



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DEL VOLCÁN DE FUEGO
DE COLIMA Y SUS ETAPAS ERUPTIVAS ASOCIADAS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

PRESENTA:

ELIZABETH CASTAÑEDA BASTIDA

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. MARÍA ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS



2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

... Si los volcanes se deshollinan bien, arden suave y regularmente, sin hacer erupciones. Las erupciones volcánicas son como el fuego de las chimeneas. Evidentemente, en nuestra tierra somos demasiado pequeños para deshollinar nuestros volcanes. Es por eso que nos causan tantos disgustos...

El Principito. Antoine de Saint Exupéry

Con todo mi amor...,

A mis padres y hermano:

Juan

Margarita

Juan Antonio

Agradecimientos

Quiero expresar mis más profundos agradecimientos a la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme formar parte de ella y por abrirme sus incontables puertas del conocimiento y la cultura.

Hasta el momento el camino no ha sido fácil, sin embargo; he sido una persona afortunada por que la soledad pocas veces me ha acompañado. He contado con grandes personas a mi lado que me han ayudado a ver la luz cuando pensé que no existía. Mis más sinceros agradecimientos a mi madre por su entrega total. Gracias mamá por darme tanto amor y por ser el motor de mi alegría. Mi más profundo amor a mi padre por compartirme su sabiduría. Gracias papá por enseñarme a vivir de una manera bella así como transmitirme tu filosofía de vida. Todo mi cariño a mi hermano. Gracias por recordarme siempre, lo importante que es conservar esa sonrisa que desde la infancia inventamos.

Muchas gracias Alejandro, por brindarme tu tiempo y tu cariño, por ser mi fuerza cuando el camino era incierto y hostil, gracias por acompañarme en este pequeño paso en mi vida.

Gracias a mis amigas del alma; Ale y Jan por regalarme tantos momentos agradables. Estoy convencida que mis días en la universidad nunca hubieran sido los mismos sin ustedes.

Un profundo agradecimiento a mi asesora, la Dra. Alejandra Arciniega Ceballos, por guiarme en la realización de este trabajo y por compartir la vida cotidiana.

Gracias a Emmanuel Zúñiga por ayudarme incondicionalmente en la realización de los mapas para este trabajo.

A mis sinodales, las Dras. Susana Orozco Segovia y Ana Soler y a los Drs. Jorge Aguirre y Sergio Rodríguez Elizarrarás, infinitos agradecimientos por sus valiosos comentarios para la conclusión de este trabajo.

Un agradecimiento a DGAPA, por su apoyo económico a través del proyecto PAPIT IN106309 y al CONACyT a través del proyecto con clave 101515.

Índice general

Índice general	I
Resumen	III
Introducción	IV
1. Volcán de Colima	1
1.1. Marco geológico	1
1.1.1. Historia eruptiva	6
1.2. Actividad eruptiva reciente (1997-2006)	10
1.3. Sistemas de monitoreo	14
1.3.1. Monitoreo Visual	14
1.3.2. Monitoreo de deformación volcánica	15
1.3.3. Monitoreo de agua	16
1.3.4. Monitoreo de gases	16
1.4. Red Sismológica de Colima (RESCO)	17
2. Señales sísmicas volcánicas y su clasificación	19
2.1. Clasificación de Chouet, 1996.	19
2.1.1. Los eventos Volcano Tectónicos (VT)	20
2.1.2. Los eventos de Periodo Largo (LP)	22
2.1.3. Eventos Híbridos	23
2.1.4. Tremor volcánico	23
2.2. Modelos del tremor volcánico	24

3. Características de la red sísmica de banda ancha	26
3.1. Generalidades	26
3.2. Selección de datos	28
3.3. Polarización de las ondas sísmicas; una herramienta para verificar el funcionamiento de la red de banda ancha.	28
4. Análisis de datos	40
4.1. Análisis en tiempo y frecuencia	40
4.1.1. 20 de enero del 2006	42
4.1.2. 20 de febrero del 2006	48
4.1.3. Microsismicidad	51
4.2. Interpretación y discusión del tremor armónico	54
Bibliografía	60

Resumen

En este trabajo se analiza la sismicidad asociada a la actividad eruptiva del Volcán de Fuego de Colima, registrada por una red de banda ancha operada por el Observatorio Vesuviano en el periodo de enero a mayo del 2006. Cuatro estaciones formaron esta red, equipadas con sensores Lennartz Marslite LE-3D/20 s instaladas en los flancos del volcán. La actividad eruptiva del Volcán de Fuego en el año 2006, tuvo en promedio 4 explosiones por día y la formación de un domo en el área del cráter, acompañada de emisiones de vapor de agua y cenizas.

La actividad sísmica predominante estuvo caracterizada por eventos de periodo largo (LP), tremor armónico y de algunas explosiones energéticas. El análisis espectral de los eventos LP presenta frecuencias dominantes para estos eventos entre 0.5 y 2 Hz, la mayor parte de la energía se concentra entre los primeros 40 s a partir del inicio de la señal. Los eventos muestran un pico de frecuencia entre 0.1 Hz y 0.2 Hz, el cual es debido al ruido de la microsismicidad. El tremor armónico presentó picos equi-espaciados en su espectro de frecuencias semejantes al comportamiento observado en un instrumento de viento. Para interpretar estas características, se consideró al conducto volcánico como un sistema resonante. Se modelaron las características del espectro de frecuencias en 2D mediante las ecuaciones lineales que se usan para un instrumento de viento cerrado sólo por un extremo, con lo que se encontró que la longitud del conducto volcánico es de 0.856 ± 0.123 km.

Introducción

Los paisajes de volcanes forman parte de la vida cotidiana para muchos habitantes de este país, entre sus cimas se espera la salida del Sol y antes de la completa oscuridad de la noche se admiran entre ellos los tonos carmines del cielo. Algunos son majestuosos edificios coronados con nieves eternas y otros son eminencias más discretas pero no menos importantes. Los volcanes en actividad tienen el poder de la fascinación y la admiración, pero a la vez, producen temor por su grandeza y por los desastres que ocasionan. Sin embargo, una vez que cesa su actividad, dejan como efecto bellas formaciones naturales como manantiales, corrientes de lavas o plenos de verdor.

Desde tiempos inmemoriales el hombre ha sentido la necesidad de explicar tan singulares fenómenos, pero, carente de las técnicas científicas apropiadas durante los siglos anteriores, acudió a mitos y, en todo caso, puso en los dioses la responsabilidad de todo lo acontecido en estas magnificas edificaciones. En la actualidad, el hombre profundiza cada vez más en su estudio para conocer detalladamente los numerosos volcanes de la Tierra.

Diversas disciplinas dentro de las geociencias estudian los distintos aspectos de los volcanes. Dentro de estas disciplinas se encuentra la sismología volcánica que es una rama de la geofísica que se encarga de aplicar técnicas para el análisis de sismos generados por la actividad volcánica.

El desarrollo de la tecnología y de sistemas telemétricos de monitoreo sísmico ha permitido el desarrollo de la sismología volcánica, lo que ha hecho posible el monitoreo de los volcanes a distancia, de manera continua y en tiempo real. La importancia de este tipo de monitoreo, es que en varios volcanes como el St. Helens, el Pinatubo, Nevado del Ruiz entre otros, existe una clara relación entre el aumento de la actividad sísmica y la etapa de erupción del volcán. Debido a

esto, la sismología volcánica puede representar una herramienta muy útil para el pronóstico de una posible erupción. Sin embargo, uno de los inconvenientes que existe para esta disciplina es el hecho de que la sismicidad que precede a las erupciones es una característica específica de cada volcán. Lo que significa que las predicciones que pueden hacerse sólo son válidas para cada caso en particular.

México puede considerarse como un país volcánico por excelencia. Existen 12 volcanes activos en nuestro país, de los cuales el Volcán de Fuego de Colima forma parte. Este volcán es el más activo de México, generalmente presenta un penacho de vapores que lo distingue de los que lo rodean.

En general, la actividad eruptiva de este volcán ha consistido de erupciones de carácter explosivo como las de tipo plinianas o vulcanianas, las cuales están acompañadas por la efusión de flujos piroclásticos, nubes ardientes y cenizas con desprendimiento de gases. La actividad del volcán está caracterizada por ciclos eruptivos que comienzan con el crecimiento de un domo en el área de la cima, cuando este domo rebasa los bordes del cráter se producen flujos piroclásticos seguidos por fases de explosiones de intensidad variables (Luhr, 2002; Zobin et al., 2005). Los ciclos terminan con una explosión pliniana que destruye el área de la cima. Posteriormente la actividad decrece con una serie de pequeñas explosiones vulcanianas.

El periodo de estudio de este trabajo, abarca de enero a mayo del 2006. En promedio durante este año se presentaron 4 explosiones por día. La característica más sobresaliente fue la formación de un nuevo domo en el área del cráter. La formación de este domo estuvo acompañada de emisiones de vapor de agua y cenizas.

El objetivo de esta tesis es analizar la sismicidad asociada a la actividad eruptiva del Volcán de Fuego de Colima en el periodo de enero a mayo del 2006, la cual fue registrada por la red de banda ancha instalada y operada por el Observatorio Vesuviano.

En el primer capítulo se presenta un breve resumen de las generalidades del Volcán de Fuego de Colima, como son su marco geológico, su historia eruptiva, su actividad reciente, técnicas de monitoreo enfatizando la importancia del monitoreo sismológico.

El segundo capítulo, incluye el esquema de clasificación para las señales sísmicas

propuesto por Chouet (1996) que clasifica a las señales de acuerdo al tiempo de duración y frecuencias características.

En el tercer capítulo, se describen las especificaciones técnicas de la Red de banda ancha del Observatorio Vesuviano. Posteriormente, se verificó el funcionamiento de la Red sismológica, con la ayuda del análisis del movimiento de partícula para diferentes ventanas de tiempo de un telesismo registrado por esta red. Finalmente, se seleccionaron los registros sísmicos para llevar a cabo su análisis en tiempo y frecuencia.

En el capítulo 4, se realizó el análisis en tiempo y frecuencia de los datos seleccionados en el capítulo 3. Se analizó el tremor armónico y se modelaron sus características en frecuencias, considerando las ecuaciones lineales en 2D para un sistema resonante.

Capítulo 1

Volcán de Colima

En este capítulo se dan las generalidades del volcán de Fuego de Colima, como su ubicación, sus dimensiones, marco geológico, historia eruptiva, su actividad reciente y el tipo de monitoreo que se lleva a cabo.

1.1. Marco geológico

El volcán de Colima, también conocido como volcán de Fuego, es un estratovolcán andesítico. Es uno de los volcanes más activos del país. Su edad aproximada es de 2500 años AP (Macias, 2005). Se encuentra situado en la porción occidental del Cinturón volcánico Transmexicano (CVT), sus coordenadas son; 19.512°N , 103.617°W , con una altura de 3860 m.s.n.m. Abarca el Estado de Colima en los municipios de Comala y Cuauhtémoc y el Estado de Jalisco en los municipios de Tuxpan, Zapotitlán y Tonila. En la figura 1.1 se muestra una foto panorámica del volcán así como su localización dentro de la República Mexicana.

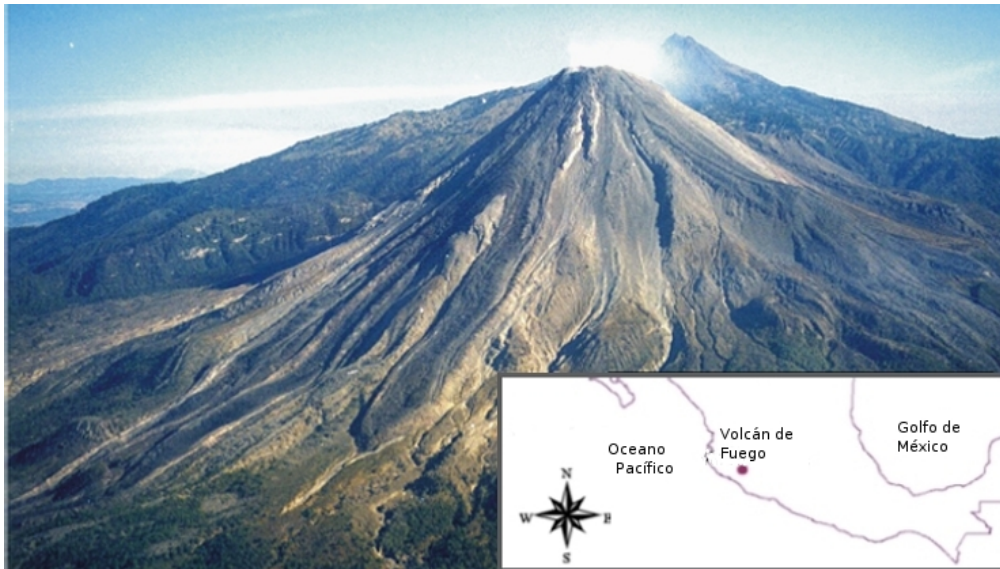


Figura 1.1: Foto panorámica del volcán de Fuego, en la parte inferior derecha se muestra la localización del volcán dentro de la República Mexicana (Modificada de Davila et al., 2007)

El CVT es un arco volcánico continental que cruza la parte central de México, su porción NW está sujeta a la subducción de la placa de Rivera por debajo de la placa de Norteamérica (Macías, 2005) (figura 1.2)

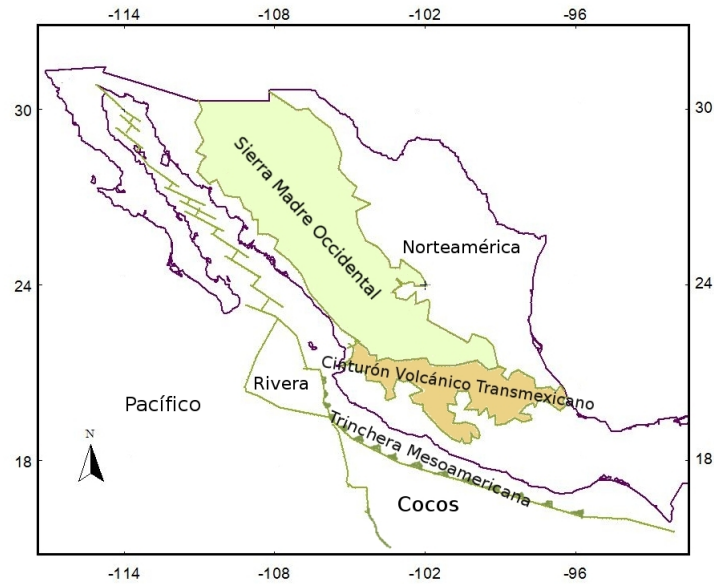


Figura 1.2: En el mapa se muestra la Trinchera Mesoamericana, la Sierra Madre Occidental, el Cinturón volcánico Transmexicano, la Placa de Cocos, la Placa Norteamericana y la Placa Rivera (modificado de Ferrari, 2000.)

La edades sugeridas para el CVT varían desde Cuaternario (Demant, 1978), hasta Oligoceno (Mooser, 1972). El CVT suele dividirse en tres sectores; Occidental, Central y Oriental (ver figura 1.3) (Aguirre et al., 1997; Ferrari, 2000)

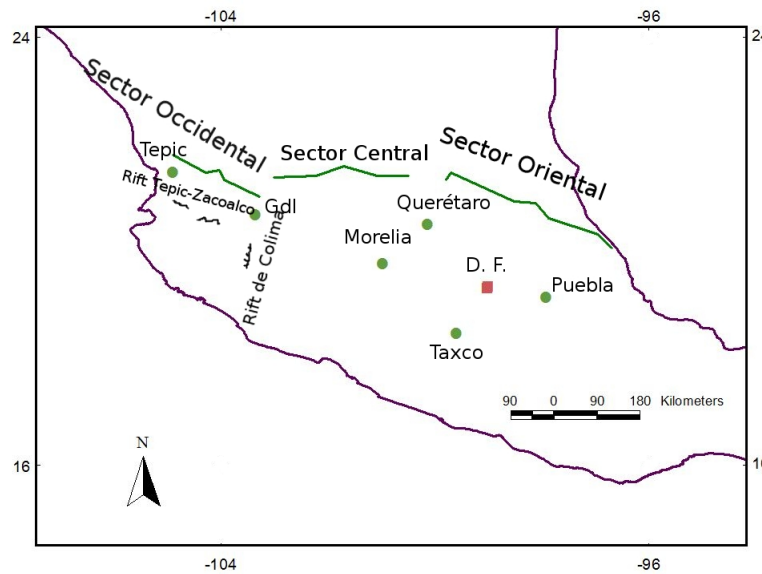


Figura 1.3: División del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) en el mapa se muestra el Valle Tectónico (rift) Tepic-Zacoalco y de Colima. Las ciudades se indican con puntos, el D.F. se indica con un cuadro (modificado de Ferrari, 2000)

El Sector Occidental se encuentra localizado en la región denominada Bloque de Jalisco (BJ), está limitado al Norte y Este por la unión de tres zonas de rift: el rift Tepic-Zacoalco, el rift Chapala y el rift Sayula-Norte. Al Sur-Oeste se encuentra limitado por la Trinchera Mesoamericana. Dentro de este sector, se localiza el Complejo Volcánico de Colima (CVC) (figura 1.4), que consiste en una cadena orientada de norte a sur de tres centros volcánicos: el volcán Cántaro al norte, el extinto volcán Nevado de Colima al sur del Cántaro, y el volcán de Fuego de Colima al sur y cercano a la zona de subducción en la trinchera mesoamericana (Macías, 2005).

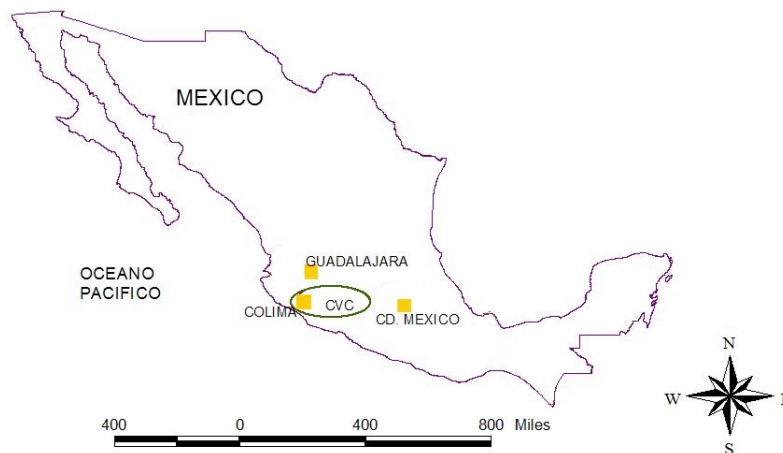


Figura 1.4: Complejo Volcánico de Colima (CVC) su ubicación se indica con un óvalo.

El Complejo Volcánico de Colima, está construido sobre un basamento de andesitas y volcanoclásticos del Cretácico Inferior de la Formación Tecatitlán, areniscas y lutitas de la Formación Encino calizas masivas de la formación Tepames, lechos rojos del Cretácico Superior de la Formación Coquimatlán, intrusivos cretácicos y una secuencia volcánica del Terciario, constituida por derrames de basaltos, andesitas, brechas volcánicas dacíticas e ignimbritas (Cortés et al., 2005).

La actividad volcánica cuaternaria en el graben de Colima inició hace aproximadamente 1.6 Ma con la formación del estratovolcán Cántaro (Allan, 1986). Posteriormente, la actividad volcánica migró ≈ 15 km al sur, para formar al volcán Nevado de Colima (Macías, 2005). Al mismo tiempo que las últimas etapas de actividad del Nevado de Colima se construyó el cono ancestral del volcán de Colima, conocido como Paleofuego (Robin y Boudal, 1987) a 5 km al sur. Después del último colapso del volcán de Paleofuego ocurrido hace aproximadamente 2500 años AP, la actividad migró hacia el sur y se instauró dentro de la caldera del Paleofuego. Esta actividad ha dado origen al actual volcán de Colima (Macías, 2005).

Este estratovolcán está compuesto por una alternancia de derrames andesíticos, depósitos de flujos piroclásticos y de caída. Una de las características del Volcán de Fuego ha sido la generación de flujos piroclásticos que han alcanzado hasta 15 km del cráter (Macías, 2005).

1.1.1. Historia eruptiva

La actividad histórica del volcán de Colima ha sido documentada desde 1519-23 (Bretón et al., 2002). En los primeros años del siglo XVI existe documentación esporádica de la actividad del volcán. Sin embargo, los primeros reportes de la actividad de este volcán se encuentran documentadas en el libro Historia Antigua de México (Clavijero, 1780) en donde el autor describe los resultados destructivos de la actividad explosiva del volcán. Más de 25 erupciones han sido reportadas en el pasado, en aproximadamente 480 años se ha registrado un amplio espectro de diferentes estilos de erupciones, desde pequeñas explosiones freáticas, explosiones más fuertes con bloques de lava, hasta eventos de tipo pliniano como los ocurridos en 1585, 1606, 1622, 1818, 1890 y 1913. En la tabla 1.1 se resume la actividad que se presentó en el periodo de 1606 a 1897.

Tabla 1.1: Historia eruptiva del volcán de Fuego.

Fecha de la actividad	Características de la actividad
1606	Se registraron dos explosiones de tipo pliniano, que produjeron caída de cenizas en una distancia de 5 km alrededor del volcán. (Bretón, 2002.)
15/02/1818	Se presentó la mayor erupción explosiva del siglo XIX, ha sido interpretada como el fin de un gran periodo de actividad del volcán(Bretón, 2002.)
12/06/1869	Se presentó una gran erupción que provino de una fisura sobre el flanco NE del cono principal. En la actualidad esta formación es mejor conocida como el “Volcancito”, figura 1.5
1870- 1897	Durante el mes de abril de 1872 se presentaron importantes erupciones del Volcancito. Dos erupciones adicionales ocurrieron el 13 de agosto de 1872, figura 1.6. Este evento fue capturado por Manuel Gomez en una de las primeras fotografías tomadas a este volcán, en esta foto se puede apreciar una enorme columna en forma de árbol que tiene como origen el Volcancito(Bretón, 2002.)
1873	Para los meses de enero-marzo, mayo, agosto-octubre se presentaron erupciones de tipo vulcanianas (Bretón, 2002.)
1890-1892	Se reportó gran actividad en los meses de enero, febrero y noviembre, sin embargo; el 16 de febrero de este mismo año, ocurrió lo que se ha interpretado como la erupción más grande registrada a la cual se le asignó un VEI 4 (De la Cruz-Reina 1993). Después de la gran erupción, la actividad continuó en los meses de julio-septiembre, noviembre y diciembre de 1891. Posteriormente en los meses de enero-junio de 1892.
1893	Con la finalidad de llevar a cabo observaciones sistemáticas y tener un registro continuo de la actividad volcánica, se inicia la instalación de observatorios en Colima y en Zapotlán

20/01/1913	El volcán presentó una gran erupción de tipo pliniana logrando modificar el tamaño y forma del volcán. Se destruyó su cono principal de 100 m. Esta erupción produjo un cráter de aproximadamente 450 m de diámetro y una profundidad de 350 m. Se reportó caída de ceniza en las ciudades circundantes, aprox. a 725 km NNE del volcán (ver figuras 1.7 y 1.8)
1991 -1994	En 1991 una nueva fase eruptiva fue iniciada con una serie de enjambres durante el mes de febrero. Durante los meses de enero a se observó el crecimiento de un nuevo domo en el cráter del volcán, este crecimiento continuó hasta el 16 de abril en el que ocurrió el colapso del domo en la parte SW del cráter. El incremento en la sismicidad en julio de 1994 culminó con una explosión freática en la que se destruyó el domo que se formó en 1991 produciendo con ello avalanchas y caída de cenizas. Esta explosión produjo un cráter de aproximadamente 140 m de diámetro y 50 m de profundidad(Bretón, 2002.)

Tabla 1.1: (Continuación)

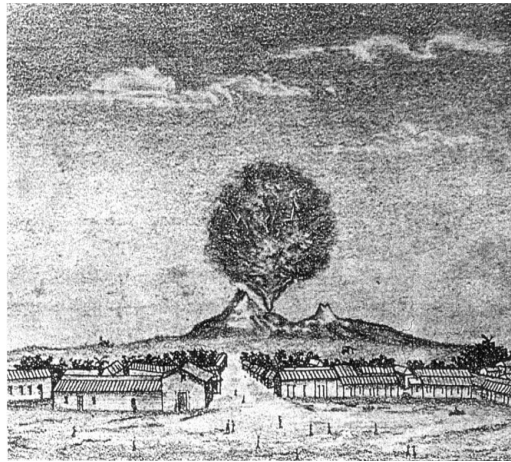


Figura 1.5: Esta pintura muestra la erupción que provino de una fisura sobre el flanco NE del cono principal. En la actualidad esta formación es mejor conocida como “ El Volcancito” (Tomada de Bretón, 2002)



Figura 1.6: Esta imagen muestra una de las primeras fotografías tomadas al volcán del Volcán de Fuego. Esta foto fue tomada por Manuel Gomez, en ella se puede apreciar la erupción de 1872 proveniente del “Volcancito” (Tomada de Bretón, 2002)



Figura 1.7: Esta fotografía muestra al volcán de Fuego antes de la erupción tipo pliniana de 1913. El cono principal medía 100 m (Imagen modificada de Bretón, 2002)

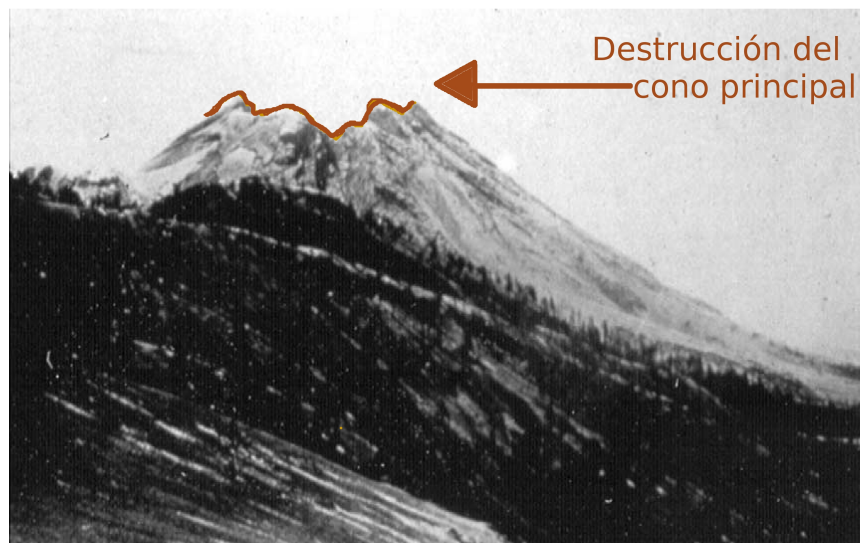


Figura 1.8: Esta fotografía muestra al volcán de Fuego después de la erupción de 1913, con la cual se destruyó su cono principal de 100 m. y produjo un cráter de aprox. 450 m de diámetro y 350 m. de profundidad (Imagen modificada de Bretón, 2002)

1.2. Actividad eruptiva reciente (1997-2006)

La actividad de este volcán está caracterizada por ciclos eruptivos. Cada uno de estos ciclos comienza con el crecimiento de un domo en el área de la cima y cuando este domo rebasa los bordes del cráter se producen flujos piroclásticos seguidos por fases de explosiones de intensidad variables (Luhr 2002, Zobin et al., 2005). El ciclo termina con una explosión pliniana que destruye el área de la cima. Posteriormente la actividad decrece con una serie de pequeñas explosiones vulcanianas.

La actividad más reciente del volcán comienza el 28 de noviembre de 1997, con un fuerte incremento en la actividad sísmica. Desde este momento hasta el presente, se han identificado tres etapas de actividad. La primera es la extrusión de un domo andesítico con la formación de flujos de lava, la segunda etapa es la formación de domos de lava y la tercera etapa ha consistido de varias explosiones energéticas (Zobin et al., 2006).

En el 2004 la actividad del volcán estuvo caracterizada por la extrusión de flujos andesíticos y flujos piroclásticos. Esta actividad fue acompañada por actividad explosiva intermitente, representada principalmente por explosiones vulcanianas de las cuales fueron emitidos vapor y cenizas (Zobin et al., 2006).

En el 2005 se presentaron en promedio 5 eventos por día. En general la actividad consistió de explosiones vulcanianas y flujos piroclásticos. Los VEI ¹ de las series de explosiones no han sido reportados. Al final del 2005, se registraron 1100 explosiones, de las cuales al menos 18 son consideradas muy energéticas.

La actividad explosiva del 2006 fue menor con respecto al 2005, se presentaron en promedio 4 explosiones por día. La característica más sobresaliente en este año fue que en el mes de diciembre se observó la formación de un nuevo domo en el área del cráter, que estuvo acompañado de eventos de fumarolas. Hasta el presente se sigue observando el crecimiento continuo del domo. Las fotos 1.9, 1.10, 1.11, 1.12, 1.13 y 1.14 muestran la evolución del volcán a partir del 2008.

¹Volcanic Explosivity Index



Figura 1.9: Vista panorámica del flanco W del volcán. En esta foto se puede apreciar la formación del domo dentro del cráter. Foto tomada por Nubia A. Zuazo Cuevas, 28/10/2008.



Figura 1.10: Vista panorámica del flanco E del volcán. En esta foto se pueden apreciar fumarolas provenientes del cráter. Foto tomada por Nubia A. Zuazo Cuevas, 28/10/2008.



Figura 1.11: Vista panorámica del flanco NE del volcán. Se aprecian fumarolas del domo y el cráter. Foto tomada por Juan Carlos Gavilanes el 10/05/09.



Figura 1.12: Vista panorámica del cono principal del volcán, en esta foto se puede apreciar el crecimiento del domo en el flanco SW. Foto tomada por Juan Carlos Gavilanes Ruíz el 10/06/2009.



Figura 1.13: Foto fue tomada por Juan Carlos Gavilanes Ruiz el día 03/30/2010 a 3 Km del flanco NW del volcán, en ella se puede apreciar la actividad del volcán al presentar una pequeña explosión.



Figura 1.14: Esta foto fue tomada por Juan Carlos Gavilanes Ruiz el día 03/30/2010 a 2.7 Km de la parte W del volcán, en ella se puede apreciar la actividad del volcán al presentar una explosión muy energética.

1.3. Sistemas de monitoreo

El volcán de Fuego de Colima es un estratovolcán altamente activo, ha presentado a lo largo de la historia múltiples manifestaciones de actividad. Este volcán es uno de los pocos en el país que cuenta con un monitoreo integral, que consiste de monitoreo sísmico, visual, de deformación y geoquímico entre otros. Todas estas técnicas en conjunto permiten la vigilancia del comportamiento del volcán todos los días del año. Estrictamente el monitoreo instrumental de este volcán comenzó en el año de 1981 con la instalación del observatorio en Colima y Zapotlán (Bretón et al., 2002)

1.3.1. Monitoreo Visual

Se cuenta con dispositivos de vigilancia que permiten visualizar la actividad del volcán las 24 horas del día durante todo el año (Si las condiciones climatológicas lo

permiten). El sistema consiste en cámaras de video que transmiten sus imágenes hasta el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, situado a 30 km al Sur del volcán. Estas cámaras se encuentran en dos estaciones; El Naranjal y El Nevado (<http://www.ucol.mx>). Un inconveniente de este tipo de monitoreo, es el hecho de que la información obtenida (en este caso las imágenes) dependen directamente de las condiciones climatológicas.

1.3.1.1. Estación El Naranjal y Estación El Nevado

La estación El Naranjal está situada a 15 Km. al sur del volcán, en las instalaciones del Observatorio Vulcanológico del Naranjal.

La Estación El Nevado (figura 1.15), se localiza sobre el volcán Nevado de Colima, a una altura de 3850 m.s.n.m., al norte de la cima del volcán de Fuego. (<http://www.ucol.mx>)



Figura 1.15: Vista de la Estación El Nevado

1.3.2. Monitoreo de deformación volcánica

La deformación del suelo debido a la intrusión de magma, es considerada como una señal precursora a la actividad eruptiva de un volcán. El patrón y la velocidad del desplazamiento de la superficie revelan la profundidad y la tasa de aumento

de presión de la cámara magmática, lo cual nos permite obtener una importante información acerca del estado del volcán.

En el volcán de Colima se utilizan las siguientes técnicas de monitoreo de la deformación:

- Inclínometría
- Distanciometría electrónica
- Nivelación trigonométrica y geométrica
- Red de GPS
- Inclínometría seca.

1.3.3. Monitoreo de agua

Los cambios en la composición química de las aguas subterráneas en el entorno de volcanes activos puede reflejar variaciones en la actividad volcánica. Las modificaciones en las características químicas del agua respecto a los valores base o de referencia pueden deberse a la disolución de gases volcánicos o al incremento en los procesos de interacción agua-roca. Los principales volátiles liberados del magma son; SO_2 , HCl , HF , CO_2 que al disolverse en el agua incrementan las concentraciones de los iones mayores: SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , y disminuyen el pH (Armienta et al., 2007). El volcán de Colima presenta un indicador potente en las aguas de tres manantiales ubicados en el flanco Suroeste. Desde el 2001, el nivel de boro ha presentado fluctuaciones relacionadas con cambios en la influencia de fluidos profundos.

1.3.4. Monitoreo de gases

El estudio de la composición y la concentración de los gases son otra herramienta de monitoreo del estado del volcán. En el caso del volcán de Colima se lleva a cabo debido a que la actividad que presenta este volcán incluye emisiones de gases en la zona del cráter.

1.4. Red Sismológica de Colima (RESCO)

El estudio de una región volcánica desde el punto de vista sísmico es importante porque nos permite conocer diferentes aspectos del sistema volcánico, entre otros, la dinámica y los mecanismos de transporte de fluidos, los efectos o consecuencias derivados de esa dinámica y el posible estado de esfuerzos local y regional. Una de las ventajas importantes que ofrece el monitoreo sísmico, es el hecho de que este tipo de monitoreo se lleva a cabo de manera continua y en tiempo real, lo que permite una evaluación inmediata del estado actual del volcán. En 1989 la Universidad de Colima puso en funcionamiento la Red Sismológica del Estado de Colima (RESCO), este sistema de monitoreo cuenta con siete estaciones telemétricas desplegadas alrededor del volcán (EZV1 a EZV7). Cada una de ellas está equipada con un sismómetro de periodo corto ($T = 1$ s.) operando con filtros pasa-bandas entre 0.2 y 5.2 Hz. El registro de los datos es llevado a cabo de forma digital a un muestreo de 100 Hz en todas las estaciones, figura 1.16 (Zamora, et al., 2007)

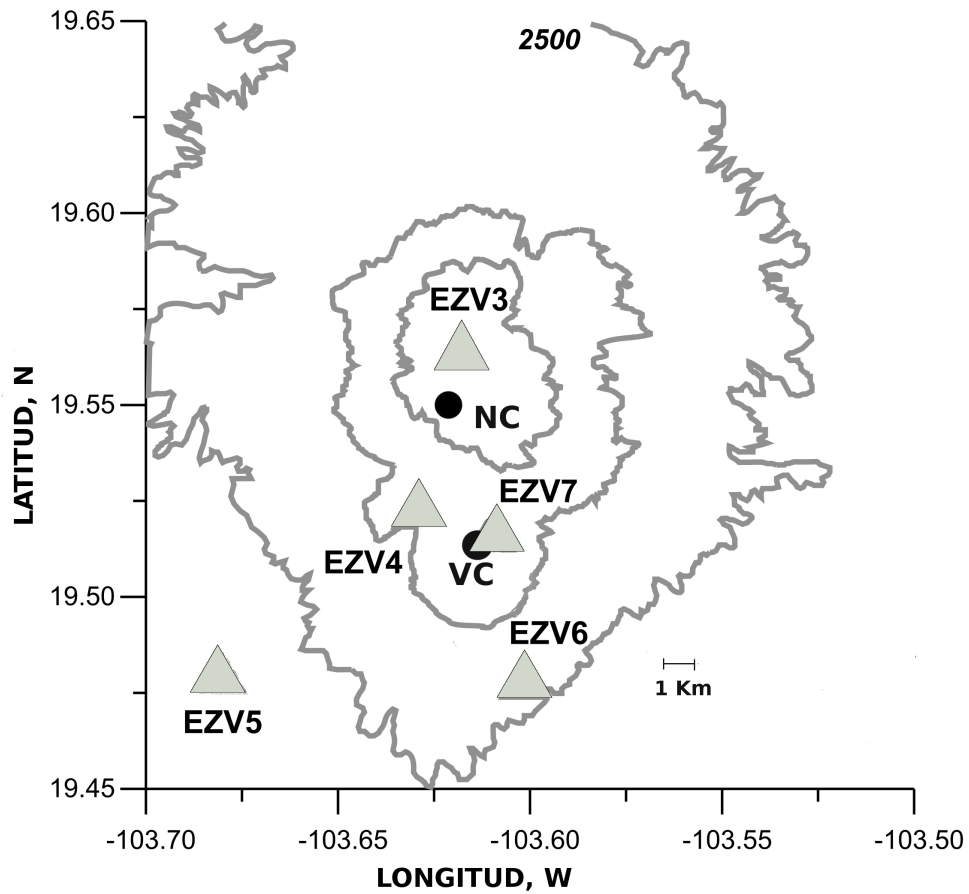


Figura 1.16: Red Sismológica de Colima (RESCO). Los triángulos indican la localización de cinco de las estaciones, los círculos rellenos con los nombres NC y VC indican la localización de los volcanes Nevado y Colima respectivamente. Imágen (modificada de Zobin et al., 2002)

Capítulo 2

Señales sísmicas volcánicas y su clasificación

Un volcán es una manifestación característica de la interacción de la actividad magmática con la superficie de la Tierra. Cuando los volcanes presentan actividad eruptiva generan una gran variedad de señales sísmicas debido a la inestabilidad del sistema magmático ocasionado por el transporte de magma o de otros fluidos hidromagmáticos. Las señales sísmicas de origen volcánico se clasifican de acuerdo a sus características en tiempo y frecuencia. Varias clasificaciones han sido propuestas por diversos autores, entre ellas la de Chouet (1996), el cual propone una clasificación basada en los procesos físicos que generan las señales sísmicas. Chouet sugiere cuatro tipos diferentes de señales sísmicas a las cuales denomina; eventos Volcano Tectónicos (VT), de periodo largo (Long Period), Híbridos y tremor.

Debido a que el esquema de clasificación de Chouet (1996) está basado en principios físicos proporciona una herramienta útil para analizar las causas que originan las diferentes señales sísmicas volcánicas, lo que permite inferir el estado de actividad del volcán en el momento que se origina la señal. En la siguiente sección se describen las características de este esquema de clasificación.

2.1. Clasificación de Chouet, 1996.

Según Chouet existen dos familias fundamentales de procesos físicos que generan las señales. La fuente generadora de la primer familia se atribuye al movimiento de los fluidos hidrotermales y magmáticos que generan un cambio de volumen en

los conductos, lo que induce fluctuaciones en la presión produciendo así una onda acústica, la cual presenta características de resonancia. Dentro de esta familia se encuentran los eventos LP (Long Period) y tremor. La segunda familia representa la ruptura de las rocas volcánicas debido a la tensión inducida por el movimiento de fluidos en el edificio volcánico, dentro de esta familia se encuentran los eventos VT (Volcano Tectónicos).

Con base en el trabajo publicado por Chouet (1996) se describen las características generales de los eventos VT, LP, eventos Híbridos y Tremor.

2.1.1. Los eventos Volcano Tectónicos (VT)

Son señales sísmicas que se asemejan a los eventos de tipo tectónicos regionales, sus frecuencias características son mayores a 5 Hz. Dentro de la clasificación de los eventos VT, se pueden observar claras diferencias cuando ocurren a mayor o menor profundidad, en los eventos VT poco profundos, las fases de P y S son claramente reconocibles y sus frecuencias máximas están arriba de 5 Hz (figura 2.1), en los VT que ocurren a mayor profundidad, la señal es dominada por las fases principales P y S y una coda ¹ muy corta, con un pico de energía entre 6-8 Hz (figura 2.2) (Chouet, 1996).

¹La coda denota la parte del sismograma en la cual decrecen las amplitudes, seguida de las principales fases P y S (Kulhánek, 1990)

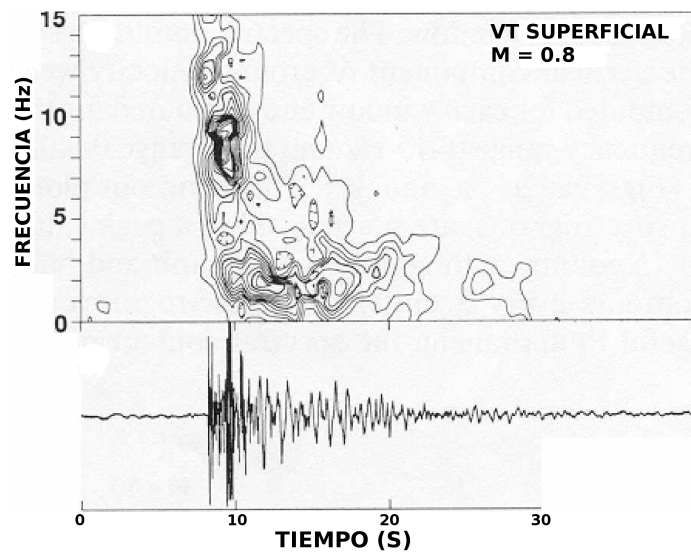


Figura 2.1: En la parte inferior se muestra el sismograma de un evento típico VT superficial en el que claramente se observan las fases P y S. En la parte superior se muestra el espectrograma correspondiente en el que se puede apreciar su frecuencia máxima arriba de los 5 Hz (tomada de Lahr et al., 1994).

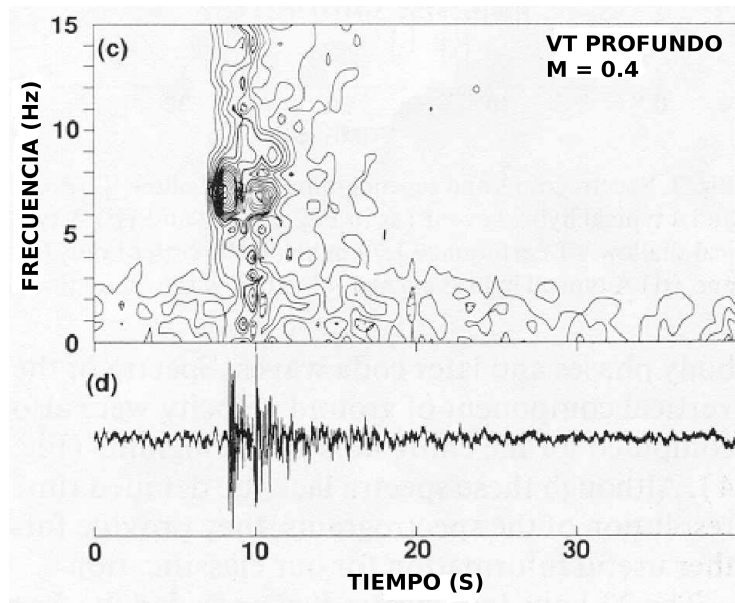


Figura 2.2: En la parte inferior se muestra el sismograma de un evento típico VT profundo en el que claramente se observan las fases P y S pero a diferencia de los eventos VT superficiales este muestra una coda muy corta. En la parte superior se muestra el espectrograma correspondiente en el que se puede apreciar sus picos de frecuencia arriba de los 5 Hz (tomada de Lahr et al., 1994).

En general, los VT se originan en la roca sólida originando fracturamiento o fallamiento de corte muy similares a los producidos por los eventos tectónicos como los de subducción. En muchos casos este tipo de eventos han sido la primera señal indicativa de la reactivación de un volcán (Chouet, 1996).

2.1.2. Los eventos de Periodo Largo (LP)

Son eventos con frecuencias características entre 0.5 y 5 Hz. Los arribos de las ondas P son generalmente emergentes y los arribos de las ondas S no son claros. Por lo general presentan duraciones más grandes que los VT con magnitudes similares (figura 2.3).

La generación de este tipo de eventos, está relacionada con la fluctuación de presión causada por la inestabilidad del transporte de masa y las condiciones termodinámicas de los fluidos. Debido a la naturaleza del proceso que los origina y en particular la frecuencia de las fluctuaciones de la presión proveen información sustancial acerca del estado de los fluidos, por lo que se les considera una herramienta útil en la evaluación del riesgo volcánico (Chouet, 1996)

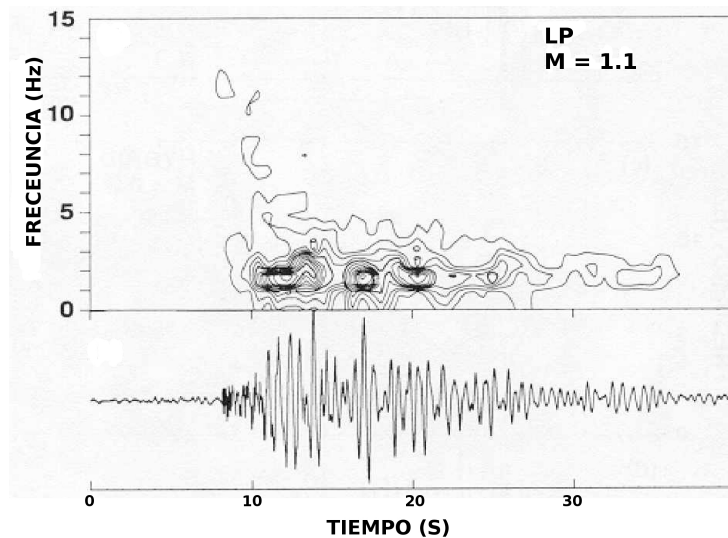


Figura 2.3: En la parte inferior se muestra el sismograma de un evento típico LP. En la parte superior se muestra el espectrograma correspondiente en el que se puede apreciar picos de frecuencia entre 1 y 5 Hz (tomada de Lahr et al., 1994).

2.1.3. Eventos Híbridos

Son eventos con componentes en las altas y bajas frecuencias, por esta razón se les llama eventos Híbridos. En las altas frecuencia tienen fases impulsivas de P y S, sin embargo la fase S no siempre es fácilmente reconocible (figura 2.4) (Chouet, 1996).

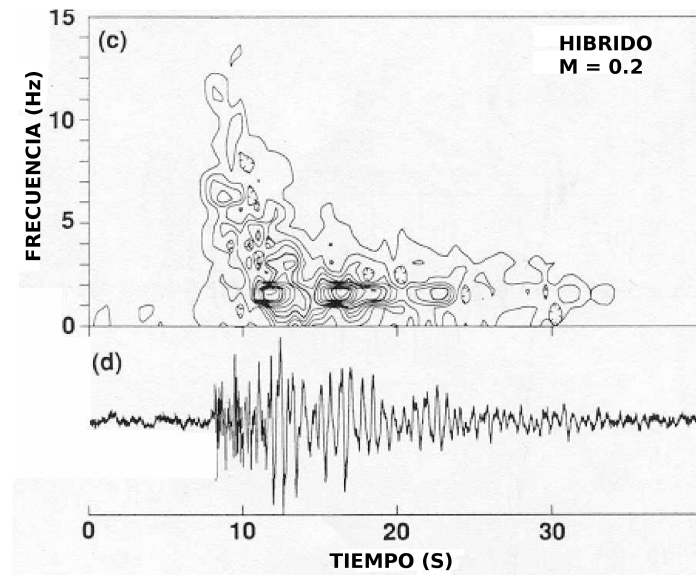


Figura 2.4: En la parte inferior se muestra el sismograma de un evento típico Híbrido. En la parte superior se muestra el espectrograma correspondiente en el que se puede apreciar picos en las altas y en las bajas frecuencias (tomada de Lahr et al., 1994).

2.1.4. Tremor volcánico

Está caracterizado por una señal armónica con amplitud sostenida que dura desde unos cuantos minutos, días e incluso meses. Tienen periodos entre 1 y 5 Hz. En muchos casos los eventos LP y tremor tienen las mismas componentes espectrales y temporales, lo cual sugiere que tienen un proceso de origen en común, diferenciándose sólo en la duración (Chouet, 1996) ver figura 2.5

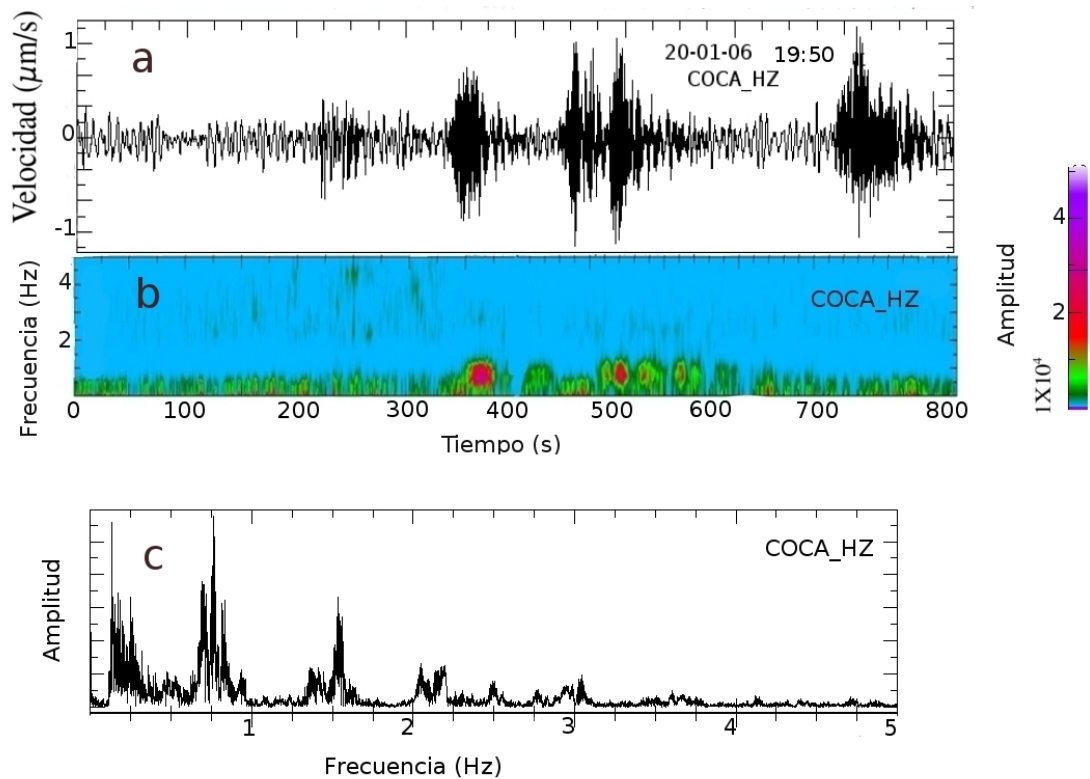


Figura 2.5: (a) Señal correspondiente a un evento de tremor, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

2.2. Modelos del tremor volcánico

Para explicar las causas del tremor volcánico, se han desarrollado diferentes modelos, los más sobresalientes están enfocados al análisis de los efectos sísmicos que son producidos por cavidades rellenas de fluidos, los cuales son excitados por procesos físicos en los que la presión juega un papel determinante. El modelo de Aki et al (1977) explica la generación de tremor como el resultado de la excitación que sufren las fracturas, dicha excitación es causada por aperturas espasmódicas de canales debido al exceso de presión magmática. Chouet (1981) explica que la duración del tremor implica una fuente generadora asociada al comportamiento de los fluidos. A partir de estos trabajos se desarrollaron modelos hidráulicos del tremor basados en resonancia acústica (St. Lawrence and Qamar, 1979; Ferrick et

al, 1982) en los cuales se desarrollaron las ecuaciones que describen el movimiento del fluido a partir de las leyes físicas de conservación del momentum. La fuente modelada describe la estructura de múltiplos que representan el espectro del tremor. En 1982, Chouet supone que los procesos generadores de LP y tremor se deben a la excitación de los conductos del volcán y que tal excitación es debida a algún mecanismo, el cual no está necesariamente relacionado con fracturamiento de rocas, si no con mecanismos de origen térmico, químico o de naturaleza hidráulica.

Mc Nutt en su trabajo de 1986 observó que los espectros de frecuencias de los eventos tipo B (eventos LP), explosiones y tremor provenientes del Volcán Pavlof, presentaban características similares con los espectros de frecuencias producidos por el flujo de agua en los túneles de la Presa Tarbela, en Pakistán. Encontró que en todos los casos los espectros presentaban picos equiespaciados semejantes a los que producen el modelo de un tubo de órgano. Sugiere que estas características del espectro de frecuencias del tremor, son indicativos de que la fuente que lo genera debe de tener una marcada simetría radial. Mc Nutt aplicó el modelo de un tubo de órgano y corroboró la longitud conocida de los túneles. Siguiendo esta misma idea, calculó la longitud de los conductos del Volcán Pavlof.

A pesar del notable avance en el desarrollo de modelos cada vez más sofisticados para la explicación y entendimiento de los procesos que generan a los eventos LP y al tremor, no se ha podido elaborar hasta el momento un modelo que explique completamente los procesos físicos que dan lugar a este tipo de señales y aunque se trabaja incansablemente por entender por completo la naturaleza de estos eventos, aún hay mucho trabajo por hacer.

Capítulo 3

Características de la red sísmica de banda ancha

3.1. Generalidades

Durante los sismos registrados en el Volcán de Fuego en el periodo de noviembre del 2005 a mayo del 2006, fueron instaladas 4 estaciones por el Observatorio Vesuviano (OV-INGV) en los flancos del volcán, con la finalidad de monitorear la actividad sísmica (ver mapa 3.1). En este trabajo se estudiaron los registros sísmicos y su relación con la actividad eruptiva que presentó el Volcán de Fuego durante el periodo de funcionamiento de estas estaciones.

ESTACIONES DEL INGV

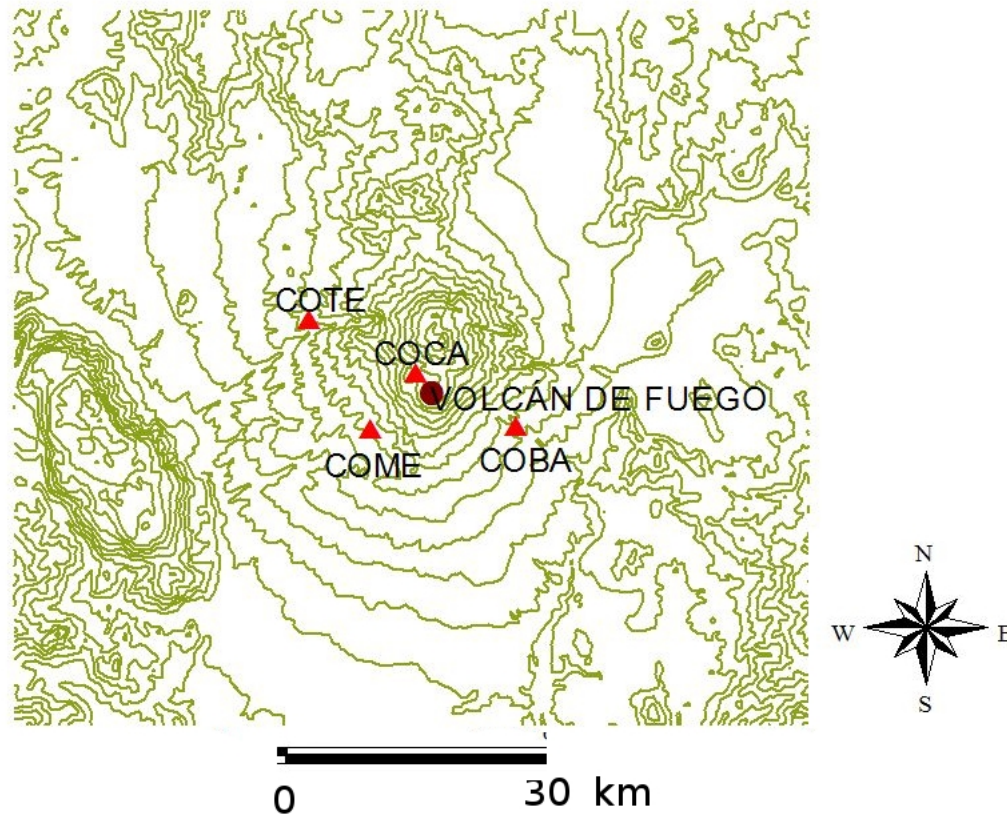


Figura 3.1: Los triángulos indican la localización de las estaciones colocadas por el OV-INGV alrededor del Volcán de Fuego. El punto indica la ubicación del volcán.

En cuanto a los aspectos técnicos de las estaciones del OV-ING, se tiene lo siguiente:

- Las 4 estaciones del OV-INGV (COBA, COCA, COME, COTE) fueron equipadas con sensores Lennartz LE-3D/20s, desplegados con la componente horizontal orientada en las direcciones N-S y E-W.

En las tabla 3.1 se muestran las coordenadas y la distancia con respecto al volcán a las que fueron colocadas las estaciones.

Tabla 3.1: Coordenadas de las 4 estaciones operadas por el OV-INGV

Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Distancia (Km)
COCA	19.4846 °N	103.5374 °W	3170	3.02
COME	19.4821 °N	103.6744 °W	1710	6.87
COBA	19.5815 °N	103.7329 °W	580	8.92
COTE	19.5357 °N	103.6315 °W	1740	14.38

3.2. Selección de datos

El criterio de la selección de los datos, consistió en elegir aquellos eventos eruptivos que además de ser registrados en las estaciones del OV-ING, también estuvieran publicados en los Boletines del Observatorio Vulcanológico de Colima.

En la tabla 3.2 se muestran las fechas de los registros sísmicos seleccionados para su análisis e interpretación.

Tabla 3.2: Días seleccionados para el análisis de las señales, también se indican las estaciones que registraron actividad.

fecha	Estaciones que registraron actividad
20/01/06	<ul style="list-style-type: none"> ▪ COME ▪ COCA ▪ COTE
20/02/06	<ul style="list-style-type: none"> ▪ COME ▪ COCA

3.3. Polarización de las ondas sísmicas; una herramienta para verificar el funcionamiento de la red de banda ancha.

Un sismo es un movimiento vibratorio que se origina en el interior de la Tierra y se propaga en todas direcciones en forma de ondas (ondas sísmicas). Este tipo de ondas son un tipo de ondas elástica que se clasifican en dos grupos: las ondas de cuerpo que están constituidas por la onda P (primaria) y la onda S (secundaria); en el segundo grupo denominado, ondas superficiales se incluye a las ondas Love (LQ) y las ondas Rayleigh (LR).

Las ondas P (ondas compresionales) son las que se transmiten cuando las partículas del medio se mueven en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio como se indica en la figura 3.2. Esta es la más

veloz de todas las ondas sísmicas, por lo tanto es la primera onda que se registra en las estaciones sísmicas.

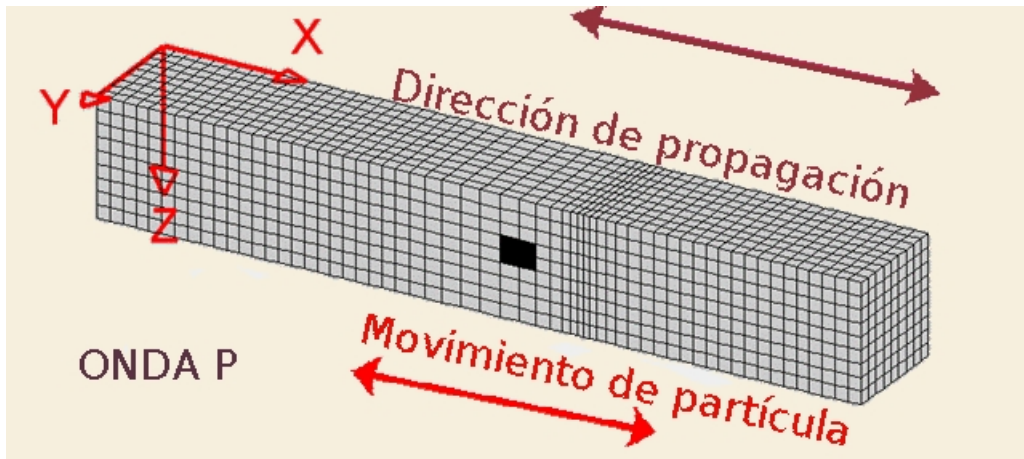


Figura 3.2: Esta figura representa la dirección de propagación de la onda P y el movimiento de partícula.

Las ondas S, son aquellas en las cuales las partículas del medio se mueven en dirección perpendicular respecto a la dirección de propagación. Esta onda es más lenta que la onda P, en particular la onda S es la segunda en registrarse en un sismograma. En la figura 3.3 se muestra el movimiento de partícula y la dirección de propagación para esta onda. El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de la onda puede ser en cualquier dirección perpendicular a la propagación; pero a veces, pueden desplazarse en una sola dirección, en cuyo caso se dice que las ondas están polarizadas. La componente vertical de la onda S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH.

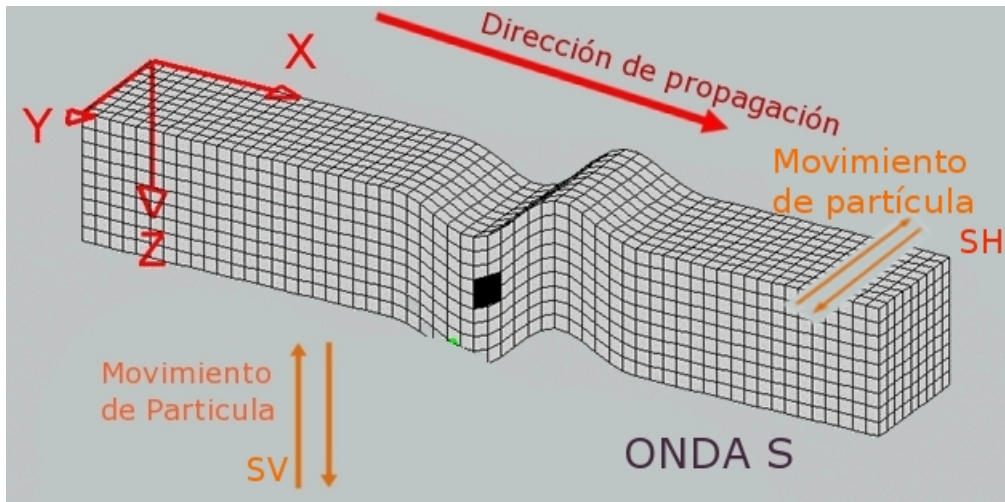


Figura 3.3: Dirección de propagación de la onda S. En la figura se muestra las polarizaciones del plano vertical indicada como SV y en el plano horizontal, indicada como SH.

Las velocidades aproximadas para onda P y la onda S cerca de la superficie es de 5.5 km/s y 3.2 km/s.

Después del arribo de estas dos ondas se presentan ondas de periodos muy largos que generalmente dominan a los sismogramas, a estas ondas se les llama ondas superficiales, cuya energía se concentra cerca de la superficie de la Tierra. Se clasifican en 2 categorías; las ondas love (LQ) y las ondas Rayleigh (LR), estas últimas se deben a la interacción de las ondas P y las SV, y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda se da en forma de elipse retrógrada (figura 3.4). En general, las ondas LR son más lentas que las LQ, sus velocidades de grupo van de 1 a 4 km/s.

Las ondas LQ se deben a la interferencia constructiva de las ondas SH, para su existencia se requiere al menos una capa sobre un semiespacio donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Son polarizadas horizontalmente como las (SH) y por lo tanto no se registran en los sensores verticales (figura 3.5). Aunque más lentas que las ondas P y S, las ondas LQ tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s. Las ondas LQ y LR presentan periodos muy largos; sin embargo los periodo de las ondas LR son mayores que las de las ondas LQ.

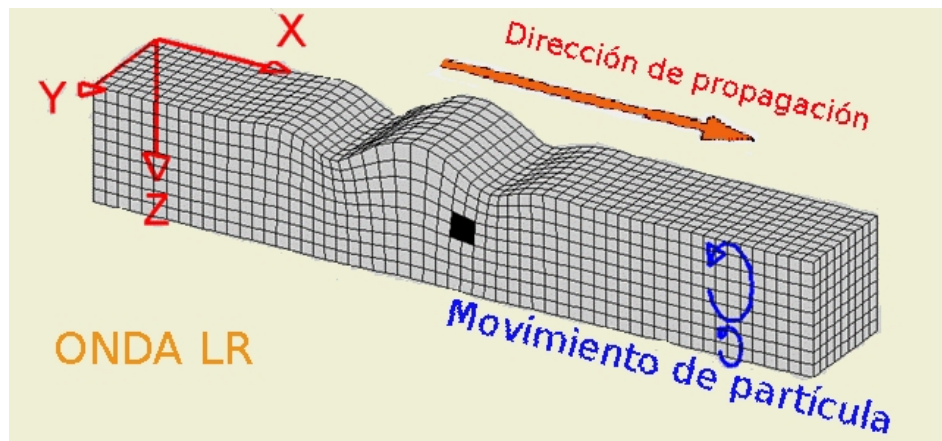


Figura 3.4: Esta figura representa la dirección de propagación de la onda LR y el movimiento de partícula.

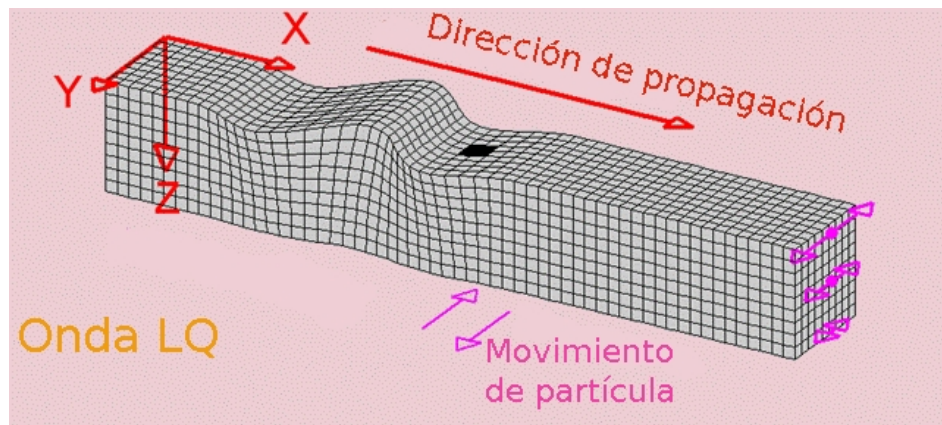


Figura 3.5: Esta figura representa la dirección de propagación de la onda LQ y el movimiento de partícula.

De lo anterior, podemos afirmar que el análisis del movimiento de partícula de las ondas P, S, LQ y LR, nos brinda información sobre la naturaleza del sismo, por ejemplo, la dirección del movimiento de partícula de la onda P, nos indica la dirección del origen del sismo, debido a que esta onda polariza en la dirección de su propagación. El análisis del movimiento de partícula de la onda S, nos da información sobre la dirección perpendicular de propagación de la onda. Por otro lado, el comportamiento del movimiento de partícula de las ondas LQ y LR, de acuerdo con expuesto con anterioridad, será similar al de las ondas SH y SV,

respectivamente.

Entonces, podemos afirmar que al corroborar que las polarizaciones de las ondas de un sismo coinciden con la descripción anterior de las polarizaciones de las ondas sísmicas, es un buen criterio para determinar el buen funcionamiento de las estaciones sismológicas.

El funcionamiento de la red de banda ancha operada por el OV-ING, se verificó bajo el criterio del análisis del movimiento de partícula, de las ventanas de tiempo del arribo de las ondas P, S, LQ y LR. Para este análisis se utilizaron sismogramas correspondientes a sismos que ocurrieron a más de 1000 km de distancia de las estaciones que registraron la señal (telesismo). La información de los telesismos fue obtenida de la base de datos del “National Earthquake Information Center” (NEIC) y del “United States Geological Survey” (USGS). En la tabla 3.3 se muestra la magnitud y las coordenadas de la localización (ver mapa 3.6.) de uno de los telesismos que se utilizaron para el análisis.

Tabla 3.3: Características del telesismo usado para el análisis de movimiento de partícula

Fecha del Telesismo	Nombre	(Latitud, Longitud)	Magnitud	Estaciones que registraron
03/05/06	Telesismo Pacífico	(-20.19, -174.12)	8	<ul style="list-style-type: none"> ▪ COBA ▪ COME

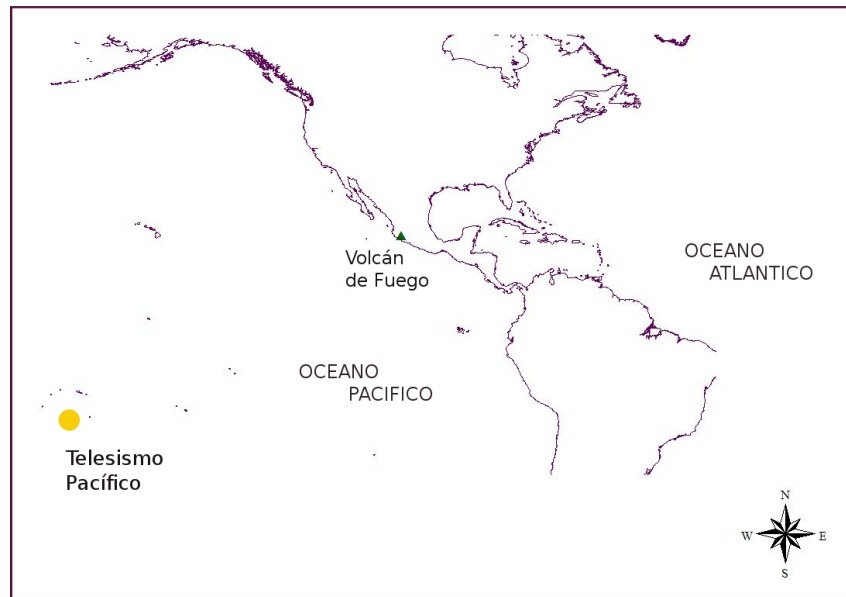


Figura 3.6: El triángulo y el punto, indican la localización del Volcán de Fuego y del telesismo, respectivamente.

En la figura 3.7 se muestran sólo dos de los sismogramas que corresponden a las señales provenientes del telesismo, para las estaciones COME y COBA de las componentes NS y EW, respectivamente. No se muestran las componentes restantes de cada estación debido a que la ilustración sólo tiene como objetivo mostrar la forma de los sismogramas.

Para localizar con mayor certidumbre los tiempos de arribos (tiempo de viaje) de las ondas P, S, LQ y LR se utilizó el software de la página <http://neic.usgs.gov>, cuyo funcionamiento está basado en el modelo de velocidades IASP91 (Kennett et al., 1991). Este es un modelo que considera a la Tierra formada por capas esféricas concéntricas que son caracterizadas por el comportamiento de la velocidad con respecto a la profundidad.

En las tablas 3.5 y 3.4 se muestran los tiempos de viaje, para las diferentes ondas.

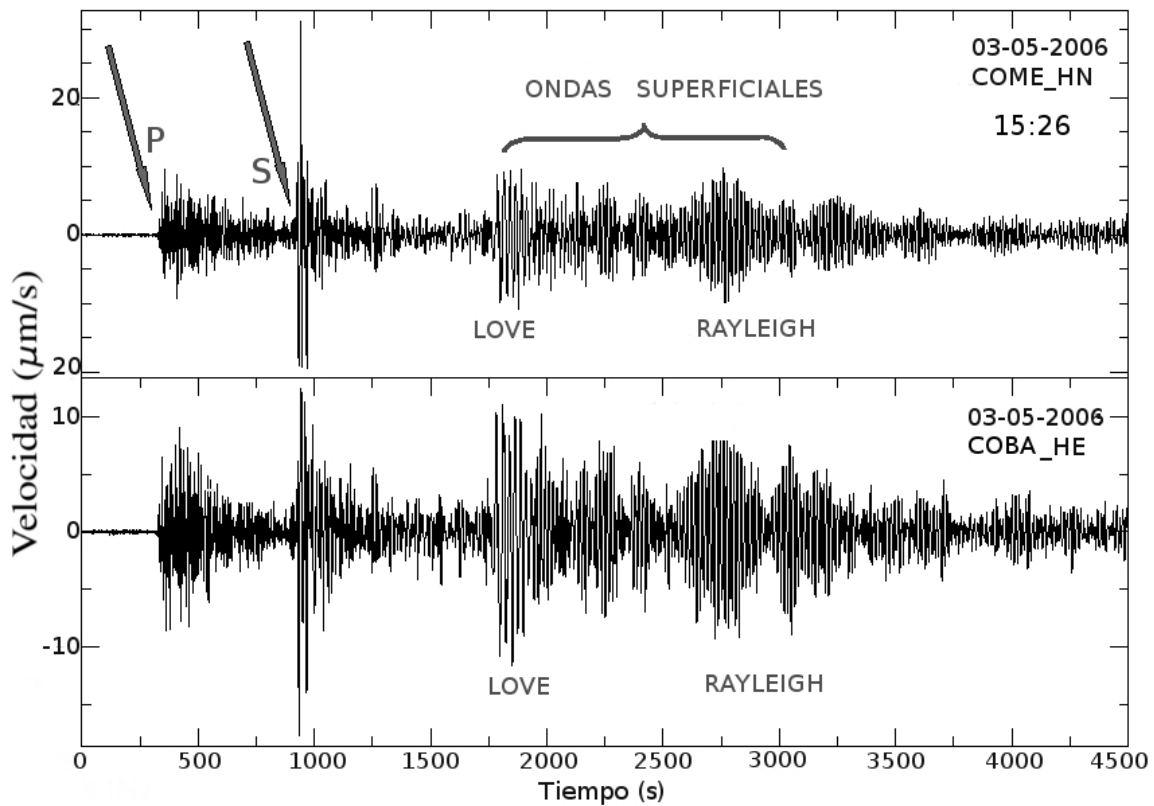


Figura 3.7: Telesismo ocurrido en el Pacífico Sur, la fecha y hora de ocurrencia se indican en la parte superior derecha de cada sismograma. Las flechas indican los arribos de la fase P y S. El bracket denota las ondas superficiales (Love y Rayleigh).

Tabla 3.4: Tiempos de viaje para los diferentes tipos de ondas del telesismo, estación COBA. Modelo de velocidades IASP91.

Tipo de Onda	Tiempo de viaje	
	minutos	segundos
P	12	52
S	17	48
LR	37	57
LQ	42	8

Tabla 3.5: Tiempos de viaje para los diferentes tipos de ondas del telesismo, estación COME. Modelo de velocidades IASP91.

Tipo de Onda	Tiempo de viaje	
	minutos	segundos
P	12	55
S	17	49
LR	38	12
LQ	42	24

En los sismogramas mostrados en la figura 3.7, se observa que la primera fase en arribar es la onda P, posteriormente la onda S y por último las ondas superficiales. En general las ondas LQ y LR presentan periodos largos, en este caso en promedio las ondas LR presentaron periodos de 23.5 s, mientras que las LQ en promedio presentaron periodos de 15 s. Para el análisis del movimiento de partícula se tomaron ventanas de 40 s para cada una de las ondas y se aplicó un filtro pasa bandas (0.1 a 0.4 Hz). Las ventanas correspondientes para las ondas P y S, se muestra en la figura 3.8. Estos sismogramas sólo muestran las componentes Norte-sur y Este-Oeste de la estación COME debido a que el objetivo de la imagen es sólo ilustrativo.

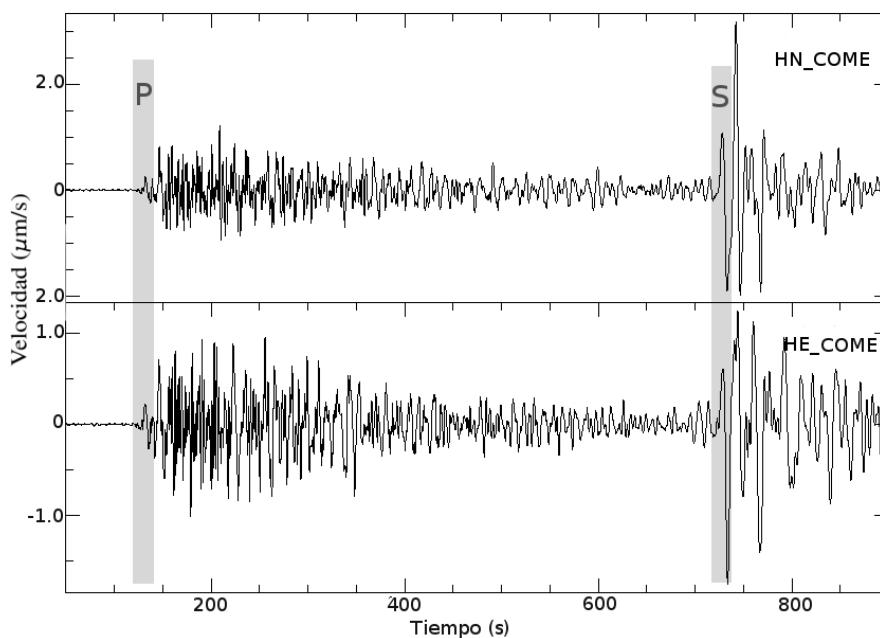


Figura 3.8: Ventanas de tiempo en las que se muestran las fases de las ondas P y S, indicadas con la parte sombreada.

La gráfica del movimiento de partícula para las ondas P y S se muestran en las figuras 3.9 y 3.10, respectivamente. Este tipo de gráficos muestran el movimiento de una “partícula” en el plano de dos sismogramas, en función del tiempo. El valor de la variable dependiente del primer sismograma se traza lo largo del eje y, y el valor de la variable dependiente del segundo sismograma se traza a lo largo del eje x. En todos los casos se utilizaron los sismogramas horizontales, es decir de las componentes Norte-Sur (HN) y Este-Oeste (HE)

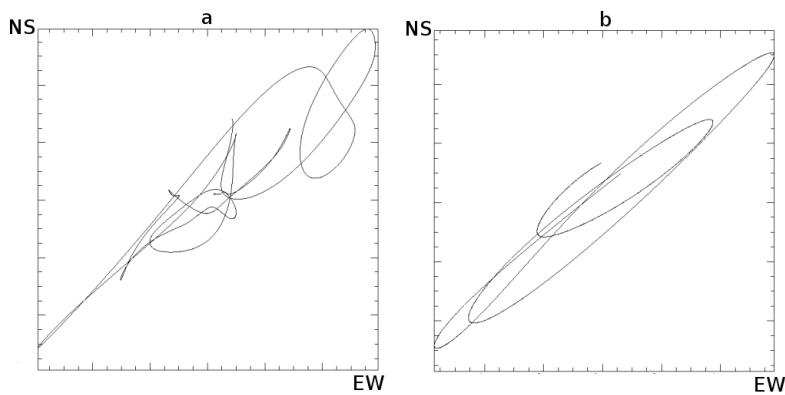


Figura 3.9: Movimiento de partícula en el plano horizontal, correspondiente a la onda P. a)COBA, b)COME.

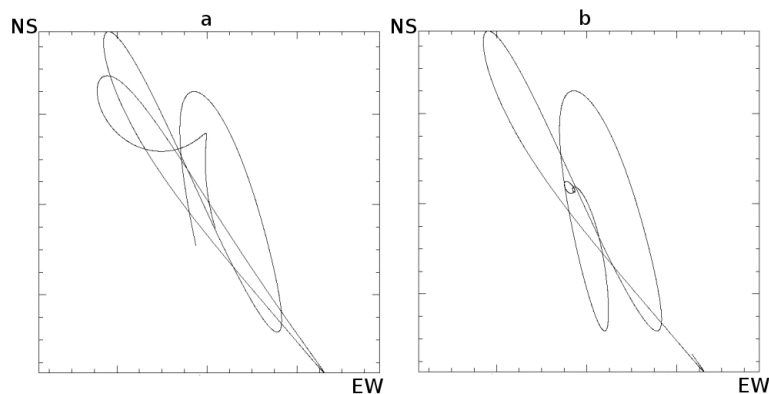


Figura 3.10: Movimiento de partícula en el plano horizontal, correspondiente a la onda S. a)COBA, b)COME.

En la figura 3.9, se observa que la dirección del movimiento de partícula de la onda P apunta en la dirección SW, dirección en la que se originó el telesismo,

como se observa en la figura 3.6. Por otra parte, en la figura 3.10 se observa que la dirección del movimiento de partícula para la onda S, apunta hacia NE, que es la dirección perpendicular al origen del telesismo. Las ventanas correspondientes para la onda LR, se muestran en la figura 3.11.

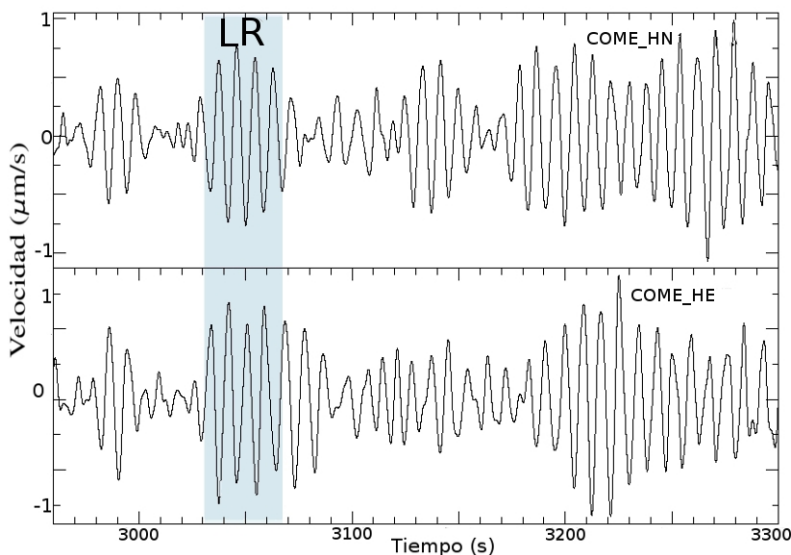


Figura 3.11: Ventana de tiempo en la que se muestran la fase de las ondas LR a) COME, componente Norte-Su b) COME, componente Este-este.

En la figuras 3.12 y 3.13 se muestran el movimiento de partícula para las ondas LQ y LR, respectivamente. En la figura 3.12 se observa que las ondas LQ polarizan en la misma dirección que las ondas S, es decir apuntan hacia la dirección NE, en cambio en la figura 3.13 las ondas LR apuntan en la dirección SW, confirmando que polarizan de la misma manera que las ondas P.

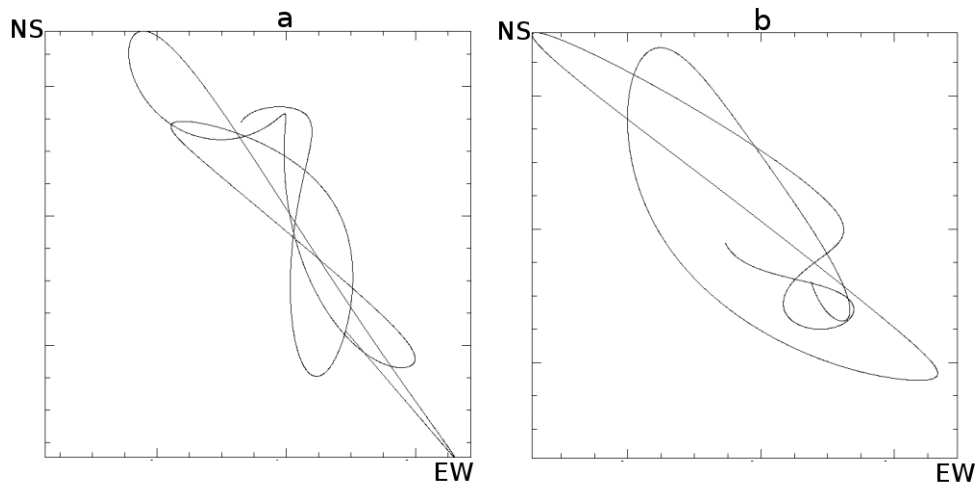


Figura 3.12: Movimiento de partícula en el plano horizontal, correspondiente a la onda LQ. a)COBA, b)COME.

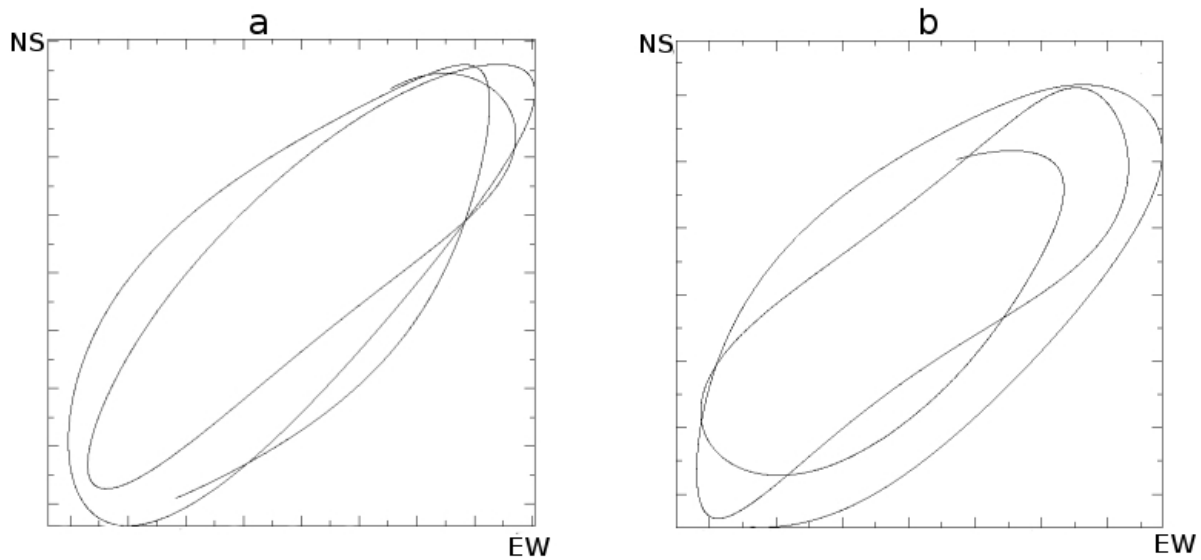


Figura 3.13: Movimiento de partícula en el plano horizontal, correspondiente a la onda LR. a)COBA, b)COME.

Al término del análisis del telesismo ocurrido en el pacífico sur, observamos que el comportamiento de las gráficas del movimiento de partícula, obtenidas a partir de sismogramas de las estaciones COME y COBA, fue consistente con la teoría. También se realizó un análisis similar para las estaciones COTE y COCA. Con

lo que se concluye que las estaciones del OV-INGV presentan en general un buen funcionamiento.

Capítulo 4

Análisis de datos

En este capítulo se analizan los registros sísmicos de las estaciones del Observatorio Vesuviano (OV-INGV) que fueron seleccionados en el capítulo anterior. Para ello se utilizó el programa *Seismic Analysis Code (SAC) versión 100.00*.

4.1. Análisis en tiempo y frecuencia

En esta sección se analizaron las características de duración, frecuencia y forma del espectro de los eventos seleccionados en el capítulo anterior (tabla 4.1). Se analizaron los registros del 20-01-2006 y el 20-02-2006, que según reportes del Observatorio de Colima, presentaron 5 y 7 eventos eruptivos respectivamente. En la figura 4.1 se muestra el registro de 24 hrs correspondientes a cada uno de estos días. Varios de los eventos que presentaron comportamientos similares, como duración o frecuencias dominantes, por esta razón sólo se tomaron los más representativos para cada caso. En la tabla 4.1 se presentan los aspectos básicos de la actividad del volcán para cada uno de los días.

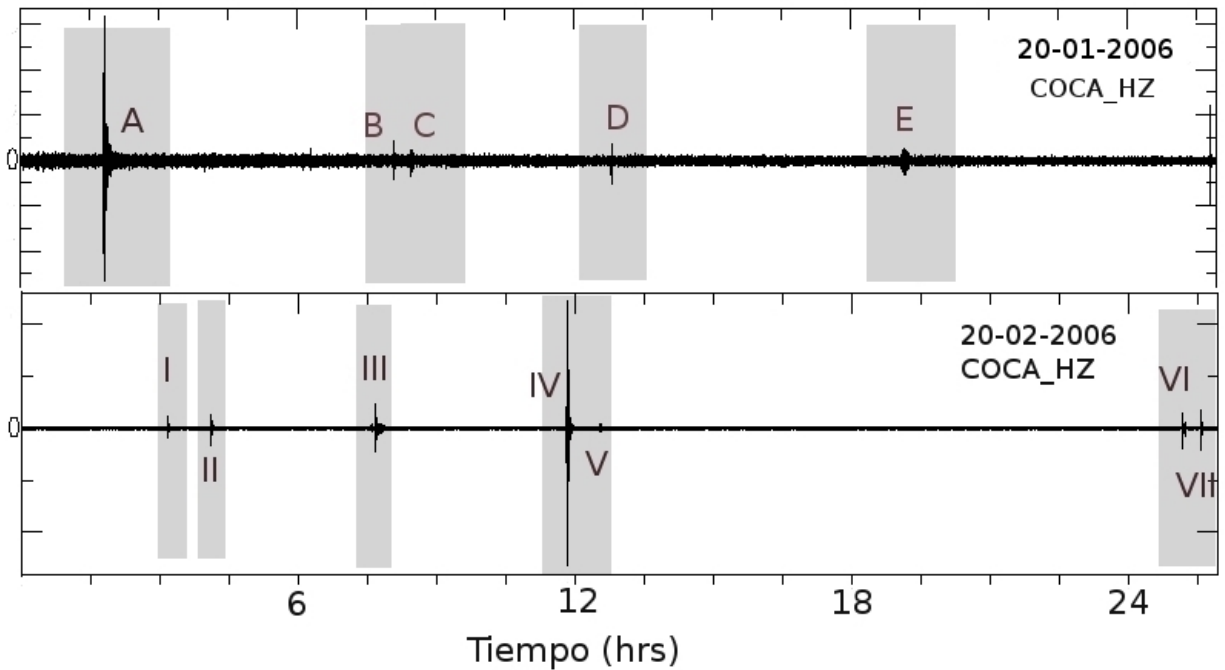


Figura 4.1: Registro completo de 24 hrs del 20-01-2006 (superior) y 20-02-2006 (inferior). La parte sombreada indica las ventanas en las que se presentaron los eventos.

El análisis se realizó en tiempo y frecuencia, con el propósito de clasificar los eventos siguiendo el esquema de Chouet (1996), expuesto en el capítulo 2. Para el estudio de la frecuencia se utilizó la Transformada Rápida de Fourier (FFT) que permite cambiar del dominio del espacio y tiempo al dominio de las frecuencias. Otra herramienta que se utilizó para el estudio de los eventos, fue la elaboración de espectrogramas, los cuales muestran el comportamiento a detalle de la frecuencia en el tiempo, además de brindar una idea cuantitativa de la energía involucrada en cada uno de los procesos que originaron cada evento.

Tabla 4.1: Actividad del Volcán de Fuego correspondiente a los días 20-01-2006 y 20-02-2006.

fecha	Estaciones que registraron actividad	Características de actividad
20-enero-2006	<ul style="list-style-type: none"> ■ COME ■ COCA ■ COTE 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Se registraron 5 exhalaciones de pequeña magnitud. ■ Emisión de vapor de agua, gas y ocasionalmente pequeñas exhalaciones de ceniza.
20-febrero-2006	<ul style="list-style-type: none"> ■ COME ■ COCA 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Se registraron 7 exhalaciones de pequeña magnitud. ■ Emisión de vapor de agua, gas y ocasionalmente pequeñas exhalaciones de ceniza.

4.1.1. 20 de enero del 2006

Se analizaron tres eventos para este día correspondientes a las ventanas C, D y E indicadas en la figura 4.1. El evento de la ventana A fue descartado para su análisis debido a que corresponde a un sismo de origen tectónico que fue registrado por las estaciones del OV-INGV. Según el catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) el sismo se presentó a las 1:25:52 hrs y correspondió a la región de San Marcos, Guerrero, con magnitud 4.3. El evento de la ventana B presentó características similares en tiempo y frecuencia al evento C, por lo que sólo se tomó a uno como representativo.

El evento identificado por la ventana C se presentó a las 8:40 hrs, con una duración de 120 s. (figura 4.2-a). Sólo se muestra la componente vertical debido a que en las componentes horizontales se aprecia un comportamiento similar. Esta señal representa un evento LP, su espectro de frecuencia (figura 4.2-c) indica que sus picos dominantes de frecuencias se encuentran entre 0.1 - 2.5 Hz. Su espectrograma correspondiente (figura 4.2-b), sugiere que se trata de un evento en el cual la mayor concentración de la energía se encuentra entre los 40 s y 60 s. Su origen puede estar relacionado con emisiones de gases de vapor de agua y/o cenizas.

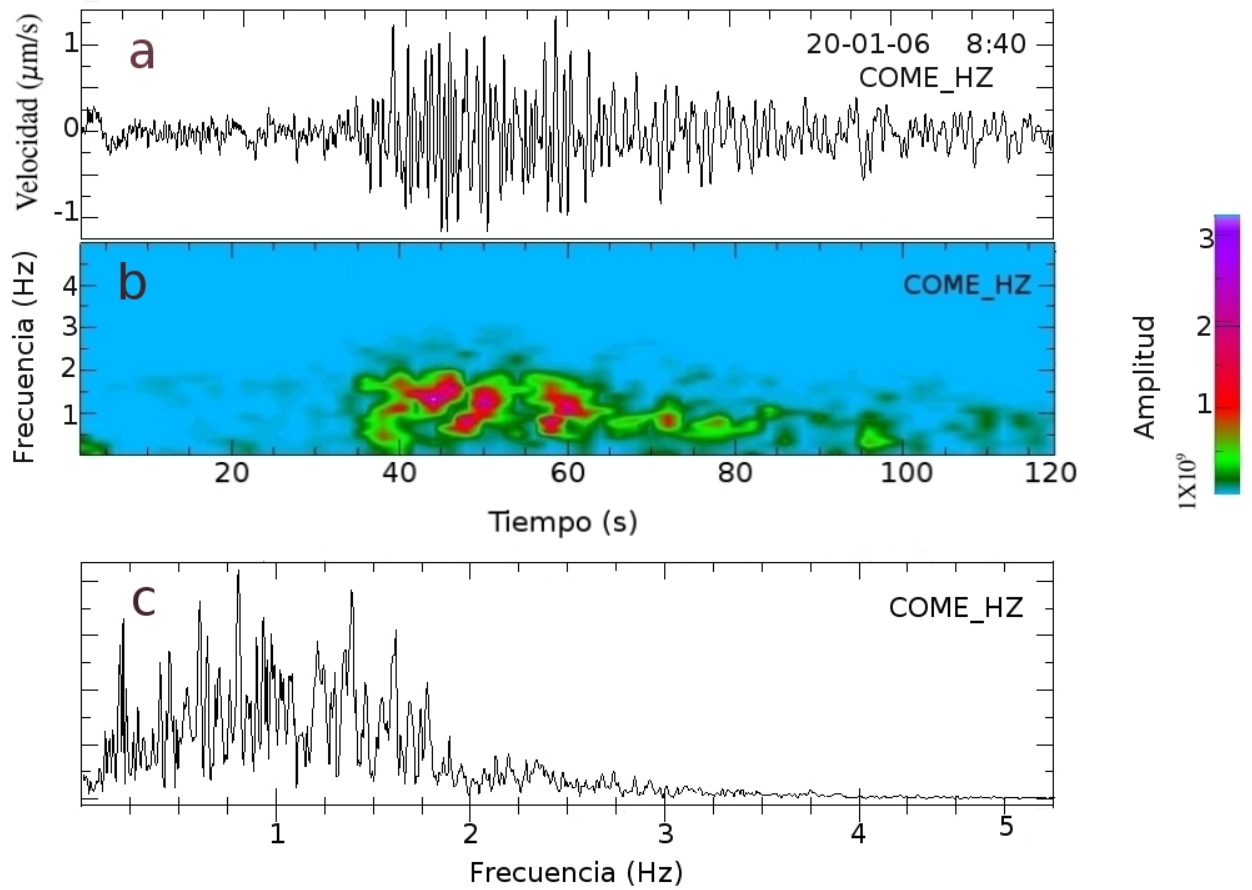


Figura 4.2: (a) Señal correspondiente a un evento LP, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

El segundo evento analizado fue el evento de la ventana D (figura 4.1) se presentó a las 12:50 hrs con una duración de 200 s (figura 4.3-a). De acuerdo a sus frecuencias dominantes es un evento LP. El espectro de frecuencias (figura 4.3-c) indican que las frecuencias características para este evento se encuentran entre 0.2 Hz y 2.0 Hz. Como se observa en su espectrograma correspondiente (figura 4.3-b), se trata de un evento poco energético en el cual la mayor concentración de la energía se encuentra entre 80 s y 100 s. El origen de esta señal, también está relacionado con emisiones de vapor de agua y/o de cenizas.

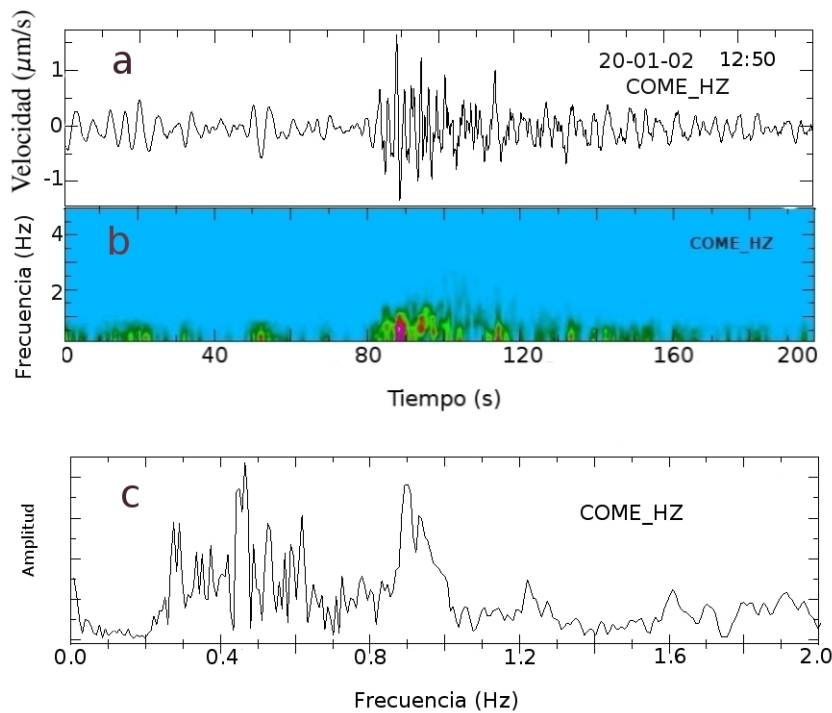


Figura 4.3: (a) Señal correspondiente a un evento LP, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

El último evento que se analizó para este día, se presentó a las 19:50 hrs (figura 4.4-a).

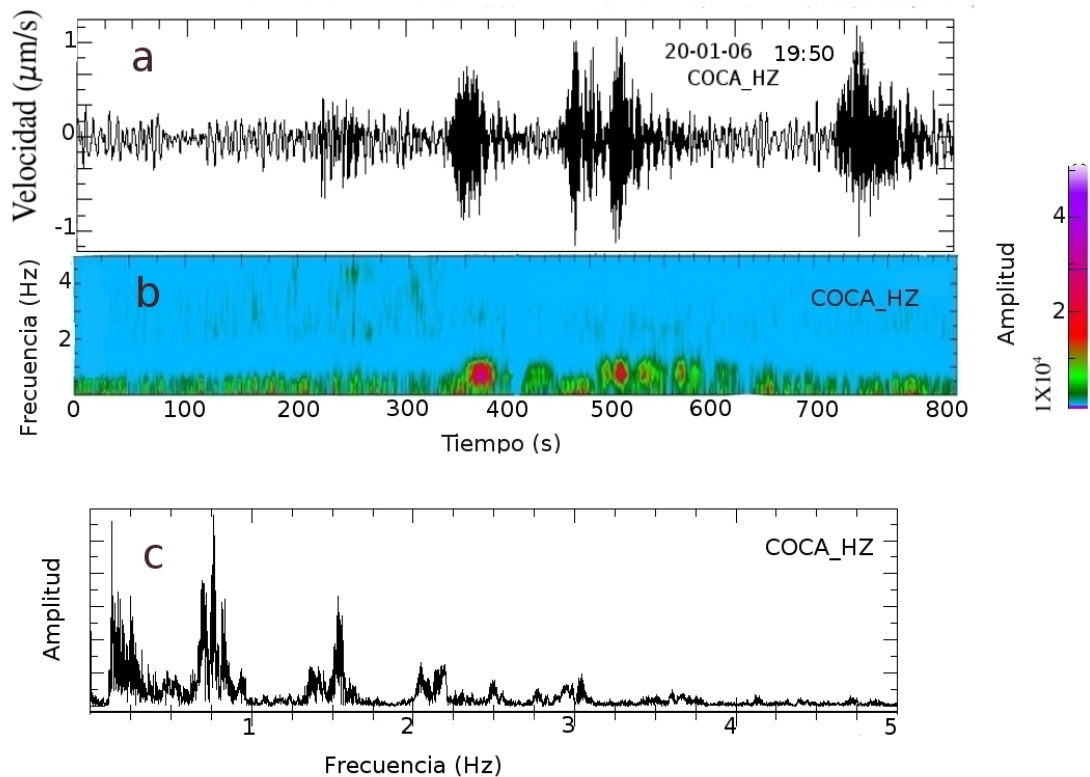


Figura 4.4: (a) Señal correspondiente a un evento de tremor, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

Su larga duración (800 s) y la forma de su espectro de frecuencias, mostraron características diferentes con respecto a los demás eventos que se presentaron a lo largo de este día. El espectro de frecuencias (figura 4.4-c) muestra un patrón que consiste en la aparición de picos de manera equiespaciada, con la característica de que el segundo pico es mayor que el tercero y el tercero es mayor que el cuarto, y así sucesivamente. De acuerdo al esquema de clasificación de Chouet (1996), este evento podría ser clasificado como tremor, sin embargo; en el sismograma correspondiente (figura 4.4-a) se observa una posible repetición de eventos individuales, específicamente eventos LP de acuerdo a la forma de la señal. Dado la ambigüedad que se presenta para la clasificación de este evento, tomamos ventanas de tiempo

como se indica con la parte sombreada de la figura 4.5. El análisis se desarrolló para las tres estaciones que registraron este evento (COCA, COME y COTE) sin embargo sólo se muestra el análisis de la estación más cercana (COCA) en la que se aprecia mejor la señal debido a que los efectos de la atenuación en esta es menor con respecto a las demás. Aplicamos la FFT y realizamos sus espectrogramas. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 4.6

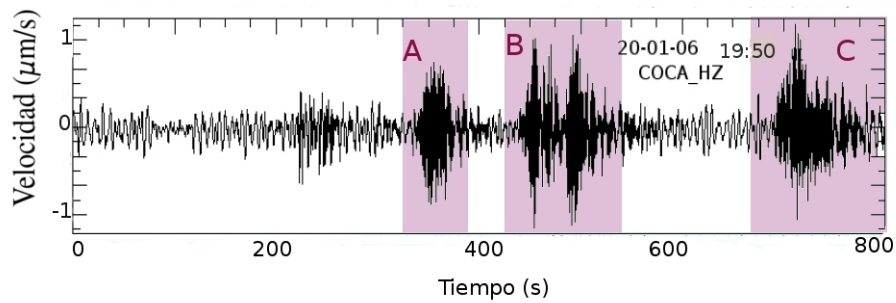


Figura 4.5: Las regiones sombreadas indican el tamaño de la ventana.

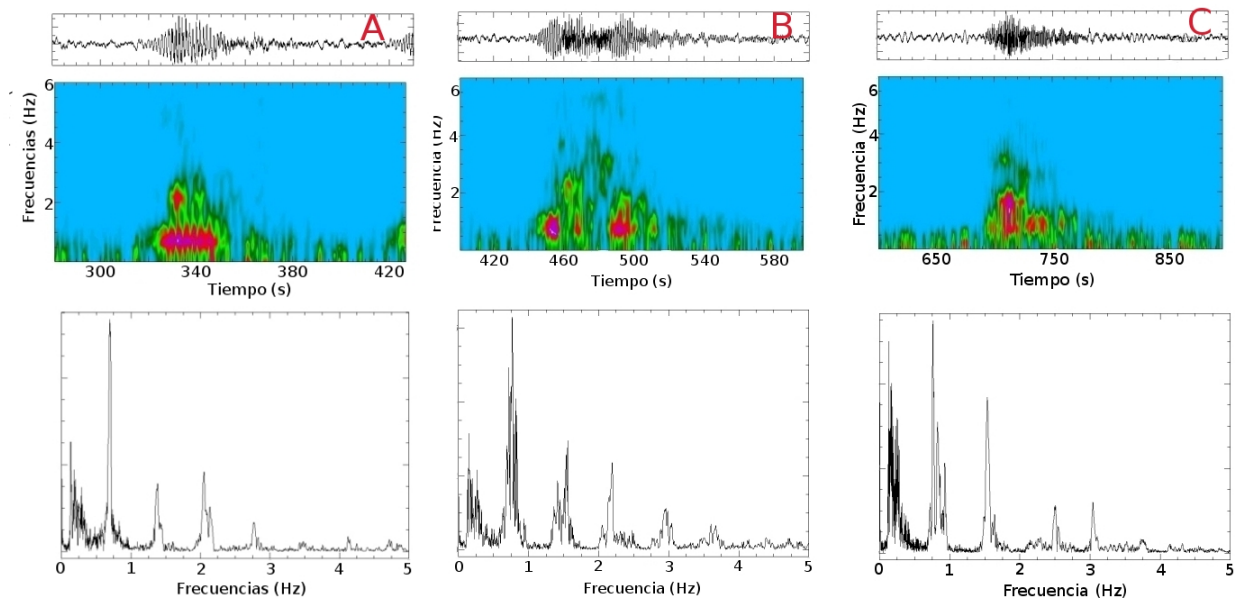


Figura 4.6: En la parte superior derecha se indica la letra correspondiente a cada ventana.

Se observa que cada una de las ventanas muestra el mismo patrón en el espectro de frecuencias y que además individualmente no presentan características de eventos LP, sino de tremor. Por lo que de acuerdo al análisis realizado a cada una de las ventanas y de acuerdo a su larga duración, clasificamos a este evento como tremor. Sin embargo; siguiendo las ideas de Chouet (1982) y Aki (1984) los eventos LP, están fuertemente ligados a la generación del tremor, además el tremor armónico puede ser causado por la ocurrencia repetida de los eventos LP. Es decir, los eventos LP son un proceso elemental del sistema generador del tremor volcánico.

Por otra parte, el comportamiento peculiar de las frecuencias de este evento, se asemejan a las frecuencias producidas por sonidos que se originan en una columna vibratoria de fluidos, como el caso de una flauta o de un tubo de órgano. De manera ilustrativa, en la figura 4.7 se muestra esta semejanza al observar los espectros de frecuencia de una flauta y del tremor.

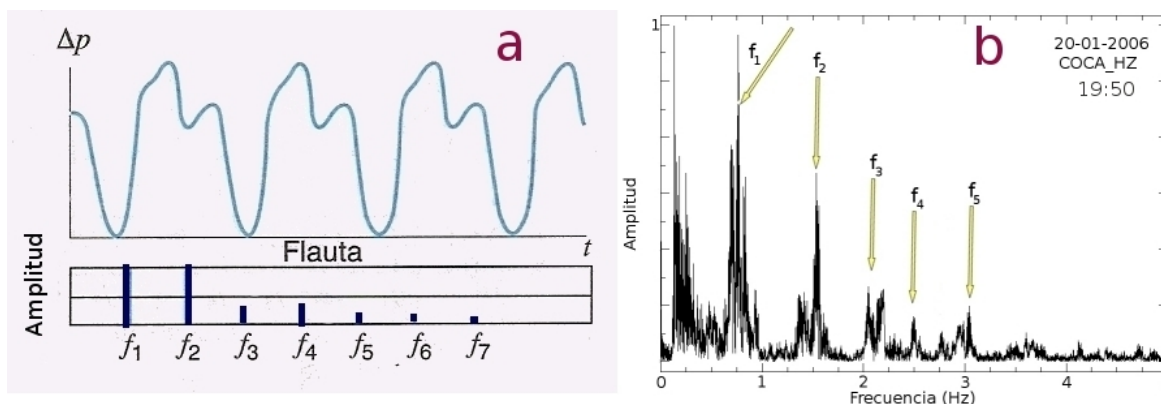


Figura 4.7: (a) Señal y espectro de frecuencia correspondiente a una flauta (Esquema tomado de Resnick, 2002.) (b) Espectro de frecuencias correspondiente al tremor que se presentó el 20-01-2006.

La similitud entre estos dos fenómenos, sugiere que la señal de tremor podría tener como fuente una cavidad resonante con simetría radial, semejante a la de un instrumento musical. Siguiendo esta analogía, el conducto volcánico por el cual pasan los fluidos, funcionaría como un instrumento de viento. La boquilla de la flauta u órgano, correspondería a la base del conducto volcánico, este lugar es el sitio donde se presenta la diferencia de presiones debido a la inyección del material por cambio de temperaturas, por expansión de gases, etc.

En la siguiente sección se retoma este análisis de manera exhaustiva.

4.1.2. 20 de febrero del 2006

Para este día se analizaron 3 eventos. Los eventos identificados en las ventanas I, II y III en la figura 4.1 presentaron características similares en la forma de la señal. Sólo se tomó al evento de la ventana III como el representativo. A su vez, el evento III presentó características similares con el evento IV, esto se observa en las figuras 4.8-a y 4.9-a. El tiempo de ocurrencia para el evento III fue a las 10:55 hrs con una duración de 160 s, mientras que el tiempo de ocurrencia para el evento IV fue a las 11:50 hrs con una duración de 30 s.

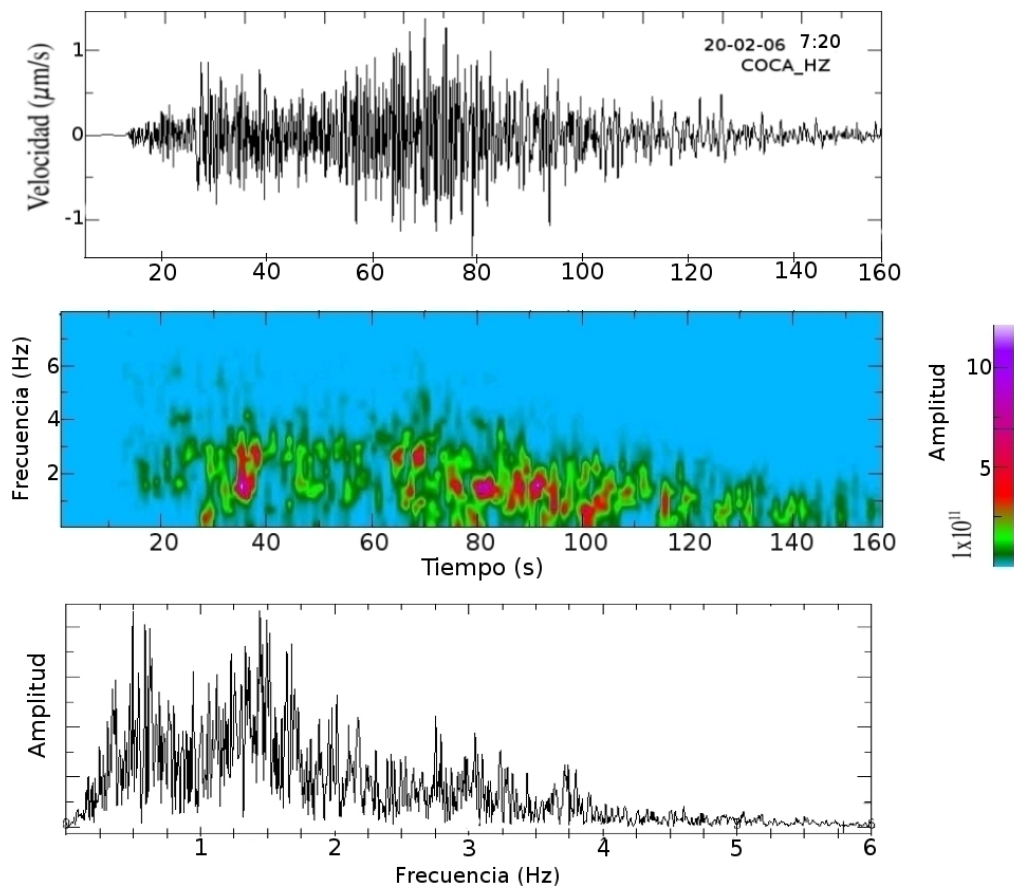


Figura 4.8: (a) Señal correspondiente a una explosión del volcán, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

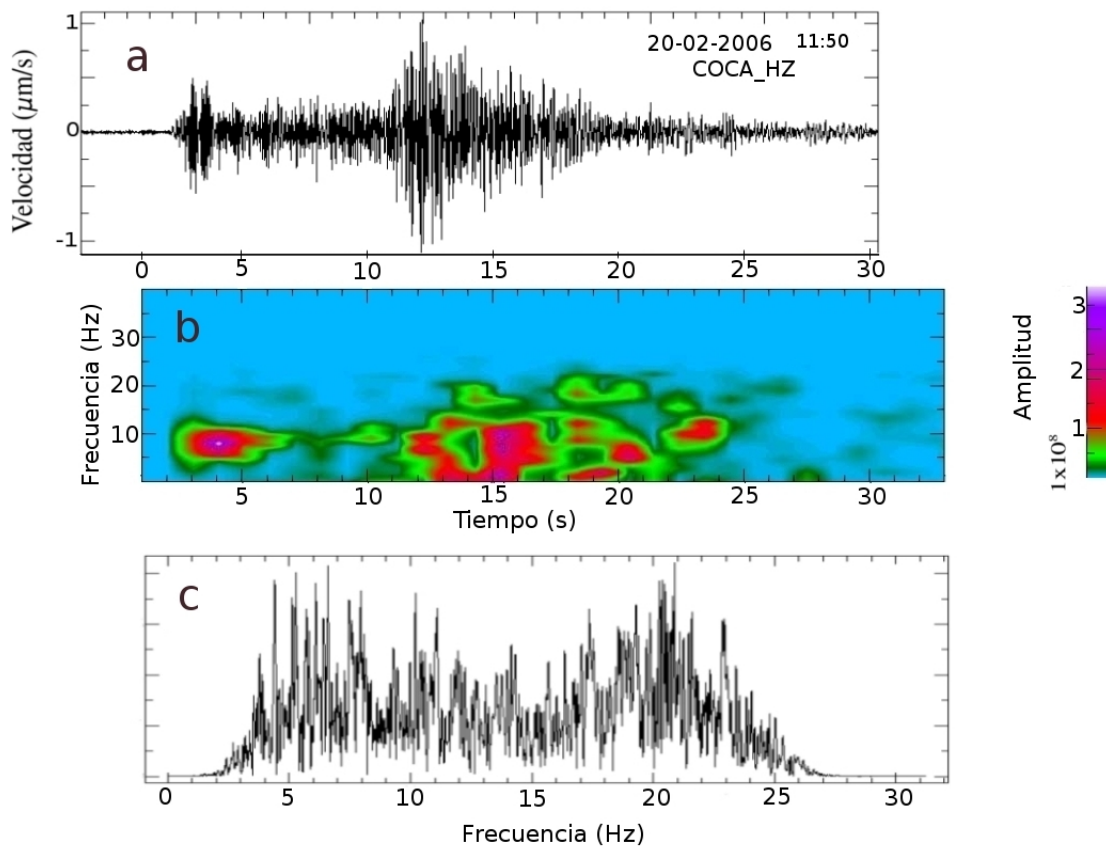


Figura 4.9: (a) Señal correspondiente a una explosión del volcán, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia. Se aplicó un filtro pasa-bandas (4 Hz - 25 Hz) (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

Estos dos eventos presentan características similares en la forma de la señal con respecto a los eventos descritos por Zobin et al., 2009, para el mismo volcán, en los que se argumenta, con base en los reportes emitidos por el Observatorio Vulcanológico de Colima y por el monitoreo visual, que corresponden a pequeñas explosiones. Por otra parte, en el espectro de frecuencias correspondiente al primer evento (figura 4.8-c) se puede observar que los picos dominantes se encuentran entre 0.1 Hz - 4 Hz, mientras que para el segundo evento, según su espectro de frecuencia (figura 4.9-c), los picos dominantes se encuentran en un rango de 2.5 Hz - 25 Hz. Como se puede observar en los espectrogramas correspondientes de cada uno de los eventos (figuras 4.8-b y 4.9-b) se observa una distribución similar de la energía entre los dos eventos; sin embargo, en el segundo caso la concentración de

esta es mayor en las regiones de mayor frecuencia mostradas en el espectrograma de la señal (figura 4.9-a.)

Finalmente, los últimos eventos analizados para este día, son los indicados en las ventanas VI y VII (figura 4.1) los cuales presentaron características similares en tiempo y frecuencia, sólo se tomó el evento VII para su análisis. Este evento tuvo una duración de 160 s (figura 4.10 -a). De acuerdo a sus frecuencias dominantes, lo clasificamos como un evento LP. Su espectro de frecuencias (figura 4.10 -c) indica que los picos dominantes se encuentran en un rango de 0.1 Hz - 1.8 Hz. El origen de esta señal, también puede estar relacionado a emisiones de vapor de agua o de ceniza.

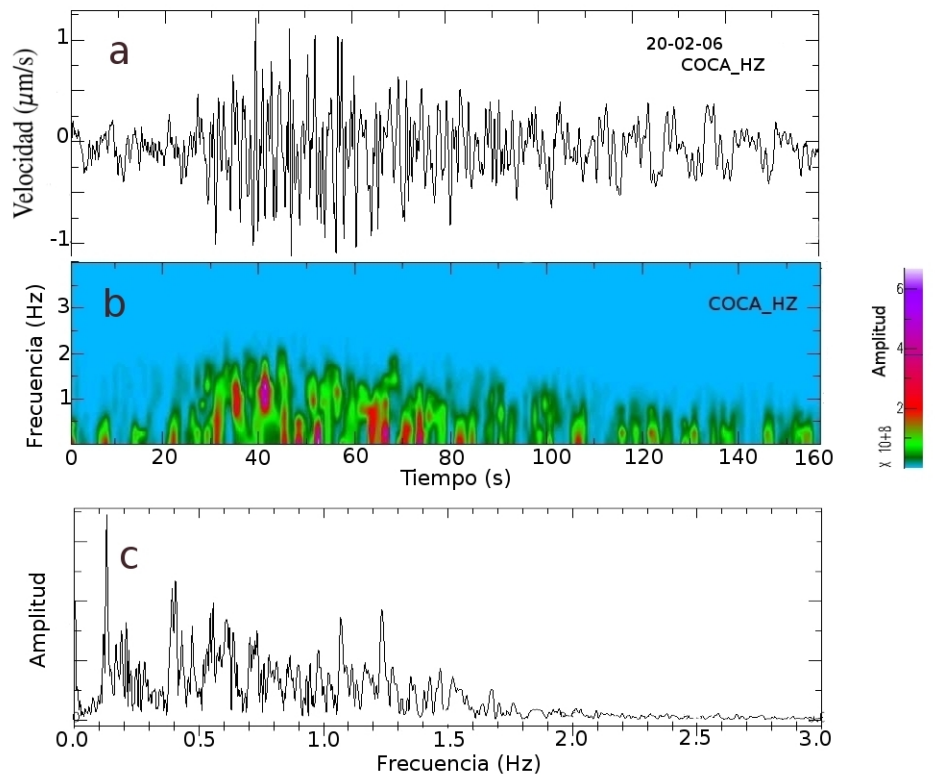


Figura 4.10: (a) Señal correspondiente a un evento LP, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia (b) Espectrograma (c) Espectro de frecuencias

4.1.3. Microsismicidad

Después de analizar el espectro de frecuencias de cada uno de los eventos que se presentaron en las fechas seleccionadas, se identificó un pico predominante entre 0.1 Hz y 0.2 Hz, atribuido a la microsismicidad (Aki y Richards, 1980, cap. 8). Con la finalidad de comprobar la existencia de este pico en días en los cuales el volcán no presentaba actividad visual, se tomaron registros arbitrarios de las 4 estaciones, en los cuales la única condición fue que no existiera algún reporte de actividad del volcán.

Las fechas seleccionadas fueron las que se muestran en la tabla 4.2

Tabla 4.2: Fechas seleccionadas en las que no se presentó actividad visual del volcán

Fecha	Estación que registró
15-01-2006	COCA
15-01-2006	COME
14-04-2006	COBA
22-01-2006	COTE

Las ventanas de tiempo que se tomaron para analizar el espectro de frecuencias de las estaciones COCA y COME para el día 15 de enero del 2006, fueron de 500 s (figura 4.11) la ventana de tiempo del 14 de abril del 2006 fue de 600 s y la ventana de tiempo para el 22 de enero del 2006 fue de 400 s (figura 4.12). Sólo se tomó la componente vertical de cada uno de los registros debido a que en las otras dos componentes se observaba un comportamiento similar.

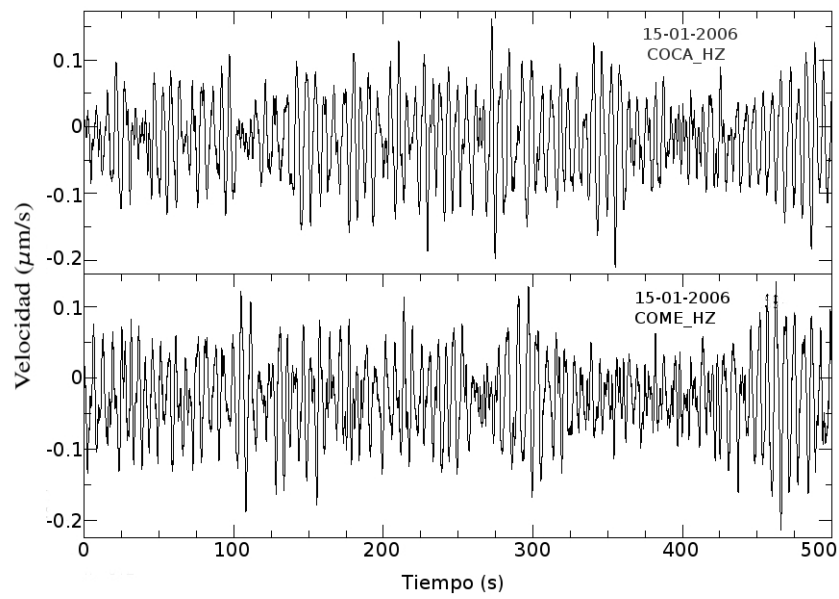


Figura 4.11: Ventanas de tiempo correspondiente al 15-01-2006, superior COCA, inferior COME.

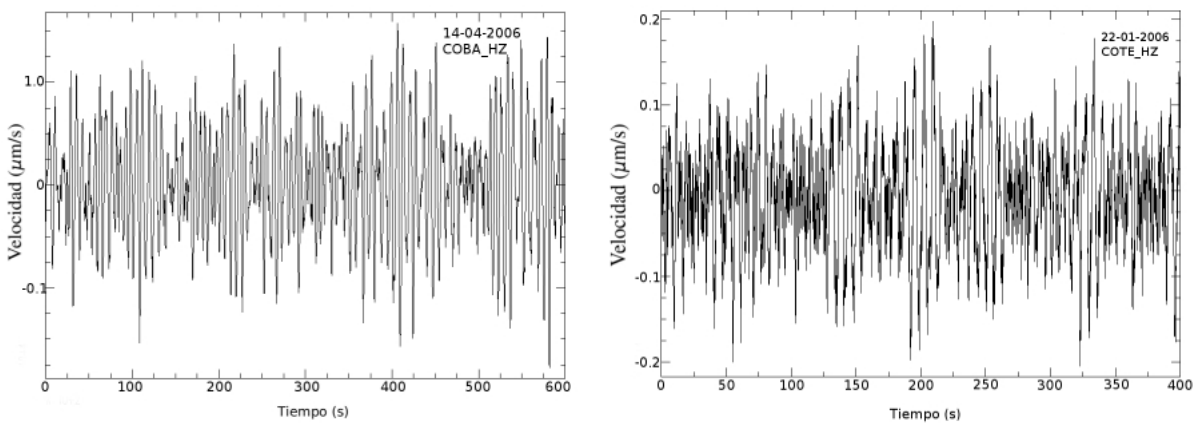


Figura 4.12: Superior; ventana de tiempo correspondiente al 14-04-2006 (COBA). Inferior; ventana de tiempo correspondiente al 22-01-2006 (COTE)

Los espectros de frecuencia de cada una de las estaciones se muestran en las figuras 4.13 y 4.14, en los que se observa la existencia de un pico predominante en un rango de 0.1 - 0.2 Hz. La aparición de este pico es incluso en los días en los que el volcán no presenta actividad visual. Esto conduce a pensar que este pico de frecuencia no es producido por la actividad del volcán, sino a otro factor que se desconoce. Es de vital importancia identificar la contribución de este pico de frecuencias que constantemente aparecen en los registros, debido a que nos permite diferenciar las contribuciones de origen volcánico en las señales registradas con respecto a los efectos ajenos a la actividad del volcán, como el caso de la microsismicidad.

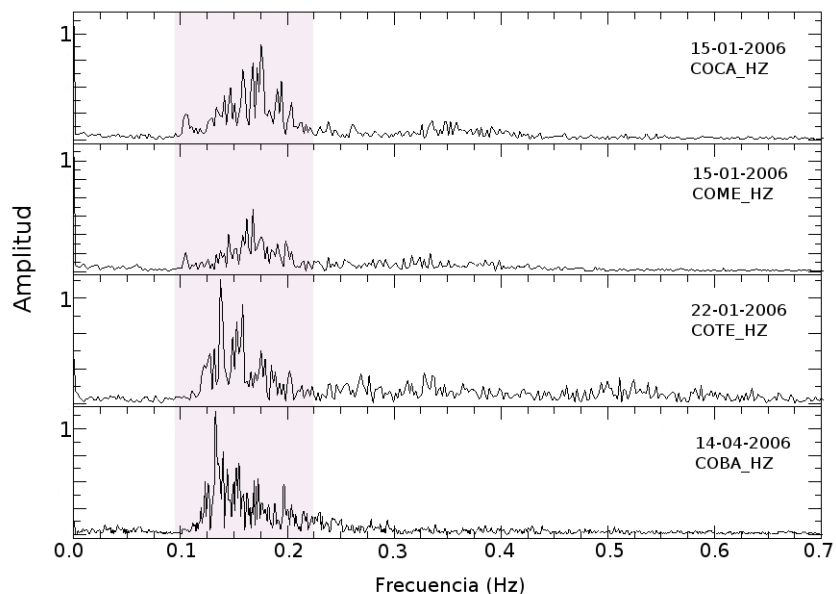


Figura 4.13: Espectro de Fourier de cada una de las ventanas analizadas. La parte sobreada indica el rango de frecuencia 0.1 - 0.2 Hz, atribuido a la microsismicidad.

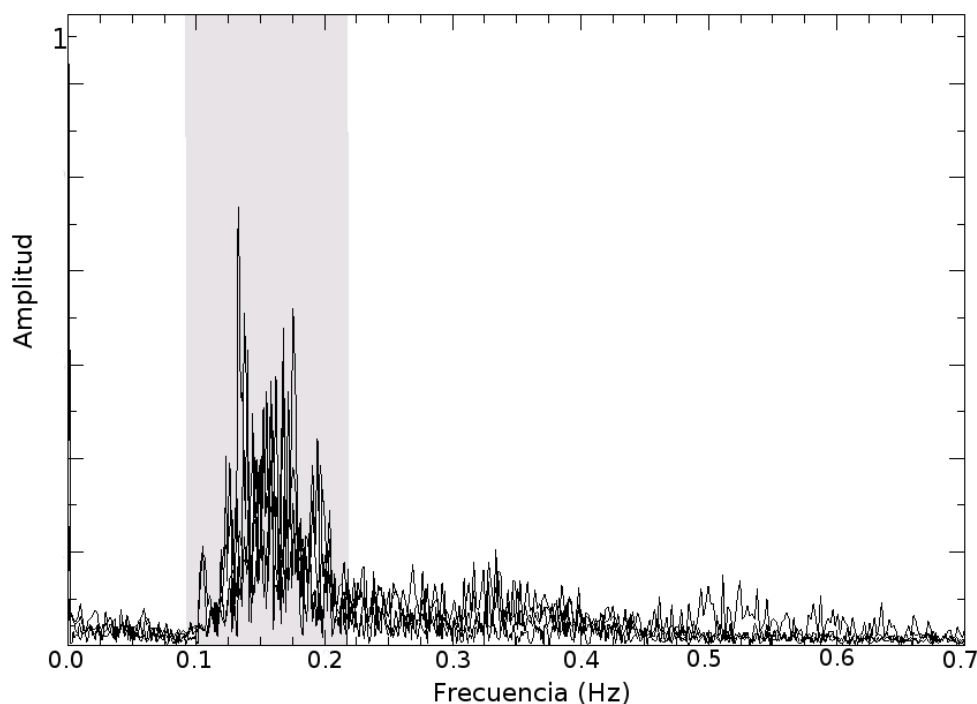


Figura 4.14: Señales sobrepuestas de los espectros de frecuencias mostrados en la figura anterior. No se utilizó ningún filtro.

4.2. Interpretación y discusión del tremor armónico

Para la interpretación de la señal observada el 20 de enero del 2006 a las 19:50 hrs, clasificada según nuestro análisis como tremor, se consideró principalmente el patrón que presenta su espectro de frecuencias, complementando con las ideas expuestas en el capítulo 2 sobre los modelos que explican las causas del tremor volcánico. Es decir, se considera que las fuentes que generan al tremor son procesos en los cuales los fluidos juegan un papel activo en la generación de las ondas elásticas. También se asume que la generación de tremor es el resultado de la excitación que sufren las cavidades rellenas de fluidos (Chouet, 1986). Se considera que el tremor y los eventos LP están asociados a la inyección de fluidos y que son la causa fundamental de la variación de la presión y que es el proceso de liberación el que provoca vibraciones de larga duración. Se considera que la presión es el factor determinante en un volcán y mientras existan condiciones que alteren la

presión del sistema ya sea por temperatura o por inyección de material, las paredes confinantes del sistema y los fluidos contenidos en él responderán al incremento de presión vibrando.

Retomando el esquema del instrumento de viento, el cual es un sistema formado por una fuente (ejecutante) y un tubo de resonancia (instrumento) el fluido que produce la resonancia en el conducto es el aire. Para el caso del volcán se trata de fluidos complejos en composición y comportamiento. Entonces, para entender las posibles causas de generación de tremor, hacemos una serie de simplificaciones. Se asume que la velocidad de propagación en el edificio y conducto volcánico es constante. También se considera un medio homogéneo e isotrópico.

Con base en las ideas anteriores, podemos decir que en este trabajo interpretamos al tremor considerando un modelo en el cual el conducto volcánico se comporta como un sistema resonante con simetría radial (tubo) similar a lo que ocurre en un instrumento de viento. Se considera al tubo abierto sólo por un extremo, lo cual corresponde a la base del conducto análogo a la boquilla del instrumento de viento en donde se presentan las fluctuaciones de presión debido a posibles factores como pueden ser; inyección de material o cambio de temperaturas debido a la expansión de gases. El extremo cerrado corresponde a la parte de la formación del domo en el área del cráter (figura 4.15).

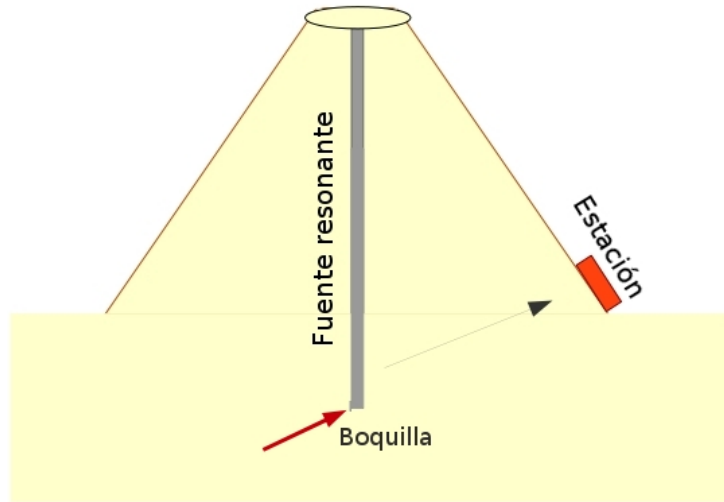


Figura 4.15: Diagrama del modelo del volcán en el cual se considera una fuente resonante similar a un instrumento de viento

Las ecuaciones lineales 4.1, 4.2 y 4.3 corresponden a la situación descrita.

$$f_n = \frac{n}{2 * l} * \nu_f \quad (4.1)$$

$$l = \frac{n * \nu_f}{2 * f_n} \quad (4.2)$$

$$\lambda = \frac{4 * l}{n} \quad (4.3)$$

En ellas se relacionan la longitud de onda (λ), las frecuencias (f_n) de las oscilaciones de la cavidad resonante, la longitud (l) de la cavidad resonante y la velocidad (ν_f) de las ondas longitudinales en el medio. Las frecuencias de las oscilaciones de la cavidad se obtuvieron del espectro de frecuencia. Para el valor ν_f que es valor de la velocidad de la onda P para este caso específico, se propusieron 2 valores de la velocidad; 1.3 Km/ s y 3.5 Km/s que corresponden al promedio de la velocidad para un fluido mixto con contenido de agua y gases magmáticos (Kieffer, 1977) y a la velocidad de la onda P en ambiente volcánico. Con los valores obtenidos de las frecuencias f_1, f_2, f_3, f_4 y f_5 que se muestran en la (figura

4.16) y considerando los valores de los parámetros mencionados, se obtuvieron los resultados que se muestran en las tablas 4.4 y 4.3.

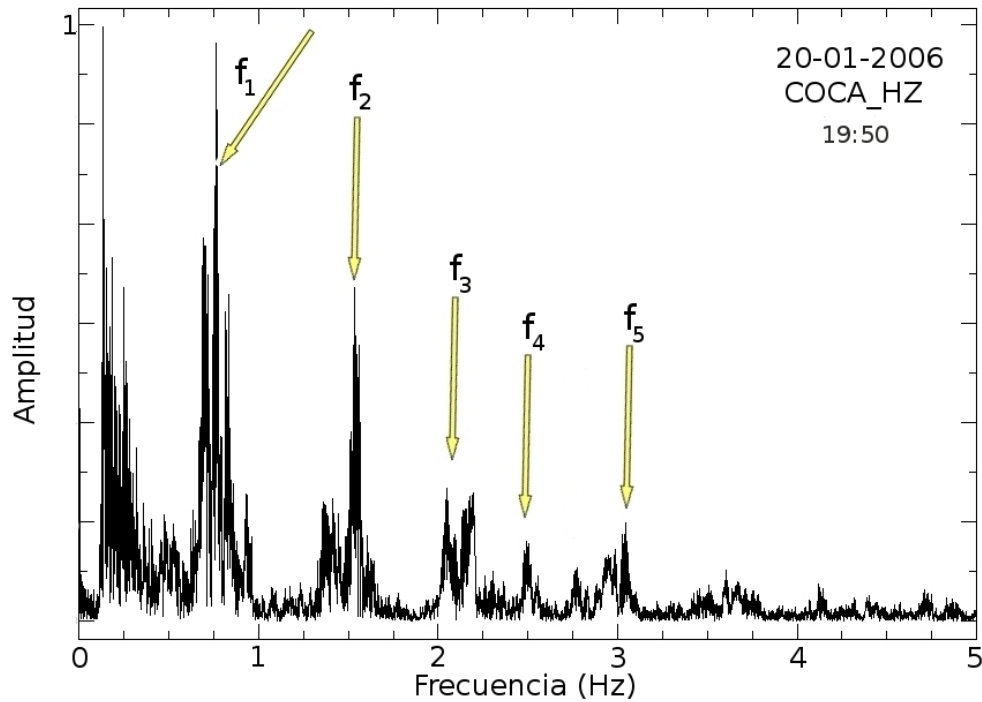


Figura 4.16: (a) Señal correspondiente a tremor armónico, en la parte superior derecha se indica la fecha y hora de ocurrencia. Las flechas indican la posición de los picos equiespaciados de frecuencias.

Tabla 4.3: Valores para la longitud (l) y para la longitud de onda (λ) tomando $\nu_f = 1,3 \text{ km/s}$

n	Velocidad (km/s)	Frecuencia (Hz)	Longitud (km)	$\lambda(\text{km})$
1	1.30	0.75	0.86	3.44
2	1.30	1.50	0.86	1.72
3	1.30	2.20	0.87	1.16
4	1.30	2.50	1.04	0.52
5	1.30	3.00	0.65	0.52

Tabla 4.4: Valores para la longitud (l) y para la longitud de onda (λ) tomando $\nu_f = 3.5 \text{ km/s}$

n	Velocidad (km/s)	Frecuencia (Hz)	Longitud (km)	$\lambda(\text{km})$
1	3.50	0.75	2.33	9.32
2	3.50	1.50	2.33	4.66
3	3.50	2.20	2.38	3.17
4	3.50	2.50	2.80	2.80
5	3.50	3.00	2.91	2.33

Al considerar el valor de $\nu_f = 1.3 \text{ Km/s}$ para un fluido mixto con contenido de agua y gases magmáticos, obtenemos un valor promedio para el conducto del

volcán de $l = 0.856 \pm 0.123$ km. Sin embargo, en este trabajo no se cuenta con algún criterio para poder inferir a que profundidad se encuentra localizado tal conducto.

Por otro lado, al considerar el valor promedio de la velocidad de la onda P en un ambiente volcánico, $\nu_f = 3.5$ Km/s, obtenemos un valor promedio para la longitud del conducto del volcán de $l = 2.55 \pm 0.0636$ km. Llama la atención que este valor se aproxima al valor de 3.02 km que corresponde a la distancia a la que se encuentra la estación (COCA) con respecto al edificio volcánico, de la cual se obtuvieron todas las mediciones de las frecuencias.

Un futuro trabajo a desarrollar con miras a mejorar el modelo propuesto en este trabajo, podría ser el hecho de obtener un mejor criterio para considerar un valor más cercano a la realidad de la velocidad y otras variables que juegan un papel determinante en la generación del tremor.

Si analizamos el caso de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas dentro del edificio volcánico, tenemos que considerar un medio sólido elástico. Para este caso las velocidades de la ondas P y S están determinadas por las ecuaciones 4.4 y 4.5, respectivamente (Stein y Wyssession, 2005)

$$V_p = \sqrt{\frac{2\mu + \lambda}{\rho}} \quad (4.4)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.5)$$

Esto indica que la velocidades de las ondas P y S están determinadas por los valores de ρ (densidad del medio) λ y μ , las dos últimas llamadas *constantes de Lamé*. μ (rigidez o módulo cortante) nos brinda información sobre la respuesta de un material elástico e isotrópico al aplicarle un esfuerzo cortante. Un valor grande de μ indica que el material es rígido y el material responde con poca deformación. En el caso de un valor de μ pequeño, indica que existe poca rigidez y por lo tanto mucha deformación del material. Uno de los factores que podrían modificar el valor de μ es la temperatura. Las altas temperaturas reducen los esfuerzos en la roca transformándolos de comportamientos quebradizos a dúctiles. Con las altas temperaturas, las rocas se vuelven líquidas, con lo que es imposible que soporten

esfuerzos cortantes. Entonces, la temperatura influye de manera determinante en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Por lo que debemos considerar las variaciones de la misma en el edificio volcánico. Estas variaciones están determinadas por la localización de la cámara magmática o reservorio del volcán. Una de las herramientas que se utilizan para encontrar las diferentes temperaturas de algún lugar determinado, son los estudios de gravimetría, que consiste en analizar las variaciones de las firmas magnéticas en los materiales que constituyen al edificio volcánico.

Con respecto a la variable λ no tiene alguna interpretación física sin embargo se le relaciona con otra variable llamada *incompresibilidad* o “*módulo volumétrico*” (ecuación 4.6) la cual representa la razón de la presión aplicada a los cambios de volumen fraccional (Stein y Wyssession, 2005)

$$K = \frac{-dp}{d\theta} = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (4.6)$$

K siempre es mayor que cero debido a que ningún material se expande al aplicarle presión. Cuando mayor sea el valor de K menor será el cambio de volumen producido por una presión dada. En un fluido ideal, $K = \lambda$, en estos casos λ tiene una fácil interpretación

Simplificando $\lambda = \mu$ esta aseveración es llamada *sólido de Poisson* y es una buena aproximación para el caso de la Tierra. λ , μ y K tienen unidades de tensión. Para valores de la corteza $\mu = 3 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$.

Bibliografía

- [1] G. Aguirre-Diaz. Volcanic stratigraphy of the amecalco caldera and vicinity, central mexican volcanic belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13:10–51, 1997.
- [2] K. Aki. Evidence for magma intrusion during the mammoth lakes earthquakes of may 1980 and implications of the absence of volcanic (harmonic) tremor. *J. Geophysics. Res.*, 89:7689–7696, 1984.
- [3] K. Aki, M. Fehler, and S. Das. Source mechanism of volcanic tremor: fluid driven crack models and their applications to the 1963 kilauea eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 2:259–287, 1997.
- [4] K. Aki and P. Richards. *Quantitative Seismology*. Freeman San Francisco, CA., 1980.
- [5] A. Armienta, S. De la Cruz-Reyna, P. Lesage, R. Ortiz, and R. Van der Laat. Conclusiones y recomendaciones del taller-seminario senales volcánicas precursoras. *San Cristóbal de las Casa, Chiapas.*, 2007.
- [6] M. Betrón, Juan J. Ramírez, and Carlos Navarro. Summary of the historical eruptive activity of volcán de colima, méxico 1519-2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1-2):21–46, 2002.
- [7] B. Chouet. Ground motion in the near field of a fluid-driven crack and its interpretation in the study of shallow volcanic tremor. *J. Geophys. Res.*, 380:5985–6016, 1981.
- [8] B. Chouet. Free surface displacements in the near field of a tensile crack expanding in three dimensions. *J. Geophysics. Res.*, 90:1881–1893, 1982.

-
- [9] B. Chouet. Dynamics of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *J. Geophys. Res.*, 91:13967–13992, 1986.
- [10] B. Chouet. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380:309–316, 1996.
- [11] F. X. Clavijero. Historia antigua de México, sepan cuantos 29. porrua. 1780 (1974).
- [12] A. Demant. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Inst. Geol. UNAM*, 2:172–187, 1978.
- [13] A.-Zamora-Camacho Reyes Dávila-G. Espíndola, J. M. The 1997-1998 activity of volcán de Colima, western México: Some aspects of the associated seismic activity. *Pure and applied Geophysics*, 164:39–52, 2007.
- [14] L. Ferrari, S. Conticelli, C. Vaggelli, C. Petrone, and P. Manetti. Late miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the trans-mexican volcanic belt. *Tectonophysics*, (318):161–185.
- [15] L. Ferrari, V. H. Garduño, G. Pasquaré, and A. Tibalidi. Volcanic and tectonic evolution of central México: Oligocene to present. *Geof. Int.*, 33:91–105, 1994.
- [16] L. Ferrari, G. Pasquaré, S. Venegas, D. Castillo, and F. Romero. Regional tectonics of western México and their implications for the northern part of the Jalisco block. *Geofis. Int.*, 33(139-151), 1993.
- [17] M. Ferrick, A. Qamar, and W. St Lawrence. Source mechanism of volcanic tremor. *J. Geophys. Res.*, 87:8675–8683, 1982.
- [18] Cortés A. Navarro-Ochoa C. Komorowski J. C. Saucedo. Macías J. L. Gabilanes J.C. Garduño Monroy, V. H. Cartas geológicas y mineras 10. carta geológica del complejo volcánico de Colima. México, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. 2005.
- [19] R. Resnick S. Krane K. Halliday, D. *Física. Vol. 1.* México, 2002.
- [20] Allan J. F. Geology of the northern Colima and Zoacalco grabens, southwest México: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, (97):473–485, 1986.

-
- [21] S. W. Kieffer. Sound speed in liquid-gas mixtures: water-air and water-steam. *J. Geophys. Res.*, 82:2895–2904, 1977.
- [22] O. Kulhánek. *Anatomy of seismograms*. Elsevier, 1990.
- [23] J. C. Lahr, B. A. Chouet, C. D. Stephens, J. A. Power, and R. A. Page. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4):137–151, 1994.
- [24] J. Luhr and I. Carmichael. Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcán Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42:235–260, 1990.
- [25] J. F. Luhr. Sedimentation in volcanic settings. *Marine Geology*, 110(1-2):178–179, 1993.
- [26] J. F. Luhr. Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcán de Colima, México: implications for the end of the current eruptive cycle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1-2):169–194, 2002.
- [27] J. F. Luhr, I. S. E. Carmichael, and J. C. J. Varekamp. *Volcan. geotherm. Res.*, 23:69–108, 1984.
- [28] J. L. Macías. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas selectos de la geología mexicana. Tomo LVII, Número 3.*, pages 379–424, 2005.
- [29] S. Mc Nutt. Observations and analysis of b-type earthquakes, explosions and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76:153–175, 1986.
- [30] T. Minakami. Fundamental research for predicting volcanic eruptions, earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull. Earth. Res.*, 38:161–177, 1960.
- [31] F. Mooser. The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofis. Inst.* 12. pages 55–70, 1972.

- [32] G.T. Nixon. The relationship between quaternary volcanism in central México and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93:172–187, 1982.
- [33] Claude Robin, Philippe Mossand, Guy Camus, Jean-Marie Cantagrel, Alain Gourgaud, and Pierre M. Vincent. Eruptive history of the Colima volcanic complex (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1-2):99–113, 1987.
- [34] W. St Lawrence and A. Qamar. Hydraulic transients; a seismic source in volcanoes and glaciers. *Science*, pages 203–656, 1979.
- [35] Stein Seth y Wyssession Michael. *An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure*. Blackwell Publishing, 2005.
- [36] V. M. Zobin. Scalling relationship for vulcanian explosions derived from broadband seismic signals. *Journal of Geophysical Research*, 114, 2009.
- [37] V. M. Zobin, J. F. Luhr, Y. A. Taran, M. Bretón, A. Cortés, S. De La Cruz-Reyna, T. Domínguez, I. Galindo, J. C. Gavilanes, J. J. Muñoz, C. Navarro, J. J. Ramírez, G. A. Reyes, J. Velasco, E. Alatorre, and H. Santiago. Overview of the 1997-2000 activity of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1-2):1–19, 2002.
- [38] V. M. Zobin, C. J. Navarro-Ochoa, and G. A. Reyes-Dávila. Seismic quantifications of the explosions that destroyed the dome of Volcán de Colima, México, in July-August (2003). *Bull. Volcanol.*, 69:141–147, 2006.
- [39] V. M. Zobin, J. Orozco-Rojas, G. A. Reyes-Dávila, and C. Navarro. Seismicity of andesitic volcano during block-lava effusion: Volcán de Colima México, November 1998–January 1999. *Bull. Volcanol.*, 67(7):679–688, 2005.
- [40] V. M. Zobin, Hydyn Santiago-Jiménez, Juan José Ramírez-Ruiz, Gabriel A. Reyes-Dávila, Mauricio Bretón-González, and Carlos Navarro-Ochoa. Quantification of volcanic explosions from tilt records: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(2):117–124, 2007.