

03060
11



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

LA PRESENCIA DE FAMILIAS DE TEMBLORES EN LA
SISMICIDAD ASOCIADA A LA ERUPCION DEL 21 DE
NOVIEMBRE DE 1998 DEL VOLCAN DE COLIMA Y SU
RELACION CON EL PROCESO ERUPTIVO.

Envío a la Dirección General de Bibliotecas.
UNAM a difundir en formato electrónico e impres.
Contenido de mi trabajo recepciona
NOMBRE: Araceli Zamora
Camacho
FECHA: 30 de junio 2003
FIRMA: Zamora Camacho Araceli

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

MAESTRA EN CIENCIAS

P R E S E N T A :

ARACELI ZAMORA CAMACHO

DIRECTOR DE TESIS: DR. JUAN MANUEL ESPINDOLA CASTRO

UNAM
POSGRADO



2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

PAGINACIÓN DISCONTINUA

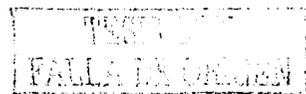
Con todo mi cariño:

**A *mis padres* Elisa Camacho Méndez,
Rogelio Zamora Santillán**

A mis hermanos Alvaro, Eduardo y Rogelio

**A Itzel, Alejandra, Eduardo, Aline, Stephanie y
Mariana**

**A mis amigos, Acela, Laura, Paty, Lulú, Miguel
Angel, Fernando, Pedro, Miguel, Osbaldo,
Salvador y Edgar**



AGRADECIMIENTOS

Deseo hacer patente mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que colaboraron de alguna manera en la realización de este trabajo:

Muy especialmente al Dr. Juan Manuel Espíndola Castro, por su dirección en el desarrollo de este trabajo.

A los Dres. José Luis Macías Vázquez, Luis Quintanar Robles, Servando De la Cruz Reyna y Sergio Rodríguez Elizarraras, por aceptar formar parte del comité y jurado para el examen de grado, así como por sus comentarios y correcciones.

Al M. en C. Zenón Jiménez Jiménez, por proporcionarme el modelo de velocidades con el que se realizaron las localizaciones de los hipocentros, así como su asistencia en el análisis de los registros sísmicos.

Al M. en C. Gabriel Reyes Dávila Jefe de RESCO, quien además de poner a nuestra disposición la información sísmica del volcán de Colima, me asesoró con paciencia y gentileza en diferentes aspectos de su interpretación.

A José Luis Álvarez García, quien amablemente lo revisó.

A CONACYT, por haberme otorgado una beca de febrero de 2001 a diciembre de 2002, periodo de mis estudios de maestría.

A la DGEP, por haberme otorgado un complemento de beca de febrero de 2001 a diciembre de 2002, periodo de mis estudios de maestría.

A la DGAPA que, a través del proyecto PAPIIT IN111801, concedió el apoyo financiero para la realización de esta investigación.

Finalmente, aunque no en menor grado, a la Universidad Nacional Autónoma México (UNAM), por la educación que me ha brindado y en particular al Instituto de Geofísica, que ha puesto a mi disposición su infraestructura docente y material para contribuir a mi formación académica.

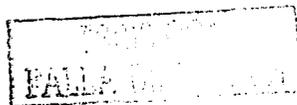
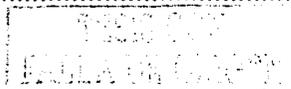


TABLA DE CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE CUADROS	vi
RESUMEN	vii
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 La sismicidad volcánica	4
1.2.1 Clasificación de los sismos volcánicos	4
1.2.2 Algunos aspectos de la estadística de los sismos volcánicos	7
1.2.3 Familias de temblores	8
2. AMBIENTE TECTÓNICO, HISTORIA ERUPTIVA Y LA SISMICIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA	11
2.1 Ambiente tectónico	11
2.2 Historia eruptiva del volcán de Colima	13
2.3 Antecedentes de la Red Sísmica Telemétrica de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO)	15
2.4 Actividad sísmica del volcán de Colima	18
3. LA ERUPCIÓN DE 1998 Y LA SISMICIDAD ASOCIADA	21
3.1 La erupción de 1998	21
3.2 Antecedentes generales de la actividad sísmica	24
3.3 Localización de los eventos analizados en el periodo 20 de marzo de 1998 y el 28 de febrero de 1999	30
3.4 Localización de hipocentros	33
3.5 Análisis de las familias de sismos en el Volcán de Colima	36
4. MASA EMITIDA COMO FUNCIÓN DEL TAMAÑO, PROFUNDIDAD Y CARACTERÍSTICAS INTERNAS DE LA CÁMARA MAGMÁTICA	49
4.1 Introducción	49
5. CONCLUSIONES	61
REFERENCIAS	63



LISTA DE FIGURAS

1. a) Ambiente tectónico del área de Colima, b) Las líneas continua representan las posibles posiciones de subducción de la placa d Cocos, (modificado de Garduño *et al.*, 1998) 12
2. Mapa de localización de las estaciones de la Red de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO) 18
3. Sismograma correspondiente a la sismicidad del 19 de noviembre de 1998 en la estación Volcancito (EZV7) 25
4. Sismograma correspondiente a la sismicidad del 21 de noviembre de 1998 en la estación Volcancito (EZV7) 26
5. Sismograma correspondiente a la sismicidad del 22 de noviembre de 1998 en la estación Volcancito (EZV7) 27
6. Sismograma (arriba), espectro de frecuencia (en medio) y espectrograma (abajo) para sismos tipo A y B típicos 29
7. a) Número total de eventos registrados durante el periodo del 2 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999. La erupción comenzó el 21 de noviembre de 1998, los números representan lo enjambres de temblores y b) muestra la evolución de la sismicidad durante el periodo 31
8. Modelo de velocidades utilizado para la localización de los hipocentros de la sismicidad de el Volcán de Colima 33
9. Hipocentros de la sismicidad asociada al volcán de Colima durante el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999..... 34
10. Muestra de valores típicos de la función de correlación entre diversas señales. a) Valor máximo de correlación 0.28, b) valor máximo de correlación 0.50, c) valor máximo de correlación 0.96 .. 38

TESIS CON
FALLA DE CALIFICACIÓN

11.	Evolución de los focos sísmicos del volcán de Colima de $M_c \geq 2$ ocurridos del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero 199. Obsérvese que los elementos de la familia 2 ocurrieron a lo largo de seis meses, de tal forma que representa a una familia de larga duración	41
12.	Eventos de la Familia 1 en la estación Nevado (EZV3), y el valor de la correlación cruzada	43
13.	Eventos de la Familia 2 en la estación Nevado (EZV3), y el cuadro de los valores de correlación cruzada	44
14.	Eventos de la Familia 3 en la estación Nevado (EZV3), y la tabla de los valores de la correlación cruzada	45
15.	Eventos de la Familia 4 en la estación Nevado (EZV3), y la tabla de valores de la correlación cruzada	45
16.	Eventos de la Familia 5 en la estación Nevado (EZV3) y la tabla de valores de la correlación cruzada	46
17.	Eventos de la Familia 6 en la estación Nevado (EZV3) y el valor de la correlación cruzada	46
18.	Modelo gravimétrico Medina <i>et al.</i> (1996), la sismicidad de 1998 las familias de temblores	48
19.	Representa la cámara magmática sometida a una presión uniforme p_0 , altura L y radio R	54
20.	Resultados para varios casos de descompresión y la cantidad de masa arrojada	58

TESIS CON
FALLA DE ...

LISTA DE CUADROS

1.	Descripción de la principal actividad eruptiva de tipo explosivo del volcán de Colima a partir de 1650	14
2.	Cronología de los trabajos de campo en la región de Colima para la instalación de las estaciones que forman la RESCO (Castellanos y Jiménez, 1995)	17
3.	Coordenadas geográficas de las estaciones de la Red de Monitoreo del volcán Colima, (Zobin <i>et al.</i> , 2002); y su localización en la figura 2	17
4.	Periodos de máxima actividad sísmica de 1997 y 1998 de acuerdo con Zobin <i>et al.</i> (2002)	28
5.	Periodo y número de eventos por enjambre durante el periodo de análisis	31
6.	Sismograma (arriba), espectro de frecuencia (en medio) y espectrograma (abajo) para sismos tipo A y B típicos	34
7.	Número de sismos en cada intervalo de magnitud de coda	35
8.	Grupos de eventos similares por forma de onda y profundidad ..	36
9.	Profundidad y magnitud de coda ($M_c \geq 2$) para los eventos de cada familia de temblores ocurridos en el periodo del 20 de marzo de 1988 al 28 de febrero de 1999	40
10.	Número de familia, periodo, número de elementos, profundidad y tipo de familia	42
11.	Errores promedio encontrados en la localización de los hipocentros de las familias de temblores	42
12.	Valores de las constantes utilizados en la modelación de cámara magmática	56

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

Se presentan los resultados del análisis de la sismicidad registrada en el área del volcán de Colima en el periodo comprendido entre el 20 de marzo de 1998 y el 28 de febrero de 1999. Dicha sismicidad está asociada a la actividad eruptiva de este volcán, misma que culminó con la formación de derrames de bloques y cenizas en noviembre de 1998.

De 9886 sismos registrados digitalmente por la Red Sismológica de Colima (RESCO), se seleccionaron 795 por haber sido registrados en al menos tres estaciones y tener claro el inicio de la onda P, lo cual permitió una localización confiable. Para este propósito se utilizó el programa iterativo HYPO71 (Lee *et al.*, 1978) y un modelo de velocidades propuesto por Jiménez *et al.* (1995). La localización de estos eventos muestra que los focos del 93% de los mismos rodean una zona que coincide con un cuerpo propuesto por Medina *et al.* (1996) para modelar la anomalía de Bouguer en el área del volcán.

Los sismos localizados fueron analizados en cuanto a la semejanza de sus formas de onda para establecer su similitud y por ende su origen en una fuente común. La similitud entre señales se determinó por medio de la correlación cruzada entre 254 sismos tectono-volcánicos con magnitudes de coda en el intervalo $2.0 \leq M_c \leq 3.0$. Determinamos la existencia de seis familias de temblores, cinco de ellas de corta duración (2 a 7 días) y una de larga duración (6 meses). En los registros de las estaciones Nevado (EZV3), Soma (EZV4) y Yerbabuena (EZV5), los valores de correlación fluctúan entre 0.52 y 0.96, que indican gran semejanza entre las señales.

Las familias de temblores indican un estado de sobrepresión y fallamiento progresivo en comparación con un proceso de fallamiento

viii
caótico en el que las formas de onda de los distintos eventos son
difícilmente semejantes. En este sentido es notable que después de la
principal emisión de masa en noviembre de 1998 no se produjeron más
elementos de estas familias, ni se generaron nuevas.

Finalmente se realizó una síntesis de los datos obtenidos con relación
al modelo gravimétrico de Medina *et al.* (1996), y aplicamos el modelo de
masa emitida de Bower y Woods (1988) como un modelo de la erupción
del volcán de Colima del 21 de noviembre de 1998.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El volcán de Colima, también conocido como volcán del Fuego (19.51°N, 103.62°W, 3860 msnm), situado entre los estados de Colima y Jalisco a los que sirve como marcador de límite estatal, es bien conocido como uno de los más activos de México. El registro histórico de sus erupciones incluye cerca de 32 eventos con diversos estilos de erupción; algunos de ellos muy explosivos. Sin embargo el registro geológico incluye además eventos de mucho mayor magnitud como avalanchas de escombros que involucran movimientos en masa de grandes proporciones. Por esta razón y por el riesgo que implica para la población y sus actividades alrededor del volcán, ha sido, históricamente, objeto de interés, tanto general como científico. Los numerosos reportes de la época colonial y el establecimiento de un observatorio en Ciudad Guzmán durante el porfiriato son evidencias de tal interés. No obstante, sólo en las últimas décadas, tanto por el desarrollo científico como por la mejor percepción que las autoridades tienen del riesgo, se ha procedido a instrumentar diversas técnicas para la observación cuantitativa de su comportamiento. Entre las más notables se debe hacer mención el despliegue de un sistema de monitoreo sísmico, materializado en la Red Sismológica de Colima (RESCO) que, aunque contempla la observación de la sismicidad general de la región, fue motivada y pone un énfasis especial en la observación del volcán (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1988). Similar interés han puesto



investigadores del vecino estado de Jalisco quienes ahora cuentan con estaciones sismológicas desplegadas en la vecindad del volcán sobre el territorio de ese estado. El estudio de este volcán está ampliamente apoyado en su impacto regional, pero además, desde un punto de vista meramente científico puede considerarse como un "dispositivo experimental" natural para estudiar los procesos físicos y químicos en volcanes activos y por lo tanto entender mejor lo que ocurre en otros volcanes de nuestro país y contribuir adicionalmente a los conocimientos globales de la vulcanología sobre estos procesos.

Que el peso de la observación sea puesto en la sismicidad no es sorprendente, pues es la técnica que en el ámbito global ha sido más ampliamente utilizada, las razones son múltiples y en este trabajo no se pretende exponerlas, pero se debe recordar que desde la antigüedad ha sido conocida la actividad sísmica como premonitoria de la actividad eruptiva y precisamente los avances en la sismología han permitido un mejor empleo de la actividad sísmica como medio de prognosis sobre la actividad volcánica. El análisis de la información sísmica para evaluar el peligro volcánico ha dado grandes pasos que han sido requeridos por la necesidad cada vez más grande de precisar la probabilidad de una erupción catastrófica. No basta saber que un aumento en la sismicidad asociada a un volcán puede ser premonitoria a una erupción volcánica, el aumento en la actividad humana en los ambientes volcánicos hace necesario establecer otras características de la sismicidad que anuncian una erupción. Esto es de gran importancia en el desempeño de los organismos de Protección Civil, por lo que es esencial tomar las medidas proporcionales a la peligrosidad estimada con cierta confiabilidad. Un ejemplo de decisiones erróneas tomadas con base en análisis deficientes de la información es el de la crisis volcánica de 1976 en el volcán la Soufriere de Guadeloupe, una isla francesa del Caribe. Allí, un incremento de la sismicidad volcánica y otras manifestaciones volcánicas condujeron



a una evacuación masiva de la población que resultó en enormes problemas económicos y sociales por una esperada erupción catastrófica que nunca ocurrió (Fiske, 1984). Los conocimientos sobre la sismicidad volcánica han avanzado mucho desde esas fechas; pero aún se dista de lograr el aprovechamiento más completo que puede proporcionar la información sísmica para los efectos mencionados. Los aspectos predictivos relacionados con la misma son por otro lado numerosos, los asociados con los mecanismos de fuente han ciertamente experimentado una atención particular que ha resultado en una identificación de los mecanismos de generación inexistente hace algunas décadas y han permitido remontar la clasificación meramente descriptiva. Otros aspectos permanecen sin embargo menos explorados y es de esperarse que sólo una descripción completa de las numerosas facetas de la actividad sísmica de otros eventos eruptivos permita el análisis inductivo-deductivo requerido para encontrar todos los elementos de prognosis que ofrece la observación sismológica de los volcanes activos.

El presente trabajo pretende contribuir a este caudal de información ofreciendo el análisis de la actividad sísmica relacionada con la erupción del volcán de Colima del 21 de noviembre de 1998 (el periodo estudiado es el comprendido entre el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999). Algunas de las características de esta actividad fueron reportadas previamente por Domínguez *et al.* (2001) y por Zobin *et al.* (2002); sin embargo algunas de las particularidades de la sismicidad que se describen aquí no habían sido reportadas.

Con el objetivo indicado se contaron y seleccionaron los eventos sísmicos registrados claramente en al menos tres estaciones de la RESCO durante el periodo de estudio. Posteriormente se determinaron los tiempos de arribo de las ondas P y S respectivamente de los sismos seleccionados y se determinó su hipocentro con ayuda del método iterativo HYPO71. Una vez leídos y localizados los eventos, se seleccionaron aquellos eventos

sísmicos de mayor magnitud de coda (Mc) ocurridos durante el periodo y se procedió a separarlos en grupos por la similitud de su forma de onda y su profundidad focal. Para determinar cuantitativamente la similitud entre ondas sísmicas, se aplicó el método de correlación cruzada en el dominio del tiempo, así fue posible determinar la existencia de familias de temblores.

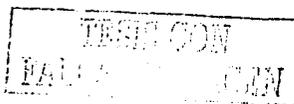
Se presenta, adicionalmente, una síntesis de los datos obtenidos con relación a un modelo gravimétrico del área de Medina *et al.* (1996), y finalmente la aplicación de un modelo de masa emitida debido a Bower y Woods (1988) como una propuesta de la erupción referida.

1.2 LA SISMICIDAD VOLCÁNICA

1.2.1 Clasificación de los sismos volcánicos

La actividad sísmica en zonas volcánicas está relacionada con la presencia de un cuerpo magmático bajo el edificio volcánico. Esta actividad sísmica puede provenir de una diversidad de procesos; pero el más importante y directamente relacionado con una erupción es el aumento en la presión en la cámara magmática. En una zona volcánica ocurren también los eventos de la sismicidad tectónica regional, a la vez que los esfuerzos térmicos ocasionados por la cámara y otros procesos debidos a la presencia de la misma, pueden ocasionar señales sísmicas que constituyen la sismicidad de trasfondo (e.g. Espíndola *et al.*, 1991).

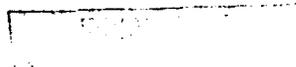
Como en todas las ciencias, el primer esfuerzo por entender un fenómeno conduce a la clasificación de sus manifestaciones. En el caso de la sismicidad volcánica un esfuerzo temprano fue debido a Omori (en Minakami, 1960), quien clasificó los eventos registrados en áreas



volcánicas como de tipo A y B, siendo los de tipo A aquéllos no relacionados con explosiones volcánicas, y de tipo B los directamente relacionados con explosiones. Esta clasificación fue retomada por Minakami (1974), quien, a partir de la sismicidad de varios volcanes japoneses y hawaianos, realizó una clasificación más detallada de los sismos volcánicos. Su clasificación, que ha sido ampliamente utilizada, es la siguiente:

- 1) Sismos Tipo A: Son sismos similares a los eventos de la sismicidad tectónica normal con fases P y S impulsivas bien definidas. Sus hipocentros en zonas volcánicas ocurren a profundidades entre 1 y 20Km bajo el edificio volcánico.
- 2) Sismos Tipo B: La forma de onda de estos sismos es conspicuamente diferente de la de los sismos tectónicos ordinarios. Su fase P puede ser emergente, la S poco clara y ocurren a profundidad somera. En comparación con los tectónicos son claramente deficientes en altas frecuencias.
- 3) Explosiones: Señales ocasionadas por las explosiones volcánicas con la fase aérea presente. El contenido de frecuencias y la forma de onda de estas señales es similar al de las tipo B.
- 4) Tremor: Señal continua por periodos prolongados. Eventos de baja frecuencia que Minakami identifica como enjambres de sismos tipo B o de explosión.

Desde que Minakami publicó los trabajos en que catalogaba a los sismos volcánicos, han ocurrido un buen número de erupciones que han permitido aumentar el caudal de datos, a la vez que se ha dado un avance en la interpretación teórica de los mismos. Actualmente se acepta en general que las características de los sismos le son impartidas por las fuentes que los generan, y que, en zonas volcánicas, están relacionadas con dos procesos fundamentales: fallamiento de la roca encajonante y



circulación de fluidos volcánicos. Ambos mecanismos dan lugar a señales que, generalizando la terminología de Minakami, se pueden designar como de tipo A y B.

Debido a que ambos tipos de señales se distinguen esencialmente por su contenido de frecuencias, un número de investigadores se refiere actualmente a ellos como señales de alta frecuencia y señales de baja frecuencia. Un tercer tipo de señales comunes en volcanes se ha designado en este contexto como señales híbridas por poseer características comunes a ambos tipos. Estas señales son deficientes de altas frecuencias, aunque en menor proporción, poseen inicios emergentes y fases S poco claras (Lahr *et al.*, 1994).

El tremor volcánico, nombre con el que se designa a toda señal continua que se registra por periodos mucho mayores que los de un evento aislado, permanece sin cambio en ambas nomenclaturas. El tremor puede a su vez clasificarse por su forma de onda y contenido de frecuencias. Un tipo muy particular de ellas se caracteriza por gran monocromaticidad y consistencia. Este tipo de señales, llamadas tremor armónico, se debe a la resonancia en los conductos volcánicos de los gases magmáticos y se genera a niveles superficiales. Otros tipos de tremor han sido designados de forma *ad hoc* y con nombres descriptivos de su apariencia en los registros; por ejemplo espasmódico, modulado, etc. El origen del tremor armónico puede ser muy variado, además del mencionado anteriormente puede consistir en un enjambre de eventos de baja frecuencia traslapados y por lo tanto tener el mismo origen que estos últimos.

En general la sismicidad de alta frecuencia se presenta con eventos cuya máxima magnitud es de alrededor de 3, aunque eventualmente pueden ser de 4 ó 5 y excepcionalmente hasta de 6. La sismicidad de baja frecuencia suele ser de menor magnitud y es en general más superficial que la anterior. Ejemplos de este tipo de sismos pueden encontrarse en la sismicidad asociada a las erupciones del Redoubt de



1989-1990 (Lahr *et al.*, 1994) y del Chichón de 1982 (Havskov *et al.*, 1983; Jiménez *et al.*, 1999)

1.2.2 Algunos aspectos de la estadística de los sismos volcánicos

Dado que la actividad sísmica asociada a erupciones volcánicas ocurre como enjambres sísmicos, se han estudiado sus características grupales. Entre éstas el estudio de su estadística indica que el valor de b de los sismos volcánicos, en el ajuste lineal de la distribución frecuencia-magnitud, es generalmente mayor a 1.5, mientras que el de los enjambres de sismos tectónicos es cercano a 1.

Medina y Jiménez (1982) calcularon un valor de $b=1.33$ para el área de Colima basándose en 45 eventos de magnitud entre 0.7 y 3.4. Weimer y McNutt (1996) investigaron el comportamiento del valor de b por elemento de volumen bajo los volcanes Mt. Saint Helens y Mt. Spurr y encontraron volúmenes de valores anómalamente altos a profundidades que coinciden con la localización supuesta de la cámara magmática.

Yokoyama *et al.* (1992) estudiaron la sismicidad posterior a las erupciones de abril de 1982 del volcán Chichón y encontraron que el decaimiento de los sismos puede ajustarse por una función exponencial, tal como el decaimiento en el número de réplicas de los sismos tectónicos; sin embargo, Mori *et al.* (1996) encontraron, que los sismos posteriores a la erupción del Pinatubo de 1991 se ajustaban mejor con una ley de potencia.

Tanto este último aspecto como la diferencia en el valor de b radica en la distinta forma en que se produce el fallamiento de la roca en el caso

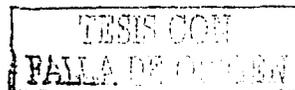
tectónico y en el caso volcánico. El primer caso se explica generalmente en términos de la actuación de asperezas a lo largo de un plano de falla, donde luego de la dislocación a través de la aspereza principal se produce el fallamiento en asperezas menores. En el caso de sismicidad tectono-volcánica el fallamiento de la roca no implica dislocación en asperezas sistemáticamente menores, por lo que no se presenta un sismo mayor seguido de réplicas menores y ocurren varios de los sismos de mayor magnitud. La diferencia se plasma directamente en las estadísticas de ambos tipos de enjambres sísmicos.

1.2.3 Familias de temblores

El análisis de la sismicidad en enjambres sísmicos ha revelado que existen conjuntos de eventos cuya forma de onda es muy similar. Estos eventos ocurren en hipocentros muy cercanos y su parecido es consistente en los registros de las diferentes estaciones, por lo que puede inferirse con confianza que fueron generados por la misma fuente.

Este aspecto ha sido reconocido tanto en enjambres de temblores volcánicos como tectónicos y su relevancia ha sido analizada en varios contextos. Con respecto a los sismos volcánicos, la existencia de grupos de temblores con forma de onda semejante ha sido puesta de manifiesto por varios investigadores como resultado del estudio de la sismicidad de diferentes volcanes y se ha acuñado el término de "*familias de temblores*" para designarlos.

Uno de los primeros trabajos acerca del tema es el de Hamaguchi y Hasegawa (1975), quienes localizaron los focos de las réplicas del sismo de Toachi-Oki, Japón, de 1968 en sitios cercanos y, habiendo determinado



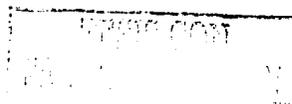
que sus formas de ondas eran similares, llegaron a la conclusión de que fueron generados bajo las mismas condiciones mecánicas.

Ishida y Kanamori (1978) re-localizaron los eventos ocurridos durante el periodo de 1960 a 1970 que fueron previos al sismo de San Fernando de 1971 y registrados en la estación en Pasadena (ubicada a 40 Km del epicentro). Estos autores encontraron que los eventos ocurrían dentro de un área de 35 Km de la distancia epicentral del sismo principal y observaron una marcada similitud en la forma de onda de 5 sismos precursores que ocurrieron durante un periodo de 2 años (1969 a 1971) antes del evento principal. Los autores sugerían estudiar estos eventos en otros temblores por su interés premonitorio.

Más tarde Geller y Muller (1980) estudiaron 4 sismos de $M_L = 2.7$ ocurridos en la Falla de San Andrés, en California Central, en el periodo comprendido de diciembre de 1977 a abril de 1979. Estos investigadores determinaron que los sismos con forma de onda similares tiene fuentes cuya separación no excede $1/4$ de la distancia de la longitud de onda más corta en el intervalo de similitud. En su caso la frecuencia más alta fue de 16 Hz, por lo que la longitud de onda mas corta es de alrededor de 100 m, con lo cual determinaron que los sismos semejantes ocurrieron con una proximidad de unos 25 m, lo cual sugiere la continuación del fallamiento a lo largo de un mismo plano de fallamiento.

Pechmann y Kanamori (1982) estudiaron las señales digitales de los sismos precursores y las réplicas con M_L 2.0 - 2.8 del sismo de $M_L = 6.6$ ocurrido en 1979 en el Valle Imperial, California. Ellos encontraron que existe un parecido entre las formas de onda de los eventos que forman una "*familia de sismos*" con un valor promedio mínimo de correlación de 0.60 y un máximo de 0.74.

Para el caso de sismos volcánicos, Nishimura *et al.* (1992) realizaron observaciones de un enjambre constituido por 143 sismos de baja frecuencia (BF) ocurrido en el periodo de enero-febrero de 1988 en el



volcán Tarumai, Japón. El análisis de correlación de los sismogramas digitales reveló la existencia de 21 familias de sismos, en las que los elementos de cada familia se registraron cada 24 horas por 23 días a partir de la aparición del primero, que se registro 4 días después de una explosión volcánica.

Recientemente, Zamora-Camacho (2001) reportó la existencia de 3 familias de temblores tectono-volcánicos o tipo A en el volcán Popocatépetl, ocurridas en el periodo de septiembre a diciembre de 1995. Las familias presentaron un valor mínimo de correlación de 0.5 y un máximo de 0.91.

Al hablar de similitud de las formas de onda y su generación por una misma fuente, surge la cuestión de cuál es esta fuente común. Las familias de larga duración son atribuidas por Aki (1984) a la acción recurrente de una aspereza estable. Nishimura *et al.* (1992) atribuye la generación de las familias de corto tiempo de vida al fallamiento de porciones diferentes de una misma falla. La existencia de un aspereza actuando repetidamente en respuesta a la acumulación de esfuerzos puede darse a lo largo de tiempos prolongados durante la actividad sísmica, por lo que este mecanismo explica la generación de familias de larga duración. Por otra parte el fallamiento de las diferentes porciones de una misma falla ocurre en un periodo corto, por lo que el mecanismo explica la generación de eventos en familias de corta duración.

TESIS CON
FALLA DE REGISTRO

2. ANTECEDENTES: AMBIENTE TECTÓNICO, HISTORIA ERUPTIVA Y SISMICIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA

2.1 Ambiente tectónico

El volcán de Fuego de Colima o volcán de Colima es un estratovolcán andesítico (N19.51°, W103.62°, 3860 msnm) y forma parte, junto con el volcán El Cántaro (2900 msnm), el Nevado de Colima (4330 msnm) y el Paleofuego, del Complejo Volcánico de Colima, localizado en los estados de Colima y Jalisco. Dicho complejo volcánico tiene una alineación N-S y forma parte del gran cinturón volcánico conocido como Cinturón Volcánico Mexicano. El cono central del volcán de Colima presenta en la parte meridional dos conos adventicios, conocidos como "*los hijos del volcán*", cuya edad es desconocida. En el lado nororiental se encuentra un cono adventicio conocido como "*el volcancito*", que se formó en 1869.

El volcán de Colima, sin embargo, forma parte de un ambiente tectónico muy singular. Localizado en el graben de Colima, marca también uno de los vértices del llamado Bloque Jalisco, un segmento de la placa de Norteamérica sometida a tensión y posible *rifting* en sus márgenes. El volcán de Colima se encuentra aproximadamente a 170 Km de la trinchera del Pacífico y en las proximidades del margen entre las placas de Rivera y Cocos. El volcán se levanta sobre una corteza continental de 30 a 46 Km y la placa subducente se encuentra a 80 Km bajo el mismo (figura 1). De esta manera, su origen está ligado al del

Cinturón Volcánico Mexicano, pero sometido a las particularidades de un ambiente tectónico muy activo. La región muestra también un gran número de conos monogenéticos y su actividad sísmica es notable.

El volcán de Colima es el más activo del país, su historia eruptiva muestra una alta frecuencia de actividad volcánica de tipo explosivo, contándose por lo menos 29 erupciones mayores de tipo diverso en los últimos 420 años (Medina, 1983; De la Cruz, 1993). La sismicidad en el área se concentra a lo largo del límite NW del estado de Colima, borde SE del bloque Jalisco.

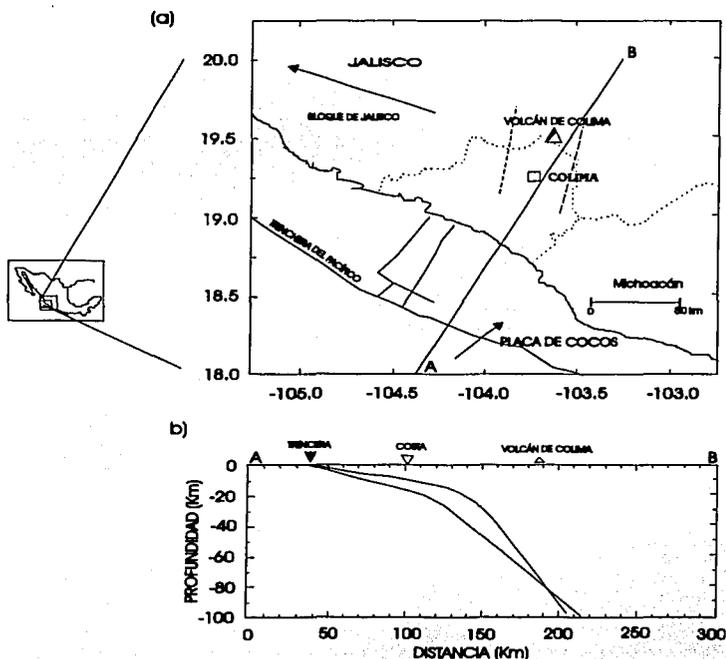


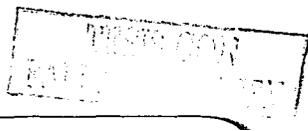
Figura 1. a) Ambiente tectónico del área de Colima. b) Las líneas continuas representan las posibles posiciones de subducción de la placa de Cocos (modificado de Garduño *et al.*, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2.2 Historia eruptiva del volcán de Colima

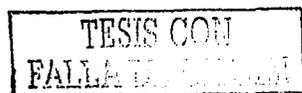
Los datos históricos conocidos sobre las erupciones del volcán de Colima datan de 1650, año en que el franciscano Antonio Tello describió las erupciones que tuvo el volcán en 1590, cuando se produjo una extraordinaria caída de ceniza, y en 1606 cuando ocurrió una fuerte explosión y la ceniza llegó hasta Michoacán. Desde esas fechas hasta el presente la actividad ha sido frecuente y la morfología del volcán ha cambiado drásticamente durante el periodo.

Sin embargo la actividad ha sido muy frecuente a lo largo de toda la vida del volcán. Los arqueólogos han fechado vestigios arqueológicos asociados a cenizas del volcán con fechas que datan de aproximadamente 2000 a.n.e. en el centro prehispánico La Campana, que ya había descrito el franciscano Antonio Tello, (Saucedo y Macías, 1999). Remontándonos a tiempos más remotos, la geología del área muestra otros depósitos de al menos 2600 años y depósitos de avalanchas ocurridas hace 4300 y 5600 años antes del presente (Saucedo y Macías, 1999). El análisis de los diferentes catálogos de datos entre 1560 y 1980 muestra 57 periodos de reposo (Medina, 1983), separados sobre todo por episodios de actividad efusiva de derrames de bloques y ceniza, muy similares a la actividad que ha presentado de julio de 1999 a mayo de 2003. El cuadro 1 muestra de manera resumida la principal actividad explosiva del volcán, que hace patente su peligrosidad y la necesidad de estudiarlo y vigilarlo sistemáticamente.



Fecha	Actividad
1585	Actividad explosiva con caída de ceniza a una distancia de aproximadamente 200 Km del volcán y una gran actividad sísmica (Arreola, 1915).
1606	Presentó dos explosiones tipo pliniano, las cenizas llegaron hasta el estado de Michoacán (Arreola, 1915), los flujos piroclásticos tuvieron que haber ocurrido en el lado sur-suroeste del volcán (Medina-Martínez 1983).
1622	Erupción explosiva en la que las cenizas llegaron a la ciudad de Zacatecas a una distancia de 400 Km del volcán.
1690	Presentó actividad pliniana que puede ser comparada con la de 1913.
1818	Actividad violenta y explosiva, Barcena (1887) mencionó que las cenizas llegaron a las ciudades de Guadalajara, Zacatecas, San Luis Potosí y Guanajuato; quizá la erupción más violenta que presentó en el siglo XIX.
1869 - 1872	Actividad explosiva que dio origen al cráter adventicio el Volcancito, los flujos de bloques de lava que corrieron por el lado NE una distancia aproximada de 400 m, observaron columnas densas de ceniza, (Barcena, 1887)
1903	Tuvo una serie de explosiones violentas con grandes estruendos que fueron escuchados en Tuxpan a 25 Km, fueron observadas emisiones de vapor, la ceniza llegó a Guadalajara y Uruapan, una distancia aproximada de 200 Km.
1913	Waiz (1915, 1935) describió la actividad como nubes ardientes y Saucedo (2001) la consideró como una de las actividades más explosivas, y violentas (tipo pliniana), la cual destruyó el domo y produjo una columna de 21 Km de altura.
1994	Actividad que culminó el 22 de julio con una explosión freatomagmática, dejando un cráter
1998-1999	Actividad de derrames de bloques y ceniza, que culminó el 21 de noviembre de 1998 con una explosión que destruyó el domo que se había formado en la erupción de 1994, posteriormente continuó con emisiones de gas. En general, en el siglo XX, tuvo 8 episodios eruptivos con flujos de bloques y ceniza

Cuadro 1. Descripción de la principal actividad eruptiva de tipo explosivo del volcán de Colima a partir de 1650.



2.3 Antecedentes de la Red Sísmica Telemétrica de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO).

Toda referencia a las características de la actividad sísmica asociada a la erupciones del volcán de Colima sólo puede hacerse en retrospectiva al momento en que se inició el registro de esta actividad. Por esta razón es necesario hacer una breve exposición sobre los orígenes de la observación sísmológica en el volcán.

La primera estación sísmológica establecida en el estado de Colima fue instalada en el Puerto de Manzanillo como parte del sistema del Servicio Sísmológico Nacional (SSN). La intención era registrar la actividad sísmica del área que, como se ha mencionado, es muy intensa. Dicha estación comenzó a funcionar en 1923 con 2 sismógrafos Wiecher, uno vertical con una masa de 80 Kg y el otro horizontal con 200 Kg de masa, ambos con magnificación de 80 y registro sobre papel ahumado.

En 1978 el Instituto de Geofísica de la UNAM, instaló en la Hacienda del Carmen, cercana a la ciudad de Colima, una estación sísmológica portátil, con registrador Kinematics de papel ahumado y un sismógrafo Willmore de periodo corto ($T=1$ seg); pero la estación sólo se mantuvo 270 días en operación. En 1983 se destinó una estación sísmológica portátil, con sensor Ranger SS1 y registrador Sprengnether MEQ-800 de papel ahumado, al monitoreo de la sismicidad del volcán de Colima, esta estación sólo funcionó por corto tiempo (Castellanos y Jiménez, 1995).

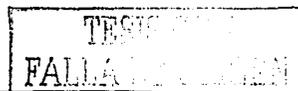
En 1985, el SSN en colaboración con el entonces existente Centro de Investigación en Ciencias Básicas (CICBAS) instaló un sensor en el cerro de La Cumbre, que se encuentra a 7 Km al sureste de la ciudad de Colima y a 30 Km del volcán de Fuego. Esta estación fue el antecedente de la estación sísmológica Colima (COL), que finalmente entró en operación el 1

de diciembre de 1985. La estación consta de las tres componentes, con sismómetros S-13 de periodo corto y registradores Teledyne. Cuenta además con un sistema para digitalizar la señal y transmitirla en tiempo real a la estación central ubicada en las instalaciones de la Universidad de Colima, (RESCO), en la ciudad de Colima. La estación opera ininterrumpidamente desde su instalación proporcionando datos de alta calidad sobre la sismicidad local (Castellanos y Jiménez, 1995, De la Cruz-Reyna *et al.*, 1988).

Con respecto a la sismicidad específica del volcán de Colima, su observación inicial fue esporádica, entre enero de 1986 y diciembre de 1988; personal del CICBAS desplegó algunas estaciones portátiles facilitadas por el Instituto de Geofísica de la UNAM. Estos trabajos contribuyeron a la posterior determinación de los sitios más adecuados para el establecimiento de una red permanente, misma que por aquellos años se propuso a las autoridades estatales y a los organismos de asistencia a la investigación (CONACYT, SEP) y que posteriormente se concretaría en el sistema RESCO.

La primera estación del sistema RESCO se instaló, y comenzó a operar, en junio de 1989. Otras estaciones fueron agregándose paulatinamente. El cuadro 2 muestra de manera esquemática el desarrollo de la observación sismológica en el volcán de Colima y del sistema RESCO. Incidentalmente, las estaciones llevan la iniciales EZV en reconocimiento al apoyo proporcionado por el entonces gobernador del estado de Colima, Lic. Elías Zamora Verduzco (Castellanos y Jiménez, 1995).

Las estaciones (EZV1), (EZV2), (EZV5) y (EZV6) se instalaron en 1989, fecha en que comenzó su operación. En 1990 se instalaron (EZV3), (EZV4) y (EZV7), las dos últimas en el edificio volcánico a menos de 700 m del cráter. Las estaciones sísmicas de la RESCO que se encuentran actualmente registrando de manera continua la sismicidad del volcán son:



Nevado de Colima (EZV3), Soma (EZV4), el Fresnal (EZV5), la Yerbabuena (EZV6) y Volcancito (EZV7). El cuadro 3 muestra sus coordenadas geográficas y la figura 2 su localización. El registro sin interrupción de la actividad sísmica en el área se ha logrado desde 1990, aunque en 1994 la estación Volcancito (EZV7) dejó de operar por algún tiempo (6 meses), debido a que fue destruida por el impacto de fragmentos balísticos durante la erupción que se presentó ese año.

Fecha	Actividad
Enero-febrero de 1986	Se instaló una red temporal de sismógrafos portátiles en Colima (Fresnal y la Yerbabuena).
Marzo de 1987	Se instalaron temporalmente los sismógrafos portátiles en Colima y Fresnal.
Mayo-junio de 1987	En Colima, Fresnal y la Yerbabuena se pusieron los sismógrafos en una red temporal.
Julio-agosto de 1987	Instalaron la Red Temporal de sismógrafos portátiles en Colima y la Yerbabuena.
Febrero-marzo 1988	Se seleccionaron los sitios para las estaciones autónomas de la RESCO
Junio 1989	Instalación y puesta en servicio las primeras estaciones de RESCO, EZV1, EZV2, y EZV5 (actualmente se encuentra operando).
13 de diciembre 1989	Instalación y puesta en servicio la estación EZV6 (actualmente se encuentra operando)
Abril-mayo 1990	Instalación y puesta en servicio las estaciones, EZV3, EZV4, y EZV7 (actualmente se encuentran operando).

Cuadro 2. Cronología de los trabajos de campo en la región de Colima para la instalación de las estaciones que forman la RESCO (Castellanos y Jiménez, 1995).

Nombre de la estación	Longitud N	Latitud W	Altura (msnm)
La Cumbre (EZV1)	19°10'50.95"	103° 51'26.46"	779
Cerro Grande (EZV2)	19°23'26.90"	103°51'26.66"	1615
Nevado de Colima (EZV3)	19°33'55.57"	103°37'05.65"	3957
Soma (volcán de Colima) (EZV4)	19°31'32.30"	103°37'41.06"	2962
El Fresnal (EZV5)	19°27'32.16"	103°34'57.71"	2173
La Yerbabuena (EZV6)	19°28'49.65"	103°40'45.84"	1697
Volcancito (EZV7)	19°31'30.30"	103°37'38.10"	3500

Cuadro 3. Coordenadas geográficas de las estaciones de la Red de Monitoreo del volcán Colima, (Zobin *et al.*, 2002); y su localización en la figura 2.

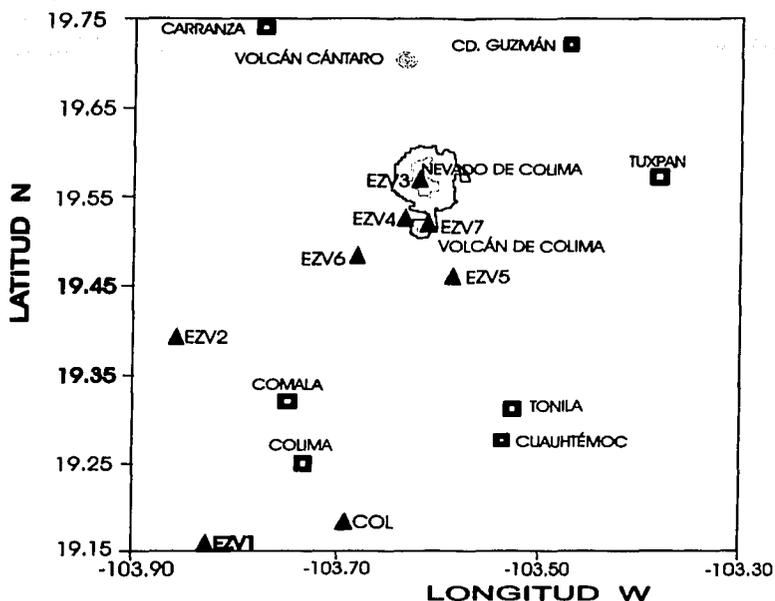


Figura 2. Mapa de localización de las estaciones de la Red de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO).

2.4 Actividad sísmica del volcán de Colima anterior a la erupción de 1998.

Poco tiempo después del establecimiento de RESCO se puso de manifiesto su utilidad como instrumento de observación de la actividad volcánica. El 1 de noviembre de 1990 se presentó una fuerte actividad fumarólica que continuó hasta el 28 de enero de 1991. Posteriormente, entre el 14 y 15 de febrero de 1991 se registró un enjambre sísmico con aproximadamente 100 eventos en 22 horas, que fueron acompañados por intensas emisiones

fumarólicas (Nava *et al.*, 1991). Un segundo enjambre ocurrió entre el 19 y el 23, y un tercero, con una duración de 4 días, se presentó el 1 de marzo. Otro período de intensa actividad volcánica se presentó en abril de 1991, está consistió en flujos piroclásticos, flujos de boques y ceniza y una pluma de vapor y ceniza que alcanzó 1.5 Km sobre la cima. Los flujos piroclásticos recorrieron una distancia aproximada de 2650 m, (Rodríguez *et al.* 1991).

Sobre esta actividad, Núñez-Cornú *et al.* (1994), reportaron que los hipocentros de los temblores se localizaron al norte de la cima del volcán, bajo la depresión entre los volcanes de Colima y el Nevado a profundidades entre 7 y 11 Km desde la cima. Estos autores reportaron también una aparente zona de quietud entre los 4 y 7 Km bajo dicha depresión y sugieren que es el sitio de un reservorio magmático, por lo que consideraron que la sismicidad fue inducida por esfuerzos térmicos; sin embargo la evidencia gravimétrica de Medina *et al.* (1996) no apoya esta suposición, ni los autores explican el mecanismo de emisión del magma para una cámara a tal profundidad. Para junio de 1991 la sismicidad había disminuido considerablemente y en septiembre la actividad efusiva había cesado completamente.

En el periodo del 5 al 15 de marzo de 1991 Lermo *et al.* (1993) instalaron una red temporal de sismógrafos digitales de tres componentes. Desafortunadamente en este periodo no detectaron ningún enjambre sísmico, pero se detectaron eventos tipo B, de acuerdo con la clasificación de Minakami (1974), que los autores atribuyen a emisiones de gases por su simultaneidad con la emisión de fumarolas.

Un nuevo periodo de actividad sísmica dio inició el 4 de julio de 1994 con un enjambre sísmico de 26 eventos en 6 horas, los hipocentros se encontraron a profundidades de 3 a 6 Km. Un segundo enjambre ocurrió entre el 13 y el 16 de ese mes, y un último del 17 al 21. La actividad sísmica culminó con una explosión freato-magmática el 21 de julio a la

20:13 hrs (02:13 GMT), que produjo un cráter de 140 m de diámetro y 50 m de profundidad. Jiménez *et al.* (1995) localizaron los eventos de este periodo utilizando un modelo de velocidades diferente al de Núñez-Cornú *et al.* (1994).

La actividad eruptiva consistió en la destrucción de un domo, en flujos de lava en bloques, en flujos piroclásticos de bloques y ceniza, así como la caída de ceniza en un radio aproximado de 10 Km en las proximidades del volcán. (Rodríguez-Elizarrarás, 1991).

TESIS CON
FALLA DE CALIDAD

3. LA ERUPCIÓN DE 1998 Y LA SISMICIDAD ASOCIADA

3.1 La erupción de 1998

La erupción de 1998 y su sismicidad asociada fue colocada en la página de la red mundial (www.uco1.mx/volcan), donde permanece hasta el momento de redacción de este trabajo. Datos más especializados fueron reportados recientemente por Domínguez *et al.* (2001) y Zobin *et al.* (2002). A continuación se refieren los aspectos más destacados de esta erupción con base principalmente en dichas fuentes.

La erupción fue precedida por un enjambre sísmico que ocurrió en noviembre de 1997 y duró 11 días. En enero de 1998 se observó la presencia de una espina en el interior del cráter formado durante la erupción de 1994. En agosto de 1998 se detectaron nuevas fracturas en el domo y aumentó el número de derrames de bloques de lava. Para finales de octubre de 1998 se detectó un aumento en la emisión de bióxido de azufre y la presencia de ceniza en las fumarolas. Las dimensiones del cráter eran de eran de 140 m de diámetro por 50 m de profundidad por lo que la tasa de emisión de lava fue estimada en 4.4 m³/seg. El rápido crecimiento del domo provocó que el día 21 empezara a ocasionar derrames de bloques y ceniza por el costado sur-suroeste del volcán, ocasionando flujos piroclásticos en las barrancas de San Antonio y Cordobán, mismos que llegaron a recorrer una distancia de

aproximadamente 3 Km. El pico en esta actividad, que fue también el clímax de la actividad en todo el periodo ocurrió el 21 de noviembre de 1998 a las 17:25 hrs tuvo lugar la explosión de mayor intensidad, que generó importantes flujos de bloques y cenizas acompañados por grandes nubes de ceniza.

El 22 de noviembre de 1998 continuaron produciéndose más derrames, los cuales se acanalaban principalmente en la Barranca El Cordobán. El mismo día, una lengua de lava en bloques comenzó a descender de la cima en la misma dirección que las corrientes piroclásticas. Este derrame de lava alcanzó aproximadamente 100 m de longitud, avanzando a una velocidad estimada de 3.5 Km por hora y alcanzó un volumen aproximado de 340 Km³. El día 26 de ese mes se alcanzó el nivel más alto de emisión de bióxido de azufre, que coincidió con la máxima tasa de emisión de lava y con el mayor período de generación de derrames piroclásticos, los cuales recorrieron una distancia máxima de 4.5 Km desde la cima (www.ucol.mx/volcan).

En los últimos días de noviembre, aunque la velocidad del derrame de lava disminuyó, el proceso efusivo continuó y el 1 de diciembre de 1998 se tenían ya tres ramificaciones de la colada de lava. La primera porción recorría la zona occidental de la Barranca El Cordobán y tenía una extensión aproximada de 1 Km; la segunda se desplazaba por la parte central y tenía una longitud mayor a los 1.2 Km, finalmente la tercera corría por El Cordobán oriental y alcanzaba una distancia del orden de los 900 m (www.ucol.mx/volcan).

A finales de diciembre de 1998 y durante el mes de enero de 1999 continuaron produciéndose algunos derrames de escombros de lava, aunque menores en dimensiones y duración. Durante este período se presentaron emisiones breves y violentas de gases volcánicos, ocurriendo además pequeñas explosiones en la cima del volcán, algunas de ellas acompañadas del lanzamiento de proyectiles volcánicos a corta



distancia. Este comportamiento del volcán sugería un aumento de presión en los gases volcánicos.

Los primeros días de febrero de 1999 se unieron los frentes central y occidental de la Barranca El Cordobán en la cota aproximada de 2280 m. La distancia final de la colada central fue de 3600 m, de la occidental 3200 m, y de la oriental, que se detuvo en la cota 2560 m. Sin embargo suponiendo un espesor promedio de estos frentes de la colada del orden de los 30 m el volumen final estimado fue de 34×10^6 m³. El día 10 de febrero en la cima del volcán tuvo lugar una explosión que formó un cráter de aproximadamente 140 m de diámetro y unos 50 de profundidad (similar al de la explosión del 21 de julio de 1994), lanzando bloques de lava incandescentes a más de 3.5 Km. Los flujos piroclásticos alcanzaron cerca de 3Km de distancia, y se produjo también una ligera lluvia de ceniza hacia el sector norte del volcán. El sonido de la explosión fue claramente escuchado en la ciudad de Colima, 32 Km al sur del volcán, (www.ucol.mx/volcan). Esta explosión marcó un cambio del estilo eruptivo en el proceso iniciado en noviembre de 1998, pasando de un período efusivo, caracterizado por la emisión de lava en bloques, a una etapa de explosiones esporádicas acompañadas de columnas de ceniza no mayores a los 2 Km de altura.

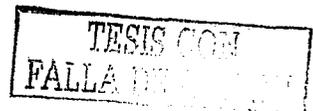
Los días siguientes continuaron presentándose varias explosiones que estuvieron acompañadas por un aumento en el número de derrumbes y un incremento en la sismicidad. El 18 de febrero de 1999, entre las 11:28 y 11:42 hrs. tiempo local, ocurrieron siete eventos, el primero de los cuales fue de carácter explosivo y los siguientes en forma de exhalaciones o emisiones de vapor, que aunque no alcanzaron las dimensiones de la explosión ocurrida el 10 de febrero, sí provocaron lluvia de ceniza hacia el Este y Sureste del volcán. Ese mismo día se presentó una segunda explosión. La actividad que se mantuvo durante el resto del mes estuvo

caracterizada por pequeñas emisiones explosivas de ceniza y gases volcánicos.

Durante marzo y abril de 1999 el volcán presentó pequeñas explosiones y degasificaciones intermitentes hasta el 10 de mayo, cuando ocurrió una fuerte explosión. El 17 de julio se registró una nueva y violenta explosión que produjo una columna de ceniza estimada en 12 Km de altura, misma que provocó caídas de ceniza principalmente hacia el sector Este del volcán, así como en el sector Oeste-Suroeste que llegaron hasta la población de Zapotitlán de Vadillo, Jalisco (www.ucol.mx/volcan). Desde finales de julio de 1999 a la fecha el volcán continúa registrando de forma intermitente incandescencia y derrumbes en el sector Suroeste.

3.2 Antecedentes generales de la actividad sísmica

Nuestro análisis de la sismicidad del volcán revela una primera fase en la que la mayoría de las sismos fueron de tipo A o tectono-volcánicos; esta se presenta antes del día 21 de noviembre de 1998, fecha en que ocurrió la erupción (figura 3). Una segunda fase de sismicidad en la que los sismos son, sobre todo, de baja frecuencia o tipo B se observó después de la erupción (figuras 4 y 5). El número de estos últimos eventos empieza presentarse a partir del 19 de noviembre de 1998 y cada día aumentan hasta ser la mayoría después de la erupción.



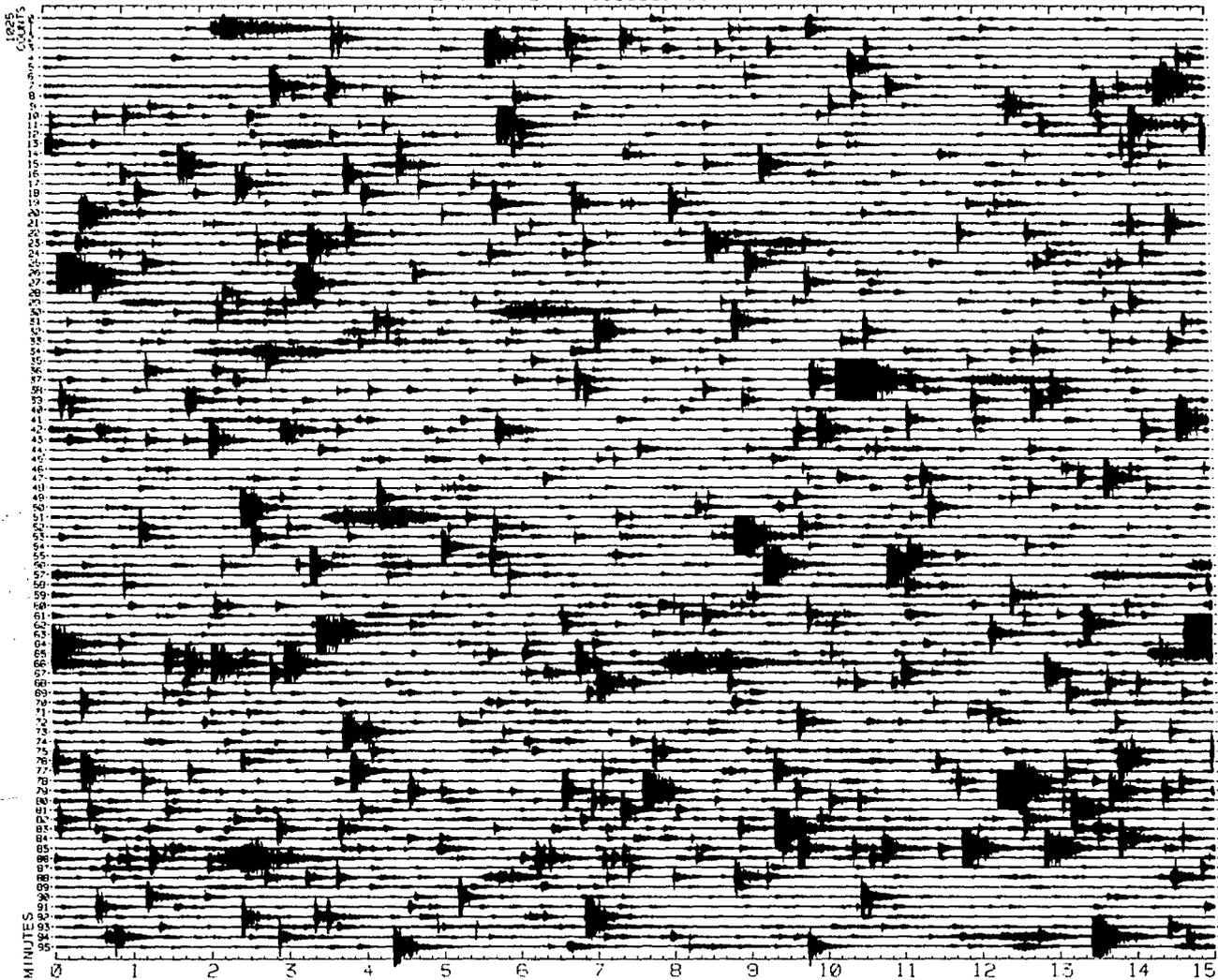


Figura 3. Sismograma correspondiente día 19 de noviembre de 1998 en la estación volcancito (EZV7).

EZV/ 11/21/98 00:00:00.000 0.0 SPS 2.0X D:\DATA\211198.RSD

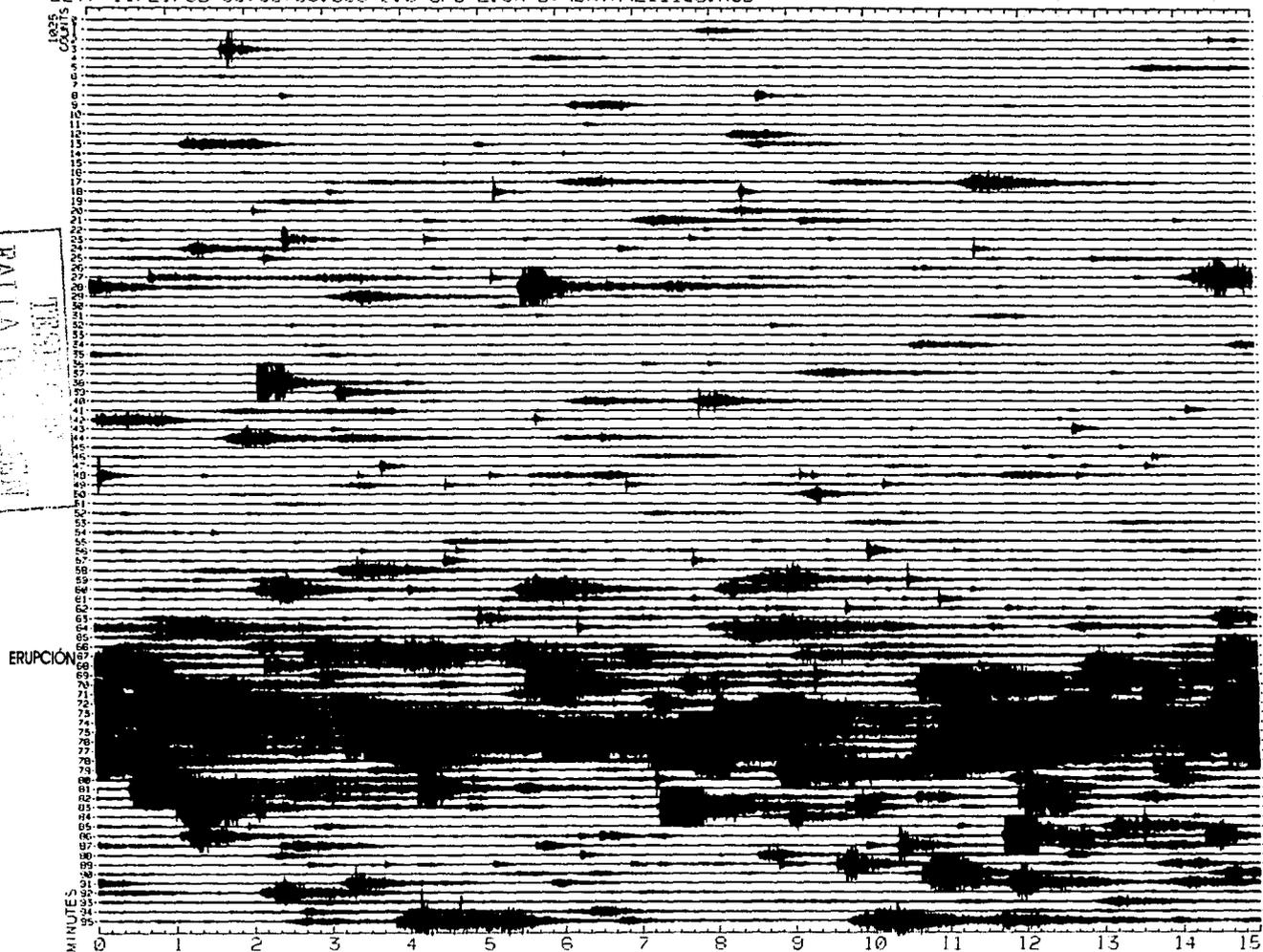


Figura 4. Sismograma correspondiente día 21 de noviembre de 1998 en la estación volcancito (EZV7).

EZV7 11/22/98 00:00:00.000 0.0 SPS 1.0X D:\DATA\221198.RSD

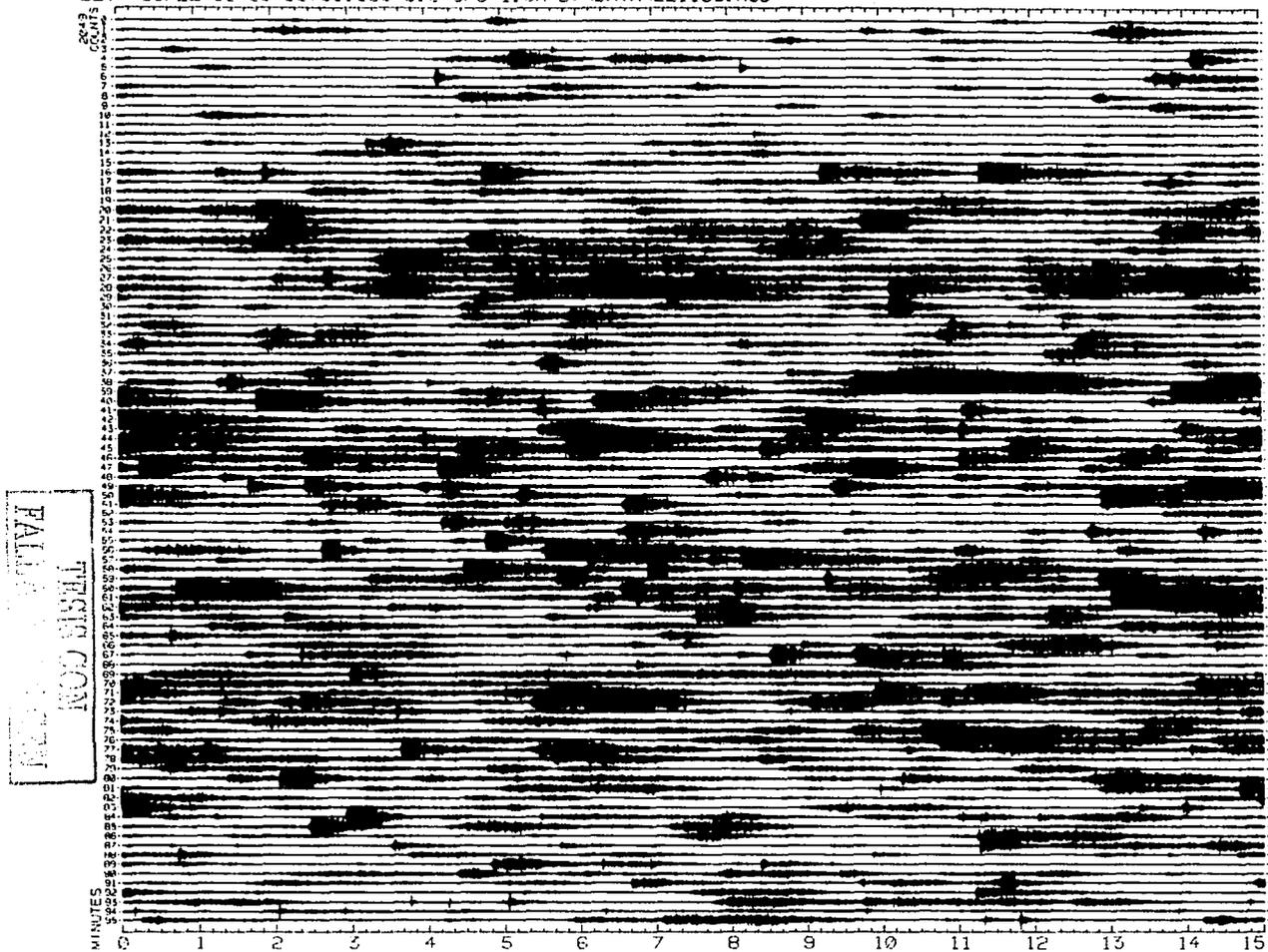


Figura 5. Sismograma correspondiente al día 22 de noviembre de 1998 en la estación volcancito (EZV7).

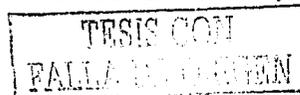
En la figura 6 se presenta a modo de comparación un sismo ocurrido el 3 de noviembre a las 11:00 hrs (9811031100) como evento representativo de los eventos tipo A o tectono-volcánicos, y un sismo ocurrido el 19 de noviembre a las 00:17hrs (9811190017) como un ejemplo de los eventos tipo B. Como puede notarse, el contenido en bajas frecuencias es mayor en este último tipo de eventos que en el de los primeros.

Como veremos en el siguiente apartado, nuestro análisis revela durante el periodo estudiado que el 96% de los focos sísmicos se encuentra en el intervalo de 0 a 7 Km de profundidad. Es relevante recordar la sismicidad relacionada con otras erupciones, por ejemplo la reportada por Jiménez *et al.* (1995), quienes analizaron la sismicidad asociada a la erupción de 1994 y determinaron que los focos se encontraron en un intervalo de 3 a 6 Km de profundidad bajo la cima del volcán

La actividad sísmica durante el período 16 de junio a 6 de julio de 1998 fue estudiada por Domínguez *et al.* (2001), quienes analizaron los datos de 2 enjambres de temblores ocurridos en ese período. El primero ocurrió del 16 de junio al 3 de julio y el segundo del 4 al 6 de julio; estos autores también localizaron los hipocentros arriba de los 7 Km. de profundidad.

Número de enjambre	Intervalo de Tiempo	Número de eventos localizados
1	Nov 28 – Dic 8 1997	96
2	Marzo 17-21 1998	29
3	Mayo 15-17 1998	67
4	Junio 16 a julio 9 1998	139
5	Octubre 6 a noviembre 20 1998	188

Cuadro 4. Periodos de máxima actividad sísmica de 1997 y 1998 de acuerdo con Zobin *et al.* (2002).



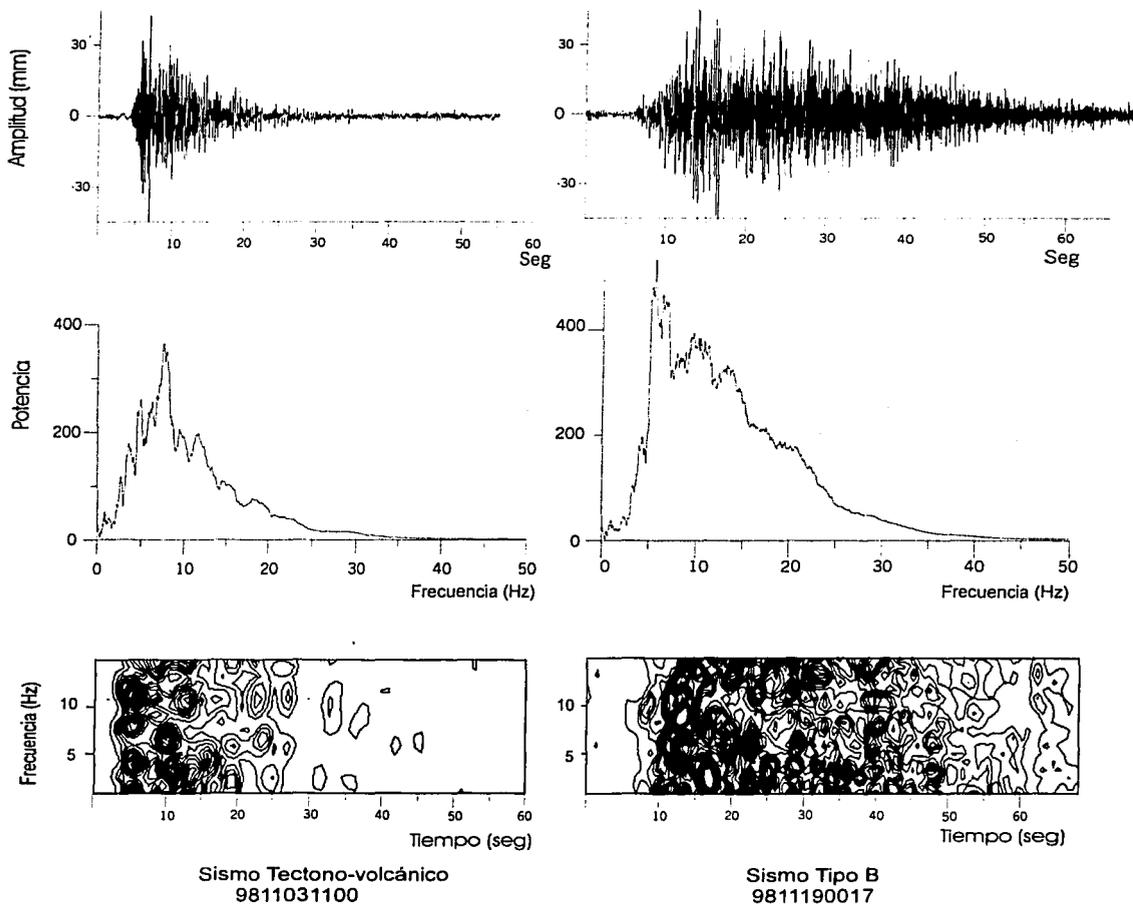


Figura 6. Sismograma (arriba), espectro de frecuencia (en medio) y espectrograma (abajo) para sismos tipo A y B típicos

Más recientemente Zobin *et al.* (2002) analizaron cinco enjambres sísmicos durante el periodo activo, el numero de eventos localizados por estos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

investigadores y el periodo de ocurrencia de los enjambres aparecen en el cuadro 4. Estos datos se refieren únicamente a los enjambres reportados por esos autores; sin embargo la actividad sísmica durante el periodo fue más abundante, como se verá mas adelante (cuadro 5). Según las localizaciones dadas por estos investigadores, los focos de los sismos ocurren principalmente dentro de los primeros 4 Km de profundidad, y rodean una zona de quietud sísmica con techo a esa profundidad que ellos señalan como posible zona de "almacenamiento de magma"; sin embargo no existe ninguna evidencia adicional de un reservorio de magma en esa ubicación.

La actividad sísmica menguó considerablemente hacia junio de 1999 cuando puede considerarse que finalizó el periodo de actividad.

3.3 Localización de los eventos analizados en el periodo 20 de marzo de 1998 y el 28 de febrero de 1999

La información sismológica asociada a la crisis eruptiva de 1998 fue almacenada digitalmente en archivos de 2 minutos de duración en tiempo continuo. El periodo estudiado está contenido en 57 discos compactos (DC) de los que RESCO proporcionó copias en el mismo medio (DC). Se utilizaron los registros de las estaciones EZV3, EZV4, EZV5 y EZV6. Las estaciones EZV1, EZV2 y EZV7 no fueron utilizadas; las primeras por encontrarse muy alejadas del área, por lo que los registros de la actividad que se reseñan es muy pobre, y la tercera por encontrarse muy próxima a EZV4, por lo que resultó, en cierta manera, redundante.

Dada la naturaleza de la información fue necesario revisar todos los archivos para discriminar la información registrada. Este proceso se llevó a cabo mediante el despliegue en pantalla de las señales con ayuda del código *SUDSPICK*. El despliegue en pantalla permitió efectuar el conteo de

eventos, así como seleccionar los eventos registrados en al menos 3 estaciones.

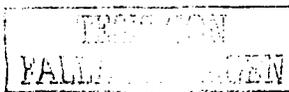
En una segunda revisión de los eventos seleccionados, se procedió a separar los eventos Tipo A, (tectono-volcánicos); leer los tiempos de arribo de las ondas P y S, así como la duración de cada evento (tiempo de coda).

La localización de los hipocentros se realizó por medio del método iterativo HYPO71 (Lee and Lahr, 1978). Posteriormente fueron separados en grupos de profundidad similar y semejanza aproximada en su forma de onda. En estos grupos se seleccionaron los eventos de mayor magnitud de coda $M_c \geq 2$ y se transformaron en formato ASCII para más adelante efectuar el análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo.

Número de Enjambre	Fecha	Número total de eventos registrados	Número de eventos localizados
1	15, 16 y 17 de mayo 1998	222	119
2	16 de junio 1998	30	4
3	18 de junio 1998	41	18
4	21 y 22 de junio 1998	85	7
5	27 y 28 de junio 1998	80	1
6	3 al 6 de julio 1998	436	195
7	9 de septiembre 1998	85	5
8	19 de septiembre 1998	339	8
9	8 y 9 de octubre 1998	78	9
10	11 de octubre 1998	105	2
11	13 de octubre 1998	111	3
12	17 y 18 de octubre 1998	177	11
13	1, 2 y 3 de noviembre 1998	376	13
14	14 de noviembre 1998	49	27
15	18, 19 y 20 de noviembre 1998	1082	74
16	4 de enero al 2 de febrero 1999	5275	19

Cuadro 5. Periodo y número de eventos por enjambre durante el periodo de análisis.

La figura 7a muestra el número de eventos sísmicos registrados por día durante el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999; los



los enjambres aparecen numerados. El número máximo de sismos se registró el día 19 de noviembre de 1998 con un total de 745 eventos. El 20 de noviembre, día en que ocurrió la explosión inicial de la erupción del volcán se registraron 303 eventos. En el inciso b) se muestra la evolución de la sismicidad respecto a la profundidad de los eventos de $M_c \geq 2$. La fecha y número de eventos de cada enjambre se presentan en el cuadro 5.

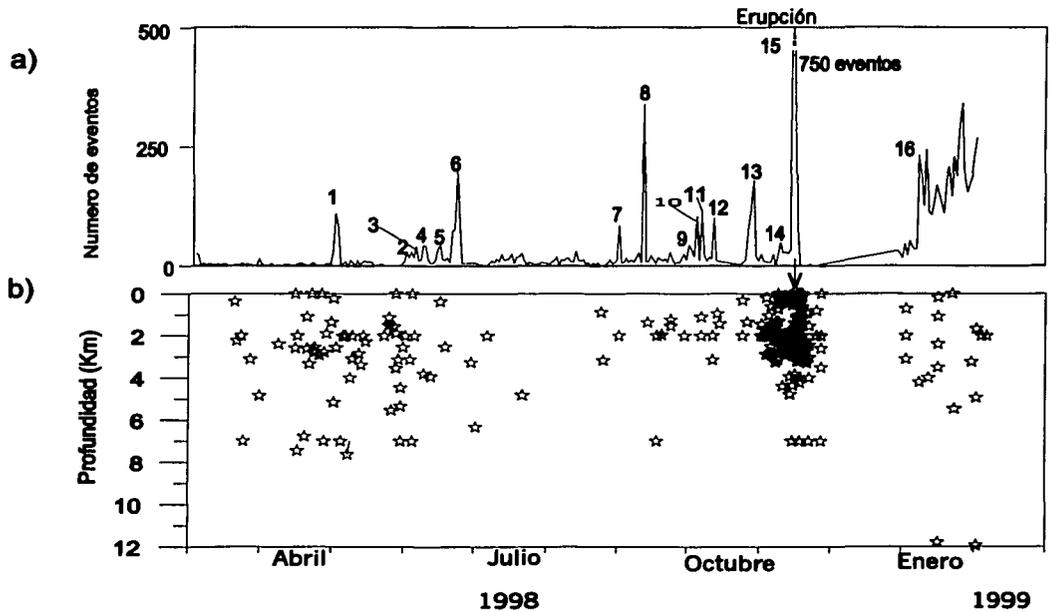


Figura 7. (a) Número total de eventos registrados durante el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999, la erupción comenzó el 20 de noviembre de 1998, los números representan los enjambres. (b) Muestra la evolución de la sismicidad durante el periodo, $M_c \geq 2$.

3.4 Localización de hipocentros

Como ya se ha mencionado, los hipocentros se determinaron con el método iterativo *HYPO71* (Lee y Lahr, 1978). Para la aplicación del método anterior se empleó el modelo de velocidades mostrado en la figura 8. El modelo que consta de 7 capas fue descrito y empleado para la localización de los sismos asociados a la erupción del evento de 1994 por Jiménez *et al.* (1995).

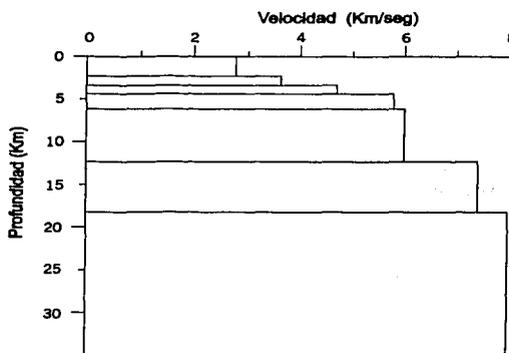
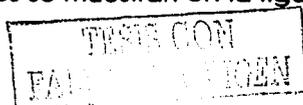


Figura 8. Modelo de velocidades utilizado para la localización de los hipocentros de la sismicidad del Volcán de Colima.

El total de eventos contados en el periodo de estudio es de 9886 sismos, de los cuales se leyeron las fases correspondientes a 1138, pero sólo 795 fueron registrados con suficiente claridad para poder ser localizados. En el cuadro 6 se presentan los resultados de los eventos seleccionados y los eventos localizados en cada mes. Los hipocentros de los eventos que pudieron ser localizados se muestran en la figura 9.



Mes	Total de eventos seleccionados	Eventos localizados
Marzo 98	83	41
Abril 98	77	49
Mayo 98	352	174
Junio 98	420	41
Julio 98	696	214
Agosto 98	263	216
Septiembre 98	737	127
Octubre 98	688	81
Noviembre 98	1739	317
Diciembre 98	25	1
Enero 99	4328	24
Febrero 99	503	10

Cuadro 6. Número de sismos registrados y localizados por mes durante el periodo de análisis (20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999).

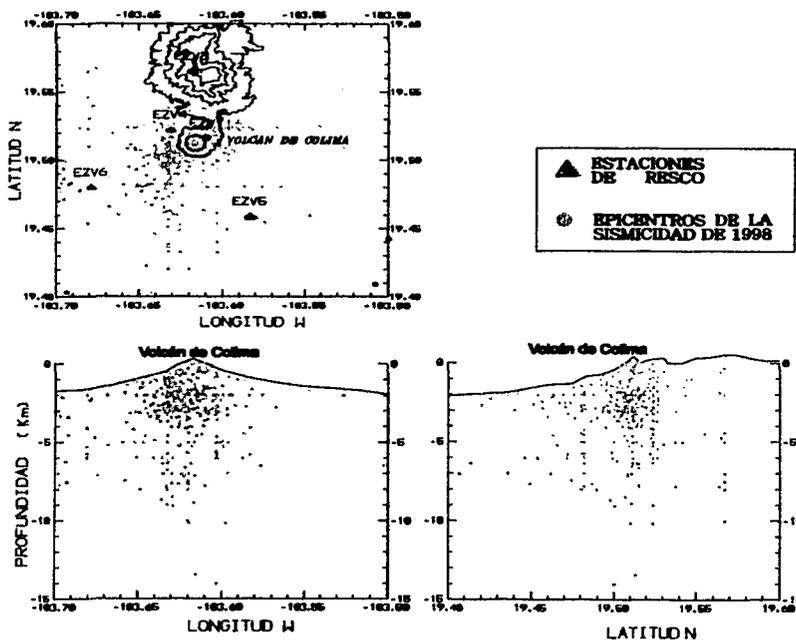


Figura 9. Hipocentros de la sismicidad asociada al volcán de Colima durante el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999.

La magnitud de coda (M_c) de cada evento se determinó leyendo la duración en segundos de los sismos, en las estaciones EZV3, EZV4, EZV5, EZV6 y EZV7, se obtuvo el promedio y se utilizó la fórmula

$$M_c = 1.87 \log C - 0.86,$$

donde C es la duración de coda en segundos (González-Ruiz, 1980). Esta ecuación resultó del análisis de 99 réplicas del sismo de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. La ecuación permite asignarle valores de M_c a eventos locales de baja energía, y el límite de validez es de $M_c \leq 4.5$. La diferencia de estas magnitudes con aquellas obtenidas con la fórmula de Lee *et al.* (1972) para el centro de California es del orden de décimos. Dada la incertidumbre en la determinación de la longitud de coda y tomando en cuenta que el terreno de Colima es más similar al de Oaxaca, esta fórmula parece más conveniente.

Del total de eventos localizados a 479 se les pudo determinar la magnitud de coda que resultó oscilar entre -0.87 y 3.0 . En el cuadro 7 se presentan los intervalos de M_c y el número de eventos correspondiente a cada intervalo.

Magnitud de coda (M_c)	Número de Sismos
$0 < M_c < 1$	3
$1.1 < M_c < 2.0$	26
$2.1 < M_c < 2.9$	447
$M_c = 3.0$	3

Cuadro 7. Número de sismos para cada intervalo de magnitud de coda.

Una vez localizados los hipocentros, aquellos eventos con magnitud $M_c \geq 2$ se dividieron en grupos con base en su parecido y profundidad. Se seleccionaron de esta manera un total de 254 eventos, como se muestra en el cuadro 8. En estos 5 grupos se llevó a cabo una determinación cuantitativa de su semejanza como veremos en el apartado siguiente.



Grupo	Profundidad (Km.)	Número de eventos
1	0 - 2	59
2	2 - 4	108
3	3 - 5	47
4	5 - 7	31
5	Más de 7	9

Cuadro 8. Grupos de eventos similares por forma de onda y profundidad.

La profundidad de los 795 eventos localizados durante el período analizado, fue de 0 a 7 Km. Es importante resaltar que el 65% (515) de los eventos localizados durante el periodo de análisis se encontraron en un intervalo de 0 a 3 Km de profundidad bajo la cima. Este fracturamiento poco profundo se da por lo tanto en la zona cercana a la superficie donde los esfuerzos litostáticos son menores y las rocas se encuentran en un régimen netamente quebradizo.

3.5 Análisis de las familias de sismos en el Volcán de Colima

Como se expuso en el capítulo 1, en la sismicidad relacionada con distintas erupciones volcánicas se han encontrado sismos cuya similitud en forma de onda y localización sugieren una fuente común. La significación de estas señales aún no ha sido investigada con todo detalle; pero la operación continua de la misma fuente sugiere que una erupción conlleva un proceso gradual de sobrepresión en el reservorio magmático con un desencadenamiento catastrófico. Estudiar la fenomenología de estos eventos nos puede ayudar a establecer las condiciones del ambiente volcánico conducentes a una erupción y por ende a examinar su utilidad como elementos de pronóstico volcánico. Con la intención de contribuir al

este trabajo se analizó la semejanza entre eventos sísmicos para verificar la existencia de familias de sismos.

El parecido en las formas de onda de parejas de señales puede cuantificarse por medio de la correlación cruzada de ambas señales. Dado que existen pares de eventos que en una simple inspección visual demuestran ser muy distintos, puede reducirse el número de eventos a comparar separando por grupos aquellos que muestran cierto grado de parecido y su hipocentro tiene similar profundidad.

La correlación cruzada se realizó en el dominio del tiempo por medio de la fórmula

$$C_{xy}(m) = \frac{\left[\frac{1}{N-|m|} \right] \sum x(n)y(n+m) - \bar{x}(n)\bar{y}(n+m)}{\sqrt{x^2(n) - \bar{x}(n)^2} \sqrt{y^2(n) - \bar{y}(n-m)^2}},$$

$$n = 0, 1, \dots, N - m - 1,$$

donde x e y son las dos señales, N es su longitud, n la longitud del traslape, m el número de recorrido del traslape (*lag position*) y la barra sobre la variable significa valor medio, calculado como en la formula siguiente:

$$\bar{x}(n) = \left[\frac{1}{N - m} \right] \sum_n x(n).$$

Las pruebas de correlación se efectuaron para las señales registradas en EZV3, EZV4 Y EZV5 con resultados similares. En favor de la brevedad en este trabajo se ilustran los resultados de las señales registradas en EZV3. Se llevaron a cabo la correlaciones para los 254 eventos ($2.0 \leq M_c \leq 3.0$) de los grupos mencionados anteriormente (cuadro 8). El valor absoluto de la correlación cruzada entre señales, como función de la posición de barrido (*lag position*), arrojó valores desde cercanos a cero hasta 0.96.



Los valores de la correlación entre sismos conspicuamente distintos por su forma de onda arrojó valores máximos que no excedieron a 0.30. Estos valores, e incluso menores, son significativos al 95% de confianza, lo cual implica que sismos de fuentes distintas poseen frecuencias comunes. Sin embargo, el interés principal de este trabajo está en determinar sismos que fueron generados por la misma fuente, mismos que poseerían formas de onda correlacionadas a un nivel mayor a un valor dado. Si tomamos en cuenta que la máxima correlación entre eventos es de 1.0, y esto solo se logra con la auto-correlación, resulta que sismos similares poseerán correlaciones entre 0.30 y 1.0. Es de considerarse que los sismos generados por una misma o similar fuente diferirán sobre todo en sus altas frecuencias, puesto que éstas son generadas por un proceso de ruptura a pequeña escala que son las más caóticos, mientras que las frecuencias más bajas están relacionadas con las dimensiones de la falla.

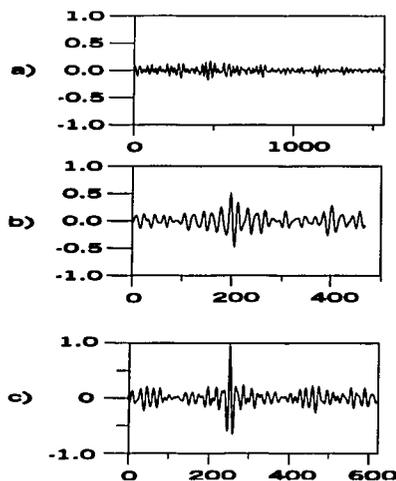


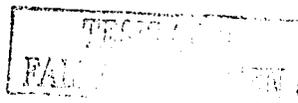
Figura 10. Valores típicos de la función de correlación entre diversas señales. (a) Valor máximo de correlación 0.28. (b) Valor máximo de correlación 0.50. (c) Valor máximo de correlación 0.96.

Pechman y Kanamori (1982) consideraron valores buenos de correlación aquellos mayores a 0.6; sin embargo para el intervalo de frecuencias que nosotros examinamos, incluso valores de 0.5 son aceptables, sobre todo porque este mismo valor mínimo es exigido para las correlaciones entre todos los miembros de una familia. La figura 10 muestra valores típicos de la función de correlación entre diversas señales. Nótese que los valores máximos sólo se encuentran en una posición de "lag" y que destacan conspicuamente de los valores de fondo. Cabe señalar que la posición de "lag" para el pico máximo es diferente para cada pareja de eventos correlacionados porque su inicio es arbitrario, es decir, las series que contienen los eventos no comienzan con el primer impulso de la fase P.

Dado que los instrumentos de los sismómetros del sistema RESCO operan con filtros entre 0.2 y 5.2 Hz. no se llevó a cabo ningún filtrado digital de las señales. Estos periodos, para las magnitudes consideradas, constituyen los límites de un intervalo de frecuencias por ambos lados de la frecuencia de corte para esas magnitudes (entre aproximadamente 1 y 3 Hz), por lo que representan bien la señal generada por la fuente. Las magnitudes consideradas suponen áreas de fallamiento teórico de entre $1.10 \times 10^4 \text{ m}^2$ y $1.15 \times 10^4 \text{ m}^2$

Con los criterios anteriores encontramos entre los 5 grupos del cuadro 8, los grupos con similitud significativa que se consignan en el cuadro 9. Tales grupos son considerados como familias de temblores y señalan la activación repetitiva de una misma o similar fuente. Todos los miembros de las familias consignadas son de tipo A o tectono-volcánico y representan por lo tanto mecanismos de fallamiento.

El periodo de tiempo en que actuó cada familia, el mecanismo de generación de la familia, así como el número de eventos que la constituyen y sus parámetros focales se muestran en el cuadro 10 y en la figura 11.



Fecha	Profundidad (Km.)	Mc	Familia	Símbolo en la figura 8 y 16	Símbolo en las figuras 8 a 14
9805070723	7.6	2.38	1	●	A
9805082157	7.0	2.31	1	●	B
9806162013	2.5	2.54	2	★	A
9810062224	2.0	2.65	2	★	B
9811011120	1.5	2.40	2	★	C
9811040906	2.0	2.40	2	★	D
9811070858	2.2	2.59	2	★	E
9811151304	2.0	2.50	2	★	F
9811160813	1.5	-	2	★	G
9811181038	2.1	-	2	★	H
9811181851	1.4	-	2	★	I
9811020432	2.0	2.38	3	◇	A
9811081752	2.7	-	3	◇	B
9811131757	2.0	2.67	3	◇	C
9811162210	3.0	-	4	▲	A
9811171907	3.0	-	4	▲	B
9811190050	2.5	-	4	▲	C
9811150534	2.7	2.47	5	⌘	A
9811162300	2.0	-	5	⌘	B
9811172045	2.2	-	6	△	A
9811190225	2.7	-	6	△	B

Cuadro 9. Profundidad y magnitud de cada (M_c) para los eventos de cada familia de temblores ocurridos en el periodo 20 de marzo de 1988 al 28 de febrero de 1999.

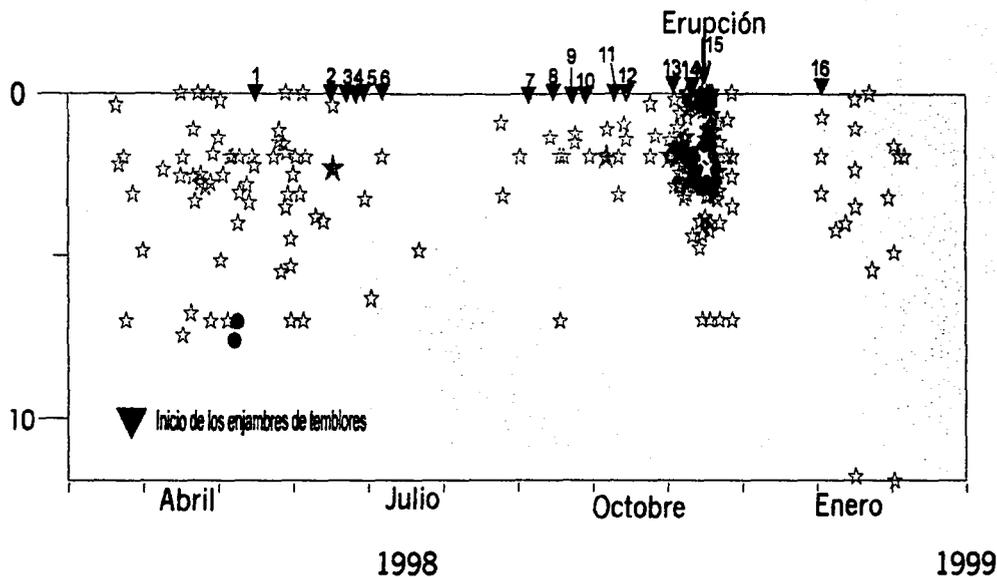


Figura 11. Evolución de los focos sísmicos del volcán de Colima de $M_c \geq 2$ ocurridos del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero 1999. Obsérvese que los elementos de la familia 2 ocurrieron a lo largo de cinco meses, de tal forma que representa a una familia de larga duración.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA Y CENSOS
 FALTA UN NOMBRE

Familia	Periodo	Número de eventos	Profundidad (Km.)	Tipo de Familia
1	7 y 8 de mayo 1998	2	7	Corta duración
2	16 de junio - 18 de noviembre 1998	9	2	Larga duración
3	2, 8 y 13 de noviembre 1998	3	2	Corta duración
4	15, 17 y 19 de noviembre 1998	3	3	Corta duración
5	13 y 16 de noviembre 1998	2	3	Corta duración
6	17 y 19 de noviembre 1998	2	2	Corta duración

Cuadro 10. Número de familia, periodo, número de elementos, profundidad y tipo de familia.

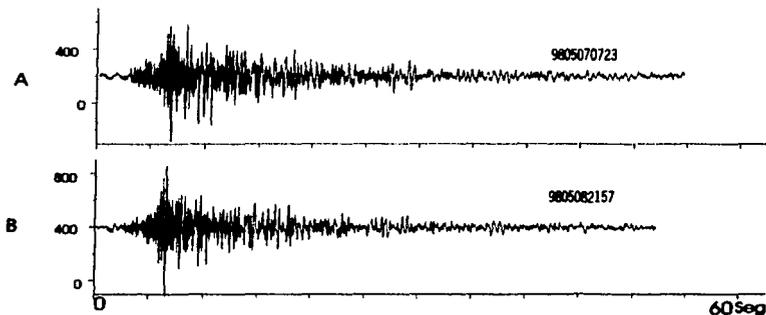
Los errores promedio encontrados en la localización de los hipocentros de las familias de temblores aparecen en el cuadro 11.

FECHA	ERZ
980507072331.13	0.4
9805082157 24.26	0.7
9806162013 44.84	0.6
9810062224 36.52	0.4
9811011120 51.84	0.4
98110409 6 20.96	0.4
9811070857 59.28	0.4
98111513 4 48.60	0.2
9811160813 29.78	0.3
9811181038 44.80	0.2
9811181851 54.27	0.4
9811020432 28.19	1.0
9811081752 53.99	0.7
98111719 8 43.98	0.1
9811190050 39.20	0.6
9811150534 45.56	0.4
9811160234 28.47	0.2
9811172045 16.70	0.3
9811190225 46.95	0.3

Cuadro 11. Errores promedio encontrados en la localización de los hipocentros de las familias de temblores.

En las figuras 9 a 14 se presentan los sismos correspondientes a cada una de las familias y los sus valores de correlación cruzada para la componente vertical en la estación EZV3 (Nevado).

(a)



(b) Valor de la correlación cruzada

AB	0.81
----	------

Figura 12. (a) Eventos de la Familia 1 en la estación Nevado (EZV3), y (b) Valor de la correlación cruzada.

(a)

	B	C	D	E	F	G	H	I
A	0.72	0.70	0.76	0.76	0.75	0.73	0.70	0.72
B		0.93	0.93	0.88	0.83	0.90	0.88	0.84
C			0.91	0.96	0.91	0.92	0.92	0.90
D				0.96	0.93	0.96	0.96	0.92
E					0.95	0.93	0.94	0.96
F						0.91	0.95	0.96
G							0.94	0.92
H								0.94

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

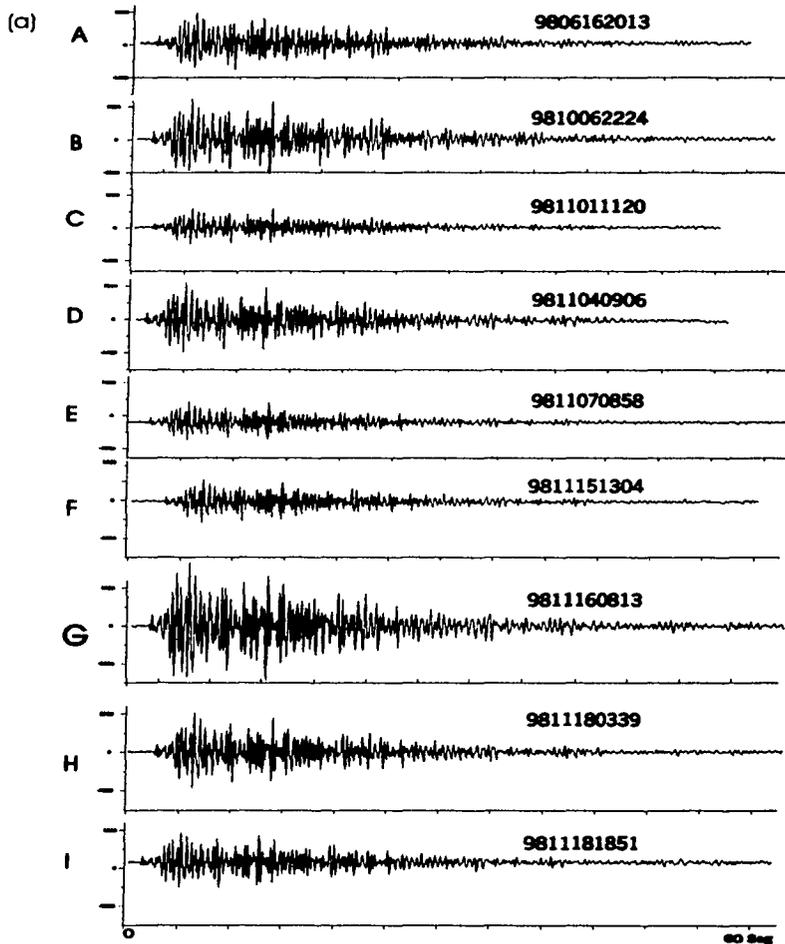
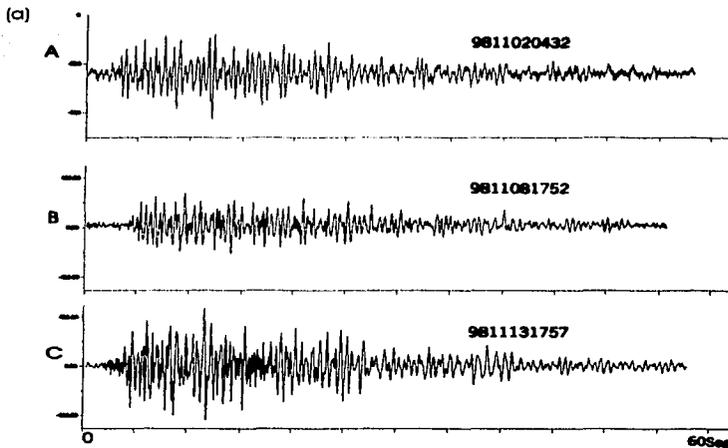


Figura 13. (a) Eventos de la Familia 2 en la estación Nevado (EZV3), y (b) cuadro de los valores de correlación cruzada.





(b)

AB	0.82
BC	0.65
AC	0.60

Figura 14 (a) Eventos de la Familia 3 en la estación Nevado (EZV3), y (b) la tabla de los valores de la correlación cruzada.

(a)

AB	0.54
BC	0.67
AC	0.81

TESTS CON
FALLA DE ORIGEN

(b)

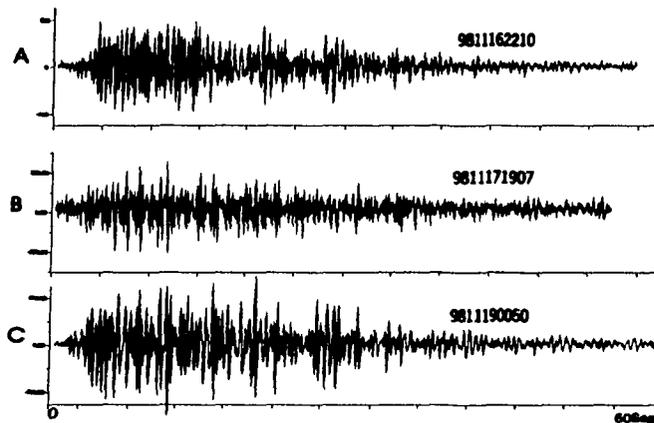
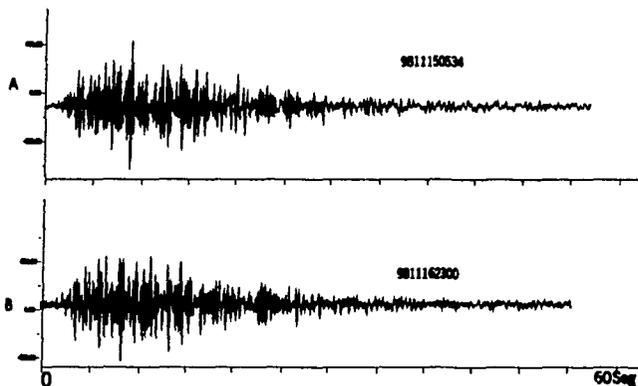


Figura 15. (a) Tabla de valores de la correlación cruzada y (b) los eventos de la Familia 4 en la estación Nevado (EZV3)

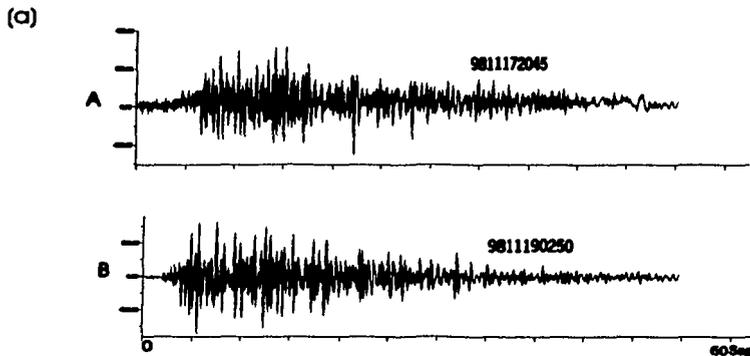
(a)



(b)

AB	0.79
----	------

Figura 16. (a) Eventos de la Familia 5 en la estación Nevado (EZV3). (b) La tabla de valores de la correlación cruzada.



(b)

AB	0.62
----	------

Figura 17. (a) Eventos de la Familia 6 en la estación Nevado (EZV3) y (b) el valor de la correlación cruzada.

Como se mencionó el 65% (515) de los eventos localizados durante el periodo de análisis se encontraron en un intervalo de 0 a 3 Km. De particular interés es apreciar la localización de los focos sísmicos con respecto al modelo de densidades propuesto por Medina *et al.* (1996) para modelar la anomalía gravimétrica que existe en el área. Estos autores proponen un cuerpo aproximadamente cilíndrico de unos 5 Km de longitud y 5 Km de diámetro, localizado bajo el edificio volcánico aproximadamente a 5 Km bajo la cima del volcán. Nótese que los hipocentros ocurren en la cima del cuerpo y en sus alrededores (figura 18). Este hecho es consistente con la identificación del cuerpo con la cámara magmática, como sugieren estos autores, por lo que es razonable considerar esta geometría y dimensiones como hipótesis para un modelo simplificado del sistema volcánico como se hará en el capítulo siguiente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

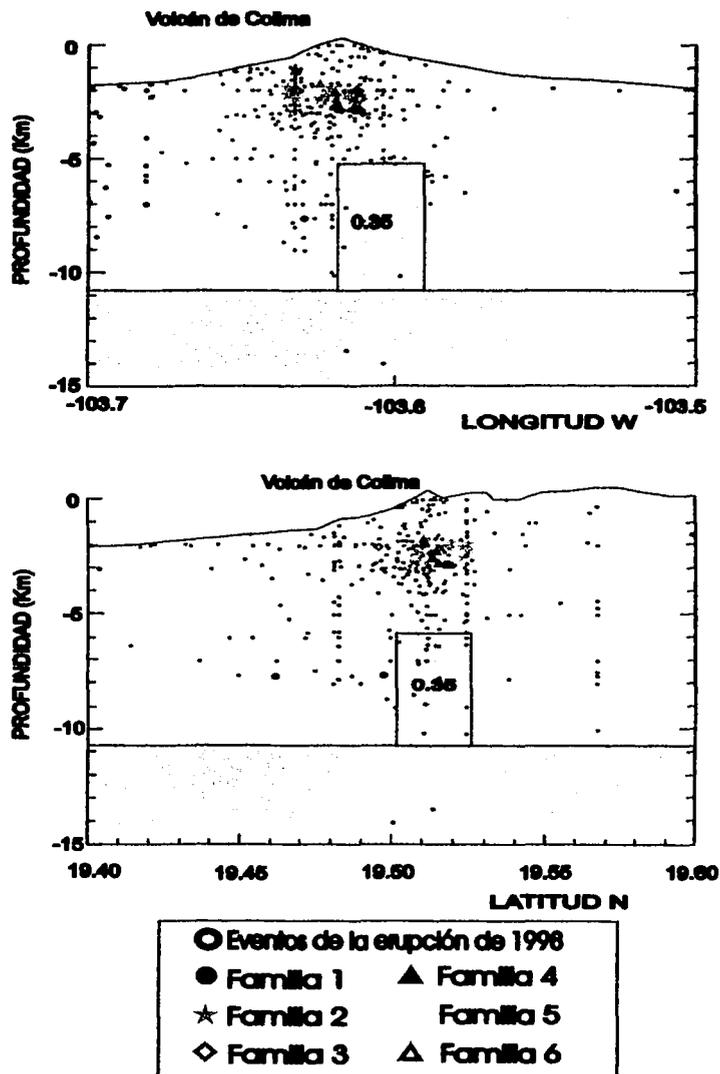


Figura 18. Modelo gravimétrico Medina et al. (1996), sismicidad de 1998 (puntos) y familias de temblores (símbolos).

4. MASA EMITIDA COMO FUNCIÓN DEL TAMAÑO, PROFUNDIDAD Y CARACTERÍSTICAS INTERNAS DE LA CÁMARA MAGMÁTICA

4.1 Introducción

En el capítulo anterior se mostraron los epicentros de las familias de temblores junto con la posición de un cuerpo de densidad anómala propuesto por Medina *et al.* (1996) como resultado de su análisis gravimétrico. Los sismos ocurren en la periferia del cuerpo, que resulta consistente con su generación como resultado de la sobre-presión en una cámara magmática si el cuerpo anómalo se identifica con ella. La situación sugiere la aplicación de un modelo de emisión de material siguiendo el método propuesto por Bower y Woods (1997). El comportamiento de la roca encajonante en el nivel en que se estancan las cámaras magmáticas en la corteza terrestre se comporta como un material viscoelástico. Tal comportamiento es sustentado por tanto por los datos observados (e.g. Scandone, 1996) como por el buen resultado de modelos basados en este comportamiento (De la Cruz *et al.*, 2001). Sin embargo, Scandone y Giacomelli (2001) argumentan que para erupciones efusivas el modelo elástico de Bower y Woods (1997) es aplicable.

En este modelo se explican los eventos volcánicos como resultado de cambios internos en una cámara magmática preexistente. Estos cambios se traducen en un aumento de presión en la cámara, mismo que



produce un fracturamiento en el medio circundante y la impulsión del material hacia la superficie. La emisión de material continúa hasta que la presión cae por debajo del valor de resistencia de la roca encajonante y el sistema se cierra. El aumento de presión puede ser debido a los procesos de degasificación del magma o a la inyección de nuevo magma desde el interior de la Tierra.

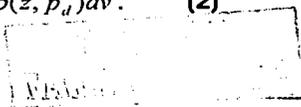
Aunque la serie de procesos que culminan en una erupción es complejo por el número de variables involucradas en los mismos y su interrelación, los elementos esenciales del fenómeno pueden capturarse en un número reducido de factores. En general, la cantidad de material emitido es una función del tamaño de la cámara, su profundidad (y en menor proporción de su forma), así como de la cantidad de gases y cristales presentes en la misma. El modelo de Bower y Woods (1997) fue retomado por Espíndola *et al.* para proponer un modelo de deformaciones en el volcán Popocatepetl. A continuación se presentan los rasgos esenciales del modelo siguiendo a estos últimos autores.

Supóngase una cámara de forma cilíndrica a cierta profundidad H . Las dimensiones de la cámara están dadas por su radio (R) y su longitud (L), variables que definen su volumen (V). La masa contenida en la cámara está dada por

$$M = \int_V \rho(z, p) dv, \quad (1)$$

$\rho(z)$ es la densidad en la cámara a una presión p dada. Si p_o es la presión antes de la erupción y p_a la presión después de la erupción, entonces la masa emitida (ΔM) estará dada por

$$\Delta M = \int_{V_a} \rho(z, p_a) dv - \int_{V_o} \rho(z, p_o) dv. \quad (2)$$



Para resolver esta ecuación es necesario conocer el volumen y la forma en que depende la densidad de la presión y la profundidad. La forma y volumen de la cámara son supuestos del modelo aunque, como veremos, la cantidad de masa depende poco de la forma de la cámara en tanto esta sea aproximadamente de las mismas dimensiones en sus tres ejes mayores. La densidad, por otra parte, es una función de la densidad de las fracciones líquida ρ_m , gaseosa ρ_g y cristalina ρ_c presentes en el magma y se relacionan de la siguiente manera:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{n}{\rho_g} + \frac{1-n}{\rho_l}, \quad (3)$$

donde n es la fracción de masa de gases no disueltos y ρ_l es la densidad promedio de la mezcla del líquido magmático (ρ_m) y los cristales (ρ_c):

$$\rho(P) = (1-x) \rho_m + x \rho_c, \quad (4)$$

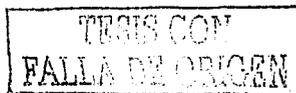
donde x representa la fracción por masa de cristales.

Ahora bien, la fracción de masa de gases no disueltos es una función de la presión en la cámara magmática, puesto que en equilibrio la cantidad de volátiles disueltos obedece la ley de Henry, que para agua en un magma silíceo está dada aproximadamente por la relación

$$n_s = s \sqrt{p}, \quad (5)$$

donde $s = 4.11 \times 10^{-6} \text{ N}^{-1/2}$ es la constante de solubilidad. Por lo tanto, si la cantidad total de gases es n_0 , la cantidad de gases no disueltos es

$$n = n_0 - s \sqrt{p}. \quad (6)$$



Dado que los cristales en el magma actúan como centros de nucleación de burbujas y por lo tanto facilitan la disolución de gases, la ecuación anterior debe ser modificada para incluir este efecto; la fórmula que lo incluye es

$$n = n_0 \cdot s \sqrt{p} \left(\frac{(1-x)}{\rho_l} \rho_m \right). \quad (7)$$

Es claro que la cantidad de gases no disueltos no puede ser negativa y el valor límite que puede alcanzar es 0.

Puede además considerarse que los volátiles no disueltos obedecen aproximadamente la ecuación de gas ideal:

$$\rho_k = \frac{P}{RT}, \quad (8)$$

donde R es la constante de los gases para vapor de agua ($R = 461.5 \text{ J Kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$) y T es la temperatura absoluta.

Para tomar en cuenta la compresibilidad del magma suponemos perfecta elasticidad y expresamos el cambio de volumen con presión por medio de la relación

$$\frac{dV_l}{dp} = -\frac{V_l}{\beta_l}, \quad (9)$$

donde β_l es el coeficiente elástico de compresibilidad. De esta ecuación se tiene que

$$\rho_l(p) = \rho_{l0} \exp\left(\frac{p - p_a}{\beta_l}\right), \quad (10)$$

donde p_a es la presión atmosférica. Sustituyendo las ecuaciones (3) a (7) en la (8) tenemos finalmente que



$$\frac{1}{\rho} = \frac{n(p)RT}{p} + \frac{1-n(p)}{\rho_{lo}} \exp\left(-\frac{p-p_a}{\beta_l}\right). \quad (11)$$

La presión en la cámara magmática está dada por

$$p = p_a + p_L + p_i. \quad (12)$$

En la ecuación anterior $p_L = \rho_{cr}gz$, donde ρ_{cr} es la densidad de la corteza, p_i es la presión interna a que es sometida la cámara magmática. Antes de la erupción esta presión es positiva y la cámara es sometida a una sobrepresión, después de la erupción la cámara sufre una descompresión y p_i es negativa.

Para tomar en cuenta la compresibilidad de la roca encajonante podemos seguir el mismo procedimiento con que se consideró la compresibilidad del magma, es decir,

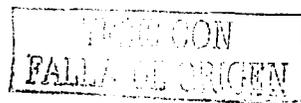
$$\frac{dV}{dp} = -\frac{V}{\beta_{rc}}, \quad (13)$$

donde β_{rc} es la compresibilidad de la roca encajonante. De la ecuación anterior, el volumen de la cámara magmática varía con la presión como

$$V(p) = v_a \exp(p_i / \beta_{rc}), \quad (14)$$

donde v_a es el volumen de la cámara magmática sujeta a la presión atmosférica y litostática.

El conjunto de ecuaciones anteriores permite obtener la cantidad de masa arrojada por integración numérica de (1). Puesto que la sobre o sub presión (p_i) es uniforme, la densidad resulta ser una función de la profundidad y la integral del lado derecho de (1) pueden estimarse



sumando la masa de secciones horizontales de densidad constante (figura 19).

Para este propósito consideremos una cámara cilíndrica inicialmente de radio R y altura L (figura 19). En la figura 19 la cámara magmática sometida a una presión p_i cambia sus dimensiones por una cantidad dl_i , que puede ser calculada con ayuda de la fórmula (13) como se expone a continuación.

Si la cámara magmática antes de sufrir cualquier presión uniforme p_i tiene altura L y radio R , su volumen está dado por

$$V_0 = \pi R^2 L. \quad (15)$$

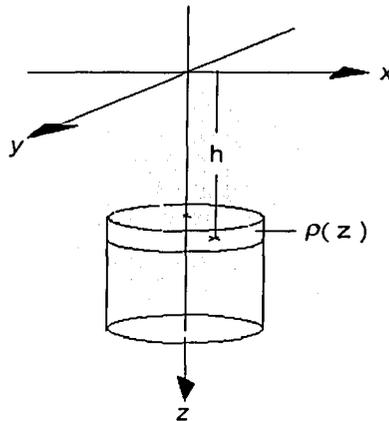


Figura 19. Representa la cámara magmática sometida a una presión uniforme p_i tiene altura L y radio R

Después de sufrir un cambio en la presión sus dimensiones cambian a $R+dR$ y $L+dl$ (figura 19). Si la deformación es homogénea ($dR = dl$) y el volumen cambia a

$$V_{p_i} = \pi (R + dR)^2 (L + dl). \quad (16)$$

El cambio total de volumen estará dado, despreciando términos de segundo orden, por

$$dV = V_0 - V_p = \pi(R + 2RL)dl. \quad (17)$$

Por otra parte, de la ecuación 8 se tiene que

$$dv = V\rho_i [\exp((p_i + p_d) / \beta_{re}) - 1], \quad (18)$$

donde p_0 es la presión inicial de la cámara, es decir, la litostática más la atmosférica. Igualando (17) y (18) puede despejarse dl y se tiene que

$$dl = \frac{L}{2[L/R + 1]} [\exp(p_i - p_0) / \beta_{re} - 1]. \quad (19)$$

Entonces, la masa arrojada estará dada por

$$\Delta M = \int_{H-dl}^{H+L+dl} \rho(z, p_a) Adz - \int_{H-dl}^{H+L+dl} \rho(z, p_a) Adz, \quad (20)$$

donde A es el área de la sección transversal $A = (\pi R + dl)^2$. (Nótese que en la ecuación anterior las cantidades dl son diferentes en el segundo y tercer miembros, ya que esta es calculada a través de la ecuación (19) para $p_i = p_0$ y $p_i = p_d$)

La fracción de masa arrojada está dada por la masa arrojada (20) dividida por la masa inicial de la cámara

$$\frac{\Delta M}{Mi} = \frac{1}{Mi} [\int_{H-dl}^{H+L+dl} \rho(z, p_a) Adz - \int_{H-dl}^{H+L+dl} \rho(z, p_a) Adz] \quad (21)$$

pero

$$Mi = \pi R^2 \int_H^{H+L} \rho(z, p_0) Adz \quad (22)$$



De manera que

$$\frac{\Delta M}{M_i} = [\pi R^2 \int_H^{H+L} \rho(z, p_0) Adz]^{-1} [\int_{H-dl}^{H+L+dl} \rho(z, p_a) Adz - \int_{H-dl}^{H+L+dl} \rho(z, p_a) Adz]. \quad (23)$$

Las ecuaciones (19) a (23) permiten calcular la diferencia de masa entre los estados de sobre-presurización y sub-presurización, que es la masa arrojada. Para su aplicación en un programa para computadora solo es necesario sustituir las integrales por su aproximación es decir por sumatorias; por ejemplo

$$\int_H^{H+L} \rho(z, p_0) dz \approx \sum_{i=1}^n \rho(z_i, p_i) A_i z_i \quad (24)$$

donde el índice n es el número de segmentos en que se subdividió el cilindro y z_i y p_i son la profundidad del centroide de cada segmento y la presión en ese punto.

Temperatura	950 °C
Profundidad	5.5 Km.
Contenido de cristales	0.5
Sobre-presión	10 Mpa
Densidad de la corteza	2650 Kg/m ³
Densidad de los cristales	2700 Kg/m ³
Densidad del líquido magmático	2250 Kg/m ³

Cuadro 12. Valores de las constantes utilizados en la modelación de cámara magmática.

Para aplicar el modelo al caso del volcán de Colima suponemos inicialmente una cámara magmática con las dimensiones y profundidad sugeridas por el modelo gravimétrico de Medina *et al.* (1996) descrito en el capítulo anterior. Es sin embargo necesario considerar que la masa anómala del modelo de este autor no necesariamente representa el volumen disponible para ser arrojado en una erupción, pues a lo largo del tiempo la cristalización en el magma disminuye el líquido disponible. Ahora bien, la cristalización ocurre preferentemente en las paredes de la cámara, ya que allí se registran las mayores pérdidas de calor por transferencia hacia el exterior. Esto crea una especie de "costra" alrededor de la cámara en cuyas partes centrales se encuentra el magma a mayor temperatura. Por esta razón calculamos la masa emitida como función del volumen efectivo de la cámara. Por lo que respecta al contenido de agua, los datos petrológicos de Mora *et al.* (2002) indican un contenido del 2%. Otros valores de las constantes empleadas en la simulación aparecen en el cuadro 12.

Con estos valores los resultados obtenidos en el modelo se presentan en la figura 20. De acuerdo con Zobin *et al.* (2002) el volumen de productos arrojados fue del orden de $4 \times 10^7 \text{ m}^3$, que representa una masa del orden de 10^{11} Kg de lava, suponiendo una densidad promedio de las coladas de lava de alrededor de 2200 Kg/m^3 . Como puede observarse, una masa de 10^{11} Kg puede obtenerse si el volcán sufrió una sobrepresión de 10MPa y una caída en la presión entre 1 y 3MPa. Estos son valores pequeños de la caída de presión, hecho que sugiere que el volcán no volvió a su estado de presión anterior y que aún se encontraba bajo una sobrepresión de unos 7 a 1MPa, esto es consistente con la posterior evolución del comportamiento del volcán que continuó con una actividad intermitente de variada intensidad aunque algo disminuida con respecto a la de agosto. Por otro lado la cámara magmática debería tener un volumen de entre 1.5 y $2 \times 10^{10} \text{ m}^3$ (15 a 20 Km^3) mismo que correspondería

aproximadamente a un cilindro de 1.5 Km de radio y una longitud de 3 Km. Este tamaño de cámara es consistente con los volúmenes determinados en otros volcanes; por ejemplo, Scandone y Malone (1985) estiman un volumen de 10Km^3 para la cámara magmática del Mt. Saint Helens y Sigurdsson *et al* (1990) estiman entre 10 y 20 Km^3 el volumen de la cámara magmática que dio origen a los depósitos del año 79 del volcán Vesubio.

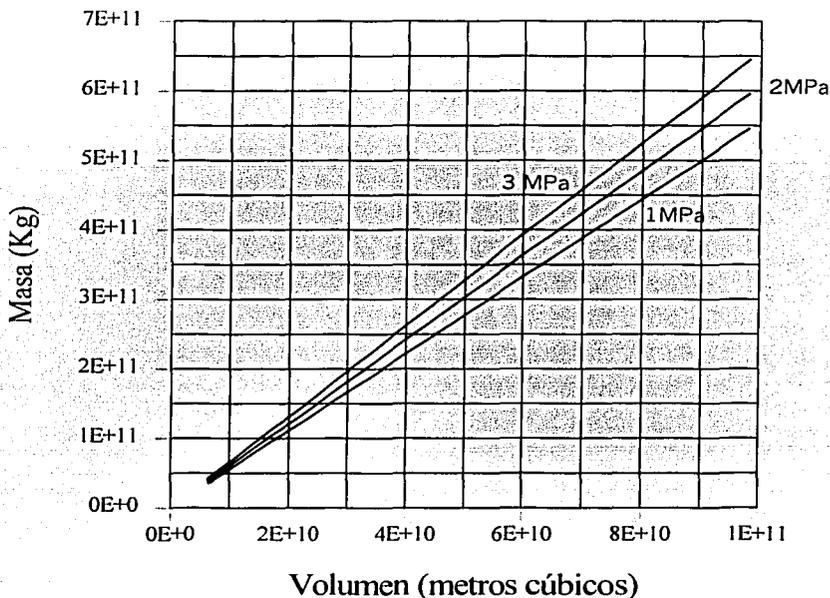


Figura 20. Masa arrojada como función del volumen de la cámara magmática para descompresiones de 1 a 3 Mpa.

Es interesante comparar el volumen observado (Zobin *et al.*, 2002) con el estimado con una fórmula derivada por McGarr (1976) y que relaciona el momento sísmico acumulativo de los eventos generados por un aumento o deficiencia de volumen. En términos de ΔV , (el volumen extra o

RELACION
TALLA DE ORIGEN

deficiente) M_o el momento sísmico cumulativo y μ , (la rigidez del medio circundante) la fórmula es

$$|\Delta V| = k\mu M_o,$$

donde k es una constante aproximadamente igual a 1.

En el caso que estudiamos determinamos M_o sumando el momento sísmico individual (m_o) por medio de la relación de Thatcher y Hanks (1973):

$$\text{Log } m_o = 16 + 1.5 M_c.$$

Con 413 sismos de magnitud mayor o igual a 2 se determinó un valor de: $\sum_{''} M_o = 2.68 \times 10^{22} \text{ dinas/cm}$. Este valor es una estimación mínima, pues no a todos los eventos se les pudo determinar su magnitud; sin embargo la magnitud de la mayoría de los sismos en los que no pudo leerse la duración de coda, la magnitud es menor a 1. Una estimación gruesa del error en la estimación es del 50%, esto se obtiene considerando 9473 sismos pequeños a los que no pudo determinar su magnitud. Suponiendo que estos eventos alrededor de 400 probablemente son de magnitud aproximadamente 2 y el resto de magnitud 1 se obtiene una cota superior de $5 \times 10^{22} \text{ dinas/cm}$. Por otro lado, valores posibles de la μ promedio se encuentran entre 3×10^{11} y $4 \times 10^{11} \text{ dinas/cm}$. Considerando estos valores la fórmula de McGarr (1976) arroja un intervalo de volúmenes entre

$$|\Delta V| = 1.4 \times 10^5 \text{ y } 1.8 \times 10^5 \text{ m}^3,$$

$$\sum_{''} M_o = k\mu \Delta V.$$

La diferencia entre este volumen y el observado de $2.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ (roca densa equivalente a 2650 Kg/m^3) es de 3 órdenes de magnitud. La razón es que la fórmula de McGarr supone que toda la energía mecánica es

COPIA CON
FALLA DE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

liberada en forma de sismos; sin embargo el medio circundante se deforma elásticamente además de que la emisión de material depende tanto del volumen de la cámara magmática como de su contenido de gases y cristales.

Una masa de 10^{11} Kg llevada hasta la superficie implica un cambio en energía potencial de 5.4×10^{15} joules. Dado que la emisión de masa fue primordialmente efusiva, la energía cinética es prácticamente despreciable, mientras que la energía sísmica liberada se encuentra en el intervalo 3.25×10^7 - 6.5×10^7 joules, de manera que gran parte de esta energía fue convertida a otras formas de energía disipativa: generación de calor por esfuerzos viscosos, fracturamiento de la roca, evaporación de agua y otros.

Este modelo inicial no ofrece sino una cruda aproximación al fenómeno real, pero aporta órdenes de magnitud de los parámetros involucrados. Por otra parte, es susceptible de mejorarse modelando otros aspectos del proceso eruptivo, como son los cambios de presión por el material inyectado en la roca encajonante y la exsolución de volátiles; pero sobre todo con la aportación de datos nuevos sobre la incesante actividad del volcán.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5. Conclusiones

La sismicidad asociada al volcán de Colima en el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999 muestra dos fases de sismicidad. La primera fase, antes de la erupción, que ocurrió entre el 20 de marzo de 1998 y el 19 de noviembre de 1998 en la que la mayoría de los eventos son de tipo A o tectono-volcánicos; y una segunda fase que comenzó el 19 de noviembre de 1998, y continuó al menos hasta el 28 de febrero de 1999 (final del periodo de análisis), en la que la mayoría de sismos presente es de tipo B o de baja frecuencia. El 96% de los focos se localizaron en el intervalo de 0 a 7 Km, la misma zona en que se han localizado los focos de los eventos relacionados con otras erupciones, (como la erupción de 1994), por encima del cuerpo con contraste negativo de densidad obtenido por Medina *et al.* (1996) por ajuste directo de la anomalía teórica a la anomalía gravimétrica observada en el área.

De estos eventos, 254 con magnitud entre 2.1 a 2.9 fueron comparados por sus similitud en forma de onda por medio de la correlación cruzada. Los valores de correlación se encuentran entre 0.51 y 0.96 para la señal proveniente de la estación Nevado (EZV3). Los valores son semejantes en las demas estaciones utilizadas en el análisis. Dados estos valores de correlación, los sismos fueron agrupados en distintas familias de temblores. El periodo de sismicidad muestra la existencia de 6 familias de temblores. De éstas, cinco son familias de corta duración y una es de larga duración. La familia de larga duración, cuyo probable origen se relaciona con la actuación sistemática de una misma aspereza, ocurre

a 2 Km de profundidad de la cima del volcán. Las familias de corta duración, probablemente relacionadas con el fallamiento de diferentes porciones de una falla, ocurren a 7 Km de profundidad y las restantes a profundidades menores a 4 Km.

Dado que las familias de temblores únicamente aparecen antes de la erupción, los componentes de todas las familias son temblores de tipo A. Esto sugiere que antes de la erupción operó un proceso sistemático de presurización y despresurización de la cámara y que después de la erupción el fracturamiento fue más caótico

Los resultados del análisis de la sismicidad sugirieron la aplicación al caso del volcán de Colima del modelo de Bower y Woods (1997) a partir de una cámara magmática con las dimensiones y geometría del modelo gravimétrico de Medina *et al.* (1996). Considerando valores apropiados para este caso obtenemos que una masa de 10^{11} Kg, como la arrojada durante la erupción de 1998, puede obtenerse del modelo para un volumen de cámara entre los 15 y 20 Km³, una sobrepresión de 10 MPa y una caída en la presión de alrededor de 2MPa. Esto sugiere que el volcán no volvió a su estado de presión anterior y que aún se encontraba bajo una sobrepresión de unos 8Mpa; esto es consistente con la posterior evolución del comportamiento del volcán que continuó con una actividad intermitente de variada intensidad.

Finalmente este trabajo sugiere que el estudio de la sismicidad del volcán de Colima debería incluir el análisis más detallado de sus particularidades, entre ellas la existencia y comportamiento de las familias de temblores y su relación con la actividad eruptiva.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

REFERENCIAS

Aki K, (1984), Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *J. Geophys. Res.*, 89, 5867-5872

Arreola JM, (1915), Catálogo de las erupciones antiguas del volcán de Colima. *Mem. Rev. Soc. Cient. Antonio Alzate, México* 32, 443-481

Barcena M, (1887), Informe sobre el estado actual del volcán de Colima, *Anales del Ministerio de fomento de México*, 328-365

Bretón, GM, Ramírez J, Navarro C, (2002), Summary of the histotical eruptive activity of Volcano Colima, México: 1519–2000, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 117, 21-46

Bower SM, Woods AW, (1997), Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.* 102–B5, 10273-10290

Catellanos G, (1995), Jiménez Z, Sismología en Colima, *SEP-SESIC-DES, Revista de la Secretaría de Educación Pública*, 1- 107, México

De la Cruz S, (1993), Random patters of occurrence of explosive eruptions of Colima Volcano, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 55, 51-68

De la Cruz-Reyna S, Reyes-Dávila R, (2001), A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico, *Bull. Volcanol.* 63, 297-308

De la Cruz-Reyna S, Castellanos G, Jiménez Z, Reyes G, Mena M, Ornelas G, Espíndola JM, Perez JC, Nava A, Ramírez A, Ramos E, Herrera J, Cañon C, Tamez H, Yokoyama I, Márquez B, Segovia N, (1988), Primera etapa de instalación de la red de monitoreo sísmico y geodésico del volcán de Colima, *GEOS, Revista de la Unión Geofísica Mexicana*, 8 – 3, 23-26

Domínguez T, Zobin V, Reyes-Dávila G, (2001), The fracturing in volcanic edifice before an eruption: the June-July 1998 high-frequency earthquake swarm at Volcán de Colima, México, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 65-75

Espíndola JM, Godínez L, Espíndola VH, Models on ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatepetl volcano, Central Mexico, *aceptado en Natural hazards*

Espíndola JM, Muñoz EA, Medina F, De la Cruz-Reyna S, (1991), Bases geofísicas y geoquímicas de la vigilancia de los volcanes activos, *Ciencias* 42, Revista de la Facultad de Ciencias, UNAM, 185-205

Fiske RS, (1984), Volcanologists, Journalists and the concerned local public: A tale of two crises in the Eastern Caribbean. Explosive Volcanism: Interception, evolution, and hazard, *Nat Acad Press, Washington DC*, 170-176

Garduño-Monroy A, Saucedo-Giron R, Jiménez Z, (1998), La falla Tamazula, límite suroriental del bloque de Jalisco y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima. *Rev. Mexicana de Ciencia Geol.* 15, 132-144

Geller RJ, Muller CS, (1980), Four similar earthquakes in central California, *Geophys. Res. Lett.* 7, 821-824

González-Ruiz LC, (1980), Estudio de las réplicas (29 de noviembre al 17 de diciembre 1978, $m \geq 3.0$) del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibración de magnitudes. *Tesis de Físico, Fac. de Ciencias, UNAM, México*

Hamaguchi H, Hasegawa A, (1975), Recurrent occurrence of the earthquakes with similar waveforms and its related problems, *J. Seismol. Jpn.* 28, 153-169

Havskov J, De la Cruz-Reyna S, Sing SK, Medina F, Gutierrez C, (1983), Seismic Activity related to the March-April 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, México, *Geophys. Res. Lett.* 10, 293-296

Ishida M, Kanamori H, (1978), The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 1265-1279

Jiménez Z, Reyes G, Espíndola JM, (1995), The July 1994 episode of seismic activity at Colima volcano, México, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 64, 321-326



Jiménez Z, Espíndola VH, Espíndola JM, (1999), Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico, *Bull. Volcanol.* 61, 411-422

Lahr JC, Chouet BA, Stephens CD, Power JA, Page RA, (1994), Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska, *J. Volcanol Geotherm. Res.* 62, 137-151

Lee W, Larh J, (1978), HYPO71: a Computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *USGS Open-File Rep* 75-311

Lermo G., Cuenca J, Monfret T, Hernández F, Nava F, (1993), Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del volcán de Colima, *Geof. Int.* 32-4, 683-697, México

Medina F, Jiménez Z, (1982), Sismicidad y variación en el valor de b en la zona volcánica de Colima, México, *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM*, 27-28, 63-72

Medina-Martínez F, (1983), Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, México (1560-1980), *Geof. Int.* 22, México, 157-178

Medina-Martínez F, Espíndola JM, De la Fuente M, Mena M, (1996), A gravity model of the Colima, México region; *Geof. Int.* 35-4, México, 409-414

Minakami T, (1960), Sismology of Volcanoes in Japan, *Bull Earth Res Inst.* 38, 497-544

Minakami T, (1974), Sismology of Volcanoes in Japan. In Civetta L, Gasparini P, Rapolla A, *Physical Volcanology. Developmens in Solid Earth Geophysics* 6, Elsevier, *Scien.* 1-27

Mora JC, Macías JL, Saucedo R, Orlando R, Manetti P, Vaselli O, (2002), Pretology of the 1998-2000 products of Volcán de Colima, México, *J. Volcanol. Geophys. Res.* 117, 195-212

Mori J, White RA, Harlow DH, Kubo PO, Power JA, Hoblitt RP, Laguert EP, Lanuza A, Bautista BC, (1996), Volcanic earthquakes following the 1991 climactic eruption of mount Pinatubo: strong seismicity during a waning eruption. In CG Newhall, RG Punongbayan, Fire and mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines, *Phivolcs, Quezon city-University of Washington press, Seattle and London*

Nava A, Núñez-Cornú F, Ramírez A, Jiménez Z, Saucedo R, Tamez H, Ornelas G, (1991), La erupción del 16 de abril de 1991 del Volcán de Colima: historia gráfica del inicio de la erupción. Tercera Reunión Nacional "Volcán de Colima" y Segunda Reunión Internacional de Vulcanología, Colima, México, Resúmenes

Nishimura Y, Hitoshi Y, Mori Y, Hiromu O, (1992), Earthquake Families Observed at Tarumi Volcano, Hokkaido, Japan, during January and February 1988, *J. Faculty of Science Hokkaido Univ.* 9-2, 289-302

Núñez-Cornú F, Nava FA, De la Cruz-Reyna S, Jiménez Z, Valencia C, García-Arthur R, (1994), Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico, *Bull. Volcanol.* 56, 228-237

Pechmann JC, Kanamori H, (1982), Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake: evidence for fault heterogeneity?, *J. Geophys. Res.* 87-B13, 579-597

Rodríguez-Elizarrarás S, Siebe C, Komorowsky JM, Espíndola JM, Saucedo R, (1991), Field observations of pristini block and ash flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 399-412

Saucedo R, Macías JL, (1999), La historia del Volcán de Colima, *Rev. Tierra Adentro, CONACULTA, México*, 98, 8-14

Saucedo R, (2001), Erupciones de 1991 y 1998-1999 del volcán de Colima: Mecanismos de transporte y depositación de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza, *Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México*

Scandone R, (1985), Malone SD, Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mt Saint Helens during 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23, 239-262

Scandone R, Giacomelli L, (2001), The slow boiling of magma chambers and the dynamics of explosive eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 110,121-136

Scandone R, (1996), Factors controlling the temporal evolution of Explosive Eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72, 1-2, 71-83



Sigurdsson H, Cornell W, Carey S, (1990), Influence of magma withdrawal on compositional gradients during the A.D. 79 Vesubius eruption. *Nature*, 345, 519-521

Thatcher W, Hanks TC, (1973), Source parameters of southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.* 78, 8547-8576

Waitz P, (1915), El estado actual de los volcanes de Mexico y la última erupción del volcán de Colima (1913), *Revista Volcanológica*, 259-268

Waitz P, (1935), Datos históricos y bibliográficos acerca del volcán de Colima. *Memorias de la Sociedad Antonio Alzate* 53, 349-383

Wiemer S, McNutt SR, (1997). Variations in the Frequency-Magnitude Distribution with Depth in Two Volcanic Areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.* 24, 189-192,

Yokoyama I, De la Cruz-Reyna S, Espíndola JM, (1992), Energy partition in the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51,1-21

Zamora-Camacho A, (2001), Análisis de la actividad sísmica en el volcán Popocatepétl durante el periodo 1 de septiembre al 31 de diciembre de 1995, *Fac. de Ciencias, Tesis de Licenciatura, UNAM*

Zobin V M, González Amescua A, Reyes Dávila GA, Domínguez T, Cerda Chacón JC, Chávez Álvarez JM, (2002), Comparative characteristics of the 1997-1998 seismic swarms preceding the November 1998 eruption of Volcán de Colima, México, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 117, 47-60

