2 del perfil N-S (método de stacking) , donde se aprecia los cambios con la profundidad de los valores del factor de calidad $\langle Q_c \rangle$ a las frecuencias de 6 y 12 Hz.....	62
27	Perfiles N-S y E-W mostrando la ubicación del área con mayor atenuación.....	64
28	Distribución por estación de los valores de $\langle Q_c \rangle$	65
29	Plano del volcán Popocatepetl mostrando la ubicación de los cráteres que antecedieron al actual (Palacios, 1996).....	66
30	Representación de la región donde existe la mayor probabilidad de que se encuentre un reservorio de magma según Arciniega (1997).....	68

TABLAS

1.- Historia de la actividad reciente del volcán Popocatépetl (tomado de De la cruz et al. , 1995).....	22
2.- Archivo de salida del programa CODAQ del sismo 1(Anexo 1) para la estación PPMN (PPM componente NS) y PPME (PPM componente EW).....	30
3.- Características principales de las estaciones de la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatépetl durante 1995.....	37
4.- Valores de $\langle Q_c \rangle$ y σ para dos eventos a las frecuencias de 6.0 y 12.0 Hz.....	43
5.- Valores "z" para los cambios de $\langle Q_c \rangle$ observados a cada kilómetro de profundidad en el perfil Norte-Sur, para los bloques 1 y 2 a las frecuencias de 6 y 12 Hz.....	52
6.- Valores "z" para los cambios de $\langle Q_c \rangle$ observados a cada kilómetro de profundidad en el perfil Noroeste-Sureste, para los bloques 1 y 2 a las frecuencias de 6 y 12 Hz.....	52
7.- Valores "z" para los cambios de $\langle Q_c \rangle$ observados a cada kilómetro de profundidad en el perfil Norte-Sur (Stacking), para los bloques 1 y 2 a las frecuencias de 6 y 12 Hz.....	52

RESUMEN

A lo largo de su historia el Popocatepetl ha mostrado diversas formas de actividad eruptiva, numerosas erupciones de carácter menor, algunas mayores y algunos grandes eventos paroximales. Las emanaciones iniciadas en diciembre de 1994 constituyen erupciones freáticas que liberan grandes cantidades de gases magmáticos y que arrastran materiales depositados en el conducto volcánico.

Debido al notorio incremento de la actividad fumarólica del volcán, a finales de 1994 se iniciaron estudios vulcanológicos y sismológicos encaminados a determinar con mayor exactitud el comportamiento eruptivo del Popocatepetl. Desde 1994 se cuenta con la Red Sísmica del Volcán Popocatepetl, que en 1995 estaba constituida por 6 estaciones telemétricas dependientes del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), y de los Institutos de Geofísica y de Ingeniería, UNAM.

En el presente estudio se analizan las ondas coda de temblores locales originados en el volcán Popocatepetl durante 1995 a través del factor de calidad Q_c . Este valor de Q_c tiene una estrecha relación con propiedades geológicas y geofísicas de la corteza terrestre, como son la actividad tectónica y volcánica, variación de flujo de calor, conductividad eléctrica, espesor de la corteza y velocidad de ondas sísmicas.

Durante 1995 la red sismológica registró mas de 300 temblores locales ($\Delta < 15$ km) con magnitudes M_c entre 1.4 y 3.1 y profundidades de 0 a 10 km. Se seleccionaron 96 sismos volcanotectónicos con errores en $RMS < 0.5$ seg y en ERH y $ERZ < 2.0$ km.

En este trabajo los valores de Q_c fueron determinados utilizando el método de Aki y Chouet (1975). Los datos fueron analizados en función de la cobertura espacial de las ondas coda. Se utilizaron los valores de Q_c obtenidos en las bandas de frecuencias de 6 y 12 Hz y en la ventana de análisis de 25 seg de longitud, que es donde el promedio pesado de dichos valores tiende a estabilizarse.

La zona de estudio se dividió en volúmenes de 1km^3 en superficie y en perfiles con dirección Norte-Sur, y Noroeste-Sureste (45°), lo que permite analizar la distribución espacial de Q_c . Se aplicó el método "stacking" a los registros sísmicos del perfil N-S.

Se determinó el promedio pesado ($\langle Q_c \rangle$) de cada uno de los sismos estudiados. Al utilizar la misma longitud de ventana y posición (2ts), fue posible comparar $\langle Q_c \rangle$ de eventos con hipocentros similares. Se promediaron los resultados de varios eventos y así se incrementó la estabilidad de $\langle Q_c \rangle$ para cada área analizada. Los valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos en la ventana de 25 seg para la frecuencia de 6 Hz varían entre [220,1000] y para 12 Hz entre [280,1200].

Dada la distribución de los valores de Q_c obtenida en la zona y a las variaciones de los mismos tanto en superficie como en profundidad, se pudieron observar los cambios de atenuación del medio que atravesaron las ondas coda en el volcán. Esto permitió delinear la ubicación de una zona de alta atenuación (valores bajos de Q_c) ocasionada posiblemente por la presencia de material fundido, la cual se localiza en la región oriental del volcán a una profundidad de 5 km desde la cima (0 msnm) y se extiende hasta los 8 km de profundidad (3000 mbnm). Alrededor de esta región se obtuvieron los valores más altos de Q_c (baja atenuación), localizados en la zona N y W que geológicamente es la parte de mayor estabilidad del volcán.

1.- INTRODUCCIÓN

El volcán Popocatepetl tiene una altura de 5450 msnm y es la segunda montaña más alta del país. Se ubica en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (Mooser, 1972). La cima del volcán se localiza en las coordenadas geográficas 19° 3' N, 98°35' W, a 55 km al SE de la Cd. de México, y a 45 km de la Cd. de Puebla.

A lo largo de su historia el Popocatepetl ha mostrado diversas formas de actividad eruptiva, numerosas erupciones de carácter menor, algunas mayores y algunos grandes eventos paroximales. De las actividades mayores existen evidencias geológicas en forma de depósitos volcánicos, pero las menores rara vez dejan depósitos persistentes que puedan ser analizados (De la Cruz et al., 1995). Las emanaciones iniciadas en diciembre de 1994 indican el episodio más reciente, el cual consta de erupciones freáticas y freatomagmáticas que liberan grandes cantidades de gases magmáticos y que arrastran materiales depositados en el conducto volcánico.

Las erupciones volcánicas se encuentran entre los desastres naturales más dañinos; cada año entran en actividad entre 50 y 65 volcanes (Simkin, 1993). Las técnicas de monitoreo volcánico han ido perfeccionándose en la medida en que se ha progresado en el conocimiento del vulcanismo. Uno de los avances más notables ha sido el uso de estaciones sismológicas que transmiten continuamente su información desde un volcán a un centro de monitoreo. Camacho (1925) intentó establecer una relación entre la actividad volcánica y sísmica del Popocatepetl, al tratar de encontrar una relación entre las emisiones de cenizas (explosiones volcánicas) y los sismos producidos en el interior del volcán.

Recientemente se han realizado trabajos de localizaciones epicentrales y estudios de generación de tremor.

El estudio de la atenuación es crucial en áreas volcánicas donde la presencia de magma afecta las propiedades de propagación de las ondas sísmicas. En el presente trabajo se realizó el análisis de la ondas coda y se determinó el factor de calidad (Q_c) para los sismos originados en el volcán Popocatepetl durante 1995. El factor de calidad y la localización espacial de zonas de alta atenuación proporcionan información de los procesos físicos y dinámicos del volcán.

El valor de Q_c que tiene una estrecha relación con propiedades geológicas y geofísicas de la corteza terrestre, ha sido utilizado en el estudio de la actividad magmática en volcanes (Zúñiga y Díaz, 1994, O Doherty et al., 1997); también; se ha utilizado en la correlación entre la ocurrencia de grandes terremotos y las variaciones temporales de Q_c (Jin y Aki, 1988; Novelo-Casanova et al., 1985).

1.1- ANTECEDENTES

A pesar de su cercanía con la Cd. de México y de los estudios variados que existen, se tiene un escaso conocimiento sobre el comportamiento eruptivo que podría tener el volcán Popocatepetl en el futuro. Se tiene conocimiento de su actividad desde tiempos remotos a través de los Códices Prehispánicos, de los escritos de Díaz del Castillo (1532), Orozco y Berra (1888) y del Dr. Atl (1940) entre otros, en los cuales se registra algún tipo de actividad volcánica .

Algunos de los estudios descriptivos y geológicos-vulcanológicos son los realizados por Aguilera y Ordóñez (1895), Camacho (1925), Friedlaender (1922), Martínez (1925), Waitz (1921), White (1951, 1954), Blázquez (1956), Mooser (1963,1968,1972), Lorenzo (1964), Schlaepfer (1968), y recientemente los realizados por Demant (1976, 1978, 1981), Pal y Urrutia (1977), Urrutia y del

Castillo (1977), Carrasco (1985), Robin (1982, 1984), Robin y Boudal (1987), Martín del Pozo et al. (1995, 1997) y Siebe et al. (1995, 1996, 1997). El primer mapa de peligros volcánicos del Popocatépetl fue realizado por Boudal y Robin (1989). La versión mas reciente del mapa de peligros fue producido por Macías et al. (1995). Desde el punto de vista sismológico son pocos los estudios realizados en el volcán Popocatépetl (Valdés et al. 1995, 1997; Lermo et al. 1995; Arciniega, 1997).

Debido al notorio incremento de la actividad fumarólica del volcán, a finales de 1994 se iniciaron estudios vulcanológicos y sismológicos encaminados a determinar con mayor exactitud el comportamiento eruptivo del Popocatépetl. Para el estudio de las estructuras volcánicas, se ha utilizado la cuantificación e interpretación de los diferentes eventos sismo-volcánicos, los cambios temporales de estos y el análisis de los registros sísmicos.

Desde 1994 se cuenta con la Red Sísmica del Volcán Popocatépetl, que está constituida por 9 estaciones telemétricas dependientes del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), y de los Institutos de Geofísica y de Ingeniería, UNAM .

1.2.- OBJETIVOS

En un ambiente volcánico, la sismicidad generalmente se relaciona con un cuerpo de magma inestable y con los cambios de esfuerzos que induce en las rocas que lo rodean, con la interacción del gas con fluidos y fluidos con sólidos, los cuales propician vibración y la ocurrencia de fallas de tensión que originan las señales sísmicas (Patanè et al. 1994).

En el presente estudio, utilizando el método de Aki y Chouet (1975) se analizan las ondas coda de temblores locales a través del factor de calidad Q_c . Se

identifican las zonas de mayor atenuación (Q_c^{-1}) del volcán para sismos registrados por la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl durante 1995 .

El objetivo de este trabajo es estimar las características de la atenuación de las regiones absorbentes del edificio volcánico. Se pretende proporcionar una base de apoyo a investigaciones posteriores acerca de la atenuación de ondas coda y el factor de calidad Q_c en volcanes, particularmente en el Popocatepetl. Se intenta determinar las variaciones de Q_c con la profundidad y definir la zona donde pudiera localizarse la cámara magmática o algún otro rasgo característico del volcán.

1.3.- GEOGRAFÍA

1.3.1 Localización

El Popocatepetl se encuentra al SE del Valle de México, formando la parte sur de la Sierra Nevada. Constituye una enorme barrera geográfica que separa regiones de condiciones climáticas, ecológicas y geológicas diferentes.

El cráter del volcán se localiza en las coordenadas geográficas 19° 03' latitud norte y 98° 35' longitud oeste. Se encuentra en el límite entre los estados de México al oeste, Morelos al suroeste y Puebla al este. Se localiza a 55 km al SE de la Cd. de México (Figura 1).

1.3.2 Clima

En el área del volcán Popocatepetl se presentan diferentes tipos de climas debido a la altitud y la ubicación geográfica del mismo, de este modo tenemos que al

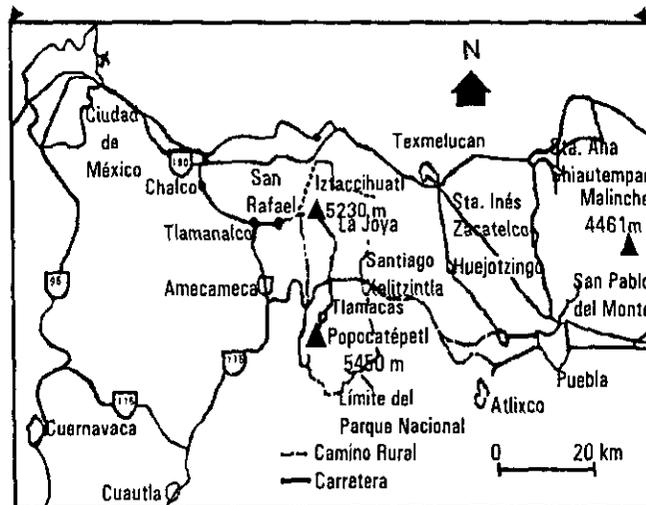
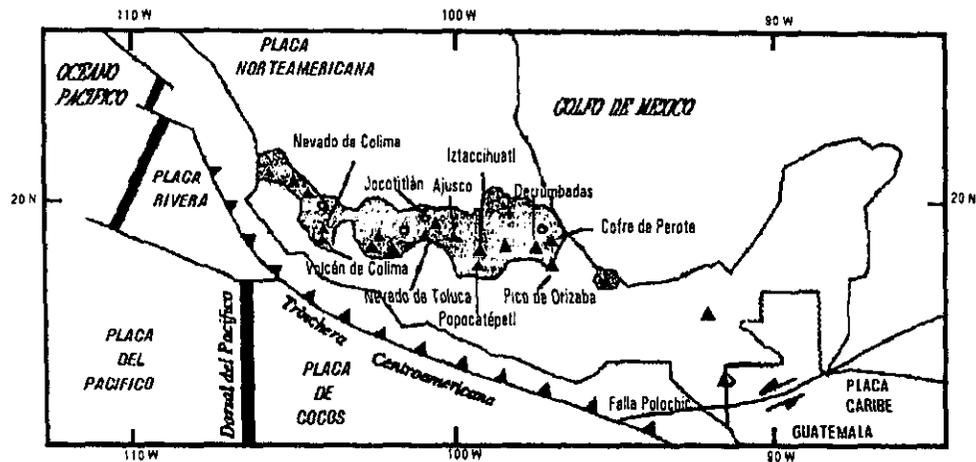


Fig. 1 Localización del volcán Popocatepetl y vías de acceso (Siebe et al. 1995).

Norte se presenta un clima semiseco, templado con lluvias en verano y precipitación invernal 5-10.2% [tipo (BSiKw)]. Al Este y Oeste son climas templados subhúmedos con lluvias en verano y precipitación invernal menor al 5% [tipo (C(W2)(W))] y al sur se presenta un clima subhúmedo con lluvias de verano y precipitación invernal menor al 5% [tipo (A Wo(W))] (García, 1981; S.P.P., 1981).

1.3.3 Flora y Fauna

De acuerdo con las variaciones climáticas se presentan diferentes tipos de vegetación en la zona, además de que en las partes bajas, por debajo de los 3600 msnm se tienen terrenos de cultivo de temporal. Por encima de esta altitud comienza el Parque Nacional Izta-Popo cuya vegetación de zacatones, musgos y hongos se extiende hasta los 4000 - 4500 msnm, además de robles, eucaliptos, sauces, tejocote y madroño entre otros. A mayor altitud se tienen encinos, oyameles y pinos, junto con mezquite, mamela, mirto y escoba (Rzedowski, 1981).

En cuanto a fauna, se tienen aves como codorniz, chuparrosa, chupamirto, correcominos, gorrión, etc. También roedores como la tusa, ratón de bosque, musaraña, rata de los volcanes y zacatuche; además de las especies propias de pastoreo.

1.4 GEOMORFOLOGÍA

El Volcán Popocatepetl alcanza una elevación de 5450 metros sobre el nivel del mar en su parte mas alta y de 5200 msnm en la más baja; es la segunda cima más alta del país, con un diámetro de aproximadamente 30 km (Robin y Boudal, 1987). Su forma es de un gran cono con un cráter externo en forma elíptica orientada NE-SW y ejes de 820 y 650 m (De la Cruz et al. 1998). En el interior del cráter las paredes son verticales y tiene una profundidad de 250 m (Boudal y Robin, 1987). En el fondo se encontraba un pequeño cráter, el cual fue destruido a partir de las repetidas explosiones que ha experimentado el volcán a partir de 1994. A partir de marzo de 1996 se inició la formación de un domo en el interior del cráter mismo que ha sufrido modificaciones y en febrero de 1998 presenta un volumen total de lava de $12.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ que cubre un 35% de la capacidad del cráter (De la Cruz-Reyna et al., 1998).

Su forma cónica es interrumpida solo en el Noroeste por las formaciones rocosas del Cerro del Fraile (5013 msnm) y por el Cerro del Ventorrillo (4107 msnm). La barranca de Nexpayantla inicia en el Cerro del Fraile y forma una pared vertical conocida como El abanico, esta barranca sigue la dirección SE-NW pasando a un lado del Cerro del Ventorrillo. La parte mas alta del volcán presenta un relieve muy regular, lo cual es característico de continuos procesos de acumulación volcánica (Palacios, 1996).

1.4.1 Formas acumulativas y erosivas

Entre las formas acumulativas, los depósitos aluviales son los mas difundidos, así como los suelos. Los depósitos piroclásticos forman gruesas columnas de cenizas y lapilli cerca del cráter. También se encuentran algunos depósitos producidos por los glaciares, como son los abanicos aluviales, las morrenas de tipo terminal y de fondo y las rocas aborregadas (White, 1968).

También la erosión ha contribuido a dar su aspecto actual al volcán; en la parte inferior se localiza un conjunto de profundas barrancas como la de Nexpayantla, que presentan una densidad de disección mayor que en el resto del volcán. Existen tres valles glaciares típicos en forma de "U" en la cara norte que se conocen como Barranca Tenenepanco, Barranca Espinera y Barranca Tepeteloncocone, además de los circos de erosión (Carrasco, 1985; Palacios, 1996).

1.4.2 Fisiografía

El volcán Popocatepetl forma parte de la provincia fisiográfica llamada Faja Volcánica Transmexicana que se extiende al poniente en el Pacífico, entre San Blas, Nayarit, y Bahía de Banderas, Jalisco. Llega hasta el altiplano cerca de Jalapa y Orizaba, Veracruz, por el lado oriental. Está conformado por numerosos y

pequeños conos cineríticos, calderas y grandes estratovolcanes como el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, La Malinche, Pico de Orizaba, Nevado de Colima, Volcán de Fuego y Cofre de Perote. Además, cuenta con algunas emisiones fisurales, así como con un gran número de cuencas endorreicas como la de México y diversos embalses productos de la tectónica y del mismo vulcanismo.

Esta provincia según Demant (1978), se puede subdividir en 5 regiones volcánicas: 1) Fosa tectónica de Tepic-Chapala; 2) Fosa tectónica de Colima; 3) Zona de Michoacán, 4) Zona de los grandes valles de Toluca, México y Puebla y 5) Límite oriental (Pico de Orizaba-Cofre de Perote). En la región de los grandes valles quedan comprendidos la Sierra Chichinautzin que consta de pequeños volcanes orientados E-W, y de cuatro estratovolcanes, entre ellos el Popocatepetl, que se encuentran separados por amplias zonas lacustres.

Pasquarè et al. (1986) dividen a la Faja, de acuerdo a la distribución general del sistema de fallas, el cual está marcado por una zona de fallas con dirección dominante E-W, en tres sectores: I) Oeste, que comprende los grabens Tepic-Chapala y Colima; II) Central que se extiende desde Guadalajara hasta el sistema de fallas Querétaro-Taxco y III) Oriental, que comprende desde el sistema de fallas Querétaro-Taxco hasta la costa del Golfo de México, los alineamientos volcánicos de este sector están caracterizados principalmente por grandes esfuerzos horizontales de dirección E-W y NE-SW.

Las edades de cada sector son: 31 Ma en el oeste, 28 Ma en el central y 26 Ma en el oriental. Los sectores oeste y central están localizados entre 200 y 300 km de la trinchera y el oriental entre 400-500 km. Se observa una progresiva migración del frente volcánico hacia la trinchera, en el sector oeste desde 5 Ma y en el oriental desde 15 Ma. El frente volcánico central también migró hacia la trinchera en los últimos millones de años (Ferrari et al. 1994).

1.4.3 Hidrografía

El Popocatepetl, el Iztaccihuatl y la Sierra Chichinautzin constituyen el parteaguas que separa las cuencas de México y Puebla. A partir de estos volcanes fluyen numerosos arroyos transversales originados tanto por el agua de lluvia como por la fusión de las nieves. Estos arroyos irrigan al oeste a la subcuenca de Texcoco, al este a la cuenca de Puebla y al sur a la cuenca de Cuautla.

El Popocatepetl presenta un sistema de drenaje radial de poco caudal debido a la gran permeabilidad que presentan los materiales piroclásticos que cubren al volcán, donde las corrientes de agua se infiltran y desaparecen por completo, reapareciendo en las partes bajas en forma de manantiales. Si las condiciones de las rocas infrayacentes lo permiten, estas corrientes junto con las otras que corren sobre la roca, se integran a otro drenaje de tipo dendrítico hasta formar arroyos de mayor caudal.

1.4.4 Glaciares

En la cara noroeste del Popocatepetl se encuentra un glaciar, que se extiende hacia el lado oeste. Lorenzo (1964) propuso la existencia de tres glaciares, el Norte, el Ventorrillo y el Noroccidental con un área total de 0.720 km². Posteriormente, Delgado (1988, 1993) reportó la existencia de 2 glaciares, el Noroccidental y otro integrado por el Ventorrillo y Norte, con un área total de 0.559 km². Además existen suelos permanentemente congelados el Yancuecole, el Norte, Las Cruces y Coyotes que cubren un área total de 0.239 km².

Un fenómeno que se observa en los glaciares es el de avance y retroceso de los mismos, aunque la tendencia general es de retroceso. Así en 1906, la lengua se extendía hasta 4250 msnm (Anderson, 1917) y después de la gran erupción piroclástica en 1921 se redujo notablemente hasta 4800 msnm (Waitz, 1921). En 1950 se recobró llegando a los 4650 msnm, y actualmente se encuentra a 4713 msnm (Palacios, 1995).

1.5 TECTÓNICA

El volcán Popocatepetl, forma parte de la provincia tectónica denominada Faja Volcánica Trans-Mexicana. A pesar de los numerosos trabajos sobre el origen de la Faja, la mayoría de los trabajos coinciden en relacionarlo con la existencia de un mecanismo de subducción a lo largo de la Fosa Mesoamericana, en el cual la placa Norteamericana se introduce bajo la de Cocos dando origen a los magmas de la Faja (Mooser, 1972; Flores, 1978; Alvarez, 1975; Urrutia y Del Castillo, 1977) (Fig 2). El movimiento de la placa proviene del Atlántico, por la creación de nueva corteza a lo largo de la cordillera meso-océanica, que es el mecanismo responsable de la rotación de la Placa Norteamericana hacia el oeste.

Se pueden diferenciar dentro de las manifestaciones del vulcanismo de la Faja:

- a) grandes estratovolcanes de vida larga, con orientación N-S en general,
- b) pequeños conos y derrames de actividad breve como el Parícutín, alineados según las direcciones tectónicas regionales NW-SE o NE-SW, y
- c) productos riolíticos escasos y agrupados en ciertas áreas como la caldera de la Primavera (Demant, 1978).

Para explicar la posición oblicua de la Faja con respecto a la fosa, se han propuesto diferentes hipótesis. Algunos consideran a la placa que subduce fragmentada con pendientes distintas de hundimiento (Mooser, 1975; Alvarez, 1975; Urrutia y Del Castillo, 1977). Otros autores (Urrutia y Pal, 1977; Pal y Urrutia, 1977), proponen, a partir de datos paleomagnéticos, una rotación de México con respecto a la Placa Norteamericana.

Demant (1978), propone una edad plio-cuaternaria del vulcanismo y lo explica con base en dos mecanismos: 1) la apertura progresiva de la Fosa de Acapulco desde el Oligoceno, en relación con el desplazamiento hacia el Oeste de la Placa Norteamericana y 2) las modificaciones sufridas en el Mioceno Tardío por la

Cordillera del Pacífico Oriental (salto hacia el oriente), junto con el cambio en la rotación de la Placa de Cocos inducido por ellas.

La Placa de Cocos que se hunde de una manera oblicua en México es joven y por lo tanto, poco gruesa y más caliente que la parte que forma la zona de subducción de América Central (Truchan y Larson, 1973). Además, la influencia de los esfuerzos tectónicos sufridos en la parte sur de la Placa Norteamericana

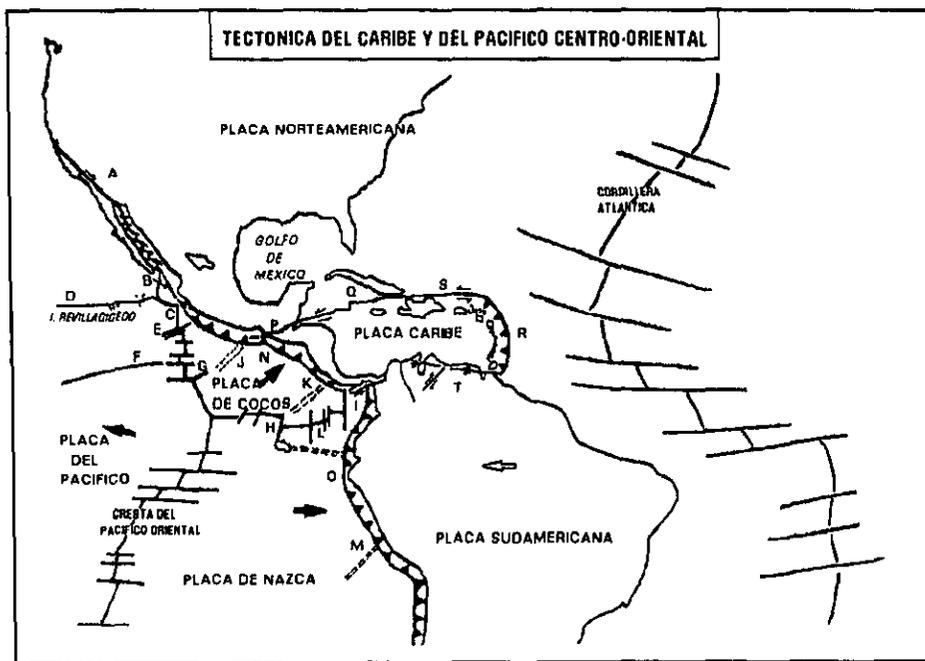


Fig. 2 (A) Sistema de fracturas de San Andrés-Golfo de California; (B) Fractura de Rivera; (C) Punto Triple de Rivera; (D) Fractura de Clarión; (E) Fractura de Orozco; (F) Fractura de Siqueiros; (G) Fractura de Clipperton; (H) Cresta de Galápagos; (I) Fractura de Panamá; (J) Cresta de Tehuantepec; (K) Cresta de Cocos; (L) Cresta de Carnegie; (M) Cresta de Nazca; (N) Fosa Meso-americana; (O) Fosa Perú-Chile; (P) Fallas Polochic-Motagua; (Q) Falla Caymán o Bartlett; (R) Zona de subducción de las Pequeñas Antillas; (S) Fosa de Puerto Rico; (T) Fallas Oca-El Pilar (Tomado de Demant, 1978).

como consecuencia del movimiento relativo con respecto a la Placa Caribeña, podrían explicar la posición oblicua de la Faja. Esto también explicaría los estratovolcanes orientados perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos máximos y los volcanes pequeños alineados preferentemente sobre las fallas de tensión.

La estructura de la Faja se desarrolló a través de muchas fases tectónicas. Ferrari et al. (1994) con base en datos geocronológicos, estratigráficos y estructurales de los terrenos volcánicos de México, reconstruyen las relaciones espacio-temporales entre la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana. Consideran que la migración del vulcanismo silíceo de la Sierra de orientación NNW al vulcanismo intermedio a máfico de la Faja con orientación E-W, ocurrió gradualmente en respuesta al progresivo desarrollo de la trinchera de Acapulco durante el Mioceno Temprano y Medio. Durante la mayor parte del Oligoceno la Sierra se desarrolló hasta la longitud de la Cd. de México y hasta la actual trinchera de Acapulco al sur. Al final del Oligoceno y principios del Mioceno el frente volcánico se situó a 230 km de la trinchera. Este cambio refleja el desarrollo progresivo de la trinchera actual. En el Mioceno Medio, el vulcanismo intermedio y máfico se emplazó a lo largo de un cinturón de orientación E-W, extendiéndose también hacia el este de la Cd. de México, tomando hacia el Mioceno Tardío un carácter basáltico y de amplia distribución. Coincidiendo con una fase de fallamiento transcurrente de dirección NW-SE y E-W que pudieron proporcionar las vías preferenciales al magma cortical. La orientación de la Faja no ha cambiado desde hace 16 Ma, aunque se observa una migración del frente volcánico hacia la trinchera.

1.6 MARCO GEOLÓGICO

La Geología histórica de la región (porción central de la Faja Volcánica Transmexicana) se compone de 7 fases (Mooser et al., 1974): la primera tuvo lugar al finalizar la orogenia Laramide que plegó las secuencias sedimentarias marinas que cubrían a casi todo México. A principios de la era Cenozoica la cuenca de México fue afectada por múltiples levantamientos que provocaron un fracturamiento en bloques, creando un sistema de fosas y cuencas regionales,

dando lugar al Valle de México, y elevándose la Sierra Nevada como una estructura tipo Horst. En el Terciario Inferior tuvo lugar un período de sedimentación continental acompañado de una ligera actividad volcánica de tipo fisural y sedimentos lacustres los cuales forman el Grupo Balsas (Mooser et al. 1974).

La segunda corresponde a un período de gran actividad volcánica durante el Oligoceno Tardío y Mioceno, que dio lugar a las Rocas volcánicas del Terciario Medio. Durante la 3a. y 4a fases se forma el grupo de Sierras Menores, que forman el complejo basal de la Sierra Nevada, Río Frío, así como de las Sierras de las Cruces y el Grupo Guadalupe, las cuales se desarrollaron al igual que el volcán Nexpayantla en la 5a. fase, durante el Plioceno. En la 6a. fase durante el Cuaternario, se desarrollaron gran cantidad de conos cineríticos en el interior de la cuenca, los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono del Popocatépetl. Por último en la 7a. fase durante el Pleistoceno y Holoceno (Martín del Pozzo et al., 1997), se formó la Sierra Chichinautzin que obstruyó la salida del drenaje de la Cuenca de México hacia el Balsas (Mooser et al., 1974) (Figura 3).

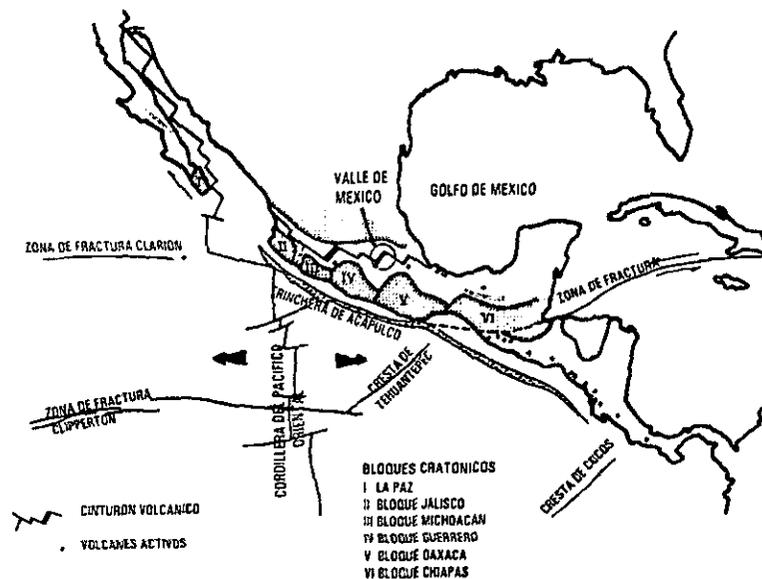


Fig. 3.- Mapa de la Faja Volcánica Mexicana y los principales rasgos oceánicos mostrando los bloques cratónicos (Tomado de Mooser et al., 1974).

1.6.1 Geología

El cono volcánico está formado principalmente por derrames de lavas intercalados con brechas y material piroclástico, así como de grandes depósitos piroclásticos de caída libre, de flujos de avalancha y lahares que se extienden hasta las faldas del volcán. El material lávico está constituido por andesitas basálticas, andesitas, andesitas ácidas, dacitas y riodacitas. Bajo estos depósitos se encuentran rocas volcánicas del Terciario medio que corresponden a capas volcanoclásticas como tobas y brechas de composición andesítica-traquiandesítica, de acuerdo con la geología de las zonas adyacentes (Schlaepfer, 1968).

Se han distinguido, de acuerdo con la geología y la configuración del volcán, dos grandes periodos volcánicos que corresponden a la construcción de dos volcanes superimpuestos. Una fase constructiva efusiva se originó hace aproximadamente 1 millón de años según Demant (1981) y Robin (1984) y formó el viejo volcán o volcán de base conocido como Nexpayantla, de composición predominantemente andesítica que va graduando en forma continua hacia productos riodacíticos intercalados con brechas volcánicas asociados a los diferentes episodios volcánicos que lo formaron. Sin embargo Delgado et al. (1988) proponen, utilizando métodos paleomagnéticos, que la edad máxima de este volcán es de 730 000 años. La segunda fase se inició a finales del Pleistoceno y continuó hasta el Holoceno, y corresponde a la formación del reciente cono (Popocatepetl), y que refleja una explosividad mayor, con productos piroclásticos de composición tanto intermedia como ácida y extensos derrames de lavas andesíticas y dacíticas (Robin y Boudal, 1987) (Figura 4).

Por otra parte Robin, (1984), Robin y Boudal (1987) y Siebe et al. (1995) afirman que el actual Popocatepetl no es el primer volcán que se localiza en ese sitio. Los volcanes que existieron anteriormente tuvieron un largo período de crecimiento que culminó con una erupción del tipo Santa Elena y produjo un derrumbe gigante y el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros, además de

varios depósitos piroclásticos. El Popocatépetl se reconstruyó a partir de esa erupción, rellenando paulatinamente el gran cráter en forma de herradura y probablemente se encuentra ahora en la etapa final de su crecimiento.

El volcán ha sufrido dos colapsos con generación de derrumbes hacia el sur, en ambos casos debido a que la gran masa del volcán más antiguo que se encuentra hacia el norte sirve como sostén impidiendo la desestabilización de los flancos septentrionales (Siebe et al., 1995), en otras palabras favorece la desestabilización del edificio hacia los flancos meridionales.

1.6.2 Estratigrafía

Volcán Nexpayantla: Se encuentra asentado sobre tobas y brechas del Terciario Medio (Mioceno Temprano-Tardío) (Schlaepfer, 1968). Es de composición andesítica- traquiandesítica y tiene un espesor de hasta 2000 m.

Este volcán de base es un estructura principalmente efusiva y forma los flancos W y NW del volcán, sus flujos de lava están expuestos en el norte, noreste y sur (Robin y Boudal, 1987) (Figura 4). Se distinguen dos unidades, la inferior y la superior (Carrasco, 1985). La inferior está constituida por derrames andesíticos-basálticos que constituyen espesas efusiones de lava de color gris, seguidos por andesitas muy homogéneas de color gris claro y aflora en la parte occidental del volcán.

La unidad superior está constituida por una secuencia de lavas que varían de andesitas ácidas a dacitas de color gris, intercaladas con brechas formadas por fragmentos angulosos de lavas andesíticas de 0.15 a 0.01 m. También está compuesta de algunas tobas andesíticas muy oxidadas y su distribución es mas restringida que la unidad inferior (Carrasco, 1985).

Como ya se menciona antes la edad del volcán de base o volcán primitivo según Demant (1981) y Robin (1984) es por lo menos de 1 millón de años, pero Delgado

et al. (1988) consideraron que aunque la edad del volcán Nexpayantla, así como la del Popocatepetl no son conocidas con precisión, la edad relativa entre ambos podría ser determinada en base a los aspectos morfológicos. Las mas antiguas han sido disectadas mas profundamente y mas afectadas por glaciación. De un muestreo paleomagnético, las medidas de polaridad que obtuvieron indicaron que la actividad volcánica no podía ser mayor a 0.73 Ma ni mas joven que 0.2 Ma.

Cono Reciente: Esta estructura se formó por flujos de lava provenientes del centro del volcán y de una zona de fisuras del flanco Este (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987) (Figura 4). El cono reciente también se separó en dos unidades (Carrasco, 1985). La inferior formada por derrames de andesita masiva de color gris claro que incluye horizontes delgados de brechas pumíticas y tobas de composición andesítica. Se considera de edad Pleistoceno Tardío y aflora en la parte inferior del cono principal.

La unidad superior está formada por andesitas de tendencia ácida en capas muy espesas de color casi negro que se extendieron en la parte superior del cráter, intercalados con depósitos piroclásticos con horizontes pumíticos y cenizas negras de tendencia básica. También está constituida por horizontes de lapilli que se dispersaron mas allá de las faldas del volcán y de flujos piroclásticos de composición predominantemente andesítica que afloran en los valles cercanos al cráter (Figura 4), esta unidad se considera de edad Holocénica o Reciente (Carrasco, 1985).

Estudios efectuados por Siebe et al (1995, 1996, 1997), actualizan los resultados de Robin y Boudal (1987). En la Figura 5 se presenta un mapa con la dirección de dispersión e isopacas de los depósitos plinianos y las áreas donde fluyeron los lahares durante y después de las erupciones mayores. En esa misma figura se encuentran las cuatro secuencias estratigráficas características que obtuvieron Siebe et al. (1996), al estudiar en detalle mas de 300 secciones estratigráficas.

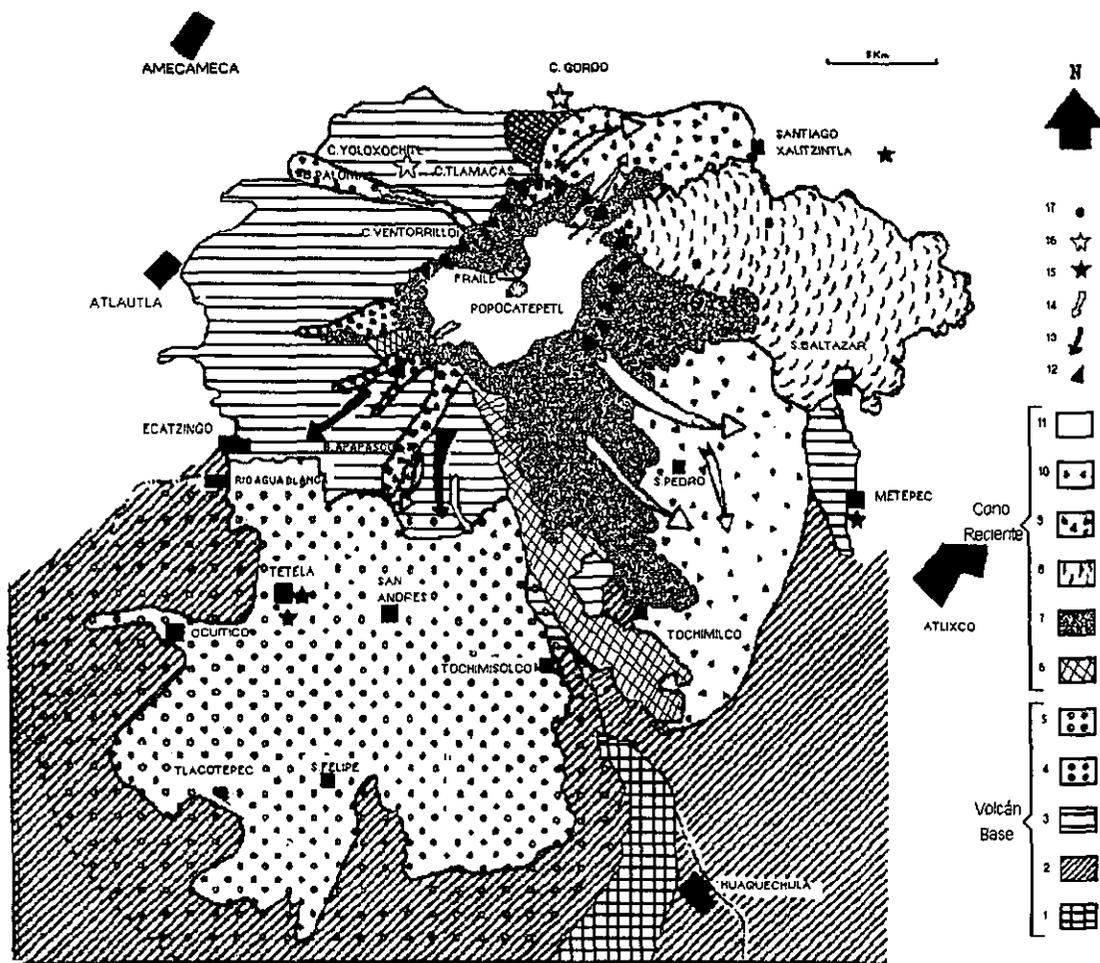
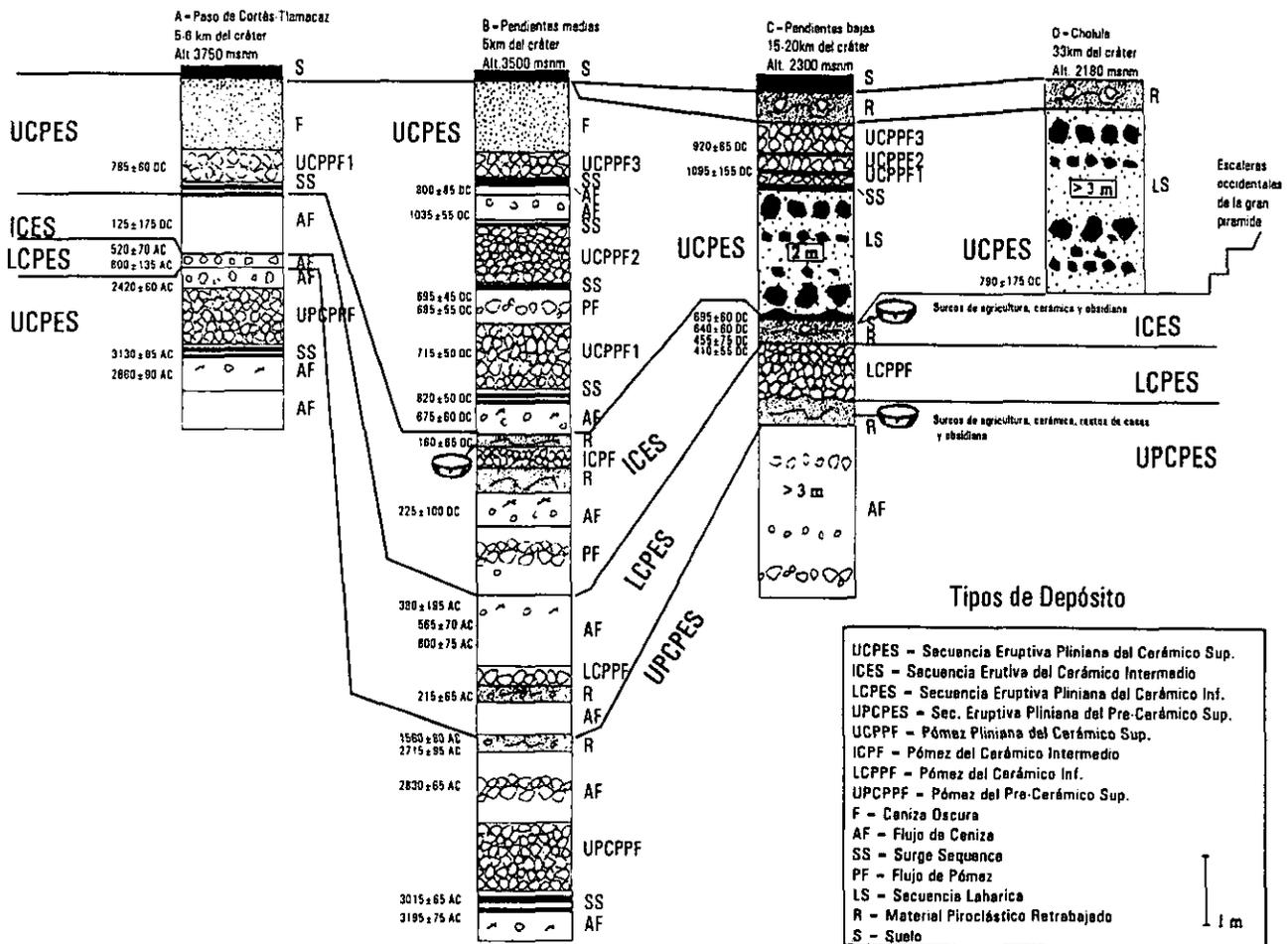
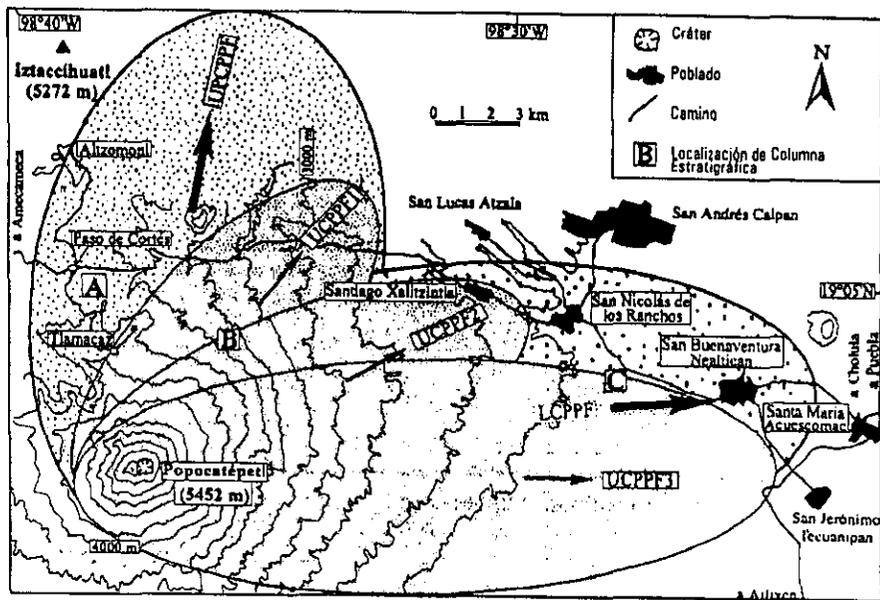


Fig. 4 Bosquejo geológico del volcán Popocatépetl según Robin y Boudal (1987): 1)calizas; 2)conglomerados; 3)flujos de lava del volcán primitivo; 4)flujos de escombros; 5)capas de cenizas y pómez (episodio magmático relacionado al evento tipo Bezymianny); 6)flujos de lava dacítica; 7)flujos de lava del volcán El Fraile; 8)unidad lateral; 9)lahares; 10)depósitos de flujos piroclásticos de tipo St. Vincent del volcán El Fraile y cima del Popocatépetl; 11)flujos de lava de la cima; 12)límite de la caldera; 13)flujos de ceniza dacítica; 14)flujos piroclásticos; 15)conos escoriáceos; 16)domos; 17)bocas eruptivas.

1.6.3 Geología Estructural

No se cuenta con un estudio detallado de la geología estructural del edificio volcánico del Popocatépetl. Sin embargo en forma general se puede reconocer un patrón de fracturamiento visible en las zonas Sur y Occidente principalmente,

(a)



(b)

Figura 5.- (a)Localización de las secciones estratigráficas A, B y C. Las flechas indican la dirección de caída de los depósitos Plinianos. Los elipses indican áreas cubiertas con depósitos de más de 50 cm de espesor. (b) Columnas estratigráficas mostrando las secuencias eruptivas asociadas con las más recientes y mayores erupciones Plinianas del Popocatepetl (Tomado de Siebe et al., 1996)

que en la mayoría de los casos coincide con el sistema de drenaje (Carrasco, 1985). Este sistema se ha considerado como el producto de los esfuerzos producidos por el magma en su ascenso hacia la superficie. En la parte SE del volcán, se encuentran algunos cuerpos someros o diques en algunas de las fracturas más cercanas al cráter .

En la Barranca de Nexpayantla se encuentran varios sistemas de fracturamiento. La fractura principal de estos sistemas tiene una orientación preferencial N 68° W (Carrasco, 1985). Esta se bifurca en las direcciones N 23° W y hacia la barranca del Cerro Ventorrillo a N 17° W con una longitud aproximada de 5.5 km. En el abanico se presentan 6 grandes fracturas superficiales que convergen en la parte basal de la barranca, con una longitud máxima de 900 m. Otro sistema se presenta en las laderas occidentales en forma perpendicular a las fracturas principales, alcanzando hasta cientos de metros de profundidad. Las longitudes en promedio de 350 m y aberturas de 5 a 50 m se orientan en forma general N 27° E, N 80° E y E-W. Algunas de ellas muestran en la parte media de la ladera oriental cierto desplazamiento tal vez producido por gravedad (Carrasco, 1985).

En el Pico del Ventorrillo se presenta un fracturamiento perpendicular a la dirección de los flujos de lava con un espaciamiento de 20 a 50 cm. También se presenta en la parte superior del cono pero espaciados en forma poco regular. En el cono principal se presenta un fracturamiento espaciado en forma irregular perpendicular a los flujos. La mayoría de las estructuras se atribuyen a los procesos que edificaron al volcán Popocatepetl (Carrasco, 1985).

1.6.4 Actividad Eruptiva

El viejo volcán Nexpayantla fue destruido por una avalancha de escombros de tipo Bezymianny aproximadamente hace 24 000-19 000 años (Siebe et al., 1995). Posteriormente una actividad explosiva y efusiva continuó por 20 000 - 10 000 años ocurriendo actividad explosiva en ciclos de 1000 a 3000 años. La actividad

fue caracterizada por lo menos por 7 erupciones plinianas. Los procesos constructivos fueron interrumpidos por varios episodios destructivos. La gran acumulación de material volcánico indica un periodo de gran actividad eruptiva (Siebe et al., 1997).

Las mas recientes erupciones ocurrieron en los periodos de 3195-2830 A. de C., 800-215 A. de C. y 675-1095 D. de C. (Siebe et al., 1997). Posteriormente a esta actividad se cuenta con los registros históricos. Aunque no son claros en lo que se refiere a la intensidad que han tenido los eventos eruptivos, estos registros se inician con los manuscritos prehispánicos, como el "Telleriano Remense" que hace referencia a una actividad menor en 1354 y 1363. Posteriormente se tienen referencias hasta 1509 y 1512 (Guzmán, 1968). En 1519 se mencionan grandes erupciones (Cortés, 1942; Díaz del Castillo, 1532). En 1539, 1540, 1548, 1562-1570, 1571, 1592, se reportaron grandes emisiones de ceniza (Dr. Atl, 1940; Orozco y Berra, 1888). A esto siguió un periodo de tranquilidad hasta 1663, solo interrumpido en 1642 por una erupción de humo y ceniza. De 1663 a 1697 se reportan emisiones de ceniza, continuando con un periodo de calma hasta probablemente una actividad menor en 1720. De 1720 a 1919 sólo se presentó actividad solfatárica considerable. Este intervalo de quietud es interrumpido en febrero de 1919 por una explosión de una mina de azufre que se encontraba en el interior del cráter, en donde fueron colocados veintiocho cartuchos de dinamita principalmente en torno a la antigua chimenea. Esto dio lugar a la apertura y conmoción de la chimenea central provocando un verdadero sismo en la cima del volcán, que hizo oscilar las paredes del cráter con derrumbes y tronidos y abriendo la antigua chimenea. Esto según reportes de Dr. Atl (1940) y Waitz (1921) propició la reaparición de la actividad explosiva. La actividad continuó hasta 1927 (Camacho, 1925; Hernández, 1948), y desde entonces el volcán no volvió a emitir materiales sólidos hasta diciembre 21 de 1994 en que se inició una nueva fase que continúa hasta la fecha. En la Tabla 1 se presenta un resumen de esta actividad.

Tabla1

Historia de la actividad reciente del volcán Popocatepetl (tomado de De la Cruz et al. , 1995)

FECHA	TIPO DE ACTIVIDAD
1354	actividad menor
1363	"
1509	"
1512	"
1519-1530	grandes erupciones
1539-1540	grandes emisiones de ceniza
1548	"
1562-1570	"
1571	"
1592-1594	grandes emisiones de ceniza
1642	emisiones de ceniza
1663-1665	"
1697	"
1720	actividad menor
1720-1919	actividad solfatárica considerable
1920-1927	actividad explosiva
1992-1993	actividad fumarólica
1994 a la fecha	actividad explosiva

2.- METODOLOGÍA

Cuando las ondas internas interactúan con las heterogeneidades del medio a través del cual se propagan, dan origen a las ondas coda (Figura 6); este proceso se denomina dispersión. La porción final de un sismograma, después de 2 veces el tiempo de viaje de la onda S ($2t_s$), podría ser considerado como resultado del promedio de muchas heterogeneidades (Beroza et al., 1995).

Aki (1969), sugiere que las ondas coda de temblores locales, son ondas retrodispersadas de numerosas heterogeneidades distribuidas en la Tierra y que pueden ser tratadas por un método estadístico. Bajo esta consideración, un pequeño número de parámetros caracteriza el promedio de las propiedades del medio heterogéneo.

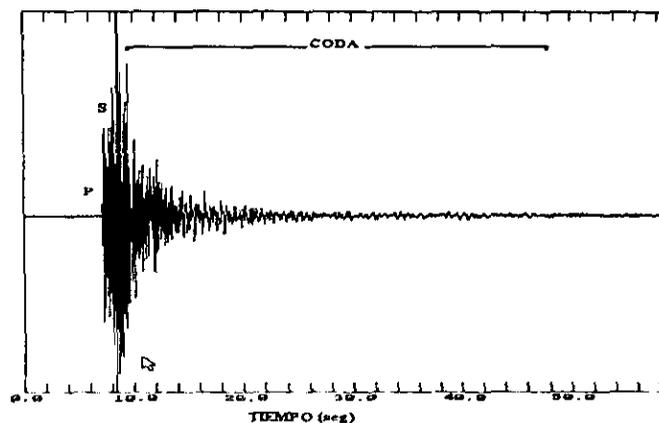


Fig. 6 Sismograma mostrando las ondas P, S y coda.

Aki (1969) analizó registros de período corto de temblores locales y propuso que la dispersión de las ondas superficiales con heterogeneidades cerca de la superficie (alrededor de 1 Hz), es el mecanismo generador de la coda. Por otro lado, para frecuencias mayores a 10 Hz, la contribución principal es la dispersión de las ondas de cuerpo por heterogeneidades profundas (Aki y Chouet, 1975).

El estudio de las ondas coda se ha extendido a muchas áreas debido a su importancia en sismología teórica y aplicada. Las características de las ondas coda dadas por Aki y Chouet (1975) son:

- a) El contenido espectral de la parte inicial de un sismograma de un temblor local depende grandemente de la distancia y de la naturaleza de la trayectoria de la onda del foco a la estación. La diferencia en el espectro entre estaciones disminuye en la parte posterior del sismograma y desaparece en la coda.
- b) Para un temblor local con distancia epicentral menor a 100 km, la duración total del sismograma es independiente de la distancia epicentral o azimut, y puede ser usada como una medida efectiva de la magnitud del temblor.
- c) El espectro de potencia de las ondas coda de diferentes temblores locales decae como una función del tiempo (medido desde el tiempo de origen) independiente de la distancia y la naturaleza de la trayectoria entre el epicentro y la estación.
- d) El decaimiento como una función del tiempo antes mencionado es también independiente de la magnitud del temblor, por lo menos para sismos con $M < 6$.
- e) La excitación de la coda depende de la geología local del sitio de la estación. Puede ser de 5 a 8 veces mayor en el sedimento que en el granito.
- f) El estudio de la coda para un arreglo de sismógrafos de apertura pequeña muestra que no son ondas planas regulares que provienen del epicentro.

La amplitud de las ondas coda es dependiente del tiempo y la frecuencia, pero su tasa de decaimiento es independiente de la distancia epicentral y de la trayectoria seguida por la onda desde el foco a la estación (Aki y Chouet, 1975). Una onda que viaja en un medio inelástico sufre una atenuación de su amplitud, que es causada por una variedad de procesos físicos, y que se resumen macroscópicamente como fricción interna o atenuación intrínseca, la cual se define mediante una cantidad adimensional conocida como factor de calidad Q . El factor de calidad (Q_c) es la medida de la componente del decaimiento temporal de la amplitud de las ondas coda, que es atribuido a la atenuación intrínseca o de dispersión (Beroza et al., 1995). Este factor obtenido a través de las ondas coda muestrea el volumen de un elipsoide relacionado con la distancia entre el epicentro y la estación receptora, por lo que se obtienen estimaciones promedio de $\langle Q_c \rangle$ en dichos volúmenes. Los valores de Q_c son entonces redistribuidos

uniformemente sobre una superficie elíptica. Es decir, el factor Q o coda Q_c , puede ser usado para medir la atenuación (Q_c^{-1}) en la corteza terrestre, que es una importante propiedad del medio, los cambios en el decaimiento de las ondas coda reflejan los cambios en las características de la Tierra. Las estimaciones Q_c son sensibles a un número de factores tales como dispersión geométrica, mecanismo del temblor y localización. La atenuación de una onda sísmica es definida a partir de la pérdida de energía durante su viaje del hipocentro a la estación. Es medida a través del inverso del factor de calidad Q, que se define como la fracción de pérdida de energía en un ciclo de onda:

$$Q^{-1} = \Delta E / 2\pi E,$$

donde E es energía y ΔE es la fracción perdida por atenuación. De donde resulta que valores bajos de Q_c significan alta atenuación y viceversa.

Los datos de los sismos generados por el volcán Popocatepetl fueron analizados en función de la cobertura espacial de las ondas coda. El análisis se realizó con base en los resultados obtenidos por el método de Aki y Chouet (1975), en el que se considera al origen del sismo y a la estación receptora en el mismo sitio, esto es valido solo para codas medidas a partir de 2 veces el tiempo de viaje de las ondas S.

2.1 EL MÉTODO DE AKI Y CHOUET (1975)

El método de Aki y Chouet (1975) está en el dominio de la frecuencia. El desplazamiento de la envolvente de las ondas coda $A(\omega, t)$ puede ser expresado como:

$$A(\omega, t) = C(\omega) t^{-1} \exp [-\omega t / 2Q_c(\omega)] \quad (2.1)$$

donde $C(\omega)$ es el factor de origen de la coda en la frecuencia angular ω , t es el tiempo medido desde el tiempo de origen, y $Q_c(\omega)$ es la Q de coda o factor de calidad.

Este modelo considera a la coda como una simple retrodispersión de ondas con el origen y el receptor en el mismo sitio. Los agentes dispersores se encuentran alrededor de la fuente y se supone que la radiación es esférica. Tomando el logaritmo de ambos lados de (2.1) :

$$\log_{10} [A(\omega,t)t] = C - bt \quad (2.2)$$

donde

$$b = \pi (\log_{10} e) f / Q_c(\omega) \quad (2.3)$$

El factor $\log_{10} C(\omega)$ es reemplazado por la constante C , ya que depende sólo de la frecuencia f . El parámetro Q_c está determinado por la pendiente b , (2.3).

2.2 PROGRAMA CODAQ

En este estudio se utilizó el programa de computadora CODAQ desarrollado en lenguaje FORTRAN por Novelo-Casanova y Monfret (1995). La estimación de Q_c es en forma automática utilizando tres métodos: Aki y Chouet (1975), Sato (1977) y Phillips y Aki (1986). El cálculo es realizado en intervalos de un octavo de frecuencia con centros de frecuencias de 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 y 24.0 Hz.

Este programa se basa en el programa QCODA desarrollado por Valdés y Novelo-Casanova (1994). Los procedimientos computacionales para el método de Aki-Chouet (1975), que es el utilizado en este estudio, son:

1).- Los datos crudos U de un sismograma son alineados con respecto al tiempo, de tal manera que la señal es expresada en términos del tiempo t_i (usando el

tiempo de origen derivado del tiempo de viaje de la onda S). La porción de la coda U_c es medida a partir de dos veces el tiempo de viaje de la onda S (t_s), hasta el punto donde la amplitud de la coda es igual al nivel del ruido:

$$U_{ci} = U_c(t_i) \quad \text{para } 2t_s < t_i < \text{nivel del ruido} \quad (2.4)$$

2).- La coda U_{ci} es filtrada a diferentes frecuencias centrales F_m . Las frecuencias de corte inferior y superior de la señal filtrada $Y_{mi} = Y_c(F_m, t_i)$ que son $(F_m - F_m / 3)$ y $(F_m + F_m / 3)$, respectivamente.

3).- Las Raíces Medias Cuadráticas de las amplitudes A_{mn} de Y_{mi} son calculadas por ventanas de deslizamiento de longitudes ΔT :

$$A_{mn} = A(F_m, T_n) = \left[\sum_{k=t_1}^{t_2} Y_k^2 / (t+1) \right]^{1/2} \quad (2.5)$$

donde

T_n = tiempo central de la n ventana

t = número de puntos en la ventana

$$t_1 = T_n - \sqrt{2} \Delta T$$

$$t_2 = T_n + \sqrt{2} \Delta T$$

La amplitud media cuadrática A_{mn} es aproximadamente igual al producto de la densidad del espectro de potencia y el ancho de banda del filtro a una frecuencia particular, F_m , considerada (Aki y Chouet, 1975).

4).- A_{mn} en la ecuación (2.5) es $A(\omega, t)$ en la ecuación (2.2), de este modo se realiza una regresión lineal de la función $y(x) = \log_{10} [A_{mn} T_n]$ contra $x = T_n$.

5).- $Q_c(F_m)$ es calculada de la ecuación (2.3):

$$Q_c(F_m) = (\pi \log_{10} e) F_m / b \quad (2.6)$$

donde b es la pendiente de la regresión lineal realizada en el inciso 4.

Este programa utiliza los datos digitales de las trazas de un evento en formato binario de 16 bits, 32 bits o ASCII, y requiere tres archivos de entrada de datos. El primero es el archivo de parámetros de control, en el cual se indican las características generales y las opciones deseadas para determinar Q_c , como son el intervalo de tiempo en que se mide el ruido al inicio de la señal, el intervalo del sismo para el cual se calculará Q_c , frecuencias centrales, ancho de banda y ventana, etc. El segundo archivo contiene el listado de los nombres de los archivos de los eventos que van a ser procesados. El tercer archivo le proporciona al programa los datos de identificación de los eventos como son: tiempo de origen, latitud, longitud, clave de la estación de registro, tiempo de viaje de la onda S a cada estación, número de líneas del encabezado del archivo que no deben tomarse en cuenta y tipo de datos ASCII o binario. En este trabajo los datos se utilizaron en ASCII.

Los resultados se obtienen a través de gráficas (Figura 7) y dos archivos de salida. Uno es en forma general, en el que los resultados tienen un encabezado que identifica al evento e indica los parámetros utilizados en los cálculos (son los mismos que se proporcionaron en el primer archivo de entrada), y la frecuencia a la cual se determinó Q_c . El programa proporciona Q_c y Q_c^{-1} , $1/C$ y b , con sus respectivos errores (ecuación 2.2).

En el segundo archivo de salida los resultados se obtienen en forma concisa (Tabla 2) y puede ser usado como una base de datos para procesamientos adicionales en otros programas.

La dispersión en los valores de Q_c de un temblor no se correlaciona con una componente particular de movimiento, por lo que no se trata de un tipo particular de onda o decaimiento diferencial. Entonces es posible determinar el promedio pesado de los valores de Q_c obtenidos para un evento dado.

FREQUENCY = 12.0 Hz

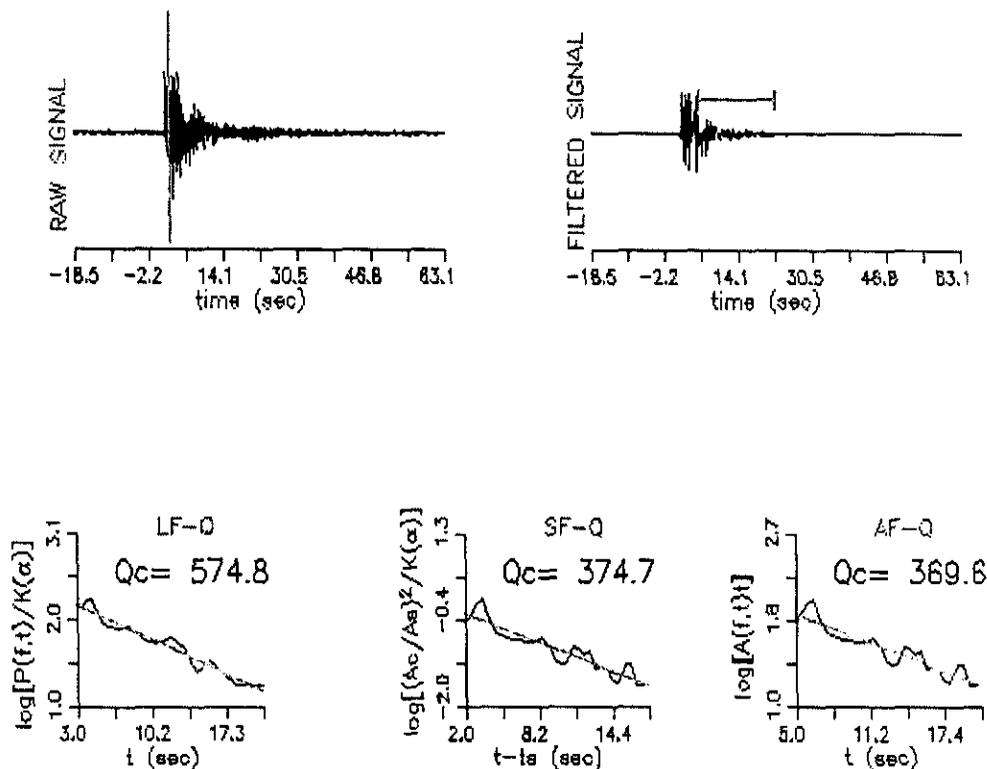


Fig. 7 Resultados de Q_c obtenidos en la banda de frecuencia centrada en 12Hz, considerando una coda de 25 seg, medida a partir de $2t_s$, para un evento registrado en la estación PPP.

Una vez procesados todos los registros, se obtuvo un valor promedio, $\langle Q_c \rangle$, para cada evento. Se determinó el porcentaje de error (σ) para cada uno de estos valores y solo se utilizaron para nuestro análisis aquellos cuyo porcentaje era menor al 25%. De acuerdo con Novelo-Casanova y Lee (1991), para obtener una mejor aproximación del valor real de Q_c , este debe ser obtenido del promedio de varios métodos: Aki-Chouet (1975), Satto (1977) y Phillips-Aki (1986). Al comparar los valores de diferentes métodos con errores menores al 25%, pudieron observar que los valores de Q_c

eran muy similares. En este trabajo no fue posible obtener los valores de Q_c para todos los sismos analizados utilizando los tres métodos.

Tabla 2

Archivo de salida del programa CODAQ del sismo 1 (Anexo 1) para la estación PPMN (componente NS de la estación PPM) y PPME (componente EW de la estación PPM).

FECHA	TIEMPO	LON	LAT	EST.	MET.*	FREC.	Q_c	σ	Q_c^{-1}
A M D	H M S	W	N			Hz			
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	SF	1.5	1318.7	3641.2	.000758
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	AF	1.5	1128.5	2665.4	.000886
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	LF	3.0	13231.8	*****	.000076
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	SF	3.0	269.6	70.6	.003709
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	AF	3.0	265.0	68.0	.003774
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	LF	6.0	1678.4	925.8	.000596
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	SF	6.0	554.8	98.7	.001802
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPMN	AF	6.0	544.9	95.0	.001835
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	SF	1.5	817.2	793.8	.001224
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	AF	1.5	737.0	647.0	.001357
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	LF	3.0	966.2	537.5	.001035
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	SF	3.0	335.8	75.5	.002978
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	AF	3.0	328.4	72.1	.003045
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	LF	6.0	604.3	80.4	.001655
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	SF	6.0	461.6	73.4	.002166
950122	2321 53.84	-98.63	19.02	PPME	AF	6.0	454.4	71.1	.002200

*SF: Estimaciones basadas utilizando el método de Sato (1977).

*AF: Estimaciones basadas utilizando el método de Aki y Chouet(1975).

*LF: Estimaciones basadas utilizando el método de Phillips y Aki (1986).

En este trabajo solamente se interpretaron los resultados correspondientes a AF.

**** el valor del error (σ) es muy grande por lo que excede los espacios asignados.

Sin embargo para los registros en que si fue posible obtenerlos, se pudo observar que los valores de Q_c con errores inferiores al 25% eran muy semejantes en los

tres métodos, por lo que se decidió basar el análisis de los datos utilizando aquellos valores de Q_c cuyos errores eran menores al 25%, ya que solo se analizaron los datos obtenidos a través del método de Aki-Chouet (1975).

Los valores de $\langle Q_c \rangle$ se obtuvieron para cuatro ventanas (10, 15, 20 y 25 seg) después del arribo de la onda S (2ts), a las frecuencias de 1.5, 3, 6 y 12 Hz utilizando la siguiente expresión (Hellweg et al., 1995):

$$\langle Q_c \rangle = \left[\sum (Q_{ci} / \sigma_i^2) \right] / \left[\sum (1 / \sigma_i^2) \right] \quad (2.4)$$

La sumatoria incluye los valores de Q_{ci} para todas las N componentes con desviación estándar σ_i menor a 25%. Este promedio proporciona valores más estables de Q_c . Para el cálculo de σ_m se utilizó:

$$\sigma_m^2 = \sum \left[(1 / \sigma_i^2) (Q_{ci} - \langle Q_c \rangle)^2 \right] / \left[(n-1) \sum (1 / \sigma_i^2) \right] \quad (2.5)$$

La zona de estudio se dividió en áreas de $1 \times 1 \text{ km}^2$, tanto en superficie como en profundidad, en perfiles con dirección Norte-Sur, y Noroeste-Sureste (45°), lo que permite analizar la distribución espacial de Q_c (Figura 8). La mayoría de los datos en los perfiles se seleccionaron formando dos bloques principales, que se extienden a partir de los 3000 msnm hasta los 4000 msnm (desde 2 hasta 9 km desde la cima) y de la latitud 19.2 a 19.3°N para el bloque 1 y de 19.3 a 19.4°N para el bloque 2. Se promediaron nuevamente los valores de $\langle Q_c \rangle$ contenidos en cada una de estas áreas, utilizando nuevamente la ecuación (2.4), y se obtuvo así un promedio del valor de $\langle Q_c \rangle$ para cada una de ellas.

SISMOS POPOCATEPETL 1995

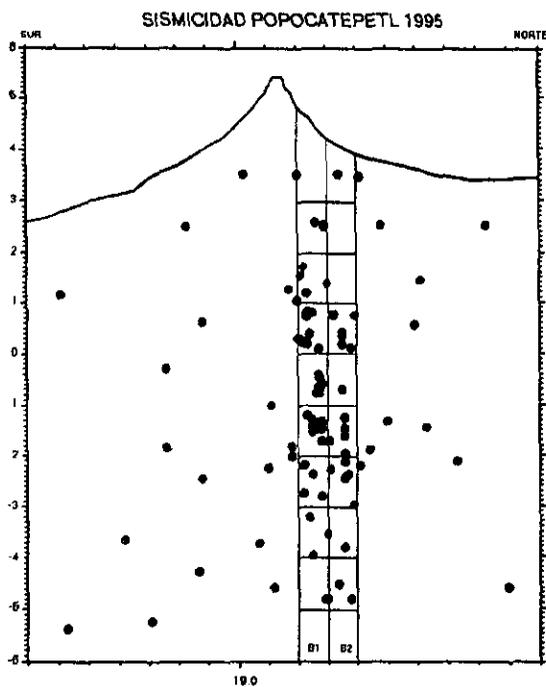
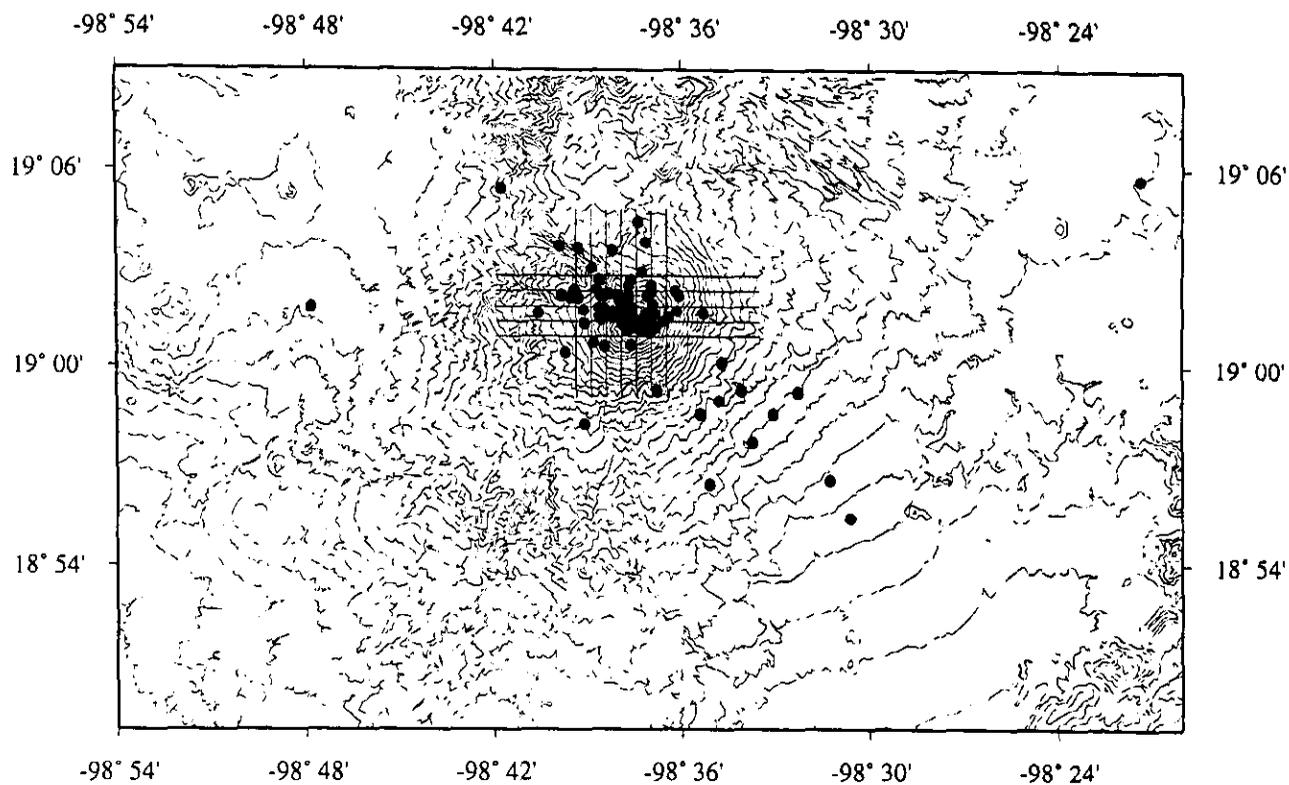


Fig. 8 Mapa y perfil mostrando las áreas y bloques (B1 y B2) en los que se dividió la zona de estudio, así como las localizaciones hypocentrales.

2.3 MÉTODO DE APILAMIENTO (STACKING)

Con frecuencia los registros sísmicos de una serie de fuentes sísmicas se suman entre sí para dar el efecto de una sola fuente grande. Debido a que las posiciones sucesivas de la fuente están por lo general dentro de un área de dimensiones pequeñas y a intervalos pequeños de profundidad, los registros sucesivos solo presentan cambios menores y se pueden simplemente sumar sin aplicar ninguna corrección, excepto en los cambios de tiempo para alinear los instantes correspondientes a la fuente (Sheriff y Geldart, 1991).

Idealmente se deberían obtener verdaderas amplitudes de cada componente del movimiento, como una función de los parámetros de la fuente, pero en la práctica esto es muy complicado, se tendrían que aplicar correcciones por diferencias de instrumentos y respuesta del sitio. Generalmente se utilizan técnicas mucho más simples que sacrifican información de la polaridad y amplitud absolutas (Shearer, 1991). Una alternativa es usar una fase de referencia para alinear y normalizar los sismogramas antes de ser apilados. El sismograma resultante preserva la información de la polaridad y amplitud (en relación a la fase de referencia).

Si los sismogramas de varios temblores son ordenados en distancia y trazados como una función del tiempo, la correspondiente figura es conocida como una sección de registro. El movimiento de varias fases en la sección del registro produce consistencia en los lineamientos que corresponden a bifurcaciones o ramas de los tiempos de viaje. La consistencia o coherencia surge por la amplitud de las fases de arribo en una forma sistemática, y por lo tanto los sismogramas de distancias epicentrales similares tendrán un carácter similar.

Es posible sumar los sismogramas de varios eventos o registros localizados dentro de una pequeña ventana de distancias epicentrales ($1^\circ \pm 0.5^\circ$), de este modo se logra una mejoría de la señal y disminuye la cantidad de ruido. Esto es

conocido como "stacking" (apilamiento), técnica descrita por Gilbert y Dziewonski (1975). Se pueden presentar algunos problemas ya que el tamaño individual de las fases depende del tamaño individual del evento. La polaridad de varias fases depende del fenómeno de propagación y de la orientación de la fuente sísmica y para corregirlo es necesario sumar sismogramas que han sido normalizados a una fase de referencia y solo la amplitud relativa es considerada. Una de las mayores ventajas del método "stacking" es que la información de las amplitudes relativas es considerada. Algunas fases son grandes a ciertas distancias, pero muy pequeñas a otras distancias, y esto proporciona importante información acerca de las propiedades elásticas de la Tierra.

Shearer (1991), desarrolló los procedimientos de stacking para datos globales e investigó los detalles de la velocidad de la estructura del manto superior. Una ventaja al utilizar datos digitales en el procedimiento de stacking es que los datos contienen la frecuencia característica de varios arribos.

En este trabajo se utilizó el programa Pitsa (Scherbaum y Johnson, 1992) para el stacking de las señales sísmicas el cual se realizó en el dominio del tiempo. Se aplicó a los sismogramas de los eventos localizados en el bloque 1 y 2 del perfil N-S divididos en zonas de 1 km de profundidad, resultando un solo sismograma para cada zona (Figura 9).

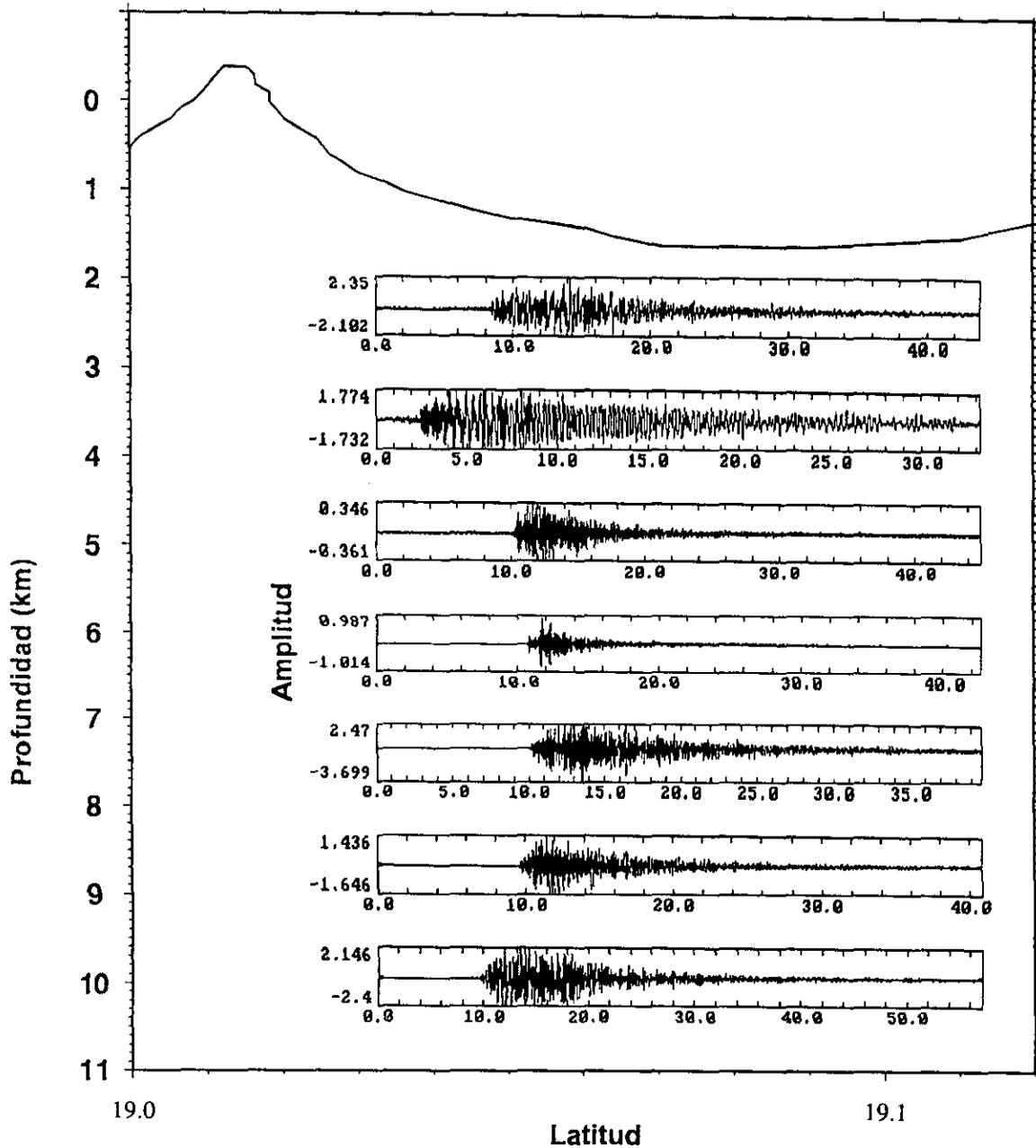


Fig. 9 Perfil N-S mostrando los sismogramas obtenidos a través del método de apilamiento (stacking) en profundidad.

3. DATOS

3.1 ESTACIONES SISMOLÓGICAS

La Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl en 1995 estaba constituida por 6 estaciones telemétricas localizadas en las laderas del cono volcánico (Figura 10). La primera estación se instaló en el Cerro Altzomoni (PPA) y opera desde julio de 1987 a cargo del Instituto de Ingeniería de la UNAM, y consiste de un sismómetro vertical de periodo corto.

La estación Cerro de Tlamacas (PPM) fue instalada en septiembre de 1989 por el Instituto de Geofísica de la UNAM, y consta de un sismómetro triaxial de 1 Hz. Las estaciones PPX y PPC se instalaron en octubre y noviembre de 1994 en la ladera Suroeste y Este del volcán respectivamente, con sismómetros verticales de 2 Hz. Posteriormente a la reactivación volcánica del 21 de diciembre de 1994, en enero de 1995 se instalaron otras dos estaciones PPP y PPB , en la ladera Norte y Este del volcán, con sismómetros verticales de 1 Hz. Estas últimas a cargo del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, SEGOB). En julio de 1995 los sismómetros fueron cambiados a Mark L-4 3D en las estaciones PPX, PPC y PPP (Quaas et al, 1995). Las características de estas estaciones se encuentran en la Tabla 3. Las estaciones cubren un radio aproximado de 10 km, tomando como centro el cráter del volcán, y están localizadas a altitudes que varían entre 3 000 y 4200 msnm.

Como ya se mencionó, se trata de estaciones telemétricas que envían su señal por medio de ondas de radio a una central de registro (Figura 11), localizada en el CENAPRED. Las señales se reciben en forma analógica y son digitalizadas por un sistema automático de procesamiento.

muestras por segundo y la señal es digitalizada por una tarjeta de adquisición de datos.

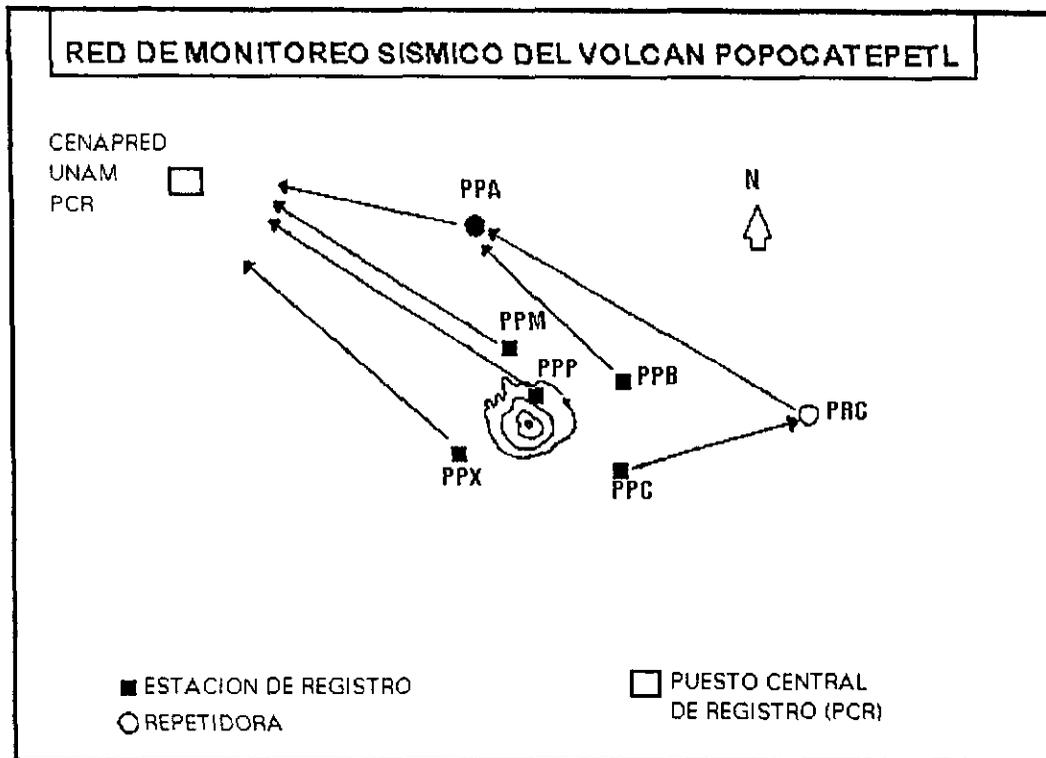


Fig. 11 Enlaces de radio del sistema de telemetría de la Red de Monitoreo del Volcán Popocatepetl (Quaas et al., 1995).

3.2 SISMICIDAD

Se utilizaron los sismos ocurridos durante 1995 que fueron registrados por la Red Sísmica y detectados por el programa MDETECT (Tottingham et al., 1994) y localizados en el volcán Popocatepetl mediante el programa HYPOCENTER con un modelo de 4 capas planas (Valdés et al., 1997). Durante 1995, la red registró mas de 300 temblores locales ($\Delta < 15$ km) con magnitudes M_c entre 1.4 y 3.1 y

profundidades de 0 a 10 km. Se seleccionaron sólo aquellos temblores volcanotectónicos (Tipo A) es decir aquellos originados por fracturamientos debido a cambios de esfuerzos relacionados con actividad magmática, con claros arribos de las ondas P y S y con errores en $RMS < 0.5$ seg (0.22 seg en promedio) y en ERH y $ERZ < 2.0$ km. Los datos epicentrales de los eventos seleccionados se encuentran en el Anexo 1. Los eventos tipo B no fueron utilizados en este estudio, puesto que la fase de la onda P no está bien definida y no se identifica la fase S, por lo que no es posible definir en forma confiable su localización epicentral, el origen de estos sismos se atribuye a efectos de trayectoria o bien a efectos de fuente y se relaciona con la fluctuación de presión debida a la inestabilidad del transporte de masa y las condiciones termodinámicas de los fluidos (Chouet, 1996). En la Figura 12 se muestra la localización de los temblores volcanotectónicos utilizados. En la Figura 13 se presentan los perfiles A-A' y B-B'. Las localizaciones y magnitudes fueron tomadas de Valdés et al. (1997). En la Figura 14 se muestra un ejemplo del registro de algunos de estos sismos volcanotectónicos.

Se seleccionaron un total de 96 sismos que cumplieron con las condiciones antes mencionadas. Para la localización de estos temblores se utilizaron en promedio 5 estaciones. Todos los eventos fueron localizados en un radio de 10 km y con profundidades menores a los 10 km desde la cima (6000 mbnm). Los datos fueron transformados a formato ASCII para su procesamiento en el programa CODAQ.

SISMOS POPOCATEPETL 1995

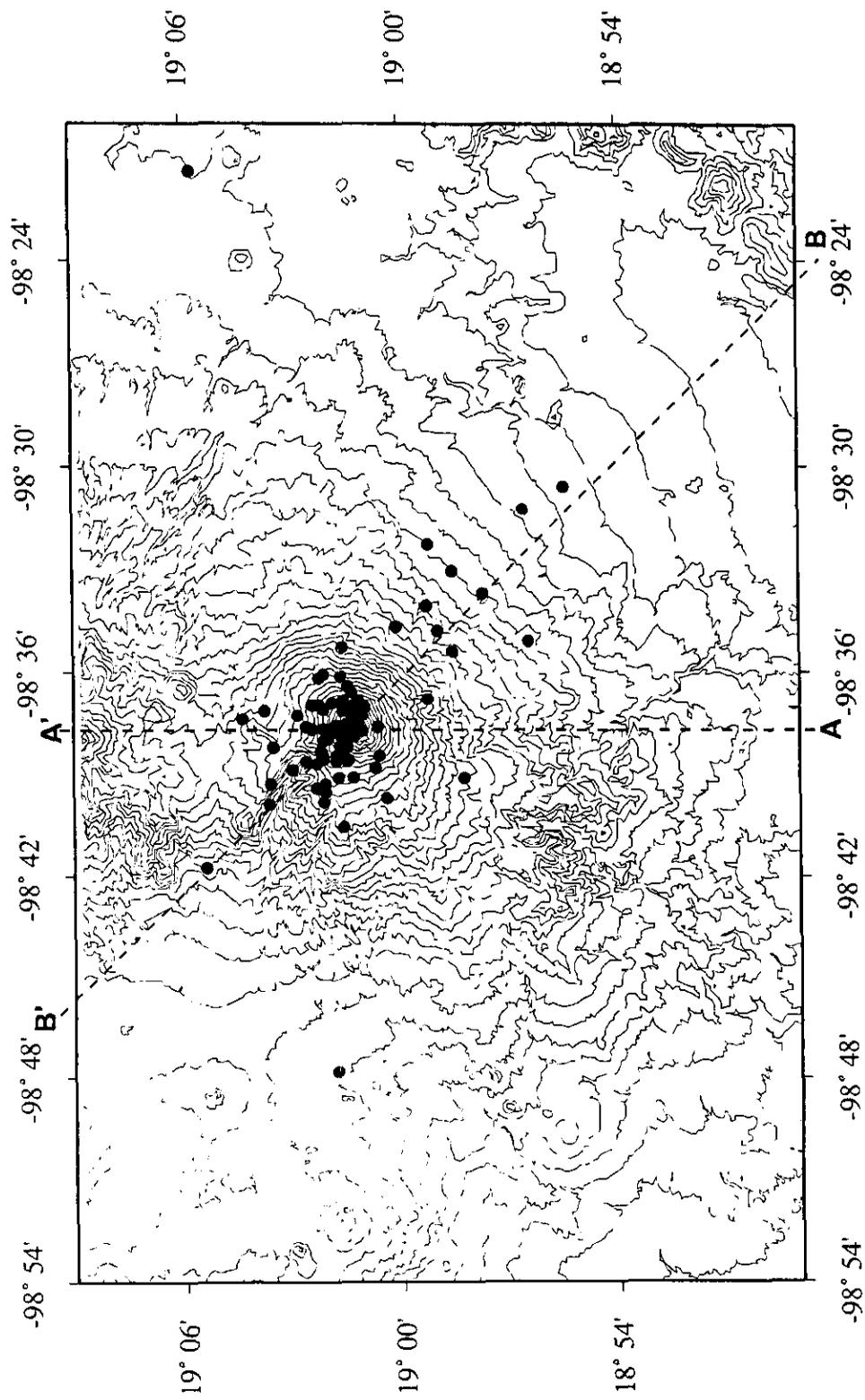


Fig. 12 Mapa de localización epicentral de los 96 sismos utilizados en este estudio. Muestra las líneas de corte A-A' y B-B'.

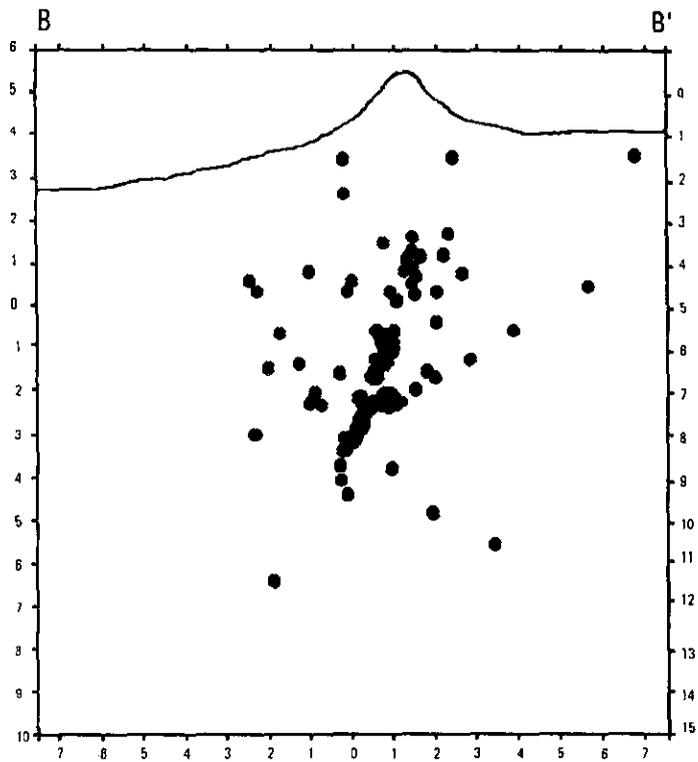
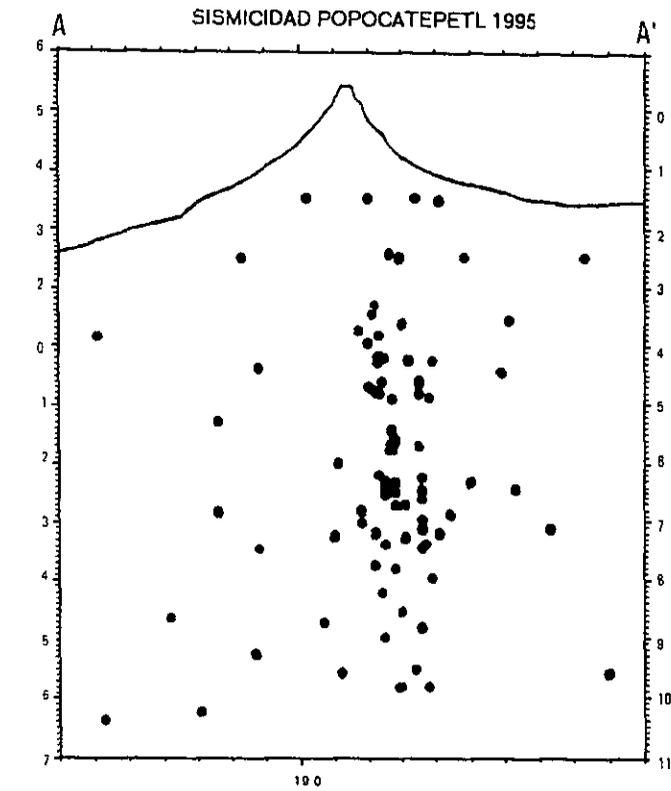


Fig. 13 Perfil A-A' y B-B' mostrando los hypocentros en la dirección N-S y NW-SE, respectivamente.

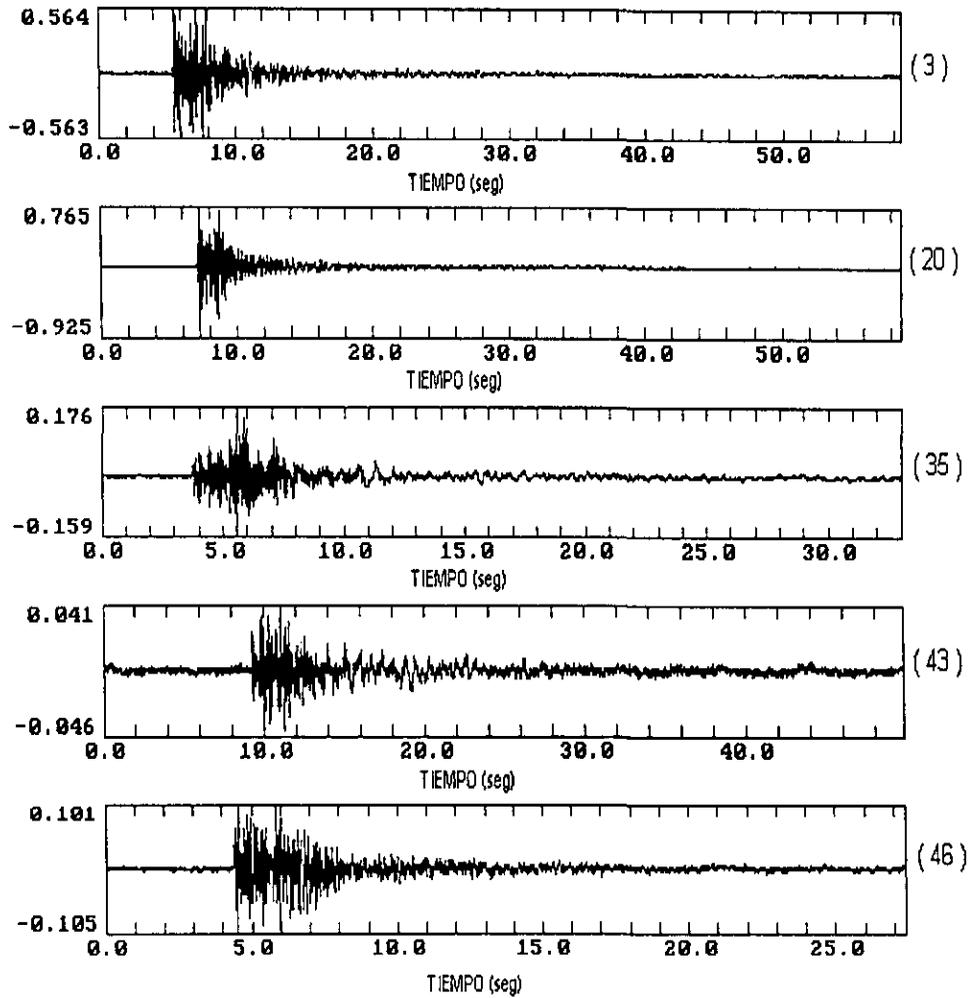


Fig. 14 Sismogramas de la estación PPM, para eventos 3,20,35,43 y 46 del Anexo1.

4.- RESULTADOS

Se determinaron los valores de Q_c de más de 550 registros en 2 bandas de frecuencias centradas en 1.5, 3.0, 6.0 y 12.0 Hz. Se analizaron ventanas con longitudes de 10, 15, 20 y 25 segundos, las cuales fueron medidas a partir de 2 veces el tiempo de viaje de la onda S ($2t_s$) de cada registro. En la Tabla 4 se muestran los resultados obtenidos para dos sismos con las diferentes combinaciones de ventanas en las frecuencias de 6 y 12 Hz. Se puede observar un incremento en el valor de Q_c al aumentar el tamaño de la ventana analizada. Esto ha sido también observado en estudios de Q_c realizados para otras regiones (Del Pezzo et al., 1990; Herak, 1991; Kvamme y Havskov, 1989).

Tabla 4

Valores de $\langle Q_c \rangle$ y σ para dos eventos a las frecuencias de 6.0 y 12.0 Hz.

Sismo No.	Frec. Hz	Q_c 10s	σ	Q_c 15s	σ	Q_c 20s	σ	Q_c 25s	σ
10	6.0	132	10	187	2	222	21	225	21
	12.0	179	22	229	28	334	28	452	15
33	6.0	123	8	153	10	206	12	273	16
	12.0	148	13	210	20	293	21	375	19

Al utilizar la misma longitud de ventana y posición ($2t_s$), es posible comparar $\langle Q_c \rangle$ de eventos con similares hipocentros. Al promediar los resultados de varios eventos con hipocentros similares, se incrementa la estabilidad de $\langle Q_c \rangle$ para cada área analizada en este estudio (Figuras 15 y 16). Procedimientos similares

han sido utilizados por otros investigadores como son: Fehler et al. (1988), Jin y Aki (1988), Herak (1991), Kvamme y Havskov (1989), Ambeh y Fairhead (1989).

En la Figura 15 se presentan los resultados de $\langle Q_c \rangle$ proyectados en la superficie del volcán Popocatepetl para cada una de las áreas de 1x1 km en las que se dividió la zona de estudio. Los resultados obtenidos para los perfiles con dirección Norte-Sur, a cada kilómetro de profundidad se encuentran en la Figura 16.

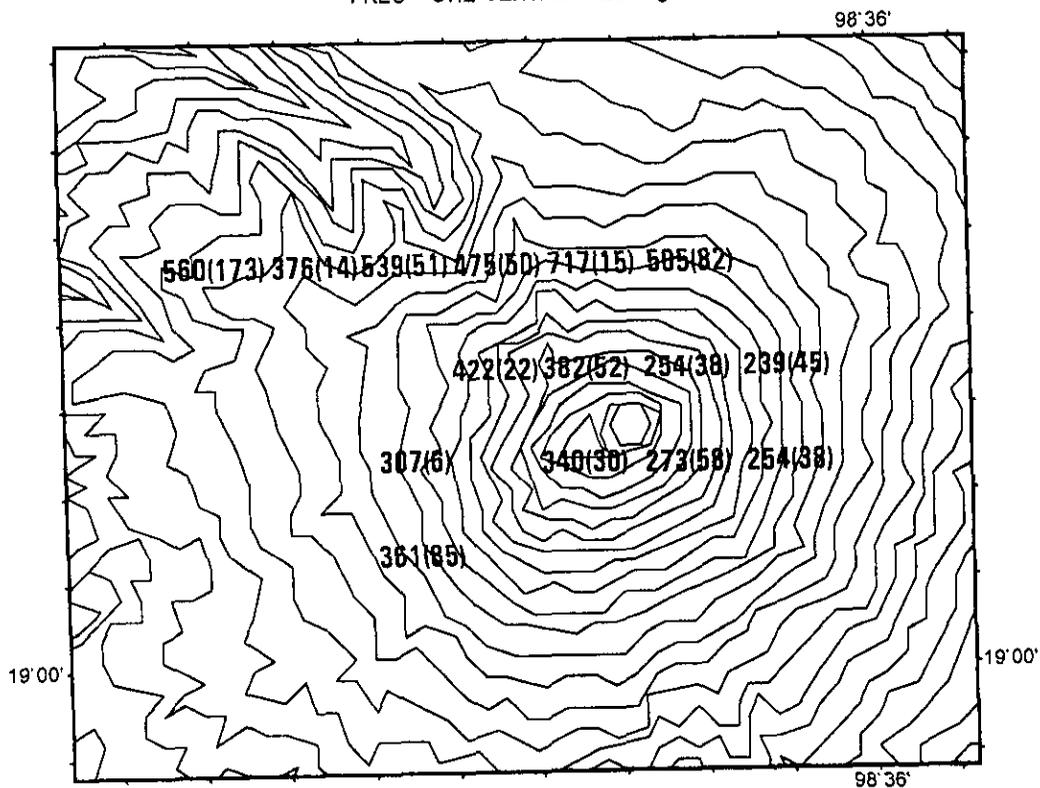
La atenuación ($1/Q$) puede ser expresada como :

$$1/Q = 1/Q_i + gv/\omega$$

donde (g) es el coeficiente de turbidez que mide la intensidad de la dispersión de las ondas, (v) la velocidad de la onda y (ω) la frecuencia angular (Dainty, 1981). Es decir que si $1/Q_i$ tiene un valor bajo y existe una fuerte dispersión (g), el sismograma tendrá una larga duración. Por el contrario, si la atenuación es grande, la duración del sismograma será corta, o sea la coda tendrá un rápido decaimiento.

En la Figura 17 en el perfil N-S se observa un ejemplo de los registros de sismos en la estación PPM localizados en cada área de 1 km de profundidad. Aunque algunos registros son ruidosos, las señales contienen información de las propiedades del medio a través del cual se propagan y se dispersan, así un medio que absorbe rápidamente la energía produce un rápido decaimiento de la coda (Woodgold, 1994). Se observa en la Figura 17 que en la zona de 5 a 8 km de profundidad desde la cima (de 0 msnm a 3000 mbnm), la dispersión de las ondas coda es baja, es decir que la absorción es grande, lo que se refleja en el rápido decaimiento del registro. Por el contrario en las zonas que se encuentran por encima (a menos de 5 km de profundidad desde la cima, 0 msnm) y por debajo de la zona anterior (mas de 8 km de profundidad desde la cima, 3000 mbnm), los registros muestran una larga duración debido a la poca absorción, lo que indica zonas de mayor dispersión.

FREC= 6Hz VENTANA=25seg



FREC=12Hz VENTANA=25seg

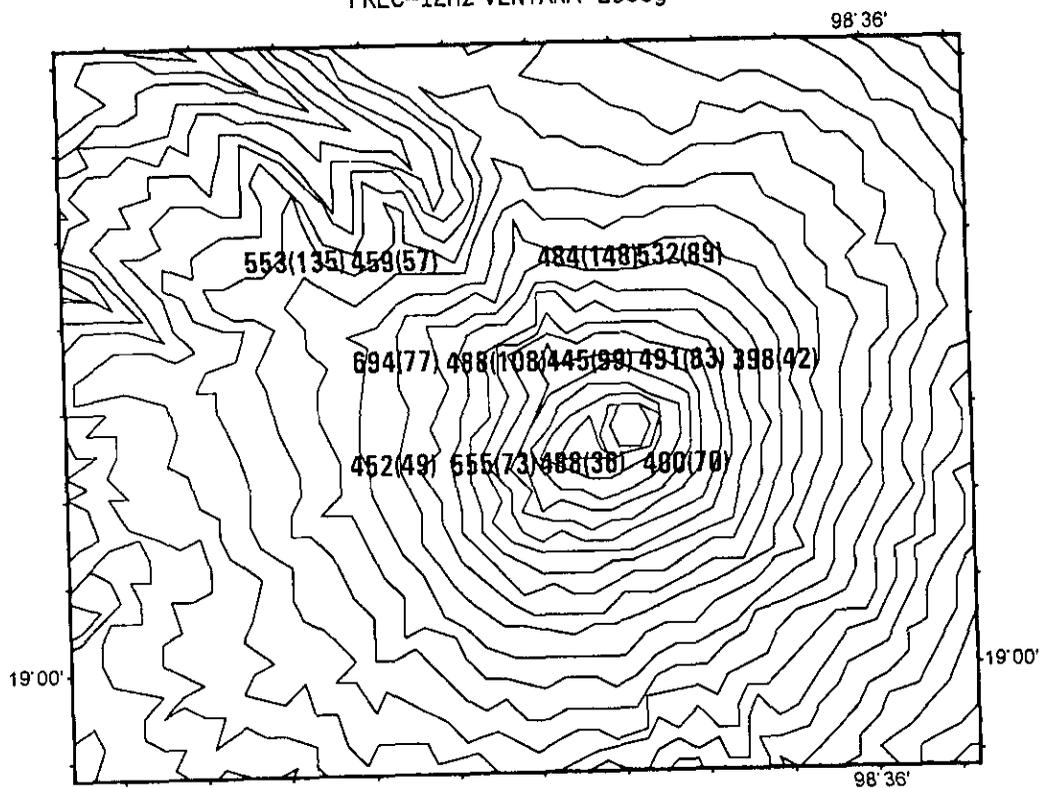


Fig. 15 Mapa del volcán Popocatepetl con los valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) (entre paréntesis), obtenidos en las bandas de frecuencia de 6 y 12 Hz, con una ventana de 25 seg de longitud, tomada a partir de 2ts.

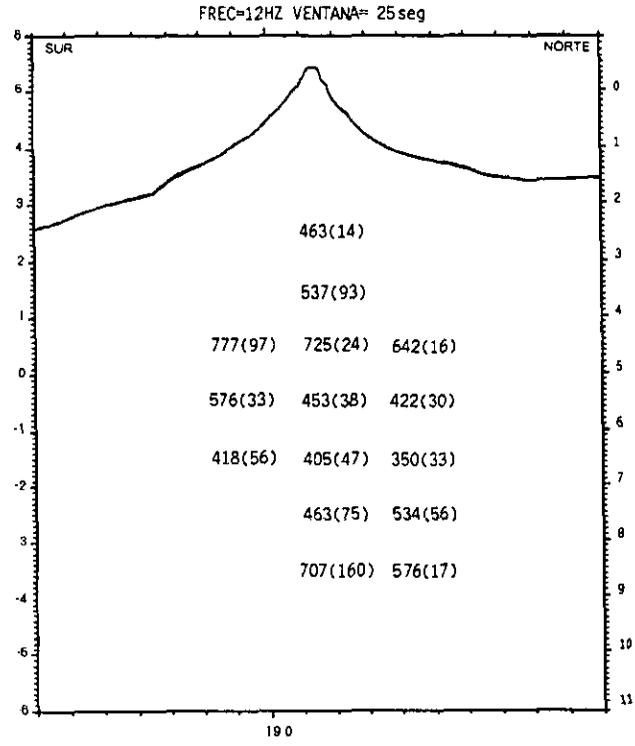
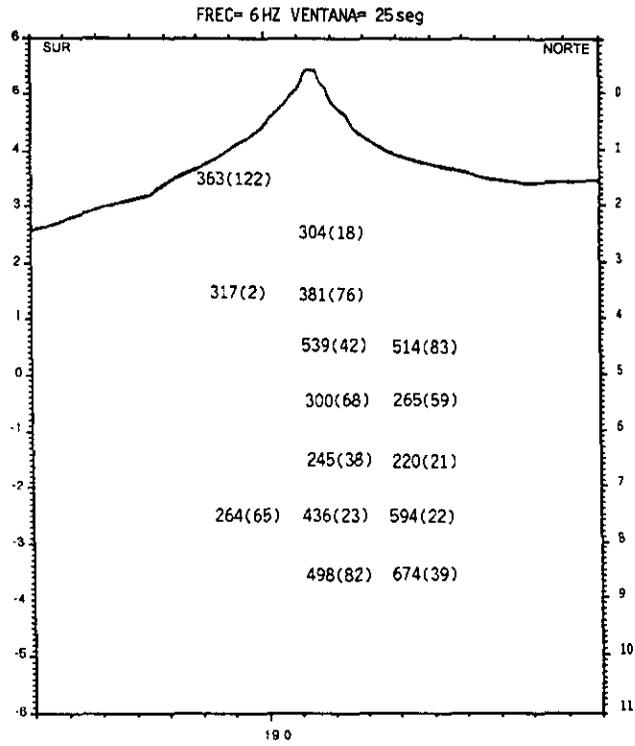


Fig. 16 Valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) (entre paréntesis) obtenidos en el volcán Popocatépetl a cada kilómetro de profundidad. Para las frecuencias de 6 y 12 Hz, en una ventana de 25 seg de longitud tomada a partir de 2 ts.

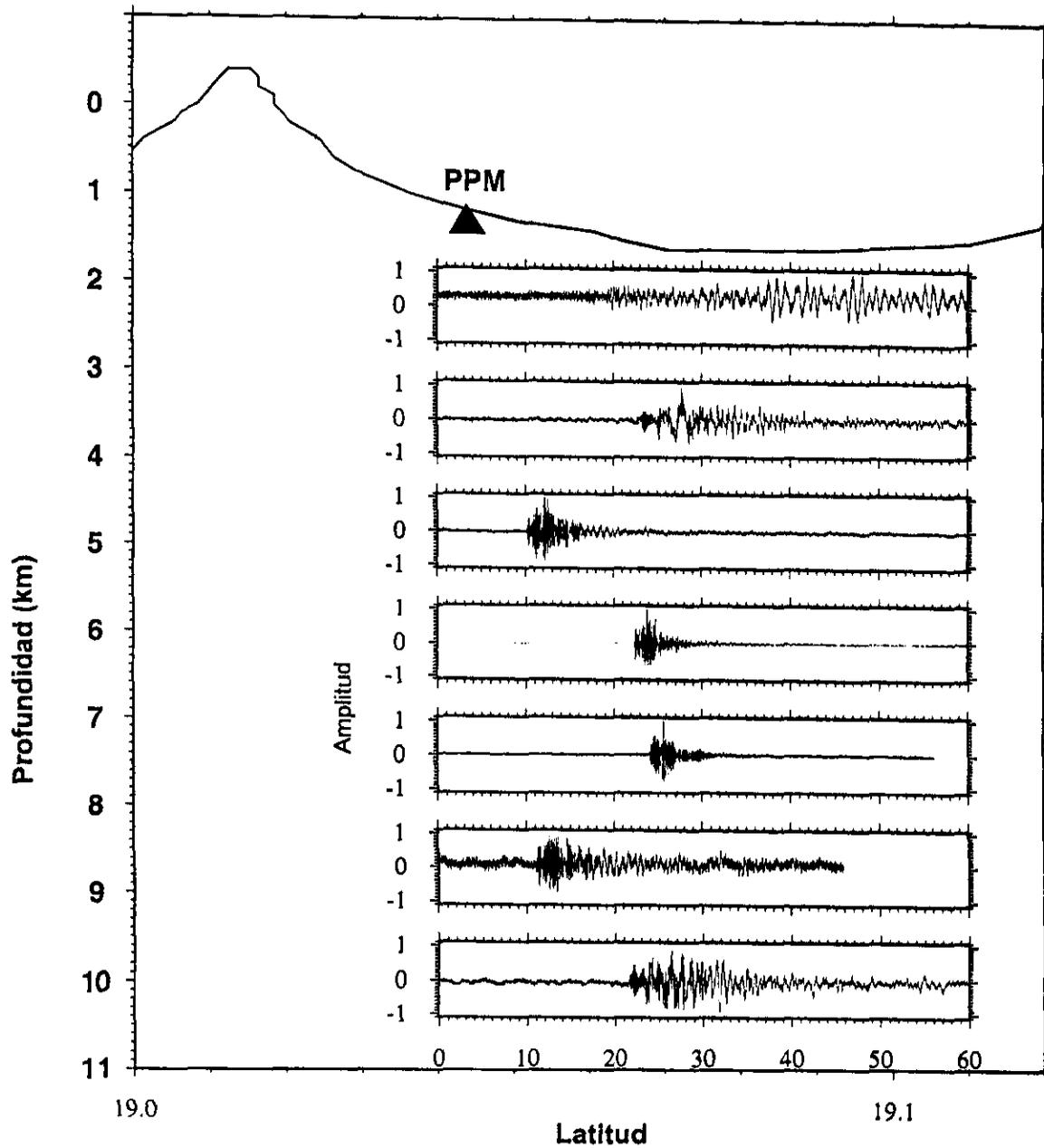


Fig. 17 Perfil del Popocatépetl que muestra un ejemplo de registros en la estación PPM provenientes de diferentes profundidades.

4.1 FACTOR DE CALIDAD $\langle Q_c \rangle$

Para las frecuencias bajas (1.5 y 3.0 Hz) se obtuvieron pocos valores útiles de Q_c ya que sus errores fueron mayores al 25% , por lo que no se consideraron en las interpretaciones. Aunque a la frecuencia de 24 Hz se obtuvo un mayor número de datos que a 1.5 y 3.0 Hz, la mayor cantidad de valores con errores menores al 25% se produjeron a las frecuencias de 6.0 y 12.0 Hz y sobre todo en la ventana de 25 seg. Los valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos en la ventana de 25 seg para la frecuencia de 1.5 Hz se encuentran aproximadamente en el rango [40,100], para 3 Hz entre [140,270], para 6 Hz entre [220,1000], para 12 Hz entre [280,1200] y para 24 Hz entre [400,1800], según la región del volcán en donde se localizaron los sismos. En el Anexo 2 se encuentran los resultados de Q_c para las bandas de frecuencia de 6 y 12 Hz, obtenidos para cada uno de los sismos utilizados en el estudio en la ventana de 25 seg.

Hellweg et al. (1995) establecen que a medida que el tamaño de la ventana de análisis aumenta, la dispersión en los resultados de Q_c decrece marcadamente. La desviación estándar decrece y el valor de Q_c se incrementa hasta estabilizarse. Así mismo encontraron en su análisis que en las bandas de frecuencias bajas (2-4 Hz) la dispersión y desviación estándar eran cercanas al 50%. Esto puede ser atribuido a la relación entre la longitud de la ventana y el periodo de oscilaciones, lo que pudiera compensarse al incrementar el tamaño de la ventana. Por lo tanto, los valores mas estables de Q_c se encuentran en las frecuencias altas y en las longitudes de ventanas mas largas que en este estudio corresponden a las bandas de 6 y 12 Hz y a la ventana de análisis de 25 seg de longitud. En la Figura 18, se grafican los valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos para cuatro sismos de una misma zona hipocentral. Los valores de $\langle Q_c \rangle$ se

estabilizan en las ventanas de 20 y 25 segundos de longitud sobre todo a las frecuencias de 6 y 12Hz.

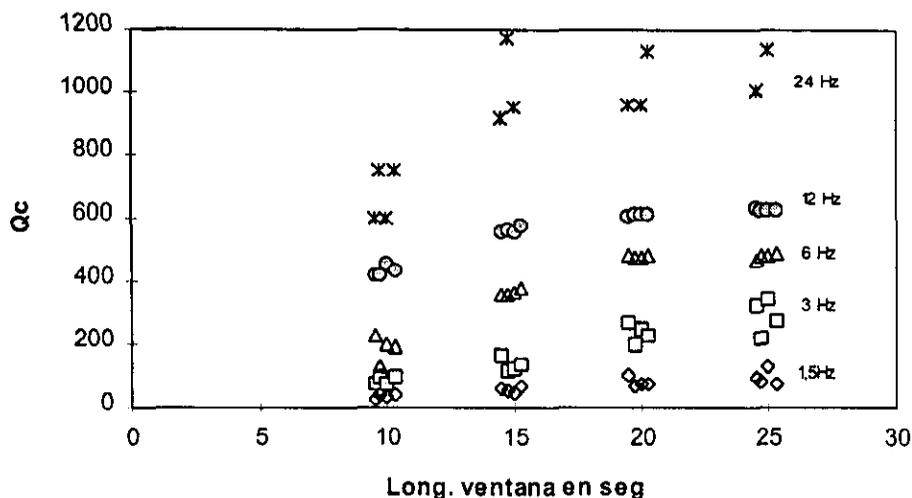


Fig. 18 Valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos de los sismos 9, 84, 93 y 95 (Anexo 1) para las bandas de frecuencias centradas en 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz en las ventanas de 10, 15, 20 y 25 seg de longitud, medidas a partir de 2ts. Obsérvese la dispersión de los valores de $\langle Q_c \rangle$ en las diferentes frecuencias y longitudes de ventana analizadas.

En la Figura 19 se grafican los valores de Q_c a 12Hz y sus errores (σ) obtenidos en diferentes estaciones para el evento 70 del Anexo 1. Se puede observar que la mayor dispersión de los resultados obtenidos se presenta en la ventana de 10 seg. Esta dispersión va disminuyendo a medida que aumenta el tamaño de la ventana analizada a 15 y 20 seg encontrándose la mínima dispersión en la ventana de 25 seg. También se puede observar que el promedio pesado de dichos valores tiende a estabilizarse en las ventanas de 20 y 25 seg. Después de este análisis se consideró como una adecuada estimación del valor real de Q_c a los valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos en la ventana de 25 seg de longitud y a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

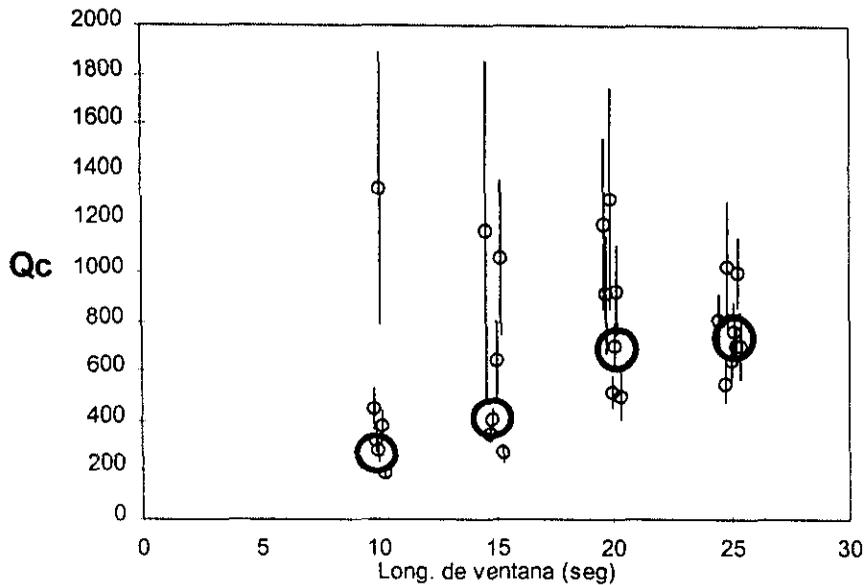


Fig. 19 Valores de Q_{ci} y σ_i utilizados para calcular $\langle Q_c \rangle$ (círculos grandes) en la banda de frecuencia centrada en 12 Hz para el sismo 70 (Anexo 1).

4.2 APILAMIENTO (STACKING)

Con el propósito de obtener mayor resolución de los resultados en los perfiles, se aplicó el método de "stacking" para los registros sísmicos de los bloques 1 y 2 en el perfil N-S. Se utilizaron los sismogramas contenidos en las zonas limitadas a cada kilómetro de profundidad. Se obtuvo un registro final para cada zona, el cual resume en uno solo las características de los sismos ahí originados (Figura 9). De estos sismogramas también se obtuvieron los valores de Q_c en las bandas de frecuencia de 6 y 12 Hz, con una longitud de ventana de 25 seg medida a partir de $2t_s$ (Figuras 23 y 26).

4.3 GRADO DE CONFIANZA DE LOS RESULTADOS

Según Hellweg et al. (1995), para determinar si los cambios observados en los valores de $\langle Q_c \rangle$ con la profundidad son significativos se aplicó la prueba "z" (Mendenhall, 1979), considerando a cada valor obtenido en las diferentes áreas en profundidad como un grupo (Figuras 21, 22 y 23):

$$z = (\langle Q_c \rangle_1 - \langle Q_c \rangle_2) / (\sigma_1^2/n_1 + \sigma_2^2/n_2)^{1/2}$$

donde $\langle Q_c \rangle_1$ y $\langle Q_c \rangle_2$ son los dos valores comparados y σ_1 y σ_2 sus errores o desviación estándar de la distribución muestral de una población; n_1 y n_2 es el número de componentes utilizados para obtener cada valor de $\langle Q_c \rangle_i$.

El valor resultante "z" proporciona el grado de confianza entre dos diferentes valores de $\langle Q_c \rangle$, por ejemplo si $z=1.28$ indica los límites de confianza del 80%, si $z=1.64$ del 90% y si $z=2.58$ del 99%, estos se llaman coeficientes de confianza o valores críticos y se denotan por "z".

Los valores "z" para las estimaciones de $\langle Q_c \rangle$ realizadas en este estudio se presentan en las Tablas 5 a 7. Los valores negativos implican un aumento del valor de $\langle Q_c \rangle$ con la profundidad y los positivos una disminución. Aproximadamente el 55% de las variaciones observadas tienen un 99% de confiabilidad. Mas del 80% tiene un grado de confianza mayor al 90% y el 98% de los cambios observados tienen un nivel de confianza superior al 80%. Estos resultados nos permiten considerar que las variaciones de Q_c con la profundidad desplegadas en las Figuras 21, 22 y 23 son estadísticamente significantes.

Tabla 5

Valores "z" para los cambios de $\langle Q_c \rangle$ observados a cada kilómetro de profundidad en el perfil Norte-Sur, para los bloques 1 y 2 a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

Profundidad Comparada (Km)	Bloque 1		Bloque 2	
	6 Hz	12 Hz	6 Hz	12 Hz
2 a 3	-1.70	-1.37		
3 a 4	-3.31	-1.57		
4 a 5	6.80	17.1	4.61	12.0
5 a 6	1.60	2.28	1.60	3.13
6 a 7	-12.16	-1.81	-2.81	-5.6
7 a 8	-1.51	-2.54	-4.10	-1.44

Tabla 6

Valores "z" para los cambios de $\langle Q_c \rangle$ observados a cada kilómetro de profundidad en el perfil Noroeste-Sureste, para los bloques 1 y 2 a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

Profundidad Comparada (Km)	Bloque 1		Bloque 2	
	6 Hz	12 Hz	6 Hz	12 Hz
2 a 3				
3 a 4			-1.42	-2.87
4 a 5	2.46	4.6	8.39	6.1
5 a 6	1.72	2.37	2.89	1.6
6 a 7	-2.80	-6.5	-4.78	-12.9
7 a 8	-1.3	-2.16		
8 a 9	-2.85	-2.40	-7.75	-1.44

Tabla 7

Valores "z" para los cambios de $\langle Q_c \rangle$ observados a cada kilómetro de profundidad en el perfil Norte-Sur (Stacking), para los bloques 1 y 2 a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

Profundidad Comparada (Km)	Bloque 1		Bloque 2	
	6 Hz	12 Hz	6 Hz	12 Hz
2 a 3	-1.30	-2.85		
3 a 4	-1.98	-7.6		
4 a 5	3.91	2.14	1.44	3.6
5 a 6	2.57	18.7	2.82	9.3
6 a 7	-2.16	-12.2	-3.29	-8.3
7 a 8	-1.51	-1.2	-1.86	-4.0

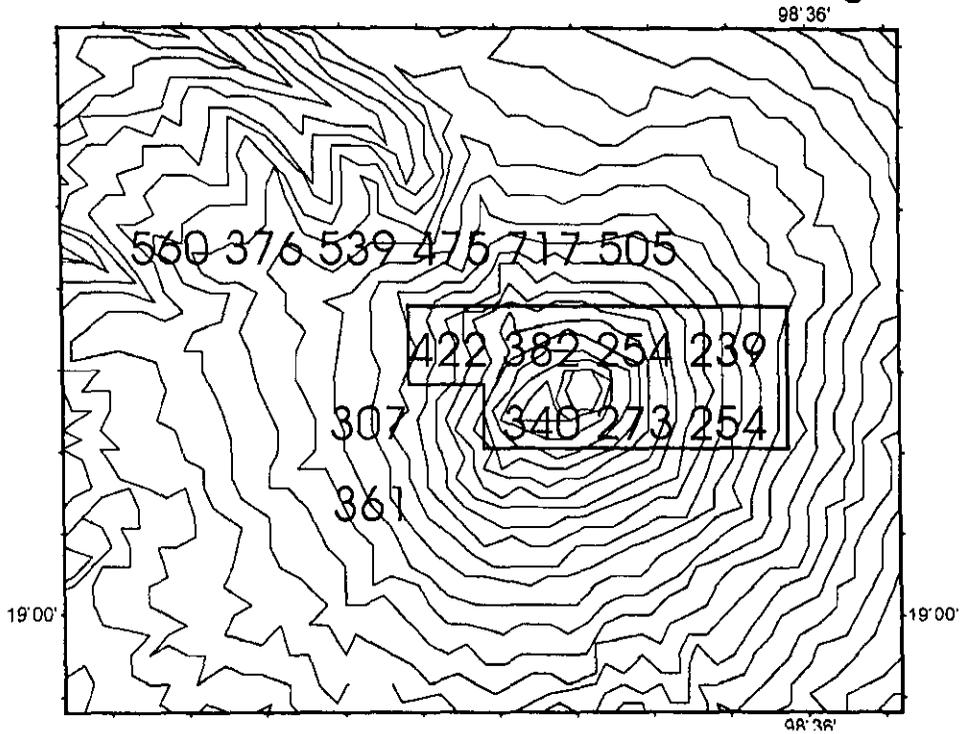
5.- DISCUSIÓN

Hellweg et al. (1995) en su estudio sobre la estabilidad de coda Q en la región de Parkfield, Cal., determinaron que la dispersión en los valores de Q_c obtenida de los registros sísmicos de un mismo temblor es reducida al promediarlos, y como resultado se obtiene así un valor más estable de Q_c . Ellos analizaron la variación de Q_c entre las estaciones de registro, considerando que eventos con hipocentros casi iguales deberían presentar dispersión y patrones de ondas similares. De este modo, Hellweg et al. (1995) obtuvieron valores más precisos de Q_c . Al comparar los valores individuales de Q_c con los promedios ($\langle Q_c \rangle$), observaron que estos últimos eran más estables, es decir que el promedio de los valores de Q_c obtenidos de las diferentes estaciones de un evento mejora considerablemente el valor final de Q_c .

En base a los resultados de Hellweg et al. (1995), en el presente estudio se determinó el promedio pesado ($\langle Q_c \rangle$) de cada uno de los sismos analizados. En la Figura 19 se observa que este valor promedio es más estable para las longitudes de ventana de 20 y 25 seg, por lo que nuestro trabajo se basó en los valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos en la ventana de 25 seg y en las bandas de frecuencias centradas en 6 y 12 Hz.

En la Figura 20 se muestra la distribución de los valores de $\langle Q_c \rangle$ proyectados en la superficie del volcán, los cuales son promedios de los promedios obtenidos para cada temblor. Estos valores se obtuvieron dividiendo la región en pequeñas áreas de 1 km^2 y promediando los valores de Q_c de temblores ocurridos a diferentes profundidades. El valor máximo estimado de $\langle Q_c \rangle$ a la frecuencia de 6 Hz es de 717, localizado en la parte norte del volcán y el

FRECUENCIA= 6Hz VENTANA= 25seg



FRECUENCIA= 12Hz VENTANA= 25seg

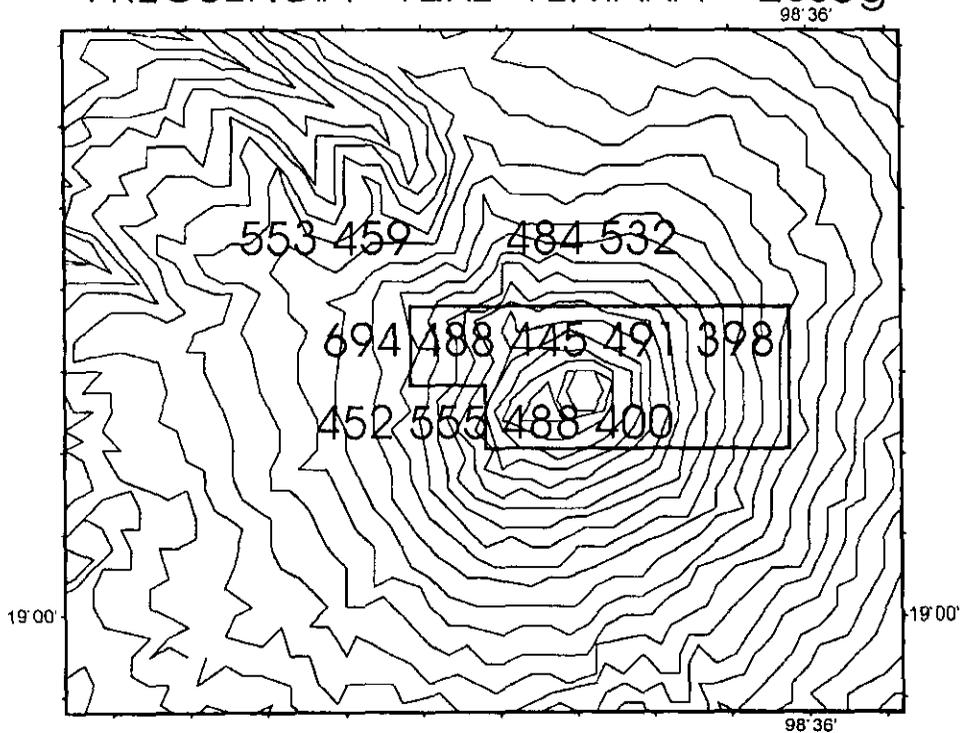


Fig. 20 Valores de $\langle Q_c \rangle$ con errores (σ) promedio de 10% obtenidos para las frecuencias de 6 y 12 Hz y una longitud de ventana de 25 seg. El área señalada muestra la zona con valores mas bajos de $\langle Q_c \rangle$ (alta atenuación).

mínimo es de 239 en la parte central y al este del mismo. A 12 Hz, el máximo valor calculado es de 694 y el mínimo de 398.

El factor de calidad Q_c tiene una cierta tendencia a decrecer hacia la parte oriental del volcán, o lo contrario, un incremento hacia la parte occidental (Figura 20). La carencia de datos en la parte sur, no nos permite conocer los valores de Q_c en esa zona, ya que solo se promediaron bloques en los que se contaba con valores de $\langle Q_c \rangle$ de tres o más sismos y cuyos errores (σ) fueran menores al 25%.

Todos los focos son someros, con profundidades ≤ 10 km desde la cima (5000 mbnm) (Anexo 1). Para el análisis de las variaciones de Q_c con la profundidad, se trazó el perfil en la dirección N-S pasando por la parte central del volcán y se consideraron los datos de hasta 2 km a ambos lados de la línea de perfil (Figuras 12 y 13). Se seleccionaron dos bloques en donde la concentración de epicentros era mayor y permitía un adecuado análisis de los datos al hacer subdivisiones de los bloques a cada kilómetro de profundidad. Estos volúmenes se localizan en la parte central del volcán hasta una profundidad de 9 km desde la cima (4000 mbnm).

En la Figura 21 se presentan los resultados de la distribución de $\langle Q_c \rangle$ con la profundidad en el perfil N-S. En el bloque 1 y en la banda de frecuencia centrada en 6 Hz, se observa que los valores van incrementándose con la profundidad. De $\langle Q_c \rangle = 304$ a 3 km de profundidad a $\langle Q_c \rangle = 381$ a 4 km y a $\langle Q_c \rangle = 539$ a 5 km. A partir de esta profundidad hay un marcado decremento en los valores de $\langle Q_c \rangle$, teniéndose $\langle Q_c \rangle = 300$ a los 6 km, y $\langle Q_c \rangle = 245$ a los 7 km. A partir de los 8 km nuevamente se presenta una clara tendencia a aumentar ($\langle Q_c \rangle = 436$ y $\langle Q_c \rangle = 498$). Para la banda de frecuencia centrada en 12 Hz, los resultados son similares a los anteriores para ambos bloques con la diferencia de que para el bloque 1 el incremento en el valor de Q_c después de los 7 km de profundidad (2000 mbnm), no es tan marcado como para la frecuencia de 6 Hz.

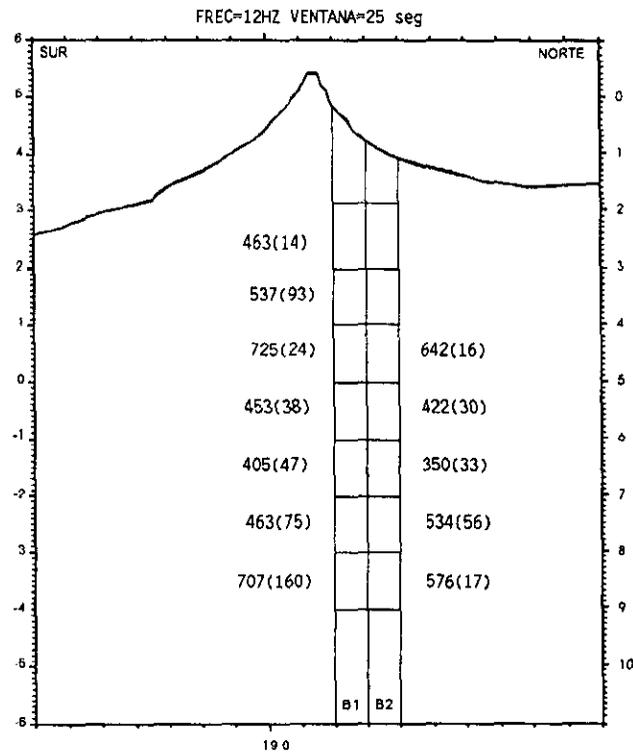
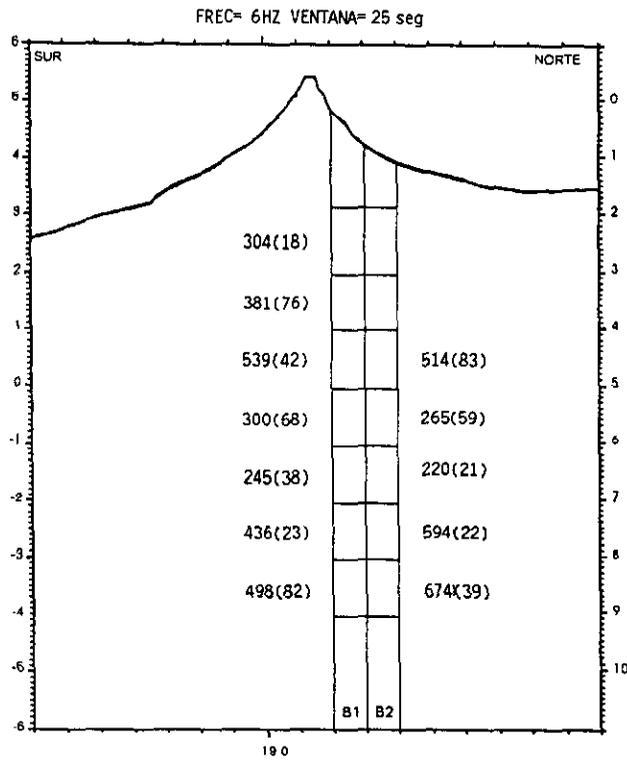


Fig. 21 Perfil N-S de los bloques 1 y 2 (B1, B2), mostrando los valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) (entre paréntesis) obtenidos a 6 y 12 Hz con una longitud de ventana de 25 seg, medida a partir de 2 ts.

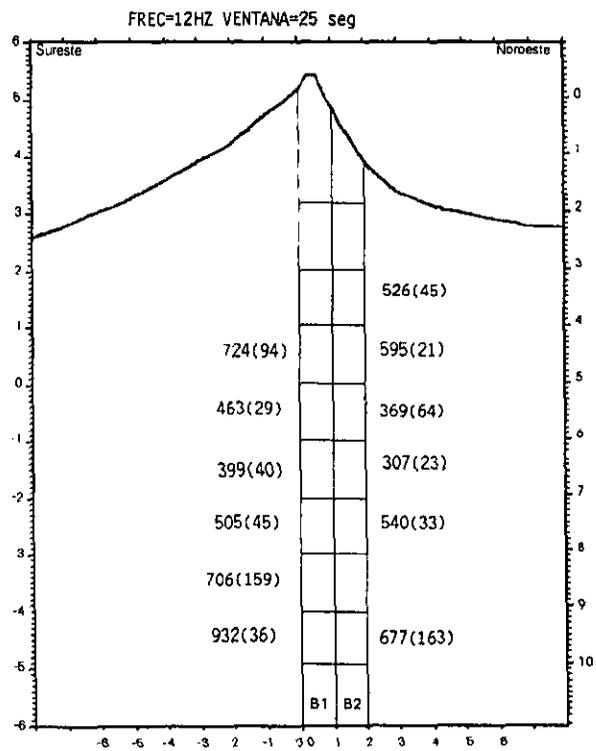
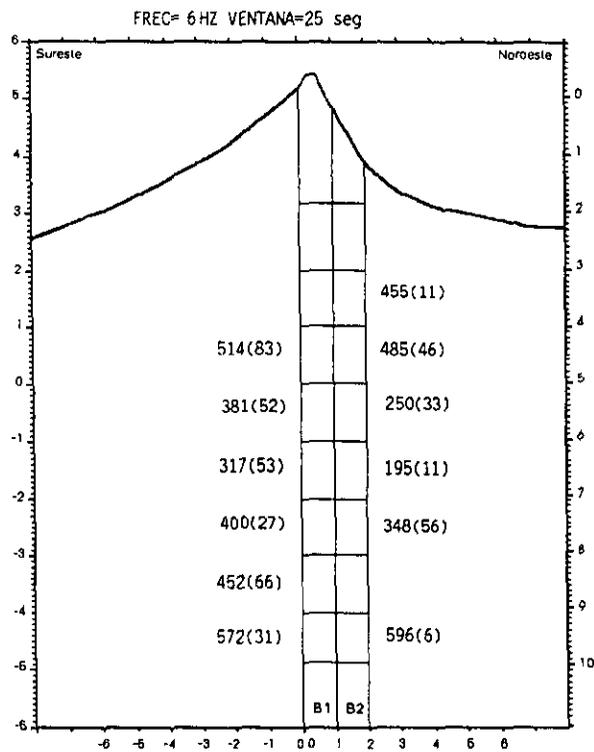


Fig. 22 Perfil NW-SE de los bloques 1 y 2 (B1, B2), mostrando los valores de $\langle Q_c \rangle$ y sus errores (σ) (entre paréntesis) obtenidos a 6 y 12 Hz con una longitud de ventana de 25 seg, medida a partir de 2 ts.

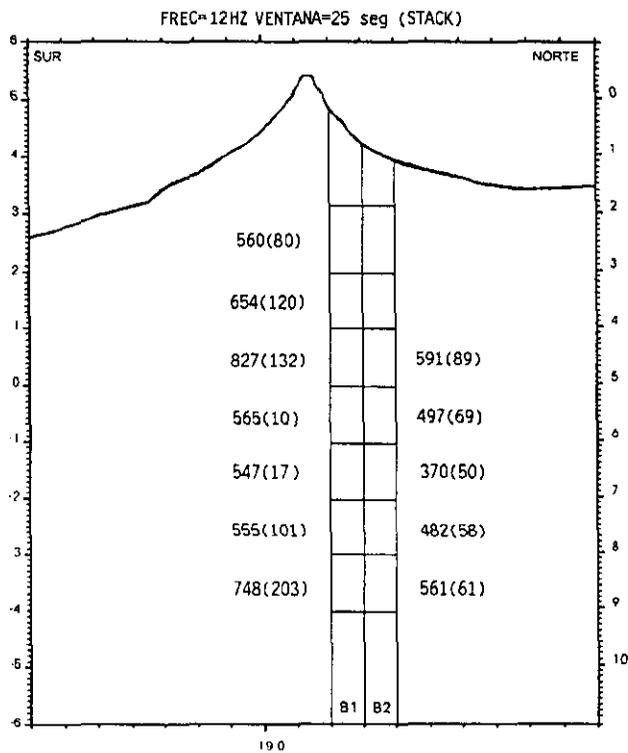
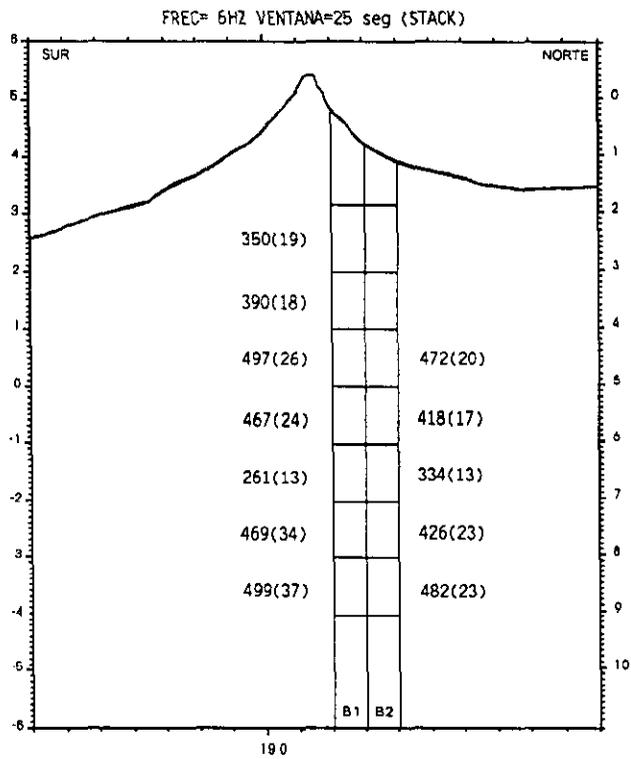


Fig. 23 Perfil N-S en los bloques 1 y 2 (B1, B2), mostrando los valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos por el método de apilamiento (stacking) y sus errores (σ) (entre paréntesis) a 6 y 12 Hz con una longitud de ventana de 25 seg, medida a partir de 2 ts.

Esto podría delinear las zonas de menor Q_c (mayor atenuación) que, de acuerdo a los resultados antes mencionados, se ubicarían en la parte central-oriental del volcán y a una profundidad de entre 5 y 7 km bajo la cima (0 msnm y 2000 mbnm).

Los valores bajos de Q_c (valores altos de atenuación) podrían ser ocasionados por diferentes causas, de entre las cuales pueden señalarse la existencia de una zona de roca fundida. Tal vez la atenuación en esta zona es debida al fracturamiento de las rocas, lo cual pudiera ser producido por un cuerpo intrusivo más profundo que estuviera causando esfuerzos tensionales que provocan este fracturamiento. También la actividad geotermal o un área de alta temperatura, podría explicar la alta atenuación observada.

Los resultados obtenidos en el perfil dirección NW-SE (diagonal) (Figura 22) son similares a los obtenidos para el perfil N-S. En el bloque 1, en la banda de frecuencia centrada en 6 Hz, se tiene $\langle Q_c \rangle = 514$ a 5 km de profundidad (0 msnm), $\langle Q_c \rangle = 381$ a 6 km (1000 mbnm), $\langle Q_c \rangle = 317$ a 7 km (2000 mbnm), $\langle Q_c \rangle = 400$ a 8 km (3000 mbnm), $\langle Q_c \rangle = 452$ a 9 km (4000 mbnm) y $\langle Q_c \rangle = 572$ a 10 km (5000 mbnm).

Al aplicar el método de apilamiento (stacking) a las señales en el perfil N-S, se obtuvieron también resultados muy semejantes a los perfiles anteriores (N-S y NW-SE). Nuevamente se observan valores de Q_c más altos para las profundidades de 2 a 5 km (3000 a 0 msnm) y de 8 a 9 km (3000 a 4000 mbnm), y los valores más bajos se localizaron entre los 5 y 8 km de profundidad (0 msnm y 3000 mbnm) (Figura 23). Otra forma clara de apreciar las variaciones de Q_c con la profundidad se muestra en las Figuras 24, 25 y 26, para los perfiles N-S, NW-SE y N-S por el método de apilamiento (stacking), respectivamente.

De acuerdo con la distribución de los valores de Q_c obtenida en la zona y a los cambios que presentan los mismos, tanto en superficie como en profundidad, se pueden inferir algunas de las características del medio dentro del volcán. Esto

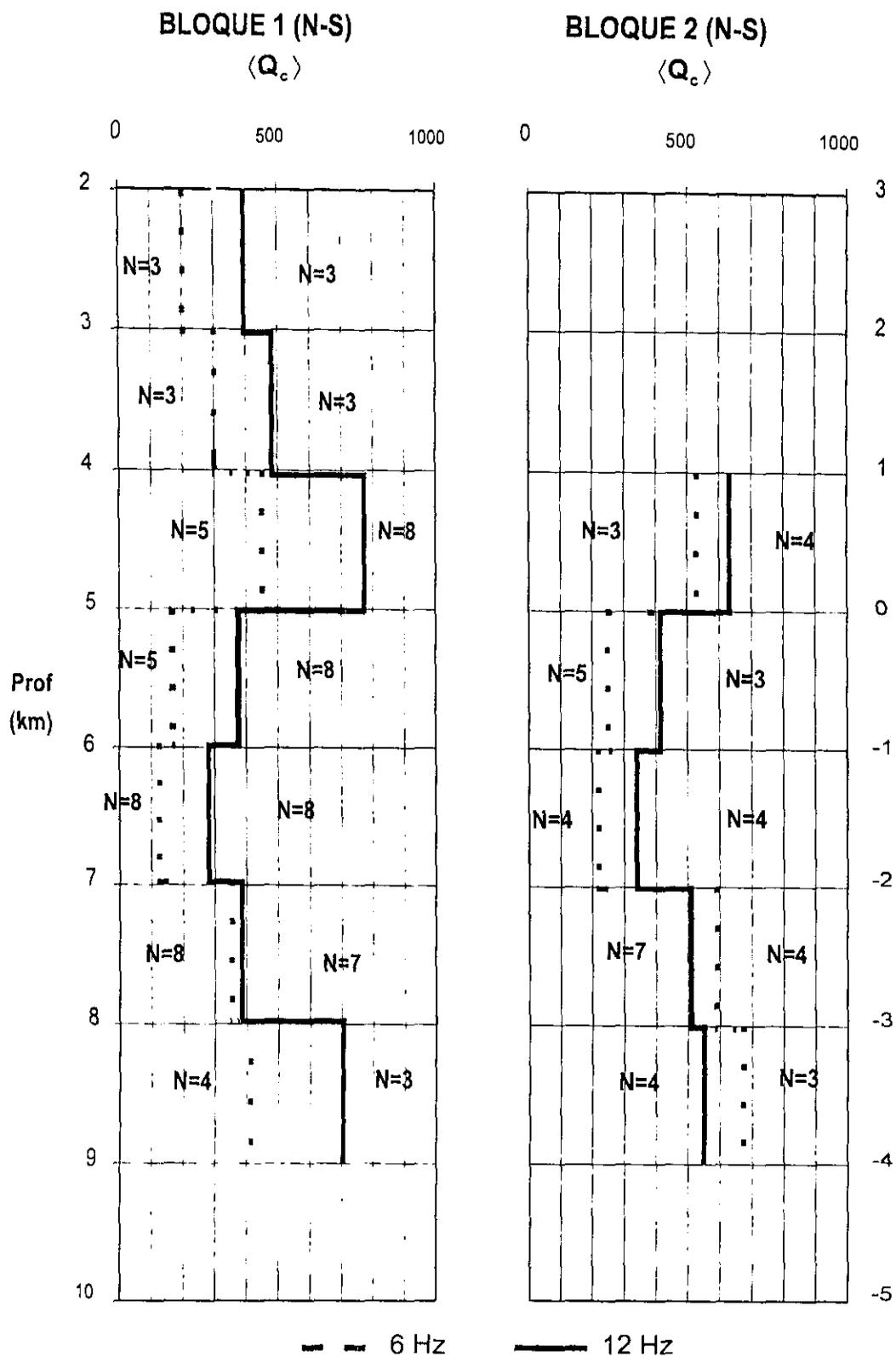


Fig. 24 Bloques 1 y 2 del perfil N-S, donde se aprecian los cambios con la profundidad de los valores del factor de calidad $\langle Q_c \rangle$ a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

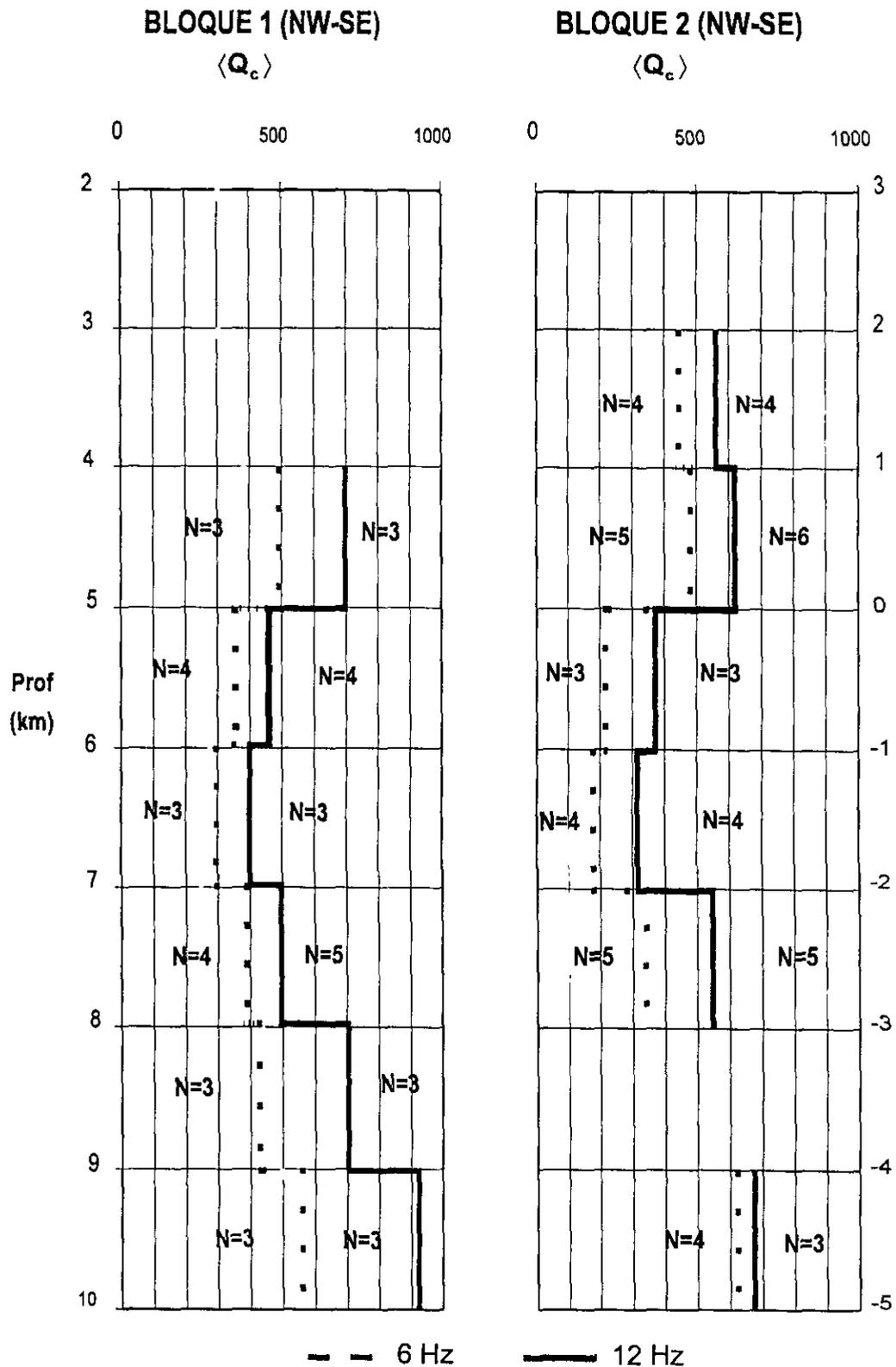


Fig. 25 Bloques 1 y 2 del perfil NW-SE, donde se aprecian los cambios con la profundidad de los valores del factor de calidad $\langle Q_c \rangle$ a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

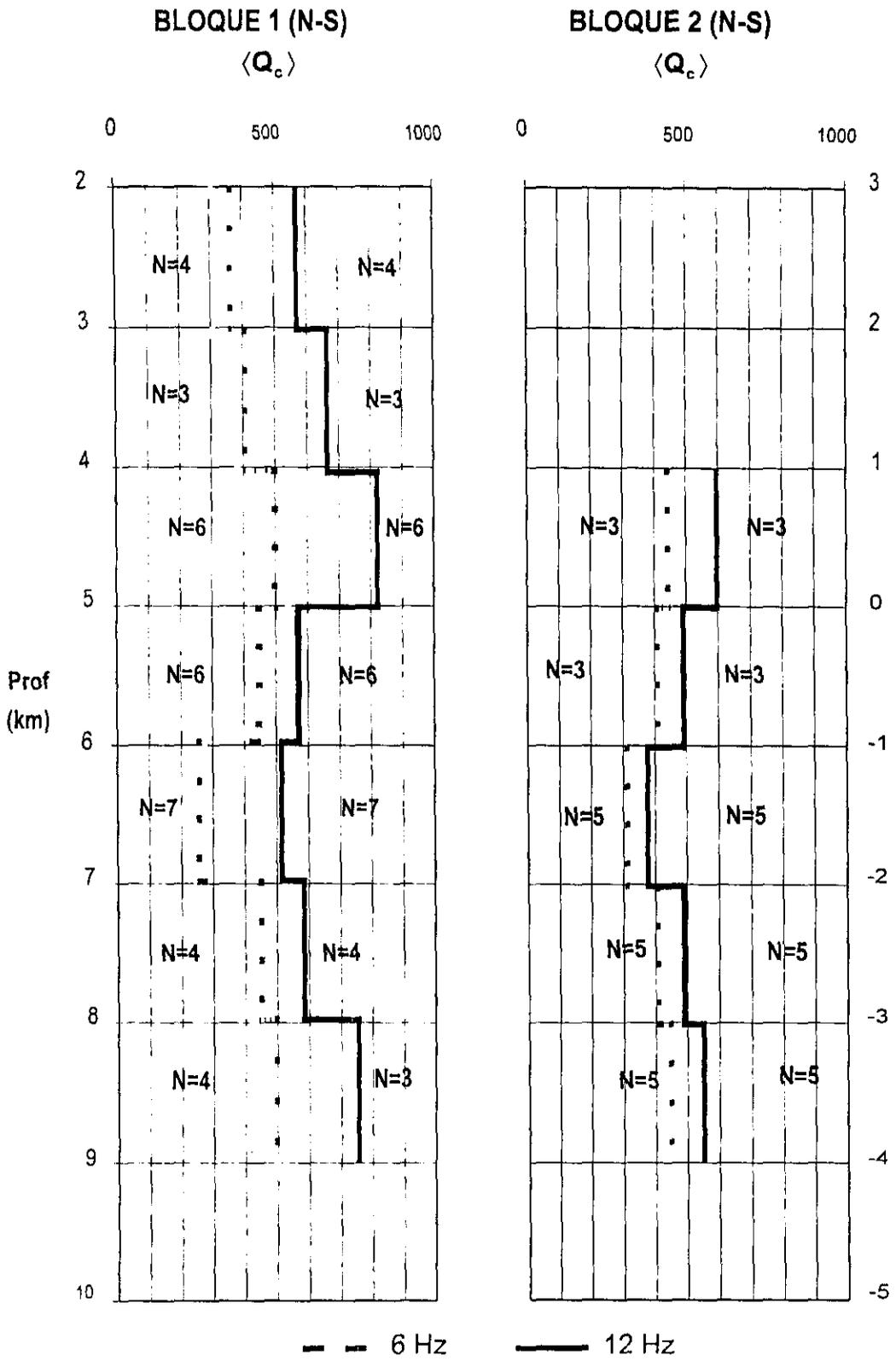


Fig. 26 Bloques 1 y 2 del perfil N-S (método de stacking), donde se aprecian los cambios con la profundidad de los valores del factor de calidad $\langle Q_c \rangle$ a las frecuencias de 6 y 12 Hz.

podría dar indicios sobre la existencia de una zona donde la roca presenta un alto porcentaje de material fundido, el cual se encontraría localizado en la región con los valores mas bajos de Q_c . Debido a que la alta atenuación podría ser producida por un medio no solidificado y de altas temperaturas. Alrededor de esta zona de alta atenuación se obtuvieron los valores mas altos de Q_c (mayor calidad de las rocas), es decir que es una región más sólida o rocosa de temperaturas mas bajas.

En base en los datos obtenidos y a la distribución de la sismicidad en el volcán, en la Figura 27 se hace una representación esquemática de la posible localización de la zona con contenido de material fundido proveniente del reservorio magmático. Los valores de Q_c en los límites Norte y Occidental permiten inferir que esta zona de alta atenuación se encuentra ubicada desde el centro del volcán y un poco hacia el norte, extendiéndose hacia el flanco Este y posiblemente hacia el Sureste a una profundidad de entre 5 y 8 km (0 msnm a 3000 mbnm). Esta observación está basada en el análisis de los valores de Q_c obtenidos en las áreas y volúmenes muestreados. Se obtienen valores mas bajos de Q_c en las estaciones que se encuentran ubicadas en el flanco oriental del volcán que aquellas localizadas en la parte norte y occidental (Figura 28). Es decir que las ondas hacia el flanco oriental del volcán viajan a través de un medio mas absorbente que hacia los flancos norte y occidental. Por lo que se considera que la zona donde se originan los temblores es una zona fuertemente fracturada al ser sometida a los esfuerzos producidos por el empuje del magma proveniente posiblemente del flanco oriental y suroriental del volcán.

Robin y Boudal (1987) consideran que el edificio volcánico del Popocatepetl está formado por tres unidades vulcanológicas producidas durante dos periodos evolutivos. La primera constituida por el volcán primitivo (volcán Nexpayantla) separado de las dos siguientes unidades por un evento explosivo, la segunda que se trata de una unidad andesítica parcialmente contemporánea con

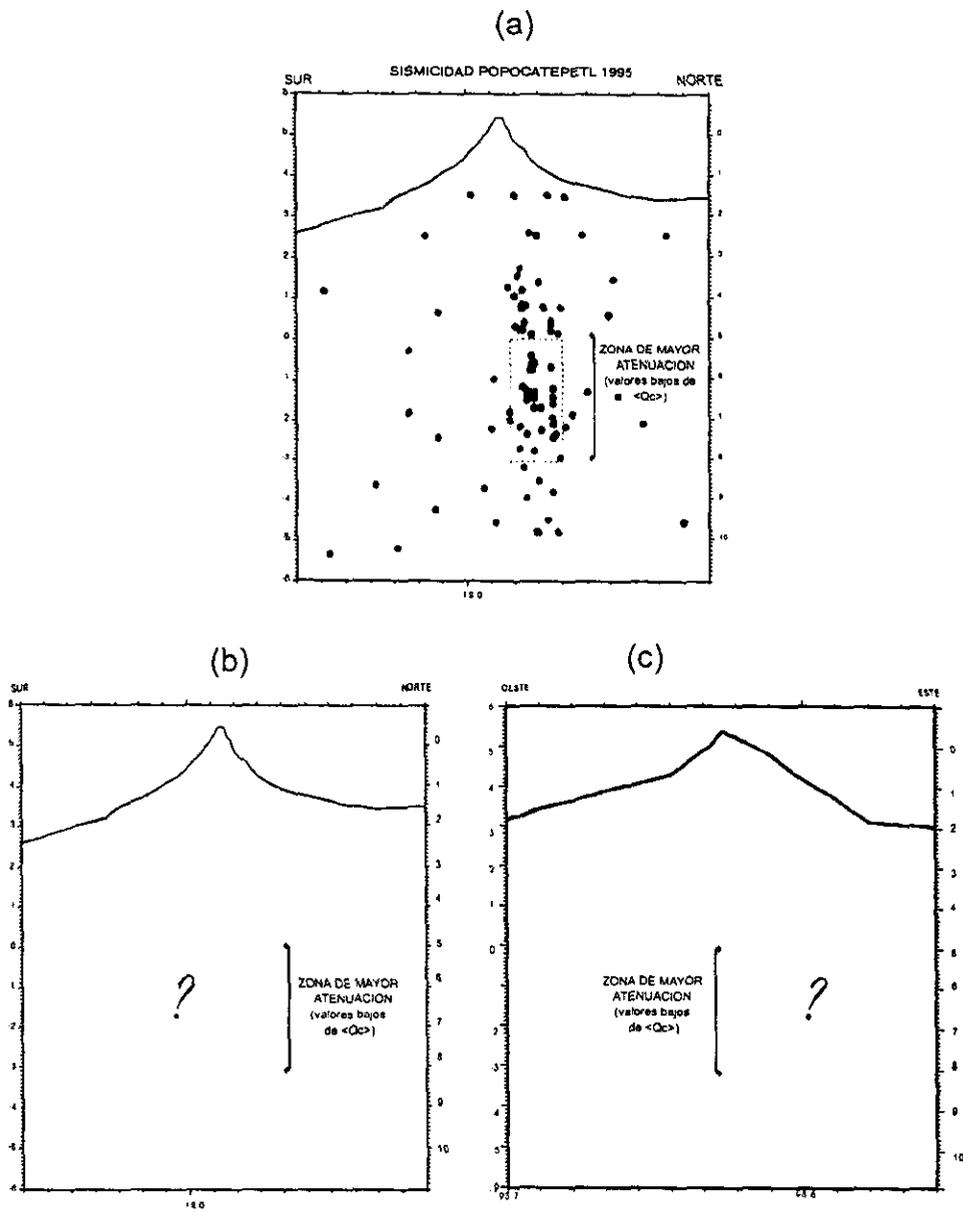
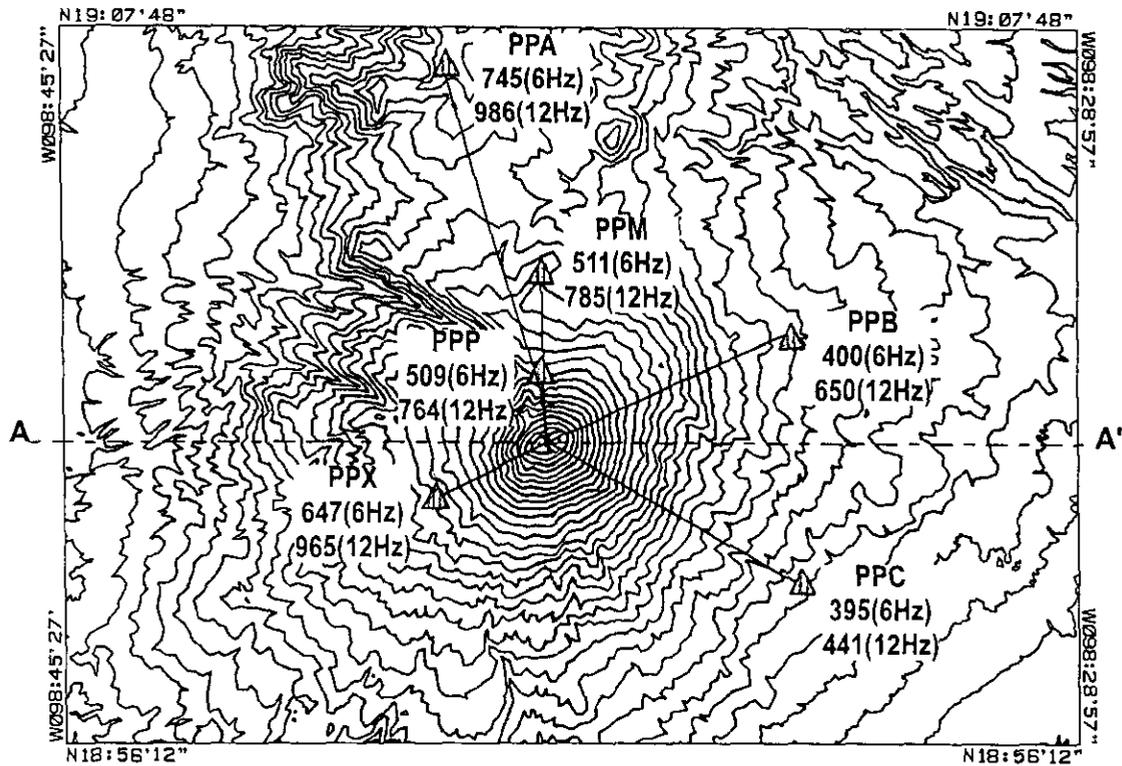
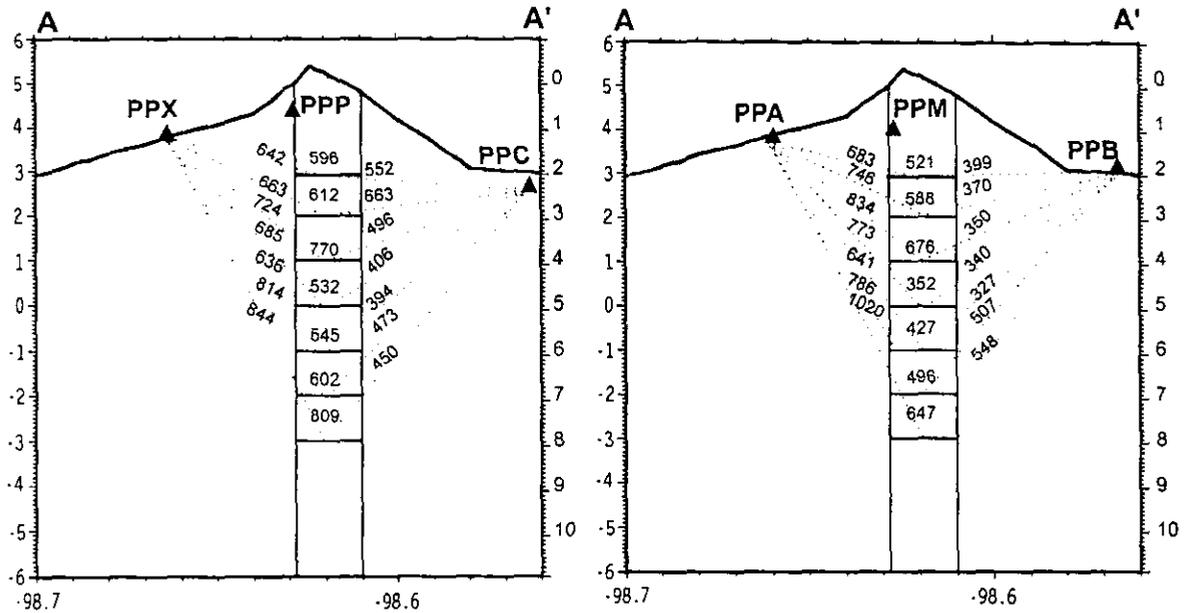


Fig. 27 a) Localización de los sismos utilizados en el análisis; b) perfil N-S y c) perfil E-W, se muestra la ubicación del área de mayor atenuación, los límites sur y oriental se desconocen.



(a)



(b)

Fig. 28 Distribución por estación de los valores de $\langle Q_c \rangle$ (a) En planta para las frecuencias de 6 y 12 Hz, se observa que los valores son menores en las estaciones ubicadas al oriente del cráter y (b) En profundidad a la frecuencia de 6Hz para los dos bloques (B1 y B2) a cada kilómetro de profundidad. Los valores ubicados en el centro del bloque corresponden a las estaciones PPP y PPM, respectivamente. Los errores (σ) en los cálculos son menores al 15%.

la tercera unidad formada por el cono terminal que incluye el volcán El Fraile. El volcán primitivo se encuentra formando el flanco NW y W del actual volcán, la siguiente unidad que corresponde a la fase andesítica se formó al Sureste del volcán primitivo. Los flujos que le dieron origen provenían de la parte central del volcán y de la zona de fisuras localizadas en la parte oriental. Las bocas localizadas en el borde de la caldera junto con los conos cineríticos del Valle de Puebla siguen una zona de fractura E-W (Robin y Boudal, 1987). Posteriormente y parcialmente contemporánea con la unidad andesítica se desarrolló el Fraile y, en su flanco sur, el cono terminal. Esta disposición ha dado como resultado que la gran masa del NW y W sirvan de sostén y por lo tanto de mayor estabilidad al volcán en esas áreas. Mostrando un cambio de posición de los cráteres hacia el SE, del Ventorrillo, al Fraile y finalmente al Popocatepetl (Figura 29), esto se refleja en la morfología del volcán, pues existe una asimetría entre el accidentado flanco norte y las regulares pendientes del sur.

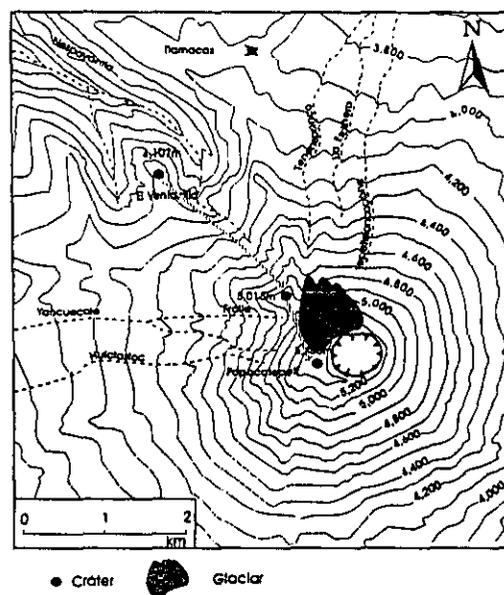


Fig. 29 Plano del volcán Popocatepetl mostrando la ubicación de los cráteres que antecedieron al actual (Palacios, 1996).

Esta zona de mayor estabilidad al NW y W del volcán, a lo cual contribuye también el volcán Iztaccíhuatl, al actuar como contrafuerte favoreciendo la falta de

estabilidad hacia el sur, corresponden a las zonas donde los valores de calidad $\langle Q_c \rangle$ fueron altos (Figura 20), es decir que la atenuación es baja. La región sur del volcán es y ha sido a lo largo de su historia la zona más débil y la más susceptible a sufrir un colapso como resultado del régimen de esfuerzos del área, pues el lado norte y noroeste funciona como sostén favoreciendo la desestabilización de los flancos meridionales (Siebe et al., 1995). En los flancos sur y sureste es en donde los valores de $\langle Q_c \rangle$ fueron bajos (alta atenuación). Las bocas de la orilla del cráter siguen un patrón principal de fracturamiento en dirección E-W, que se extiende desde la Cuenca de México hasta el valle de Puebla (Robin y Boudal, 1987). Sin embargo, el fracturamiento que generalmente presenta el Popocatepetl afecta a toda la estructura en forma muy similar, por lo que no se considera que haya sido un factor determinante en los resultados de $\langle Q_c \rangle$.

Valdés et al. (1997) utilizando sismos volcanotectónicos originados en el Popocatepetl de diciembre de 1994 a marzo de 1995, localizaron una concentración de sismos que forman un volumen de 3.5 km de diámetro, con una ligera inclinación hacia el norte de 6° y con un conducto cilíndrico de 1 km de diámetro que lo conecta con el cráter. Determinaron que este volumen podría considerarse burdamente una cámara magmática con el techo a la cota del nivel del mar (5 km desde la cima). Ellos consideran que este tipo de sistema sugiere que lo único que ha sufrido cambios es la estructura del conducto. Lo que se manifiesta por las diferentes etapas de tremor registradas en esa época y que de alguna manera la presión en la cámara magmática se ha mantenido constante sin ningún cambio crítico. Estos resultados concuerdan con los obtenidos en este estudio, pues la zona de valores bajos de $\langle Q_c \rangle$ se encuentra a partir de los 5 km de profundidad (0 msnm) (Figuras 24 a 26), es decir la zona con un alto contenido de material fundido.

En el análisis del tremor originado en el Popocatepetl durante la crisis de diciembre de 1994 a marzo de 1995 realizado por Arciniega (1997), se determina

al proceso generador del tremor en función de las condiciones de presión de base y del flujo estrangulado y se define el posible volumen en el que se generan los cambios de presión que dan origen al tremor y a eventos de período largo. Considerando que a estos se les asocia con mecanismos de fuente ajenos a fracturamientos y, apoyándose principalmente en el contenido de frecuencias y en que la zona mas superficial donde aún se generan rupturas se encuentra a 2500 msnm, Arciniega (1997) localizó la posible fuente de generación de tremor sobre el límite de 2500 msnm con conductos de longitudes entre 80 y 400 m a lo largo de 2500 m. Bajo este se encuentra la zona de presión de base donde se localizan el 80% de los sismos volcanotectónicos los cuales delimitan un volumen de $2 \times 3 \times 5 \text{ km}^3$. Se localiza a 0 msnm (5 km bajo la cima), y representa la región donde existe la mayor probabilidad de que se encuentre un reservorio de magma (Arciniega, 1997).

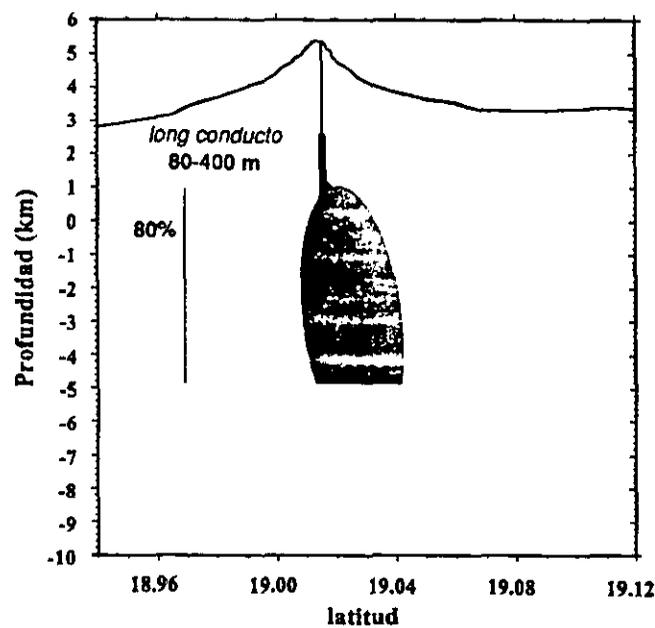


Fig. 30 La zona sombreada corresponde al área delimitada por el 80% de los eventos volcanotectónicos y representa la región donde existe la mayor probabilidad de que se encuentre un reservorio de magma. Las líneas en negro indican la zona donde posiblemente estén los conductos (Arciniega, 1997).

En la Figura 30 se presenta un esquema de latitud contra profundidad de la interpretación dada por Arciniega (1997), la zona sombreada fue delimitada con base en la distribución espacial del 80% de las localizaciones epicentrales y representa la región donde consideró existe la mayor probabilidad de que se encuentre un reservorio de magma. Tomando en cuenta que la zona de concentración epicentral requiere de un medio sólido para que puedan generarse los sismos, en este trabajo no se considera probable que en esa zona pueda localizarse la cámara magmática, la cual debe estar formada en su mayor parte por material fundido. Diferentes vulcanólogos (Comité Científico Asesor del Popocatepetl, comunicación personal) consideran que la cámara magmática del Popocatepetl debe encontrarse situada por debajo de los 5000 mbnm (10 km desde la cima), región donde la sismicidad es casi nula. Sin embargo como se demostró anteriormente a partir de la profundidad de 0 msnm y hasta 3000 mbnm (5 a 8 km desde la cima) se localizó la zona de mayor atenuación que podría considerarse como una zona rocosa con un alto contenido de material fundido (Figura 27), que coincide con la zona donde Arciniega (1977) sitúa la presión de base. En cuanto a su posición lateral, en nuestro trabajo la ubicación de esta zona con probable alto contenido de material fundido se extendió hacia el oriente de la región de mayor concentración epicentral (Figuras 27 y 28). Este resultado se basó considerando que los valores de Q_c son un promedio dentro de los volúmenes muestreados a las diferentes profundidades y que las ondas coda al atravesar esta región son atenuadas.

Millán (1989) en su estudio de atenuación de ondas coda realizado en el centro y sur de México, obtuvo para la Faja Volcánica valores promedio de $Q_c = 79$ (1 Hz), a partir de la media aritmética de los valores de Q de cada estación. El utilizó el método de Aki y Chouet (1975) y Sato (1977) para el cálculo de Q , y para la regionalización el método del centro de gravedad o del promedio ponderado (Jin y Aki, 1988). El valor medio de Q de una estación para distintos epicentros se

ubicó en el centro de gravedad de los valores individuales de Q localizados en los puntos medios entre la estación y el epicentro.

El valor de Q obtenido para la Faja concuerda con las observaciones de flujo de calor de 91mW m^{-2} reportado por Ziagos et al. (1985) que es un valor típico de regiones tectónicamente activas, lo cual sugiere una alta atenuación sísmica. Relación que ha sido observada en otros lugares del mundo (Herraiz y Espinosa, 1986).

En el Popocatépetl para la frecuencia de 1.5 Hz, se obtuvieron valores en el rango de [40, 100] en las ventanas de 10, 15, 20 y 25 seg, que son valores bajos como los obtenidos por Ziagos et al. (1985) para la Faja Volcánica. Aunque como se mencionó antes, el número de datos no fue suficiente para poder hacer una zonificación. Esto ratifica que mientras mayor es el flujo de calor, menor es el valor de Q_c . Por otro lado, los valores de Q_c para la Faja Volcánica son menores que para otras regiones tectónicamente activas de México. Para la zona de subducción se han calculado valores de Q_c entre 113 y 142 (Novelo-Casanova et al., 1985; Mahdyiar et al., 1986; Valdés et al, 1987; Millán, 1989). En la Sierra Madre del Sur se han estimado valores de $Q_c=113$ y un flujo de calor de 26mW m^{-2} (Ziagos et al., 1985). Valores altos de flujo de calor como los de la Faja corresponden a valores bajos de Q_c es decir alta atenuación.

Valores bajos de Q también se han encontrado en otras zonas volcánicas, como los obtenidos para el volcán El Chichón por Zúñiga y Díaz (1994). Ellos utilizaron el método de Sato (1977), ya que sus registros eran de corta duración. Analizaron sus resultados en términos de la cobertura espacial de las ondas coda. Asumieron que el epicentro y la estación receptora están localizados en el foco de un elipsoide delimitado por la máxima distancia de dispersamiento alcanzada por las ondas coda dentro de la ventana de tiempo de 12 seg. Ellos encontraron la zona de mayor atenuación localizada al Este del volcán, la cual decrece con la profundidad. Compararon estos resultados con los de un estudio de gravimetría previo (Medina et al., 1990), en el cual encontraron una anomalía positiva en la

dirección Este. Con esto argumentaron un cuerpo intrusivo ocupando ese volumen, con una dirección de la actividad magmática E-W. En otra de sus interpretaciones, Zúñiga y Díaz (1994) consideraron que la razón de la alta atenuación en esta zona podrían ser las altas temperaturas. Los valores de Q_c que reportaron para el Chichón están en el rango [25,87] para la frecuencia 1.3 ± 0.3 Hz, que son valores bajos, representativos de zonas volcánicas como los obtenidos en el Popocatepetl. En este estudio se obtuvo para las ventanas de 10, 15, 20 y 25 seg en la frecuencia de 3.0 Hz valores de entre 140 y 270. Para 6.0 Hz de entre 220 y 1000 para 12 Hz de entre 280 y 1200. Para 24 Hz de entre 400 y 1800.

Los valores de Q_c aquí obtenidos reflejan los cambios en las características de atenuación en el volcán, se consideran resultados con cierto grado de confiabilidad ya que al tomar el promedio resultante de cada zona, el cual fue obtenido del promedio de cada temblor localizado en dicha zona, se pudo obtener un valor mas representativo de dichas áreas. Además de que se utilizaron valores de Q_c con errores bajos (<25%) que se tomaron por valores mas precisos. La geología superficial coincide con la distribución de los valores altos de Q_c (zonas de baja atenuación) en superficie. Por otro lado en cuanto a los cambios en el valor de Q_c observados a profundidad, al comparar los resultados obtenidos en el perfil N-S y NW-SE, estos se encontraron a las mismas profundidades, al sumar todos los registros de los sismos a las diferentes profundidades en el perfil NS (método de apilamiento o stacking), nuevamente los resultados coincidieron con los de los otros dos perfiles, es decir los valores de Q_c disminuyen marcadamente a las profundidades entre 5 y 8 km desde la cima (0 a 3000 mbnm) (Figuras 24, 25 y 26). El grado de confianza obtenido entre estos cambios es del 99% para el 55% de las variaciones, y el 80% de las variaciones tienen una confiabilidad mayor al 90% (Tablas 5, 6 y 7).

6. CONCLUSIONES

Al promediar los valores individuales de Q_c se disminuye la dispersión de los mismos y por lo tanto se obtienen valores mas representativos en un área determinada (Figuras 18 y 19). Utilizando el modelo de dispersión simple a través del método de Aki y Chouet (1975) en ventanas de análisis de 25 segundos después de dos veces el tiempo de viaje de la onda S se obtienen resultados confiables de Q_c con errores inferiores al 25% en las bandas de frecuencias de 6 y 12 Hz.

Los valores de Q_c obtenidos en este estudio son equiparables a los de otras regiones volcánicas, y son representativos de regiones activas con flujos de calor alto. La región occidental y parte norte del volcán presenta las zonas con factores de calidad mas altos, es decir con menor atenuación, lo que está de acuerdo con la geología local, ya que es en este sitio donde se encuentra la región geológicamente mas antigua, fría y estable del volcán (Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1989).

El volcán Popocatepetl presenta mayor atenuación en la porción central con tendencia a aumentar hacia su región oriental y sur, zona en donde se han encontrado formaciones efusivas, resultado de flujos que provienen del centro del volcán y de la zona de fisuras del flanco oriental (Robin y Boudal, 1987). Los valores mas bajos de Q_c (mayor atenuación) se encuentran a una profundidad de entre 5 y 8 km a partir de la cima del volcán (0 msnm a 3000 mbnm). Esta zona puede ser considerada como la región donde se podría encontrar ubicada una zona rocosa con alto contenido de material fundido que se extiende hacia la región oriental del volcán (Figura 27). Aunque debido a la falta de datos no se pueden definir en detalle los límites laterales de esta zona, sobre todo hacia la

región oriental, sus límites superior e inferior si se pueden establecer en base a los altos valores de Q_c que contrastan con los de la región localizada entre los 5 y 8 km de profundidad desde la cima. Esto indica un cambio en las características físicas de dichas áreas.

Los resultados aquí obtenidos son equiparables en cuanto a profundidad a los inferidos en base a estudios de localización epicentral de sismos y al análisis de generación de tremor en el Popocatepetl (Valdés et al, 1997; Arciniega, 1997). En esos estudios, la zona donde localizaron un posible reservorio magmático ha sido estimada a la profundidad de 0 msnm (5 km bajo la cima), que es el sitio donde se identificaron altos valores de atenuación (bajos valores de Q_c) o sea la posible zona con alto contenido de material fundido.

Las variaciones de Q_c están relacionadas con cambios físicos en el interior de la Tierra. En este caso, se relacionan con un cuerpo inestable que se encuentra a muy alta temperatura, es decir una zona con alto contenido de material fundido que ha dado lugar a emisiones de lava y ha contribuido a la formación del domo ubicado en el interior del cráter. Estas variaciones en los valores de atenuación también podrían estar asociadas a cambios de esfuerzos confinados en el interior del volcán, que se asocian a pequeños sismos y zonas fracturadas posiblemente con contenido de gas y fluidos.

Con base a los métodos de análisis utilizados en este trabajo, se considera que los resultados aquí obtenidos pueden ser considerados con cierto grado de confiabilidad. Estudios gravimétricos y eléctricos en el volcán podrían ayudar a una mejor interpretación de las causas de la absorción de energía sísmica en esa zona, es decir de los resultados de atenuación obtenidos.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, J.G.** y Ordóñez, E. (1895), Expedición científica al Popocatepetl. México. *Comisión Geológica Méx. of. Tip. de la Secretaría de Fomento*, pp.48 .
- Aki, K.** (1969), Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K.** y Chouet, B.,(1975), Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322-3342.
- Alvarez, R.** (1975), Transcontinental faulting; evidence for superimposed subduction in México. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 56, 1066 .
- Ambeg, W.B.** y Fairhead, J.D. (1989), Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, west Africa. *Bull Seism. Soc. Am.*, 79 , 1589-1600.
- Anderson, T.** (1917), Volcanic studies in many lands. *Murray, London*, pp. 213 .
- Arciniega, M.A.** (1997), Análisis e interpretación del tremor generado por el volcán Popocatepetl a partir de la crisis de diciembre de 1994. *Tesis de Maestría en Geofísica, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.*, pp. 80 .
- Beroza, G.C.**, Cole, A.T. y Ellsworth, W.L. (1995), Stability of coda wave attenuation during the Loma Prieta, California, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 100, 3977-3987.
- Blázquez, L.** (1956), Volcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico de México. *Excursión A-15. XX Congr. Geol. Int.*, pp. 73.
- Boudal, C.** y Robin, C. (1989), Volcan Popocatepetl: Recent eruptive history and potential hazards and risk in future eruptions. *IAVCEI Proceedings in Volcanology 1. J.H. Latter (Ed.), Volcanic Hazards, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*, 110-128.
- Camacho, H.** (1925), Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología. *Anals. Inst. Geol. Mex. II No. 1-3* , 38-67 .
- Carrasco, G.** (1985), Estudio Geológico del volcán Popocatepetl. *Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM*, pp. 156 .
- Chouet, B.** (1996), Long-period volcano seismicity: its source and the use in eruption forecasting. *Nature* 380, 309-316.
- Cortés, H.** (editor) (1942), Cartas de Relación de la conquista de México. *Espasa Calpe, Madrid*, pp. 36 .
- Dainty, A.** (1981), A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *J. Geophys. Res. Lett.*, 8, 1126-1128.
- De la Cruz-Reyna, S.**, Macías, J.L. y Castillo-Alanis, F. (1998), Dome growth and associated activity during the current eruptive episode of Popocatepetl volcano, Central México. *Submitted to: Earth and Planetary Science Letters*, 19.

De la Cruz-Reyna, S., Quezada, J.L., Peña, C, Zepeda, O. y Sánchez, T. (1995), Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354-1995). *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995*. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 3-22

Del Pezzo, E., Allotta, R. y Patanè, D. (1990), Dependence of Q (coda Q) on coda duration time interval; model or depth effect?. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1028-1033.

Delgado, H. (1988), Report on the glaciers of México, en: *Haeberli and Müller (eds.), Fluctuation of Glaciers 1980-1985 (Vol. V), A contribution to the Global Environment Monitoring System (GEMS) and International Hydrological Programme, World Glacier Monitoring Service, International Commission on Snow and Ice, International Association of Hydrological Sciences, United National Environment Programme and UNESCO*, pp. 288 .

Delgado, H. (1993), The Glaciers of Popocatepetl Volcano (México): Changes and Causes, *Program and Abstracts, First International Conference on Climatic Change in México, Taxco, Gro.* pp. 27 .

Delgado, H., Carrasco-Núñez, G., Urrutia Fucugauchi, J., Casanova-Becerra, J.M. (1988), Analysis of the eruptive records of the Popocatepetl Volcano, México, in *Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes, Kagoshima, Japan*, 510-513.

Demant, A. (1976), Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano. *Acapulco (Mex.) Congr. Latinoam. Geología*, 3 . Resúmenes, 41 .

Demant, A. (1978), Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 2, 172-187 .

Demant, A. (1981), L'axe néo-volcanique transmexicain: étude volcanologique et pétrographique. *Univ. Aix-Marseille, Aix-Marseille*, pp. 259.

Díaz del Castillo, B. (1532), Historia verdadera de la conquista de la Nueva España. *Porrúa, Méx. (1980 reprint)*, pp. 700 .

Dr. Atl (1940), Volcanes de México. La actividad del Popocatepetl. *Vol. I. Edit. Polis. México*, pp. 72 .

Fehler, M., Roberts, P. y Fairbanks T. (1988), A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 93, 4367-4373 .

Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G. y Tibaldi, A. (1994), Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional* 33, 1, 99-105.

Flores, L.R. (1978), Las posibles relaciones tectónicas entre la faja volcánica mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos-Guerrero: México, D.F. *Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal.*, 4, 19 .

- Friedlaender, Y.** (1922), La erupción del Popocatepetl. *Soc. Cient. Ant. Alz. Mem. y Rev.* 40, No. 2-6.
- García, E.** (1981), Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köeppen (para adaptarlo a las cond. de la Rep. Mex.), *México, D.F., UNAM*, pp. 219.
- Gilbert, F. y Dziewonski, A.** (1975), An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 278, 187-269.
- Guzmán, M.** (1968), Las montañas de México: el testimonio de los cronistas. *Costa, México*, pp 230.
- Hellweg, M., Spudich, P., Fletcher, J.B. y Baker, M.** (1995), Parkfield Dense Seismograph Array. Stability of coda Q in the region of Parkfield, California: *View from the U.S. Geological Survey. J. Geophys. Res.* 100 No. B2, pp 2089- 2102.
- Herak, M.** (1991), Lapse - time dependent Qc-spectra observed in the Dinarides region (Yugoslavia). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 303-312.
- Hernández-Sosa, P.** (1948), Parque Nacional Iztaccihuatl-Popocatepetl. *Secretaría de Agricultura y Ganadería, México*, pp. 416.
- Herraiz, M. y Espinosa, A.F.** (1986), Scattering attenuation of high-frequency seismic waves. Development of the theory of coda waves. *Open-file Report, U.S.G.S.*, 86-455.
- Jin, A. y Aki, K.** (1988), Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 741-769.
- Kvamme, L.B. y Havskov, J.**(1989), Q in southern Norway. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1575-1588.
- Lermo, J., Cuenca, J., Chávez-García, F.J., Huidobro, A., Bermúdez, M.L., Rodríguez, M., Quaas, R., Sánchez-Sesma, F.J., Nava, E., Mijares, H. y Briones, E.**(1995), Características espectrales de temblores Tipo-A, Tipo-B y tremores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl, México, en diciembre de 1994. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres.* 139-166.
- Lorenzo, J.L.** (1964), Los glaciares de México. *Monografías del Inst. Geof. UNAM*, 1, pp 123.
- Macías, J.L., Carrasco, G., Delgado, H., Martín, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R.D., Sheridan, M.F., y Tilling, R.I.** (1995), Mapa de peligros del volcán Popocatepetl. *Instituto de Geofísica, UNAM, en colaboración con Inst. de Geol. UNAM, CVO USGS, Departamento de Geología, SUNY y USGS.*
- Mahdyiar, M., Singh, S.K. y Meyer, R.P.** (1986), Moment-magnitude scale for local earthquakes in the Petatlán region, México, based on recorded peak horizontal velocity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 1225-1240.

- Martín del Pozo, A.L.**, Espinasa, R., Armienta, M.A., Aguayo, A., Reyes, M., Sánchez, G., Cruz, O. y Cenicerós, N. (1995), Recent eruptions at Popocatepetl and their effect on the heavily populated areas nearby. *Periodico di Mineralogia. A IAVCEI Conference on Volcanic Hazard in Densely Populated Regions. Roma 27-30 September, 64*, 223-224.
- Martín del Pozo, A.L.**, Córdoba, C. y López, J. (1997), Volcanic impact on the southern basin of México during the Holocene. *Quaternary International 4344*, 181-190.
- Martínez, Q.R.** (1925), Estudio microscópico de las arenas volcánicas del Popocatepetl: Méx. *Inst. Geol. Anales*, 2 No. 1-3, 61-63.
- Medina, F.**, González, T., González, L., y Mena, M. (1990), Gravity and seismicity analysis of El Chichón volcano area. *Pure Appl. Geophys*, 133, 149-165.
- Mendenhall, W.** (1979) Introduction to Probability and Statistics, *Duxbury, Boston, Mass.*, pp 594.
- Millán, M.H.** (1989), Atenuación Sísmica en el centro y sur de México. *Tesis de Maestría en Geofísica. Instituto de Geofísica, UNAM*, pp. 122 .
- Mooser, F.** (1963), Historia tectónica de la Cuenca de México, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* 15, 239-245 .
- Mooser, F.** (1968), The Mexican Volcanic Belt structure and development; formation of fractures by differential crustal heating: Méx. D.F., *Pan Am. Symp. on the Upper Mantle (1968)*, *Inst. Geof. UNAM*, 15-22 .
- Mooser, F.** (1972), The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics. *Geof. Inter.*, 55-70 .
- Mooser, F.**, Nair, A.E. y Negendank, J.F. (1974), Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks. *III A Paleomagnetic and Petrologic study of volcanics of the Valley of Mex.: Geol. Rundschau*, 63(2), 451-483.
- Mooser, F.** (1975), The Mex. Volc. Belt; interpretation derived from fractures and form. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 56, pp 1066 .
- Novelo-Casanova, D. A.**, Berg, E., Hsu, V. y Helsley, C.E. (1985), Time-space variation of seismic S-wave coda attenuation (Qc-1) and magnitude distribution (b-values) for the Petatlan Earthquake. *Geophys. Res. Letters*, 12, 789-792 .
- Novelo-Casanova, D. A.** Y Lee, W.H.K. (1991), Comparison of techniques that use the Single Scattering Model to compute the Quality Factor Q from coda waves. *PAGEOPH.* 135, 77-89.
- Novelo-Casanova, D.** y Monfret, T. (1995), CODAQ program, *Publicación Interna, Instituto de Geofísica, U.N.A.M.*
- O Doherty, K.B.**, Bean, C.J. y Mc Closkey, J. (1997), Coda wave imaging of the Long Valley caldera using a spatial stacking technique. *Geophysical Research L.*, 24, 13, 1547-1550.

- Orozco y Berra, M.** (1888), Efemérides Sísmicas Mexicanas. Memorias de la Sociedad Científica Mexicana, *Antonio Alzate. II, México, pp. 261.*
- Pal, S.** y Urrutia, J.F. (1977), Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from México and their tectonic implications. *Calcuta Proceed Iv, Inter. Gondwana Symposium.*
- Palacios, D.** (1995), Rockslide process on the North slope of Popocatepetl volcano, México. *Permafrost and Periglacial Process, 6, 345-359.*
- Palacios, D.** (1996), Recent geomorphologic evolution of glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (México). *ELSEVIER Geomorphology 16, 319-335.*
- Patanè, D., Ferrucci, F. y Gresta, S.** (1994), Spectral features of microearthquakes in volcanic areas: Attenuation in the crust and amplitude response of site at Mt. Etna, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am. 84, 1842-1860.*
- Pasquarè, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L. y Zanchi, A.** (1986), Structural behavior of a continental volcanic arc: The Mexican Volcanic Belt. The Origin of Arcs, F.-C. *Wezel (De.), Elsevier, Amsterdam, 509-527.*
- Phillips, W.S.** y Aki, K. (1986), Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seism. Soc. Am. 76, 627-648.*
- Quaas, R., González, R., Guevara, E., Ramos E. y De la Cruz, S.** (1995), Monitoreo volcánico: Instrumentación y métodos de vigilancia. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 25-76.
- Robin, C.** (1982), México: The Mexican Volcanic Belt. *John Wiley & Sons Ed. Andesites, pp. 137.*
- Robin, C.** (1984), Le volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution petrologique et risques. *Bull. Volcanol., 47, 1-23.*
- Robin, C.** y Boudal C. (1987), A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatepetl. *J. Vulcan. and Geothermal Res., 31, 115-130.*
- Rzedowski, J.** (1981), La vegetación de México. *Ed. Limusa. México, D.F.*
- Sato, H.** (1977), Energy propagation including scattering effects, single isotropic approximation. *J. Phys. Earth 25, 27-41.*
- S.P.P.** (1981), Atlas Nacional del Medio Físico. *Inst. Nal. Est. e Inf. México, pp. 224.*
- Shearer, P.** (1991), Imaging global body waves phases by stacking long-period seismograms. *J. Geophys. Res. 96, 20, 353- 20,364.*
- Scherbaum, F.** y Johnson, J. (1992), Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA). *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI), pp. 269.*
- Schlaepfer, J.F.** (1968), *Inst. Geol. Hoja México 14Q-h (5) con resumen de la geología Hoja México, D.F., Edo. de Méx. y Morelos.*

- Sheriff, R.E.** y **Geldart, L.P.** (1991) Exploración Sismológica I: Historia, teoría y obtención de datos. *Ed. Noriega-Limusa, pp. 309.*
- Siebe, C.,** Abrams, M. y Macías, J.L. (1995), Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995 . Centro Nacional de Prevención de Desastres. 195-220 .*
- Siebe, C.,** Abrams, Macías, J.L. y Obenholzner, J. (1996), Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central México: Past key to the future?. *Geology 24, 5, 399-402.*
- Siebe, C.,** Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S. y Castro, R. (1997), Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, East-Central México. *IAVCEI Assembly, Puerto Vallarta, Méx. Fieldtrip Guidebook, Pre-meeting Excursion No. 4, pp. 87.*
- Simkin, T.** (1993), Terrestrial volcanism in space and time. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci. 21, 427-452 .*
- Tottingham, D.M.,** Lee, W.H.K., y Rogers, J.A. (1994), User Manual for MDETECT. *in IASPEI software Library 1 2a. de., 49-88.*
- Truchan, M.** y Larson, R.L. (1973), Tectonic lineaments on the Cocos plate. *Earth and Planet. Sc. Lett., 17, 426-432 .*
- Urrutia, J.F.** y Del Castillo, L. (1977), Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex., 38, 18-28 .*
- Urrutia, J.F.** y Pal , S. (1977), Paleomagnetic data from Tertiary igneous rocks, northeast Jalisco, México. *Earth Planet. Sci. Letters, 36, 202-206 .*
- Valdés, C.,** Novelo, D.A. y Meyer, R.P. (1987), Contrast in coda Q parallel and perpendicular to the Mexican Pacific Coast. *EOS 68, 44, 1362.*
- Valdés, C.M.** y Novelo-Casanova, D.A. (1994), User Manual for QCODA. *in IASPEI software Library 1 2a. ed., 171-206.*
- Valdés, C.,** González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C. y Santoyo, M (1995), Sismicidad del Volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995 . Centro Nacional de Prevención de Desastres, 129-138 .*
- Valdés, C.,** González, G., Arciniega, A. (1997), El Popocatepetl un volcán sísmicamente activo. *Rev. de Ingeniería Civil 334, 33-38 .*
- Waitz, P.** (1921), La nueva actividad y el estado actual del Popocatepetl. *Soc. Cient. Ant. Alz. Mem. y Rev., 37, 295-313 .*
- White, S.E.** (1951), A geologic investigation of the late Pleistocene history of the volcano Popocatepetl, México. *Abstract of dissertation. Thesis of Dr. Phil Syracuse University, 7 .*

- White, S.E.** (1954), The firm field on the volcano Popocatépetl. México. *J. of Glaciology* 2, 389-392.
- White, S.E.** (1968), Volcanology and geomorphology of the Southeast corner of México Basin, West side of Iztaccihuatl and North side of Popocatépetl volcanoes, México. *Field Trip. Guidebook No. 8, GSA., Annual Meeting, pp. 33* .
- Woodgold, C.R.D.**, (1994), Coda Q in the Charlevoix, Quebec, region: Lapse-time dependence and spatial and temporal comparisons. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 4, 1123-1131.
- Ziagos, J.P.**, Backwell, D.D. y Mooser, F. (1985), Heat flow in southern México and thermal effects of subduction. *J. Geophys. Res.* 90, 5410-5420 .
- Zúñiga, F.R.** y Díaz, L.E. (1994), Coda attenuation in the area of El Chichón volcano, Chiapas, México. *Tectonophysics*, 234, 247-258 .

PARAMETROS DE EVENTOS ANALIZADOS

No.	FECHA			T. ORIGEN			LAT	LONG	PROF	MAG ¹	RMS ²	ERH ³	ERZ ⁴
	A	M	D	H	M	S							
1	950122	23	21	56.8	19.023	98.625	2.3	2.7	0.26	0.8	1.6		
2	950123	10	55	6.4	19.024	98.643	6.7	2.7	0.17	0.4	0.3		
3	950126	14	1	0.1	19.018	98.621	5.3	2.7	0.40	0.1	0.2		
4	950204	17	6	37.7	19.025	98.618	4.9	2.7	0.30	0.3	0.4		
5	950205	23	17	24.4	19.020	98.625	2.4	2.7	0.18	0.1	0.3		
6	950206	5	45	14.5	19.027	98.619	4.2	2.7	0.38	1.5	1.9		
7	950207	3	21	39.1	19.041	98.628	0.0	2.7	0.59	0.9	1.1		
8	950208	22	17	23.3	19.022	98.625	3.2	2.4	0.11	0.2	0.3		
9	950209	21	42	51.3	18.976	98.590	3.8	2.4	0.26	0.3	0.5		
10	950209	22	45	29.4	19.027	98.630	4.2	2.3	0.17	0.2	0.3		
11	950211	10	6	48.9	18.941	98.585	2.3	2.4	0.07	0.4	1.4		
12	950212	7	14	26.3	19.002	98.578	0.0	2.2	0.02	0.3	0.0		
13	950215	10	33	14.7	19.017	98.617	2.2	2.1	0.07	0.2	0.5		
14	950227	17	16	3.0	19.025	98.632	4.8	2.1	0.23	0.3	0.3		
15	950305	10	58	5.3	19.039	98.645	2.7	1.7	0.30	0.3	0.4		
16	950311	17	13	57.9	18.971	98.652	8.7	2.1	0.19	0.5	0.3		
17	950317	3	33	25.6	19.027	98.588	4.1	2.1	0.56	1.1	1.1		
18	950317	17	2	56.7	19.036	98.618	7.3	1.9	0.22	0.3	0.3		
19	950403	4	10	6.1	19.028	98.602	4.8	2.2	0.29	0.1	0.2		
20	950405	5	27	20.6	19.027	98.614	3.9	2.5	0.32	1.8	1.3		
21	950407	3	7	1.8	19.010	98.641	5.7	1.4	0.55	1.0	0.9		
22	950414	14	43	56.8	18.988	98.568	5.9	2.1	0.51	0.6	0.5		
23	950424	0	45	6.2	19.030	98.641	7.0	2.1	0.42	1.6	1.3		
24	950429	18	13	59.8	19.050	98.648	4.8	2.2	0.49	0.2	0.4		
25	950501	12	26	10.8	19.038	98.616	3.3	1.8	0.28	0.6	1.9		
26	950502	3	41	3.1	18.988	98.613	2.8	2.1	0.03	0.1	0.1		
27	950502	10	46	34.0	19.012	98.647	8.0	2.4	0.03	0.1	0.1		
28	950502	20	5	53.2	19.048	98.621	0.9	2.2	0.01	0.1	0.2		
29	950506	14	35	11.0	19.036	98.628	5.6	1.4	0.40	0.4	0.5		
30	950508	9	46	5.9	19.035	98.659	3.1	1.9	0.46	0.7	0.8		
31	950511	3	49	1.3	19.020	98.620	3.2	1.4	0.08	0.1	0.2		
32	950517	3	22	16.5	19.034	98.633	8.0	2.3	0.52	1.9	1.7		
33	950520	7	39	46.5	19.028	98.615	4.9	1.8	0.43	0.5	0.7		
34	950520	17	58	14.9	19.023	98.625	2.6	1.6	0.17	0.4	0.8		
35	950522	7	50	26.9	19.031	98.628	5.2	2.1	0.40	1.1	1.4		
36	950527	2	38	26.6	19.035	98.655	4.2	1.3	0.12	1.2	0.8		
37	950527	9	35	42.3	19.018	98.629	5.5	1.5	0.15	0.2	0.2		
38	950529	03	46	14.9	19.083	98.597	0.9	1.5	0.06	0.2	0.7		
39	950529	6	17	48.6	19.011	98.627	4.5	2.1	0.22	0.8	0.6		
40	950529	9	27	11.9	19.032	98.615	2.7	1.8	0.18	0.5	0.7		

No.	FECHA A M D	T. ORIGEN H M S	LAT N	LONG W	PROF KM	MAG ¹	RMS ² SEG	ERH ³ KM	ERZ ⁴ KM
41	950529	12 30 32.6	19.061	98.665	2.0	2.0	0.17	0.9	1.7
42	950530	11 48 17.1	19.023	98.629	3.3	2.0	0.22	1.1	1.1
43	950530	12 34 54.0	19.027	98.641	3.4	2.0	0.37	0.9	0.9
44	950602	21 39 26.7	19.036	98.628	4.7	1.9	0.47	1.5	1.4
45	950604	7 58 5.7	19.036	98.643	5.9	2.1	0.43	1.6	1.3
46	950605	2 51 38.5	19.025	98.618	4.9	1.5	0.23	0.3	0.3
47	950608	16 29 44.5	19.023	98.624	4.7	1.5	0.06	0.1	0.1
48	950610	9 36 17.6	19.028	98.641	5.2	1.7	0.37	1.6	1.3
49	950612	1 59 17.4	19.026	98.629	4.2	2.0	0.18	0.5	1.0
50	950612	4 34 18.2	19.031	98.629	5.7	2.1	0.28	0.8	0.9
51	950614	7 2 32.3	19.036	98.641	5.4	1.8	0.09	0.2	0.1
52	950617	20 15 44.3	19.028	98.631	4.1	1.4	0.06	0.1	0.1
53	950621	3 19 24.3	19.036	98.664	4.9	2.2	0.40	0.6	0.5
54	950626	19 28 41.9	19.039	98.657	6.4	1.5	0.14	1.9	0.9
55	950627	8 7 53.7	19.028	98.636	6.3	2.0	0.27	0.5	0.4
56	950703	9 51 18.6	19.025	98.607	2.7	1.5	0.10	0.4	0.9
57	950703	9 52 47.7	19.022	98.616	1.8	1.6	0.21	0.5	1.3
58	950703	15 2 0.9	19.027	98.626	3.9	1.6	0.08	0.1	0.1
59	950709	12 43 57.1	19.044	98.627	5.3	1.5	0.23	0.5	0.4
60	950710	5 5 56.1	19.025	98.637	5.8	1.9	0.23	0.8	0.8
61	950711	8 34 0.5	19.021	98.628	1.9	2.2	0.13	0.4	0.9
62	950718	09 46 35.7	19.022	98.652	6.2	2.4	0.16	0.5	0.5
63	950719	4 26 34.5	19.059	98.637	2.9	2.4	0.15	0.3	0.2
64	950719	15 50 54.5	19.007	98.662	7.2	2.4	0.17	0.6	0.4
65	950720	21 41 6.7	19.022	98.632	5.7	2.4	0.25	0.2	0.2
66	950723	10 46 3.3	19.032	98.615	2.7	2.3	0.18	0.7	0.9
67	950724	23 49 26.4	19.035	98.628	3.3	2.0	0.33	0.4	0.4
68	950728	3 33 22.4	19.044	98.644	10.0	2.4	0.60	1.4	0.7
69	950802	1 36 36.6	18.987	98.538	7.7	2.2	0.22	0.6	0.7
70	950806	1 26 25.3	19.037	98.639	5.8	2.3	0.50	0.5	0.5
71	950809	20 38 8.2	19.023	98.610	2.7	2.1	0.02	0.1	0.1
72	950811	4 8 27.7	19.063	98.619	4.9	2.2	0.51	1.2	1.3
73	950811	10 8 46.2	19.036	98.634	5.1	2.4	0.50	1.2	1.2
74	950816	15 37 18.6	19.030	98.626	2.1	2.5	0.06	0.1	0.1
75	950826	9 36 58.3	19.035	98.629	3.0	2.4	0.04	0.1	0.1
76	950827	0 8 21.0	19.024	98.631	3.1	2.5	0.25	0.3	0.5
77	950905	11 52 37.9	19.020	98.614	0.0	2.4	0.12	0.1	0.0
78	950909	7 26 11.0	18.962	98.562	7.1	2.2	0.19	1.3	0.8
79	950910	01 18 35.1	19.027	98.676	10.5	2.5	0.30	1.6	1.3
80	950923	13 1 37.4	19.030	98.797	1.0	2.2	0.00	0.0	0.0
81	951010	10 45 10.4	19.073	98.631	5.6	1.7	0.23	1.2	1.0
82	951024	19 33 30.7	19.026	98.627	0.9	2.5	0.00	0.0	0.1

No.	FECHA A M D	T. ORIGEN H M S	LAT N	LONG W	PROF KM	MAG ¹	RMS ² SEG	ERH ³ KM	ERZ ⁴ KM
83	951028	19 23 36.0	19.090	98.696	8.1	2.1	0.20	0.2	0.2
84	951031	10 9 58.6	18.983	98.580	1.0	2.6	0.00	0.0	0.0
85	951110	23 52 57.7	19.041	98.616	5.7	2.1	0.19	0.2	0.3
86	951115	01 59 39.2	19.036	98.601	10.4	2.4	0.25	1.0	0.8
87	951115	19 42 46.3	19.025	98.644	7.4	2.2	0.22	0.4	0.4
88	951117	13 50 13.5	19.025	98.619	5.0	1.8	0.11	0.0	0.1
89	951130	22 29 59.9	19.028	98.651	1.0	2.3	0.00	0.0	0.0
90	951207	23 03 10.0	19.030	98.644	8.3	2.1	0.05	0.4	0.8
91	951208	22 48 41.0	18.976	98.551	5.3	2.6	0.18	0.6	0.5
92	951209	12 55 31.6	19.029	98.642	8.3	2.5	0.04	0.4	0.9
93	951209	19 32 18.0	18.924	98.510	9.3	2.2	0.00	0.0	0.0
94	951212	10 50 09.0	19.034	98.632	0.0	2.1	0.03	0.2	0.0
95	951212	21 30 40.2	18.943	98.521	8.8	2.6	0.05	0.6	0.1
96	951219	9 34 33.0	19.038	98.603	8.3	2.0	0.04	0.2	0.9

1. MAG: magnitud del temblor en función de la duración de sismo.
2. RMS: Raíz Media Cuadrática del Error de tiempos residuales en seg.
3. ERH: error estándar del epicentro en km $ERH = \sqrt{SDX^2 + SDY^2}$, donde SDX y SDY son los errores en latitud y longitud del epicentro.
4. ERZ: error estándar de la profundidad focal en km.

ANEXO 2

Valores de $\langle Q_c \rangle$ obtenidos a las frecuencias de 6 y 12Hz en
ventanas de 25 seg, a partir de 2ts

VALORES DE $\langle Q_c \rangle$ Y σ DE LOS EVENTOS ANALIZADOS

No.	6 Hz		12 Hz	
	$\langle Q_c \rangle$	σ	$\langle Q_c \rangle$	σ
1	329	9	434	20
2	318	37	378	22
3	179	15	287	21
4	215	11	361	29
5	297	14	444	40
8	224	10	473	58
9	338	15	685	38
10	292	30	452	15
11	330	26	762	77
12	614	39	721	50
13	284	30	470	28
14	251	10	894	20
15	361	26	386	20
16	335	15	653	50
17	907	55	*	*
18	359	22	449	51
19	184	12	283	38
20	197	13	369	34
21	328	19	500	26
22	353	16	759	37
23	536	17	867	92
24	484	10	1233	50
25	514	83	395	81
26	340	18	541	2
27	580	49	638	20
28	579	10	617	15
29	1011	50	422	29
30	544	20	627	77
31	363	19	418	40
32	429	27	1008	106
33	273	16	375	19
34	643	25	670	73
35	516	31	378	31
36	769	20	422	30
37	505	53	435	28
38	508	20	1199	100
39	764	48	529	66
40	485	46	603	62
41	490	25	677	53
42	649	30	568	35
43	946	1	616	33
44	740	67	1708	35
45	562	14	573	31
46	324	18	605	38

No.	6 Hz		12 Hz	
	$\langle Q_c \rangle$	σ	$\langle Q_c \rangle$	σ
47	*	*	596	50
48	655	20	582	36
49	412	18	799	71
50	470	31	640	72
51	576	16	424	34
52	*	*	963	50
53	439	35	590	32
54	674	34	1085	102
55	430	20	528	19
56	620	25	*	*
57	470	39	630	39
58	616	25	656	73
59	*	*	836	53
60	367	49	357	85
61	446	31	533	37
63	*	*	619	43
65	*	*	582	32
66	*	*	644	85
67	939	29	*	*
68	533	22	501	51
69	301	31	448	18
70	367	21	692	30
71	*	*	937	23
72	681	25	765	46
73	397	32	476	58
74	*	*	1042	45
75	*	*	669	46
76	*	*	916	39
77	304	18	304	22
78	471	36	746	49
80	370	15	435	23
81	522	46	*	*
84	486	26	628	43
85	632	13	500	97
87	418	5	915	51
88	336	33	587	39
89	685	10	1134	115
90	571	23	1305	81
91	531	30	848	93
92	*	*	2329	126
93	366	14	631	30
94	708	40	*	*
95	408	10	619	33
96	599	18	567	34

* Valores de $\langle Q_c \rangle$ con errores (σ) mayores al 25%

AGRADECIMIENTOS

Todo mi reconocimiento y gratitud al Dr. David Novelo Casanova por el apoyo, cuidado e interés mostrado durante el desarrollo de este trabajo.

Mi agradecimiento al Dr. Carlos Valdés por su ayuda en el aspecto de computación y por las críticas y acertadas sugerencias, así como por la revisión de la tesis.

Al Dr. Servando de La Cruz, al Dr. Mario Ordaz, al Dr. Juan Manuel Espíndola, al Dr. Gerardo Carrasco, al Dr. Ramón Zúñiga y a la Dra. Ana Lilian Martín, por el tiempo dedicado en la revisión de la tesis y por sus comentarios y valiosas aportaciones.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres y en especial al M. en I. Roberto Quaas por el apoyo, por las facilidades prestadas y por la instalación y mantenimiento de las estaciones sismológicas, a la Ing. Bertha López por su desinteresada ayuda. Asimismo a todas aquellas personas que de alguna manera contribuyeron e hicieron posible la terminación de este trabajo.

Un sincero agradecimiento a mis padres, hermanos y a Carlos por su confianza y apoyo durante todo este tiempo.