



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CLASIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE EVENTOS  
SÍSMICOS VOLCÁNICOS Y ANÁLISIS DE LA  
ACTIVIDAD SÍSMICA RECIENTE EN EL  
VOLCÁN DE COLIMA

**T E S I S**

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

RAÚL ARÁMBULA MENDOZA

JURADO EXAMINADOR  
DR. CARLOS VALDÉS GONZÁLEZ  
DR. PHILIPPE LESAGE  
DR. NICK VARLEY  
DR. DENIS LEGRAND  
DR. TONATIUH DOMÍNGUEZ REYES

COMITÉ TUTORAL: DR. RAÚL VALENZUELA WONG Y DRA XYOLI PÉREZ CAMPOS



MÉXICO D.F.

ENERO 2011



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.

A **Dios** que nunca me abandona. A la memoria de mi padre **Marcos**, a mi madre **María**, a mi hermano **Marco Antonio**, a mi ahijado **Diego** que me hace batallar y sonreír, y a toda mi **Familia**. Sin ellos no sería ni la millonésima parte de lo que soy.

A mi **Gaby**, que me ha acompañado y ha caminado junto a mí en estos últimos años. Gracias por aguantarme, extrañarme, quererme, cuidarme y sobre todo por amarme!.

## Agradecimientos

Gracias a la **UNAM**, la mejor Universidad de México, de Latinoamérica, del Mundo!.

Quiero agradecer al **Dr. Carlos Valdés** por todo el tiempo que he podido trabajar al lado de él, sin duda alguna ha sido un placer y un privilegio haber compartido todo este tiempo, más que un excelente científico, es un ser humano inigualable, que nunca ha dejado de apoyarme en mi formación, Muchas Gracias!.

De igual forma, el **Dr. Philippe Lesage** ha sido para mí un nuevo maestro y amigo, el tiempo que me ha dedicado ha sido muy grande y de calidad, a pesar de encontrarse a miles de kilómetros de mí, Muchas Gracias!.

Sin duda alguna este trabajo no hubiera podido ser elaborado sin el apoyo del **Maestro Gabriel Reyes Dávila**, el cual me abrió las puertas del Observatorio o Centro y de la RESCO para aprender, conocer y sobre todo para trabajar. Más que un maestro, lo considero un gran amigo.

Gracias al **Dr. Nick Varley** porque también ha sido para mi un maestro y un ejemplo de trabajo y lucha constante, porque sin duda alguna es una persona que se ha esforzado por que la Universidad de Colima mejore, gracias por ayudarme a compartir también mi conocimiento con las nuevas generaciones.

Gracias a mis otros dos sinodales, el **Dr. Denis Legrand**, por compartir su experiencia, conocimiento, tiempo y consejos, para que este trabajo fuera de lo mejor. De igual forma al **Dr. Tonatiuh Domínguez** por brindarme su tiempo y sus consejos cuando ocupe de ellos, su experiencia con el Volcán de Colima ha sido muy valiosa.

Gracias a la RESCO o Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima, porque sin duda alguna sin ellos no se podría conocer nada sobre el volcán. Su labor ha sido impecable en la recolección de los datos y su análisis. Pero sobre todo el apoyo brindado en cualquier momento por sus integrantes fue de lo mejor. Gracias a **Carlos Ariel**, **Miguel González** y a **Alejandro Martínez** por su ayuda, pero gracias sobre todo, por su amistad, fiuuuuu fiuuuuu!

De igual forma quiero agradecer al Centro Universitario de Estudios e Investigaciones en Vulcanología en donde fue realizado la mayoría de este trabajo. Las discusiones y el apoyo brindado por el **Maestro Abel Cortés** me ayudaron a conocer más sobre este impresionante volcán. De igual forma, las pláticas llevadas a cabo con el **Ing Carlos Navarro**, así como con el **Dr. Zobin** y el **Maestro Justo Orozco**, me ayudaron a mejorar mi comprensión del fenómeno volcánico. Sin duda alguna el apoyo brindado por el **Maestro Armando Téllez** así como su amistad, fueron de gran ayuda en mi estancia en ese centro.

También quiero decir, que sin todos mis amigos hubiera sido muy difícil este caminar. En especial **Gerardo** y **Memo** han sido por mucho, los mejores amigos que alguien pudiera tener, siempre han estado ahí para bajarme de mi nube, para reírse conmigo o de mí, darme consejos o en los momentos más difíciles de mi vida. Gracias a todos y cada uno de mis amigos del **GCU, GEU, CENAPRED** e **Instituto de Geofísica**, son tantos que sería imposible nombrarlos a todos. Cada vez que los veo, me hacen reír, cantar, sonreír y a veces hasta llorar!.

También quiero agradecer al **Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica**, por haberme mostrado que la **Geofísica** es la ciencia más hermosa del mundo, así como haberme hecho parte de su equipo. Un merecido agradecimiento a la secretaria **Araceli Chaman**, la cual me brindó todo su apoyo durante mis años como estudiante.

De igual forma al '**Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique**' de la **Universidad de Savoie** en Francia, por la discusión y el trabajo realizado durante una estancia en dicho lugar.

También a la **Facultad de Ciencias** de la **Universidad de Granada** en España, y a **Jesús Ibáñez** por su asesoría, así como a **Guillermo Cortés** mi sensei en la enseñanza del HTK.

Por último, gracias al **Volcán de Colima** por seducirme y atraparme con su actividad y maravillarme con su belleza!

Solo resta decir:

**¡ANIIIIIIIIIIIMMMOOOOOOOOOOOOOOOOOOOOOOOO!**

## Índice

	Pág
Resumen	1
<b>I Introducción</b>	<b>3</b>
I.1 Marco Tectónico	3
I.2 Historia Eruptiva del Volcán de Colima	5
I.3 Etapas de la Actividad Contemporánea	6
I.3.1 Actividad de 1991	6
I.3.2 Explosión del 21 de Julio de 1994	7
I.3.3 Actividad 1998-1999	8
I.3.4 Actividad 2001-2003	8
I.3.5 Actividad 2004-2005	9
I.3.6 Actividad 2007-?	14
I.4 Objetivos	15
<b>II Detección y Clasificación de Eventos Sísmicos Volcánicos Utilizando Modelos Ocultos de Markov (HMMs)</b>	<b>16</b>
II.1 Red Sísmica del Volcán de Colima	16
II.2 Sísmicidad en el Volcán de Colima	17
II.2.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VTs)	18
II.2.2 Eventos de Largo Periodo (LPs)	22
II.2.3 Tremor Volcánico	25
II.2.4 Eventos de Explosión	29
II.2.5 Derrumbes o Colapsos	32
II.2.6 Lahares	34
II.3 Reconocimiento de Señales Sísmicas	35
II.4 Modelos Ocultos de Markov (HMMs)	38
II.4.1 Clasificación usando HMMs	39
II.4.2 Entrenamiento de lo Modelos	44
II.4.3 Vectores Característicos	45
II.5 Aplicación para el Volcán de Colima	47
II.5.1 Segmentación y Etiquetación de los Sismos	47
II.5.2 Entrenamiento de la Base de Datos	48
II.5.3 Reconocimiento de las Señales Sísmicas en Tiempo Cuasi-Real	51
<b>III Análisis de Señales Sísmicas Continuas y Correlación Cruzada de LPs Durante la Etapa Eruptiva del 2004-2005</b>	<b>54</b>
III.1 Análisis Espectral	54
III.2 Análisis Autoregresivo de LPs Monocromáticos	56
III.3 RSAM y RSEM	61
III.4 Espectro Mínimo	63
III.5 Correlación Cruzada de LPs	64
III.6 Método de la Previsión del Fallo de Material (FFM)	66

<b>III.7 Procesamiento de la Actividad Sísmica del Volcán de Colima</b>	<b>70</b>
<b>III.8 Resultados</b>	<b>74</b>
III.8.1 Actividad Efusiva y Explosiva durante el 2004-2005	74
III.8.2 Crecimiento del Domo de Septiembre del 2004	76
III.8.3 Extrusión de Pequeños Domos y Explosiones Vulcanianas	76
III.8.4 Desplazamiento Reducido, Frecuencia y Magnitud de LPs	86
III.8.5 Valor de b de LPs	88
<b>IV Observaciones de Banda Ancha de las Explosiones Vulcanianas del 2005</b>	<b>90</b>
IV.1 Explosiones en el Volcán de Colima	91
IV.2 Correlación Cruzada de los VLPs	94
IV.3 Polarización	96
IV.4 Modelo de Mogi	100
IV.5 Energía en la Banda SP	102
IV.6 Duración de los Flujos Piroclásticos	102
IV.7 Comparación Entre los Diferentes Valores Calculados	105
<b>V Localización de Eventos Sísmicos Volcánicos Utilizando sus Amplitudes</b>	<b>110</b>
V.1 Efecto de Sitio	111
V.2 Método y Leyes de Atenuación	113
V.3 Resultados	117
<b>VI Discusión</b>	<b>131</b>
VI.1 Detección y Clasificación Automática de Sismos Volcánicos	131
VI.2 Estudio de Señales Continuas Durante el 2004-2005	132
VI.3 Sismicidad Pre-eruptiva y Precursores	133
VI.4 Familias de LPs	139
VI.5 Análisis Espectral	143
VI.6 Generación de Explosiones Vulcanianas	143
VI.7 Análisis Autoregresivo de LPs Monocromáticos	146
VI.8 Explosiones Observadas con el Sensor de Banda Ancha	147
VI.9 Localización Utilizando Amplitudes Sísmicas	150
<b>VII Conclusiones</b>	<b>153</b>
<b>VIII Trabajo Futuro</b>	<b>156</b>
<b>IX Bibliografía</b>	<b>158</b>

## Resumen

Con ayuda de los Modelos Ocultos de Markov (HMMs), se han detectado y clasificado automáticamente sismos en tiempo casi real en el Volcán de Colima. El sistema es robusto y permite procesar los datos en forma continua, que es una de las ventajas sobre otros algoritmos, como las redes neuronales. Con dicho sistema, se ha podido observar un cambio paulatino en la sismicidad a finales de enero del 2010, cuando se observó el inicio de derrumbes como parte del desbordamiento de lava hacia las laderas del volcán, desde el nuevo domo emplazado a inicios del 2007. Por otro lado, el Volcán de Colima tuvo un periodo eruptivo del 2004 al 2005, la actividad sísmica fue estudiada con técnicas de señales continuas, así como con correlación cruzada de eventos de largo periodo (LPs) y análisis autorregresivos de LPs monocromáticos. Dicho análisis muestra que existen claros patrones cuando se observa un aumento en la actividad volcánica. El crecimiento del domo de lava de septiembre del 2004, presentó un notable incremento tanto en el 'Seismic Spectral Energy Measurement' (SSEM), así como en el 'Base Level Noise Seismic Spectrum' (BLNSS) o espectro mínimo.

De igual forma, el análisis del SSEM apoyado en el 'Material Failure Forecast Method' (FFM), indicó ser de gran utilidad en el pronóstico de las explosiones a posteriori. En dicho proceso se observa un claro patrón de crecimiento de la energía con respecto del tiempo, por lo que el inverso del SSEM tiende a 0, con lo cual el tiempo aproximado de la explosión puede ser calculado. Este aumento en la energía es producido por un mayor número de eventos conforme se acerca el tiempo de la explosión, asociados a una tasa de mayor emisión. La correlación cruzada también demostró que existen fuentes repetitivas a lo largo de dicho proceso. Familias de LPs también ocurren a lo largo de todo el periodo eruptivo. Algunas de ellas son observadas únicamente antes de las explosiones, por lo que pueden ser consideradas como precursores o para una alerta temprana. De igual forma existen familias, las cuales no responden a dicho proceso, debido a que aumentan en número después de que la explosión ocurrió, dichos eventos

pueden ser vistos como un crecimiento acelerado del domo, por lo que sus amplitudes aumentan, ya que existe una condición de menor presión, que disminuye la resistencia del flujo a subir. Estas observaciones sugieren que el mecanismo disparador de los LPs durante estos enjambres corresponde a un proceso de ruptura del magma, el cual ocurre en las paredes del conducto o en el domo mismo, con lo cual un proceso repetitivo es observado. Por otro lado, la ocurrencia de eventos monocromáticos y sus correspondientes valores de  $Q$ , han sido asociados a resonancias principalmente de gases y vapor de agua, aunque hay eventos en los cuales observamos fluidos compuestos por gases y ceniza, dichos eventos están asociados a periodos de actividad explosiva. Para las explosiones observadas en el 2005 con un sensor de banda ancha, se observa que estos eventos son complejos. Un total de 17 explosiones muestran un contenido de energía en 4 diferentes bandas. En la banda 'Very Long Period' (VLP) se observa que existe una buena correlación cruzada entre sus miembros en la componente vertical.

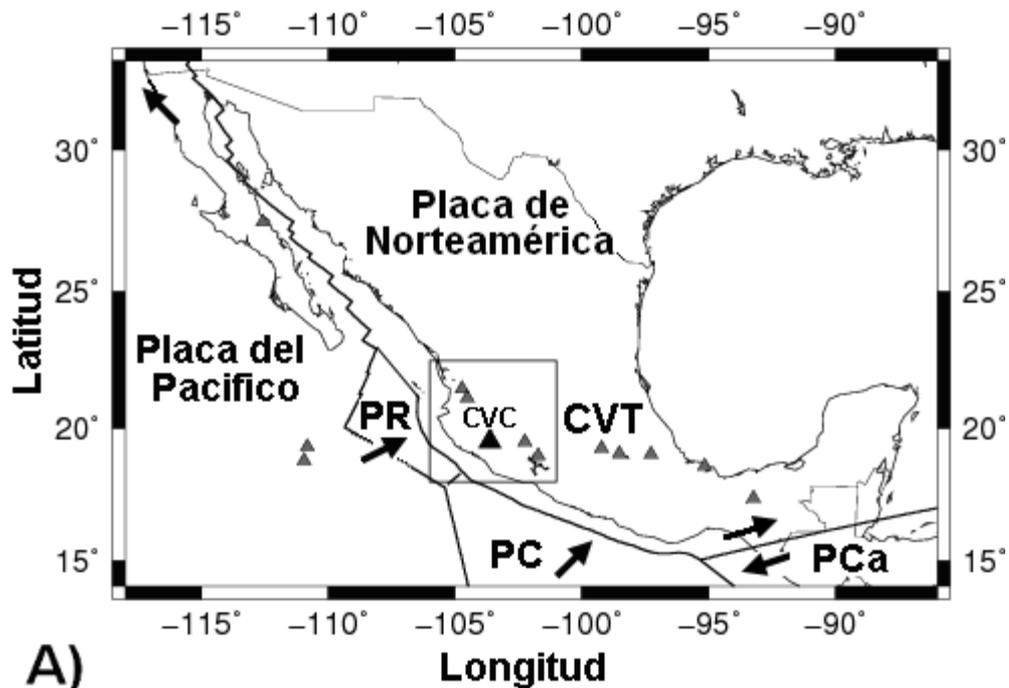
Sin embargo, en las componentes horizontales esta correlación disminuye, por lo que únicamente 4 eventos mantienen una correlación mayor a 0.8 en sus tres componentes, por lo que se asume que no existe una fuente repetitiva. De igual forma, el movimiento de partícula nos muestra movimientos complejos en el inicio de la explosión, esto es probablemente generado por efectos de la topografía y/o de las altas heterogeneidades en el medio y/o una fuente compleja. Una correlación aceptable también fue encontrada entre la magnitud de la fuente volumétrica de los VLPs y la duración de los flujos piroclásticos. Finalmente, se localizaron derrumbes, tremores, LPs y explosiones por medio de la atenuación de las amplitudes sísmicas. Para los derrumbes se ha podido localizar la zona en la cual están ocurriendo, la cual es principalmente hacia el oeste. En el caso de los LPs, tremores y explosiones, estos muestran profundidades similares a las observadas en otros volcanes, aproximadamente de 300 a 3000 m por debajo del cráter.

## I Introducción

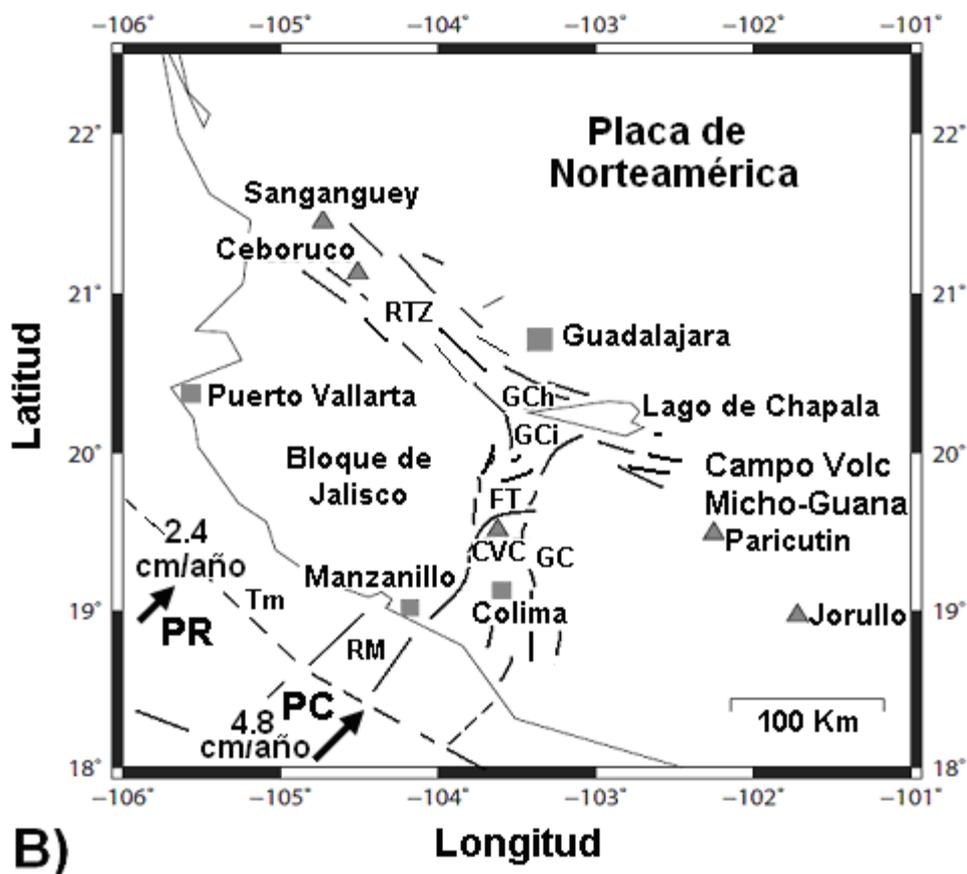
### I.1 Marco Tectónico

El Volcán de Fuego de Colima o simplemente Volcán de Colima ( $19^{\circ}30'45''$ ;  $103^{\circ}37'$ ; 3860 msnm), representa la octava cima más alta de México. El nombre de 'Colima' proviene de la lengua náhuatl, el cual significa "El Dios del Fuego que Domina". El Volcán de Colima perteneciente al Complejo Volcánico de Colima (CVC), se encuentra ubicado en la parte occidental del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVT, Figura 1A). La subducción de las placas de Cocos y de Rivera bajo la Placa de Norteamérica, es la responsable de la formación del CVT. El vulcanismo en el CVT está caracterizado por una gran variedad de edificios volcánicos (conos cineríticos, estratovolcanes, maars, domos, etc), estilos de actividad y composición de sus productos. El CVC se ha interpretado como un sector asociado con la fragmentación del Bloque de Jalisco de la Placa de Norteamérica y a la presencia de un triple sistema de rifts (Figura 1B). El rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) al noroeste, el rift de Chapala (RCh) al este y el graben de Colima (GC) al sur (Luhr et al., 1985; Garduño et al., 1998; Macias, 2005).

Dentro de este contexto tectónico, el CVC se localiza entre la intersección de dos grandes estructuras. Por un lado el graben de Colima donde se desarrolla el CVC y por otro lado la falla Tamazula (FT), la cual se encuentra relacionada con la evolución más reciente del CVC y sobre todo, con la evolución de colapsos volcánicos y avalanchas de escombros (Garduño et al., 1998). En el área del bloque de Jalisco, la tectónica extensional se encuentra sobreimpuesta a la tectónica compresional causada por la subducción de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norteamérica. Actualmente la región del bloque de Jalisco se localiza al este de la zona de interacción entre las placas de Rivera, Cocos y de Norteamérica. La Placa de Rivera es convergente en aproximadamente 2.4 cm/año, mientras que en la región del bloque de Jalisco, la parte NW de la placa de Cocos es convergente a una tasa de 4.8 cm/año (Figura 1B, Pardo y Suárez, 1995).



A)



B)

Figura 1. A) Mapa de la Republica Mexicana en donde se aprecian todos los volcanes que han hecho erupción en tiempos históricos (triángulos, De la Cruz Reyna, 2004). Donde CVT significa (Cinturón Volcánico Trans-mexicano), CVC (Complejo Volcánico de Colima), PR (Placa de Rivera), PC (Placa de Cocos), PCa (Placa del Caribe). B) Esquema de la porción oeste del CVT. Donde RTZ significa (Rift Tepic-Zacoalco), RM (Rift de Manzanillo), GCh (Graben de Chapala), GCi (Graben de Citala), GC (Graben de Colima), FT (Falla Tamazula) y Tm (Trinchera Mesoamericana, línea discontinua). (Modificado de Luhr et al. 1989, DeMets y Stein, 1991; Lange y Carmichael, 1991; Garduño et al., 1998).

Por otro lado, el CVC se localiza a 32 km al norte de la Ciudad de Colima y a 120 km al sur de Guadalajara. El CVC definido por Luhr y Carmichael (1980), está compuesto por tres estratovolcanes andesíticos, el Cántaro, el Nevado de Colima y el Volcán de Colima, que definen una cadena volcánica orientada N-S. Según estudios de Allan y Carmichael (1984), la actividad del CVC inició hace 1.7 ma aproximadamente, con la formación del volcán el Cántaro. Garduño et al., (1998) señalan que el sistema de fallas regionales que afectan al CVC, como la falla Tamazula, pudo haber sido un factor importante en el proceso de migración del vulcanismo hacia el sur. La historia eruptiva del CVC ha estado marcada por un proceso cíclico, donde se desarrollan grandes estratovolcanes que posteriormente colapsan, formando extensos y voluminosos depósitos de avalanchas de escombros (Cortes et al., 2005).

## **I.2 Historia Eruptiva del Volcán de Colima**

El Volcán de Colima es el de mayor actividad en México. Durante los últimos 430 años, ha presentado alrededor de cincuenta erupciones que lo colocan también como el más activo de Norteamérica (Luhr y Carmichael, 1980; Medina-Martínez, 1983; De la Cruz-Reyna, 1993). De igual forma, el Volcán de Colima tiene la mayor probabilidad de tener una erupción  $VEI \geq 4$  en todo México dentro de los siguientes veinte años (Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2008). Por otro lado, existen trabajos sobre la actividad histórica del volcán desde las erupciones explosivas de 1519-1523 (Bretón et al., 2002). Una de las erupciones de mayor magnitud dentro de los registros históricos, fue la del 15 de febrero de 1818, la cual destruyó un domo de lava alojado en su cráter y arrojó escoria y ceniza hasta las ciudades de Guadalajara, Zacatecas, Guanajuato, San Luis Potosí y México. La siguiente etapa importante de actividad fue la formación del domo adventicio “El Volcancito”, la cual inició el 12 de junio de 1869 y concluyó en 1872.

El periodo entre 1893 y 1903 fue especialmente observado debido a que el padre Arreola en Colima, Col., así como su colega Castellanos en Zapotlán, Jal. (hoy Ciudad Guzmán), instalaron observatorios para vigilarlo. Fue

durante esas fechas en las cuales se elaboraron informes, los cuales fueron publicados en el boletín del Observatorio Meteorológico Central de México (Arreola, 1915). El siguiente periodo de gran actividad se presentó en 1913. Antes de esa nueva etapa eruptiva, la cima del volcán tenía un cráter cubierto por un domo de lava. La erupción inició el 17 de enero (Ortiz, 1944), con una serie de explosiones vulcanianas que generaron nubes de vapor y arena. El 20 de enero, la erupción continuó con la formación de una columna pliniana que alcanzó 23 km de altura (Saucedo et al., 2010). Esta columna provocó lluvia de ceniza en Zapotlán, Jalisco, la cual alcanzó 15 cm de espesor y en Guadalajara alrededor de 0.5 mm (Waitz, 1915). También llegó hasta Saltillo, Coahuila, a más de 700 km del volcán. Durante la erupción también se produjeron flujos piroclásticos que avanzaron 15 km por el flanco sur del volcán (Saucedo et al., 2010). La morfología de la cima del volcán cambió drásticamente, el edificio perdió 100 m de altura y se formó un cráter con un diámetro cercano a los 400 m y una profundidad desconocida. Para 1931, la profundidad del cráter oscilaba entre 50 y 100 m (Waitz, 1935). En 1958, el cráter estaba casi completamente ocupado por un domo de lava en bloques (Mooser, 1961), que entre 1961 y 1962, comenzó a derramarse por la ladera norte, formando una lengua de lava que llegó hasta la base norte del volcán, en el sitio denominado 'El Playón'. De 1975 a 1976 se presentaron flujos de lava, los cuales fueron acompañados por flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Thorpe et al., 1977). Durante 1982 también se generaron este tipo de flujos de lava en bloques (Luhr y Carmichael, 1990).

### **I.3 Etapas de la Actividad Contemporánea**

#### **I.3.1 Actividad de 1991**

El crecimiento de la actividad de este nuevo ciclo eruptivo que inició el 14 de febrero de 1991, fue caracterizado por un aumento de la sismicidad, con más de 100 eventos por día, principalmente sismos volcano-tectónicos (VTs) y de largo-periodo (LPs) y por un incremento en la actividad fumarólica (BGVN, 1991). Poco tiempo después, algunos derrumbes ocurrieron durante

ese mes. Posteriormente, un domo de material juvenil fue observado los primeros días de marzo, localizado en la parte oeste del antiguo domo, y aunque se presentaron colapsos en la parte lateral del viejo domo, no se observó lava incandescente. Para mediados de marzo, el nuevo domo era visible desde la ciudad de Colima. El 12 de abril se presentó un incremento en la actividad, con eventos VTs, LPs y derrumbes. El 16 de abril los derrumbes se incrementaron, de igual forma una parte del domo colapsó, generando grandes nubes de ceniza, así como explosiones que fueron observadas por personal de la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) que trabajaba en el domo del volcancito. Mediciones aéreas hechas con un espectrómetro de correlación (COSPEC) el 25 de abril, mostraron valores de 300 t/d de SO<sub>2</sub>. Después de esto, un flujo de lava en bloques comenzó a fluir hacia el flanco suroeste del volcán, generando pequeños derrumbes de material incandescente (Núñez-Cornú et al., 1994). Finalmente, la actividad efusiva terminó para septiembre de 1991. Para este periodo un VEI de 2 fue asignado por el 'Global Volcanism Program' del 'Smithsonian Institution' (<http://www.volcano.si.edu/>) y de 1 por Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna (2008).

### **I.3.2 Explosión del 21 de Julio de 1994**

Un nuevo periodo de actividad comenzó el 4 de julio de 1994, cuando un incremento en el número de eventos VTs se presentó, y otros dos enjambres de LPs se observaron entre el 13 y 16 y entre el 17 y 21 de julio (Espíndola et al., 1995). La actividad sísmica culminó con una explosión el 21 de julio, la cual fue escuchada en algunos pueblos ubicados hasta 15 km de distancia. Alrededor de 3000 m<sup>3</sup> de material no juvenil fueron expulsados del cráter. La sismicidad decreció después de la explosión (BGVN, 1994). Para este periodo un VEI de 1 fue asignado por el Smithsonian (<http://www.volcano.si.edu/>) y de 2 por Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna (2008).

### **I.3.3 Actividad 1998-1999**

Este nuevo periodo de actividad inició con incrementos en los valores geoquímicos de S/Cl, así como con 5 enjambres de eventos VTs entre noviembre-diciembre de 1997 y octubre-noviembre de 1998. De igual forma, un acortamiento de las distancias medidas durante algunas campañas de deformación, también fue observado. Para el 6 de julio de 1998, una explosión se presentó, este evento fue similar en sus precursores a la explosión de 1994. Un incremento paulatino en las mediciones de SO<sub>2</sub>, también fue observado, hasta alcanzar un valor de 1600 t/d el 18 de noviembre. Fue en ese mismo día que habitantes de la comunidad de la Yerbabuena fueron evacuados como medida precautoria ante la inminente erupción en curso (BGVN, 1998). Finalmente, un cuerpo de lava fresca apareció el 20 de noviembre de 1998, con una tasa aproximada de 4 m<sup>3</sup>/s, comenzando a desbordar en la mañana del 21 de noviembre hacia la parte SW del cráter (Zobin et al., 2002a). Esta actividad estuvo acompañada por algunos flujos piroclásticos de tipo Merapi, los cuales llegaron hasta 4.5 km del cráter. Tres diferentes flujos de lava en bloques se formaron durante los siguientes meses. Posteriormente, el 10 de febrero una gran explosión marcó el inicio de la fase explosiva, bloques incandescentes alcanzaron hasta 5 km de distancia, generando incendios forestales. Eventos similares se presentaron el 10 de mayo y 17 de julio de ese mismo año. Explosiones menores continuaron durante todo el 2000, para finalmente terminar esta etapa con una explosión el 22 de febrero del 2001. Esta explosión evento fue precedida por eventos VTs algunas horas antes (BGVN, 2001a). Para este periodo eruptivo un VEI de 3 fue asignado por el Smithsonian (<http://www.volcano.si.edu/>) y de 2 por Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, (2008).

### **I.3.4 Actividad 2001-2003**

Un nuevo domo de lava fue observado el 26 de mayo del 2001, en un ascenso efectuado al cráter, dicho domo tenía aproximadamente 0.15 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> de volumen (BGVN, 2001b). Datos geofísicos evidencian que el

crecimiento inicio el 8 de mayo, por lo que una tasa de  $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$  fue calculada. El 1 de octubre de ese mismo año, pequeños LPs aparecieron. El 31 de octubre una espina de material frío fue observada desde el Nevado de Colima por personal de Protección Civil de estado de Jalisco, el volumen de la espina fue calculado en  $\sim 75,000 \text{ m}^3$  (BGVN, 2001c). La espina finalmente colapsó un mes después y en el cráter comenzó a formarse un domo, el cual comenzó a desbordar el 14 de febrero del 2002, formando flujos de lava por el lado suroeste. La tasa de emisión fue calculada entre  $0.05$  a  $1.0 \text{ m}^3/\text{s}$ . Diferentes flujos de lava avanzaron hacia el suroeste, sur y oeste del volcán, dichos derrumbes llegaron a alcanzar de 1 hasta 3 km de distancia desde el cráter (BGVN, 2002). El 25 de marzo episodios de tremor armónico comenzaron a ocurrir, con duraciones de unos minutos hasta más de 24 horas. De igual forma, algunos eventos explosivos se presentaron, así como flujos piroclásticos por colapso del domo. A finales de febrero del 2003, termina la etapa efusiva, el total de lava emitida fue calculado en  $8.3 \times 10^6 \text{ m}^3$  (BGVN, 2003). Una explosión el 17 de julio del 2003 inicia con la destrucción del domo de lava que había quedado en el cráter. Pequeños incendios forestales se presentaron entre 2.5 y 4 km del cráter del volcán, producto del material incandescente expulsado. Una segunda explosión fue registrada el 2 de agosto, con una altitud aproximada de la columna eruptiva de 7.6 km. La siguiente explosión grande ocurrió el 28 de agosto. Dicho evento fue acompañado de flujos piroclásticos que viajaron hasta 2.5 km. de distancia, cubriendo la mayor parte de los flancos del volcán, así como una columna eruptiva de al menos 3000 m de altura. Cerca de  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$  del domo de lava fue destruido en esas explosiones. Explosiones y desgasificaciones menores, de 3 a 5 por día se siguieron presentando hasta la nueva etapa de actividad de septiembre del 2004 (BGVN, 2004). Esta actividad tuvo un VEI de 2 (Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2008).

### **I.3.5 Actividad 2004-2005**

Un nuevo periodo de actividad efusiva inició el 25 de septiembre del 2004 (tiempo en GMT), cuando un enjambre de LPs comenzó a registrarse en la estación más cercana al cráter del volcán. Dichos eventos indicaban el inicio

de la construcción de un domo de lava. El día 28 de ese mes en un sobrevuelo, se observó el nuevo domo de lava extruído, el cual prácticamente rellenaba el cráter (BGVN, 2005a). Posteriormente, el 30 de septiembre derrumbes de material incandescente comenzaron a presentarse, generando flujos de lava en bloques hacia las partes N y WNW (Figura 2). Durante esos días, gran actividad fumarólica también fue observada, así como pequeñas explosiones en el domo y sonidos de jet, los cuales eran escuchados en las cercanías del volcán. La tasa máxima de extrusión calculada fue de entre 6 y 8 m<sup>3</sup>/s para los primeros días de octubre (Varley et al., 2010a). Durante esos días una parte del domo de lava colapsó, generando un flujo piroclástico que alcanzó 6.14 km de distancia (Macias et al., 2006). El final de la etapa efusiva se presentó hacia finales de noviembre del 2004 cuando las explosiones se fueron haciendo de mayor magnitud.



Figura 2. Fotografía en donde se muestra el flujo de lava hacia el lado Norte del volcán, durante la extrusión del domo de lava de septiembre-noviembre del 2004 (Tomada de <http://www.ucof.mx/volcan/>).

Para diciembre del 2004, el flujo de lava ya se había detenido y las explosiones comenzaban a aumentar en contenido de ceniza y altura. Los flujos finales tuvieron una dimensión aproximada de 2400 m de longitud y 300 m de ancho para el flujo N y de 600 m de longitud y 200 m de ancho para el flujo de WNW. El total de volumen emitido incluyendo las lavas y los flujos piroclásticos fue de  $8.3 \times 10^6$  m<sup>3</sup> (BGVN, 2005a). Para el mes de enero

del 2005, algunas explosiones llegaron a lanzar proyectiles balísticos a distancias de hasta 1 km (Macias et al., 2006). Una etapa de mayor explosividad inició el 12 de febrero con un evento que generó flujos piroclásticos de hasta 2.5 km de distancia sobre las barrancas de Montegrande y San Antonio (Savov et al., 2008). Los días 17 y 21 de febrero también se observaron explosiones moderadas, dichas explosiones fueron acompañadas por algunos LPs. A partir del 10 de marzo se comienzan a observar explosiones que son antecedidas por enjambres de LPs de baja amplitud. Ese día ocurrió una explosión cuya columna eruptiva alcanzó casi 10 kmsnm (Figura 3), según el Volcanic Ash Advisory Center (VAAC) de Washington (<http://www.ssd.noaa.gov/VAAC/washington.html>), y cuyos flujos piroclásticos viajaron cerca de 3 km por la barranca de Montegrande (Savov et al., 2008). La siguiente gran explosión ocurrió el 13 de marzo 2005. De igual forma se presentaron flujos piroclásticos por las barrancas, el Muerto, Montegrande, San Antonio y el Cordobán, así como caída de ceniza en el pueblo de Los Mazos, Jalisco, localizado a 12.5 km al noreste del volcán (BGVN, 2005b). La siguiente explosión fue el 24 de marzo y fue de menor de intensidad que las anteriores. También el 26 se presentó otra explosión de magnitud moderada.



Figura 3. Explosión vulcaniana registrada el 10 de marzo del 2005 (Tomada de <http://www.ucol.mx/volcan/>).

Durante abril se siguieron observando explosiones moderadas el 12, 20, 22 y 29. Durante principios de mayo se observaron explosiones moderadas, el 1, 3, 4 y 5. El 8 de mayo, se presenta una explosión con flujos piroclásticos

hacia el sur. El 10 otra explosión se presenta con una columna de 8.2 kmsnm. El 16 se presenta una explosión grande con flujos piroclásticos hacia todas las laderas del volcán y una columna de 8.3 km. El 24 se observa un pequeño domo que crece en la cima del volcán. Poco tiempo después, se presenta una explosión de mayor magnitud, cuyos balísticos alcanzaron hasta 2.5 km. de distancia y los flujos piroclásticos bajaron principalmente por las barrancas de San Antonio y Montegrande, originando algunos incendios forestales (Macias et al., 2006). El 25 se presentó una secuencia de explosiones de magnitud moderada. La siguiente explosión fue el 30 de mayo. Dicho evento alcanzó 9.2 kmsnm de altura en su columna eruptiva, así como flujos piroclásticos principalmente hacia el oeste. Durante el 2 de junio se observó otro crecimiento de domo, el cual fue destruido horas mas tarde por otra explosión, causando lluvia de ceniza en la Ciudad de Colima. El día 4 se observa el crecimiento de otro pequeño domo, el cual es destruido al día siguiente por otra explosión, la cual tuvo una columna con una altura aproximada de 10 kmsnm.

Tabla 1. Actividad explosiva registrada durante el 2005. Las alturas de las columnas eruptivas fueron reportadas por el (VAAC) de Washington.

Fecha(GMT)	Comentarios
12-02-2005	Explosión moderada con flujos piroclásticos hasta 2.5 km de distancia, sobre las barrancas San Antonio y Montegrande.
17-02-2005	Explosión moderada.
21-02-2005	Explosión moderada.
10-03-2005	Explosión grande con una columna eruptiva de hasta 10 kmsnm y flujos piroclásticos hasta 3 km dentro de la barranca de Montegrande.
13-03-2005	Explosión grande con una columna eruptiva de hasta 10 kmsnm y flujos piroclásticos en las barrancas el Muerto, Montegrande, Cordoban y San Antonio. Caída de ceniza en los Mazos, Jalisco.
24-03-2005	Explosión moderada.
26-03-2005	Explosión moderada.
12-04-2005	Explosión moderada.
20-04-2005	Explosión grande con una columna eruptiva hasta 9.4 kmsnm.
22-04-2005	Explosión moderada.
29-04-2005	Explosión moderada.
1-05-2005	Explosión moderada.
3-05-2005	Explosión moderada.
4-05-2005	Explosión moderada.
5-05-2005	Explosión moderada.
8-05-2005	Explosión moderada con flujos piroclásticos hacia el sur.
10-05-2005	Explosión grande con una columna eruptiva de 8.2 kmsnm.
16-05-2005	Explosión grande con una columna eruptiva de 8.2 kmsnm y con flujos piroclásticos hacia todas las barrancas del volcán.
24-05-2005	Crecimiento de un domo de lava, después una explosión grande ocurrió. Algunos balísticos alcanzaron hasta 2.5 km. de distancia del cráter. Los

	flujos piroclásticos bajaron principalmente por las barrancas de San Antonio y Montegrande, causando incendios forestales.
25-05-2005	Una secuencia de explosiones moderadas fue observada.
30-05-2005	Explosión grande, la columna eruptiva alcanzó 9.2 kmsnm y flujos piroclásticos principalmente hacia el oeste.
2-06-2005	Crecimiento de un domo de lava, después otra explosión grande ocurrió, la columna eruptiva alcanzó 6.6 kmsnm causando caída de ceniza en la ciudad de Colima.
5-06-2005	Continúa el crecimiento del domo de lava, el cual finaliza con una explosión grande. La columna eruptiva alcanzó 9.9 kmsnm. Reporte de vidrios rotos en Juan Barragán y San Marcos, a 9 y 14 km respectivamente del volcán. El aeropuerto nacional de Buenavista localizado al SSE del volcán, permaneció cerrado por más de 12 horas por la lluvia de ceniza.
7-06-2005	Explosión grande con un altura de 9.2 kmsnm, reportes de caída de ceniza en la ciudad de Colima.
10-06-2005	Crecimiento de un domo de lava, después otra gran explosión, la columna eruptiva alcanzó 11.5 kmsnm. Este evento fue escuchado dentro de un radio de 50 km, con flujos piroclásticos hasta 5 km de distancia.
13-06-2005	Reporte de un nuevo crecimiento de domo, después una explosión moderada.
5-07-2005	Explosión moderada, la columna eruptiva alcanzó 9.9 kmsnm, con flujos piroclásticos hasta 4.8 km hacia SE. Reportes de caída de ceniza en los pueblos de la Becerrera y la Yerbabuena.
7-07-2005	Explosión moderada.
27-07-2005	Explosión grande, la columna eruptiva alcanzó hasta 9.9 kmsnm.
16-09-2005	Explosión grande, la columna eruptiva alcanzó hasta 10.5 kmsnm, con caída de ceniza en algunas poblaciones hacia el NW. Flujos piroclásticos en todas direcciones.
27-09-2005	La última explosión de este ciclo eruptivo, con una columna que alcanzó 8.2 kmsnm, depositando ceniza en Comala, Villa de Álvarez y la ciudad de Colima.

Reportes de vidrios rotos se presentan en Juan Barragán a 9 km al sureste del volcán y en San Marcos, Jalisco, a 14 km también al sureste. El aeropuerto nacional de Buenavista localizado al SSE del volcán permaneció cerrado por más de 12 horas debido a la lluvia de cenizas. El 7 de junio el volcán volvió a tener otra explosión con una altura aproximada de 9.2 kmsnm, el viento transportó parte de la ceniza, cayendo de nueva cuenta en la Ciudad de Colima. Para el 9 de junio otro pequeño domo es observado. El 10 de junio, de nuevo se presenta otro evento explosivo por la noche. Dicha explosión fue audible en un radio aproximado de 50 km, con probables flujos piroclásticos hasta 5 km de distancia. La altura de la columna para esta explosión sobrepasó los 11.5 km. El 11 de junio se reporta un nuevo domo pequeño en la cima del volcán. El 13 se presenta otra explosión. Para el 5 de julio se vuelve a presentar otra explosión con flujos piroclásticos hasta 4.8 km al SE del volcán por la barranca la Arena, hubo reportes de caída de ceniza en la Becerrera y en la Yerbabuena a 12 y 8 km al SW del volcán. El

7 ocurre otra explosión moderada. La siguiente gran explosión se observó el 27 de julio alcanzando 10 kmsnm de altura en su columna. Para agosto no existen explosiones grandes, solo algunas pequeñas. El 16 de septiembre se presenta la siguiente explosión importante con una columna de 10.5 kmsnm, con caída de ceniza en algunos pueblos al NW. Finalmente el 27 de septiembre se presenta la última gran explosión de este ciclo eruptivo, con una columna que alcanzó 8.2 kmsnm, la pluma se dirigió hacia el WSW, depositando ceniza en Comala, Villa de Álvarez y Colima. Un resumen de la actividad explosiva esta representada en la Tabla 1. El VEI para este periodo eruptivo es de 3 (Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2008).

### **I.3.6 Actividad 2007-?**

Después de la actividad explosiva del 2005, durante el 2006 y hasta inicios del 2007, el volcán solo mostró pequeñas exhalaciones o explosiones de baja magnitud (BGVN, 2007a). El comienzo de un nuevo periodo efusivo inició en febrero del 2007, cuando se observó en el cráter del volcán el crecimiento de un nuevo domo de lava. La tasa de emisión de este nuevo episodio efusivo inició con una tasa promedio de 0.0045 m<sup>3</sup>/s (BGVN, 2008a). Durante octubre del 2007, la tasa alcanzó un valor de hasta 0.033 m<sup>3</sup>/s. Para marzo del 2008 el volumen del domo tenía 800,000 m<sup>3</sup>. La tasa de efusión entre agosto y noviembre del 2008 fue calculada en 0.05 m<sup>3</sup>/s. Las explosiones durante este periodo han sido de baja magnitud, con un promedio de 5 a 10 eventos por día (BGVN, 2008b). Para marzo del 2009 el volumen del domo era de 1,400,000 m<sup>3</sup> (BGVN, 2009), un 80% del volumen total del cráter. Para el verano del 2009 el domo prácticamente había alcanzado la orilla del cráter oeste. A finales de enero del 2010 inician los derrumbes hacia la parte oeste del volcán. Durante el 2010, la formación de un lóbulo de lava hacia la parte oeste del cráter generó derrumbes (BNGV, 2010). De igual forma la ocurrencia de LPs, tremores y explosiones de baja magnitud son comunes hasta el día de hoy, 27 de enero del 2011.

#### **I.4. Objetivos**

El objetivo del presente trabajo es el de aplicar diferentes técnicas de estudio a los datos sísmicos generados en los últimos años en el Volcán de Colima. En el capítulo II, se habla de la red de monitoreo sísmico del volcán, así como de los diferentes eventos sísmicos observados en los últimos años relacionados con la actividad volcánica mencionada anteriormente. De igual forma, se utilizan los modelos ocultos de Markov (HMMs) para reconocer y clasificar los diferentes eventos sísmicos dentro del actual periodo de actividad (2007-?). En el capítulo III, se aplican diferentes técnicas para cuantificar y evaluar la actividad sísmica de la erupción del 2004-2005. El análisis espectral, el 'Seismic Spectral Energy Measurement' (SSEM), el espectro mínimo, así como un análisis autoregresivo de LPs monocromáticos y correlación cruzada para LPs es realizado. De igual forma es utilizado el método de previsión del fallo de material (FFM) para hacer un pronóstico a posteriori de las explosiones del 2005, tomando como base al inverso del SSEM. Para el capítulo IV, se habla de las observaciones hechas con un sensor de banda ancha para las explosiones vulcanianas importantes del 2005. En este capítulo encontramos que dichos eventos pueden ser divididos en diferentes bandas de frecuencia, en donde cada banda representa un fenómeno o fuente distinta. Además, se comparan diferentes parámetros para ver si existe alguna correlación entre ellos. En el capítulo V, se localizan diferentes eventos sísmicos por medio de la atenuación de sus amplitudes, ocurridos en el actual periodo eruptivo. Esto es gracias a un incremento en el número de estaciones sísmicas de banda ancha alrededor del volcán. En dicho capítulo, se observan las localizaciones de derrumbes, temores, LPs, así como explosiones ocurridas en los últimos años. En el capítulo VI se discuten los resultados obtenidos. Después, las conclusiones en el capítulo VII y finalmente en el capítulo VIII hablamos del trabajo futuro y mejoras de dichos análisis.

## II Detección y Clasificación de Eventos Sísmicos Volcánicos Utilizando Modelos Ocultos de Markov (HMMs)

### II.1 Red Sísmica del Volcán de Colima

La RESCO o Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima, es la encargada del monitoreo sísmico del Volcán de Colima y de todo el estado de Colima. Dicha red inició sus operaciones en 1989, comenzando con 3 estaciones en el volcán y 2 estaciones a distancias entre 35 y 40 km de él, todas ellas de periodo corto de una componente (Núñez-Cornú et al., 1994). En la etapa eruptiva del 2004-2005, el volcán solo contaba con cuatro estaciones de periodo corto de componente vertical, y una de banda ancha de 3 componentes localizada en EZ5V.

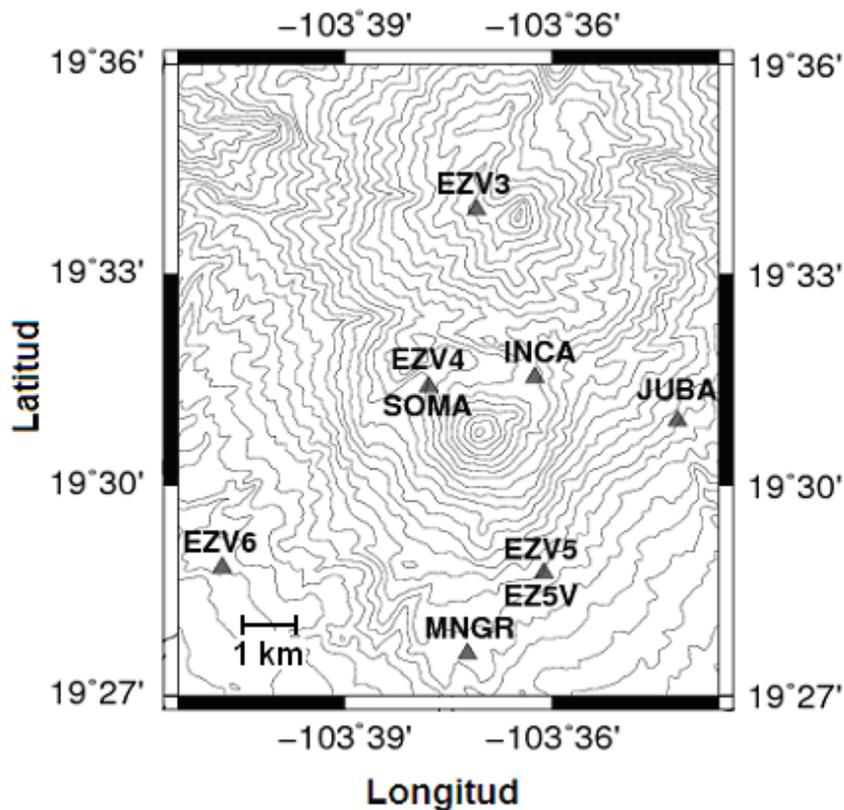


Figura 4. Red de monitoreo del Volcán de Colima mantenida por la RESCO (Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima). Las estaciones SOMA, INCA, EZ5V, MNGR y JUBA son de banda ancha. Únicamente las 4 estaciones de periodo corto y una estación de banda ancha (EZ5V) estuvieron en la etapa del 2004-2005.

Al momento de este estudio (enero del 2011), el volcán cuenta con 4 sensores de periodo corto verticales SS-1 Ranger de 1 seg de periodo

(EZV3, EZV4, EZV5 y EZV6), así como 5 estaciones de banda ancha de 3 componentes (Guralp CMG-40 TD), con una respuesta plana de 30 seg a 50 Hz (SOMA INCA, EZ5V, MNGR y JUBA, Figura 4). Todas las señales son enviadas vía radio e internet a un centro de registro en la Universidad de Colima, para su almacenamiento y análisis. La frecuencia de muestro para todas las señales es de 100 Hz. Así mismo el convertidor analógico-digital usado para las estaciones de periodo corto es de 16 bits, mientras que para las estaciones de banda ancha, éstas tienen un digitalizador DM24 de 24 bits de resolución.

## II.2 Sismicidad en el Volcán de Colima

La actividad sísmica asociada a la actividad volcánica puede llegar a ser muy diversa y contener una gran cantidad de eventos, los cuales se pueden presentar en enjambres o como eventos aislados. Cada tipo de sismo ha sido asociado a un proceso en particular, dicho proceso puede llegar a ser interno o externo, por lo que la clasificación de los sismos es de gran utilidad en el conocimiento de estado de actividad de un volcán (McNutt, 1996). A continuación se presenta una descripción de los diferentes tipos de eventos sísmicos volcánicos, así como su ocurrencia y la actividad volcánica asociada en el Volcán de Colima.

Tabla 2. Terminología de sismicidad volcánica (McNutt, 1996).

McNutt <sup>a</sup>	Minakami <sup>b</sup>	Latter <sup>c</sup>	AVO <sup>d</sup>	Otros nombres
Alta-Frecuencia HF	Tipo A	Tectónico, Volcano-tectónico	Volcano-tectónico VT	Sismo de periodo corto
Baja-Frecuencia LF	Tipo B	Sismo Volcánico	Largo-Periodo LP	Evento de Coda Largo, tornillo <sup>e</sup>
Frecuencias Mezcladas	-	Frecuencia-Media	Híbrido	Frecuencia Media
Sismo de Explosión	Sismo de Explosión	Explosión Volcánica	Explosión	-
Tremor Volcánico	Tremor Volcánico	Tremor Volcánico	Tremor Volcánico	Tremor Armónico, Tremor Espasmódico

<sup>a</sup>McNutt (1996).

<sup>b</sup>Minakami (1974).

<sup>c</sup>Latter (1979); solo una porción de la clasificación de Latter es mostrada.

<sup>d</sup>Alaska Volcano Observatory (1993); ver Power et al. (1994).

<sup>e</sup>Tornillo es el nombre dado para el volcán Galeras en Colombia, pero se ha observado en varios volcanes.

## II.2.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VTs)

Los eventos volcano-tectónicos (VTs) son sismos generados por una ruptura 'clásica' de una roca debido a esfuerzos inducidos por procesos volcánicos o localizados en regiones volcánicas (Lahr et al., 1994). Algunas características de estos sismos son: en ellos se pueden apreciar las fases de las ondas P y S y sus frecuencias predominantes se encuentran entre 1 y 15 Hz. Frecuencias mucho más altas pueden ser producidas en la fuente o por eventos muy pequeños y probablemente no son registradas debido a las limitaciones de los instrumentos y a la alta atenuación local (McNutt, 1996). Difieren de los tectónicos únicamente en sus patrones de ocurrencia y en volcanes se presentan en algunas ocasiones en enjambres. Inicialmente, Minakami (1974) basado en volcanes japoneses estudiados por él, les dio el nombre de eventos tipo A. Adicionalmente se les ha llamado de alta frecuencia (Endo et al., 1981; Nieto et al., 1990; McNutt, 1996), y también se les ha llamado tipo h (Malone et al., 1983). En la Tabla 2 se observa la terminología usada en sismología volcánica por varios autores para nombrar a este tipo de eventos, así como a otras señales sísmicas asociadas a volcanes de las cuales hablaremos más tarde.

Las profundidades de los VTs generalmente no sobrepasan los 15 km por debajo del cráter. Un modelo ampliamente aceptado para este tipo de señales es un fallamiento de corte o de doble par, aunque existen ejemplos en el que una componente volumétrica también es observada (Dahm et al., 1997). Los eventos VTs han sido relacionados a procesos de diversos orígenes (Moran et al., 2000), como: a) fracturamiento en respuesta a esfuerzos regionales; b) desintegración progresiva del edificio volcánico por debilitamiento geoquímico y fuerzas gravitacionales; c) incremento en fuerzas térmicas y/o volumétricas asociadas con intrusiones recientes de magma dentro del sistema de conductos; d) carga gravitacional del basamento sobre el edificio volcánico; e) decremento en el esfuerzo efectivo debido al incremento en la presión de poro, como resultado de la circulación de fluidos asociados con cuerpos magmáticos. Para el Volcán de Colima se tienen registros de este tipo de eventos en diferentes fechas, principalmente

en 1997 y 1998. Los VTs observados en el Volcán de Colima mantienen las características generales de los VTs, fases P y S bien definidas y frecuencias entre 1 y 15 Hz (Figura 5), así como magnitudes que no superan los 2.7 de Mw (Zobin et al., 2002b). Uno de los primeros reportes en los se habla de este tipo de actividad, es la que precedió a la erupción efusiva de 1991 (Núñez-Cornú, et al., 1994). En este periodo eruptivo se menciona que la gran mayoría de los eventos fueron de tipo B o LPs, pero en la estación más cercana al cráter (EZV7), se observaban estos sismos como tipo A o VTs.

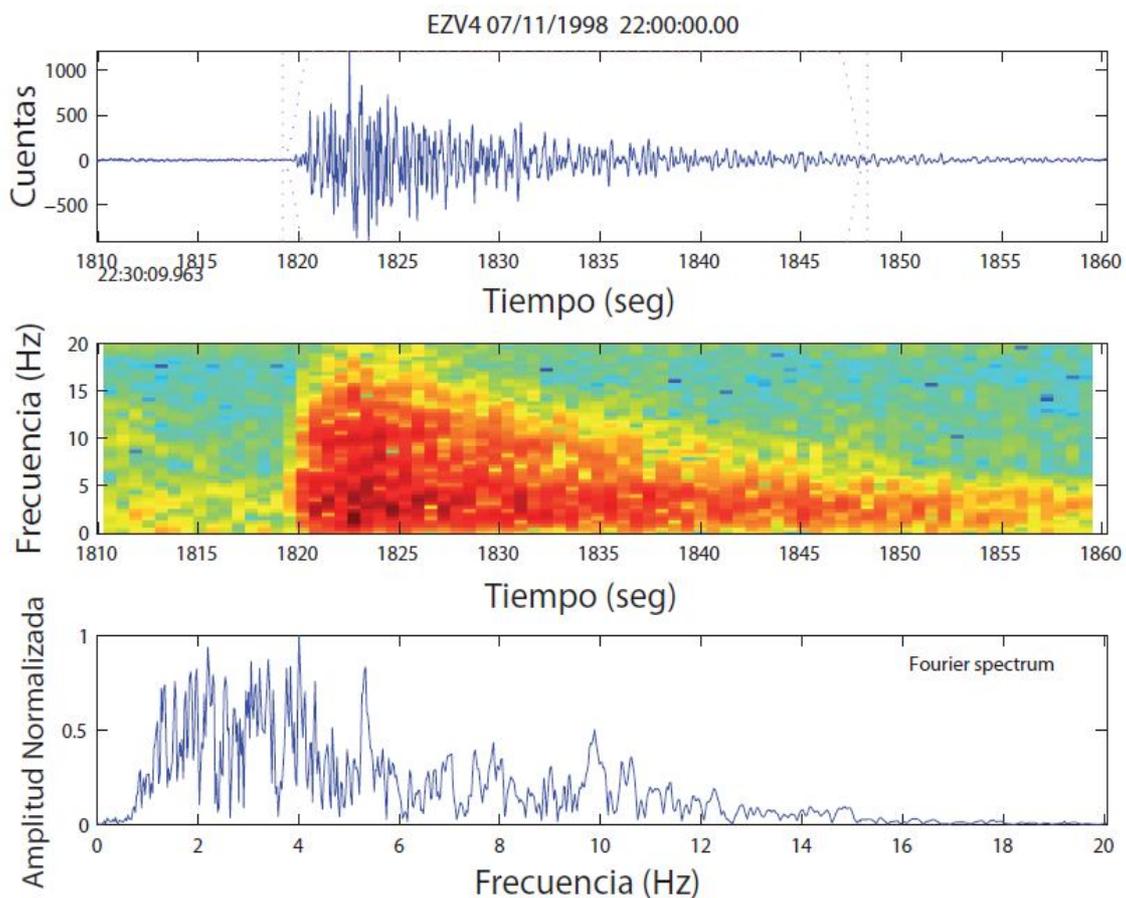


Figura 5. Evento volcano-tectónico (VT), registrado durante el enjambre de noviembre de 1998, en la estación EZV4 en el Volcán de Colima. En el recuadro de arriba podemos observar la señal en tiempo, el recuadro de en medio representa un espectrograma de la señal, en el podemos apreciar la variación de las frecuencias con respecto del tiempo. El recuadro de abajo representa el espectro de amplitudes normalizado de la señal encerrada en el sismograma.

Con ayuda del programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1978), se pudieron localizar eventos de los enjambres de 1997-1998. Todos ellos en su mayoría

ubicados entre el Volcán de Colima y el Nevado de Colima, a profundidades no mayores a 8 km (Núñez-Cornú, et al., 1994). El modelo de velocidades usado fue propuesto en base a estudios de refracción y datos geológicos.

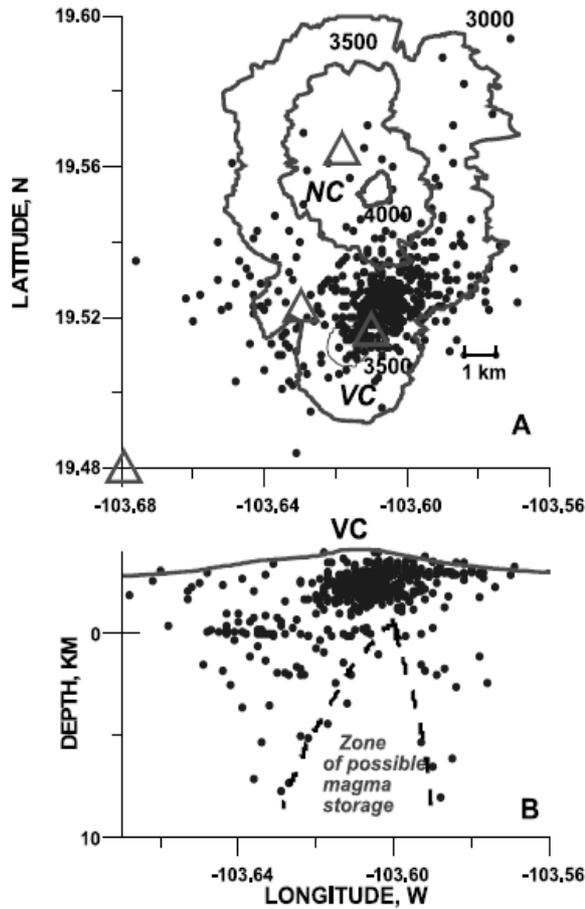


Figura 6. Localización de VTs, durante los enjambres de noviembre de 1997, y marzo, mayo, junio, julio, octubre y noviembre de 1998 (Tomado de Zobin et al., 2002b).

Por otro lado, Núñez-Cornú y Sánchez-Mora (1999), analizando los mecanismos focales de la etapa de 1991, observaron mecanismos inversos antes y después del colapso del domo de lava del 16 de abril de 1991. Otro periodo de actividad VT, fue la del enjambre del 4 de julio de 1994 (Espíndola et al., 1995). Durante un lapso de cerca de 6 horas, 26 eventos fueron registrados, con hipocentros en un rango de 3 a 6 km de profundidad. Dicha actividad culminó con una explosión el 21 de julio. Para la etapa pre-eruptiva de noviembre de 1997 y marzo, mayo, junio, julio, octubre y noviembre de 1998 (Figura 6), estos sismos tuvieron profundidades de hasta 12 km, tomando como base el cráter del volcán, aunque los eventos de

octubre y noviembre mantuvieron profundidades más someras (Zobin et al., 2002b). Estos enjambres según menciona (Domínguez et al., 2001), ocurrieron dentro de un sistema de fracturas ENE, las cuales coinciden con la dirección de la falla Tamazula, la cual intercepta al volcán (Garduño et al., 1998). Uno de los resultados más importantes de estos trabajos ha sido la localización de dos zonas activas, una al SE del Nevado de Colima y otra debajo del cráter del Volcán de Colima. Estas fracturas pudieran reflejar la migración de un dique o un cuerpo magmático debajo del cráter y la simultánea ocurrencia de fracturas en el edificio volcánico cercanas al Nevado de Colima, generadas por la intrusión de nuevo magma. De igual forma Zobin et al., (2002c), observa que los mecanismos asociados a los enjambres de octubre y noviembre de 1998 son de tipo inverso, indicando un probable cambio de esfuerzos debido a la intrusión de magma juvenil a profundidades someras.

De la misma forma, Zamora-Camacho et al., (2007) por medio de un análisis de correlación cruzada, encuentra que existen 6 familias de VTs que anteceden al desbordamiento del domo de lava del 20 de noviembre de 1998. Con ello infiere que la fuente de dichos eventos es común. En un estudio de atenuación de los VTs antes de la extrusión del domo de lava de ese mismo año, Domínguez et al., (2003) demuestran un incremento de  $Q$  del 34% al 38% para frecuencias entre 2 y 10 Hz. De igual forma se observó que existió un incremento antes de la explosión del 7 de julio de 1999. El valor de  $b$  de la relación de Gutenberg-Richter también fue calculado para los enjambres de 1997-1998 (Zobin et al., 2002b). En este análisis se usan las magnitudes de momento  $M_w$ , con magnitudes que van desde -0.5 a 2.7. El valor de  $b$  para dichos eventos fue de 0.97. Este valor es muy similar para eventos de origen tectónico (Kasahara, 1981). Por todo lo anterior, se observa que la ocurrencia de eventos VTs esta asociada a intrusiones de nuevo magma por debajo del volcán, cambiando el estado de esfuerzos por debajo del mismo y en sus alrededores. También se ha observado que este tipo de sismicidad se encuentra asociada a la falla de Tamazula (Domínguez et al., 2001), la cual se le ha involucrado con antiguos colapsos del volcán (Garduño et al., 1998). Por lo que el monitoreo y seguimiento de este tipo de

eventos pueden ayudar en la interpretación de un posible aumento de actividad o de algún posible colapso estructural.

### **II.2.2 Eventos de Largo Periodo (LPs)**

Son eventos con una fase P emergente y es difícil identificar la llegada de la onda S. Sus frecuencias características se encuentran entre 1 y 5 Hz aproximadamente (McNutt, 1996). Aunque, Chouet (1996) afirma que este tipo de eventos también vienen acompañados en su inicio por una señal energéticamente más débil con un contenido de frecuencias mayor a 5 Hz, que por la localización de los sensores y la alta atenuación es difícil de observar. La duración de estos eventos generalmente no excede más de un minuto. La profundidad típica para este tipo de señales es muy superficial, menor a 2 km. Lo cual da como conclusión que las propiedades espectrales y la falta de una clara fase S, son debidas a la propagación del campo de ondas en un heterogéneo, inconsolidado y altamente atenuado edificio volcánico. Aunque debido a la similitud de los espectros en las diferentes estaciones, implica que no es el trayecto la razón de las bajas frecuencias, si no la fuente. Estos eventos han sido relacionados con movimiento de fluidos y resonancias generadas por incrementos de presión dentro de fracturas saturadas con fluidos (Chouet, 1996).

Aunque, en años recientes nuevos modelos acerca de la génesis de este tipo de sismicidad apuntan a que el magma a pesar de su temperatura puede llegar a romperse en las paredes del conducto. Por lo que un mecanismo disparador para la resonancia puede ocurrir a lo largo del conducto. Goto (1999) fue el primero en proponer la existencia del fallamiento de magma como mecanismo disparador. Tuffen (2003) sugirió para la generación de los LPs, un mecanismo en el cual, la acumulación de fuerzas en un magma viscoso lleva a la formación de fracturas de corte, en donde una cierta cantidad de gas y ceniza puede escapar. Varios autores han propuesto que cuando el magma esta ascendiendo, con la fricción y la pérdida de gas, un fracturamiento puede ocurrir en una región estable. Todo esto ha sido corroborado por estudios de correlación cruzada, en donde se

observa que existen fuentes repetitivas no destructivas que pueden actuar de forma periódica durante varios días (Green y Neuberg et al., 2006; Thelen et al., 2008; Umakoshi et al., 2008). También pruebas de laboratorio comprueban que, efectivamente una ruptura sismogénica puede ocurrir en magmas ácidos, con o sin cristales (Tuffen et al., 2008).

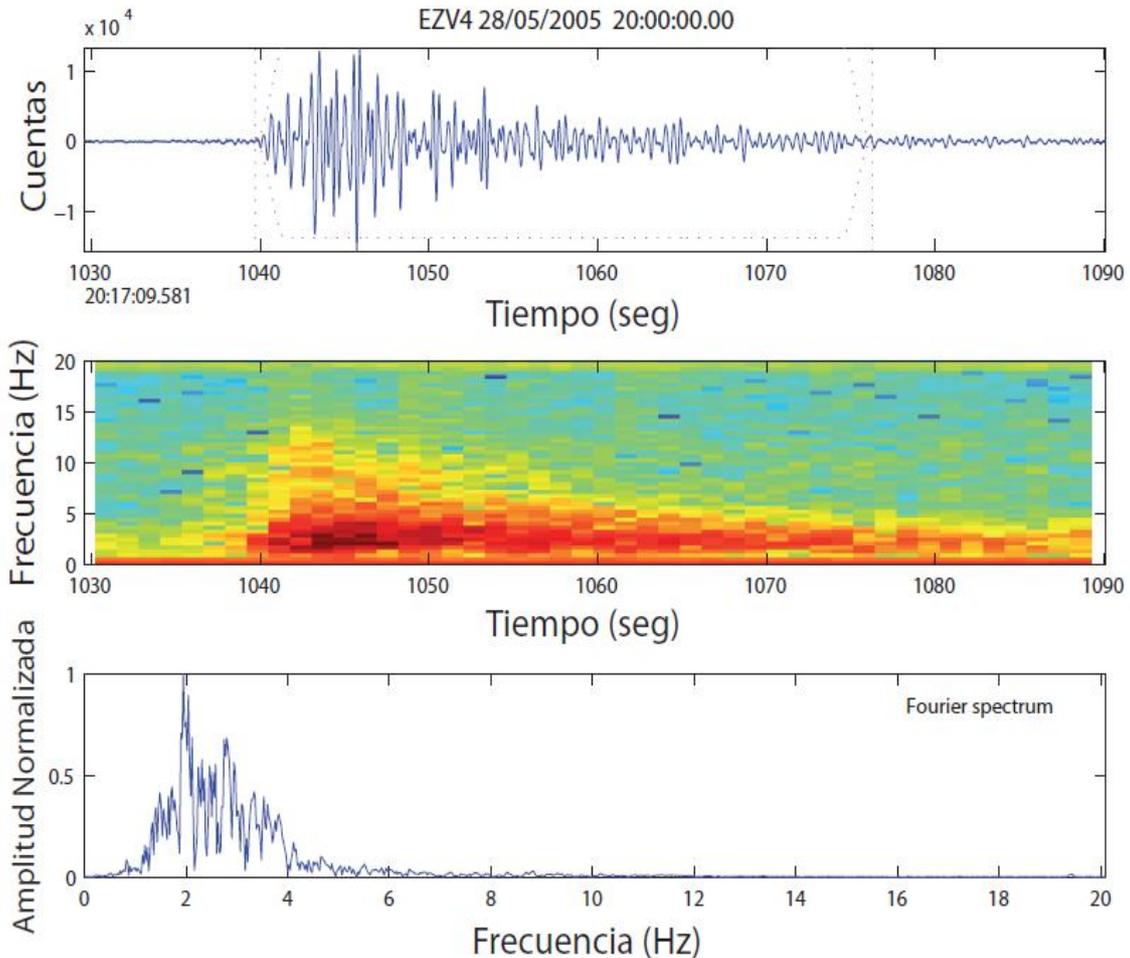


Figura 7. Evento de largo periodo (LP), generado durante el mes de mayo del 2005, en el se puede apreciar que sus frecuencias no exceden más allá de los 6 Hz.

Desde el inicio de la RESCO, los LPs han sido observados en diferentes periodos de actividad en el Volcán de Colima (Figura 7). Durante la erupción efusiva de 1991, se presentaron principalmente durante la tercer crisis sísmica que acompañó un incremento en la actividad fumarólica (Núñez-Cornú, et al., 1994). Este tipo de sismicidad fue catalogada como de tipo B siguiendo la clasificación de Minakami (1974). Un cálculo de valor de b para este tipo de eventos fue realizado, encontrando un valor de 2.3. De igual forma este tipo de eventos se presentaron durante el enjambre de 24 horas

que antecedió a la explosión del 21 de julio de 1994. En este enjambre fueron catalogados también como tipo B por Espindola et al., (1995). Durante el crecimiento del domo de 1998, también fueron observados este tipo de eventos, intercalándose con los VTs de esas mismas fechas, indicando un movimiento de fluidos a profundidades someras. Para el 2004, enjambres de LPs a finales de septiembre anunciaron el inicio de un nuevo periodo de actividad efusiva. Para estas fechas la construcción de un nuevo domo fue acompañado por este tipo de eventos. De igual forma, de febrero a septiembre del 2005, enjambres de LPs acompañaron el crecimiento de pequeños domos de lava que fueron destruidos pocas horas después de haber sido formados o durante su creación, por explosiones vulcanianas moderadas (Varley et al., 2010a). Por lo que su estudio es de gran relevancia en el entendimiento del fenómeno volcánico.

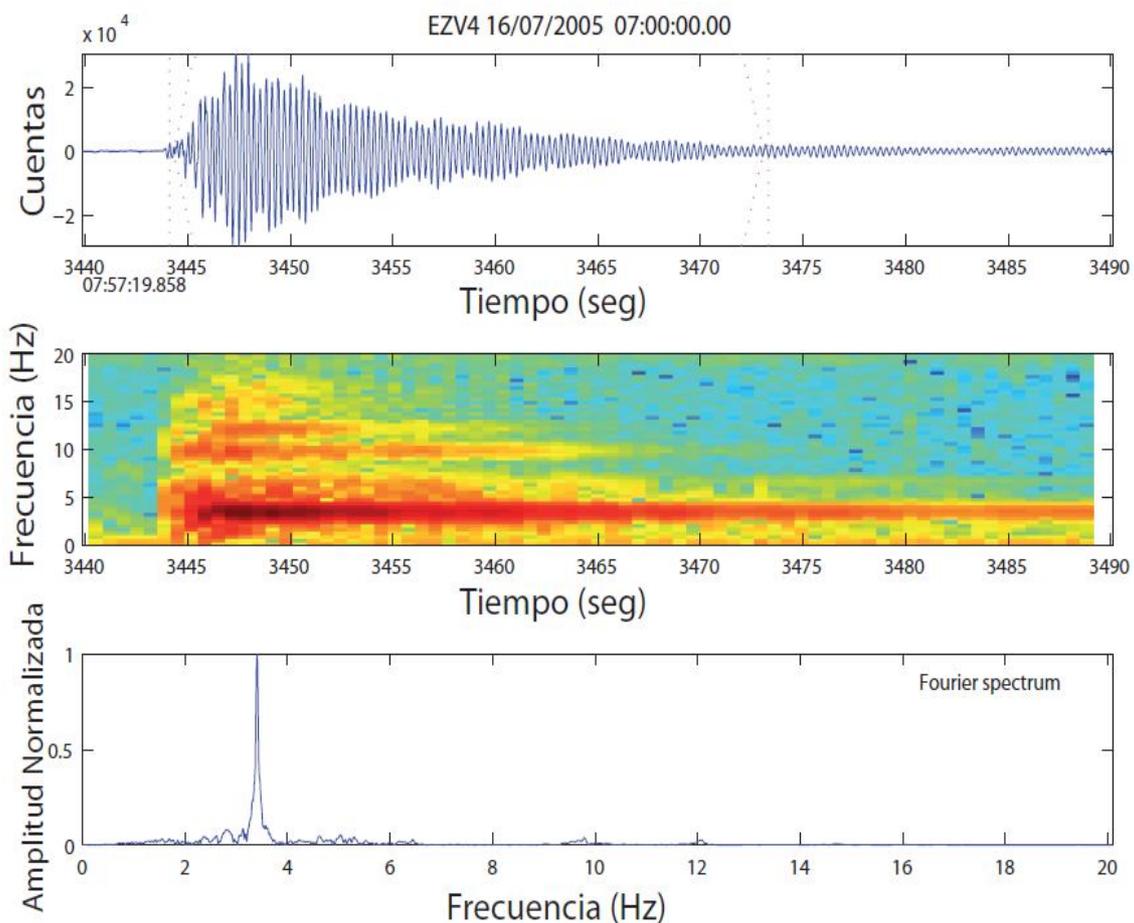


Figura 8. Evento de largo periodo (LP) monocromático, generado durante el mes de julio del 2005. El evento contiene una sola frecuencia, como se puede ver en el espectrograma y en el espectro de amplitudes.

De igual forma, LPs de tipo monocromático fueron observados durante la erupción del 2004-2005. Este tipo de eventos en otros volcanes se han asociado a procesos de presurización que preceden a explosiones vulcanianas (Stix et al., 1997). Por su forma de onda, así como por su baja atenuación de la coda, han sido llamados 'tornillos' (Gómez y Torres, 1997; Narváez et al., 1997). Un modelo ampliamente aceptado para este tipo de eventos es la resonancia de una fractura iniciada por un incremento de presión, en donde la atenuación de la coda se encuentra directamente relacionada con el fluido involucrado (Kumagai y Chouet, 1999, 2000).

### II.2.3 Tremor Volcánico

Es una señal sísmica continua registrada en volcanes, en ella no se observan fases como las ondas P o S, tienen una fuerte variación en cuanto a su duración, que puede ir desde minutos, horas y a veces hasta días. Estas señales tienen un contenido espectral centrado generalmente en las bajas frecuencias, en el rango de 1 a 5 Hz, pero algunos ejemplos con contenido de frecuencias mayores a 5 Hz han sido observados (Konstantinou y Schlindwein, 2003).

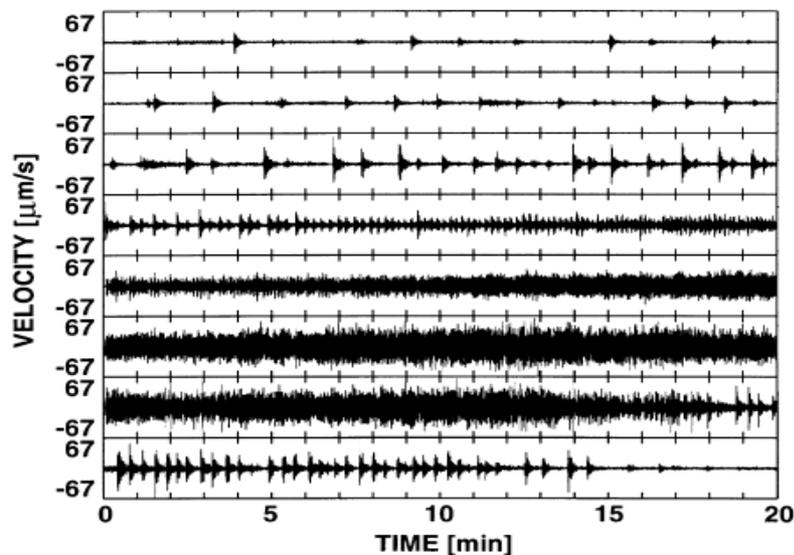


Figura 9. Enjambre de eventos de largo periodo (LPs), que poco a poco se juntan en el tiempo para convertirse en un tremor espasmódico, para después volverse a convertir en LPs, en el volcán Soufrière Hills en Montserrat (tomado de Neuberg et al., 2000).

Su espectro presenta bandas angostas, mostrándose un pico dominante con algunos picos subdominantes, las frecuencias centrales de los picos dominantes generalmente son estables. En varios volcanes el tremor ha sido precursor de erupciones como lo demuestran (Barbieri et al., 1992), que con base a registros históricos observaron que en 132 casos, el tremor es el precursor más común de erupciones freáticas. De igual forma McNutt (1994) estudió 80 volcanes en los cuales encontró que aproximadamente el 60% de los episodios de tremor en estos volcanes acompañaron erupciones de gas, cenizas o lava. Además cerca del 20% de los episodios de tremor ocurrieron a menos de 10 días de entrar en erupción el volcán.

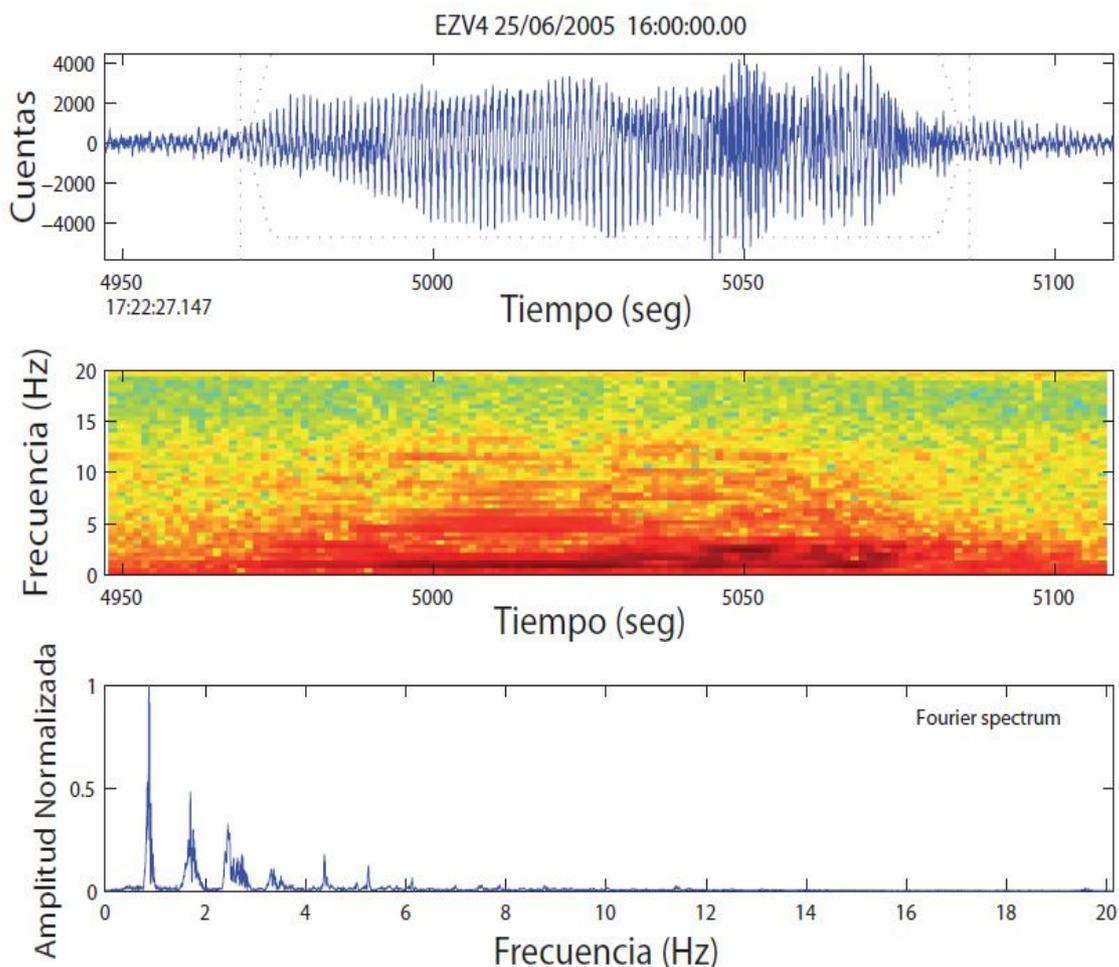


Figura 10. Tremor armónico observado en la estación de periodo corto EZV4. En el espectro de amplitudes se puede observar la frecuencia fundamental y sus armónicos.

El origen del tremor se ha asociado a diferentes mecanismos (Konstantinou y Schlindwein, 2003), como: a) flujos de fluidos magmáticos que generan

oscilaciones de los conductos; b) excitación y resonancias de fracturas rellenas de fluidos; c) crecimiento de burbujas o colapso de las mismas debido al calentamiento hidrotermal de agua subterránea; d) oscilaciones de cuerpos magmáticos con diferentes geometrías. Sin embargo, los modelos más aceptados son los mismos que para los LPs, debido a que presentan similitudes en sus frecuencias, así como en su ocurrencia. Por lo que, se asume que la fuente es la misma y que el tremor es una manifestación continua de los LPs. Por ejemplo, en la Figura 9, se puede observar un enjambre de LPs al inicio del sismograma en el volcán Soufrière Hills en Monserrat. Conforme pasa el tiempo, los LPs se acercan cada vez más y más entre si, hasta generar un tremor, el cual de nuevo vuelve a convertirse en LPs (Neuberg et al., 2000).

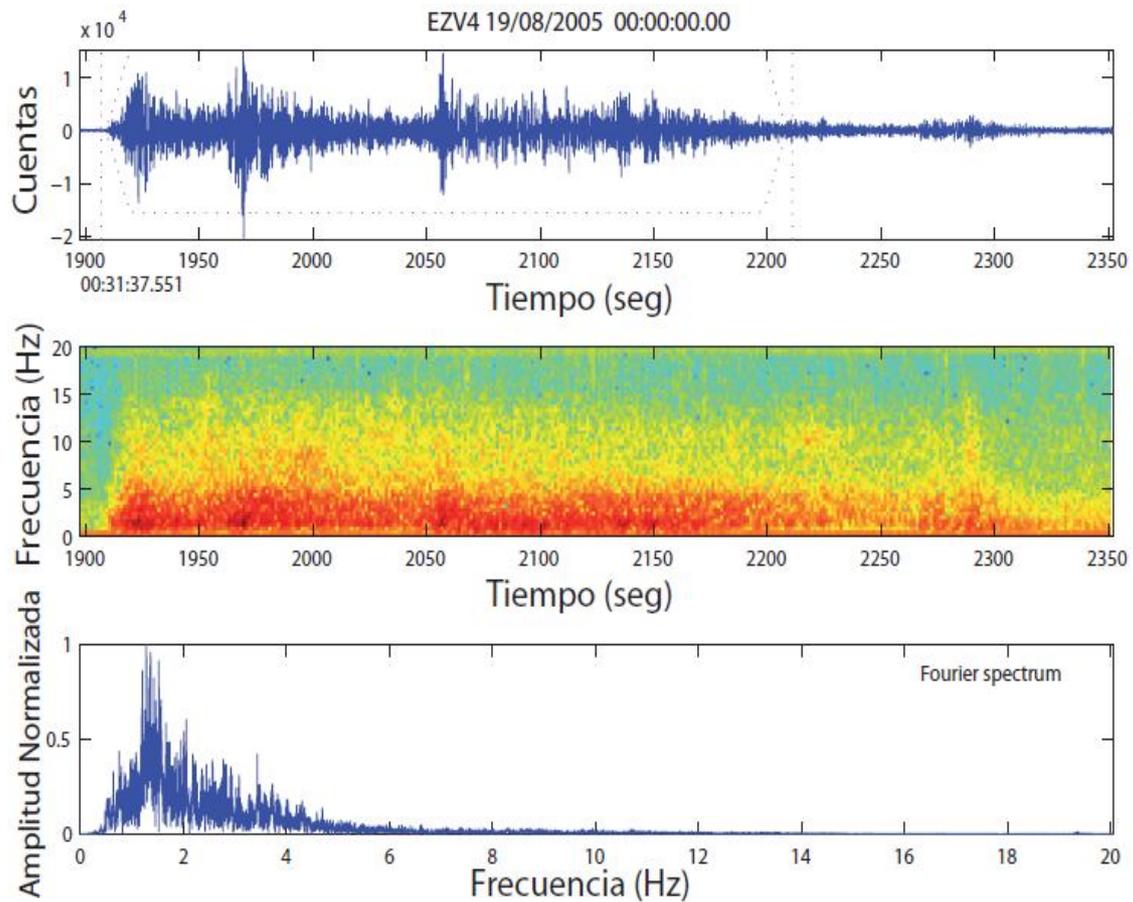


Figura 11. Tremor espasmótico del día 19 de agosto del 2005, asociado a una emisión de gases, en la estación de EZV4.

En el Volcán de Colima se han observado tres diferentes tipos de tremor: a) armónico, presenta frecuencias constantes y regulares y amplitudes

moduladas durante su aparición, se aprecia una frecuencia fundamental acompañada de varios armónicos (Figura 10); b) espasmódico, presenta como principal característica una gran variación de sus frecuencias y amplitudes, este tipo de tremor esta asociado a emisiones de ceniza o gases y muchas veces es observado acompañando a las explosiones (Figura 11); c) tremor pulsante, esta señal tiene como principal característica la de tener pulsos o eventos discretos muy unidos entre si (Figura 12), por lo que forma una señal continua, con un espectro parecido al de los espasmódicos.

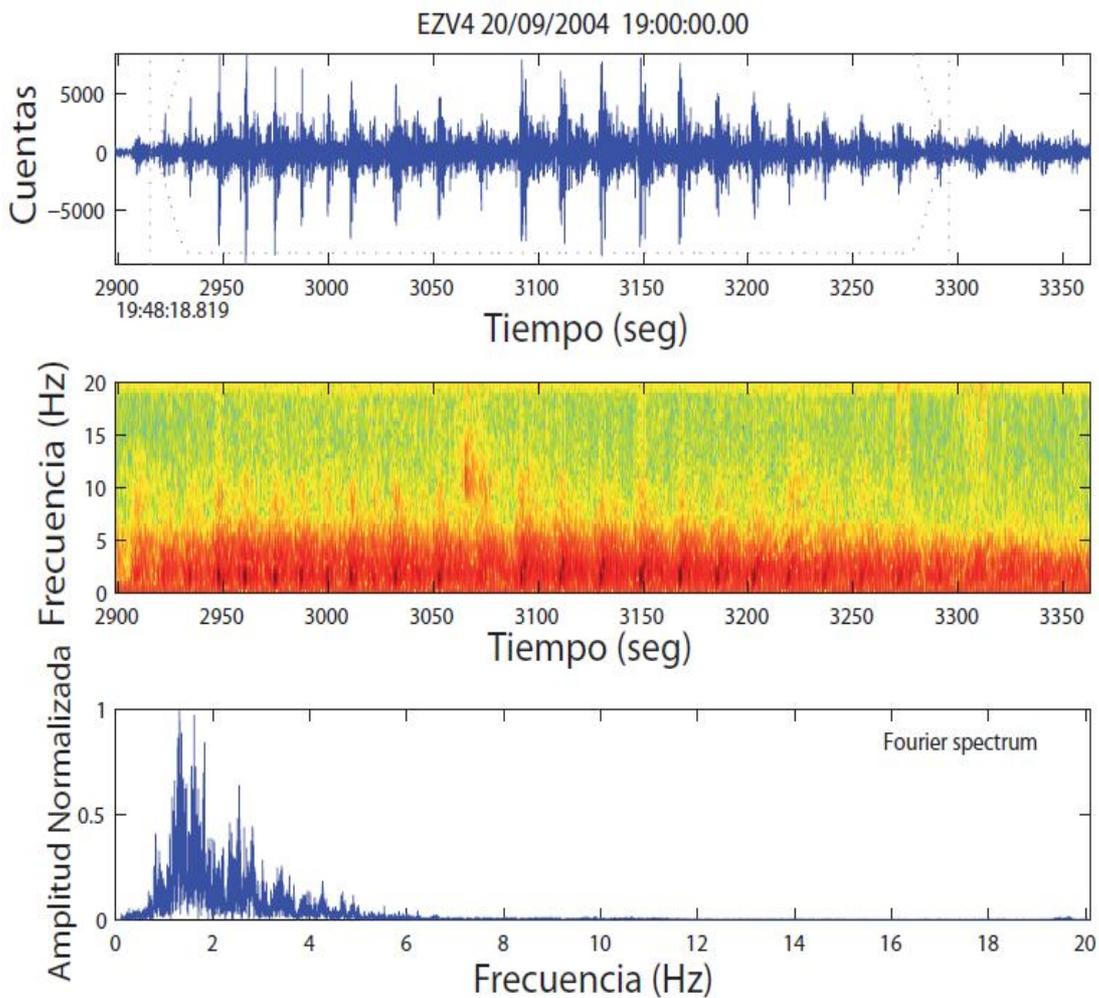


Figura 12. Tremor pulsante del día 20 de septiembre del 2004, en la estación de periodo corto EZV4.

Para la erupción el 2002 se observaron tremores armónicos de larga duración. Estos tremores presentaron un deslizamiento en sus frecuencias hacia valores mayores, hasta que un pequeño evento explosivo o exhalación ocurría. Una explicación a este fenómeno es el generado por un sellamiento del conducto en su parte superior, el cual aumentaba la presión dentro del

conducto, generando una disminución en la fracción del volumen del gas y un aumento en la velocidad de las ondas sísmicas, afectando por lo tanto a las frecuencias (Neuberg y O’Gorman, 2002; Sturton y Neuberg, 2003). Por lo que un aumento en la presión producía una explosión o exhalación, disminuyendo la presión y por consiguiente las frecuencias regresaban a sus valores iniciales. La ocurrencia de estos tremores causó la evacuación de varias comunidades alrededor del volcán, debido a que nunca se habían presentado en el volcán. Este fenómeno también ha sido observado en Montserrat. (Neuberg y O’Gorman, 2002).

#### **II.2.4 Eventos de Explosión**

Este grupo de señales volcánicas son una clase heterogénea de formas de onda, las cuales son registradas en conexión con erupciones explosivas, dichas formas de onda difieren dependiendo del estilo y tamaño de la erupción. Estos eventos tienen generalmente una onda P de tipo emergente, las frecuencias dominantes se encuentran entre 1 a 5 Hz y la duración del evento puede variar de decenas de segundos a minutos. En muchas descripciones el primer arribo de la señal mantiene similitud a la forma de onda de un evento LP, tanto en las frecuencias como en la naturaleza de la oscilación, por lo que en algunas ocasiones hay confusión de que tipo de señal pudiera ser. Dependiendo de la composición del magma, estas explosiones pueden ser clasificadas como estrombolianas, en las cuales existe un ascenso de una burbuja de gas desde una superficie de exsolución, con lo cual al llegar a la superficie, fragmenta al magma generando la explosión (Ripepe et al., 2001). También puede ocurrir que exista un domo de lava en la parte superior de un cráter, cuando este domo se enfría, se cristalizan sus minerales, aumentando su viscosidad, por lo que impide la salida de material juvenil, así como de gases. Con lo cual se excede el estado de equilibrio y se genera un fallo en la parte superior de la columna de magma o en el domo de lava. Ocasionando la fragmentación del material magmático y/o material frío que envuelve al magma juvenil, provocando así una explosión de tipo vulcaniano (Figura 13).



Figura 13. Explosión vulcaniana del 7 de febrero del 2005. (Tomada del <http://www.ucol.mx/volcan/>).

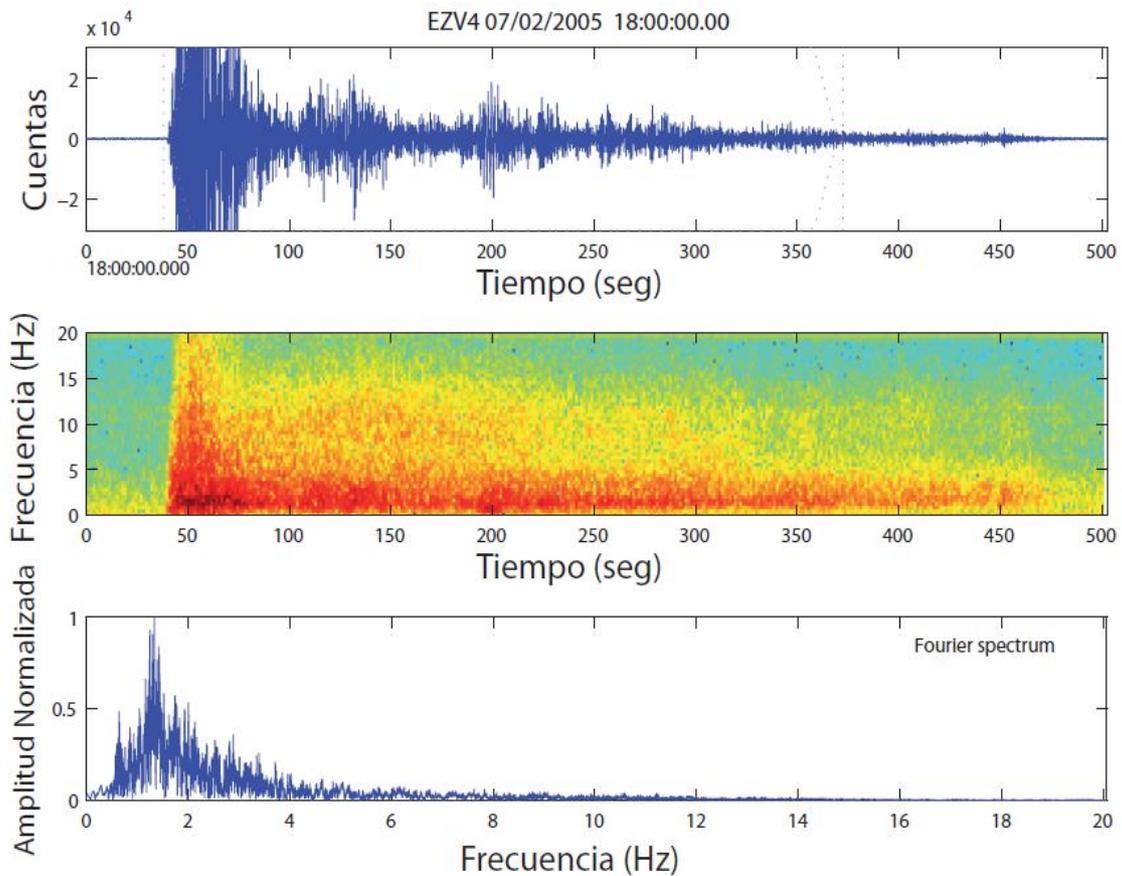


Figura 14. Sismo de la explosión del 7 de febrero del 2005 (Figura 13). Debido a que el sismómetro es de periodo corto, este sufre saturación en la parte mas energética de la explosión.

Este tipo de explosiones han sido catalogadas como eventos complejos (Johnson et al., 2009) basados en observaciones hechas en el domo Santiaguito del Volcán Santa María. Algunos eventos de este tipo, involucran diferentes fenómenos asociados a la transferencia de masa

producto de la explosión. Uno de ellos son las señales de muy baja frecuencia, llamadas Very Long Period events (VLPs). Estas señales se encuentran por arriba de los 10 seg de periodo. En volcanes como el Tungurahua los VLPs han sido localizados a profundidades de entre 2.6 y 2.9 km (Kumagai et al., 2010) y de 1.5 km del Popocatépetl (Chouet et al., 2005), ambas localizaciones por debajo del cráter. Las explosiones han sido muy comunes en diferentes etapas del Volcán de Colima, sobre todo en periodos en donde existe un enfriamiento del domo de lava en el cráter, el cual empieza a ser destruido por incrementos de presión debajo del volcán. En trabajos recientes, se ha observado que estos sismos tienen una fase inicial (nariz) de baja frecuencia, seguida por una fase de mayor amplitud y frecuencia. Zobin et al., (2006a, 2006b) modela la fase de baja frecuencia como un pulso de Lamb para la estimación de la fuerza de la explosión. Zobin et al., (2009a) interpreta esta fase de baja frecuencia como una onda de fragmentación ascendente, la cual llega a la superficie disgregando o fragmentando el tapón de material que obstruye la salida.

Por lo que la duración de esta fase estaría asociada con la profundidad de la superficie de fragmentación en la cual se genera dicho proceso (Zobin et al., 2008b). Aunque el modelo anteriormente mencionado se encuentra aun en debate para el Volcán de Colima (Varley et al., 2010b), puede ser que simplemente esta fase de baja frecuencia se deba al rompimiento del sello o tapón, continuando con la fase de alta frecuencia debida a la fragmentación. Por otro lado, en algunas ocasiones las explosiones terminan con la generación de un temblor espasmódico de emisión, con lo cual pueden ser diferenciadas de los LPs (Figura 14). De la misma forma, algunas veces la erupción es de tamaño moderado a grande y genera flujos piroclásticos por colapso de columna, por lo que al final de la señal se observa una gran contribución de altas frecuencias producto del paso de los flujos o a la caída de rocas en las laderas del volcán.

### II.2.5 Derrumbes o Colapsos

Los derrumbes son caídas de material de tipo superficial, generados por colapsos parciales de flujos de lava, de un domo tipo Merapi o hacia dentro del cráter (Figura 15). Muchas veces este tipo de eventos se convierten en flujos piroclásticos, dependiendo de la cantidad de material y sobre todo del gas involucrado. Su principal característica es la amplia gama de frecuencias observadas que pueden ir desde 1 hasta 25 Hz. El mecanismo generador de este tipo de eventos consiste de las siguientes etapas: el colapso del domo de lava o rocas de la columna eruptiva, las cuales inducen un flujo granular, el cual más tarde cambiara a un flujo fluido (Takahashi y Tsujimoto, 2000). En el Volcán de Colima este tipo de eventos se presentan, cuando existe un desbordamiento de material hacia los flancos del volcán, como consecuencia del crecimiento de un domo de lava dentro del cráter. Dichos colapsos pueden llegar a generar flujos piroclásticos, que pueden alcanzar hasta 6 km de distancia, como se ha observado en años recientes. Su duración puede ser muy variable, pero se encuentran entre segundos a varios minutos. Aunque se han observado estos eventos con un sensor de periodo corto, se puede apreciar que existe una gran contribución de energía en las altas frecuencias, hasta 15 Hz aproximadamente (Figura 16).



Figura 15. Flujo piroclástico descendiendo de la cima del Volcán de Colima, durante la erupción de 1991 (Foto de Ernesto Gómez H.).

La actividad contemporánea del Volcán de Colima ha presentado este tipo de fenómenos en años recientes. La erupción de 1991 presentó un crecimiento de domo juvenil que desplazo a material mas viejo, formando

derrumbes y flujos piroclásticos (Figura 15). De igual forma la etapa eruptiva de noviembre de 1998 generó el crecimiento de un domo de lava en su cráter, que el día 21 de noviembre desbordo hacia la parte sur del volcán (Zobin et al., 2002b), generando derrumbes y flujos piroclásticos similares a los observados en 1991. Zobin et al., (2005) observó que dichos eventos están asociados con la tasa de emisión del volcán. Para el año de 2002, se volvieron a presentar derrumbes de material incandescente, como consecuencia del desbordamiento del domo de lava de esas fechas. La historia se repitió para finales de septiembre, octubre y noviembre del 2004, cuando una gran cantidad de derrumbes y flujos piroclásticos pequeños fueron observados como consecuencia del desbordamiento del domo de lava construido a finales de septiembre del 2004.

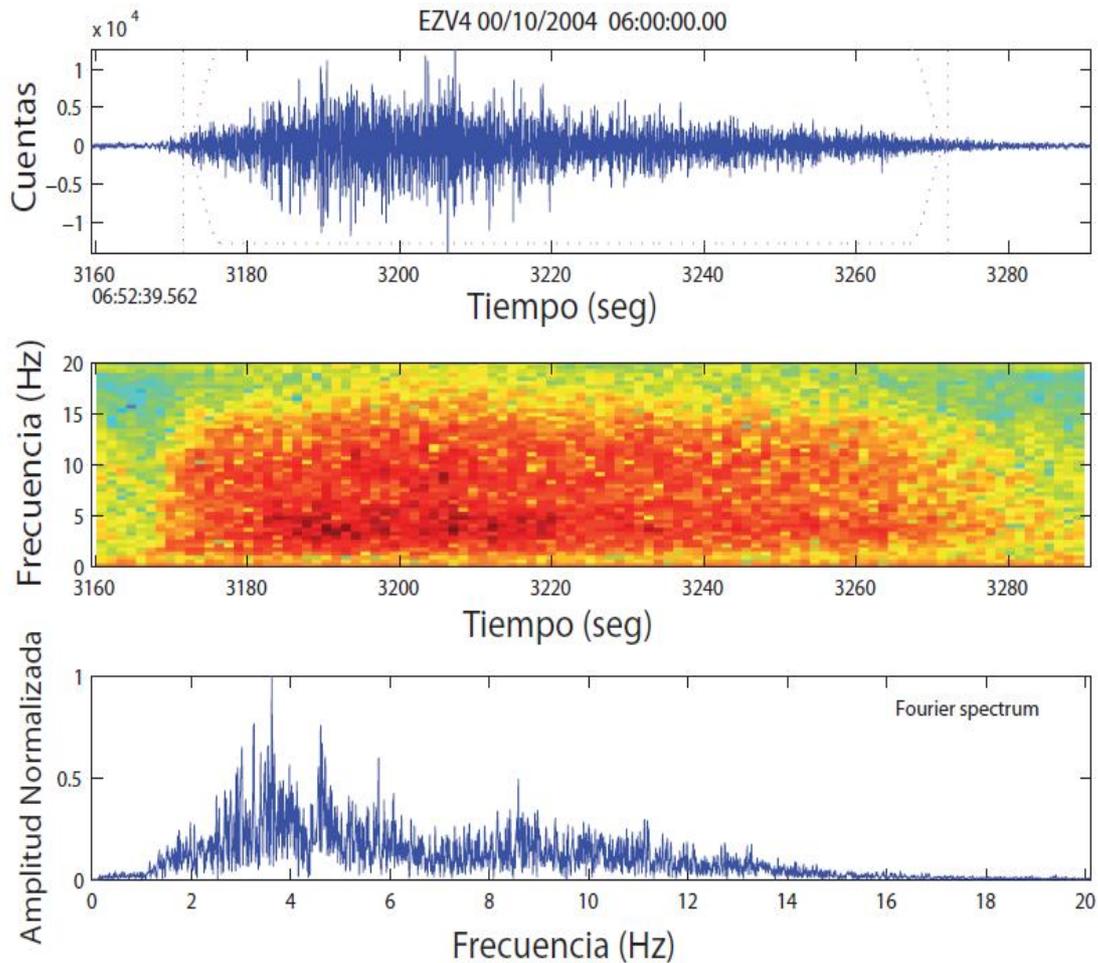


Figura 16. Derrumbe de material incandescente durante la actividad eruptiva del 30 septiembre del 2004. Aunque la estación de periodo corto EZV4 tiene un filtro pasabandas analógico de 0.2 a 5.2 Hz, se puede apreciar que existe un alto contenido de energía por arriba de los 5 Hz.

## II.2.6 Lahares

Lahar es una palabra de origen indonesio que describe a un flujo de lodo (mud flow) o a un flujo de escombros (debris flow). Dichos flujos se originan en las pendientes de los volcanes cuando capas inestables de cenizas y escombros se saturan de agua y fluyen pendiente abajo por las barrancas y cauces de los ríos que tienen sus cabeceras en las laderas del volcán. Estos eventos pueden llegar a durar decenas de minutos hasta varias horas. Las frecuencias observadas en las señales sísmicas, como en los derrumbes también abarcan un ancho de banda grande, los cuales van desde 30 Hz hasta 80 Hz muy cercanos a la fuente. Takahashi y Satofuka (2002), proponen que los lahares están compuestos de dos capas, una capa superior en donde las partículas se encuentran en suspensión y la capa inferior en donde las partículas se mueven con una frecuente colisión. Por lo que la parte inferior es la que produce la principal parte de la señal sísmica asociada al lahar.

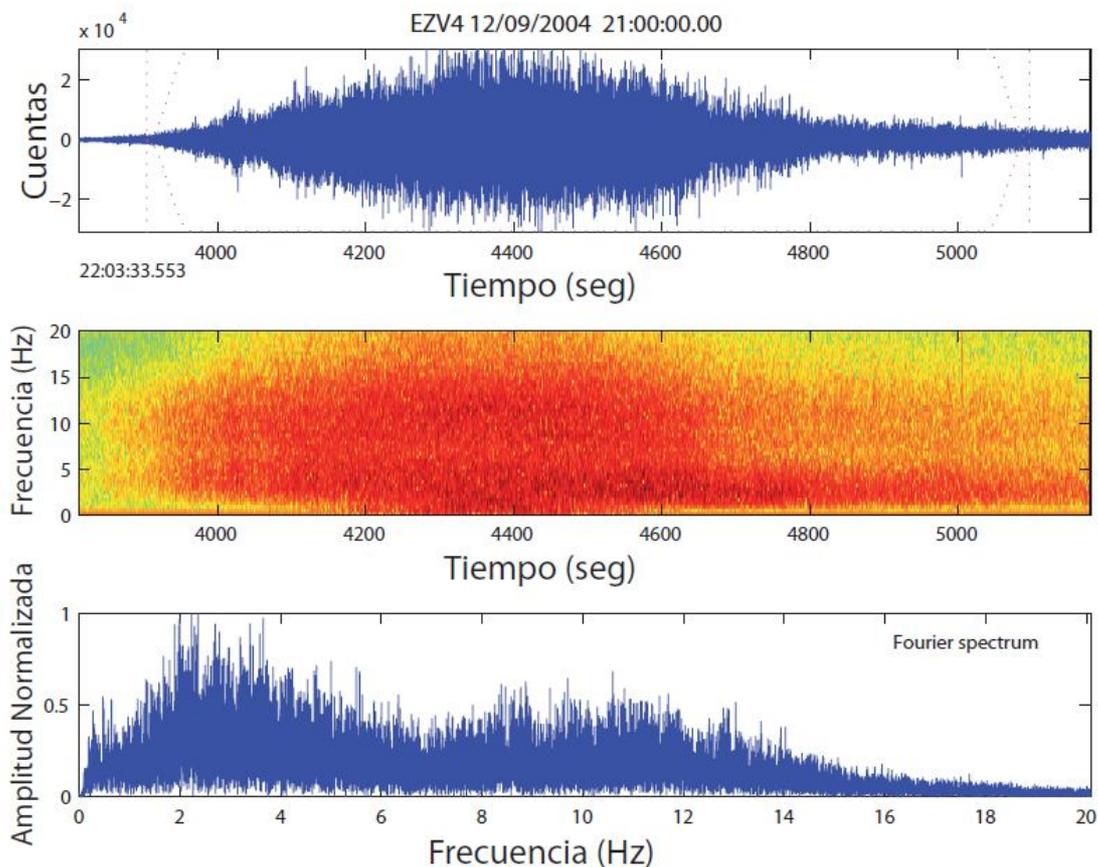


Figura 17. Señal sísmica de un lahar durante el 27 de junio del 2006, registrado en la estación de periodo corto de EZV4.

En el mundo este tipo de fenómenos ha causado miles de muertos, como en el caso del Nevado del Ruiz, en Colombia, el cual tuvo un lahar que sepultó la población de Armero en 1985, causando la muerte a 22,000 personas aproximadamente, o el caso del Pinatubo en 1991, sepultando varios pueblos cercanos al volcán. Por lo que su estudio es de vital importancia en la mitigación de los riesgos volcánicos. En el caso del Volcán de Colima, los lahares se forman a partir de saturación de agua de lluvia de materiales sueltos preexistentes, muchas veces de flujos piroclásticos del tipo de bloques y cenizas, los cuales poseen una gran porosidad y permeabilidad. El registro sísmico de este tipo de eventos ha sido caracterizado por eventos con una gran duración, así como un alto contenido en altas frecuencias, llegando hasta más de 20 Hz (Figura 17). La posible ubicación de dichos eventos se ha hecho en base a las amplitudes observadas en las estaciones. Afortunadamente, los lahares observados en el Volcán de Colima no han ocasionado pérdidas humanas en los últimos años. Aunque con el crecimiento de la población cerca de los causes de los ríos, un sistema de alertamiento temprano es necesario implementar para disminuir el riesgo por este fenómeno en la zona.

### **II.3 Reconocimiento de Señales Sísmicas**

Inicialmente, cualquier observatorio volcánico tiene la necesidad de clasificar los eventos sísmicos que ocurren en su volcán de estudio. Como se ha mencionado anteriormente, los diferentes tipos de eventos sísmicos difieren en su forma de onda, frecuencias, ocurrencia y sobre todo en su fuente o mecanismo generador. Es por esta razón que la clasificación de la sismicidad es importante en la evaluación de actividad y estado en la que se encuentra un volcán (Figura 18, McNutt, 1996). La gran mayoría de los observatorios a nivel mundial hacen diariamente esta clasificación de forma manual. En la mayoría de los casos, la clasificación es llevada a cabo por varias personas pertenecientes a un solo observatorio, lo que involucra que la clasificación dependa del criterio y subjetividad de cada individuo. De igual forma, durante las crisis volcánicas cientos de eventos son generados por el

volcán diariamente, con lo cual su clasificación y conteo puede llegar a ser un proceso complicado. Es por esta razón que un sistema que clasifique de forma automática todos los eventos sísmicos es necesaria. Para ello, diversos esfuerzos han sido hechos en la última década para elaborar programas que clasifiquen la sismicidad de forma automática.

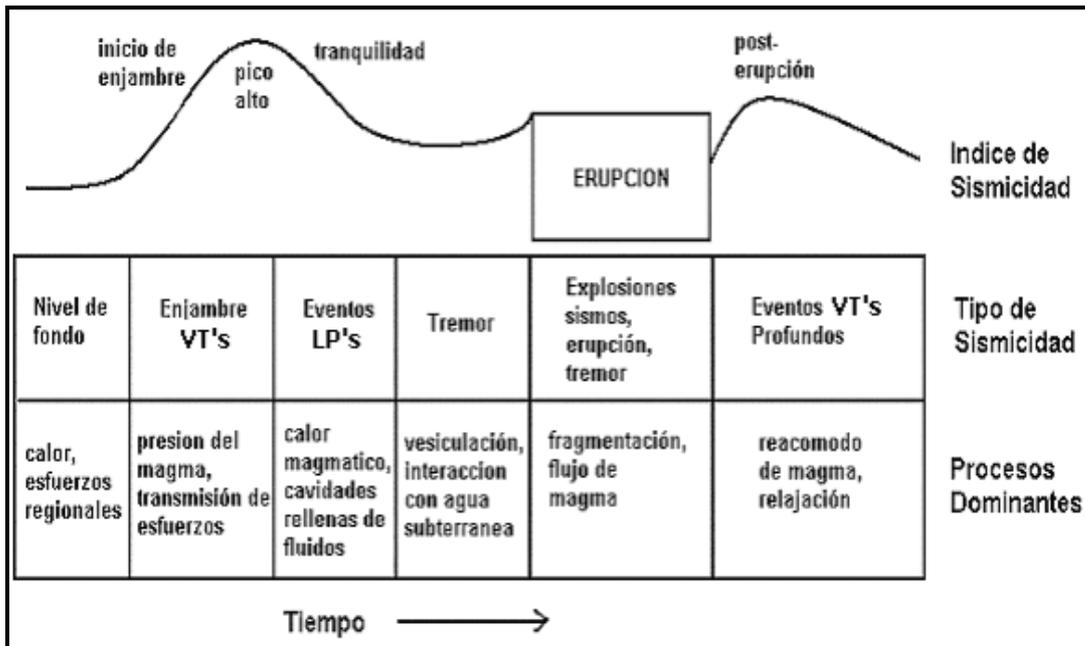


Figura 18. Diagrama donde se representa el tipo de sismicidad y los procesos dominantes antes de una erupción (Tomado de McNutt, 1996).

Muchos de ellos han utilizado redes neuronales para clasificar dichos eventos. Las Redes Neuronales Artificiales (RNA) son una serie de elementos de aprendizaje y procesamiento automático, inspirado en la forma en que funciona el sistema nervioso de los humanos. En el caso del volcán Krakatoa (Ibs-von, 2008), se utilizó un RNA retroalimentado para clasificar eventos sísmicos volcánicos y no volcánicos. Dicho algoritmo consiste en tres capas, compuestas por: una de entrada, una capa oculta y una capa de salida (Figura 19). La capa de entrada consiste en un vector característico de las señales sísmicas (parametrización de la señal), la cual es procesada por la red de interconexiones (capa oculta), produciendo una señal específica de salida. La señal de salida es el resultado de cálculos relativamente simples hechos en la capa oculta, la cual se encarga de discriminar las señales de entrada. Por otro lado, la señal parametrizada puede contener valores obtenidos de los sismogramas y espectrogramas de

los diferentes tipos de eventos. Como por ejemplo, la duración del evento, la impulsividad de la señal, la frecuencia dominante, el rango de frecuencias definido por la envolvente espectral, la frecuencia del centro de gravedad (centroide) de la envolvente espectral, la frecuencia de la máxima energía en el espectrograma, etc

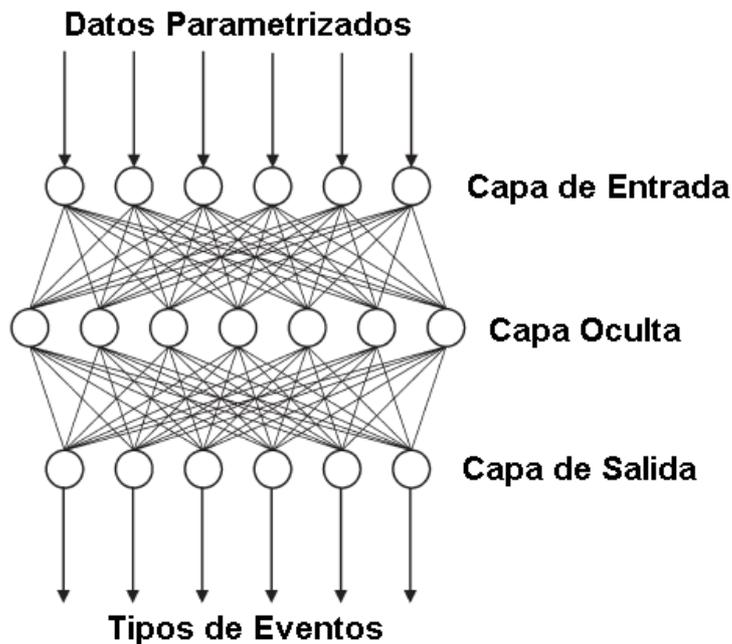


Figura 19. Topología de un RNA de 3 capas. La capa de entrada son los datos parametrizados de las señales sísmicas. En la capa oculta se hacen las operaciones necesarias para generar una salida deseada.

En el caso del volcán Krakatoa, 6 diferentes tipos de eventos fueron clasificados. La obtención de los eventos fue llevada a cabo con un algoritmo STA/LTA. La clasificación en tiempo casi real fue estimada entre un 80% y un 95% de eficiencia. Para otros volcanes como el Soufrière Hills (Langer et al., 2006), utilizando el mismo sistema un 80% de eficiencia fue obtenido. Para la clasificación de únicamente dos clases de eventos en el volcán Vesuvio (VTs y ruido sísmico como rayos), se obtuvo un 100% de eficiencia. De igual forma en el Villarrica han tenido un 93% de exactitud utilizando este tipo de algoritmos (Curilem et al., 2009). Uno de los requerimientos necesarios en este tipo de sistema, para obtener buenos resultados, es la certeza de la clasificación de los eventos para el entrenamiento, por lo que se necesita tener una base confiable hecha por un experto. De igual forma, se necesita una buena cantidad de eventos que mantengan las características generales de los eventos esperados a ser clasificados. Uno

de los principales problemas con este tipo de algoritmo, es que clasifica únicamente eventos, los cuales tienen que ser previamente cortados y manejados como eventos discretos. Por lo que el uso de los datos en forma continua no es posible de llevar a cabo. Por otro lado, el uso de algoritmos como el STA/LTA puede generar errores o no identificar eventos de larga duración, como temblores o lahares. Es por esta razón que nuevos algoritmos han sido probados para clasificar la señal en forma continua.

#### **II.4 Modelos Ocultos de Markov (HMMs)**

Para clasificar los eventos sísmicos en el Volcán de Colima hemos usado un programa el cual se basa en los modelos ocultos de Markov o HMMs (por sus siglas del inglés, Hidden Markov Models). Los HMMs pueden ser usados para modelar cualquier serie de tiempo. Un sistema de reconocimiento basado en HMMs descompone la señal entrante en una secuencia de vectores característicos. La secuencia de vectores se asume que es una representación precisa de la señal, mientras que la longitud de la ventana de análisis es tal, que es considerada como estacionaria. El objetivo es determinar los parámetros desconocidos (u ocultos, de ahí el nombre) de dicha cadena a partir de los parámetros observables para clasificar dicha señal. Los HMMs son modelos estadísticos en los que se asume que el sistema a modelar es un proceso de Markov de parámetros desconocidos. Los parámetros extraídos se pueden emplear para llevar a cabo sucesivos análisis, por ejemplo en aplicaciones de reconocimiento de patrones, por lo que son muy utilizados en el reconocimiento de la voz. La teoría básica de los HMMs fue publicada in Baum et al., (1966) y Baum et al., (1970). Los HMMs pueden ser usados para clasificar las señales sísmicas debido a que pueden modelar la evolución temporal de una secuencia de muestras (Benítez et al., 2009). Los principales obstáculos asociados con esta tarea y que pueden afectar la eficiencia del sistema son: la variabilidad de los eventos sísmicos, los efectos durante la propagación entre la fuente y las estaciones sísmicas y las fuentes de ruido presentes en el medio ambiente (Benítez et al., 2009).

### II.4.1 Clasificación usando HMMs

Dada una secuencia de eventos sísmicos volcánicos y no volcánicos,  $w = VT, LP, \dots, \text{etc.}$ , cada sismo ( $w_i$ ) puede ser representado como una secuencia de vectores característicos u observaciones  $O$ , los cuales son definidos como:

$$O = o_1, o_2, o_3, \dots, o_t \quad (1)$$

Donde  $o_t$  es el vector característico de la señal al tiempo  $t$ . La solución al problema de reconocimiento se da cuando la probabilidad condicional de un sismo  $w_i$ , dada una secuencia de observaciones 'O',  $P(w_i|O)$ , siendo  $w_i$  el  $i$ -ésimo sismo es máxima comparada con otro sismo  $w_{i+1}$ . Es decir cuando se maximiza  $P(w_i|O)$ .

$$\max_i \{P(w_i|O)\} \quad (2)$$

Esta probabilidad no es calculable directamente, pero si usamos el teorema de Bayes, entonces la  $P(w_i|O)$  la podemos escribir como sigue:

$$P(w_i | O) = \frac{P(O | w_i)P(w_i)}{P(O)} \quad (3)$$

Donde  $P(O|w_i)$  es la probabilidad condicional de una secuencia de vectores característicos  $O$ , dado un evento sísmico  $w_i$ .  $P(w_i)$  es la probabilidad de la ocurrencia de algún sismo  $w_i$ , la cual se asume es la misma para todos los tipos de eventos (VT, LP,...,etc).  $P(O)$  es la probabilidad de una secuencia de vectores característicos, la cual también es la misma para todos los tipos de sismos. Por lo tanto, la clasificación de sismos dada una observación  $O$ , solo dependerá de la maximación de la probabilidad condicional  $P(O|w_i)$ . Teniendo en cuenta la dimensionalidad de la secuencia de observaciones  $O$ , la estimación directa conjunta de la probabilidad condicionada  $P(o_1, o_2, \dots, o_t|w_i)$  no es sencilla de obtener. Sin embargo, si se asume a las observaciones  $O$  como la salida de un modelo de Markov, entonces la estimación es más sencilla ya que el problema de la obtención de la probabilidad condicional  $P(O|w_i)$  es sustituida por los parámetros de los modelos de Markov. Un reconocedor basado en HMMs supone que la

secuencia de vectores característicos observados  $O$  correspondiente a cada sismo  $w_i$  son generados por un modelo de Markov (Figura 20). Un modelo de Markov está compuesto de un número finito de estados o cadenas, en donde se cambia de estado cada unidad de tiempo 't'.

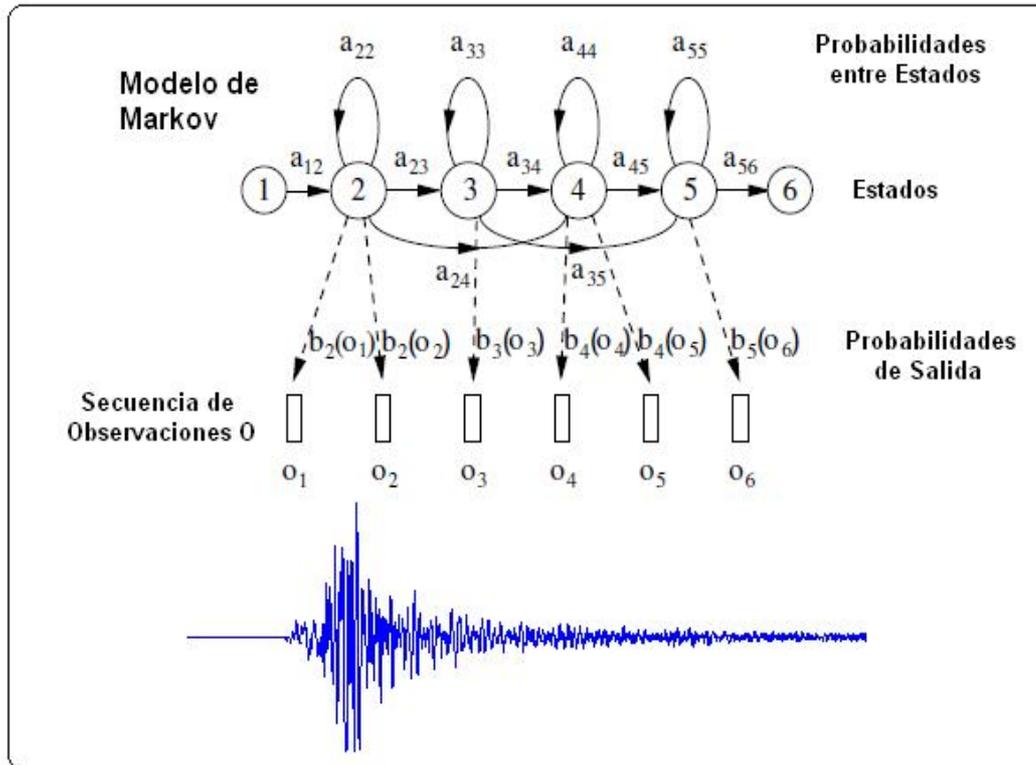


Figura 20. Topología de un modelo de Markov con 6 estados. Las probabilidades  $a_{ij}$  son de transición entre estados y las probabilidades  $b_j(o_t)$  son de salida.

En cada tiempo  $t$  un estado  $j$  se introduce y un vector característico  $o_t$  es generado a partir de una función de densidad de probabilidad  $b_j(O_t)$ . Por otra parte, la transición del estado  $i$  al estado  $j$  también está definido por una probabilidad discreta  $a_{ij}$ , la cual es usada para modelar el retraso de los estados y las transiciones a través del modelo o cadena entera. Las transiciones entre estados se asumen que son independientes de los estados previos, excepto para el estado anterior. De igual forma, existe la posibilidad de que en la siguiente unidad de tiempo se mantenga el mismo estado  $a_{ij}$ . Las probabilidades  $b_j(o_t)$  y  $a_{ij}$  son obtenidas durante un 'entrenamiento' con los diferentes eventos a clasificar, generando un modelo  $M_i$  para cada sismo. La Figura 20 muestra un ejemplo de un modelo de 6 estados, que se mueve a través de la secuencia de estados  $X = 1, 2, 2, 3, 4,$

4, 5, 6, a fin de generar la secuencia de vectores observables del  $o_1$  al  $o_6$ . Se debe de tomar en cuenta que las salidas de los estados de un HMM no se emiten, esto es para facilitar la construcción de modelos compuestos. La probabilidad de la ocurrencia de  $O$  es generada por el modelo  $M$ , moviéndose a través de la secuencias de estados  $X$ , esto es calculado simplemente como el producto de las probabilidades de transición y de las probabilidades de salida. Por lo tanto, para el estado  $X$  en la Figura 20, será:

$$P(O,X|M) = a_{12}b_2(o_1)a_{22}b_2(o_2)a_{23}b_3(o_3) \dots \quad (4)$$

En la practica, solo la secuencia de observaciones  $O$  es conocida y la secuencia  $X$  es desconocida u oculta, es por eso que se le llama Modelo Oculto de Markov. Dado que  $X$  es desconocido, la probabilidad es calculada sumando todas secuencias posibles de estados  $X = x(1), x(2), x(3), \dots, x(T)$ .

$$P(O | M_i) = \sum_X a_{x(0)x(1)} \prod_{t=1}^T b_{x(t)}(o_t) a_{x(t)x(t+1)} \quad (5)$$

Donde  $x(0)$  es el estado de entrada y  $x(t+1)$  es el estado de salida. Para el caso de las probabilidades de emisión  $b_{x(t)}(o_t)$ , para un vector característico  $o_t$ , en un estado  $x(t)$ , estas son dadas por:

$$b_{x(t)}(o_t) = \prod_{s=1}^S \sum_{k=1}^K c_{sk} N(\mu_k, \sigma_k, o_t) \quad (6)$$

Donde  $S$  es el número de parámetros del vector característico y  $K$  el número de funciones de densidad de probabilidad consideradas,  $c$  son pesos asociados y  $N$  son funciones multivariadas gaussianas de densidad de probabilidad (pdfs), con una media  $\mu$  y una matriz de covarianza  $\sigma$ . Por ejemplo, en Tenerife, España, se usó un modelo de Markov de 3 estados para clasificar únicamente VTs (Figura 21, Beyreuther et al., 2008). El vector característico  $O$  en este caso fue la amplitud de la señal. De esta forma, tres diferentes fases o estados del evento fueron modelados, con lo cual un modelo  $M_{VT}$  fue elaborado: el primer estado u onda P, segundo estado u onda S y el tercer estado o coda del evento. La distribución de probabilidad de una observación para el primer estado  $b_1(o_t)$ , da una alta probabilidad

para la generación de bajas a medianas amplitudes, sin que ello represente que no se puedan observar amplitudes grandes, simplemente lo hace menos probable. Los valores de amplitud de la parte media del sismograma, tienen una función de probabilidad de salida  $b_2(o_t)$ , la cual genera una mayor probabilidad cuando son mayores amplitudes, en este caso las bajas amplitudes no son imposibles, pero si son menos probables. Finalmente, el último estado  $b_3(o_t)$  el cual genera amplitudes bajas.

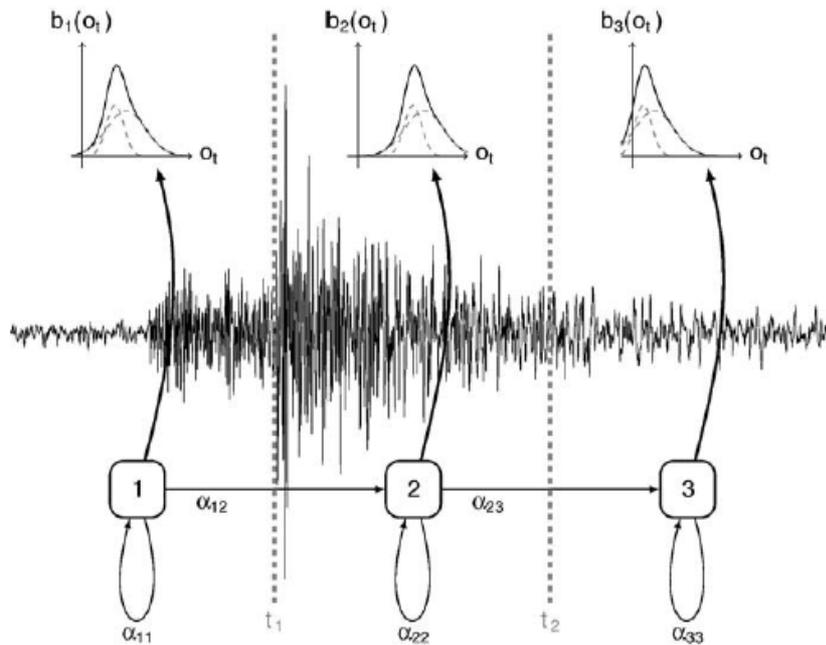


Figura 21. Modelo ( $M_{VT}$ ) de Markov usado para clasificar VTs en Tenerife, España (Beyreuther et al., 2008). Tres diferentes estados son generados para modelar dichos eventos. El primero la fase P de baja amplitud, el segundo la fase S de mayor amplitud y finalmente la coda de menor amplitud.

Por otro lado, a pesar de que el cálculo directo de la ecuación (5) no es sencillo, existen procedimientos recursivos simples que permiten que se calcule de una manera eficiente. Una vez ya entrenados los modelos  $M_i$  correspondientes a los sismos  $w_i$ , la ecuación (2) se resuelve usando (3) y asumiendo que:

$$P(O|w_i) = P(O|M_i) \quad (7)$$

Por lo que: 
$$P(w_i | O) = \frac{P(O | w_i)P(w_i)}{P(O)} = P(O | M_i) \quad (8)$$

Todo esto asume que los parámetros  $a_{ij}$  y  $b_j(o_t)$  son conocidos a través de un entrenamiento para cada sismo, con lo cual un modelo  $M_i$  es obtenido. De tal forma que proveyendo una serie de ejemplos de cada tipo de sismo (VT, LP,.....,etc), los parámetros del modelo  $M_i$  se pueden determinar.

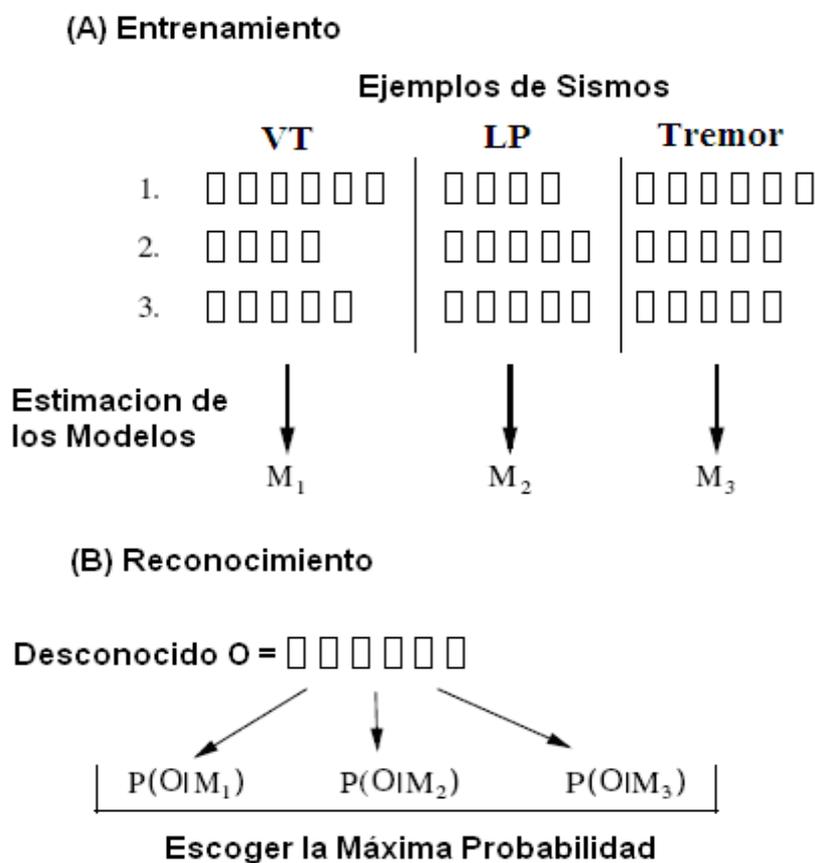


Figura 22. Entrenamiento y reconocimiento de 3 diferentes sismos.

Por lo tanto, para que el sistema genere modelos adecuados, se necesita como condición un número suficiente de ejemplos representativos de cada sismo. En la Figura 22 se resume el uso de HMMs para el reconocimiento de los sismos. En primer lugar, un modelo  $M_i$  se obtiene para cada sismo de un 'diccionario' o sismos a clasificar, utilizando un gran número de eventos de un mismo tipo de sismo. El diccionario en este ejemplo se compone de sólo tres sismos: VT, LP y Tremor. En segundo lugar, para reconocer un nuevo sismo con un vector característico O se calcula la probabilidad (ecua. 5) con el modelo de cada tipo de sismo  $M_i$ . Cuando la ecuación (5) se maximiza utilizando cada modelo, se obtiene la clasificación.

## II.4.2 Entrenamiento de lo Modelos

La obtención de los modelos estadísticos a usar para el reconocimiento de las señales sísmicas esta compuesto principalmente de dos partes. La primera consiste en encontrar las probabilidades de transición entre los estados  $a_{ij}$  y de salida  $b_j(o_t)$ , de una base de datos previamente clasificada. En este caso se encuentran los modelos para cada tipo de evento, VT, LP,..., etc. Para ello se utiliza únicamente la mitad de la base de datos previamente clasificada (Figura 23A). El algoritmo para construir el modelo HMM es el conocido como Baum-Welch (Bahl et al., 1983; Baum et al., 1970). Para esta parte del entrenamiento es necesario fijar lo siguiente:

- 1) Topología (orden de los estados o cadenas), en este caso el clásico de izquierda a derecha es usado).
- 2) Número de estados para el modelo.
- 3) Número de funciones de densidad de probabilidad o gaussianas (pdfs).
- 4) Número de iteraciones del algoritmo Baum-Welch.

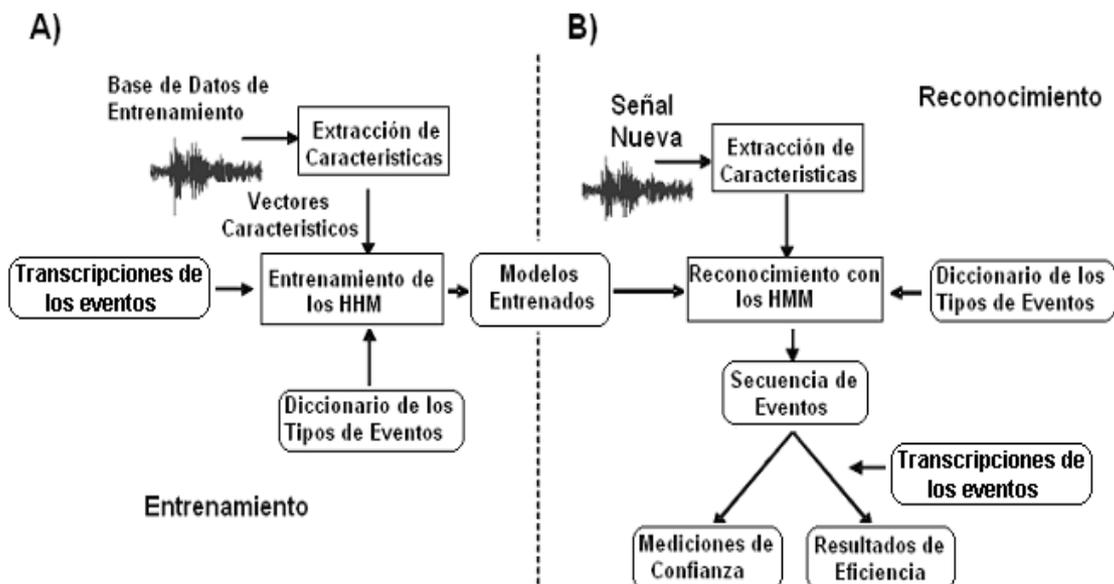


Figura 23. Arquitectura del sistema de entrenamiento de modelos para la clasificación (Modificado de Benítez et al., 2007).

Una vez que se han entrenado los modelos con los valores anteriores, el siguiente paso es reconocer la otra mitad de nuestra base de datos. Dicho proceso de reconocimiento (Figura 23B), combina las probabilidades generadas por los modelos y las probabilidades obtenidas por las transiciones permitidas para los sismos. La ecuación (2) indica que es

necesario generar todas las posibles secuencias de eventos y evaluar todas ellas usando (5). Para seleccionar la opción con mayor probabilidad existen diversos algoritmos para buscar la más probable secuencia de eventos dada una observación, el algoritmo de Viterbi (1967), es el más utilizado para dicha tarea. Una vez que se ha reconocido la segunda parte de nuestra base de datos, se evalúa dicho reconocimiento. Esto se hace comparando la clasificación hecha por los HMMs y las transcripciones de nuestros eventos previamente etiquetados. Por lo cual, un proceso de ensayo y error es llevado a cabo, ya que se van variando y probando los diferentes parámetros, como número de estados, número de funciones de densidad de probabilidad, tamaño en las ventanas de análisis, número de filtros, etc, hasta que se encuentran los mejores parámetros que generen el mejor reconocimiento. Todo esto ha sido llevado a cabo con el programa 'HMM Tool Kit' (HTK), el cual fue diseñado por la Universidad de Cambridge (Young et al., 2006) y adaptado a señales sísmicas por la Universidad de Granada (Benítez et al., 2007, 2009). Dicho programa requiere una base de datos robusta, con eventos segmentados y etiquetados en archivos binarios enteros de 16 bits. Por lo cual, actualmente únicamente se han podido trabajar con estaciones de periodo corto.

### **II.4.3 Vectores Característicos**

Para poder entrenar o encontrar los modelos  $M_i$ , así como reconocer señales nuevas, el primer paso es obtener las principales características o vectores característicos de la señal a procesar. El objetivo es convertir la forma de onda de un sismograma en una secuencia de vectores característicos con menos información redundante. Por lo que la señal sísmica es representada por una secuencia de vectores con sus características temporales y espectrales (Ibáñez et al., 2009). El proceso de extracción se menciona a continuación. Primero, ventanas de 2 segundos de duración son obtenidas de la señal, para ello se utiliza una ventana de Hamming, esto para atenuar la discontinuidad de la forma de onda en los límites de la ventana (Figura 24). Después, se aplica una transformada rápida de Fourier (FFT) de 512 puntos, para obtener el espectro de

amplitudes de un banco de filtros triangulares, uniformemente espaciados entre 0 y 20 Hz, con un traslape del 50%. El propósito del banco de filtros es medir la energía de la señal en bandas específicas de frecuencia. Después el logaritmo natural de la energía de los espectros es calculado, produciendo un vector de 16 elementos. A continuación una Transformación Discreta de Cosenos (DCT, ecuación 9) es aplicada, con la cual el vector característico se reduce de 16 a 13.

$$c_i = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{j=1}^N m_j \cos\left(\frac{\pi i}{N}(j - 0.5)\right) \quad (9)$$

Donde N es el número filtros triangulares usados. Finalmente, se encuentra la evolución temporal de los 13 vectores, calculando la primera y segunda derivada, obteniendo 39 valores ( $c_t$ ), los cuales representaran los 2 segundos de la señal al tiempo t

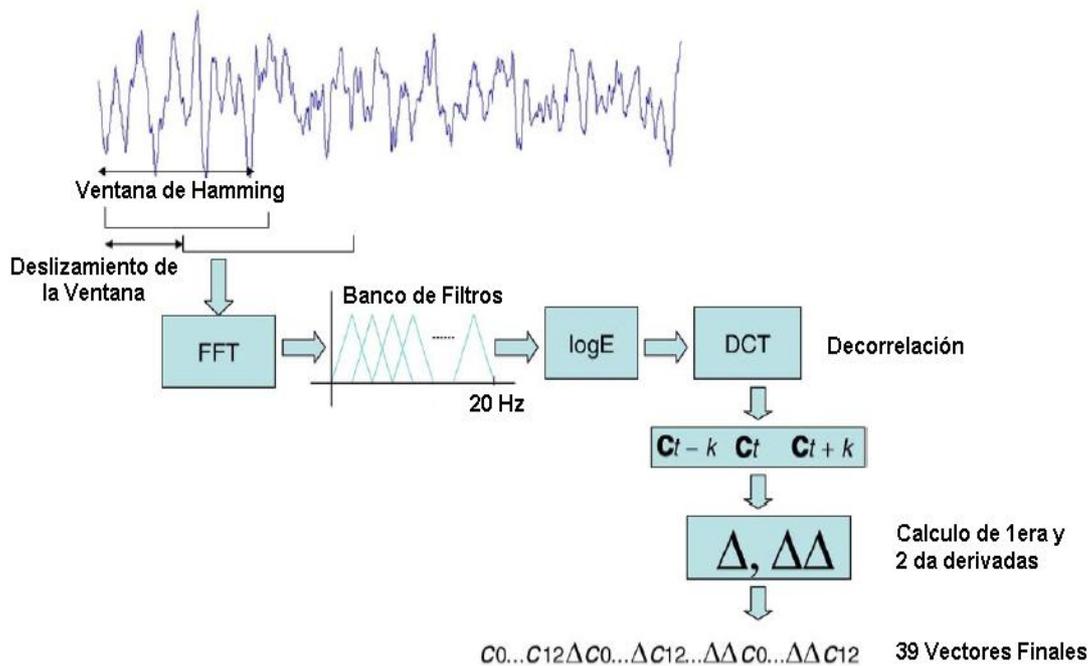


Figura 24. Algoritmo de la extracción de los vectores característicos (Modificado de Ibáñez et al., 2009).

## II.5 Aplicación para el Volcán de Colima

### II.5.1 Segmentación y Etiquetación de los Sismos

Para llevar a cabo el entrenamiento o la obtención de los modelos estadísticos  $M_i$  para cada sismo, como se ha mencionado anteriormente, es necesario llevar a cabo una recopilación de los eventos sísmicos más representativos del volcán. Dichos eventos para el Volcán de Colima son: eventos volcano-tectónicos (VTs), eventos de largo periodo (LPs), tremor (T), explosiones (EXP), derrumbes o colapsos (COL), lahares (LAH), tectónicos regionales (REG), así como silencio o nivel de fondo (SIL). Para hacer dicha base de datos se tomaron en cuenta diversos periodos eruptivos, como el de 1998, 2002, 2004 y 2005.

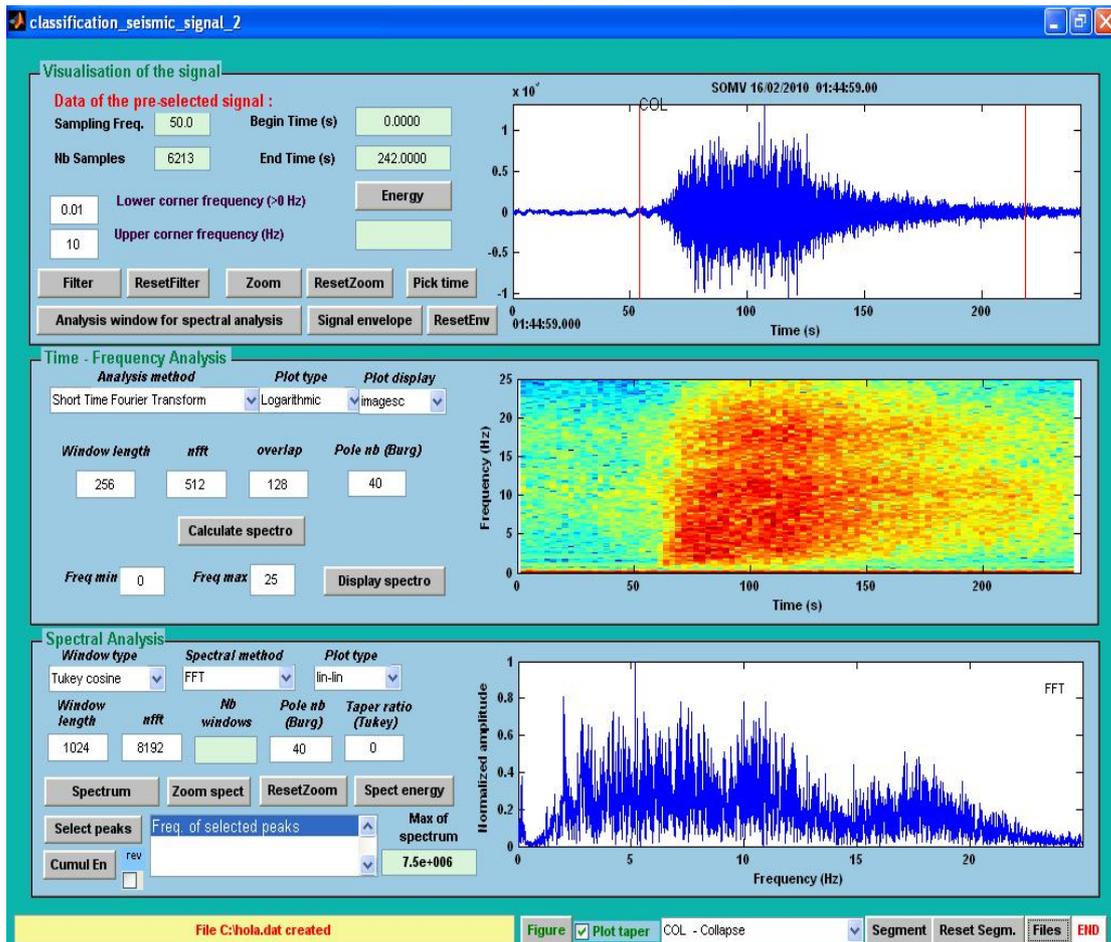


Figura 25. Segunda interfase del programa 'Classification\_seismic-signal', en donde se segmenta y se clasifica la señal. En este caso un colapso (COL) fue encontrado y etiquetado.

Los datos provienen de la estación de periodo corto de componente vertical (EZV4), la cual se encuentra a 1.7 km de distancia en línea recta del volcán. La base fue hecha utilizando un programa en matlab llamado 'Classification\_seismic-signal', elaborado para ello por Philippe Lesage. Este programa esta compuesto por dos interfaces, la primera está diseñada para seleccionar los datos, así como para remuestrear los datos si fuera necesario. El programa utiliza formatos comunes en varios observatorios vulcanológicos como SAC, SUDS o SEISAN. La segunda interfase esta diseñada para analizar las señales escogidas. Con ella se hacen acercamientos, filtrado, cálculo de envolventes, cálculo de energía, etc. De igual forma se puede hacer un análisis en el dominio de la frecuencia, se pueden calcular espectrogramas, así como espectros de amplitudes, en los cuales podemos observar los picos de los espectros, la energía espectral acumulada, etc. Por último, el programa permite identificar y clasificar segmentos de la señal sísmica. En la Figura 25, se puede observar la segunda interfase, en donde se hace la segmentación del evento, así como su etiquetación. Dicho programa como se ha mencionado anteriormente, genera archivos binarios enteros de 16 bits, así como un archivo en donde se observan las transcripciones de los eventos.

## **II.5.2 Entrenamiento de la Base de Datos**

Para reconocer los eventos volcánicos en el Volcán de Colima, se ha hecho una base de datos de 2383 eventos. Las características de la base de datos se puede apreciar en la Tabla 3. En ella se observa el tipo de evento, número de eventos, promedio de la duración, duración mínima y duración máxima. El entrenamiento de la base de datos para encontrar los modelos  $M_i$  es llevado a cabo en forma de prueba y error como se ha mencionado anteriormente. La base de datos es separada en dos partes, la primera es para encontrar los modelos con los eventos previamente clasificados. La segunda parte es para el reconocimiento y evaluación de los modelos generados y con los cuales podemos comparar los resultados, ya que tenemos las transcripciones de dichos eventos.

Tabla 3. Características de los tipos de eventos usados en el Volcán de Colima (valores en segundos).

Tipo	Número de Eventos	Promedio de la Duración	Duración Mínima	Duración Máxima
COL	303	144	14	1107
EXP	295	245	59	2950
LP	897	43	13	113
REG	108	149	62	705
T	243	466	24	6134
VT	203	40	19	80
LAH	22	2475	1327	3679
SIL	309	308	26	2150

De igual forma se puede usar la mitad previamente usada para entrenar a los modelos para ser clasificada y viceversa. Una vez que se han clasificado los eventos, se genera una matriz llamada de 'confusión'. En ella podremos ver los diferentes valores de la clasificación realizada con un modelo  $M_i$  determinado. Primero, el número de eventos totales (N). Segundo, los eventos borrados (D), estos eventos son aquellos que no fueron clasificados. En seguida, las sustituciones (S), estos eventos fueron mal clasificados. Y por último, las inserciones (Ins), estos eventos significan sismos que fueron clasificados sin que hubiera realmente algún sismo. Con estas tres variables se obtiene la eficiencia del sistema o 'Accuracy'. La cual está definida como:

$$Acc = \left( \frac{N - Del - S - Ins}{N} \right) \times 100\% \quad (10)$$

Tabla 4. Matrices de confusión para diferentes estados, todos con 11 pdfs o gaussianas.

A) 13 estados, Acc=81%										B) 14 estados, Acc=80.88%									
	S	E	L	R	T	C	L	V		S	E	L	R	T	C	L	V		
	I	X	P	E		O	A	T	Del	I	X	P	E		O	A	T	Del	
	L	P		G		L	H			L	P		G		L	H			
SIL	137	0	2	0	1	2	0	0	9	SIL	137	0	2	0	1	2	0	0	9
EXP	0	145	1	0	0	0	0	0	0	EXP	0	145	0	0	1	0	0	0	0
LP	1	11	336	1	2	2	2	1	59	LP	2	12	334	0	3	2	2	2	58
REG	2	3	0	47	4	0	0	0	1	REG	2	5	0	44	5	0	0	0	1
T	1	13	1	0	89	0	0	1	11	T	0	9	2	0	91	1	0	0	12
COL	1	0	2	1	0	116	0	0	23	COL	0	0	4	0	0	110	0	0	29
LAH	0	0	0	0	0	0	22	0	0	LAH	0	0	0	0	0	0	22	0	0
VT	0	2	1	0	0	0	0	85	0	VT	0	1	1	0	0	0	0	83	1
Ins	5	11	10	1	10	11	2	0		Ins	2	10	10	1	14	9	2	0	

C) 15 estados, Acc=82.44%

	S	E	L	R	T	C	L	V	
	I	X	P	E		O	A	T	
	L	P		G		L	H		Del
SIL	141	0	1	0	1	2	0	0	6
EXP	0	143	1	0	1	0	0	0	1
LP	4	10	346	0	3	2	1	2	47
REG	2	3	0	47	4	0	0	0	1
T	1	7	2	0	94	1	0	0	10
COL	1	0	1	1	0	112	0	0	28
LAH	0	0	0	0	0	0	22	0	0
VT	0	0	1	1	0	1	0	78	3
Ins	3	11	7	0	12	13	3	0	

D) 16 estados, Acc=80.53%

	S	E	L	R	T	C	L	V	
	I	X	P	E		O	A	T	
	L	P		G		L	H		Del
SIL	139	0	3	0	1	2	0	0	6
EXP	0	143	0	0	1	0	0	0	2
LP	3	13	337	0	3	3	0	1	55
REG	2	4	0	46	4	0	0	0	1
T	0	8	2	0	95	0	0	0	10
COL	0	0	1	0	0	110	0	0	32
LAH	0	0	0	0	0	0	22	0	0
VT	0	2	0	0	0	0	0	72	7
Ins	3	10	12	0	13	12	4	0	

En la Tabla 4 podemos observar la eficiencia o 'accuracy (Acc)' (ecua. 10) de 4 diferentes matrices de confusión, para diferentes números de estados, todas ellas con 11 pdfs o gaussianas. En ellas se ven los valores de las inserciones (Ins), borrados (Del), sustituciones (S) y eventos bien clasificados (diagonal). Por ejemplo, para la matriz con 15 estados, tenemos que existen 143 explosiones (EXP) que fueron correctamente clasificadas, sin embargo hay una explosión que fue clasificada como evento de largo periodo (LP) y uno como tremor (T). Por lo que existen para este tipo de evento 4 sustituciones. De igual forma existen 11 explosiones en las cuales no había dichos eventos, por lo que hay 11 inserciones. Borrados (Del) en este caso, solo existe 1 evento.

Tabla 5. Eficiencia o 'Accuracy' para diferentes números de estados (Ne) y números pdfs o gaussianas (Ng).

	Ng=5	7	9	11	13	15	17
Ne=12	80.67	80.93	81.02	80.84	81.20	81.28	80.93
13	81.55	81.11	81.46	81.46	82.07	81.55	81.11
14	80.00	80.09	81.15	80.88	80.18	80.00	79.47
15	80.58	80.67	81.73	82.44	81.99	81.21	80.49
16	79.56	79.82	80.44	80.53	79.82	79.56	79.73
17	80.60	80.16	81.40	80.78	79.89	80.07	78.65
18	78.35	78.40	78.97	77.82	77.64	76.84	75.87

Por otro lado, para el Volcán de Colima se encontró que la mayor eficiencia es del 82.44% (ecua. 10), esta se ha dado con 15 estados y 11 gaussianas (Tabla 5).

### II.5.3 Reconocimiento de las Señales Sísmicas en Tiempo Cuasi-Real

Una vez que se han encontrado los mejores modelos  $M_i$  basados en las cadenas de Markov, se clasificaron las señales actuales del Volcán de Colima. Diariamente un sistema automatizado al terminar el día GMT, pega los archivos generados en formato SEISAN, hasta formar un día completo y lo convierte en un archivo binario de enteros de 16 bits para ser reconocido por el HTK. El HTK genera un archivo con la clasificación hecha, en el cual podemos ver de que tiempo a que tiempo de nuestro sismograma se encuentran los eventos.

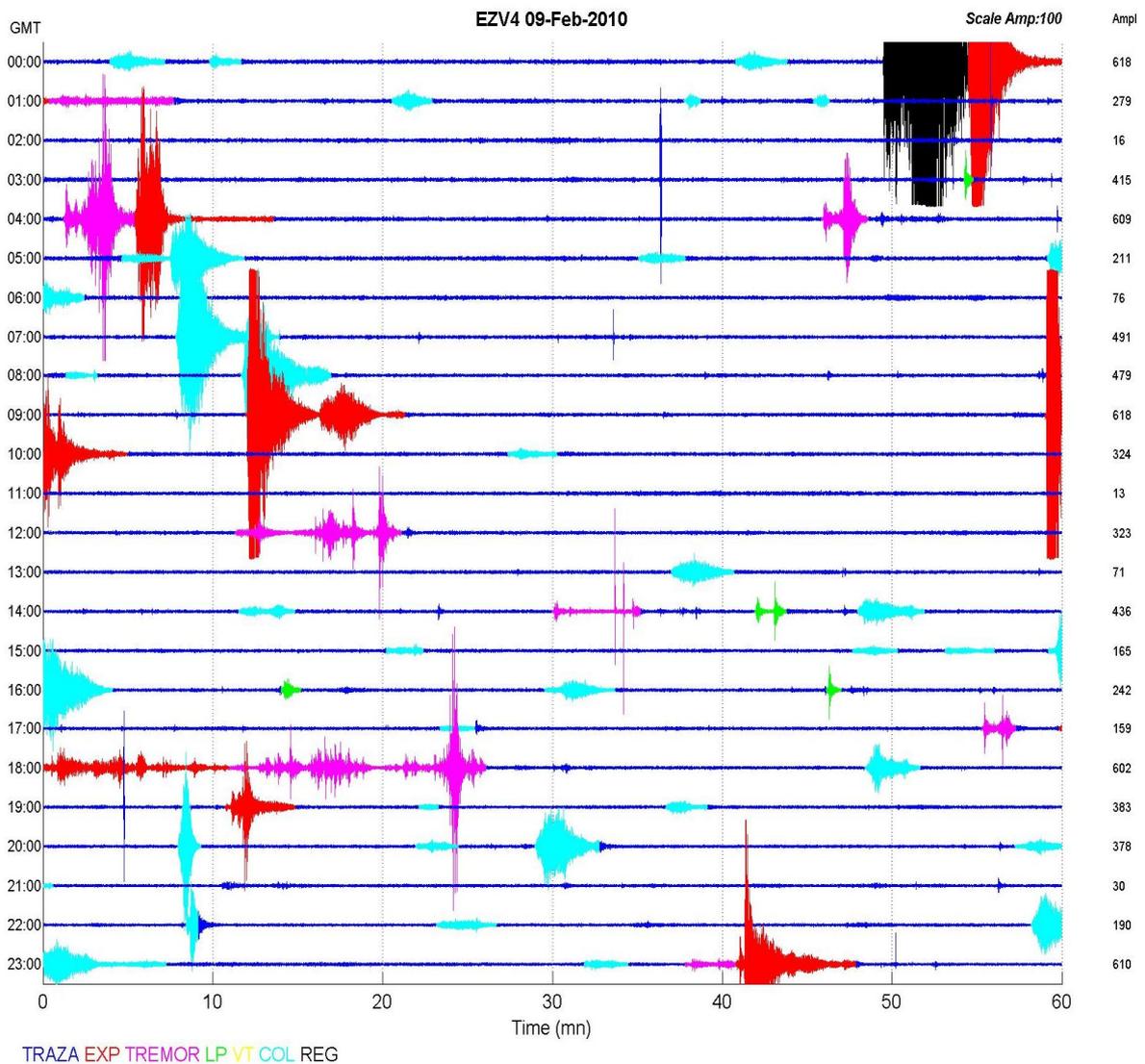


Figura 26. Sismograma del día 9 de febrero del 2010. En el se pueden observar diferentes tipo de eventos, principalmente colapsos (COL), explosiones (EXP), tremor (T) y un evento tectónico regional (REG). (Figura generada por Miguel González Amezcua).

Posteriormente, se toman estos valores y se genera un nuevo sismograma, en el cual con diferentes colores se representan los diferentes tipos de eventos reconocidos. El sismograma y el archivo en donde se presenta la clasificación, son automáticamente mandados vía correo electrónico a un número restringido de personas para la evaluación de la actividad. En la Figura 26 podemos observar la clasificación generada por el programa para el día 9 de febrero del año 2010. En ella se aprecia que existen 5 tipos de eventos, colapsos o derrumbes, tremores, explosiones, LPs y un evento tectónico regional.

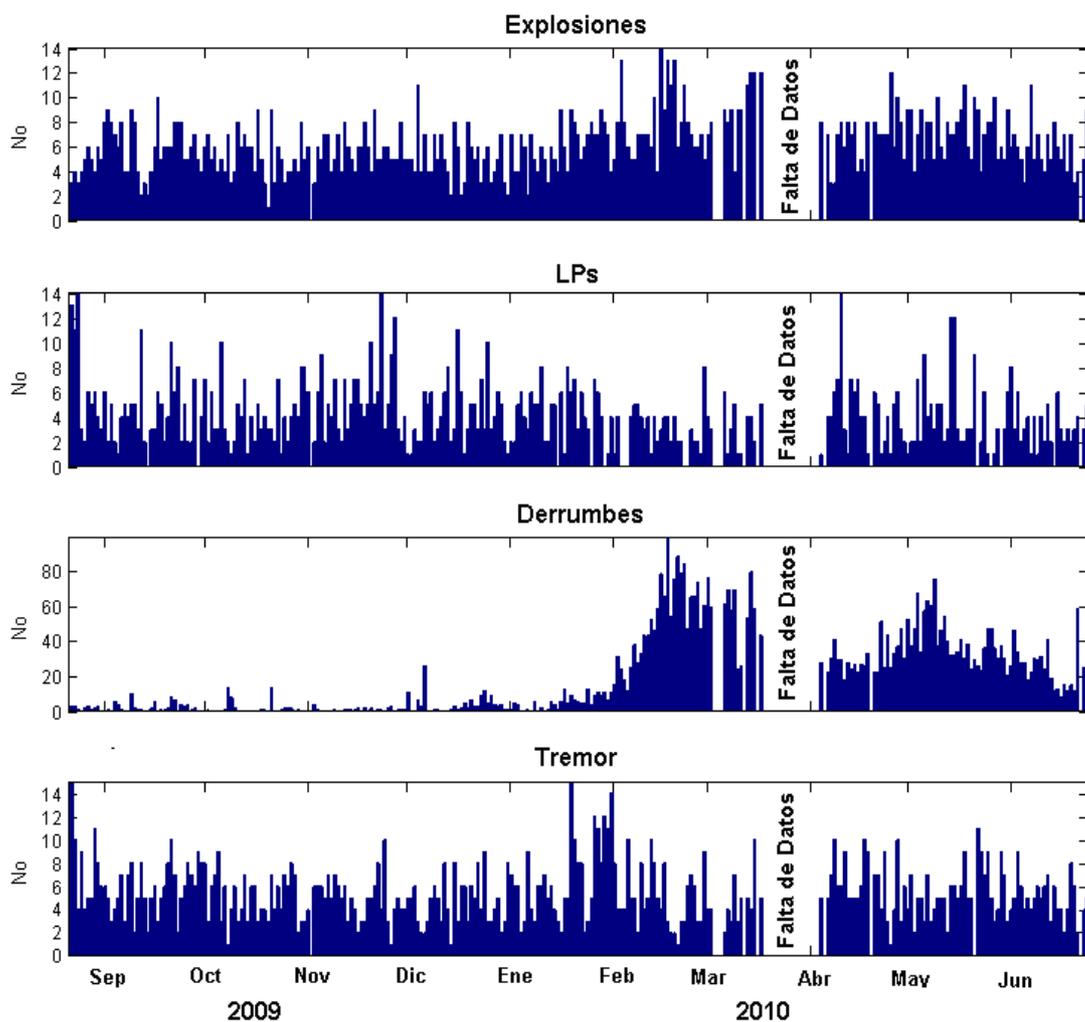


Figura 27. Clasificación diaria de los principales eventos sísmicos generada automáticamente de la estación de periodo corto EZV4 en el Volcán de Colima. Los vacíos en las barras, corresponden a días en donde hubo una falla en la estación sísmica.

En la Figura 27 podemos observar el número de explosiones, LPs, derrumbes y tremores de la clasificación automática realizada desde el 21

de agosto del 2009, hasta el 24 de junio del 2010. En ella se puede observar que las explosiones mantienen un número regular de eventos por día, únicamente alcanzando un total de 14 eventos en febrero del 2010. Para los LPs estos sufren una pequeña disminución en los meses de febrero y marzo del 2010. Los derrumbes aumentan notablemente a partir de los últimos días de enero. Este aumento corresponde al desbordamiento de material incandescente como consecuencia del crecimiento del nuevo domo de lava en el cráter del volcán. De igual forma se observa otro incremento en el número de derrumbes durante el mes de mayo. En el caso de los tremores, estos mantienen poca variación a lo largo de todo el periodo de estudio.

### III Análisis de Señales Sísmicas Continuas y Correlación Cruzada de LPs Durante la Etapa Eruptiva del 2004-2005

La actividad sísmica generada durante el periodo eruptivo del 2004-2005, fue caracterizada principalmente por la ocurrencia de enjambres de LPs, como se ha mencionado anteriormente. Para finales de septiembre del 2004, un enjambre de este tipo, acompañó la construcción de un nuevo domo de lava. Posteriormente, la ocurrencia de derrumbes y explosiones de baja magnitud se presentaron en el volcán. A partir de febrero del 2005, explosiones vulcanianas moderadas empiezan a ocurrir y enjambres de LPs se presentan antes y después de las explosiones vulcanianas a partir de marzo. De igual forma, estos enjambres acompañaron a crecimientos de domos pequeños y explosiones vulcanianas moderadas entre mayo y junio del 2005. Finalmente, en septiembre terminó la actividad explosiva. A continuación se hace una descripción de diferentes técnicas aplicadas en el estudio de la sismicidad asociada con este periodo eruptivo, tanto para señales continuas, como para eventos discretos como LPs.

#### III.1 Análisis Espectral

Uno de los métodos que más ha ayudado en los últimos años en el reconocimiento de las señales sísmicas, es el análisis espectral. Dicha herramienta ayuda a transformar una señal en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Para ello se puede utilizar la Transformada Discreta de Fourier o (DFT), la cual puede ser calculada de modo muy eficiente y con mayor rapidez mediante el algoritmo de la transformada rápida de Fourier (FFT) de Cooley y Tukey (1965). La DFT está definida como:

$$f_j = \sum_{k=0}^{n-1} x(t)_k e^{-\frac{2\pi i}{n} jk} \quad j = 0, \dots, n-1 \quad (11)$$

siendo  $x(t)$  una función del tiempo,  $f_0, \dots, f_{n-1}$  una secuencia de números complejos,  $i$  la unidad imaginaria ( $i^2 = -1$ ),  $n$  el número total de muestras. De tal forma que si obtenemos el modulo de  $f_j$ , podremos obtener el espectro de amplitudes. De igual forma, la resolución de las frecuencias estará en

función del número de datos y de la frecuencia de muestreo. Con ayuda de la FFT se pueden construir espectrogramas, los cuales nos ayudan a conocer la amplitud en una determinada frecuencia y su variación a lo largo del tiempo. Los espectrogramas se forman a partir de espectros de amplitud de ventanas fijas de tiempo. Las ventanas de análisis se pueden traslapar hasta en un 50%, esto es para generar una buena unión entre una ventana y otra. El resultado de dicho proceso es significativamente influenciado por la elección de la ventana de análisis y su longitud. Una buena resolución en tiempo del espectrograma requiere una ventana de tiempo corta, en contraste una buena resolución de las frecuencias requiere una ventana grande en el tiempo. Debido a esto, una vez que la ventana de tiempo es escogida, la resolución en tiempo y frecuencia son fijadas (Lesage et al., 2002). En algunas ocasiones los espectros de amplitud que forman parte del espectrograma son normalizados, esto es para observar en donde se encuentra la energía espectral sin importar la amplitud (Tárraga, 2007). Con lo cual es de gran utilidad para conocer únicamente los cambios espectrales de la señal estudiada, como se ha hecho para el seguimiento de lagos de lava en Ambrym (Carniel et al., 2003) y en Erta' Ale (Figura 28, Jones et al., 2006).

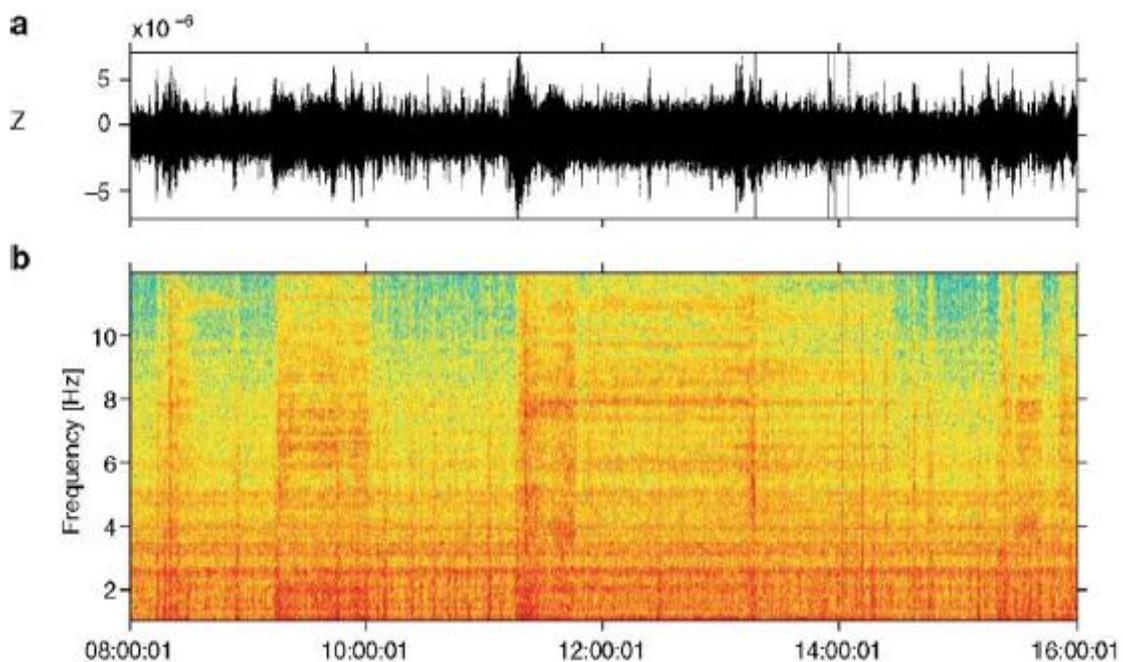


Figura 28. a) Señal sísmica de tremor y b) espectrograma de la señal sísmica para el lago de lava de Erta' Ale (Modificado de Jones et al., 2006).

### III.2 Análisis Autoregresivo de LPs Monocromáticos

El análisis autoregresivo (AR) nos permite obtener por medio de filtros, estimaciones de las frecuencias y de los factores de calidad Q (atenuación), de los picos espectrales que son generados por efectos de resonancias en las fuentes sísmicas (Lesage et al., 2008). Una señal sísmica  $x(t)$  resultando de una resonancia puede ser considerada como la convolución de una función de excitación  $e(t)$ , con una respuesta al impulso de un resonador  $r(t)$ , una propagación y efectos de sitio  $p(t)$ , más un ruido aleatorio  $n(t)$  (Lesage et al., 2002).

$$x(t) = e(t) * r(t) * p(t) + n(t) \quad (12)$$

Los picos angostos espectrales generalmente resultan del resonador  $r(t)$  y en menor medida de los efectos de sitio descritos por  $p(t)$ . La función  $r(t)$  está compuesta por la superposición de funciones exponenciales decrecientes complejas, las cuales corresponden a los modos normales del resonador. Esas funciones son soluciones de segundo orden de una ecuación diferencial lineal, en donde los coeficientes están relacionados con las características físicas del resonador. Debido a la equivalencia entre una ecuación diferencial lineal y una ecuación de diferencias, los métodos AR pueden ser aplicados a este tipo de señales. Los métodos AR consideran una serie de tiempo discreta  $x(t)$  como respuesta de un filtro lineal AR (o una respuesta al impulso infinita). Los polos del filtro corresponden a las frecuencias complejas del resonador, por esto los modelos AR proveen información básica del sistema físico.

En sismología este tipo de análisis han sido usados con diferentes nombres, como el método de Sompí (Fukao y Suda, 1989; Nakano et al., 1998), el método Prony (Chao y Gilbert, 1980) y el análisis de máxima entropía espectral (Seidl et al., 1990). Una vez que los coeficientes del filtro AR han sido obtenidos de la señal  $x(t)$ , es posible calcular el filtro inverso y deconvolucionar con la señal observada. Dicha operación es especialmente adecuada para el temblor armónico y LPs monocromáticos, los cuales solo

contienen un pico espectral. En este caso el residuo deconvolucionado es muy cercano a la función de excitación del resonador. Los métodos paramétricos consideran una señal digital como la salida  $y_n$  de un filtro estacionario excitado por una entrada  $x_n$ , en muchos casos la nueva muestra de salida depende de las entradas y salidas anteriores (autoregresivo).

$$y_n = \sum_{k=0}^q b_k x_{n-k} - \sum_{k=1}^p a_k y_{n-k} \quad (13)$$

El filtro que relaciona la salida y la entrada de la ecuación lineal de diferencias de arriba, puede ser caracterizado por los coeficientes  $b_k$  y  $a_k$ . Si pasamos del lado izquierdo el término de la derecha tenemos:

$$\sum_{k=0}^p a_k y_{n-k} = \sum_{k=0}^q b_k x_{n-k} \quad (14)$$

Y si aplicamos la transformada Z, la cual convierte una señal que esté definida en el dominio del tiempo discreto (secuencia de números reales), en una representación en el dominio de la frecuencia compleja, tenemos:

$$\sum_{k=0}^p a_k Z^{-k} Y(Z) = \sum_{k=0}^q b_k Z^{-k} X(Z) \quad (15)$$

Y si definimos la respuesta del filtro como:

$$H(z) = \frac{Y(z)}{X(z)} \quad (16)$$

Entonces:

$$H(z) = \frac{\sum_{k=0}^q b_k z^k}{1 + \sum_{k=1}^p a_k z^k} = K \frac{\prod_{k=1}^q (z - z_k)}{\prod_{k=1}^p (z - p_k)} = \frac{B(z)}{A(z)} \quad (17)$$

Donde  $z$  es un número complejo, usualmente escrito como  $z = e^{-i2\pi f\Delta t} = \cos(2\pi f\Delta t) + i \sin(2\pi f\Delta t)$ ,  $K$  es la ganancia,  $\Delta t$  es el intervalo de muestreo y  $f$  es la frecuencia. Los términos  $z_k$  y  $p_k$  respectivamente son los ceros y polos del filtro ARMA (promedio móvil autoregresivo)  $H(z)$ .  $B(z)$  y  $1/A(z)$  representan respectivamente las partes MA y AR del filtro  $H(z)$ . Cualquier filtro causal e invertible y de mínima fase puede ser representado por un

modelo AR de orden infinito o por un modelo MA de orden infinito. Generalmente esto puede ser aproximado por un modelo ARMA de bajo orden. El modelo ARMA es más fácil de manejar debido a que un limitado número de coeficientes son necesarios para modelar el proceso. Un sistema físico que incluye oscilaciones es de fase mínima, por tal razón dicho sistema puede ser modelado con un filtro ARMA. Por otro lado, cada pico espectral está asociado con un par de polos conjugados, los cuales están relacionados a las frecuencias de resonancia (Lesage et al., 2002; Lesage, 2008). Cada par de polos puede ser representado por un punto en el plano complejo (f,g), donde g es la tasa de crecimiento, definida como  $g=f/2Q$ . Por ejemplo, el filtro más simple que puede estar asociado a un pico espectral es un filtro AR de orden 2, en este caso la relación entre salidas y entradas es:

$$a_0 y_n = x_n - a_1 y_{n-1} - a_2 y_{n-2} \quad (18)$$

Y la transformada Z de respuesta del impulso es:

$$H^{AR2}(z) = \frac{1}{a_0 + a_1 z + a_2 z^2} = \frac{1}{a_2 (z - p_0)(z - p_0^*)} \quad (19)$$

Si el discriminante de la ecuación característica  $\Delta = a_1^2 - 4a_0 a_2$  es negativo esta función tiene dos polos conjugados complejos  $p_0$  y  $p_0^*$ . El filtro AR2 es entonces equivalente a un oscilador armónico gobernado por una ecuación diferencial de segundo orden. Existen correspondencias simples o sencillas entre los polos  $p_0$ , los coeficientes  $a_k$ , la frecuencia de resonancia  $f_0$  y el factor de calidad Q del oscilador (Lesage et al., 2002). Los polos están definidos como:

$$p_0 = -\frac{a_1}{2a_2} + \frac{i}{2a_2} \sqrt{4a_0 a_2 - a_1^2} = \rho e^{-i\theta} \quad (20)$$

Lo cual da la relación entre el modulo del polo y el argumento:

$$|p_0| = \rho = \left( \frac{a_0}{a_2} \right)^{1/2} \Rightarrow \frac{a_2}{a_0} = \frac{1}{\rho^2} \quad (21)$$

$$\text{Re}(p_0) = \rho \cos \theta = -\frac{a_1}{2a_2} \Rightarrow \frac{a_1}{a_0} = -\frac{2 \cos \theta}{\rho} \quad (22)$$

Además, si la condición  $\cos \theta < [(2\rho)/(1 + \rho^2)]$  es satisfecha, entonces el filtro tiene una frecuencia de resonancia  $f_0$  tal que:

$$\cos(2\pi f_0 \Delta t) = -\frac{\left(1 + \frac{a_2}{a_0}\right)}{4a_2} = \frac{\cos \theta}{2\rho} (\rho^2 + 1) \quad (23)$$

Y un factor de calidad definido como:

$$Q = \frac{\pi f_0 \Delta t}{1 - \frac{1}{\rho}} \quad (24)$$

Cuando los polos son cercanos al círculo unitario (por ejemplo  $\rho \approx 1$  y  $Q \gg 2\pi f_0 \Delta t$ ), el filtro genera una resonancia angosta en la frecuencia  $f_0$  y las relaciones siguientes son obtenidas:

$$\cos(2\pi f_0 \Delta t) \approx \cos \theta \rightarrow \theta \approx 2\pi f_0 \Delta t \quad (25)$$

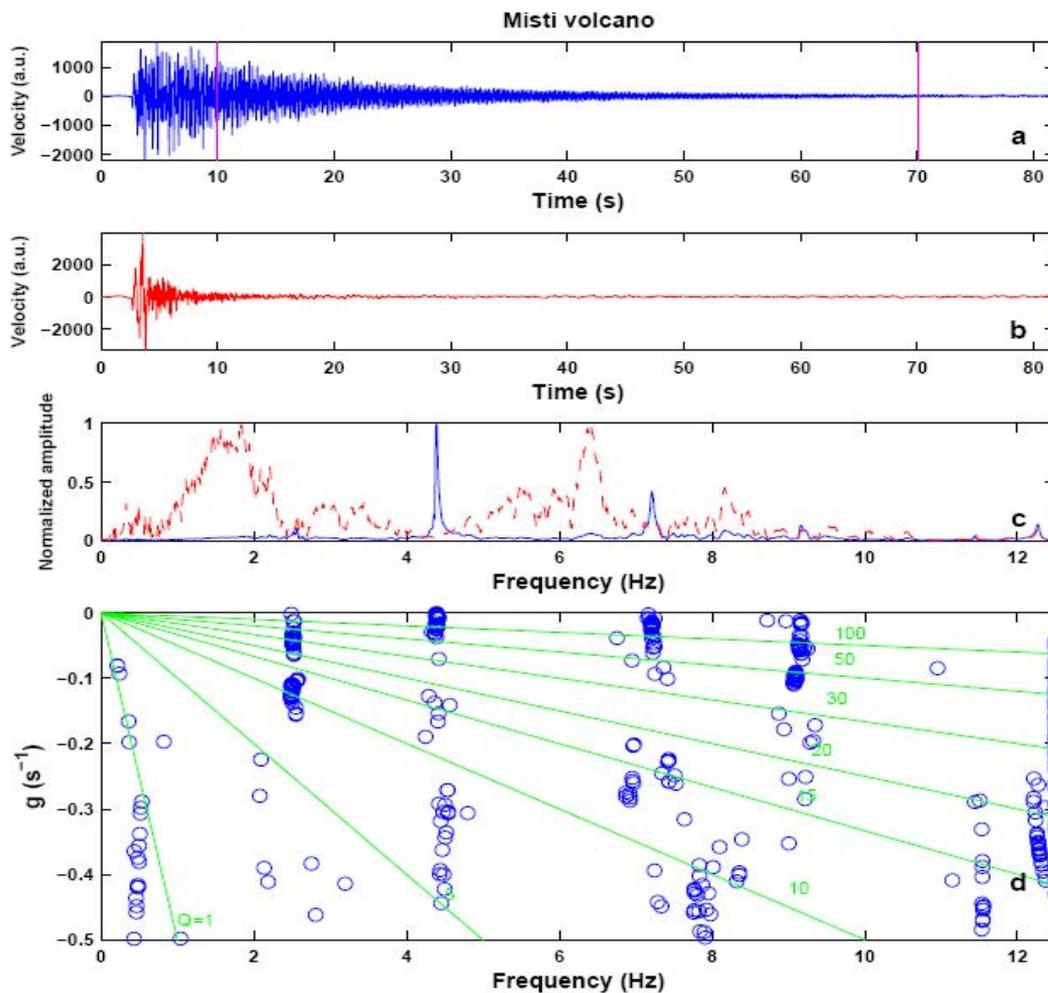


Figura 29. Análisis de un evento LP en el volcán Misti. a) Sismograma en unidades arbitrarias, las líneas verticales indican la sección analizada, b) señal obtenida después de la deconvolución, c) espectro de la señal original (línea continua) y de la señal deconvolucionada (línea discontinua), d) representación en el plano complejo ( $f, g$ ), de los polos de todos los filtros tentativos. Líneas de isovalores de  $Q$  son graficados (Tomado de Lesage, 2008).

En este caso, el filtro selecciona frecuencias cercanas  $f_0$  y su respuesta al impulso es una función exponencial compleja decreciente. El filtro AR2 es causal y de mínima fase y su filtro inverso asociado es un filtro MA de 2 orden con respuesta al impulso de:

$$H^{MA2}(z) = a_0 + a_1z + a_2z^2 \quad (26)$$

Una vez que la frecuencia  $f_0$  y el factor de Q de un pico espectral son determinados, es fácil eliminar este pico convolucionando la señal con la respuesta al impulso del correspondiente filtro MA2. Con lo cual, podremos encontrar la función excitadora en la fuente. La mayor dificultad para aplicar los métodos AR, es la de seleccionar el orden del filtro. El número de polos debe de ser al menos el doble del número de picos espectrales. Una manera de sobrellevar esta dificultad, es la de calcular todos los filtros en un razonable rango de orden, para después graficar los polos de todos los filtros en el plano complejo (Figura 29). Puntos representando estables y reales polos, emergen en grupos densos, mientras que puntos dispersos en el plano, son debidos al ruido. En este procedimiento, los grupos principales de puntos son manualmente seleccionados y los valores medios de sus valores, como frecuencia y factores de calidad son calculados, junto con sus desviaciones estándar.

Para determinar el orden del filtro a usar, métodos estadísticos pueden ser utilizados para obtener el óptimo orden del filtro, mejorando el procedimiento del análisis (Lesage, 2008). Por otro lado, las fuentes de LPs y tremores, son asociadas con la presencia de diferentes tipos de fluidos, como magma, ceniza, vapor, gas o una mezcla de diferentes fases. El factor de calidad puede llegar a dar información importante acerca del tipo de fluido que rellena la fractura en resonancia (Kumagai y Chouet, 1999, 2000). Con lo cual, cambios temporales en las frecuencias y en los factores de calidad de los picos espectrales, pueden reflejar modificaciones en el sistema magmático o hidrotermal del volcán (Kumagai et al., 2002). Por lo que este tipo de variaciones pueden llegar a ser una herramienta útil para el monitoreo volcánico (Lesage, 2008). Como ejemplo en Kutsatsu-Shirane se ha encontrado que las variaciones en los valores de las frecuencias y

valores de  $Q$  son atribuidas a cambios en la cantidad de agua en el sistema hidrotermal, como consecuencia de variaciones estacionales (Nakano y Kumagai, 2005). De igual forma, se encontró que LPs en Campi Flegrei tuvieron un origen hidrotermal durante un episodio de deformación durante el 2005-2006. Dichos eventos tuvieron fluidos compuestos por una mezcla de gases y agua (Cusano et al., 2008).

### III.3 RSAM y RSEM

El análisis de la evolución temporal de la actividad sísmica puede ser la manera más simple y efectiva para la observación y el pronóstico de erupciones volcánicas (Tárraga, 2007). Una de las herramientas que ha demostrado gran utilidad en la cuantificación de la actividad sísmica es el ‘Real-time Seismic Amplitude Measurement’ o RSAM (Endo y Murray, 1991). El RSAM calcula la media del valor absoluto de la amplitud de la señal sísmica en una ventana temporal determinada, que puede ser de 1, 5 ó 10 minutos y es expresada mediante la siguiente relación:

$$RSAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |A_i| \quad (27)$$

Donde  $N$  es la longitud de la ventana o el número total de muestras y  $A_i$  es la amplitud de la onda. El RSAM puede proporcionar una simplificada pero muy útil medida del nivel general de la actividad sísmica. Sin embargo, el RSAM no puede discernir entre la actividad volcánica, tectónica o antropogénica, por lo que debe de usarse con precaución. Para esto se utilizan bandas espectrales determinadas para filtrar la información que no necesitamos, ayudando en la discriminación de eventos no volcánicos. A este tipo de señal se le denomina ‘Seismic Spectral Amplitude Measurement’ (SSAM, Stephens et al. 1994; Rogers y Stephens, 1995). Para calcular el SSAM se utilizan filtros (pasa-banda, pasa-bajos, etc.) que dependen de las características del ruido sísmico registrado en cada volcán y de la relación señal a ruido (Tárraga, 2007). Otro parámetro sísmico que ha sido ampliamente utilizado en el Volcán de Colima es el ‘Real-time Seismic Energy Measurement’ o RSEM (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila,

2001), ó como comúnmente se le conoce, con el nombre de RMS (Root-Mean-Square).

$$RSEM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i^2} \quad (28)$$

Donde  $N$  es la longitud de la ventana o el número total de datos y  $A_i$  es la amplitud de la onda. En la Figura 30 podemos observar el RSAM y el RSEM o RMS para el volcán Santa Helena en su último periodo eruptivo (Qamar et al., 1998).

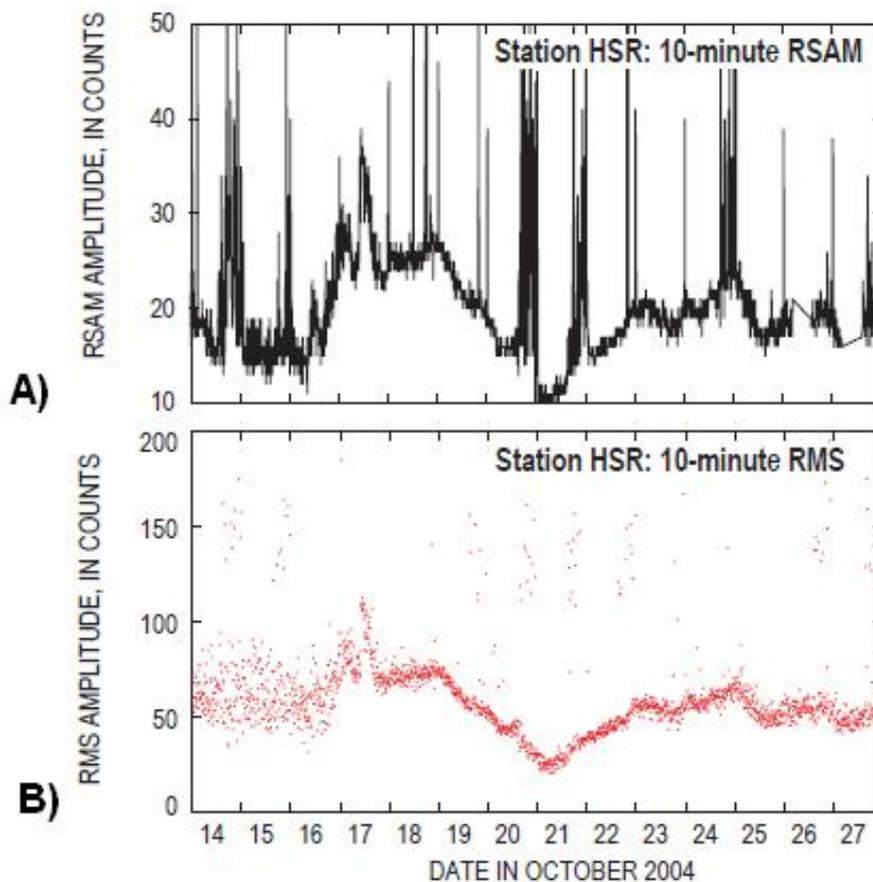


Figura 30. A) RSAM calculado cada 10 min para la estación HSR en el Monte Santa Helena, B) RSEM o RMS para la misma estación y ventana de tiempo que en A. (Modificado de Qamar et al., 2008).

El RSAM y el RSEM simplemente se diferencian en que el primero toma los valores absolutos de la señal sísmica y el segundo toma el cuadrado de la amplitud, que está directamente relacionado con la energía sísmica. El ‘Seismic Spectral Energy Measurement’ o SSEM (Tárraga et al., 2006) es la forma filtrada del RSEM, que como el SSAM se utiliza en determinados

casos en donde queremos analizar la energía en bandas de frecuencia de interés.

### III.4 Espectro Mínimo

El 'Base Level Noise Seismic Spectrum' (BLNSS) o simplemente espectro mínimo, es un análisis que fue inicialmente creado para monitorear instrumentos y saber si tenían algún tipo de fallo en su funcionamiento (Ortiz, R., comunicación personal), así como para saber si existe alguna correlación entre el ruido sísmico y las condiciones meteorológicas de una región (Vila, 1998, Vila y Macia, 2002). Aunque poco tiempo después se dieron cuenta de que podía servir como una herramienta para el análisis de la actividad volcánica (Vila et al., 2006). Dicho análisis consiste en obtener un número determinado de espectros de amplitud de una duración regular, por ejemplo de un minuto, para después comparar los valores de cada 'bin' de todos los espectros calculados, por ejemplo de 10, y así formar un nuevo espectro con las partes mínimas, el cual representará los 10 minutos de la señal. Este nuevo espectro será llamado espectro mínimo.

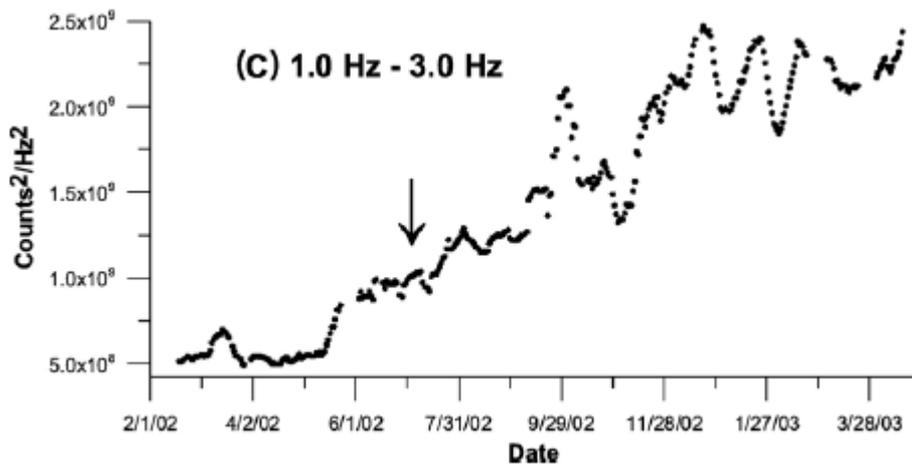


Figura 31. Valor cuadrático integrado del espectro mínimo, filtrado entre 1 y 3 Hz, representado la actividad sísmica del Llaima (Tomado de Vila et al., 2006).

Dicho análisis eliminará las señales transitorias, como eventos regionales, LPs, ruido antropogénico, etc. Este espectro corresponde únicamente al nivel de base de la sismicidad. Con dichos valores se ha observado que existe un incremento en las amplitudes espectrales, en ciertas bandas de

frecuencia que son sensibles a la actividad volcánica, por lo que pueden ayudar a determinar el grado de actividad de un volcán (Vila et al., 2006). Una forma de observar la evolución temporal del espectro mínimo, es la de obtener el valor cuadrático integrado de todas las componentes del espectro mínimo (Figura 31). Con lo cual, un solo espectro nos dará un solo valor que puede ir siendo graficado contra el tiempo.

### III.5 Correlación Cruzada de LPs

La correlación cruzada es una medida de la similitud entre dos señales, frecuentemente usada para encontrar características relevantes en una señal desconocida por medio de la comparación con otra. El coeficiente de correlación entre una señal y otra, se calcula de la siguiente manera:

$$r_{xy}(i, i-l) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_{i-l} - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_{i-l} - \bar{y})^2}} \quad (29)$$

Donde  $x_i$  es la  $i$ -ésima muestra de la señal 'x',  $y_i$  es la ( $i$ ) muestra de la señal 'y', la barra representa el valor medio de la señal. El índice  $l$  es el retraso entre las dos señales, cambiando este parámetro, varía la posición relativa de la señal 'x' con respecto de la señal 'y'. Los coeficientes de la correlación están normalizados, por lo que la autocorrelación de una señal será igual a 1, lo cual indica que las señales son idénticas. Con este tipo de análisis, una matriz de  $p \times p$  será obtenida, siendo  $p$  el número de eventos a comparar. Este tipo de estudios ha sido útil en la caracterización de la forma de onda de eventos sísmicos volcánicos, como VTs (Zamora-Camacho et al., 2007) y LPs (Stephens y Chouet, 2001). Por ejemplo, en un análisis de la actividad sísmica del Soufrière Hills, Green y Neuberg (2006) analizan LPs para encontrar familias, antes y después del colapso de un domo de lava. Dicho estudio dio como resultado la existencia de una región o fuente no destructiva que actúa repetitivamente, generando LPs muy similares entre sí. De igual forma se observó que existe una similitud en la ocurrencia de estas familias con un aumento en la presurización del sistema, que pudo dar

como consecuencia el colapso del domo de lava (Figura 32). Para la erupción del volcán Unzen en Japón, también se observaron diversas familias que al parecer duraban cierto periodo de tiempo para después desaparecer y dar paso a nuevas familias. Todo esto transcurrió durante los emplazamientos de los domos de lava, aproximadamente en un tiempo de 4 años. De igual forma se observó que dichas familias se encontraban a profundidades muy someras, directamente debajo o dentro del domo de lava (Umakoshi et al., 2008). Para el caso del Monte Santa Helena se observaron eventos repetitivos de baja amplitud, conocidos como 'Drumbeats', durante el último periodo eruptivo (Iverson et al., 2006; Moran et al, 2008; Thelen et al., 2008; Iverson, 2008). En dichos eventos, se observó que existen familias, las cuales variaron temporalmente y acompañaron al crecimiento del domo de lava y antecedieron a la actividad explosiva del 1 de octubre del 2004 (Thelen et al., 2008).

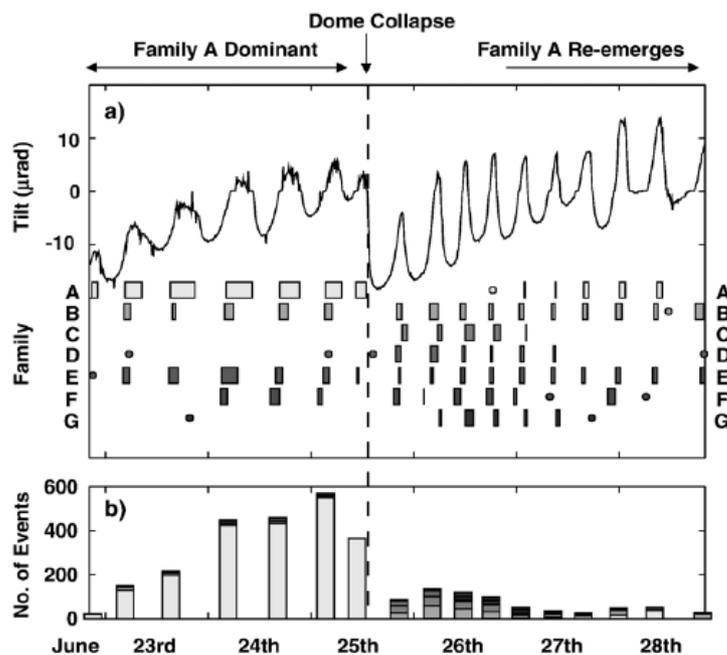


Figura 32. Ocurrencia de familias de LPs, antes y después del colapso de un domo de lava en el volcán Soufrière Hills. En ella se observa que existe una correlación entre las familias de LPs y la deformación del volcán, asociada a una presurización del sistema de conductos (Tomado de Green y Neuberg, 2006).

### III.6 Método de la Previsión del Fallo de Material (FFM)

Una aproximación teórica considera que el desencadenamiento de una erupción es análogo al fallo de un material en un proceso de ruptura, dicho análisis es llamado 'Material Failure Forecast Method' (FFM) o Método de Previsión o Pronóstico del Fallo de Material. Voight (1988, 1989) comprobó que existe una relación proporcional entre el logaritmo de la aceleración de la deformación de algunos materiales sometidos a pequeñas cargas antes de su límite elástico, y el logaritmo de la velocidad de esta deformación. Por otro lado, el concepto de ruptura puede ser ampliamente interpretado, como: la ruptura de un sólido, una roca porosa saturada con fluido, presurización afectando el transporte de fluidos, o rompimiento o abertura de fracturas (Cornelius y Voight, 1994). Con ello, es posible partir de la ecuación que describe la ruptura de un material, si  $\Omega$  es un observable, como la tasa de la energía sísmica, la deformación o la cantidad de gas, la evolución de este observable antes del inicio de la erupción puede ser expresada como:

$$\frac{d^2\Omega}{dt^2} = A \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)^\alpha \quad (30)$$

Con sus soluciones:

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_0 e^{A(t-t_0)} \text{ para } \alpha = 1 \quad (31)$$

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left[ A(1-\alpha)(t-t_0) + \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_{t_0}^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \text{ para } \alpha < 1 \quad (32)$$

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left[ A(\alpha-1)(t_e-t) + \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_{t_e}^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \text{ para } \alpha > 1 \quad (33)$$

Donde A y  $\alpha$  son constantes empíricas,  $d\Omega/dt$  y  $d^2\Omega/dt^2$ , son la tasa y la aceleración del observable respectivamente, ' $t_0$ ' es el tiempo inicial, mientras que ' $t_e$ ' corresponde al tiempo de ruptura (erupción). La variable  $t_e$  se introduce para evitar que la solución para  $\alpha > 1$  tome valores imaginarios. La Figura 33 muestra las curvas para distintos valores de  $\alpha$ , todas las

soluciones presentan un comportamiento similar, aumentando la actividad paulatinamente con el tiempo.

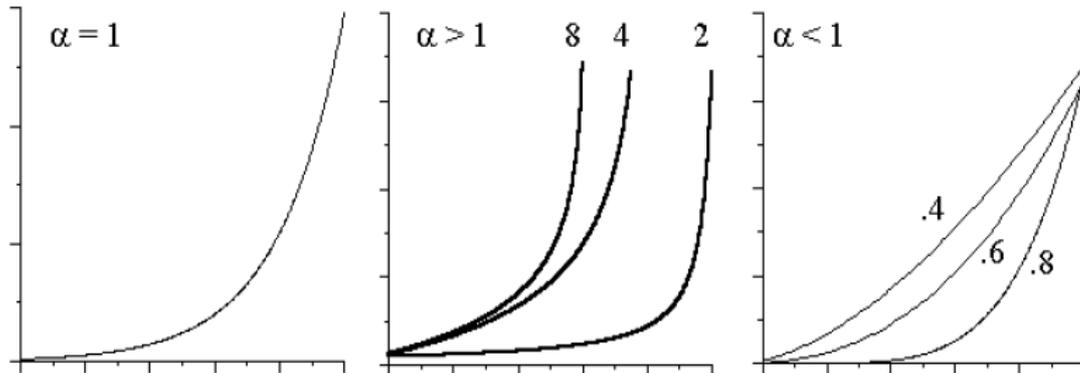


Figura 33. Evolución de la derivada temporal de un observable antes de una erupción basada en el modelo de fallo de material. La figura muestra las soluciones de la ecuación diferencial obtenida para distintos valores de  $\alpha$  (Tomado de Ortiz y García, 2000).

Para valores de  $\alpha > 1$  se produce una fuerte aceleración antes de la erupción. Para valores de  $\alpha < 1$  la actividad crece continuamente, a ritmo más o menos constante, pero no se produce una aceleración marcada, por lo que es muy difícil determinar en que momento se va a producir la erupción. El análisis de estas curvas se simplifica si se representa  $1/(dQ/dt)$  en función del tiempo (Figura 34). Para  $\alpha=2$  se obtiene una recta y para los otros valores de  $\alpha$  curvas descendentes cuyas tangentes cortan al eje x. Este punto de corte se estima como el tiempo en que se espera la erupción 't<sub>e</sub>' (Voight y Cornelius, 1991).

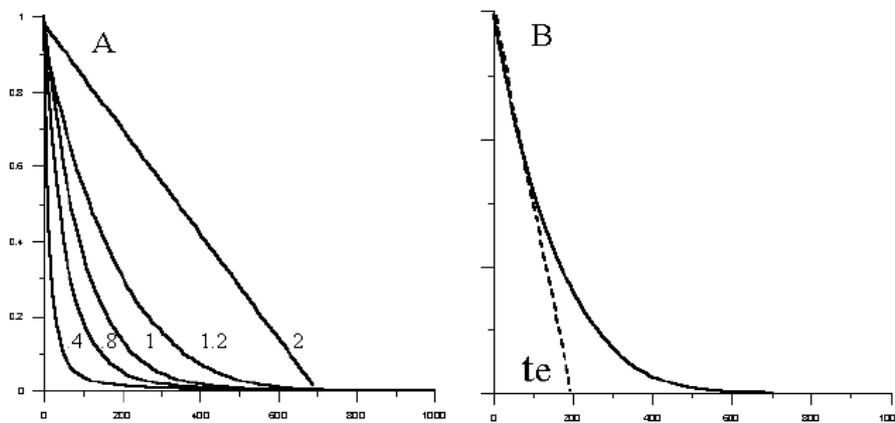


Figura 34. A). Inverso de la derivada del observable con diferentes valores de  $\alpha$ . B) El corte con el eje x correspondería al momento del inicio de la erupción 't<sub>e</sub>' (Tomado de Ortiz y García, 2000).

Evidentemente los datos que se obtienen de la evolución de los distintos observables de la actividad del volcán presentan importantes fluctuaciones, por lo que deberá estimarse cual es la tendencia de la evolución. Para ello se han ensayado distintas posibilidades, incluyendo filtrados numéricos de las series de datos (Figura 35), y diferentes tipo de ajustes (Tárraga, 2007). Una variante del modelo FFM ha sido propuesta por De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila (2001). Ellos proponen un modelo viscoelástico lineal de Kelvin-Voight para describir el comportamiento acelerado de la actividad sísmica que presenta el Volcán de Colima. Dicho modelo viscoelástico ha sido probado tanto a priori como a posteriori. Primero para la erupción del 21 de julio de 1994, la cual inició con un enjambre de eventos VTs, seguido por eventos LPs con algunos derrumbes, para finalmente terminar con una explosión. Para este evento se pudo hacer un ajuste de la curva acumulada del RSEM promediado cada minuto para la estación de EZV4. El modelo probó ser bueno cuando se calculó 12 horas antes de la erupción, y no con el inicio del enjambre de VTs. Un pronóstico a priori fue llevado a cabo durante 1998 cuando un periodo de reactivación fue observado durante 1997 y 1998 (Zobin et al, 2002a).

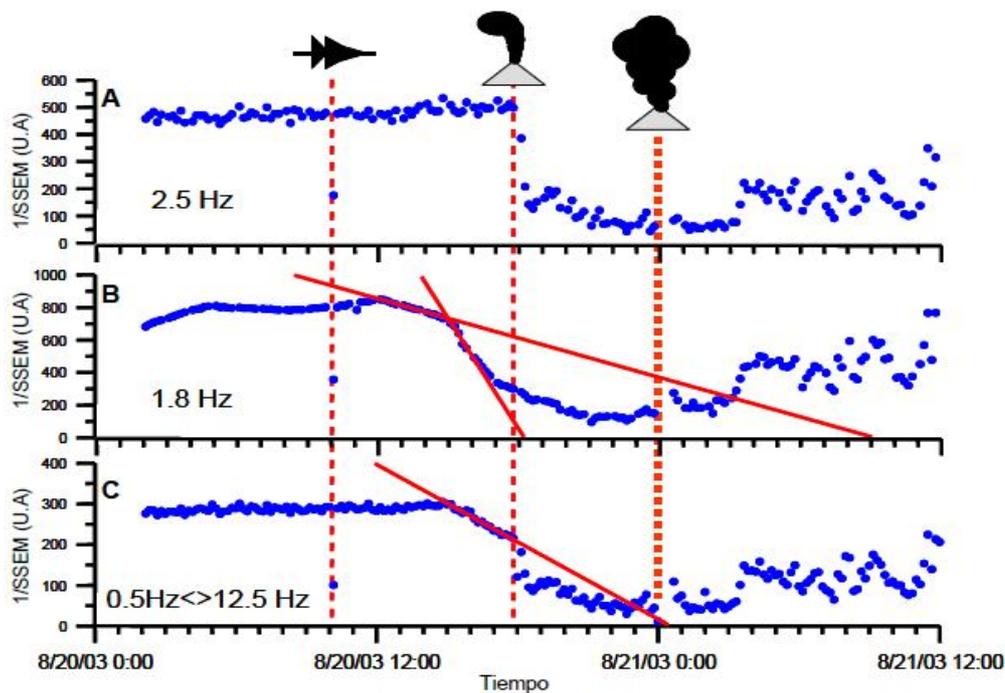


Figura 35. Ejemplo del uso del FFM para el volcán Tungurahua. A) Se utiliza el inverso del SSEM por debajo de 2.5 Hz, B) SSEM por debajo de 1.8 Hz y C) SSEM entre 0.5 y 12.5 Hz (Tomado de Tárraga, 2007).

El ajuste de la curva se llevó a cabo durante el 1 y el 12 de noviembre de 1998, dicho ajuste llevó a pronosticar que el 12 de noviembre ocurriría la erupción, pero fue hasta un sobrevuelo el 21 de noviembre que se observó un nuevo domo de lava en la cima. La forma de la curva acumulada del RSEM en este caso para la estación del EZV7, sugiere que el sistema fue abierto entre el 17 y 18 de noviembre. De la misma forma, Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna (2002), proponen 3 diferentes tipos de patrones que preceden a las erupciones en el Volcán de Colima. A) No existen precursores, el cambio en la sismicidad antes de explosiones moderadas no presentan tendencias aceleradas, como en las explosiones del 10 de febrero, 17 de julio y 29 de julio de 1999. B) Patrones precursores que son difíciles de reconocer o ocurren sobre periodos de tiempo muy cortos para permitir una alerta. En este caso, un incremento irregular de la sismicidad ocurre antes de explosiones moderadas. Aunque un claro patrón de aceleración de la energía puede ser solo reconocido unas horas antes del evento.

Ejemplos de este tipo tenemos las explosiones del 10 de mayo de 1999 y del 22 de febrero del 2001. C) Actividad precursora reconocible, en este caso un claro patrón acelerado de la sismicidad pudo observarse. Los ejemplos de este tipo de eventos son la explosión de julio de 1994 y la extrusión del domo de lava de 1998 antes mencionados. El tipo C que muestra un claro incremento acelerado de la sismicidad, ha sido asociado con un sistema cerrado en el cual el régimen de esfuerzos es constante o aumenta. Provocando así una degradación del material, finalizando en un fallamiento o apertura del sistema, en este caso de una explosión o erupción efusiva. En el caso de los tipos A y B, se piensa que pueden ser sistemas semiabiertos, aunque es difícil de comprobar pues los ejemplos del tipo A son explosiones relativamente fuertes las cuales lanzaron material incandescente a varios kilómetros del cráter, por lo que se interpretaría como un sistema cerrado. Por tal razón, este tipo de patrones deben de ser interpretados con un mayor tipo de observaciones, tanto sísmicas, geodésicas o geoquímicas (Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna, 2002). En otros volcanes el uso del FFM también ha demostrado ser de gran utilidad

en el pronóstico de actividad tanto efusiva, como explosiva. Un caso en donde se hizo un pronóstico acertado antes de una erupción explosiva fue la del Pinatubo (Voight y Cornelius, 1996). En esta erupción se pronosticó la explosión del 12 de junio de 1991, utilizando el RSAM, por lo que una oportuna evacuación fue hecha. Otros ejemplos del uso de este modelo han probado ser de gran utilidad en el Bezymyanny, (Voight, 1988), St. Helena (Voight, 1980; Voight y Cornelius, 1991; Smith et al., 2007), Redoubt (Voight y Cornelius, 1991), Pinatubo (Smith y Kilburn, 2010), Villarrica (Ortiz et al., 2003; Tárrega, 2007). Soufrière Hills (Kilburn y Voight, 1998; Hammer y Neuberg, 2009), Tungurahua (Tárrega et al., 2007) y Stromboli (Carniel et al., 2006), por mencionar algunos.

### **III.7 Procesamiento de la Actividad Sísmica del Volcán de Colima**

Para el Volcán de Colima se analizaron las señales continuas y eventos discretos a partir de agosto del 2004, cuando los niveles de sismicidad permanecían bajos. Pasando por septiembre de ese mismo año, en el que se presenta el crecimiento de un domo de lava, hasta finales de septiembre del 2005, en el que se observa la última explosión vulcaniana de un grupo de eventos de este tipo, como consecuencia de la destrucción de pequeños domos de lava formados entre mayo y junio. Se hicieron cálculos para obtener el SSAM, SSEM y el espectro mínimo para la estación de periodo corto de EZV4. El cálculo del SSAM y el SSEM se hizo para la banda espectral entre 1 y 3 Hz, esto debido a la actividad sísmica observada, compuesta principalmente por LPs. Se utilizó un filtro pasabandas Butterworth de segundo orden. Para dicho análisis se usaron ventanas de 10 min. También se calculó el espectro mínimo cada 10 minutos comparando los valores de 10 espectros de ventanas de 1 minuto cada una. Para observar su variación con respecto del tiempo, se utilizó el valor cuadrático integrado del espectro mínimo, también entre 1 y 3 Hz. De igual forma se obtuvo la frecuencia dominante de la señal sísmica continua sin filtrar, con ayuda de la FFT cada 10 minutos, la cual se graficó con respecto del tiempo para ver su variación. Tanto en los valores de SSAM, SSEM, frecuencia predominante y espectro mínimo se usó un promedio móvil de 5

valores para suavizar la curva y observar mejor la tendencia de los datos. También para estudiar los enjambres de LPs del 2005 se calculó el inverso del SSEM entre (1 y 3 Hz). Dicho parámetro demostró ser el más adecuado para hacer pronósticos de explosiones apoyados con el FFM. Para obtener el tiempo aproximado de cada explosión se hizo un ajuste por mínimos cuadrados robusto (Holland y Welsch, 1977). Este tipo de ajuste da pesos a los puntos dependiendo de que tan dispersos estén. Si un punto se encuentra alejado de la gran mayoría de los demás, se le asigna un peso pequeño, con lo cual no influye de forma importante en el ajuste. Esto fue hecho para eliminar sismos regionales ajenos a la actividad del volcán. La ventana de análisis fue escogida a partir de iniciado el enjambre de LPs, tomando el punto con mayor valor en el inverso de SSEM hasta un punto antes de la explosión.

Por otro lado, se obtuvieron los espectrogramas de diferentes eventos eruptivos. Los espectrogramas fueron calculados cada 5 minutos con ventanas de 10 minutos de duración, por lo que existe un traslape del 50%. Los espectrogramas fueron normalizados para observar la localización de la energía espectral. En el caso del análisis de la correlación cruzada se utilizó un disparo de tipo STA/LTA con un umbral de 5 para detectar los LPs. Alrededor de 10,060 eventos fueron encontrados, con ellos probamos diferentes ventanas de análisis, de 8, 9 y 10 seg, así como diferentes bandas de filtrado. La ventana de 10 seg y un filtro de 0.5 a 3.5 Hz fue el que mejor resultados obtuvo. También utilizamos un umbral de 0.6 en la correlación cruzada para formar las familias, dicho valor fue escogido debido a nuestra baja relación señal a ruido. Aunque con dicho umbral pudimos observar diferencias en la ocurrencia de familias antes y después de las explosiones. De igual manera, un aumento en el umbral, disminuye el número de eventos por familia. Este umbral ha sido también utilizado en otros volcanes (Umakoshi et al., 2008). El programa utilizado para hacer la correlación cruzada es el 'The Correlation Toolbox' escrito por Michael West (<http://www.giseis.alaska.edu/Seis/EQ/tools/GISMO/>). Dicho programa utiliza el algoritmo 'Hierchical Clustering' para formar las familias. Este algoritmo utiliza el mayor valor de la matriz de correlación y superior al umbral

preestablecido, para formar con los dos eventos que tienen este coeficiente un primer grupo o familia.

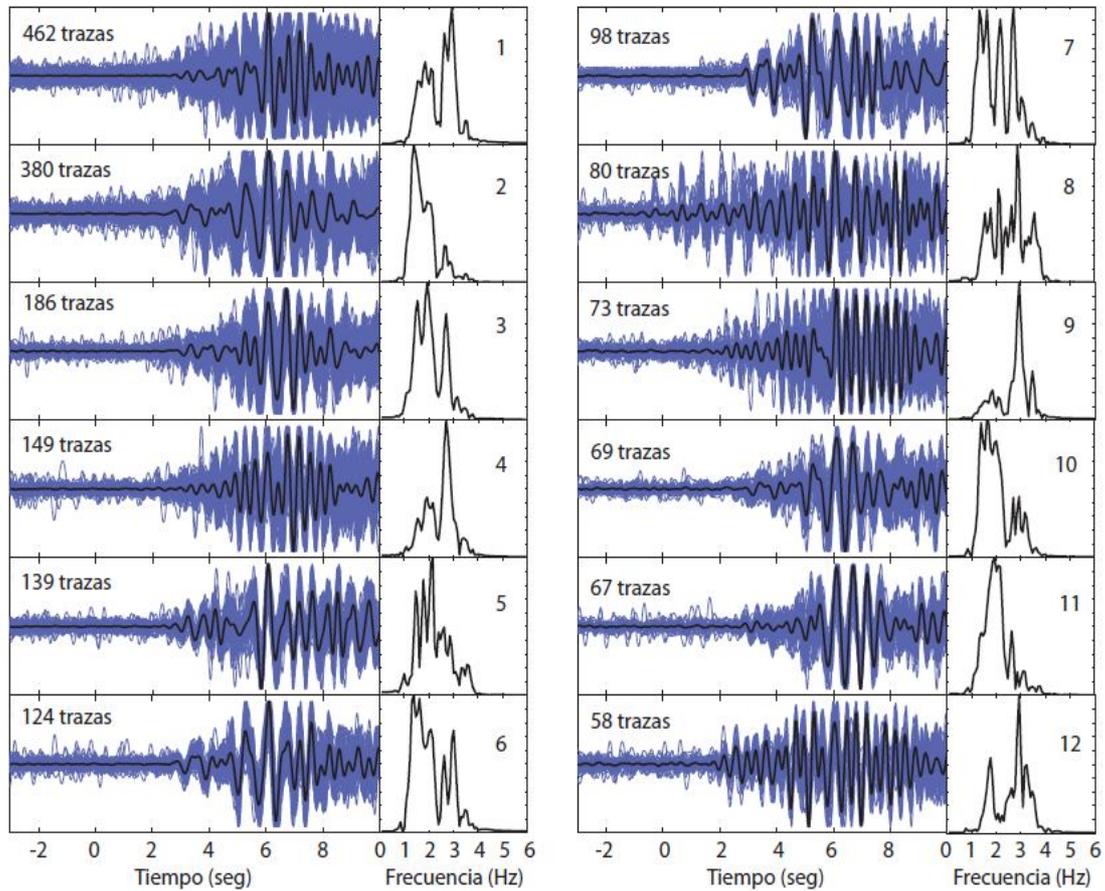


Figura 36. Apilamiento o ‘Stack’ de las familias de LPs encontradas, así como sus espectros de amplitud normalizados.

Después el primer grupo se compara con los otros elementos, esto se hace haciendo un promedio entre el nuevo elemento y los elementos que forman el primer grupo. Si el promedio es mayor que el umbral, se añade al grupo, si no, no formará parte de dicha familia. Posteriormente, se sigue así hasta que se terminan los elementos. En la Figura 36 podemos observar las 12 familias encontradas, así como el número de eventos por cada familia y sus espectros de amplitudes normalizados. De igual forma, con ayuda de un programa de análisis de señales sísmicas volcánicas llamado ‘Seismo\_volcanalysis’ (Lesage, 2009), se calculó la frecuencia y el factor de calidad ‘Q’ de los LPs monocromáticos encontrados durante el periodo eruptivo. En la Figura 37 se puede observar un LP monocromático, así como sus polos en el plano complejo. Para este evento una frecuencia de 1.4 Hz y un factor de calidad de  $108 \pm 10$  fueron calculados.

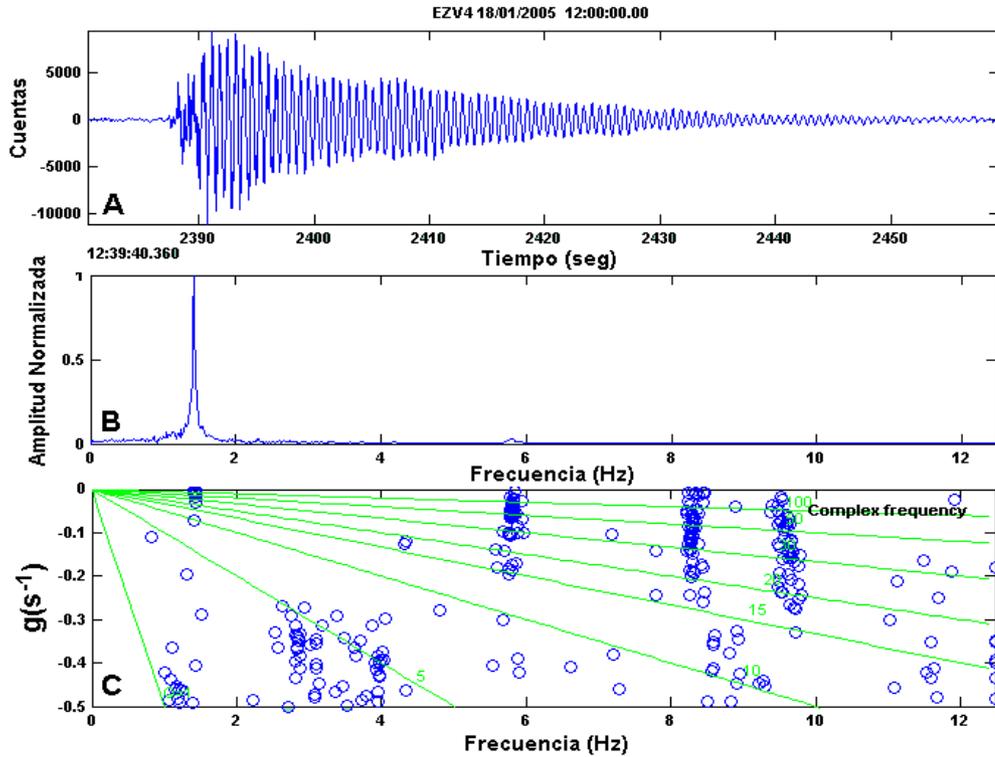


Figura 37. A) LP monocromático observado en la estación de EZV4, el 18 de enero del 2005, B) espectro de amplitudes normalizado, la frecuencia de este evento es de 1.4 Hz, C) Plano complejo en donde se observan los polos del filtro autoregresivo. Para este evento se calculó un valor de Q de  $108 \pm 10$ .

Para comparar las amplitudes de los LPs con otros resultados reportados, también se calculó su desplazamiento reducido. Se usó el desplazamiento reducido promedio ( $D_{rp}$ ), de ondas de cuerpo ( $D_{rc}$ , Aki y Koyanagi, 1981) y de ondas superficiales ( $D_{rs}$ , Fehler, 1983). Los desplazamientos reducidos están definidos como:

$$\text{Ondas de Cuerpo} \quad D_{rc} = \frac{A}{2\sqrt{2}} \cdot \frac{r}{M} \quad (34)$$

$$\text{Ondas Superficiales} \quad D_{rs} = \frac{A}{2\sqrt{2}} \cdot \frac{\sqrt{r\lambda}}{M} \quad (35)$$

Donde A es la amplitud pico a pico del desplazamiento, r es la distancia entre la fuente y la estación, M es la magnificación del instrumento y  $\lambda$  es la longitud de onda. También calculamos la energía sísmica de todos los enjambres de LPs para comparar su energía. Por medio de la relación propuesta por Boatwright (1980), la cual está hecha para ondas de cuerpo generadas por una fuente isotrópica en la cima de un medio homogéneo.

$$E_{sismica} = 2\pi r^2 \rho_{tierra} c_{tierra} \frac{1}{A} \int S^2 U(t)^2 dt \quad (36)$$

Donde  $r$  es la distancia de la fuente a la estación,  $\rho$  es la densidad,  $c$  es la velocidad sísmica,  $U$  es la amplitud sísmica,  $S$  es el efecto de sitio y  $A$  es la atenuación definida como:

$$A(r) = e^{(-\pi fr)/(cQ)} \quad (37)$$

Donde  $f$  es la frecuencia de la onda y  $Q$  el valor factor de calidad. Usamos una distancia  $r$  de 1700 m, una velocidad de ondas de cuerpo  $c=1600$  m/s (Núñez-Cornú et al., 1994), una frecuencia  $f=2$  Hz y un factor de calidad de  $Q=76$  (Domínguez et al., 2003). El efecto de sitio  $S$  es de 1. Esta relación ha sido usada para calcular la energía de las explosiones estrombolianas (Johnson y Aster, 2005) y para actividad LP (Macedo et al., 2009). De igual forma, calculamos la relación de frecuencia-magnitud de Gutenberg-Richter para los LPs ( $\log N=a-bM$ ), donde  $N$  es el número acumulativo de eventos con una magnitud mayor o igual que  $M$ . Para ello calculamos una magnitud proporcional al momento sísmico con ayuda de la relación de (Lay y Wallace, 1995):

$$M_w = \left( \frac{\log 10(E_s) - 4.94}{1.5} \right) \quad (38)$$

### III.8 Resultados

#### III.8.1 Actividad Efusiva y Explosiva durante el 2004-2005

En la Figura 38 se puede apreciar la etapa eruptiva completa, analizada con el SSAM, SSEM y el espectro mínimo (valor cuadrático acumulado), todos ellos calculados entre 1 y 3 Hz. De igual forma se pueden observar los valores de  $Q$  y frecuencia de los LPs monocromáticos, así como las familias de LPs. En las curvas del SSAM, SSEM y espectro mínimo se ve un cambio importante a finales de septiembre del 2004, como consecuencia del desbordamiento de lava hacia las laderas del volcán. Durante los siguientes dos meses aproximadamente, la sismicidad estuvo gobernada por derrumbes, así como algunas explosiones de baja magnitud.

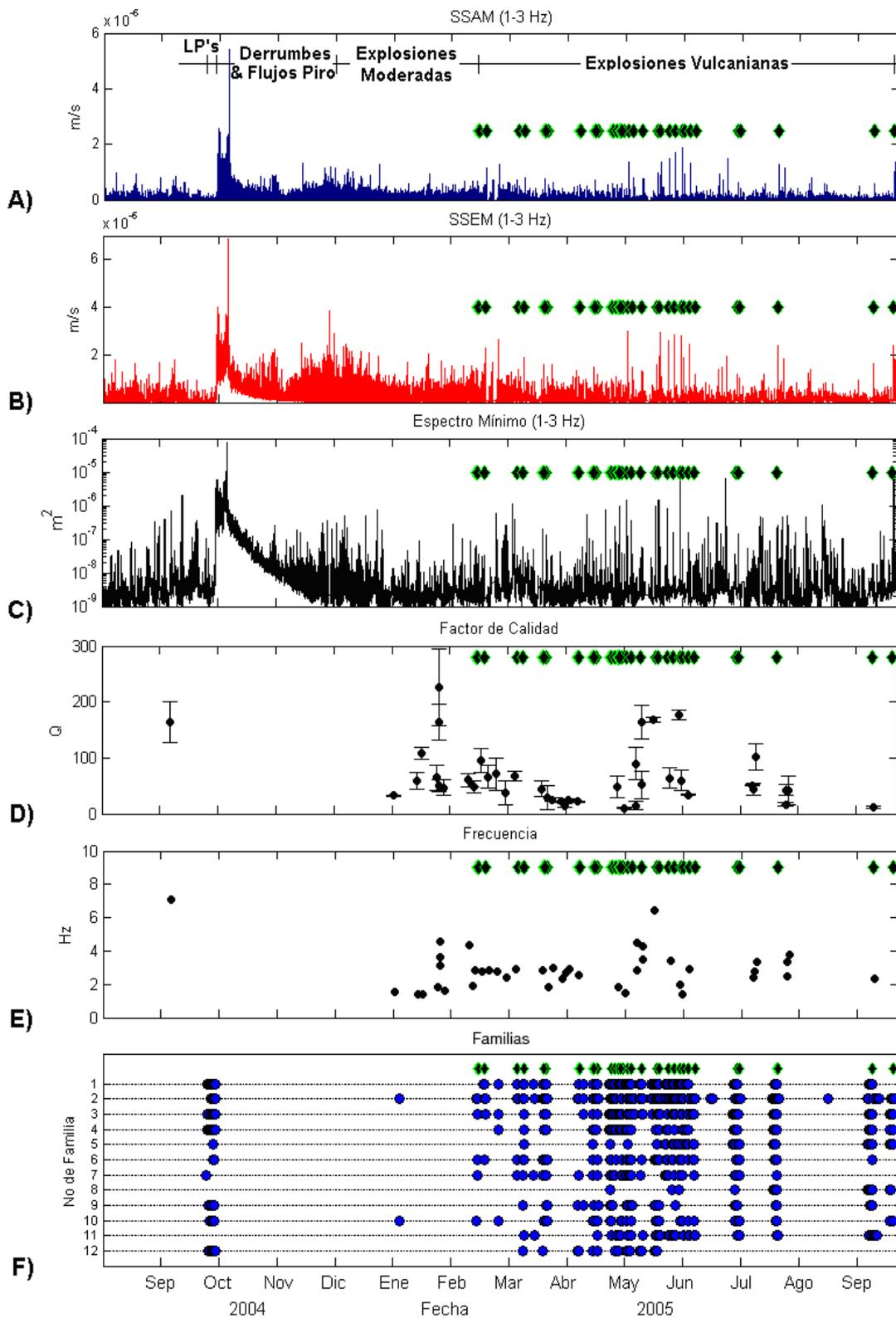


Figura 38. Etapa eruptiva del Volcán de Colima del 2004-2005. A) SSAM (1 a 3 Hz), B) SSEM (1 a 3 Hz), C) espectro mínimo (valor cuadrático integrado, 1 a 3 Hz), D) factor de calidad de LPs monocromáticos, E) frecuencia de LPs monocromáticos y F) familias de LPs encontrados con la correlación cruzada. Los diamantes indican explosiones vulcanianas importantes.

Después la actividad explosiva fue subiendo de nivel hasta las explosiones vulcanianas con flujos piroclásticos (diamantes). En el caso del valor de Q y la frecuencia de los LPs monocromáticos, se aprecia que existen dos periodos en donde se presenta un incremento en sus valores, durante enero y mayo del 2005. Para los eventos encontrados con la correlación cruzada podemos notar que existen familias que se presentan a lo largo de todo el periodo eruptivo, como por ejemplo la familia 2, mientras que otras solo existen durante un cierto periodo de tiempo, como la 12, la cual duró hasta mediados de mayo del 2005.

### **III.8.2 Crecimiento del Domo de Septiembre del 2004**

El día 25 de septiembre del 2005 (fecha en GMT), un nuevo inició de actividad magmática se registró, como se ha mencionado anteriormente, cuando enjambres de LPs comenzaron a suceder. Durante dicho enjambre se puede apreciar que la frecuencia dominante incrementa paulatinamente hasta mantenerse entre 2 y 3 Hz (Figura 39), durante la ocurrencia de los LPs. Después del 30 de septiembre, la frecuencia aumenta notablemente. De igual forma la energía observada por el SSEM y el espectro mínimo aumenta ligeramente hasta el 30 de septiembre, cuando un segundo incremento es registrado debido a los primeros derrumbes, como consecuencia del desbordamiento de lava hacia los flancos del volcán. Durante el enjambre de LPs se puede ver que las principales familias que actúan en este periodo son la: 1, 3, 4, 10 y 12. Únicamente la familia 8 y la 11 no se presentan en esta fase eruptiva. Por otro lado, en el espectrograma podemos observar que existe un aumento de frecuencias a partir del 30 de septiembre. Para este periodo se calculó una tasa de emisión de lava de entre 6 y 8 m<sup>3</sup>/s (Varley et al., 2009), y un valor de casi 500 t/d de SO<sub>2</sub>. El valor más alto de esta componente fue de casi 3000 t/d a mediados de octubre (Zobin et al., 2008).

### **III.8.3 Extrusión de Pequeños Domos y Explosiones Vulcanianas**

Después del desbordamiento de lava del 30 de septiembre del 2004, los

siguientes dos meses la actividad estuvo gobernada principalmente por derrumbes con algunas explosiones de baja intensidad. En el mes de diciembre la actividad se va convirtiendo en más explosiva con algunos derrumbes pequeños.

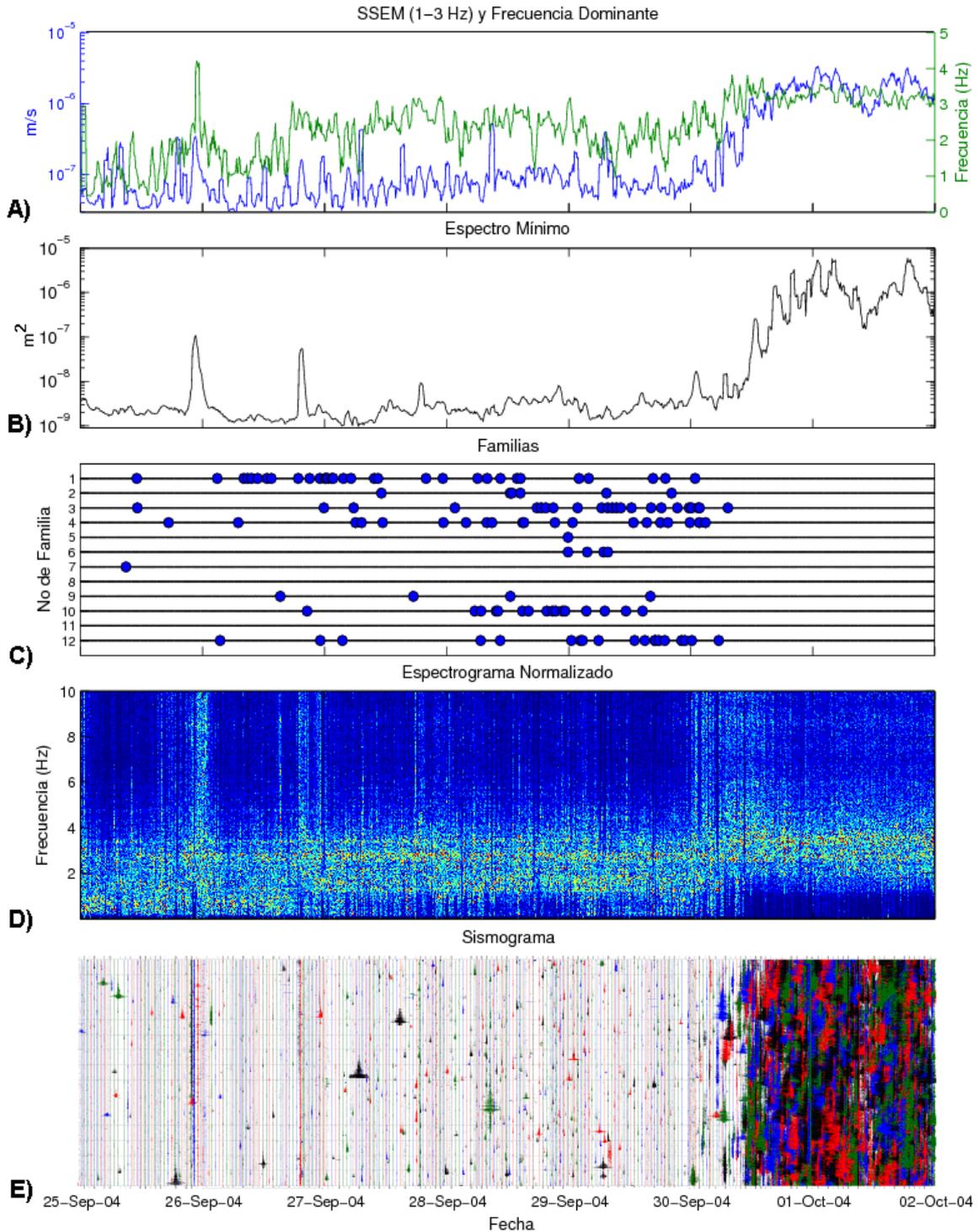


Figura 39. Crecimiento del domo de lava en septiembre del 2004. A) SSEM (1 a 3 Hz) y frecuencia dominante, B) espectro mínimo (valor cuadrático integrado, 1 a 3 Hz), C) familias de LPs, D) espectrograma normalizado y E) sismogramas del 25 de septiembre al 2 de octubre del 2004.

Para enero prácticamente desaparecen los derrumbes y únicamente observamos LPs y explosiones de mayor duración e intensidad. Las explosiones vulcanianas importantes iniciaron el 12 de febrero del 2005. La gran mayoría de las explosiones generaron flujos piroclásticos por colapso de columna en diversas direcciones. Asociadas a estas explosiones se observaron en algunos casos, el crecimiento de pequeños domos de lava dentro del cráter del volcán, así como LPs acompañando a estos eventos explosivos (Varley et al., 2010a).



Figura 40. Imágenes del video de la explosión del 24 de mayo del 2005. A) Imagen del cráter antes de la explosión, en donde se observa el crecimiento del domo de lava. B) Imagen de la explosión vulcaniana pocos segundos después (Imágenes tomadas de <http://www.ucol.mx/volcan/>).

En este análisis, presentamos únicamente 5 explosiones representativas de los 30 eventos que tuvieron como precursores LPs durante el 2005. En la Figura 40A, se puede ver una imagen del cráter en donde se puede apreciar un pequeño domo de lava que ha crecido con el enjambre de LPs, el día 24 de mayo. También se observa la explosión vulcaniana pocos segundos después (Figura 40B).

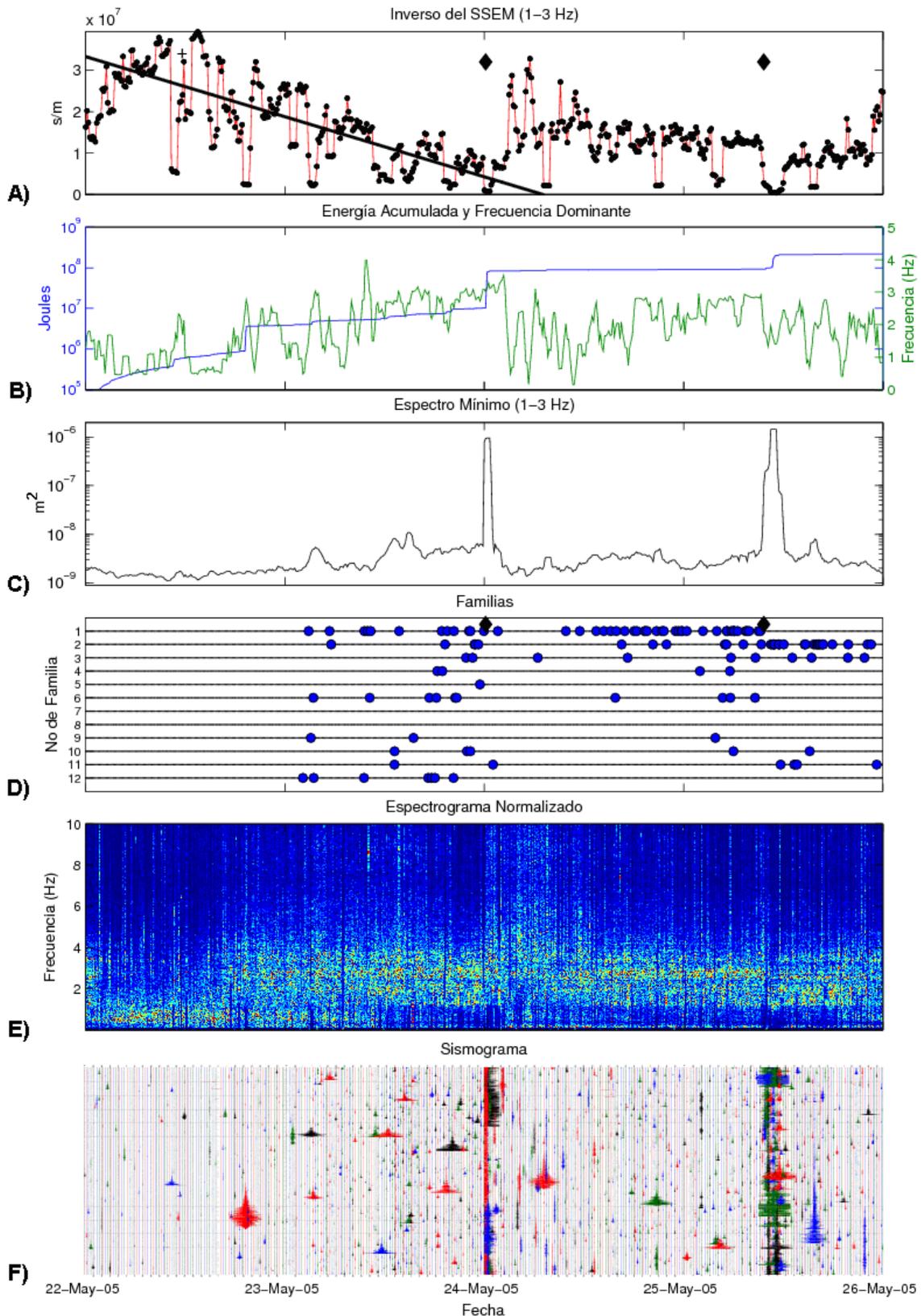


Figura 41. Explosiones del 24 y 25 de mayo. A) Inverso del SSEM (1 a 3 Hz), B) energía acumulada y frecuencia dominante, C) espectro mínimo (valor cuadrático integrado, 1 a 3 Hz), D) familias de LPs, E) espectrograma normalizado y F) sismograma del 22 al 26 de mayo del 2005. Los diamantes significan explosiones.

En la Figura 41, se puede ver el análisis hecho de las señales continuas asociadas a las explosiones del 24 de mayo a las 00:10 hrs y del 25 de mayo a las 09:39 hrs. El inverso del SSEM nos permitió ajustar una recta por mínimos cuadrados robustos para la explosión del 24 de mayo, para obtener el pronóstico a posteriori de la explosión. El error de dicho pronóstico fue de 6.9 hrs. Para la segunda explosión no fue bueno dicho ajuste, por lo cual no se hizo ningún pronóstico. En el caso de la frecuencia dominante se observa que existe un aumento entre 2.5 y 3 Hz pocas horas antes de ocurrir la explosión. En cuanto al espectro mínimo este presenta una ligera tendencia ascendente antes de que se presenten las explosiones. Cuando ocurren las explosiones es claro el aumento en este parámetro como consecuencia de la duración de la explosión y de la generación de los flujos piroclásticos. En el caso del espectrograma, se nota un incremento entre 2.5 y 4 Hz alrededor de las 16 horas del 22 de mayo. Este incremento es interrumpido pocas horas después de ocurrida la explosión del 24 de mayo, para después iniciar y continuar hasta el final del día 26. Para las familias de los LPs, este análisis muestra que la familia 1 es de las más activas, con varios eventos antes de la primera explosión y solamente un evento después.

Pocas horas después reinicia y se detiene completamente al ocurrir la explosión del 25 de mayo. Para la familia 2, únicamente se tienen algunos eventos antes de la explosión del día 24. Para la segunda explosión, se observan eventos antes y un aumento poco tiempo después de ocurrido el evento. Para la familia 6, esta tiene pocos eventos, solo se presentan antes de las explosiones. Las otras familias tienen algunos eventos y no presentan una clara tendencia. Otra importante explosión fue la producida el 2 de junio a las 04:49 hrs (Figura 42). Para esta explosión se puede ver que el ajuste por medio del modelo de FFM nos da un error de 8 horas aproximadamente. En el caso de la frecuencia predominante esta muestra una clara tendencia alrededor de los 3 Hz antes de la explosión. De igual forma podemos apreciar un ligero incremento en el espectro mínimo, como consecuencia de la ocurrencia de los LPs. Para las familias existe una clara tendencia, las familias 1 y 5 están presentes antes de la explosión, y cuando ocurre el evento explosivo estas desaparecen.

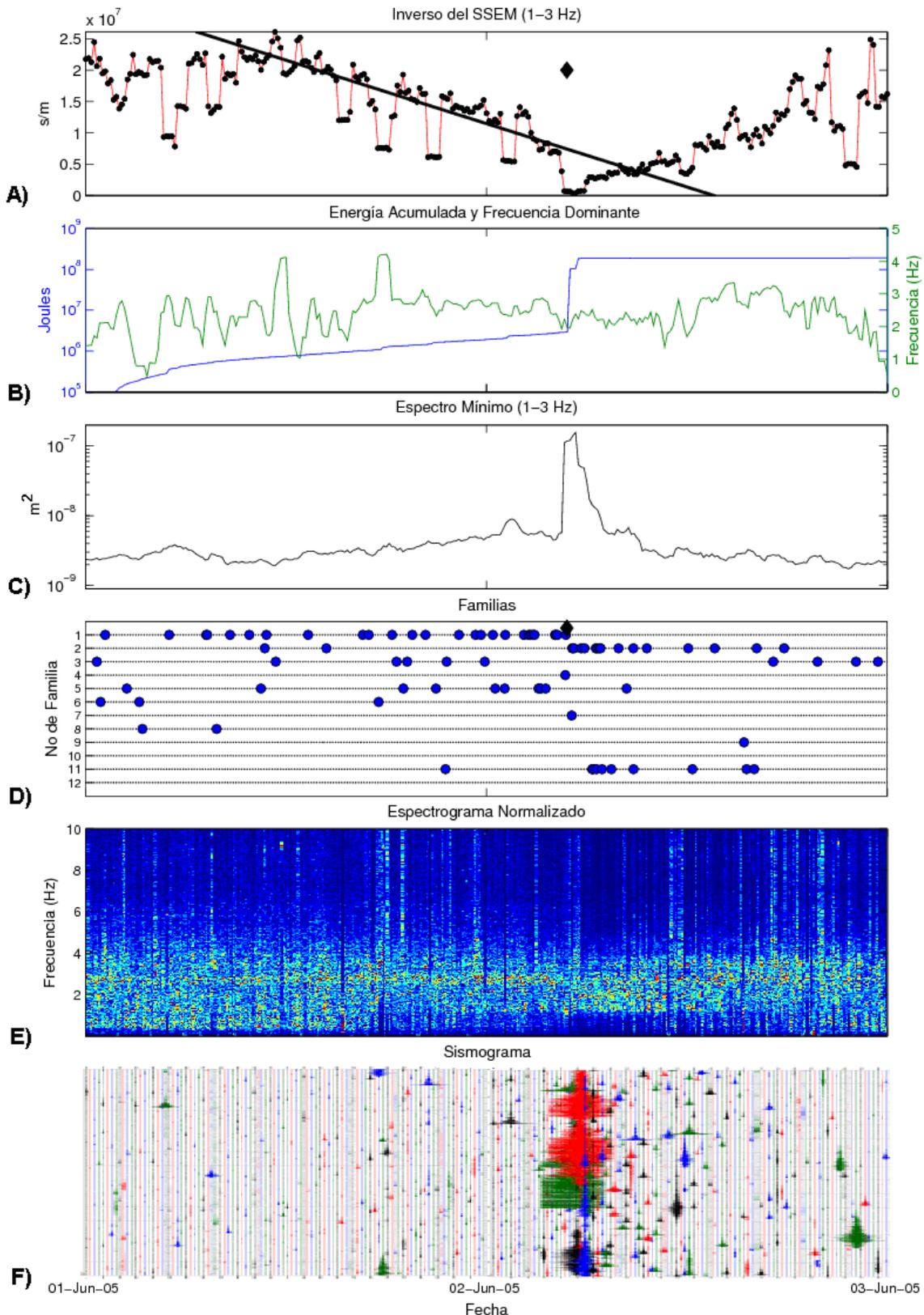


Figura 42. Explosión del 2 de junio del 2005 A) Inverso del SSEM (1 a 3 Hz), B) energía acumulada y frecuencia dominante, C) espectro mínimo (valor cuadrático integrado, 1 a 3 Hz), D) familias de LPs, E) espectrograma normalizado y F) sismogramas del 1 al 3 de junio del 2005. El diamante significa explosión.

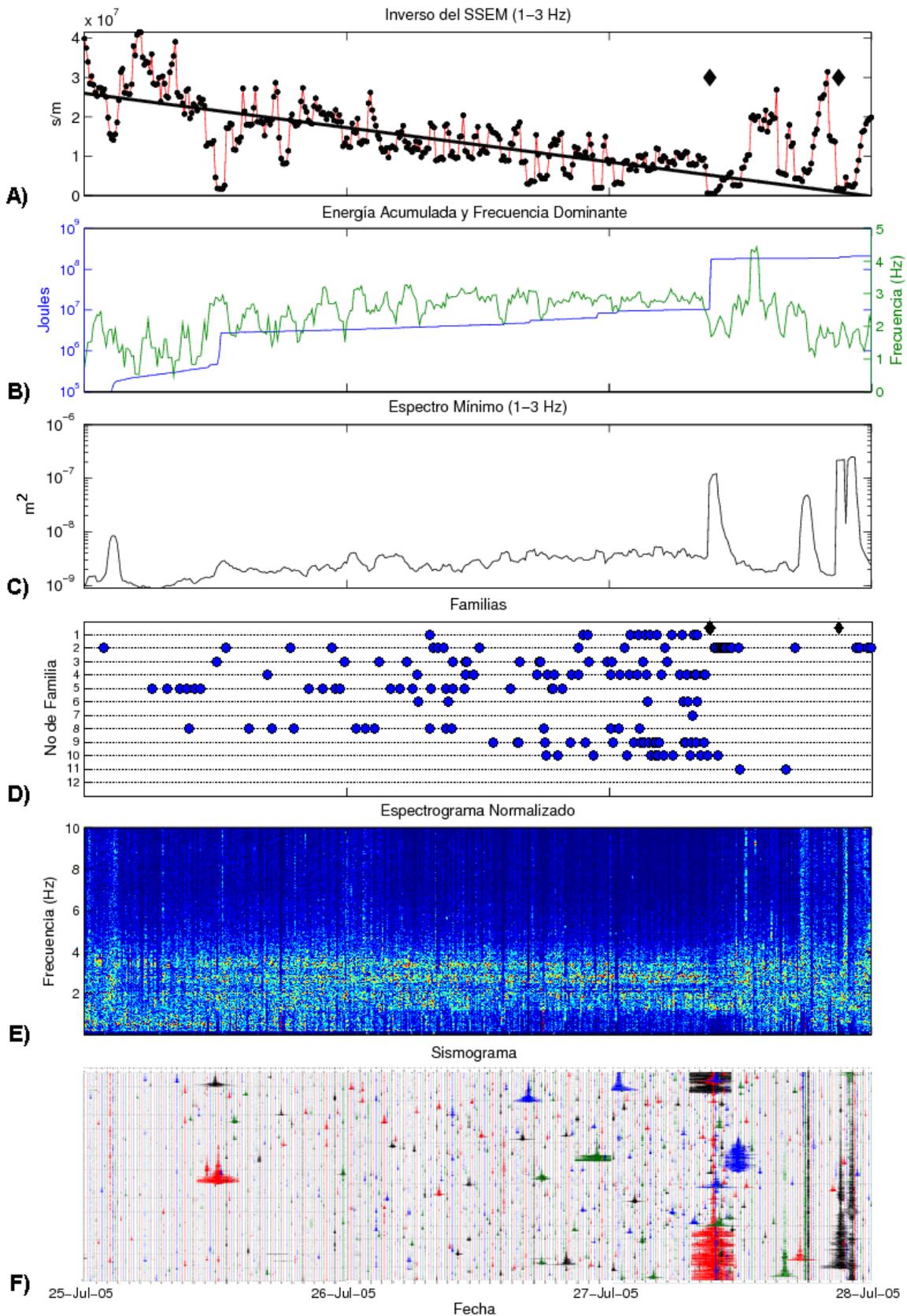


Figura 43. Explosión del 27 de julio del 2005. A) Inverso del SSEM (1 a 3 Hz), B) energía acumulada y frecuencia dominante, C) espectro mínimo (valor cuadrático integrado, 1 a 3 Hz), D) familias de LPs, E) espectrograma normalizado y F) sismogramas del 25 al 28 de julio del 2005. Los diamantes significan explosiones.

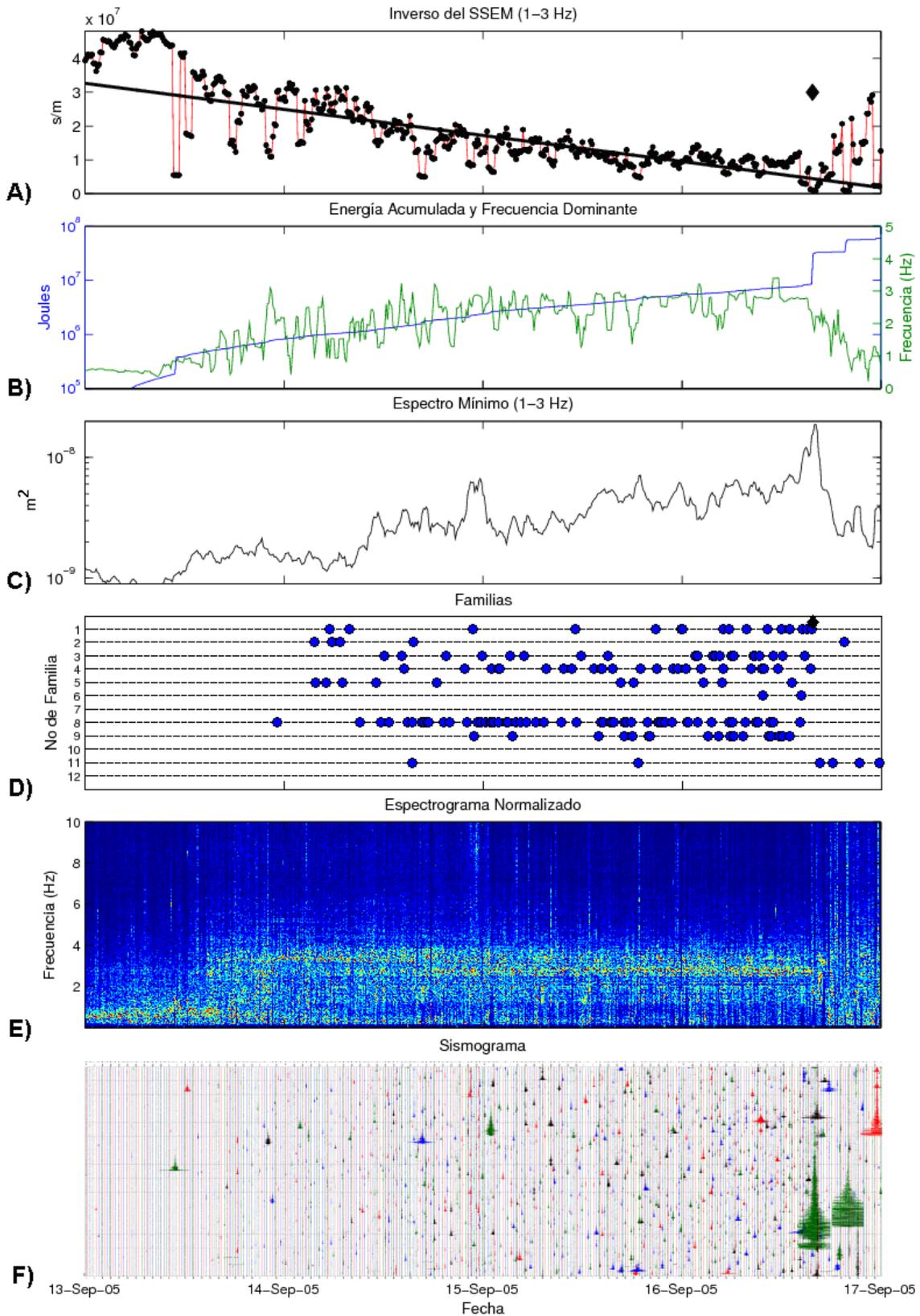


Figura 44. Explosión del 16 de septiembre del 2005. A) Inverso del SSEM (1 a 3 Hz), B) energía acumulada y frecuencia dominante, C) espectro mínimo (valor cuadrático integrado, 1 a 3 Hz), D) familias de LPs, E) espectrograma normalizado y F) sismogramas del 13 al 17 de septiembre del 2005. El diamante significa explosión.

Para la familia 2, está presente solo dos eventos antes de la explosión, una vez que el evento explosivo ha ocurrido esta aumenta en número aceleradamente. Lo mismo ocurre con la familia 11, la cual se incrementa poco tiempo después de ocurrida la explosión. Por último, el espectrograma muestra que existen energía localizada entre 0.5 y 4 Hz aproximadamente a lo largo de estos dos días. Los resultados para la explosión del 27 de julio a las 9:13 hrs se muestran en la Figura 43. El ajuste a través del FFM da un error de 14 horas aproximadamente, utilizando una ventana de 2 días. En esta explosión se aprecia un claro incremento de la frecuencia predominante hasta 3 Hz varias horas antes de la explosión.

Por otro lado, el espectro mínimo muestra una ligera tendencia ascendente a partir del inicio del enjambre de LPs. Las familias de LPs vuelven a mostrar un claro patrón. La familia 1, 4, 3, 5, 6, 8, 9 y 10 principalmente, se activan unas horas antes de ocurrir la explosión, mientras que la familia 2 se activa una vez que ha ocurrido la explosión. Las frecuencias observadas por el espectrograma muestran un incremento pocas horas después de iniciado el día 25 de julio. Dicho incremento se puede ver entre 0.5 y 4 Hz. La explosión del 16 de septiembre se puede observar en la Figura 44. Esta explosión fue precedida por alrededor de 3 días de actividad LP. El error sobre el tiempo pronosticado de la erupción usando el FFM es de 10 horas.

Tabla 6. Características del ajuste por mínimos cuadrados robusto para el FFM. Tiempo de ajuste, coeficiente de regresión y error entre la explosión y el ajuste.

Fecha	Tiempo de Ajuste (hrs)	Coeficiente de regresión	Error del pronostico (hrs)
17-Feb-2005, 04:08	x	x	x
21-Feb-2005, 02:33	x	x	x
10-Mar-2005, 14:09	2	0.68	1.7
13-Mar-2005, 21:28	15.8	0.58	0.5
24-Mar-2005, 15:05	x	x	x
26-Mar-2005, 03:40	x	x	x
12-Abr-2005, 04:41	x	x	x
20-Abr-2005, 01:56	14.3	0.83	1.33
22-Abr-2005, 09:39	21.3	0.64	0.31
29-Abr-2005, 16:54	24.3	0.75	11.06
01-May-2005, 20:25	15.5	0.66	2.53
03-May-2005, 13:13	9.5	0.49	3.6

04-May-2005, 14:56	10.83	0.77	4.9
05-May-2005, 21:31	x	x	x
08-May-2005, 10:30	31.16	0.60	2.05
10-May-2005, 14:15	29.5	0.72	5.01
16-May-2005, 02:01	x	x	x
24-May-2005, 00:10	34.3	0.43	6.88
25-May-2005, 09:39	x	x	x
30-May-2005, 08:26	x	x	x
02.Jun-2005, 04:49	17.16	0.54	8.83
05-Jun-2005, 19:20	x	x	x
07-Jun-2005, 04:04	x	x	x
10-Jun-2005, 02:55	x	x	x
13-Jun-2005, 14:06	x	x	x
05-Jul-2005, 23:21	60.5	0.53	16.55
07-Jul-2005, 03:41	x	x	x
27-Jul-2005, 09:13	51.8	0.5	14.35
16-Sep-2005, 15:46	79.5	0.63	10.77
27-Sep-2005, 10:07	14.5	0.59	5.4

En dicho evento se nota un incremento paulatino de la frecuencia dominante antes de la explosión entre 2.5 y 3 Hz. El espectro mínimo también se incrementa lentamente a partir del 13 de septiembre y tiene su valor más alto en el momento de la explosión. En cuanto a las familias, se aprecia que la familia 1 se acelera nuevamente unas horas antes de ocurrir el evento explosivo. Las familias 3, 4, 5, 6, 8 y 9, también ocurren únicamente antes del evento eruptivo, siendo la familia 8 la más numerosa en este periodo. La 11 y únicamente un evento de la 2 ocurren después de la explosión.

Como resultado final basado en las observaciones de todas las explosiones podemos decir que: 1) El SSEM filtrado entre 1 y 3 Hz es apropiado como base para el FFM, con él podemos obtener pronósticos de explosiones con menos de un día de error. 2) Se observa un incremento en la frecuencia dominante, la cual tiende a los 3 Hz poco tiempo antes de las explosiones. 3) Un incremento también es observado en el espectro mínimo, muy similar al observado por el SSEM. 4) Existen familias que ocurren únicamente antes de las explosiones, de igual forma hay familias que ocurren durante cualquier momento, pero se aceleran después de las explosiones. 5) En los espectrogramas se observa un claro incremento en la energía espectral entre 0.5 y 4 Hz cuando ocurren los LPs. En la Tabla 6, se pueden apreciar las características de los ajustes por mínimos cuadrados robusto para las explosiones, utilizando el FFM, como: fecha, tiempo del ajuste, coeficiente

de regresión y error del pronóstico. Existen eventos en los cuales no se pudo observar un claro patrón en el inverso del SSEM, por lo que el uso del ajuste pesado y el pronóstico no fue realizado.

### III.8.4 Desplazamiento Reducido, Frecuencia y Magnitud de LPs

Las amplitudes y las magnitudes de los LPs fueron calculadas para conocer el tamaño de dichos eventos. En el caso del desplazamiento reducido se calculó un desplazamiento reducido promedio (Drp), utilizando el desplazamiento de ondas de cuerpo (ecua. 34) y de ondas superficiales (ecua. 35).

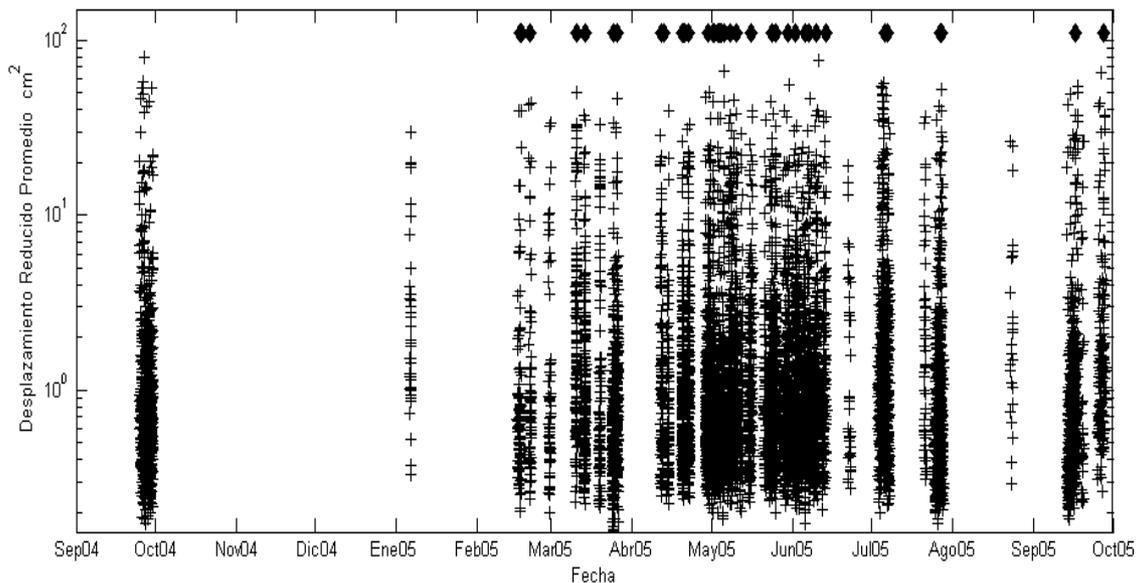


Figura 45. Amplitudes en desplazamiento reducido promedio ( $\text{cm}^2$ ), de los LPs durante la etapa del 2004-2005.

Dicha metodología ha sido usada para calcular el desplazamiento reducido del temblor (Thompson et al., 2002). El promedio del desplazamiento para ondas de cuerpo fue de  $2.9 \text{ cm}^2$ , mientras que el promedio para el desplazamiento de ondas superficiales fue de  $2.5 \text{ cm}^2$ . El promedio del desplazamiento promedio fue de  $2.75 \text{ cm}^2$ . En la Figura 45, se puede observar el desplazamiento promedio para los enjambres del 2004 y 2005.

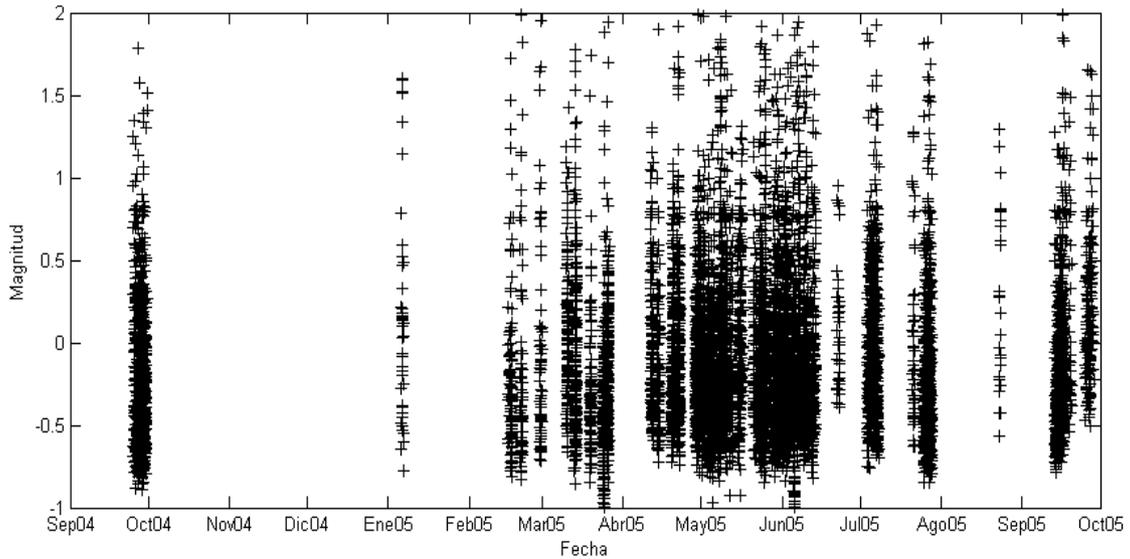


Figura 46. Magnitud de los LPs durante la etapa del 2004-2005.

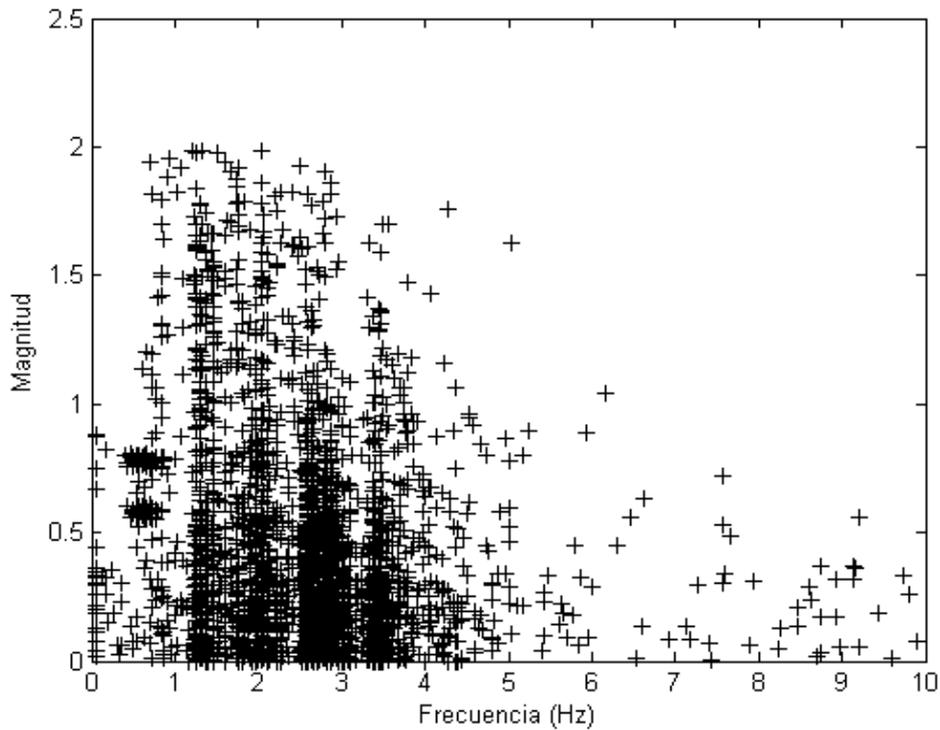


Figura 47. Grafica de las frecuencias de los LPs vs su magnitud durante el 2004-2005.

En el caso de las magnitudes, estas fueron calculadas con la ecuación 36, para el cálculo de la energía y con la ecuación 38 para convertir la energía en una magnitud de momento. En la Figura 46, se puede apreciar la magnitud de los LPs durante el 2004-2005. De igual forma graficamos la magnitud de dichos eventos contra su frecuencia, para observar si existe alguna relación entre ellos. En la Figura 47, se observa que los eventos se

encuentran principalmente entre 1 y 4 Hz, como se observó en los espectrogramas. También se puede apreciar que las mayores magnitudes se encuentran en este rango de frecuencias. El promedio de la frecuencia para todos los eventos fue de 2.7 Hz.

### III.8.5 Valor de b de LPs

Como se mencionó anteriormente, se calculó la magnitud de cada evento LP. Con las magnitudes se encontró la relación de frecuencia-magnitud de Gutenberg-Richter para obtener el valor de b. Primero calculamos dicha relación para el enjambre de septiembre del 2004. Se utilizaron un total de 856 eventos y se usaron las magnitudes de -0.5 a 1.5, con incrementos de 0.5 de magnitud para hacer el ajuste. Con ello se pudo obtener un valor de b de 2.8 (Figura 48). El coeficiente de correlación para el ajuste hecho con mínimos cuadrados fue de  $R= 0.98$ .

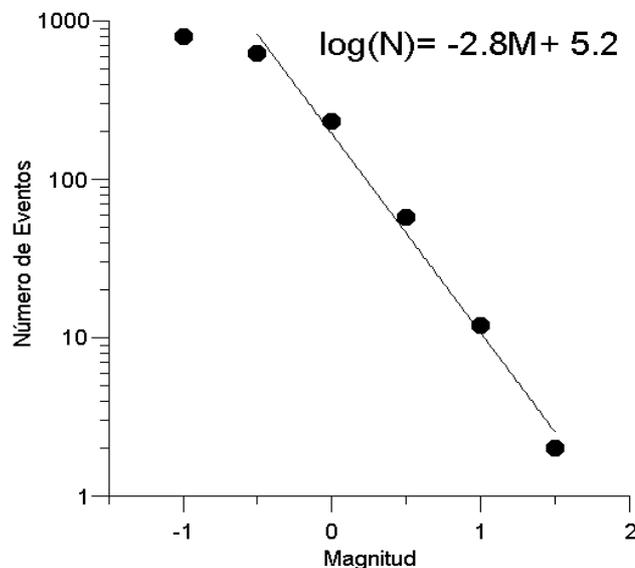


Figura 48. Relación de frecuencia-magnitud del enjambre de LPs del 25 al 30 de septiembre del 2004. El valor de b de dicho enjambre fue de 2.8.

De igual forma calculamos el valor de b para los eventos ocurridos antes y después de las explosiones. Para el caso de los eventos que ocurrieron antes de las explosiones, un total de 5703 eventos fueron analizados. El valor de b para dichos eventos fue de 2.3, el ajuste un coeficiente de correlación R de 0.99 (Figura 49A). Para los eventos después de las

explosiones del 2005, se utilizaron 2695 eventos, con ellos se obtuvo un valor de b de 2.1 (Figura 49B), con un coeficiente R de 0.98.

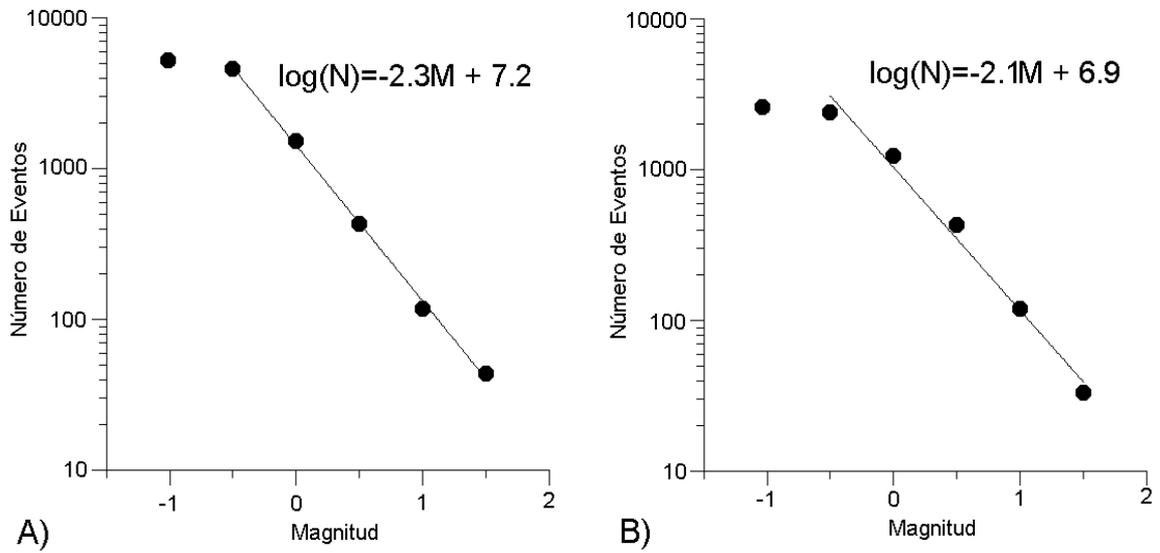


Figura 49. Relaciones de frecuencia-magnitud de LPs. A) Antes de las explosiones, y B) después de las explosiones del 2005.

#### **IV Observaciones de Banda Ancha de las Explosiones Vulcanianas del 2005**

Debido a un incremento en los últimos años en el número de sensores de banda ancha alrededor de los volcanes, se han realizado mejores observaciones de la actividad sísmica asociada a las erupciones, tanto efusivas como explosivas. Particularmente, explosiones vulcanianas similares a las ocurridas en el Volcán de Colima en el 2005, han sido estudiadas en diversos volcanes como en el Sakurajima (Uhira y Takeo, 1994), Popocatépetl (Arciniega et al., 1999; Chouet et al., 2005), Stromboli (D'Auria et al., 2006) y Santiaguito (Johnson et al., 2009; Sanderson et al., 2010), por mencionar algunos. Señales sísmicas con altos periodos (> 10 seg), como se menciona en el capítulo II se han observado acompañando a las explosiones y han sido relacionadas con el transporte de masa o fluidos en los conductos volcánicos de esos volcanes, así como a una fuerza generada por un jet volcánico generado durante las explosiones vulcanianas (Chouet et al., 2003b). A este tipo de eventos se les ha llamado 'Very Long Period events' (VLPs). Estas señales generalmente tienen pocos ciclos y un rápido decaimiento, ya que solo pueden ser observados en estaciones cercanas, salvo eventos extraordinarios, debido a que sus amplitudes llegan a ser bajas, menores a las del ruido oceánico.

Los VLPs se han registrado acompañando principalmente a explosiones tanto estrombolianas (Figura 50, Rowe et al., 1998; Aster et al., 2003, 2008; Chouet, 2003a), como a vulcanianas (Arciniega et al., 1999; Chouet et al., 2005; D'Auria et al., 2006), así como a LPs (Chouet et al., 2003b; Ohminato et al., 1998; Molina et al., 2008) o a tremores (Legrand et al., 2005; De Lauro et al., 2000). Estos eventos se han asociado con cambios volumétricos en una región específica del conducto, debido al transporte de masa hacia la superficie (Chouet et al., 2003b; Giudicepietro et al., 2009), por lo que cambios en su ocurrencia, ubicación y magnitud, podrán ser vistos como cambios en la actividad volcánica. Es por esta razón que el análisis en tiempo real de la variación de estos parámetros ha sido hecho en los últimos años en varios volcanes alrededor del mundo, como parte del monitoreo

(Auger et al., 2006; Giudicepietro et al., 2009).

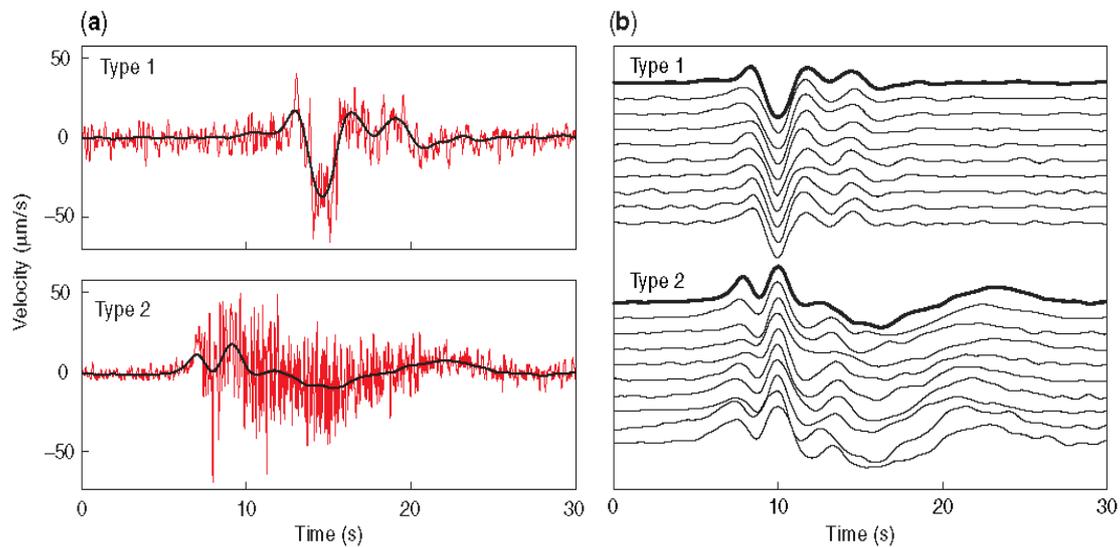


Figura 50. A) Tipos de VLPs observados en el volcán Stromboli en Italia, B) familias de los dos tipos de VLPs (Tomado de Chouet et al., 2003a).

En cuanto a la localización de los VLPs asociados a explosiones, estos se han ubicado aproximadamente entre 200 y 300 m por debajo del cráter del volcán Stromboli (Chouet et al., 2003a, Auger et al., 2006) y de 1500 metros por debajo del Popocatepetl (Chouet et al., 2005). Por otro lado, observaciones a mayores frecuencias nos muestran que existe información valiosa asociada con otros fenómenos. Frecuencias entre 10 y 1 seg (banda LP) están asociadas al flujo de gas presurizado dentro de los conductos. De igual forma, a las frecuencias entre 1 y 10 Hz (banda SP), se le ha asociado con la emisión de gases y piroclastos. Finalmente, valores por arriba de los 10 Hz (banda HF) son asociados al fracturamiento de roca y/o al impacto de balísticos de caída, así como a flujos piroclásticos (Johnson et al. 2009; Sanderson et al., 2010).

#### IV.1 Explosiones en el Volcán de Colima

Durante la etapa eruptiva del 2004-2005 del Volcán de Colima, únicamente se contaba con una estación de banda ancha en el Fresnal (EZ5V), localizada a 4.0 km de distancia del cráter del volcán. El sensor como se mencionó en el capítulo 1, es un Guralp CMG-40TD, con una respuesta

plana entre 30 seg y 50 Hz. Para las explosiones vulcanianas importantes del 2005, se filtró la señal en diferentes bandas de frecuencia para observar si existía información en esas bandas. Previamente, se quitó la respuesta instrumental de dichos registros deconvolucionando la señal con la respuesta del sensor. Las bandas analizadas son: VLP (30 a 10 seg), LP (10 a 1 seg), SP (1 a 10 Hz) y HF (10 a 50 Hz). El filtro utilizado fue un pasabandas Butterworth de 4 orden. Este análisis es similar al llevado a cabo por Johnson et al., (2009) y Sanderson et al., (2010), para el domo Santiaguito parte del complejo del Volcán Santa María. Un total de 17 explosiones de las 30 observadas en el 2005 tuvieron energía en las 4 bandas de frecuencia previamente mencionadas. Por lo que fueron analizadas con diferentes métodos. Las 17 explosiones tuvieron flujos piroclásticos por colapso de columna hacia diferentes barrancas del volcán, hasta una distancia máxima aproximada de 5 km, así como una columna densa de ceniza que en algunas ocasiones alcanzó más de 10 kmsnm de altura.

En la Figura 51 se puede apreciar la descomposición de señal sísmica de la explosión del 5 de junio del 2005. En ella se puede observar un VLP asociado con esta explosión (Figura 51C). Se observa claramente que dicho pulso está compuesto por un proceso inicial de deflación-inflación, para después tener una mayor deflación y un máximo en inflación, para terminar con una deflación mayor y una inflación. Este tipo de proceso se interpreta como un proceso de presurización y despresurización del conducto (Arciniega et al., 1999; Chouet et al., 2005). Para el caso de las siguientes bandas espectrales: LP (Figura 51D), SP (Figura 51E) y HF (Figura 51F), se observa que la banda SP es la que contiene las mayores amplitudes. En el caso de la banda HF, en ella se puede observar un máximo 12 segundos aproximadamente después de iniciada la explosión, este valor puede corresponder con el inicio de la caída del material expulsado. De igual forma, después del pico máximo en la amplitud, los valores se mantienen regulares por un largo tiempo, esto debido a la ocurrencia de flujos piroclásticos hacia gran parte del edificio volcánico.

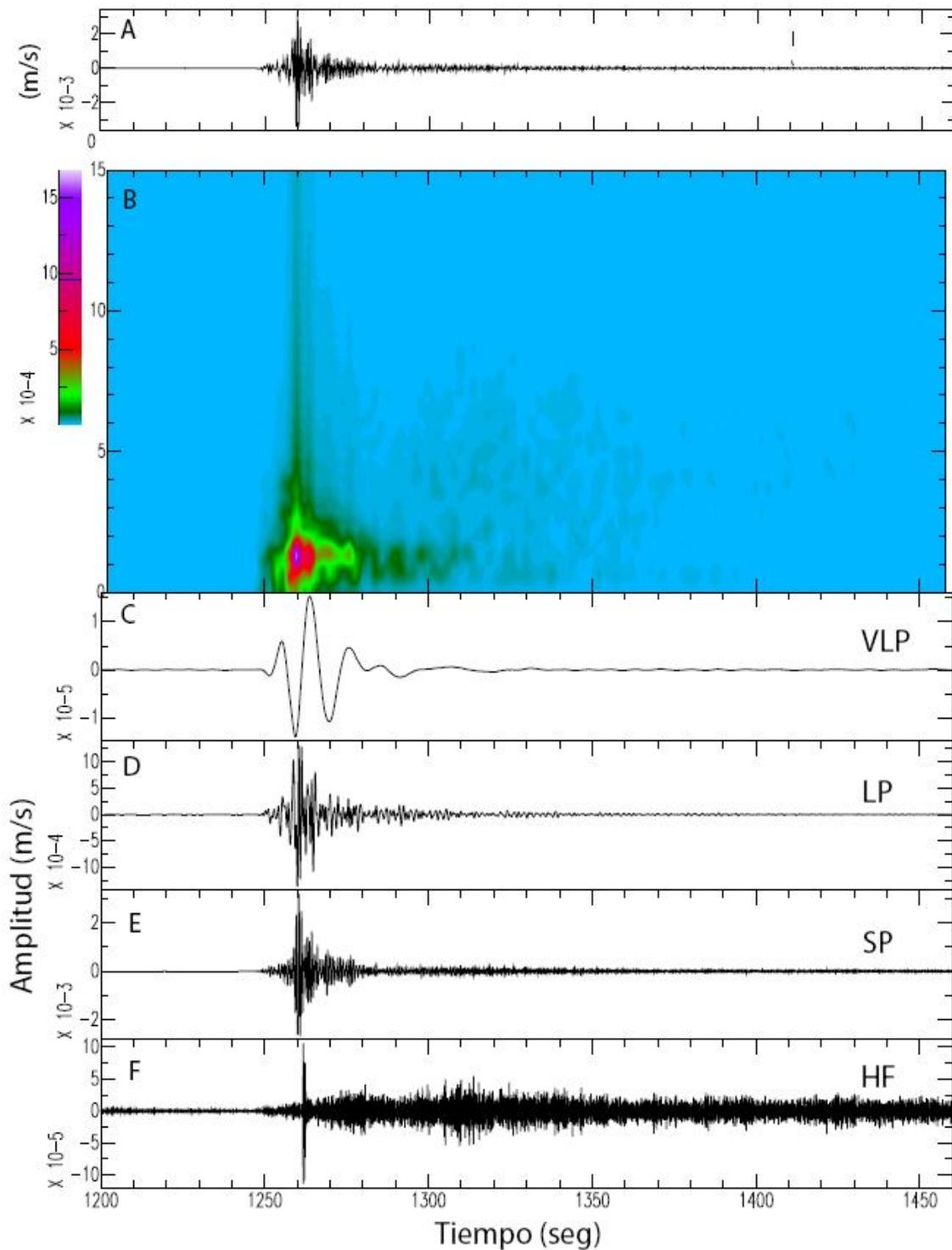


Figura 51. A) Sismograma de la explosión del 5 de junio del 2005. B) espectrograma, C) sismograma filtrado entre 30 y 10 seg (VLP), D) sismograma filtrado entre 10 y 1 seg (LP), F) sismograma filtrado entre 1 Hz y 10 Hz (SP), y G) sismograma filtrado entre 10 y 50 Hz (HF).

## IV.2 Correlación Cruzada de los VLPs

Para observar si existía un patrón en la forma de onda de los VLPs, se utilizó la correlación cruzada para encontrar familias dentro de los 17 eventos encontrados. Se utilizaron las 3 componentes de la estación EZ5V, la vertical, la norte-sur y la este-oeste. Para ello fue usado el programa de 'The Correlation Toolbox' escrito por Michael West (<http://www.giseis.alaska.edu/Seis/EQ/tools/GISMO/>), y previamente usado para correlacionar los LPs de la misma etapa eruptiva del 2004-2005.

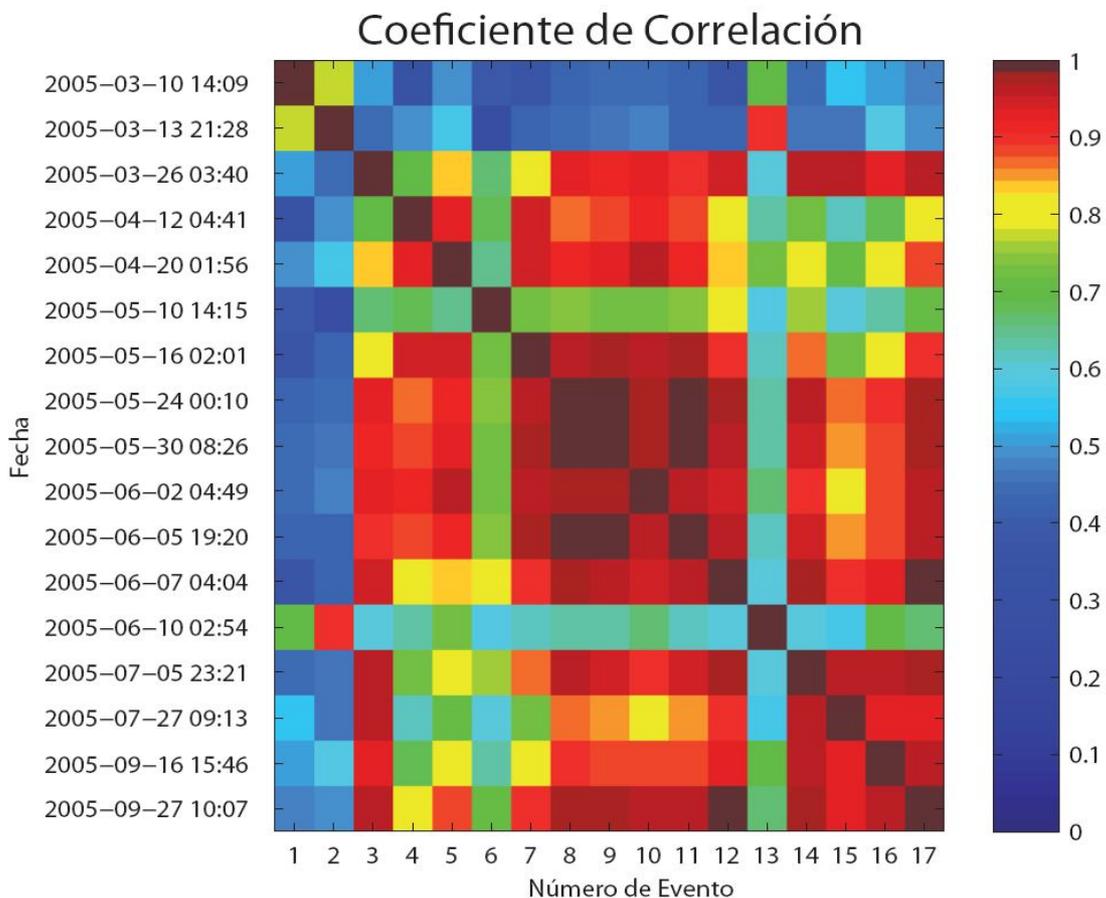


Figura 52. Matriz de máximos coeficientes de correlación de los 17 VLPs encontrados en las explosiones del 2005 en la componente vertical. La diagonal es igual a 1, debido a que representa la autocorrelación.

Se utilizó una ventana de 45 segundos en este análisis. El umbral para formar familias fue de 0.8, esto debido a una mejor relación señal ruido comparada con los LPs del 2004-2005. Con el se pudieron encontrar 13 eventos en la componente 'Vertical', 5 y 3 eventos que formaron 2 familias para la componente 'Norte', y 6, 2 y 2 eventos que formaron 3 diferentes

familias en la componente 'Este'. De dicho análisis, encontramos que únicamente existen 4 explosiones que tienen un coeficiente mayor a 0.8 y que pertenecen a una misma familia en sus tres componentes, estas son, la explosión del 20 de abril, 16, 24 y 30 de mayo. Con esto se infiere que para la gran mayoría de las explosiones la fuente no es repetible. Aunque se observa que en la componente vertical 13 explosiones son similares, con lo cual se puede pensar en que existe una probable variación de dicha fuente en la localización horizontal o epicentral, más que en la profundidad.

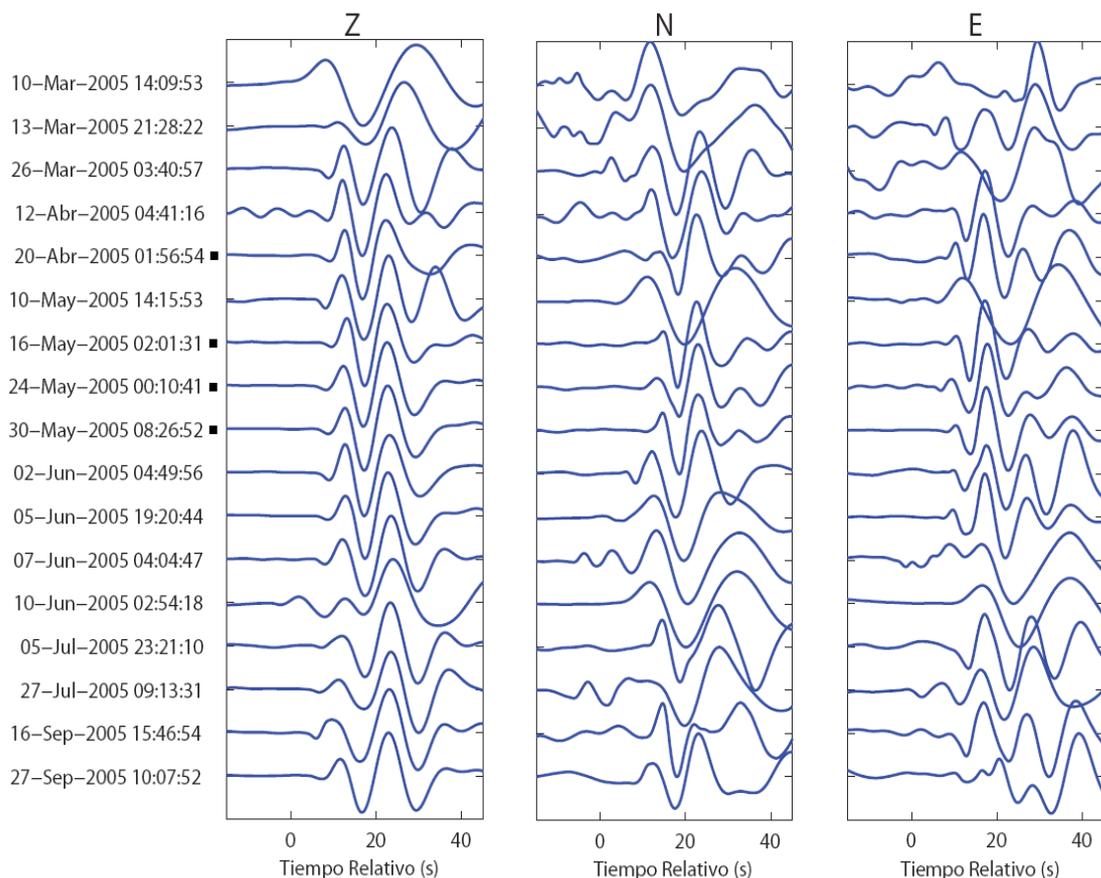


Figura 53. Sismogramas de los 17 VLPs encontrados en las tres diferentes componentes durante las explosiones del 2005. Las explosiones que tienen un cuadrado negro son las explosiones que tienen una correlación mayor a 0.8 en sus tres componentes.

En la Figura 53 se puede apreciar el alineamiento de los 17 VLPs en las tres diferentes componentes. De igual forma, en la Figura 54, se observan las principales familias encontradas para cada componente.

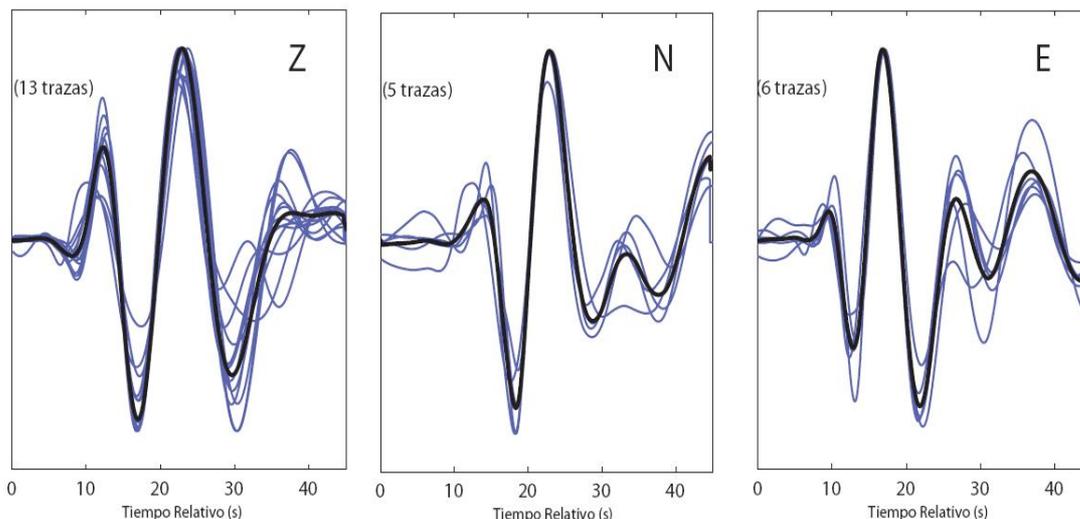


Figura 54. Apilamiento de las 3 principales familias en las tres diferentes componentes. Únicamente 4 explosiones tienen una correlación mayor a 0.8 en las tres componentes, formando una familia.

### IV.3 Polarización

Para conocer el campo de desplazamientos generado por los VLPs, se llevaron a cabo movimientos de partícula del arribo de la señal en desplazamiento, para el plano radial-vertical y transversal-radial. Para obtener la componente radial, se rotó la componente 'Norte' y la componente 'Este' -17 grados con respecto del norte, con esto se obtuvo la dirección radial con respecto del cráter del volcán. De la misma forma, la componente transversal también fue obtenida. Únicamente se hicieron los cálculos para 15 de las 17 explosiones, ya que las componentes verticales de las explosiones del 10 y 13 de marzo, tuvieron una falla en su funcionamiento. En la Figura 55, se puede observar el inicio del VLP de la explosión del 24 de mayo, en ella se aprecia que la dirección de polarización en el plano transversal-radial es aproximadamente de  $65^\circ$  con respecto de la dirección radial. Para el otro plano, radial-vertical, este indica un movimiento vertical en los primeros segundos de la señal. La explosión del 30 de mayo puede ser observada en la Figura 56. En ella se aprecia que la polarización en la dirección transversal-radial es casi perpendicular a la dirección radial. Para la dirección radial-vertical, el movimiento de partícula es vertical. En la Figura 57 podemos ver la polarización de la explosión del 27 de julio.

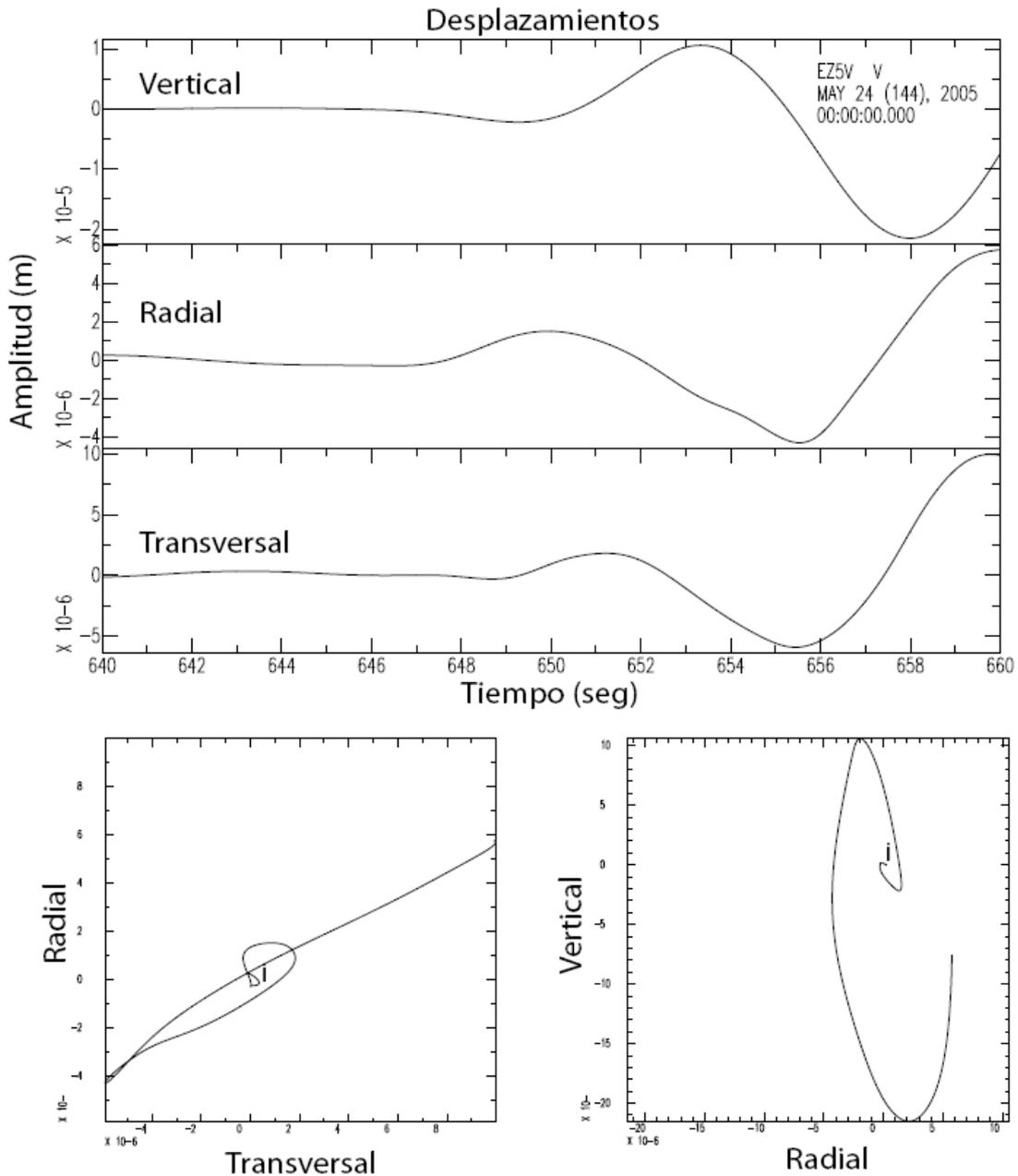


Figura 55. Desplazamientos en la componente vertical y en las direcciones radial y tangencial de la explosión del 24 de mayo del 2005. De igual forma, se observan los movimientos de partícula en el plano transversal-radial y radial-vertical. La 'i' representa el inicio del movimiento.

En ella se observa que en el plano tangencial-radial, la dirección de polarización es aproximadamente de  $-20^\circ$  con respecto de la dirección radial. En el caso del plano radial-vertical, podemos notar que la dirección preferencial es de  $-30^\circ$  con respecto de la vertical. Por otro lado, para conocer las direcciones preferenciales de los movimientos de partícula de las 15 explosiones, se utilizó un diagrama de rosa. Para ello se usó un intervalo de  $20^\circ$  (Figura 58).

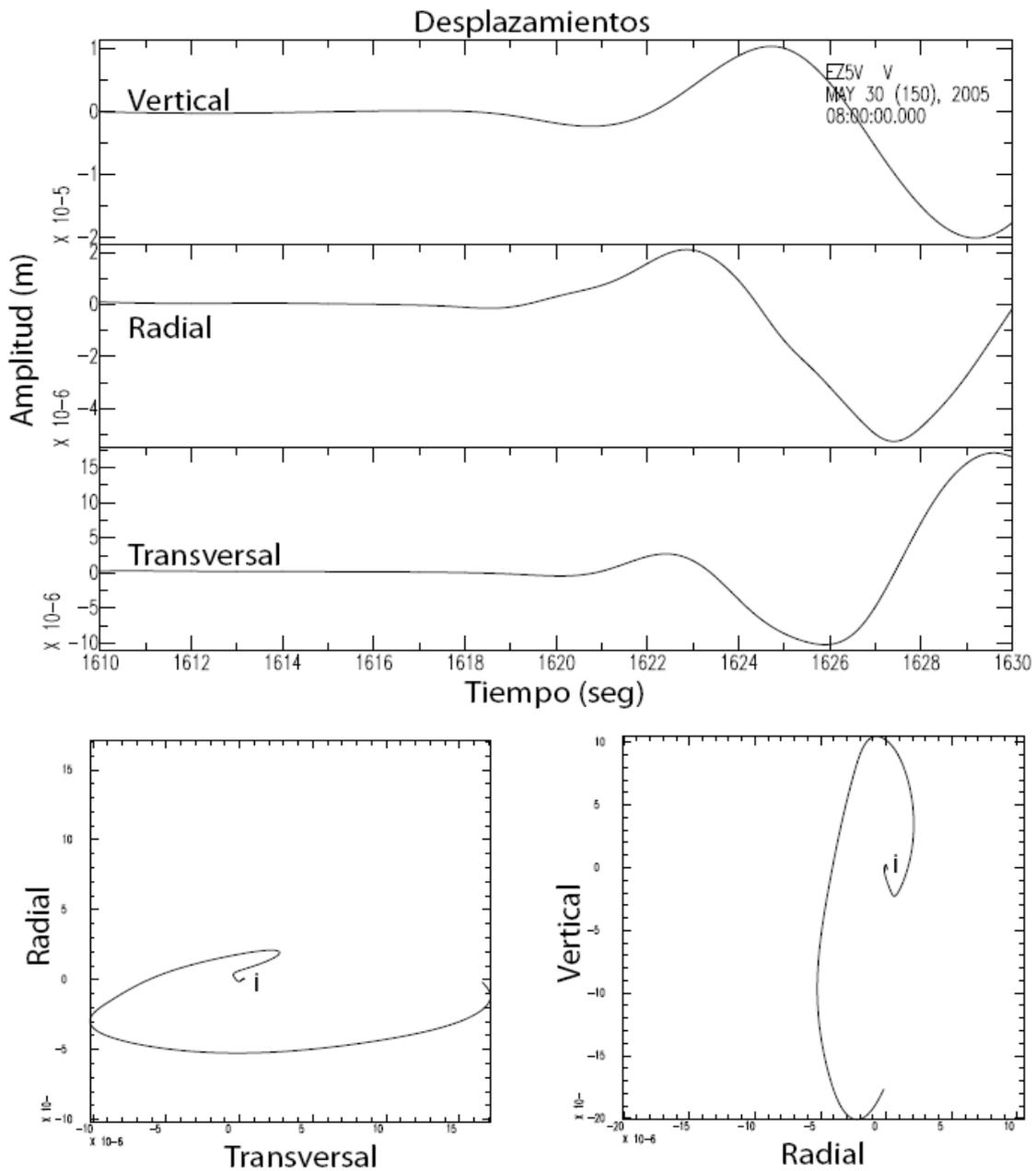


Figura 56. Desplazamiento en la componente vertical y en las direcciones radial y tangencial de la explosión del 30 de mayo del 2005. De igual forma, se observan los movimientos de partícula en el plano tangencial-radial y radial-vertical. La 'i' representa el inicio del movimiento.

En el caso del plano transversal-radial, podemos ver dos direcciones preferenciales principalmente, la primera es un movimiento radial, esto quiere decir, que el arribo de dichas ondas es longitudinal o compresional. También existe una segunda dirección, la cual tiene como dirección  $65^\circ$  con respecto de la dirección radial. Para el plano radial-vertical, éstas indican que el movimiento es principalmente vertical. Por lo que, un posible cálculo

de la profundidad de la fuente utilizando esta metodología no es útil. Debido a que los movimientos en los primeros arribos de los VLPs indican movimientos complejos, se piensa que pueden ser generados por una alta heterogeneidad en el medio o por la topografía.

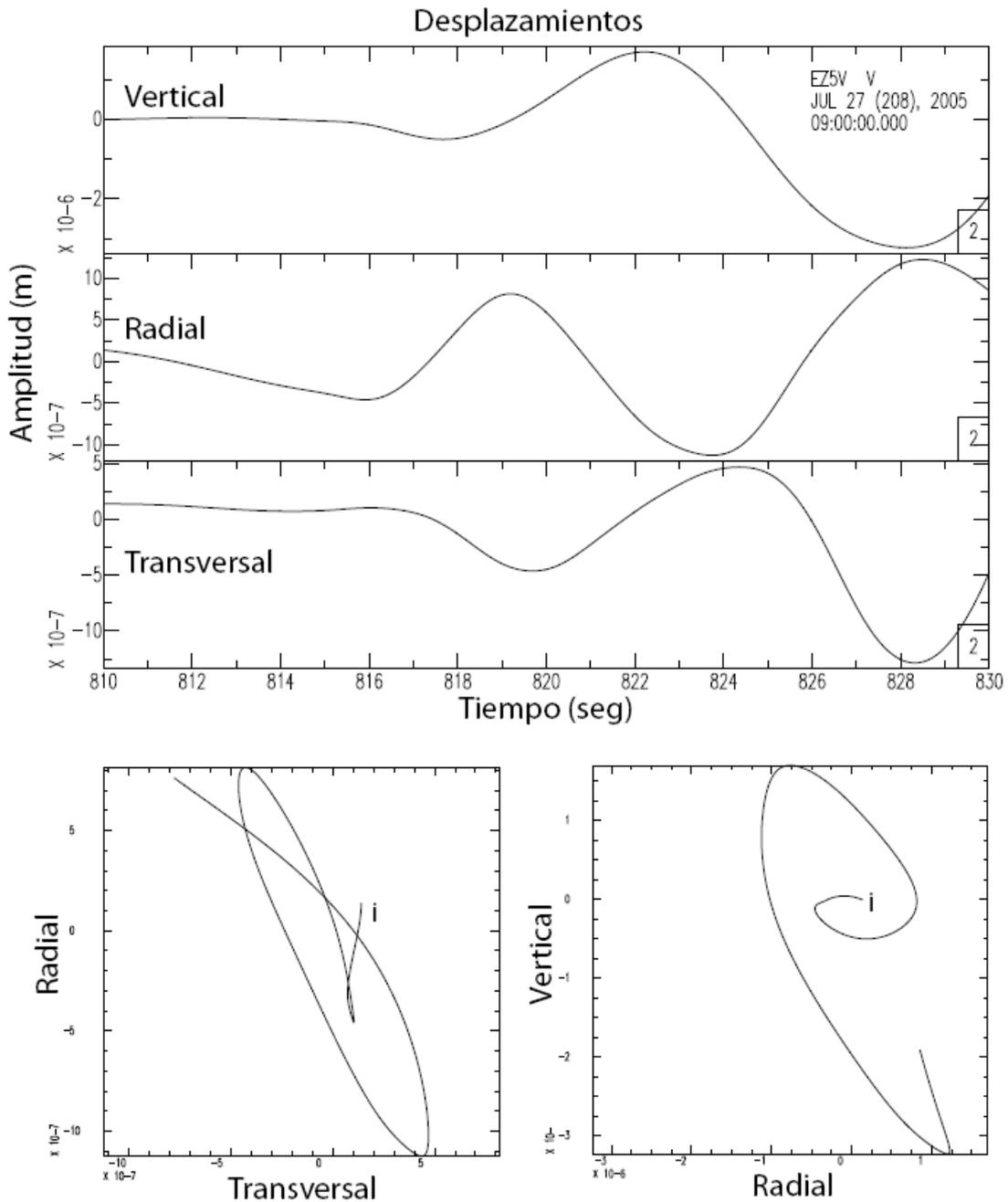


Figura 57. Desplazamiento en la componente vertical y en las direcciones radial y tangencial de la explosión del 27 de julio del 2005. De igual forma, se observan los movimientos de partícula en el plano tangencial-radial y radial-vertical. La 'i' representa el inicio del movimiento.

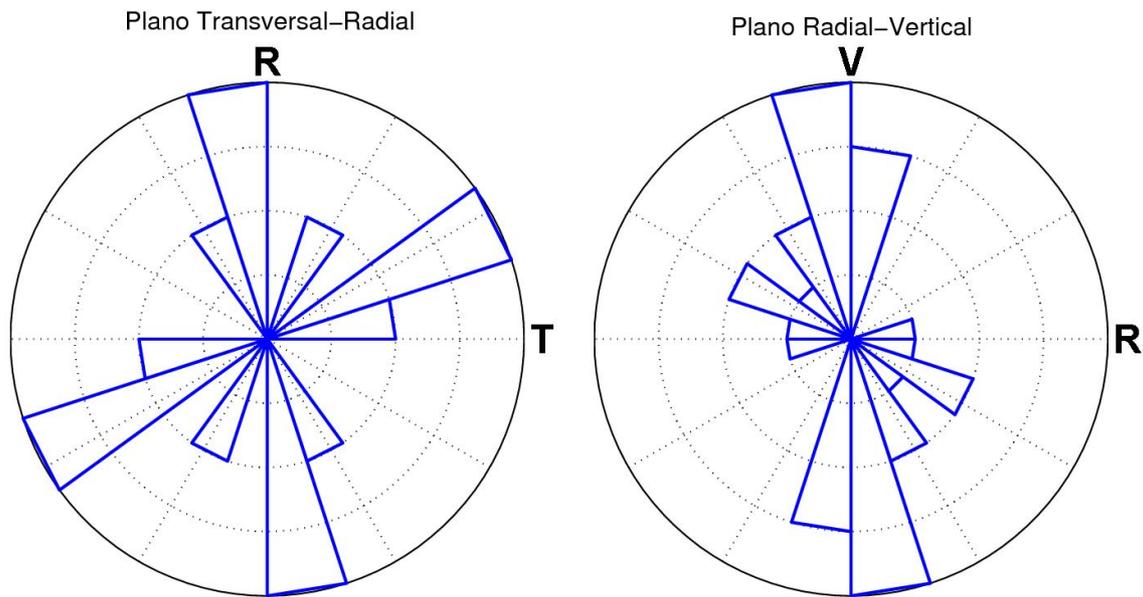


Figura 58. Rosetas de las direcciones preferenciales en los planos tangencial-radial y radial-vertical para los VLPs de 15 explosiones del 2005.

#### IV.4 Modelo de Mogi

Debido a la longitud de onda de los VLPs, la deformación generada por dichos eventos puede ser considerada como cuasi-estática (Aster et al., 2003), por lo que una magnitud puede ser estimada, en base al momento sísmico necesario para producir el desplazamiento del VLP, considerando una fuente puntual dentro de un semi-espacio. Mogi (1958) calcula el campo de desplazamientos radiales y verticales en la superficie debido a una fuente volumétrica esférica, como función de la distancia ' $r$ ' y de la profundidad de la fuente ' $z_0$ '. Con sus relaciones podemos calcular el cambio de presión ' $\Delta p$ ' en un volumen esférico de radio ' $a$ ' (Aster et al, 2003; Nishimura et al., 2002), asumiendo una profundidad de 1.5 km por debajo de la superficie, la cual fue asignada en base a trabajos de inversión de formas de onda de eventos similares en el volcán Popocatepetl (Chouet et al., 2005). Dicha profundidad también es la profundidad promedio observada para la localización de explosiones vulcanianas por medio de la atenuación de sus amplitudes (Capítulo V). La distancia usada es de 4.0 km, distancia a la cual se encuentra la estación del Fresnal (EZ5V).

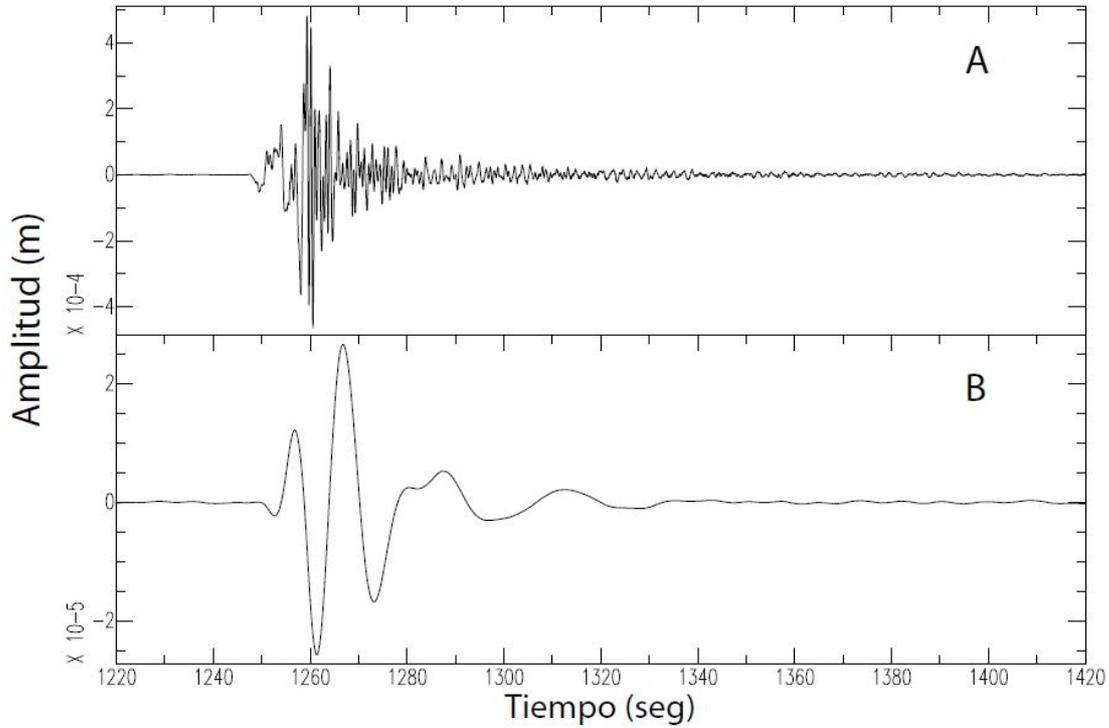


Figura 59. Desplazamientos de la explosión del 5 de junio del 2005. A) Desplazamiento sin filtrar, B) desplazamiento en la banda VLP.

$$u_r(r) = \frac{3\Delta pa^3 r}{4\mu(r^2 + z_0^2)^{3/2}} \quad (39)$$

$$u_z(r) = \frac{3\Delta pa^3 z}{4\mu(r^2 + z_0^2)^{3/2}} \quad (40)$$

Con las expresiones 39 y 40 podemos despejar ' $\Delta pa^3$ ', debido a que podemos conocer los máximos desplazamientos en la dirección vertical  $u_z(r)$  y en la dirección radial al cráter  $u_r(r)$ , observados en los desplazamientos pico a pico de los VLPs (Figura 59). Un valor de  $\mu = 3.9 \times 10^9$  Pa ha sido utilizado (Aster et al., 2003). De igual forma, podemos obtener el equivalente momento sísmico ' $M_o$ ' de la fuente volumétrica (Aki y Richards, 2002).

$$M_o = 3\pi\Delta pa^3 \quad (41)$$

Tenemos dos formas de calcular el momento sísmico, una con la componente radial y otra con la componente vertical, en la Tabla 7 podemos observar sus valores. El mayor valor para la componente vertical es de  $2.6 \times 10^{14}$  Nm, y corresponde a la explosión del 5 de junio. La explosión de menor

magnitud es la del 12 de abril con  $2.1 \times 10^{13}$  Nm. Si utilizamos la componente radial de los desplazamientos, la mayor explosión es la del 10 de junio con  $3.6 \times 10^{14}$  Nm y la menor es la del 26 de marzo con  $6.4 \times 10^{12}$  Nm. En la Tabla 7, se pueden observar los valores para cada una de las explosiones del 2005. Valores de  $10^{14}$  Nm han sido observados en VLPs asociados con LPs en el Mt. Ontake (Nakamichi et al., 2009). Valores de VLPs de  $10^{13}$  Nm han acompañado a LPs (Waite et al., 2008), explosiones vulcanianas (Chouet et al., 2005), o explosiones estrombolianas (Giudicepietro et al., 2009).

#### **IV.5 Energía en la Banda SP**

Para ver la energía en otra banda de frecuencias, usamos la ecuación 36 (Boatwright, 1980), y usada por Johnson y Aster (2005a), y Johnson et al., (2005b), para calcular la energía sísmica de las explosiones en el Karymsky, Erebus y en el domo de Santiaguito del volcán Santa María, respectivamente. En este caso,  $r=4000$  m, la cual es la distancia del cráter a la estación sísmica de banda ancha de EZ5V,  $\rho=2600$  kg/m<sup>3</sup> es la densidad,  $c=1600$  m/s es la velocidad de las ondas P (Núñez-Cornú et al., 1994),  $U(t)$  representa la velocidad del terreno,  $S=1$  es el efecto de sitio.  $A$  es la atenuación, la cual es definida por su frecuencia  $f=2$  y su factor de calidad  $Q=76$  (Domínguez et al., 2003). Con esta misma relación, calculamos la energía de los enjambres de los LPs en el capítulo anterior. Nosotros usamos la relación para la banda SP, debido a que es la banda con la mayor energía de todas. Los valores de estas explosiones van desde  $2 \times 10^9$  J, para la explosión del 12 de abril, a  $6.7 \times 10^{11}$  J, para la explosión del 5 de junio (Tabla 7). En la Figura 60A podemos ver la banda SP para la explosión del 24 de mayo, así como su energía acumulada (Figura 60B).

#### **IV.6 Duración de los Flujos Piroclásticos**

Por otro lado, la proporción de energía de la banda HF puede ser usada para encontrar la duración aproximada de los derrumbes o flujos piroclásticos. Nosotros calculamos el  $RMS_{HFR}$ , el cual es el cociente entre el

RMS de la banda HF y el RMS del sismograma sin filtrar:

$$RMS_{HFR} = \frac{RMS_{HF}}{RMS} \times 100\% \quad (42)$$

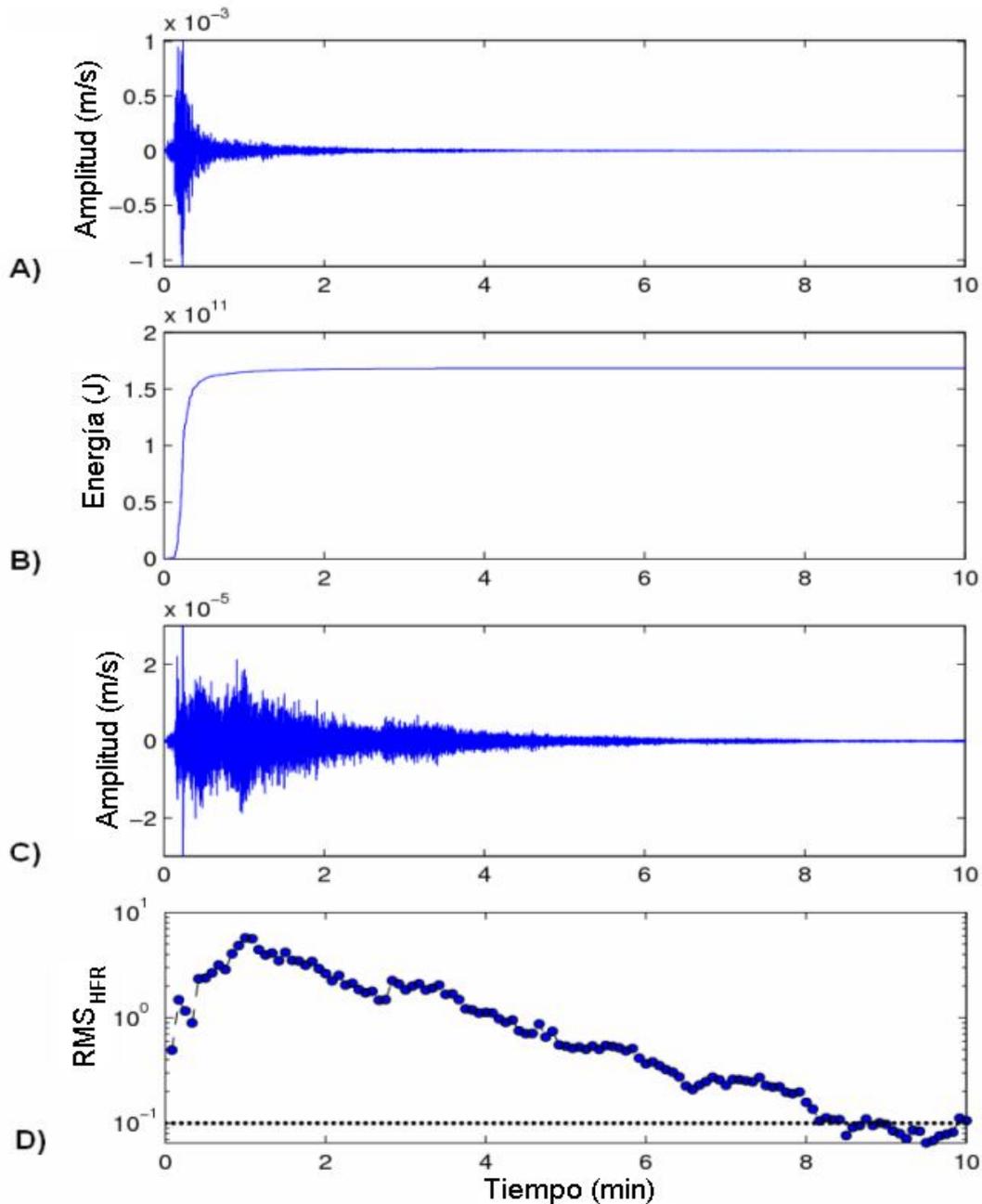


Figura 60. A) Banda SP de la explosión del 24 de mayo, B) energía acumulada de la banda SP, C) banda HF, y D)  $RMS_{HFR}$  cada 5 seg. La línea punteada representa el 0.1% de  $RMS_{HFR}$ , el cual es el limite de ocurrencia de los derrumbes o flujos piroclásticos generados en la explosión. Para este evento tenemos una duración aproximada de 8 min y 25 seg.

El  $RMS_{HFR}$  es similar al cociente acústico-sísmico volcánico (VASR) definido por Johnson y Aster (2005), para calcular la relación entre la energía sísmica y acústica de una explosión. Con ayuda de videos de explosiones se

encontró que, cuando el  $RMS_{HFR}$  es aproximadamente mayor que 0.1%, derrumbes o flujos piroclásticos están ocurriendo. Por lo que, este análisis puede ayudar a calcular la duración de esos eventos superficiales. En la Figura 60C, podemos observar la explosión del 24 de mayo en su banda HF. Para esta explosión calculamos el  $RMS_{HFR}$  con una ventana móvil de 5 seg. La duración fue de 8 min y 25 seg aproximadamente (Figura 60D). La explosión con una mayor duración fue la del 5 de junio, con 22 min y 40 seg. El evento de menor duración es el del 10 de marzo con 3 min y 5 seg. Los valores de las otras explosiones pueden verse en la Tabla 7.

Tabla 7. Fecha,  $u_v$ ,  $u_r$ ,  $M_o$  vertical del VLP,  $M_o$  horizontal del VLP, 'counter force' reportada por Zobin et al., (2006) y Zobin (comunicación personal) en la banda LP, energía de la banda SP, duración de los flujos piroclásticos en la banda HF, y la altura de la pluma reportada por el VAAC de Washington. Para estas explosiones (\*), tuvimos problemas con la componente vertical. En estos valores (-), los datos no fueron reportados.

Fecha (GMT)	$u_v$ [ $\mu m$ ]	$u_r$ [ $\mu m$ ]	VLP $M_o$ ver (Nm) x $10^{14}$	VLP $M_o$ rad (Nm) x $10^{13}$	LP 'Counter Force' (N) x $10^{11}$	Energía SP (J) x $10^{11}$	HF Duración (min)	Altura de la Pluma (Km)
10-03-2005 14:09:41	*	3.9	*	0.07	0.17	0.24	3.50	9.90
13-03-2005, 21:27:40	*	6.2	*	0.11	0.47	0.75	4.41	9.90
26-03-2005 03:38:15	4.4	3.4	0.22	0.06	0.26	0.16	4.00	-
12-04-2005 04:41:10	4.2	4.7	0.21	0.09	-	0.02	5.00	6.60
20-04-2005 01:56:46	11.4	5.5	0.58	0.10	0.29	0.28	5.16	9.24
10-05-2005 14:15:57	14.8	38.5	0.76	0.73	0.45	0.42	6.16	8.25
16-05-2005 02:01:21	19.7	7.6	1.01	0.14	0.20	0.56	11.91	8.25
24-05-2005 00:10:44	44.9	10.0	2.30	0.19	0.25	1.59	8.41	10.56

30-05-2005 08:26:43	41.5	10.1	2.12	0.19	0.46	1.31	10.83	9.24
02-06-2005 04:50:00	24.6	9.5	1.26	0.18	0.54	1.58	5.00	6.60
05-06-2005 19:20:07	52.2	91.6	2.67	1.75	0.84	6.73	22.66	9.90
07-06-2005 04:04:50	20.5	14.8	1.05	0.28	0.30	0.68	11.50	9.24
10-06-2005 02:53:37	37.7	189.7	1.93	3.63	0.25	0.33	8.25	11.55
05-07-2005 23:21:12	27.0	9.4	1.38	0.18	7.92	0.35	8.33	9.90
27-07-2005 09:13:14	13.7	5.4	0.71	0.10	0.11	0.12	7.83	9.90
16-09-2005 15:46:40	20.8	7.9	1.07	0.15	0.84	0.39	8.25	10.56
27-09-2005 10:07:31	24.9	9.0	1.28	0.17	0.45	0.30	11.25	8.25

#### IV.7 Comparación Entre los Diferentes Valores Calculados

Para conocer si existe una correlación entre los diferentes valores encontrados de las diferentes bandas de frecuencia, se compararon dichos valores para ver su relación entre ellos. Inicialmente graficamos el momento sísmico de los VLPs utilizando la componente radial y la componente vertical contra el tiempo. Encontramos que la componente vertical arroja mayores momentos que la componente radial (Figura 61). Únicamente en la explosión del 10 de junio, el momento calculado con la componente radial es mayor que el momento calculado con la componente vertical. Por otro lado, la componente vertical mostró mayor correlación con algunos parámetros observados y descritos a continuación. Por lo que, decidimos escoger el momento calculado con la componente vertical para realizar otras comparaciones. Para comparar la banda VLP y la banda LP, utilizamos los valores reportados por Zobin (2006b) de la 'counter force' calculada para estas explosiones, así como valores reportados en comunicación personal

(Tabla 7).

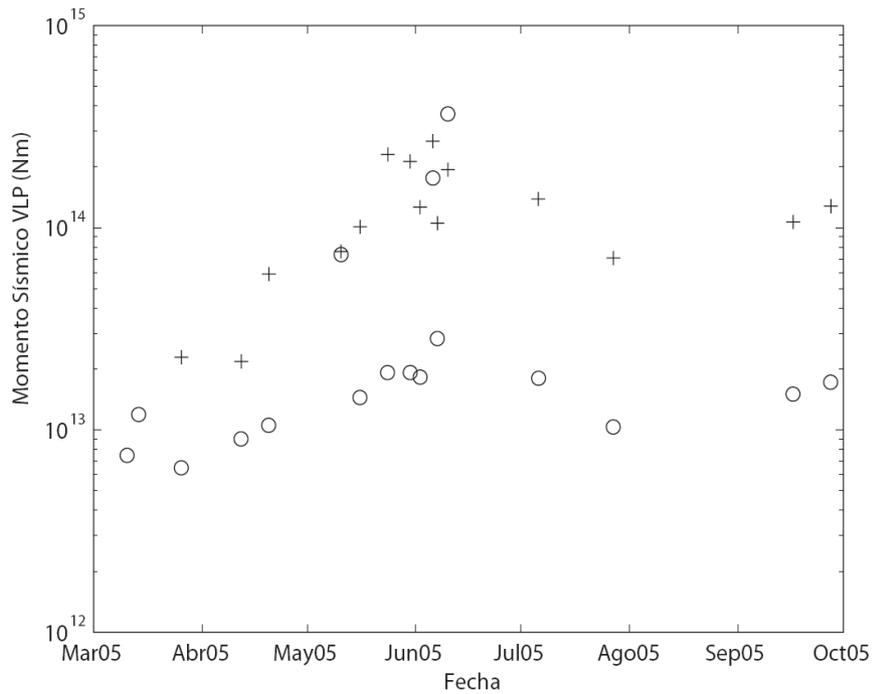


Figura 61. Variación del momento sísmico de los 17 VLPs asociados a las explosiones, obtenidos con la componente vertical (cruces) y con la componente radial (círculos), con respecto del tiempo.

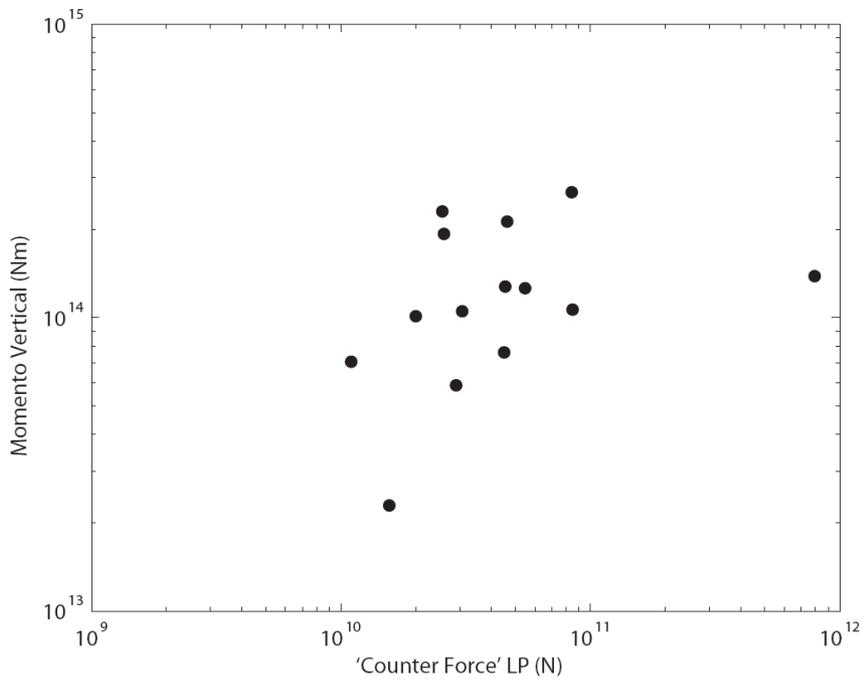


Figura 62. Comparación entre el logaritmo del momento sísmico del VLP y la 'counter force' de la banda LP, reportada por Zobin et al., (2006). El coeficiente de correlación es de 0.11.

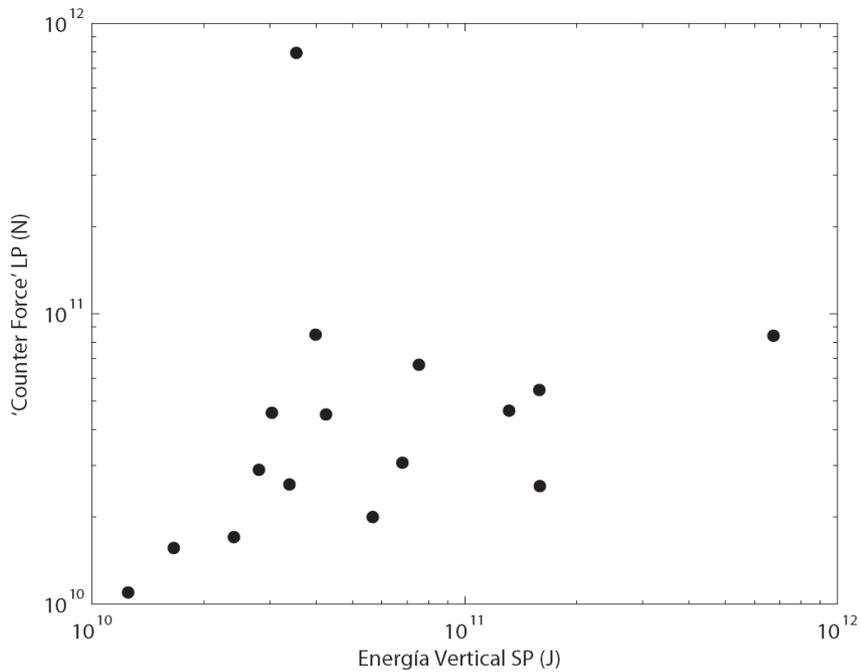


Figura 63. Comparación entre la 'counter force' de la banda LP, reportada por Zobin et al., (2006) y la energía calculada en la banda SP. El coeficiente de correlación es de 0.29.

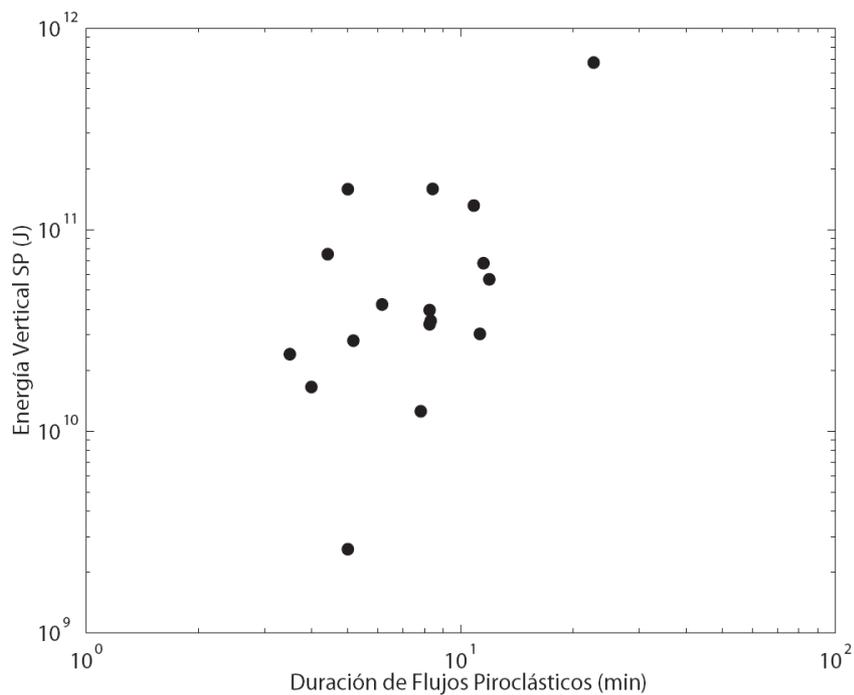


Figura 64. Comparación entre la energía calculada en la banda SP, y la duración de los flujos piroclásticos de la banda HF. El coeficiente de correlación es de 0.54.

La 'counter force' es calculada modelando el pulso observado principalmente en la banda LP, como un impulso de Lamb. Dicha fuerza es proporcional a una fuerza vertical actuando durante la explosión. Como se

puede observar en la Figura 62, no existe una correlación lineal entre los logaritmos del momento del VLP y la 'counter force'. De igual forma comparamos los logaritmos de la 'counter force' y la energía encontrada para la banda SP. En la Figura 63, se puede observar que no existe una buena correlación entre estos dos valores. También comparamos la energía en la banda SP, con la duración de los flujos piroclásticos de la banda HF (Figura 64), encontrando que existe muy poca correlación entre estos dos parametros.

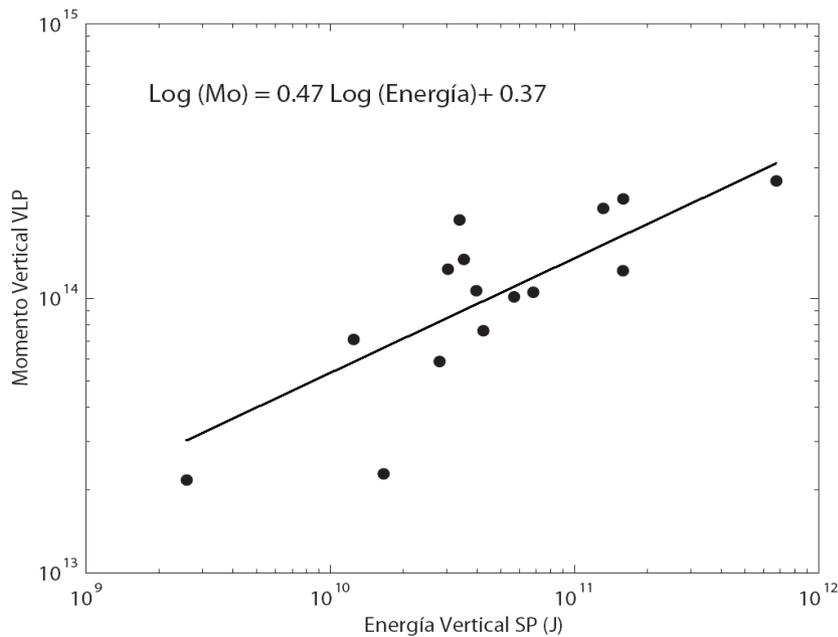


Figura 65. Relación entre la energía SP y el momento del VLP. El coeficiente de correlación es de 0.82.

Al parecer las diferencias entre los mecanismo excitadores de energía para estas bandas de frecuencia contiguas se encuentran poco acoplados, indicando fenómenos no lineales entre ellos. Por otro lado, también calculamos el momento de los VLPs con los otros valores, como la banda SP y la duración de los flujos. En el caso de la banda SP comparamos su energía con el momento sísmico de los VLPs. Para estos dos valores una correlación aceptable puede ser observada en la Figura 65. Un coeficiente de correlación de 0.82 fue calculado entre los logaritmos de estos dos valores. De igual forma, se comparó la duración de los flujos en la banda HF y el momento sísmico de los VLPs (Figura 66). Para estos dos valores un coeficiente de correlación de 0.72 fue encontrado. De la misma forma, se calculó la correlación entre la altura de la pluma reportada por el VAAC de

Washington (<http://www.ssd.noaa.gov/VAAC/washington.html>), con respecto del momento de los VLPs, la 'counter force', la energía en la banda SP (Figura 67) y la duración de los flujos piroclásticos de la banda HF. En esta comparación se observó que no existe ningún tipo de correlación entre la altura de la columna y los valores mencionados, como se ha observado en otros volcanes con el tremor de emisión (McCnutt et al., 1996).

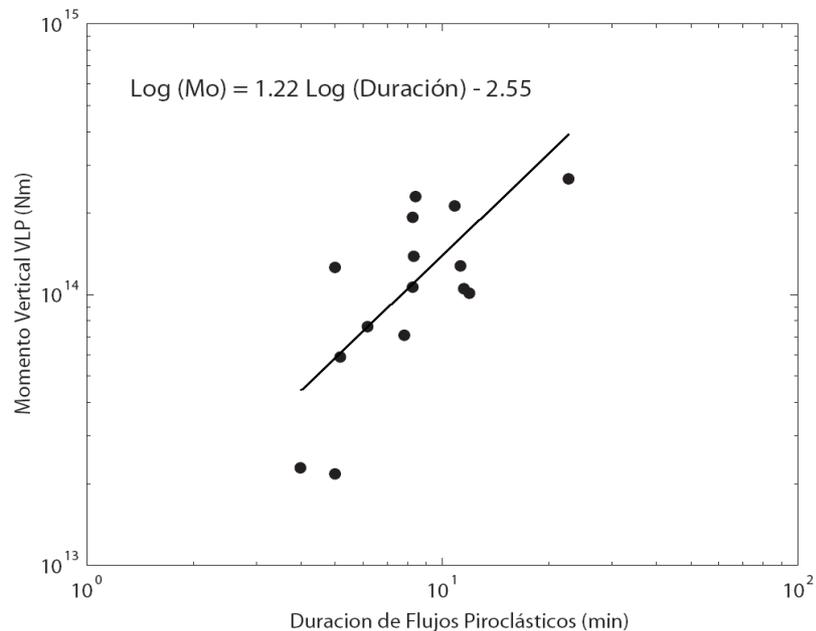


Figura 66. Duración de los flujos piroclásticos con respecto del momento de los VLPs. El coeficiente de correlación es de 0.72.

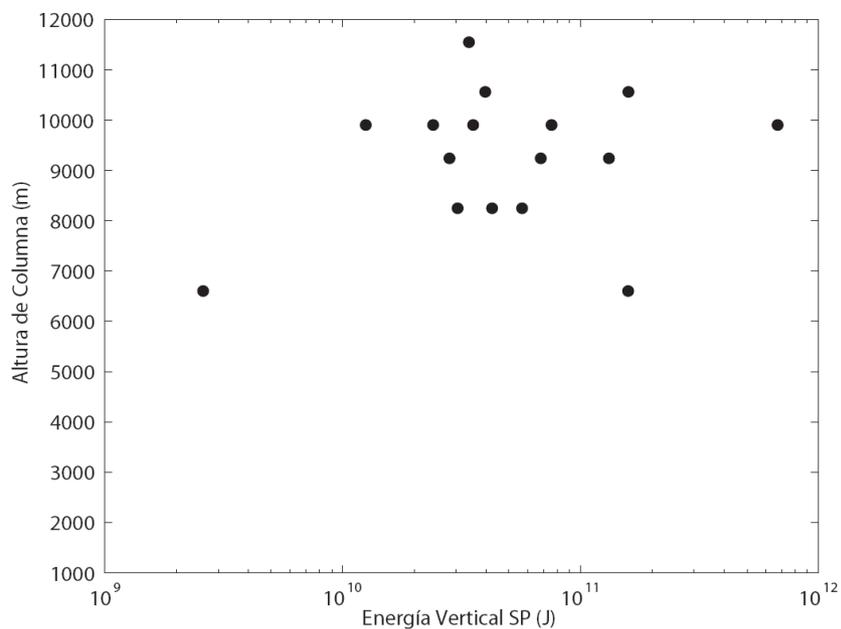


Figura 67. Comparación entre la altura de la columna eruptiva reportada por el VAAC de Washington y la energía de la banda SP. En ella no se observa ningún tipo de correlación. El coeficiente de correlación es de 0.25.

## V Localización de Eventos Sísmicos Volcánicos Utilizando sus Amplitudes

Como se ha mencionado en los capítulos anteriores, los LPs pueden ser de gran importancia en el entendimiento del fenómeno volcánico, es por eso que se decidió localizar este tipo de eventos, así como tremores, explosiones y derrumbes. Esto ha sido posible debido a un aumento en el número de estaciones de banda ancha alrededor del volcán después de la etapa eruptiva del 2004-2005, con lo cual muchos eventos que presentaban saturación en las estaciones de periodo corto, ahora pueden ser analizados.

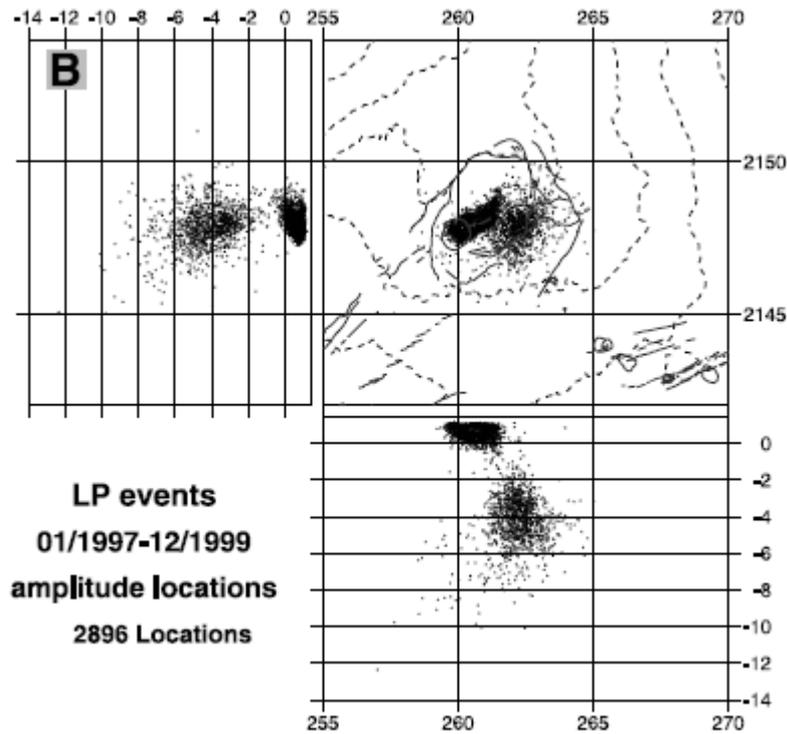


Figura 68. Localización de la fuente de LPs, utilizando amplitudes sísmicas en el volcán Kilauea (Tomado de Battaglia et al., 2003).

Por otro lado, debido a que algunos eventos de origen volcánico no contienen fases de ondas P y S bien definidas, como los LPs, tremores, derrumbes y explosiones, y por consiguiente no pueden ser localizados con los métodos tradicionales, nuevos algoritmos de localización han sido propuestos en los últimos años. Uno de ellos está basado en leyes de atenuación de la energía sísmica con respecto de la distancia (Legrand et al., 2000; Battaglia y Aki, 2003). Dicho método calcula una ley de atenuación

para diferentes puntos localizados dentro o en la superficie del volcán, dependiendo del tipo de evento a analizar. Para después comparar con los datos observados y encontrar el valor de la amplitud y localización que calcule un menor residual (diferencias entre los valores teóricos y los observados). Dicho análisis ha permitido localizar diversos eventos en diferentes volcanes alrededor del mundo, como VLPs en el Aso (Legrand, et al., 2000), LPs en la Piton de la Fournaise (Battaglia y Aki, 2003), Kilauea (Battaglia et al., 2003), Tungurahua (Kumagai et al., 2010), tremor en la Piton de la Fournaise (Battaglia y Aki, 2003; Battaglia et al., 2005), Etna (Di Grazia et al., 2006), derrumbes en la Piton de la Fournaise (Battaglia y Aki, 2003), flujos piroclásticos en Soufrière Hills (Jolly et al., 2002), Tungurahua (Kumagai et al., 2010), lahares en el Cotopaxi (Kumagai et al., 2009; 2010), explosiones (Kumagai et al., 2010). En la Figura 68 se puede observar la ubicación de LPs para el volcán Kilauea utilizando sus amplitudes.

Para realizar dicha localización hay que determinar inicialmente, dependiendo del tipo de sismo, cual son las ondas que predominan en cada evento. Eventos como los derrumbes, flujos piroclásticos y lahares son de tipo superficial por lo que producen principalmente ondas de superficie. Eventos como las explosiones, LPs y tremores han sido tratados como eventos compuestos por ondas de cuerpo principalmente, aunque depende de la distancia de la fuente a las estaciones. De igual forma, dicho método de localización, asume que la fuente es isotrópica y el medio homogéneo, lo cual no es necesariamente cierto en una zona volcánica.

## **V.1 Efecto de Sitio**

Inicialmente es necesario encontrar los efectos de sitio de cada estación, para conocer como pudieran afectar a las amplitudes. Para ello tenemos que usar la coda de diferentes eventos tectónicos regionales generados a cierta distancia del volcán. La amplificación relativa entre dos estaciones puede ser determinada, si la ventana de análisis inicia al mismo tiempo y en frecuencias semejantes de un mismo sismo. Para ello se usa el doble de tiempo del arribo de la onda S (Rautian y Khalturin, 1978). El cociente

espectral de la coda de dos estaciones sísmicas en una misma ventana de tiempo, será independiente de los efectos de fuente y de trayectoria y solo dependerá de las amplificaciones de sitio en las dos estaciones. Factores de amplificación de sitio pueden ser obtenidos para varias estaciones de una red, considerando los cocientes de amplitudes relativas a una estación en particular, para un tiempo de inicio y una banda de frecuencias de interés. Para ello se pueden usar los cocientes del Root-Mean-Square (RMS) de una ventana fija de duración (Battaglia y Aki, 2003). Recordando que el RMS esta definido como:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i^2} \quad (43)$$

donde  $A_i$  es la amplitud de la señal al tiempo  $i$ , y  $N$  es el número total de muestras. Entre un mayor número de eventos se utilicen para encontrar los factores relativos a una estación será mucho mejor. Para el Volcán de Colima se han usado las 5 estaciones de banda ancha pertenecientes a la RESCO.

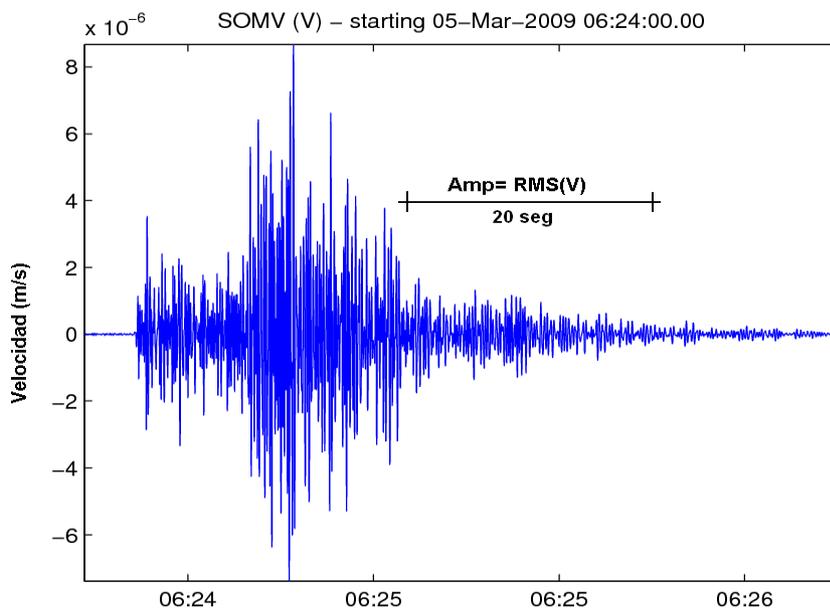


Figura 69. Evento regional observado en la estación de banda ancha de SOMA en su componente vertical. Usado para encontrar el efecto de sitio por medio de cocientes de los RMSs de una ventana de 20 seg.

Esto se ha hecho debido a que las estaciones de periodo corto pueden sufrir saturación en la gran mayoría de los eventos. Para ello se han utilizado 20 eventos regionales (Figura 69), con una ventana de análisis de 20 seg, en la

banda de frecuencia entre 1 y 3 Hz. La componente usada es la vertical. Los factores promedios encontrados para las 5 estaciones se pueden observar en la Tabla 8. La estación de referencia es SOMA, localizada a 1.7 km de distancia del cráter. Para los valores mayores a 1, como en el caso de EZ5V y JUBA, significa que dichas estaciones sufren de atenuación con respecto de SOMA. Para el caso de INCA y MNGR se asume que estas estaciones amplifican las señales sísmicas, por lo que hay que multiplicarlas por un factor menor a 1.

Tabla 8. Factores para las estaciones de banda ancha, en sus componentes verticales.

Estación	Factor
SOMA	1
INCA	0.87
EZ5V	1.36
JUBA	1.21
MNGR	0.93

## V.2 Método y Leyes de Atenuación

Básicamente el método consiste en proponer una posible localización dentro de una malla o 'grid'. Con esta posible fuente, se generan curvas teóricas, asumiendo diferentes amplitudes en la fuente, con lo cual, se podrán generar diversas curvas basadas en la atenuación de las ondas superficiales o de cuerpo. La localización se obtiene con la curva que presenta el mejor ajuste con las observaciones. En el caso del Volcán de Colima, una gran diversidad de eventos han sido observados en años recientes. Eventos superficiales han ocurrido en diferentes etapas eruptivas del volcán, como derrumbes, flujos piroclásticos y lahares. De igual forma eventos como explosiones, LPs y tremores, han sido registrados de forma permanente. Estos últimos eventos han sido considerados por algunos autores como sismos que tienen una ley de atenuación de ondas de cuerpo (Battaglia y Aki, 2003). A continuación se definen las leyes de atenuación de las amplitudes en función de la distancia  $A(r)$  para ondas superficiales y de ondas de cuerpo:

Ondas de Cuerpo 
$$A(r) = A_0 \frac{e^{-Br}}{r} \quad (44)$$

Ondas Superficiales 
$$A(r) = A_0 \frac{e^{-Br}}{\sqrt{r}} \quad (45)$$

Donde B es: 
$$B = \frac{\pi f}{Q\beta} \quad (46)$$

En las ecuaciones (44), (45) y (46),  $A_0$  es la amplitud en la fuente,  $r$  es la distancia de la fuente a la estación,  $f$  es la frecuencia de la onda de interés,  $Q$  el factor de calidad y  $\beta$  es la velocidad de las ondas. A continuación se define el rango de parámetros en los cuales se calculará las curvas teóricas, siendo  $x_i = x_0 + i \cdot dx$ ,  $y_j = y_0 + j \cdot dy$ , y  $z_l = z_1 + l \cdot dz$ , donde  $x_0$ ,  $y_0$  y  $z_0$  son el origen en la malla o 'grid', siendo  $dx$ ,  $dy$  y  $dz$ , los incrementos de la malla. El tamaño de estos dependerá de la precisión esperada y de la capacidad computacional. En el caso de eventos superficiales, estas coordenadas estarán restringidas únicamente a la superficie del volcán. En el caso de los eventos calculados con la atenuación de ondas de cuerpo, la localización podrá tener eventos hacia el interior del volcán, por debajo del cráter, por lo que un volumen restringido puede ser escogido como posibles fuentes. La malla en la cual se hará el cálculo de las curvas teóricas para el Volcán de Colima, con una ley de atenuación de ondas de cuerpo la podemos apreciar en la Figura 70.

Dicha malla está compuesta por 8 puntos en latitud, 8 en longitud y 31 en profundidad, lo que nos da una malla de 1984 puntos. La distancia en el plano horizontal entre cada punto es de 168 m y en profundidad de 100 m. La malla inicia en 856 msnm y termina en 3856 msnm. Dicha malla sirve para localizar explosiones, tremores y LPs. La malla para eventos superficiales como derrumbes, está compuesta por 40 puntos en latitud x 40 puntos en longitud con lo cual 1600 puntos son calculados, espaciados a 82.5 m. El punto más abajo se encuentra en 2638 msnm y el más alto en 3863 msnm. Todos estos puntos se encuentran sobre la superficie del volcán (Figura 71). De igual forma una amplitud teórica en la fuente deberá de ser calculada y será con  $A_k = A_0 + k \cdot dA$ , donde  $A_0$  es la amplitud inicial y  $dA$  es el incremento en amplitud. El número de datos en amplitud es de 500, con lo cual haremos un cálculo de curvas teóricas de 8(lon) x 8(lat) x

31(prof) x 500(amp) x 5(estaciones)= 4,960,000 valores para ondas de cuerpo y de 40(long) x 40(lat) x 500(amp) x 5(estaciones) = 4,000,000 curvas para ondas superficiales. Para cada valor a calcular  $(x_i, y_j, z_l, A_k)$ , esto se hará con las ecuaciones 44 y 45.

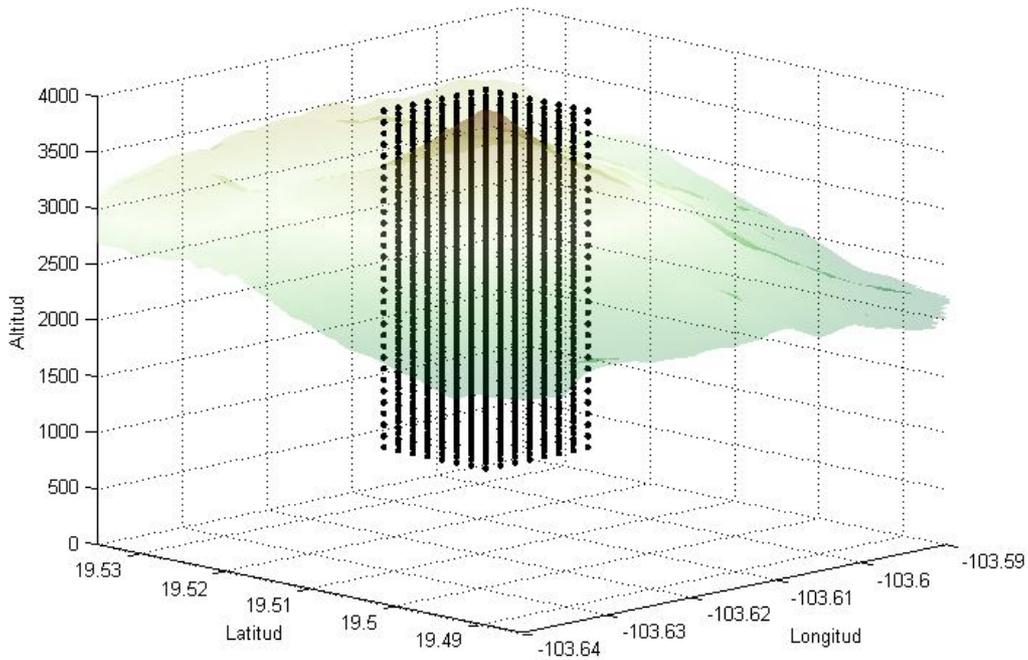


Figura 70. Malla o 'Grid' utilizada para localizar LPs, tremores y explosiones, en el Volcán de Colima. Dicha malla consta de 8 puntos en latitud, 8 en longitud y 31 en profundidad, lo que nos da una total de 1988 puntos.

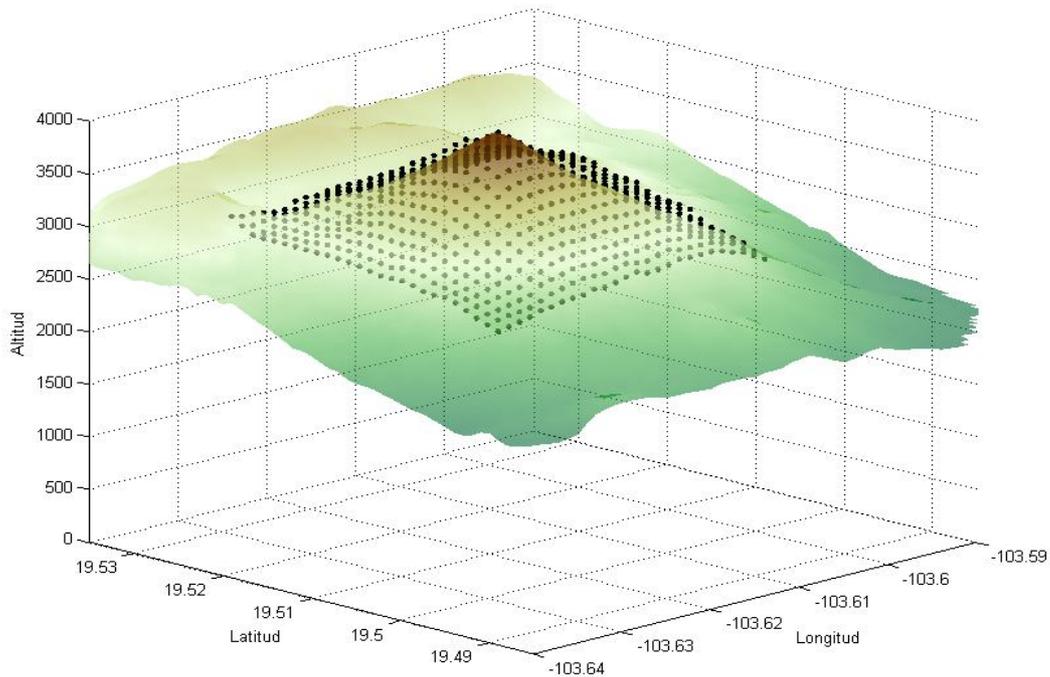


Figura 71. Malla o 'Grid' utilizada para localizar derrumbes o colapsos, en el Volcán de Colima. Dicha malla está compuesta por 40 puntos en latitud y longitud, con lo cual nos da una malla de 1600 puntos.

La discrepancia entre el modelo de ondas de cuerpo y las observaciones es estimada con la suma de las diferencias cuadradas:

$$Err(x_i, y_j, z_l, A_k) = \sum_{n=1}^N \left( A_k \frac{e^{-Br_n}}{r_n} - A_{obs}^n \right)^2 \quad (47)$$

Para ondas superficiales, será:

$$Err(x_i, y_j, z_l, A_k) = \sum_{n=1}^N \left( A_k \frac{e^{-Br_n}}{\sqrt{r_n}} - A_{obs}^n \right)^2 \quad (48)$$

Donde  $A_{obs}^n$ , es la amplitud observada para la estación  $n$ , que en ese caso es el RMS de 20 segundos de duración, filtrados entre 1 y 3 Hz. La corrección del efecto de sitio para cada estación se hace multiplicando el factor de la Tabla 8 por la amplitud observada. Por otro lado:

$$r_n = \sqrt{(x_n - x_i)^2 + (y_n - y_j)^2 + (z_n - z_l)^2}$$

es la distancia entre la ubicación propuesta y la estación 'n', cuyas coordenada son  $(x_n, y_n, z_n)$ , siendo N el número de estaciones sísmicas. Con lo anterior, la mejor ubicación será cuando la función  $Err(x_i, y_j, z_l, A_k)$  o ecuaciones (47) y (48), sea mínima. Para el mejor modelo se puede calcular el error del ajuste o misfit en porcentaje de la siguiente manera:

$$Err\% = 100 \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (A_{Best}^n - A_{obs}^n)^2}{\sum_{n=1}^N (A_{obs}^n)^2}}, \quad (49)$$

donde  $A_{Best}^n$  es la amplitud calculada en cada estación usando el mejor modelo y  $A_{obs}^n$  es la amplitud observada en cada estación. El porcentaje de error (Err%) indica la calidad del modelo, un modelo ajustado correctamente a los datos observados tendrá un bajo porcentaje de error. Por otro lado, una vez que tengamos el mejor modelo, podemos calcular el error para cada punto de nuestra malla, con esto obtendremos una matriz, la cual tendrá como el menor error, la localización.

### V.3 Resultados

La actual actividad del Volcán de Colima (2007-?) consiste principalmente de LPs, tremores, explosiones y derrumbes. Para los derrumbes utilizamos 11 eventos ocurridos durante el 2010. Como requerimiento para el cálculo de la localización, es necesario que se puedan observar los derrumbes en las 5 estaciones sísmicas, por lo que deberán ser eventos grandes. El análisis es hecho en ventanas consecutivas de 20 segundos, desde el inicio del evento, hasta poco antes de que regrese a los niveles de silencio. Un análisis similar fue hecho por Jolly et al., (2002) en el Soufrière Hills, para localizar flujos piroclásticos. Para los derrumbes se utilizó una frecuencia de 2 Hz y una velocidad de 1 km/s, la cual es común en zonas volcánicas (Ferrazzini et al., 1991). Para el valor de Q, se ha calculado el error variando Q para un derrumbe ocurrido el 22 de febrero del 2010. Con lo cual encontramos que un valor de Q de 75 nos da el menor error, como se puede observar en la Figura 72. Por lo que se ha utilizado este valor de Q para los demás derrumbes.

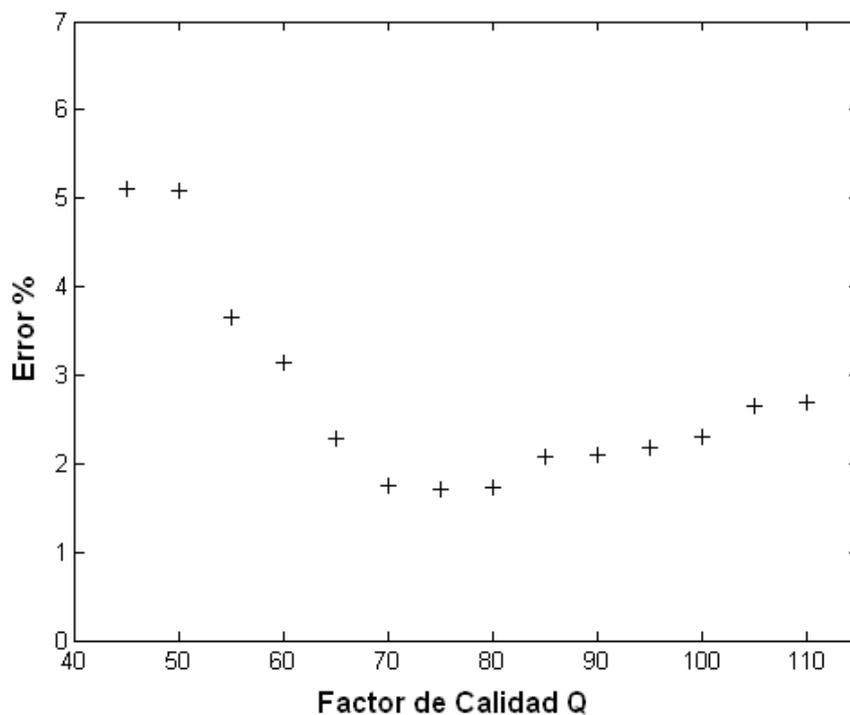


Figura 72. Variación del error en la localización de un derrumbe, con respecto del factor de calidad Q. El valor mínimo del error se da con un Q de 75.

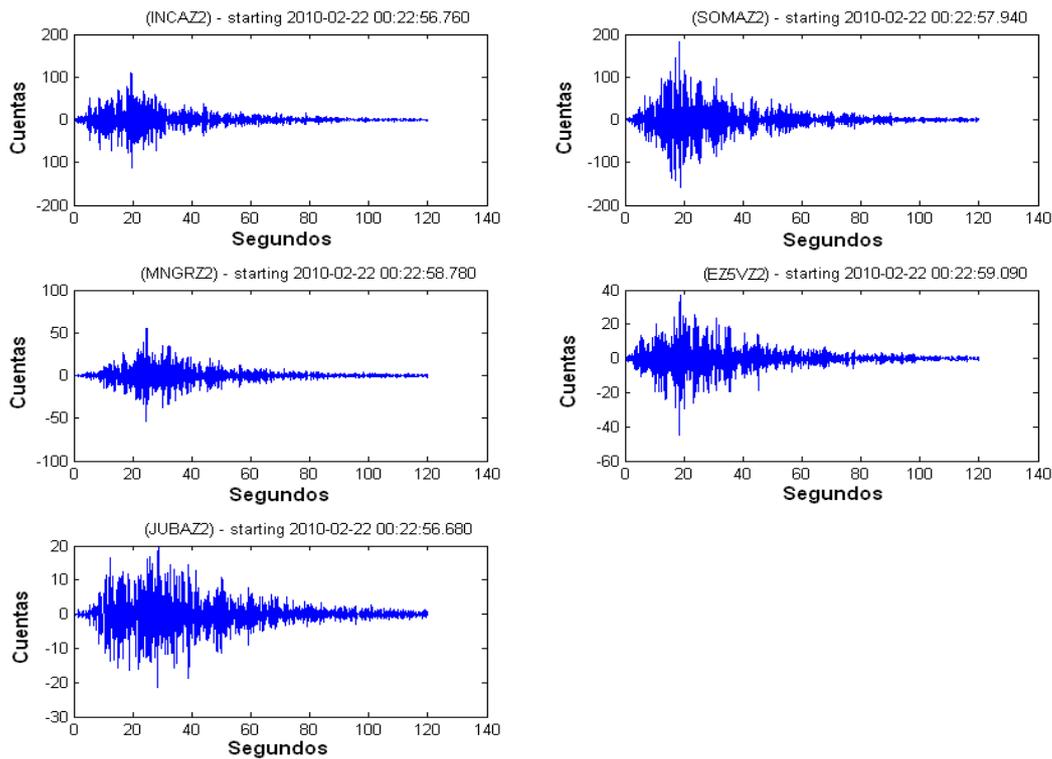


Figura 73. Sismogramas de un derrumbe ocurrido el día 22 de febrero del 2010, a las 00:22 UTC, en el Volcán de Colima.

En la Figura 73 podemos ver los sismogramas del derrumbe o colapso ocurrido el día 22 de febrero del 2010. En la Figura 74 se aprecia la curva de atenuación teórica que da un menor error y los valores observados en cada estación de la ventana tomada entre 20 y 40 seg del derrumbe.

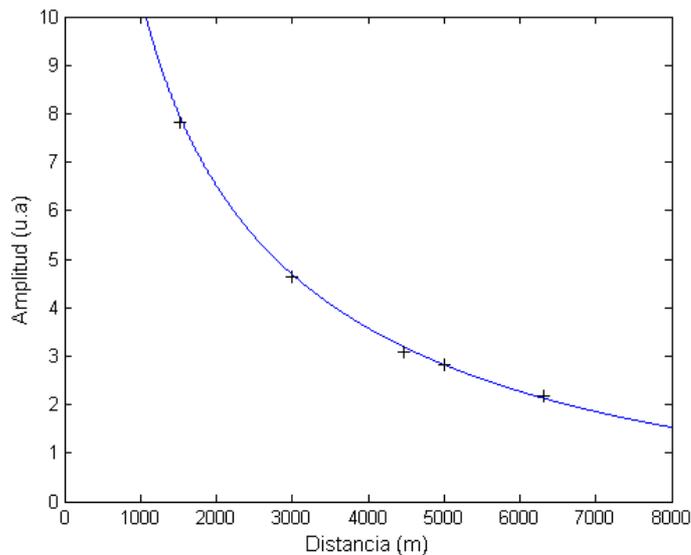


Figura 74. Curva de atenuación teórica y valores observados (cruces) de la ventana usada entre 20 y 40 seg del colapso de la Figura 72. Se observa que el error entre el modelo teórico y el observado, es bajo, alrededor de 2.34%.

En ella se puede ver que la diferencia entre el modelo y los valores observados es poca. El error del ajuste es calculado con la relación (49), para dicho evento fue de 2.3%. En la Figura 75 podemos observar la localización de la ventana del segundo 60 al 80. También se aprecia las líneas de isoerrores en la vista en planta de la localización del evento, en las cuales se ve en donde se encuentra el menor error y por lo tanto la posible localización del derrumbe. En la Figura 76, la localización de 6 ventanas de 20 segundos de la Figura 73 es observada. De igual forma podemos apreciar la variación de la localización con respecto del tiempo, encontrando que no existe una claro desplazamiento de la fuente del derrumbe desde la parte alta del volcán hacia abajo.

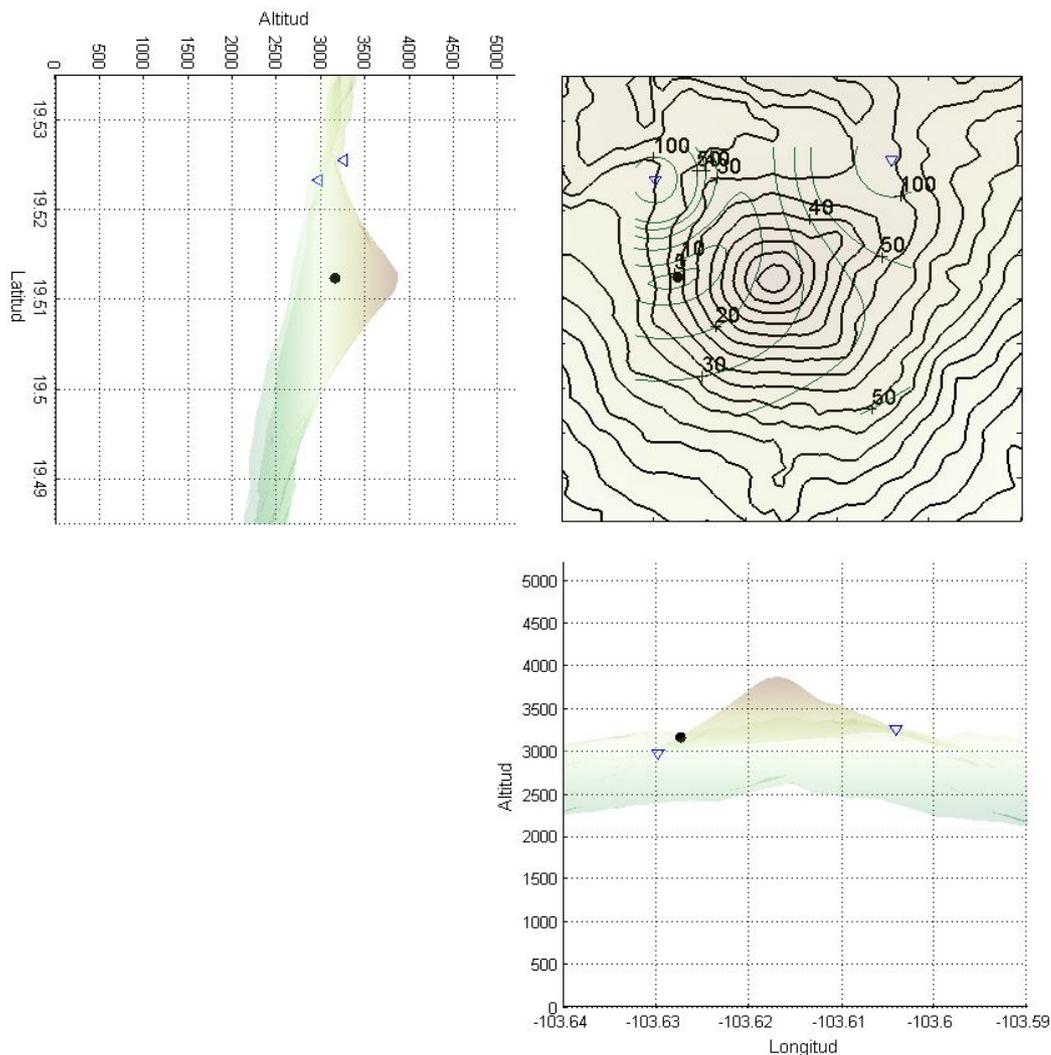


Figura 75. Localización de la ventana de 60 a 80 seg del derrumbe del 22 de enero del 2010 en el Volcán de Colima. El círculo negro indica la localización del derrumbe. Las líneas y números observados en la vista en planta, muestran isovalores de errores del ajuste. Los triángulos invertidos son estaciones.

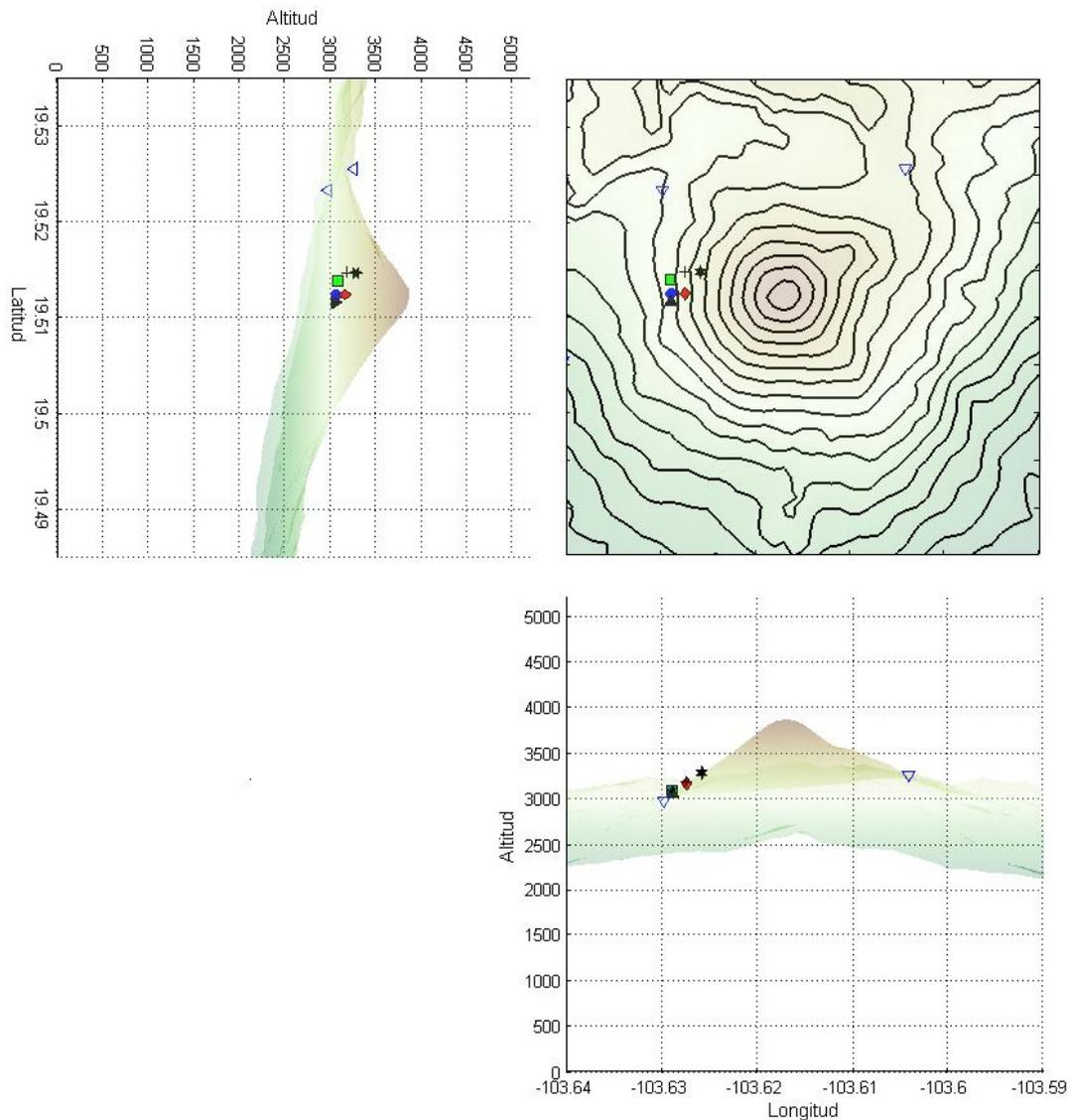


Figura 76. Localización de 6 ventanas de 20 seg de duración del derrumbe del 22 de febrero del 2010 en el Volcán de Colima. Las 6 localizaciones marcan hacia el lado oeste, que es por donde actualmente baja el material. La evolución temporal de la localización inicia a los 20 seg de ocurrido el derrumbe y tienen el siguiente orden: cruz, círculo, diamante, cuadrado, triángulo relleno y estrella. Los triángulos invertidos son estaciones.

Sin embargo, la localización o ubicación de dicho evento se encuentra claramente hacia el lado oeste del volcán, como ha estado ocurriendo en los últimos meses, debido al desbordamiento de lava desde el domo hacia esta dirección (Figura 77). Para ver la variación de la localización y los errores del ajuste sin tomar en cuenta los efectos de sitio, localizamos este mismo derrumbe sin multiplicar los valores observados por los factores de la Tabla 8 (Figura 78).



Figura 77. Fotografía tomada el 14 de mayo del 2010 desde el lado oeste, durante un derrumbe en el Volcán de Colima. En ella se observa que una gran parte del edificio volcánico es recorrida por el derrumbe.

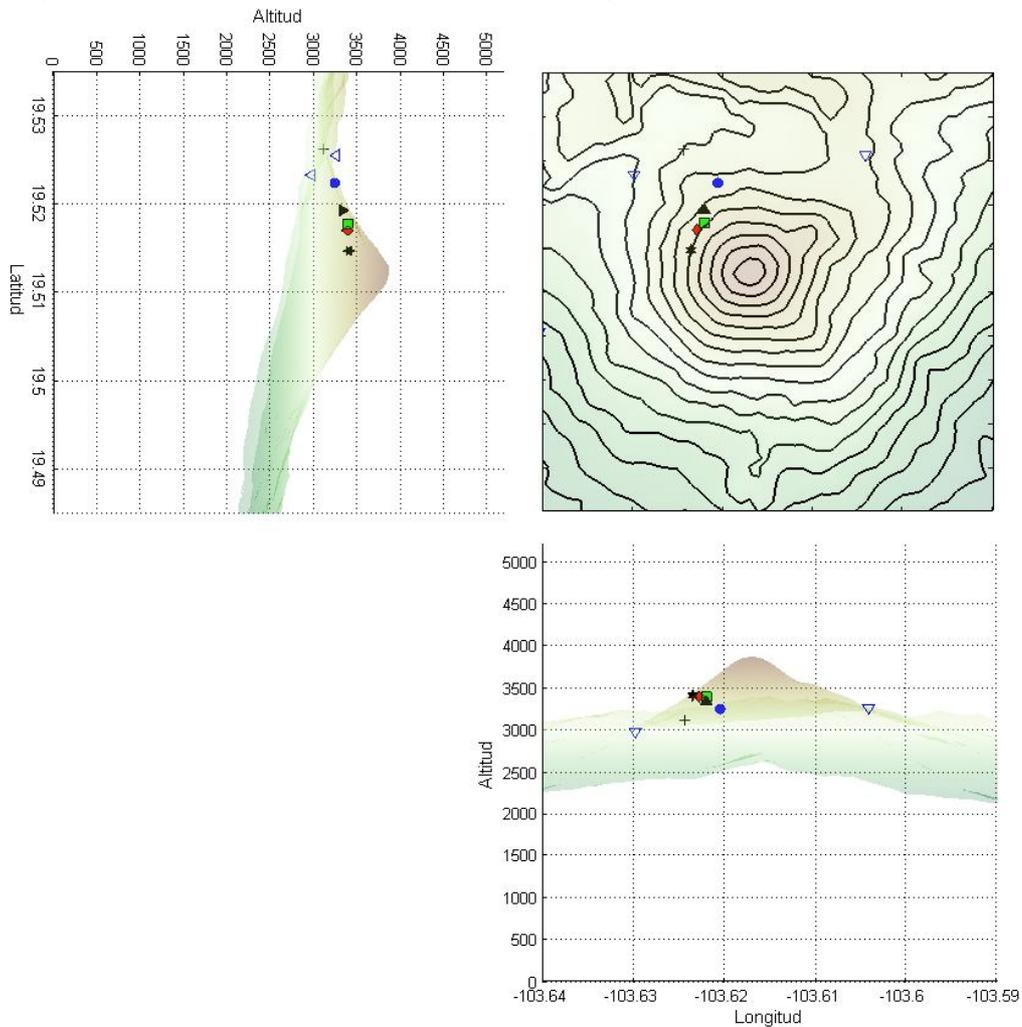


Figura 78. Localización de 6 ventanas de 20 seg de duración, del derrumbe del 22 de febrero del 2010 en el Volcán de Colima. En este caso no se tomó en cuenta la corrección por el efecto de sitio, con lo cual 4 ventanas tuvieron un error mayor al 10%. Los triángulos invertidos son estaciones.

En este caso únicamente dos derrumbes tienen un error menor al 10%. También se nota una variación de la localización, los eventos se mueven hacia el noreste, aproximadamente una distancia entre 100 m y 1200 m, quedando hacia el noroeste del cráter y no hacia el oeste. Así se demostró que el uso de la corrección por el efecto de sitio mejora el error del ajuste notablemente.

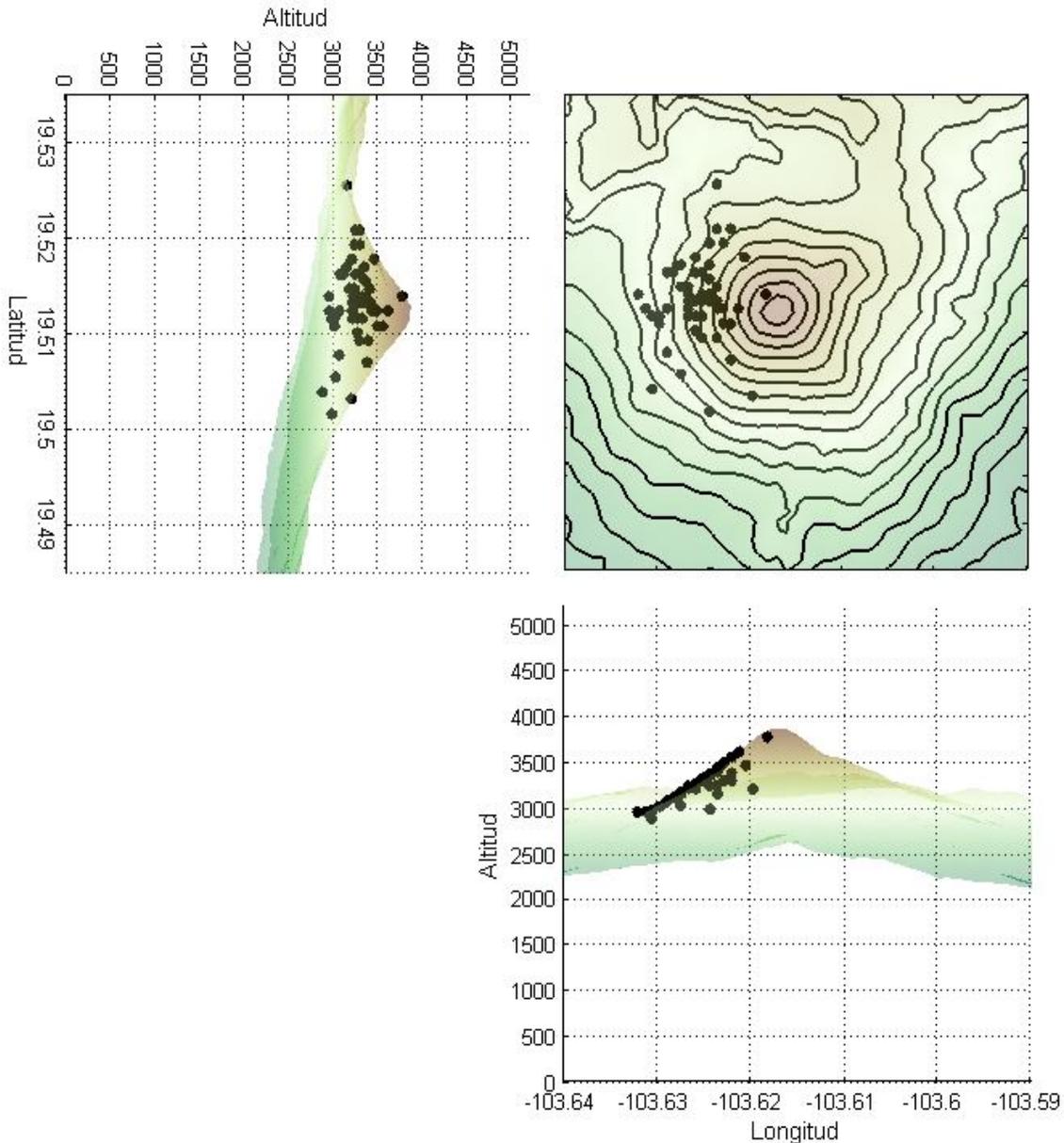


Figura 79. Localización de 11 diferentes derrumbes y sus ventanas con errores menores al 10% (Tabla 9). Claramente se observa que la gran mayoría de los eventos se presentan hacia el lado oeste del volcán.

En la Figura 79, se encuentran localizados 11 diferentes colapsos con ventanas de 20 seg de duración, con un error menor o igual al 10%. Se aprecia que dichos eventos tuvieron una localización principalmente hacia el oeste, aunque existen eventos tanto hacia el suroeste, como hacia el noroeste del cráter. La fecha, localización y error del ajuste del modelo, de los 11 derrumbes puede ser observada en la Tabla 9.

Tabla 9. Fecha, localización y error del ajuste de diferentes ventanas de 20 seg de duración, de 11 derrumbes ocurridos durante el 2010.

Fecha	Long	Lat	Alt	Error %
16-Feb-2010 01:46:16	-103.6282	19.5162	3099	3.9
16-Feb-2010 01:46:36	-103.6274	19.5147	3169	3.4
16-Feb-2010 01:46:56	-103.6228	19.5108	3483	6.7
16-Feb-2010 01:47:16	-103.6212	19.5124	3601	2.4
16-Feb-2010 01:47:36	-103.6266	19.5116	3204	6.0
16-Feb-2010 01:47:56	-103.6220	19.5108	3543	6.5
18-Feb-2010 00:14:24	-103.6305	19.5039	2868	8.8
18-Feb-2010 00:14:48	-103.6289	19.5078	3056	9.2
18-Feb-2010 00:15:08	-103.6235	19.5132	3413	6.6
18-Feb-2010 00:15:28	-103.6258	19.5101	3260	8.2
18-Feb-2010 05:40:24	-103.6289	19.5162	3064	8.0
18-Feb-2010 05:40:44	-103.6258	19.5116	3259	3.6
18-Feb-2010 05:41:04	-103.6266	19.5147	3227	2.9
18-Feb-2010 05:41:24	-103.6251	19.5139	3311	4.1
18-Feb-2010 05:41:44	-103.6274	19.5055	3014	8.4
20-Feb-2010 00:37:26	-103.6274	19.5170	3137	4.6
20-Feb-2010 00:37:46	-103.6205	19.5178	3449	7.3
20-Feb-2010 00:38:06	-103.6251	19.5162	3289	4.8
20-Feb-2010 00:38:26	-103.6312	19.5124	2945	5.8
20-Feb-2010 00:38:46	-103.6320	19.5139	2941	6.5
20-Feb-2010 01:27:41	-103.6243	19.5016	2974	7.6
20-Feb-2010 01:28:01	-103.6220	19.5070	3368	3.2
20-Feb-2010 01:28:21	-103.6197	19.5032	3193	2.6
20-Feb-2010 01:28:41	-103.6182	19.5139	3763	6.5
21-Feb-2010 12:35:25	-103.6228	19.5193	3286	5.4
21-Feb-2010 12:35:45	-103.6305	19.5116	2970	4.2
21-Feb-2010 12:36:05	-103.6243	19.5132	3359	8.2
21-Feb-2010 12:36:25	-103.6235	19.5124	3422	5.9
21-Feb-2010 12:36:45	-103.6251	19.5116	3315	8.4
22-Feb-2010 00:23:19	-103.6258	19.5162	3234	9.0
22-Feb-2010 00:23:39	-103.6289	19.5124	3055	1.8
22-Feb-2010 00:23:59	-103.6266	19.5124	3203	2.2
22-Feb-2010 00:24:19	-103.6258	19.5132	3259	3.9
22-Feb-2010 00:24:39	-103.6297	19.5116	3005	7.4
22-Feb-2010 00:24:59	-103.6243	19.5155	3347	7.0
22-Feb-2010 12:44:21	-103.6220	19.5208	3283	8.8
22-Feb-2010 12:44:41	-103.6243	19.5170	3338	6.1
22-Feb-2010 12:45:01	-103.6297	19.5108	3002	5.2
22-Feb-2010 12:45:21	-103.6251	19.5093	3284	7.2
22-Feb-2010 12:45:41	-103.6228	19.5108	3483	9.6
22-Feb-2010 17:16:04	-103.6258	19.5178	3198	2.9
22-Feb-2010 17:16:24	-103.6243	19.5139	3357	4.5

22-Feb-2010 17:16:44	-103.6266	19.5132	3204	5.4
22-Feb-2010 17:17:04	-103.6258	19.5101	3260	5.6
22-Feb-2010 18:37:26	-103.6235	19.5255	3142	6.6
22-Feb-2010 18:37:46	-103.6235	19.5208	3239	4.4
22-Feb-2010 18:38:06	-103.6243	19.5193	3229	2.9
22-Feb-2010 18:38:26	-103.6243	19.5170	3338	4.0
22-Feb-2010 18:38:46	-103.6251	19.5139	3311	6.4
22-Feb-2010 18:39:06	-103.6235	19.5147	3396	5.8
29-Jun-2010 04:58:56	-103.6251	19.5132	3308	5.1
29-Jun-2010 04:59:16	-103.6235	19.5093	3379	2.5
29-Jun-2010 04:59:36	-103.6266	19.5139	3215	6.5
29-Jun-2010 04:59:56	-103.6289	19.5124	3055	6.9
29-Jun-2010 05:00:16	-103.6228	19.5124	3479	7.7

En el caso de los LPs, tremores y explosiones utilizamos la relación de ondas de cuerpo. Esto debido a que calculamos el error con la ley de ondas superficiales y con la ley de ondas de cuerpo, encontrando que existe un mejor ajuste y por lo tanto un menor error con la ley de ondas de cuerpo. Para estos eventos utilizamos un valor de ondas P de 1600 m/s (Núñez-Cornú et al., 1994). La frecuencia utilizada también fue de 2 Hz y la señal se filtró entre 1 y 3 Hz. De igual forma variamos el valor de Q para calcular cual nos da un menor error en la localización de una explosión, encontrando un valor de Q de 35 (Figura 80).

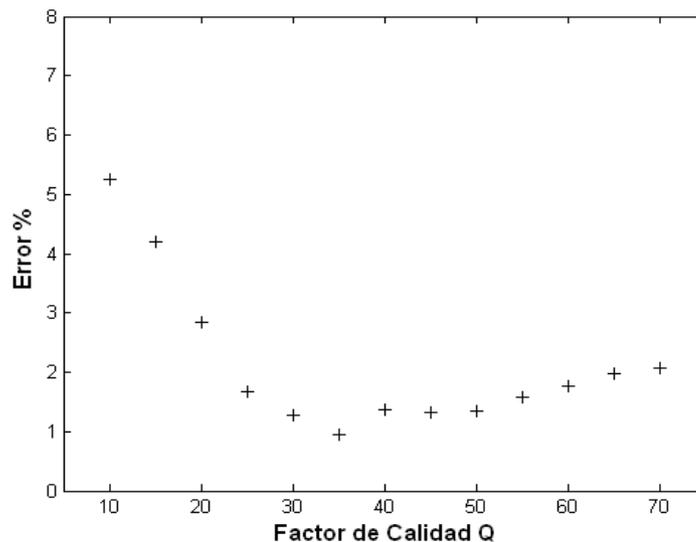


Figura 80. Variación del error de una explosión con respecto del factor de calidad Q. El valor mínimo del error se da con un Q de 35.

En la Figura 81 podemos ver un pequeño episodio de tremor, el cual se presentó el día 23 de febrero del 2010. Para su localización utilizamos los 20 segundos iniciales de la señal. En la Figura 82 se aprecia la curva de atenuación teórica y los valores observados (cruces).

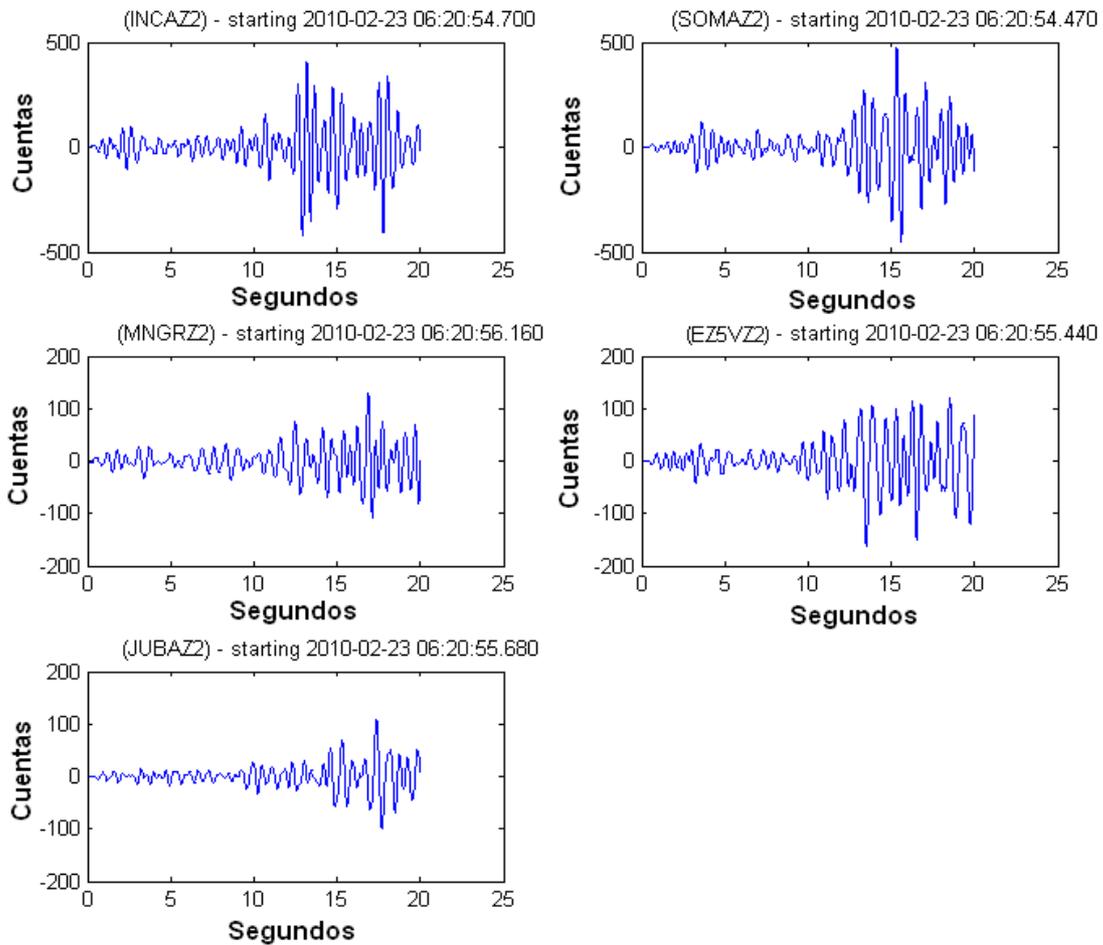


Figura 81. Inicio de un segmento de tremor del día 23 de febrero del 2010, a las 06:20 UTC. Para este evento se localizó únicamente la ventana entre 0 y 20 seg.

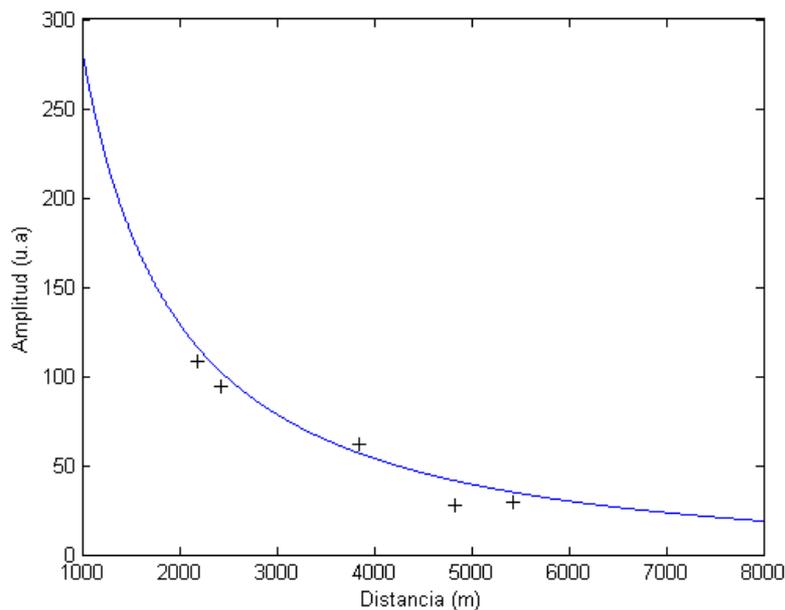


Figura 82. Curva de atenuación teórica (línea continua) y valores teóricos (cruces) de la ventana usada entre 0 y 20 seg del inicio del episodio de tremor del 23 de febrero del 2010. El error entre el modelo teórico y el observado es de alrededor de 9.2%.

El error de ajuste para este evento es de 9.2%. En la Figura 83 se puede ver la localización de dicho evento, su ubicación es de aproximadamente 2500 msnm, a 2300 metros bajo el cráter del volcán. En la misma grafica también podemos observar la matriz de errores de todos los posibles puntos de la malla, en donde los colores oscuros representan el menor error. Debido a que la gran mayoría de los LPs y tremores han sido pequeños y por consiguiente no pueden ser registrados por todas las estaciones, únicamente localizamos 7 eventos de este tipo (Tabla 10). Dichos eventos se encuentran localizados entre 2100 y 3300 msnm.

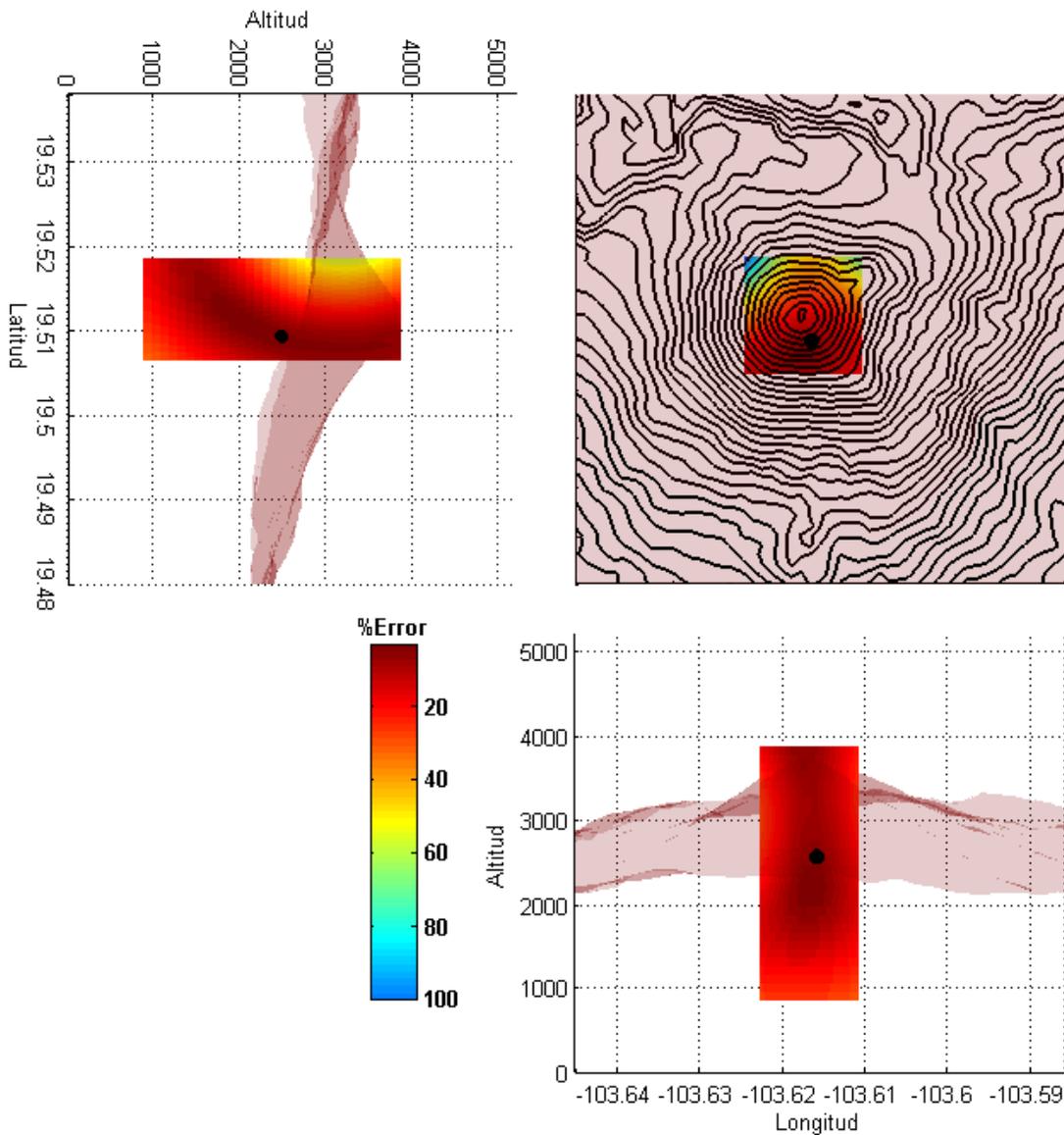


Figura 83. Localización del episodio de tremor del 7 de abril. El punto negro indica la ubicación. El error de ajuste mínimo fue de 9.2%.

Tabla 10. Fecha, localización y error del ajuste de LPs y tremores registrados en el 2009 y 2010.

Fecha	Tipo	Long	Lat	Alt	Error%
04-Dec-2009 19:04:15	LP	-103.6177	19.5065	2948	6.1
23-Feb-2010 06:20:55	Tremor	-103.6159	19.5099	2427	9.2
24-Feb-2010 10:06:49	LP	-103.6211	19.5116	3323	8.8
27-Feb-2010 03:24:00	Tremor	-103.6108	19.5185	2420	6.5
24-Jun-2010 11:38:20	LP	-103.6228	19.5099	2654	9.3
27-Jun-2010 15:14:41	LP	-103.6142	19.5082	3054	2.1
28-Jun-2010 21:18:59	Tremor	-103.6194	19.5065	2134	5.1

De igual forma localizamos explosiones ocurridas durante los últimos meses en el Volcán de Colima. Zobin et al., (2006a) encontró que las explosiones en este volcán están compuestas por dos diferentes fases, la primera de baja amplitud y baja frecuencia, seguida por una fase de mayor amplitud y mayor frecuencia asociada a la posible fragmentación del magma (Zobin et al., 2006b, 2008). Se ha localizado la fase de mayor amplitud y frecuencia, debido a que la fase de baja frecuencia únicamente llega a durar pocos segundos y por su baja amplitud es difícil de registrar en las estaciones más alejadas del cráter. Con lo cual, los errores al localizar la fase de baja frecuencia son grandes

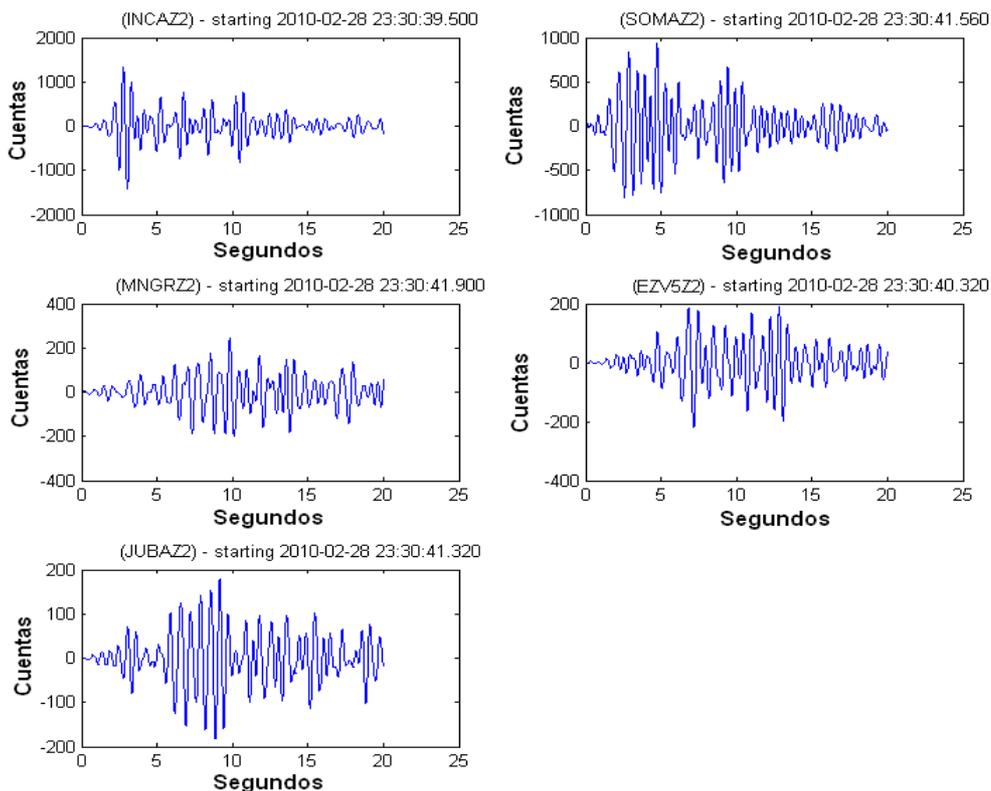


Figura. 84. Explosión ocurrida el 28 de febrero del 2010, a las 23:30 UTC. Para este evento se localizó únicamente la parte más energética, con una duración de 20 seg.

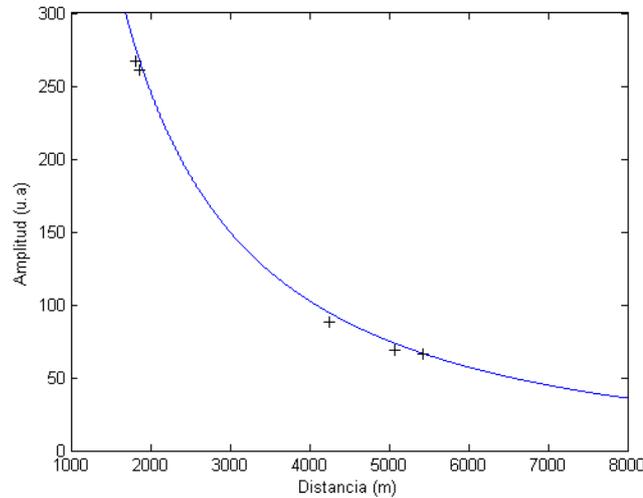


Figura 85. Curva de atenuación teórica (línea continua) y valores teóricos (cruces) de la ventana usada entre 0 y 20 seg de la explosión del 28 de febrero del 2010. El error entre el modelo teórico y el observado es de alrededor de 1.1%.

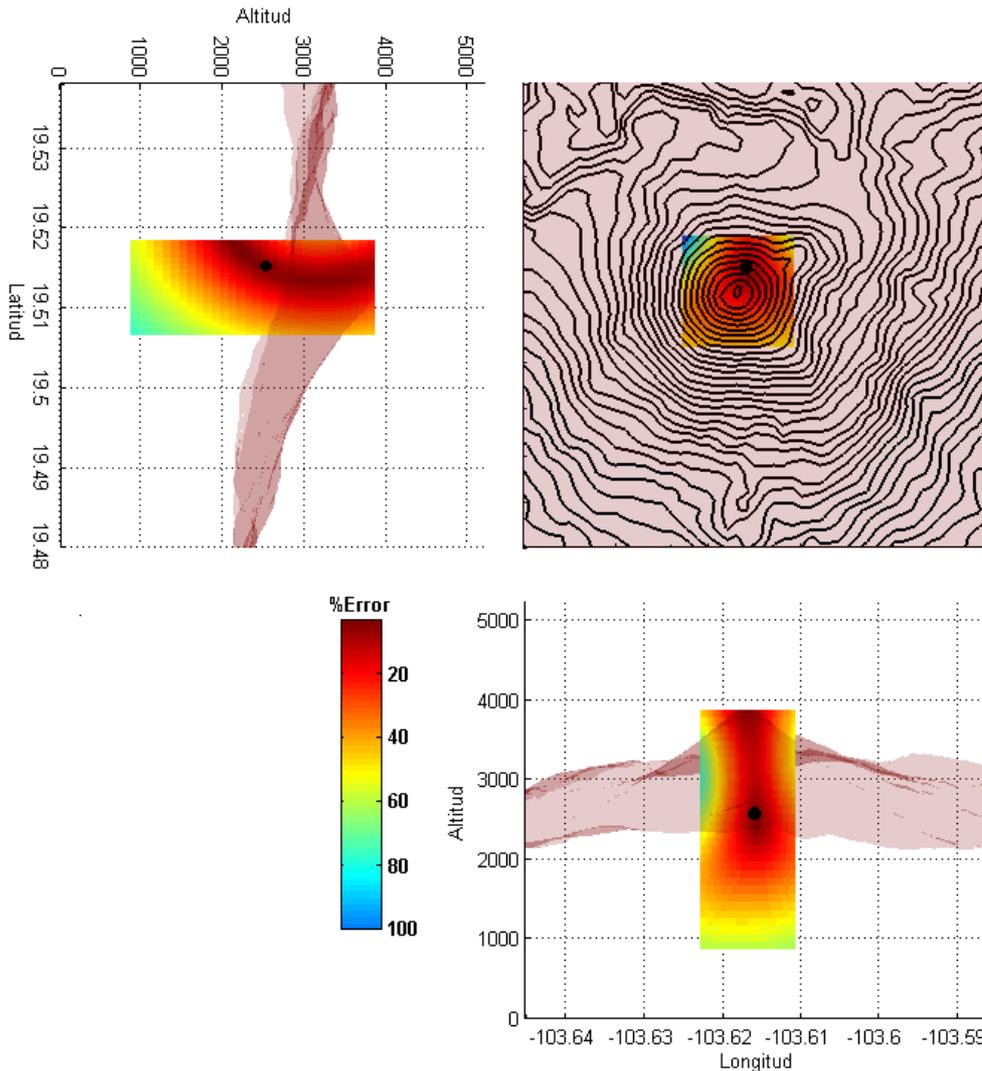


Figura 86. Localización de la explosión del 28 de febrero del 2010. El punto negro indica la ubicación. El error mínimo asociado a su ubicación fue de 1.1%. Los colores oscuros indican errores bajos.

En la Figura 84 se puede ver la explosión del día 28 de febrero del 2010. Para este evento utilizamos 20 segundos de la señal, tomando la parte más energética como se mencionó anteriormente. El error se calculó en un 1.1% (Figura 85) y su ubicación fue en 2718 msnm, aproximadamente a 1100 metros de profundidad debajo del cráter del volcán (Figura 86). De igual forma localizamos diferentes explosiones ocurridas durante el 2009 y el 2010, las cuales han sido consideradas de baja magnitud. Encontrando eventos entre 830 y 3500 msnm aproximadamente o entre 300 y 3000 m por debajo del cráter. En la Tabla 11 encontramos la fecha, localización y error (misfit) del ajuste para varias explosiones. En la Figura 87, podemos observar la localización de las explosiones (puntos negros), LPs (cruces) y tremores (triángulos), de este estudio.

Tabla 11. Fecha, localización y error del ajuste (misfit) de diferentes explosiones ocurridas durante el 2009 y 2010.

Fecha	Long	Lat	Alt	Error%
01-Dec-2009 08:49:24	-103.6228	19.5082	2188	8.4
02-Dec-2009 04:17:11	-103.6125	19.5082	1980	2.8
02-Dec-2009 18:06:30	-103.6159	19.5185	1154	3.9
02-Dec-2009 21:27:21	-103.6211	19.5185	1395	0.6
03-Dec-2009 03:38:54	-103.6108	19.5116	2768	2.9
03-Dec-2009 08:19:55	-103.6125	19.5116	1690	2.4
04-Dec-2009 11:20:12	-103.6108	19.5134	3180	2.3
04-Dec-2009 13:37:46	-103.6177	19.5099	830	2.9
04-Dec-2009 17:48:56	-103.6142	19.5082	3554	3.5
05-Dec-2009 02:04:44	-103.6125	19.5116	1090	2.6
05-Dec-2009 17:09:30	-103.6211	19.5099	1963	9.3
05-Dec-2009 21:12:34	-103.6211	19.5168	3476	6.5
23-Feb-2010 05:20:34	-103.6142	19.5082	3454	5.6
23-Feb-2010 05:20:36	-103.6142	19.5082	3154	5.5
23-Feb-2010 11:31:10	-103.6159	19.5065	3452	5.6
23-Feb-2010 11:31:10	-103.6159	19.5065	3452	6.6
24-Feb-2010 05:54:41	-103.6108	19.5099	3323	5.7
24-Feb-2010 13:17:33	-103.6142	19.5151	1442	1.4
25-Feb-2010 15:17:39	-103.6194	19.5099	1783	6.9
25-Feb-2010 20:33:21	-103.6228	19.5168	2693	7.9
25-Feb-2010 20:53:36	-103.6125	19.5116	3490	4.3
26-Feb-2010 04:54:07	-103.6142	19.5168	3550	2.0
26-Feb-2010 05:22:15	-103.6228	19.5134	2665	5.0
26-Feb-2010 07:49:59	-103.6142	19.5151	3142	4.1
26-Feb-2010 13:04:10	-103.6228	19.5134	3265	9.2
26-Feb-2010 19:37:35	-103.6108	19.5082	2790	3.6
28-Feb-2010 18:19:29	-103.6194	19.5185	2653	7.7
28-Feb-2010 23:30:40	-103.6159	19.5151	2718	1.1
16-Jun-2010 05:53:14	-103.6142	19.5099	2548	2.9
20-Jun-2010 02:58:05	-103.6211	19.5082	2485	4.1
22-Jun-2010 17:46:03	-103.6108	19.5099	2323	3.4
24-Jun-2010 11:38:20	-103.6228	19.5099	2654	9.3
29-Jun-2010 06:34:53	-103.6159	19.5065	2352	5.8

30-Jun-2010 14:43:15	-103.6108 19.5116	2368	1.6
01-Jul-2010 03:20:54	-103.6211 19.5065	2192	5.2

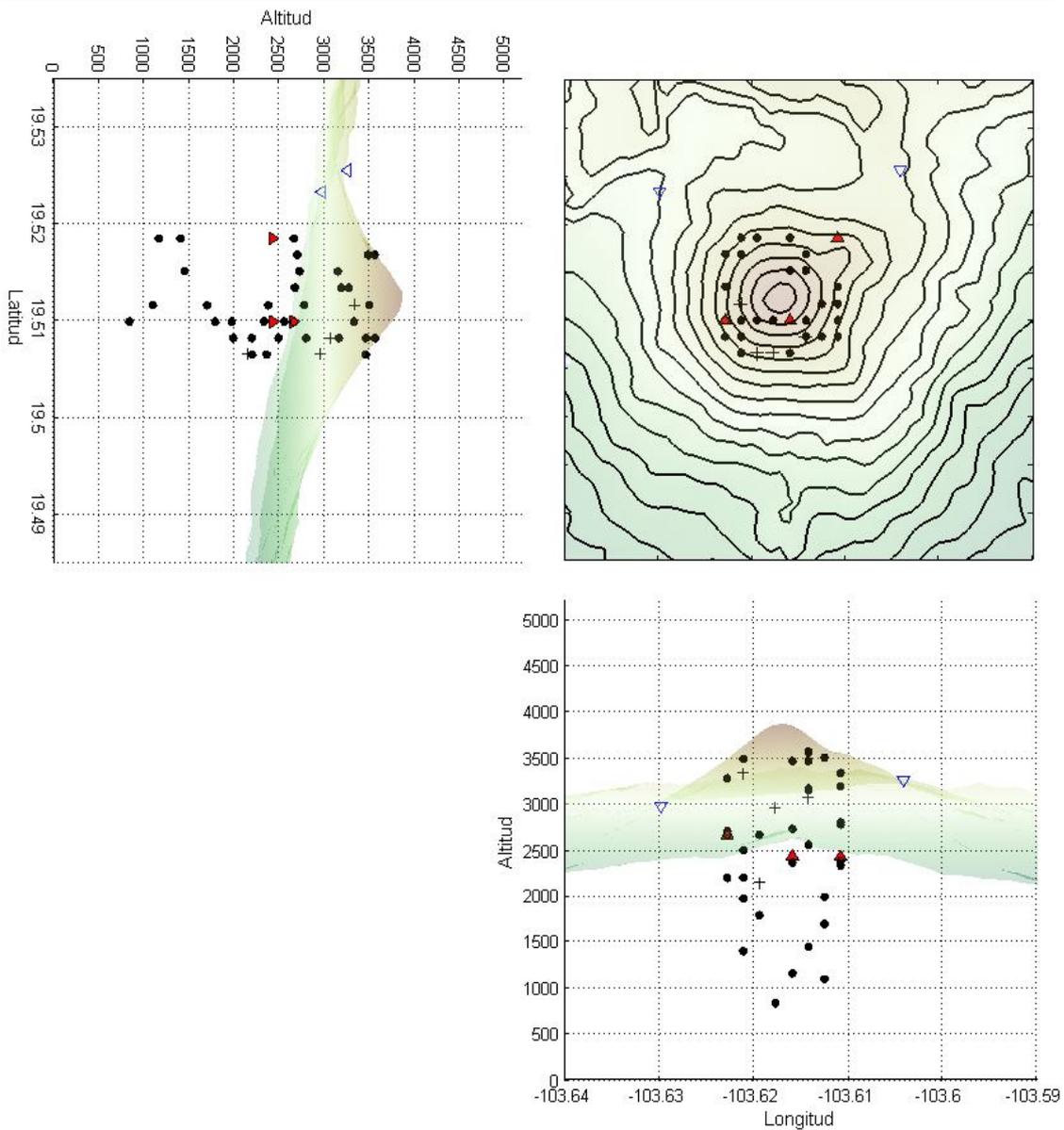


Figura. 87. Localización de explosiones (puntos), LPs (cruces) y tremores (triángulos), ocurridos durante el 2009 y 2010 en el Volcán de Colima.

## **VI Discusión**

### **VI.1 Detección y Clasificación Automática de Sismos Volcánicos**

El uso de los Modelos Ocultos de Markov (HMMs) permite detectar y clasificar de manera automática sismos en tiempo casi real. Es un método eficiente y trabaja con datos en forma continua, que es una ventaja respecto a otros algoritmos, como el de las redes neuronales. Se aplicó este método a la sismicidad actual del Volcán de Colima, lo que permitió observar un cambio paulatino de la sismicidad a finales de enero del 2010. En particular, se detectaron derrumbes como parte del desbordamiento de lava hacia las laderas del volcán. Durante el mes de febrero una gran cantidad de derrumbes han sido clasificados, lo que hubiera sido una labor difícil de realizar en forma manual, por lo cual el sistema probó ser útil en este tipo de situaciones. La eficiencia con la cual se construyeron los modelos para clasificar dicha actividad alcanzó hasta un 83%. La clasificación hecha en tiempo casi real ha demostrado tener aproximadamente la misma eficiencia.

Para otros volcanes dicho análisis ha arrojado diferentes resultados. En el caso de la clasificación realizada para la isla Decepción en la Antártica (Benítez et al., 2007), ellos clasificaron 4 diferentes eventos: VTs, LPs, híbridos y tremor. Para este volcán alcanzaron hasta un 91% de eficiencia en su clasificación. Para el volcán Stromboli, se encontró que el sistema tuvo una eficiencia en el reconocimiento de un 92.3% para 2 diferentes eventos, explosiones y ruido de fondo (Ibáñez et al., 2009). En el caso del volcán Etna, se usaron únicamente dos eventos, tremor volcánico y ruido de fondo. La mayor eficiencia se encontró en un 82% (Ibáñez et al. 2009). Por lo que, como observamos dichas clasificaciones realizadas en otros volcanes (Isla Decepción y Stromboli) han tenido una mayor precisión o eficiencia en sus resultados. Sin embargo, el número en los tipos de eventos ha sido mayor en el caso del Volcán de Colima (VT, LP, COL, LAH, EXP, REG y SIL), por lo que consideramos que un 83% de eficiencia en el reconocimiento de dichas señales es aceptable para monitorear al volcán.

## **VI.2 Estudio de Señales Continuas Durante el 2004-2005**

Por otro lado, el análisis de las señales sísmicas continuas, así como el uso de técnicas de correlación cruzada para LPs, ha demostrado ser de gran utilidad en el seguimiento de la actividad volcánica en diversos volcanes. El uso del RSEM apoyado en el modelo viscoelástico derivado del FFM se ha venido utilizando en años recientes en el Volcán de Colima. Dicho análisis ha permitido hacer el pronóstico de erupciones tanto efusivas como explosivas (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001; Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna, 2002), aunque existen eventos explosivos que no han demostrado tener una clara tendencia en su desarrollo sísmico y ha sido difícil su pronóstico (Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna, 2002). En este trabajo se han utilizando técnicas similares para estudiar la actividad sísmica y volcánica del 2004-2005, apoyándonos en el filtrado de la señal en una banda de frecuencia de interés (SSEM), esto debido a que la sismicidad estudiada, en los periodos tanto efusivo, como explosivo, está únicamente constituida por enjambres de LPs, con frecuencias bien definidas.

En el caso del espectro mínimo, como hemos mencionado anteriormente este analiza la señal de fondo o el ruido sísmico. Cuando existe un aumento en la sismicidad, en este caso con los enjambres de LPs, este espectro empieza a muestrear también la energía generada por estos eventos cuando aumentan en número. Es por esa razón que las curvas aumentan paulatinamente antes de las explosiones. Con lo cual, este demostró ser una herramienta complementaria al SSEM, con él pudimos observar un incremento en el nivel de ruido durante el mes de septiembre del 2004. Este incremento se correlaciona con un periodo de inflación observado por la estación de inclinometría (COIA) localizada a 1.6 km del cráter, del 6 de septiembre al 25 de septiembre aproximadamente (Zobin et al., 2010). Y que antecedió al enjambre de LPs e inicio de la extrusión del domo de lava a finales de septiembre. Aunque durante el periodo de explosiones vulcanianas importantes el espectro mínimo no mostró diferencias significativas con respecto del SSEM, consideramos que puede ser valioso su cálculo para el seguimiento de la actividad sísmica y volcánica. En cuanto

al análisis de la frecuencia predominante, este parámetro mostró en algunas ocasiones un incremento paulatino antes de las explosiones, por lo que su cálculo podría ayudar en el monitoreo volcánico.

### VI.3 Sismicidad Pre-eruptiva y Precursores

La sismicidad que acompañó este periodo eruptivo, tanto el crecimiento del domo de lava de septiembre del 2004, así como el periodo explosivo de febrero a septiembre del 2005, fue principalmente compuesta por LPs (Figura 88). La ausencia de actividad volcano-tectónica al inicio del periodo indica que puede considerarse al sistema como abierto durante esas fechas. Actividad de tipo LP ha acompañado a crecimientos de domos en años recientes en otros volcanes (Gil-Cruz y Chouet, 1997, Umakoshi et al., 2008, Moran et al., 2008, Arciniega-Ceballos et al., 2008), así como a explosiones (García-Aristizabal 2007, Neuberg et al., 2000, Thelen et al., 2008, Macedo et al., 2008).

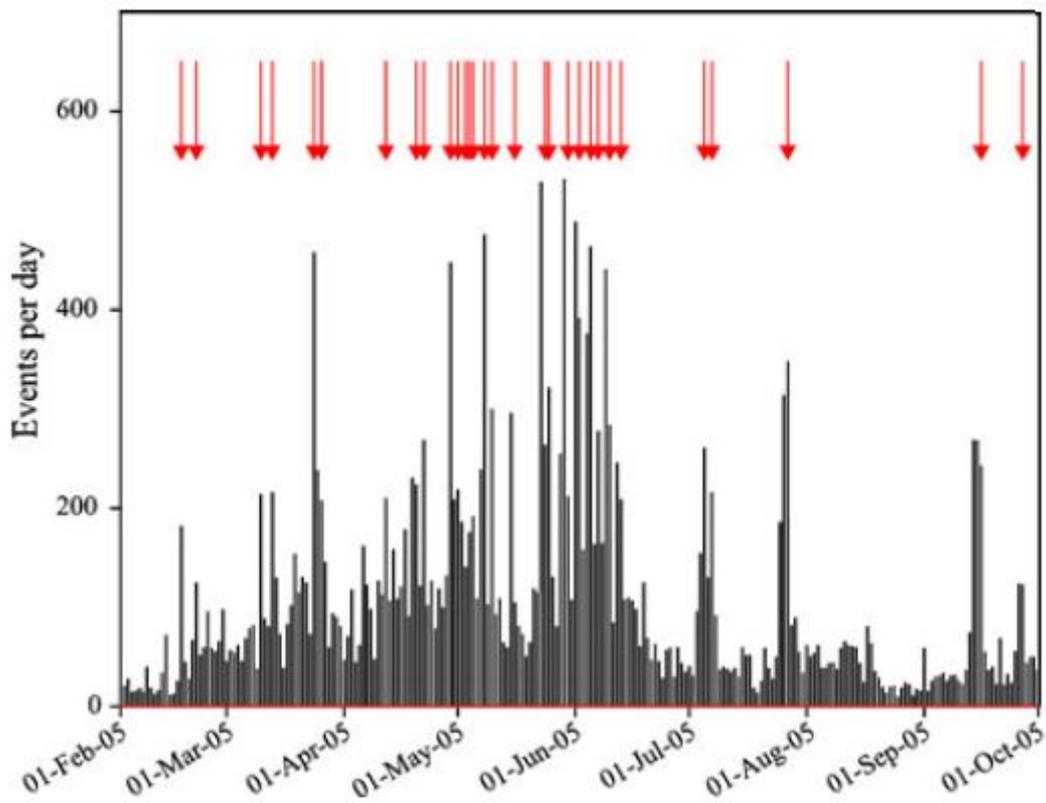


Figura 88. Número de LPs por día durante la fase explosiva, de febrero a octubre del 2005. Las fechas indican explosiones vulcanianas importantes. (Modificado de Varley et al., 2010a).

Una parte importante de nuestros resultados muestra principalmente que el pronóstico de la actividad explosiva con ayuda del FFM (Voight, 1988, 1989), puede ser aplicado a la sismicidad de tipo LP como lo pudimos observar en el capítulo 3. Y en base a que existe una relación lineal en la magnitud de los LPs con el logaritmo de su frecuencia de ocurrencia, por lo que cumple con la ley de Gutenberg-Richter, pienso que el mecanismo generador o disparador de los LPs es probablemente un proceso de ruptura, el cual genera la resonancia dentro del conducto. Aunque los errores observados en el pronóstico de las explosiones hacen pensar que el material al romperse no tiene un comportamiento totalmente frágil. Asimismo, los LPs observados en dicho proceso son de baja amplitud y solo pueden ser observados mayormente por la estación más cercana al cráter EZV4, con lo cual se infiere que su ubicación es somera, en el domo mismo o por debajo de él, como se ha observado en otros volcanes (Umakoshi et al., 2008). En cuanto a la amplitud de los LPs, los valores de desplazamiento reducido promedio muestran valores debajo de los 40 cm<sup>2</sup>, valores máximos reportados de desplazamiento para ondas superficiales en otras secuencias de LPs andan alrededor de 100 cm<sup>2</sup> para el Galeras (Gil-Cruz y Chouet, 1997) y el monte Etna (Falsaperla et al, 2002). En años recientes, estudios de laboratorio han demostrado que el magma a altas temperaturas y esfuerzos pueden llegar a romperse.

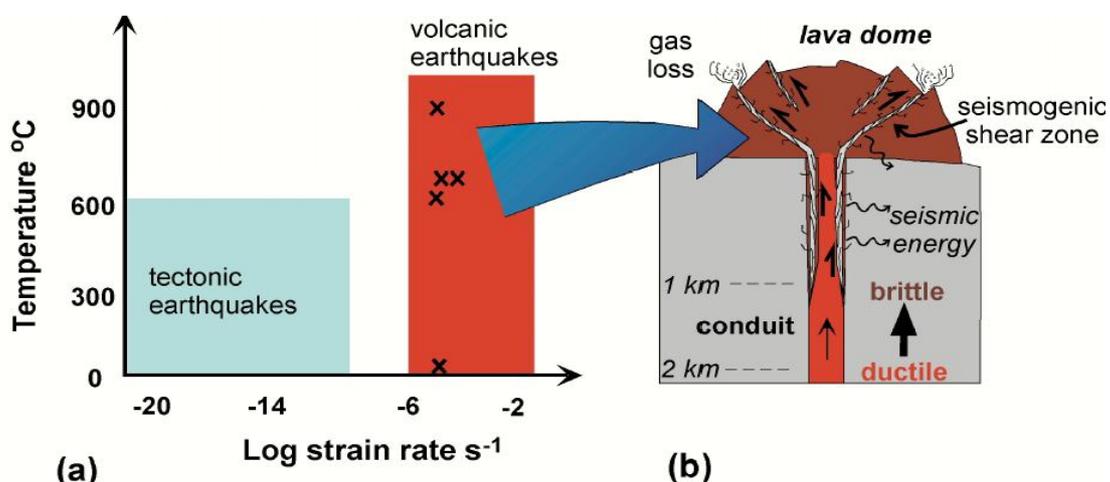


Figura 89. A) Temperatura vs tasa de deformación de sismos tectónicos y sismos volcánicos. B) Esquema en donde se muestra el paso de la sismicidad, pasando de dúctil a frágil a altas tasas de deformación, así como las posibles zonas sismogénicas (Tomado de Tuffen et al., 2008).

Estos experimentos han revelado, que las lavas de los domos en su formación pueden ser sismogénicas, observándose un cambio en la sismicidad, pasando de dúctil a frágil hasta completamente frágil a altas tasas de esfuerzos o deformación (Figura 89, Tuffen et al., 2008).

De igual forma se ha observado que si se someten muestras de lava cristalinas a altas presiones y temperaturas, éstas pueden llegar a tener un desarrollo de tipo exponencial o hiperbólico en la energía liberada observada por emisiones acústicas al generarse fracturamiento en las muestras (Figura 90). Esto genera decrecimiento del inverso de dicha curva, por lo cual esto debe de permitir el uso de métodos de pronóstico como el FFM (Lavalle et al., 2008).

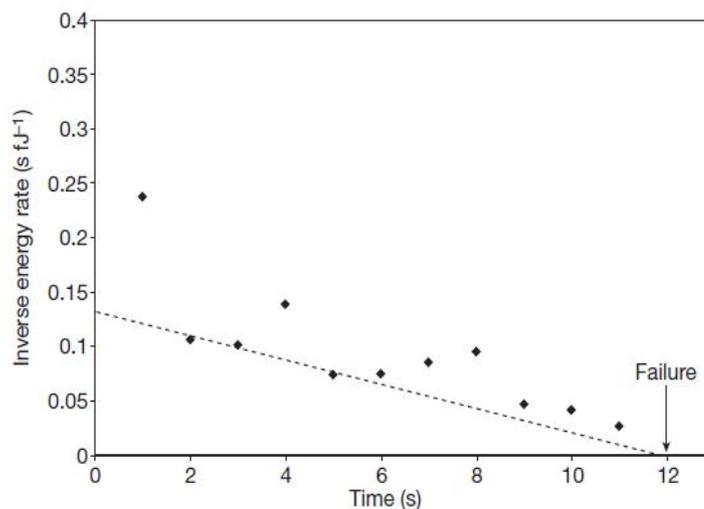


Figura 90. Aplicación del FFM a las lavas del Volcán de Colima, experimento a 940°C, deformados bajo 40 Mpa. La predicción de la ruptura basada en el FFM es hecha con los valores máximos de la energía o los mínimos en el inverso. La flecha indica el tiempo de fallo (Tomado de Lavallée et al., 2008).

Lavallée et al., (2010) en estudio acerca de la reología del Volcán de Colima ha encontrado que sus lavas son altamente cristalinas (con 50-80% de cristales y menos de 25% de poros). Por lo que, un proceso de rompimiento a altas tasas de esfuerzos y temperaturas puede llegar a ocurrir. De igual forma, en un reciente estudio sobre el volcán Soufrière Hills, se observó que el uso del número de LPs antes del colapso del domo de junio de 1997, puede ser de utilidad en el pronóstico de dicho fenómeno utilizando el FFM (Hammer y Neuberg, 2009). Dicha actividad estuvo compuesta por enjambres de LPs, los cuales fueron aumentando en número, hasta que

finalmente se produjo el colapso, el inverso de la tasa de número de eventos demostró ser de gran utilidad en dicho pronóstico. En el caso del Volcán de Colima también se observa un incremento en el número de LPs antes de las explosiones, y no en la amplitud de dichos eventos (Figura 91). Este aumento en el número de eventos antes de las explosiones en el Volcán de Colima puede ser explicado en términos de un aumento en la tasa de ascenso de magma (Hammer y Neuberg, 2009). Una tasa alta de ascenso de magma resulta en la generación de muchos LPs debido al incremento en la tasa de la deformación. Como consecuencia de los altos valores de deformación y de los gradientes altos en la viscosidad, un fallamiento frágil puede ocurrir en el magma cerca de las paredes del conducto.

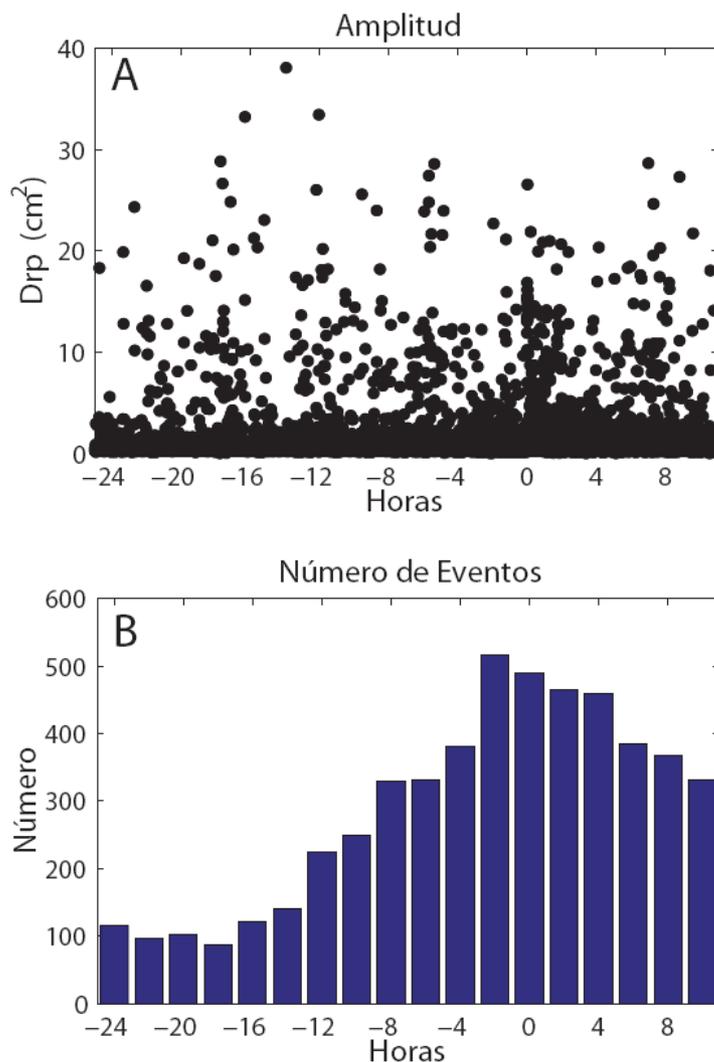


Figura 91. A) Amplitud en desplazamiento reducido promediado ( $\text{cm}^2$ ). B) Número de eventos cada dos horas. El 0 es el tiempo de todas las explosiones.

Por otro parte, el uso del inverso del SSEM basado en el modelo del FFM ha demostrado que puede llegar a ser una herramienta valiosa en el pronóstico de las explosiones, por lo que puede ser utilizada como una posible alerta temprana, como se ha observado en el capítulo 3. Esto está soportado en un incremento del SSEM de forma hiperbólica antes de las explosiones, el cual puede ser observado como una línea recta que decrece en el inverso del SSEM, con lo cual, la intersección de esta línea con el eje de las abscisas nos dará el tiempo aproximado de la explosión. En el caso de las explosiones generadas durante el 2005 en el Volcán de Colima, los tiempos pronosticados a posteriori siempre fueron después del tiempo real de la explosión. Este retraso es similar al observado por Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna (2002) para la explosión de 1994. Este tiempo de retraso es probablemente asociado a procesos complejos en la parte alta del conducto o en el domo mismo.

Varios procesos puede explicar este retraso en el tiempo, como: 1) El fallamiento en el magma puede producir canales permeables en los cuales se incrementa la desgasificación (Figura 89), esto también puede romper los cristales embebidos en el magma. Ambos fenómenos pueden modificar la reología del magma incrementando la viscosidad por ejemplo, así como las condiciones de fracturamiento en el conducto. 2) Fracturas y una alta tasa de deformación cerca de la pared del conducto, puede llevar a generar una alta fricción y calentamiento del magma. Durante la aceleración del fracturamiento y la extrusión, este calor limita la transición de dúctil a frágil del magma y previene un incremento hiperbólico en la liberación de la energía sísmica. 3) El cálculo del SSEM puede incluir diferentes tipos de señales y mezclar procesos de fuentes diferentes. Una mejora de este método sería en separar la energía de cada tipo de evento sísmico. Un mecanismo disparador de la resonancia dentro del conducto, el cual podría ser el rompimiento del magma en las paredes del conducto o en el domo mismo, como explicación en la generación de los LPs, ha sido propuesto por diversos autores. Goto (1999) fue el primero en pensar en la existencia del fallamiento del magma dentro del conducto y la generación de LPs. Tuffen (2003) sugiere para la generación de eventos de baja frecuencia un

mecanismo en donde la acumulación de esfuerzos en un magma viscoso lleva a la formación de fracturas de cizalla o corte, en donde cierta cantidad de gas y partículas de ceniza pueden escapar. Diversos autores han propuesto que, cuando el magma se encuentra ascendiendo, con la fricción y la pérdida de gas, el rompimiento del magma puede ocurrir solo en una región estable. Y que el inicio de las condiciones de fracturamiento puede ser encontrado cuando, el producto de la viscosidad de cizalla del magma y de la tasa del esfuerzo de corte es mayor que la fuerza de corte del magma (Papale, 1999; Collier y Neuberg, 2006; Neuberg et al., 2006). Con lo cual ciertas condiciones se deben de cumplir, produciendo una fuente estacionaria de energía sísmica, y debido a que existe un flujo de magma fresco que constantemente se mueve en esta región, se genera una fuente repetible y no destructible, produciendo eventos con la misma forma de onda, como lo demuestra el análisis de correlación cruzada realizado para el Volcán de Colima.

Estudios recientes de correlación cruzada en otros volcanes, interpretan una variación en la correlación únicamente de la coda, como el resultado del desplazamiento vertical de la fuente en el volcán Soufrière Hills (De Angelis, 2009). De igual forma un modelo para explicar los 'drumbeats', (LPs de baja amplitud con un alto grado de correlación) en el Monte Santa Helena (Moran et al., 2008, Thelen et al., 2008), es explicado como un movimiento repetitivo de tipo 'stick-slip', a lo largo de los márgenes del domo sólido extruído (Iverson et al., 2006, Iverson, 2008). Por todo lo anterior, asumimos que la generación de LPs en el Volcán de Colima durante el periodo 2004-2005 está relacionada con el ascenso de material juvenil, en donde existe un rompimiento del magma en las paredes del conducto, producto de los altas deformaciones y esfuerzos generados durante el movimiento de dicho material. Este rompimiento generó o disparó una resonancia en el conducto, por lo que la sismicidad observada es de tipo LP.

## VI.4 Familias de LPs

El análisis de las familias encontradas con la correlación cruzada en el Volcán de Colima, demuestra que existen fuentes repetibles que actúan durante el crecimiento del domo de lava de septiembre del 2004, durante todas las explosiones y con los crecimientos de domos pequeños observados entre mayo y junio. Dichas familias solo contienen aproximadamente el 18% del total de los eventos encontrados, por lo que se concluye que existe un número de eventos alto que no pertenece a ninguna familia y que son generados por fuentes no estacionaras. De igual forma, podemos ver en los histogramas de las familias (Figuras 92 y 93) que existe un incremento en el número de eventos antes de la 30 explosiones (hora 0), en las familias 1, 2, 3, 4, 6, 7, 9, 10 y 12, similar al de todos los eventos (Figura 91).

Una vez que la explosión ha ocurrido, los eventos de las familias 2 y 11 por ejemplo presentan un notable incremento en su número. Dichos eventos también presentan mayores amplitudes que la familia número 1. Esto también se ve reflejado en el valor  $b$  de los eventos antes y después de las explosiones. Para los LPs ocurridos antes de las explosiones el valor de  $b$  es de 2.3, mientras que para los eventos ocurridos dentro de los enjambres generados después de las explosiones es de 2.1. Esto significa que antes de la explosión existen LPs con amplitudes regulares o constantes, cuando ocurre la explosión, las amplitudes y las magnitudes aumentan, generando una disminución en la pendiente de la relación de Gutenberg-Richter. Valores altos de  $b$  se han asociado a altos gradientes térmicos (McNutt, 2005). Por otro lado, la Figura 94 muestra el apilamiento o 'stack' de los miembros de cada familia contra el tiempo, poniendo como tiempo de origen el tiempo de las 30 explosiones. En ella podemos observar que existen familias que ocurren principalmente antes de las explosiones, como la 1, 7, 8 y 12, por lo que pueden ser utilizados como precursores o para una alerta temprana. En cambio las familias 2 y 11, tienen un incremento acelerado en número después de la explosión.

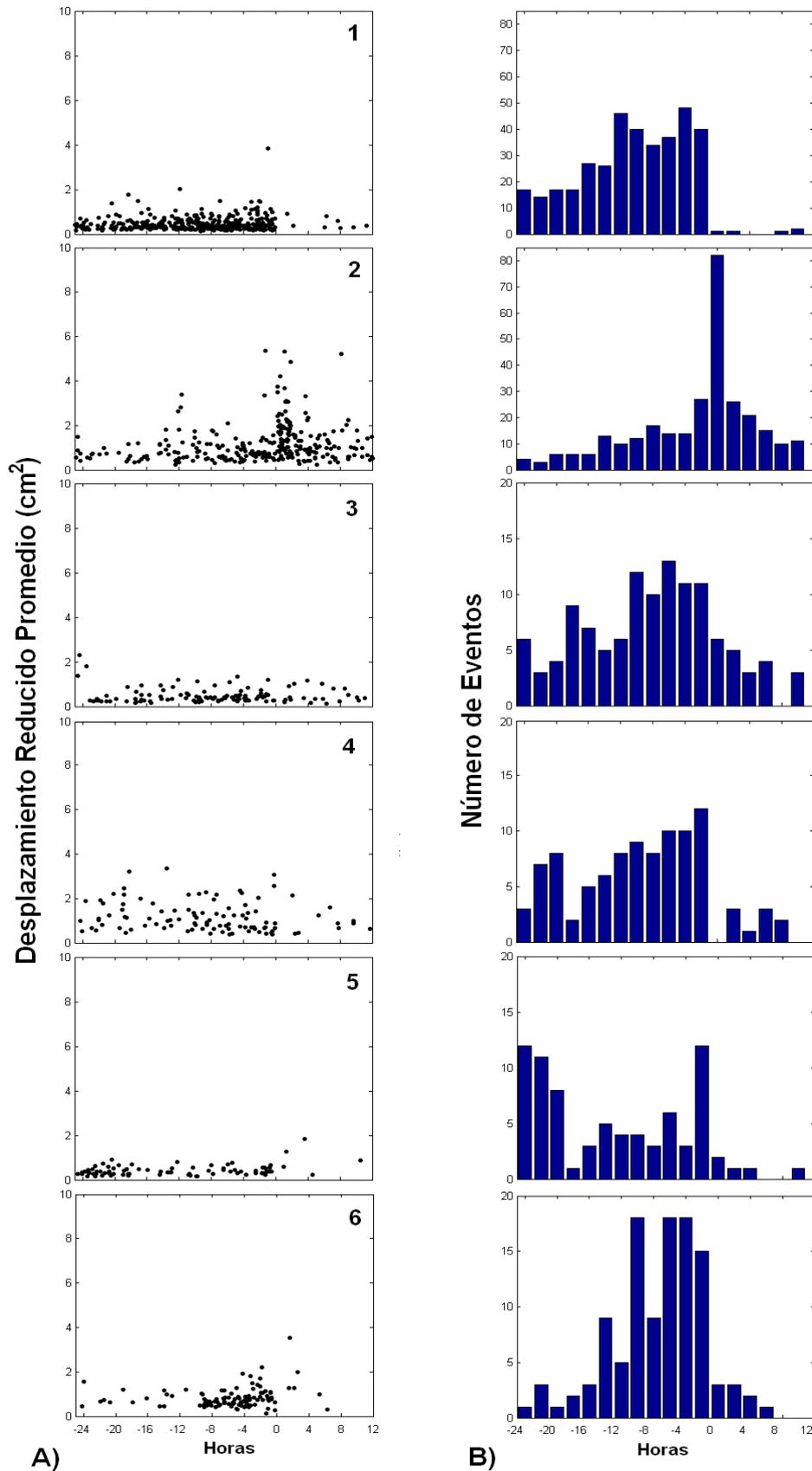


Figura 92. A) Amplitud en desplazamiento reducido promedio (cm<sup>2</sup>) de la primera a la sexta familia (El número de la familia se encuentra en la parte superior derecha). B) Número de eventos cada dos horas. El 0 indica tiempo de las 30 explosiones.

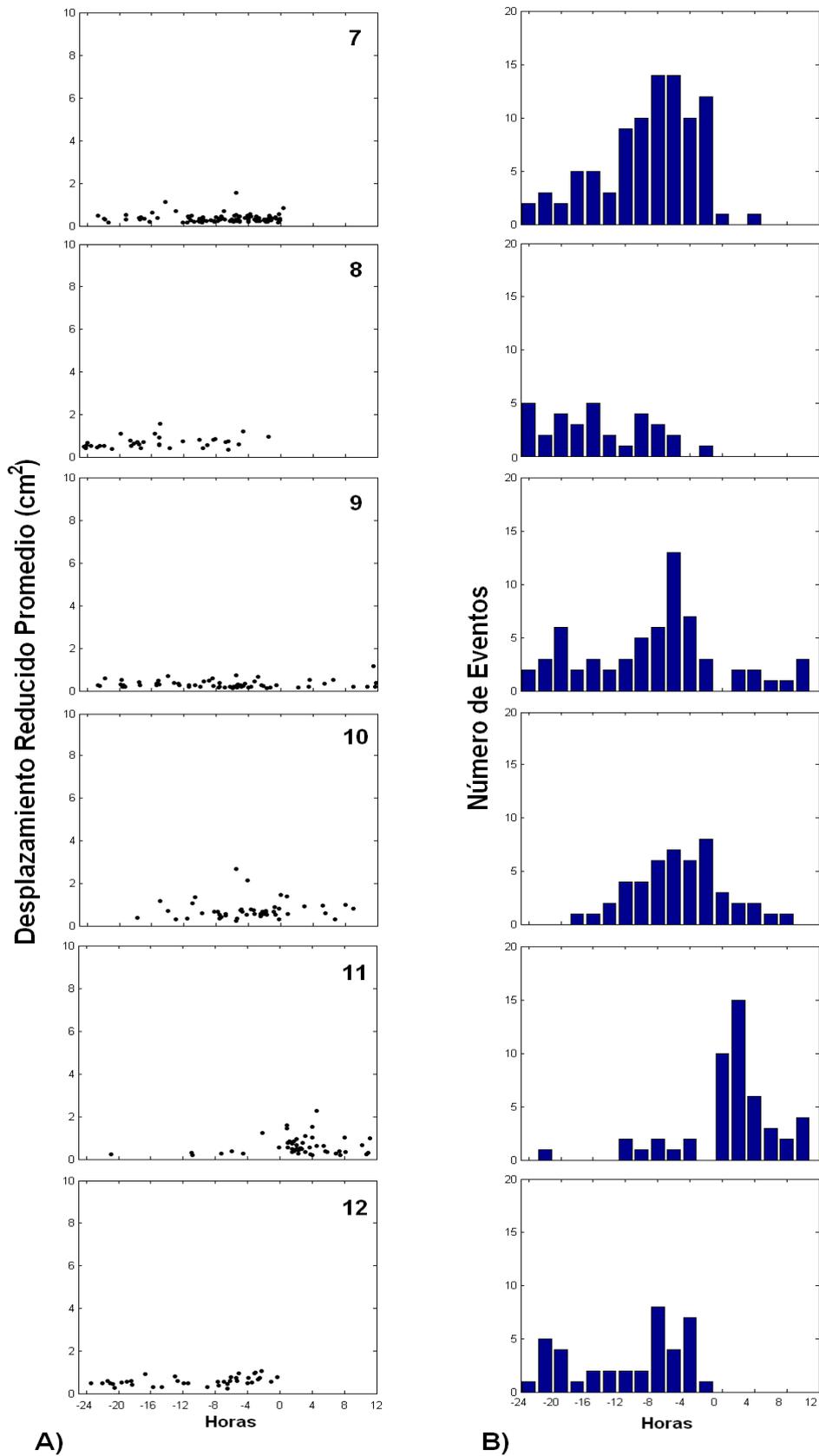


Figura 93. A) Amplitud en desplazamiento reducido promedio (cm<sup>2</sup>) de la séptima a la doceava familia (El número de la familia se encuentra en la parte superior derecha). B) Número de eventos cada dos horas. El 0 indica tiempo de las 30 explosiones.

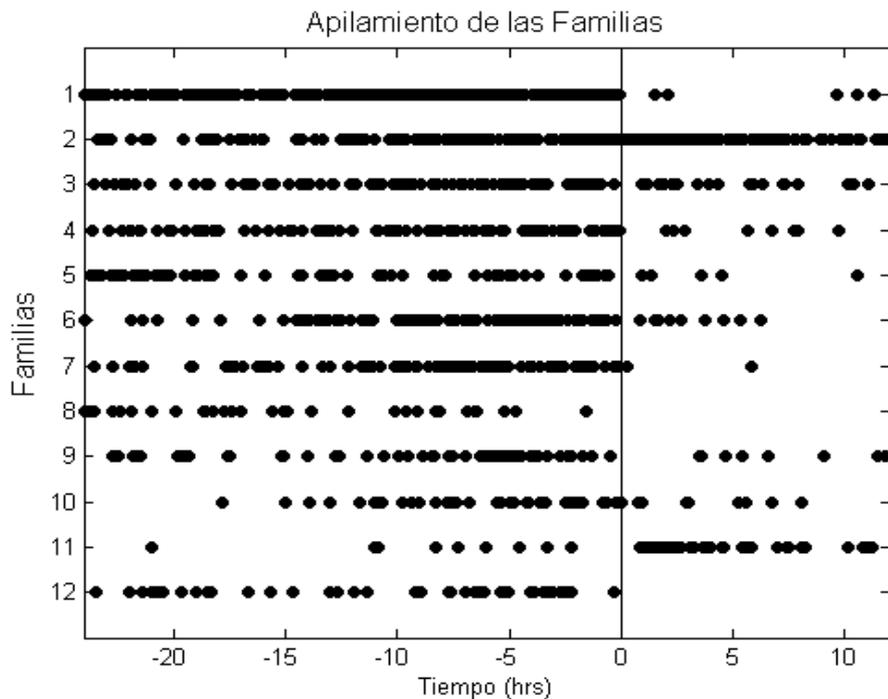


Figura 94. Apilamiento de todos los miembros de las familias, tomando como al origen las explosiones vulcanianas. En ella se puede observar que principalmente las familias 1, 7, 8 y 12 pueden ser consideradas como precursoras o para un sistema de alerta temprana.

Las familias 2 y 11 pueden ser explicadas por un modelo similar al de la 'botella de champagne' de Sturton y Neuberg (2003), en donde inicialmente la columna de magma esta bajo altas presiones y una gran cantidad de gas se encuentra en solución. Con el fallamiento del domo, la presión disminuye instantáneamente y las burbujas pueden crecer en partes en donde el magma se encuentra sobresaturado. El crecimiento de las burbujas causa que el magma se expanda y este incremento en volumen es acomodado por la aceleración del magma hacia la parte superior, desde la superficie de nucleación, en donde las burbujas comienzan a crecer. De tal forma que el material es extruído de manera más rápida hacia la superficie, permitiendo un mayor crecimiento del domo. Por lo que, podemos interpretar que la familia 2 actúa mayormente después de la descompresión del sistema y su aumento tanto en número como en tamaño representa una condición de menor presión, que se ve reflejada en una menor oposición del magma para salir.

## **VI.5 Análisis Espectral**

Un aumento en la frecuencia dominante de LPs o de tremor antes de las explosiones del 2005 puede ser atribuida a un incremento de presión, que induce una disminución en la fracción del volumen del gas y un aumento en la velocidad de las ondas sísmicas, afectando por lo tanto a las frecuencias (Neuberg y O’Gorman, 2002; Sturton y Neuberg, 2003). Dicho incremento en las frecuencias también puede ser visto con un incremento en la repetición de la fuente. Conforme avanza el tiempo, los LPs se acercan más entre si, por lo que la función fuente aumenta en repeticiones o en número de eventos conforme se acerca la explosión (Powell y Neuberg, 2003). El aumento en la repetición de la función fuente esta asociada al incremento en la tasa de emisión, como hemos visto anteriormente. En nuestro caso, el análisis de la frecuencia dominante de la señal cada 10 minutos nos muestra que esta frecuencia en muchas ocasiones tiende a los 3 Hz antes de cada explosión. Por lo que, este aumento en la frecuencia está asociado a una mayor proporción de LPs antes de cada evento explosivo. Por tal razón, como lo menciona Vila et al., (2008), la frecuencia debe de ser considerada como una de los más significantes indicadores de cambios en los sistemas dinámicos.

## **VI.6 Generación de Explosiones Vulcanianas**

Algunas consideraciones deben de ser hechas para explicar el mecanismo por el cual, durante el crecimiento del domo de septiembre del 2004 no existieron explosiones suficientemente grandes, como para destruir dicho domo pocos días después de ser formado. Una de ellas es pensar en un sistema abierto o cerrado. Si el gas puede viajar a través del magma y alcanzar la superficie o las paredes de conducto independientemente del magma, el sistema es considerado abierto. Por el contrario, si el gas se mantiene dentro del magma y viaja hacia la superficie con la velocidad del magma, el sistema es cerrado, no existe perdida de gas (Collombet, 2009). Para el caso del Volcán de Colima se piensa que el sistema es abierto durante los primeros meses de la extrusión, que es durante la etapa de los

derrumbes. En esta etapa el gas pudo escapar libremente, por lo que se piensa que la permeabilidad probablemente fue alta generando únicamente explosiones moderadas. De igual forma mediciones de SO<sub>2</sub>, corroboran esta idea, ya que los valores máximos medidos se presentan durante el periodo de mayor extrusión en octubre del 2005 (Zobin et al., 2008a, 2009c). Aunque una mayor tasa en la emisión de magma como la ocurrida en ese periodo puede generar más gas, independientemente de la permeabilidad.

Un modelo numérico propuesto por Diller et al., (2006), explica que la formación de un tapón en el conducto, el espesor y la densidad a lo largo de la profundidad, así como la magnitud de la sobrepresión son controlados por la tasa del flujo de magma, la permeabilidad de la roca encajonante y el umbral de conectividad de las burbujas. La tasa del flujo de magma o tasa de emisión parece ser el parámetro más importante en el sistema, donde un incremento en el flujo, incrementa la magnitud y la extensión de una sobrepresión en el conducto. El incremento en la tasa del flujo de magma también decrece la densidad y el espesor del tapón, la cual puede favorecer una explosión sobre la extrusión (Diller et al., 2006). De igual forma, Lavallée et al., (2010) menciona que la competencia entre la pérdida de presión de poro a través de la desgasificación y la descompresión debido al ascenso, puede dictaminar el estilo eruptivo. Por otro lado, la alta presión que genera las explosiones vulcanianas durante el 2005 pueden ser explicada por los fuertes gradientes verticales de viscosidad, que resultan en un exceso de presión, que se desarrolla en la cima del conducto y en el domo mismo, así como crecimiento de microlitos en la fase líquida como consecuencia del enfriamiento. Esto puede causar grandes excesos de presión a niveles someros, teóricamente la cristalización de microlitos en sistemas cerrados puede incrementar la presión local en algunas decenas de MPa (Sparks et al., 1997). En algunos análisis de muestras de ceniza recolectadas durante algunas explosiones del 2005, se observan dos tipos de muestras principalmente (Savov et al., 2008). Unas son partículas de ceniza con matrices ricas en microlitos, las cuales son interpretadas como fragmentos de domos de lava de la parte superior del conducto que cristalizaron lentamente.

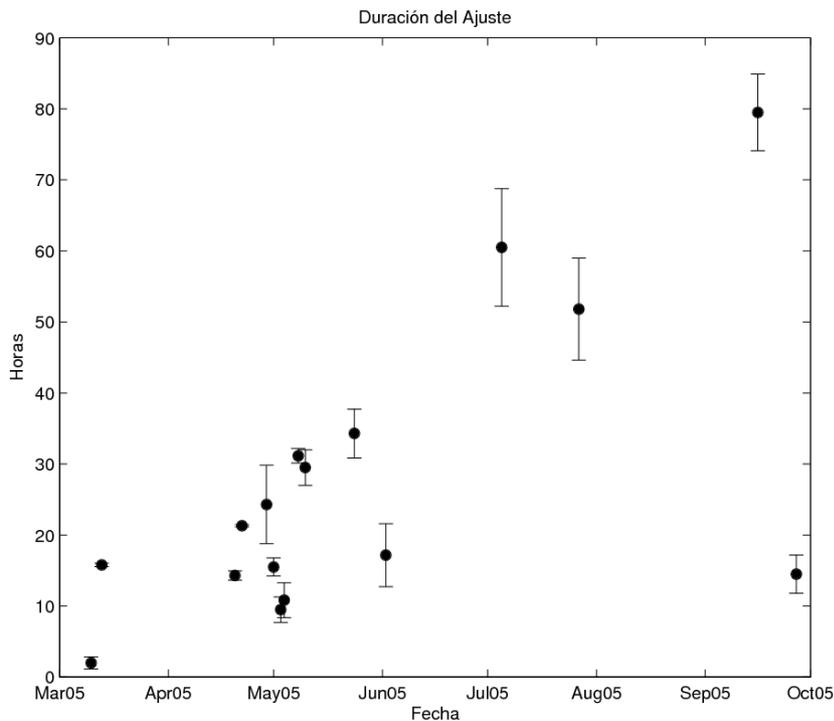


Figura 95. Duración de la fase de aceleración de la tasa de ocurrencia de los LPs. Se observa una tendencia creciente conforme avanza el tiempo, a excepción de la explosión del 27 de septiembre del 2005. Las líneas verticales indican el error entre el tiempo del pronóstico y la explosión.

El otro tipo son partículas de ceniza fina y una matriz oscura, las cuales son generadas por un magma caliente que arribó al conducto superior y que fue fragmentado explosivamente por una erupción vulcaniana (Savov et al., 2008). Esto demuestra que efectivamente un aumento en la presión es generado tanto por la cristalización de microlitos en el domo mismo, así como muy probablemente por la variación de la viscosidad con la profundidad, la cual incrementa la presión. De la misma manera, Savov et al. (2008) interpreta que el aumento en la cantidad de gas pudiera ser provocado por dos fuentes, una interna y otra externa, como por ejemplo agua meteórica. Esto último es poco probable debido a que los enjambres de LPs van aumentando en duración a lo largo del periodo explosivo del 2005 (Figura 95). Indicando así, que cada vez existe un menor aporte de gas del magma ascendente, con lo cual cada explosión tarda más en generar la fuerza suficiente para fragmentar el domo y por consiguiente no responde a procesos periódicos y regulares en donde exista un aumento de presión como consecuencia de la interacción con agua meteórica. Aunque, las mayores explosiones se presentaron a mediados del periodo explosivo

(mayo-junio), con lo cual un proceso complejo ocurre entre la duración de los enjambres y la magnitud de las explosiones.

### VI.7 Análisis Autoregresivo de LPs Monocromáticos

Durante este periodo eruptivo pudimos observar eventos LPs de tipo monocromático, similares a los observados en el Galeras y descritos como ‘tornillos’ (Narváz et al., 1997; Gómez y Torres, 1997). El análisis de los valores de Q y de las frecuencias de estos eventos, muestran que existe un incremento en los meses de enero y mayo del 2005. Los dos incrementos en los valores de Q se presentan, primero en el inicio de la actividad explosiva, y segundo poco tiempo antes del periodo de las mayores explosiones. Por otro lado, este tipo de eventos se ha observado que están asociados a explosiones vulcanianas en otros volcanes (Gómez y Torres, 1997, Stix et al., 1997). Sin embargo, nosotros no encontramos una clara relación en la ocurrencia de estos eventos y las explosiones, aunque existen 10 eventos durante 48 horas antes de algún evento explosivo.

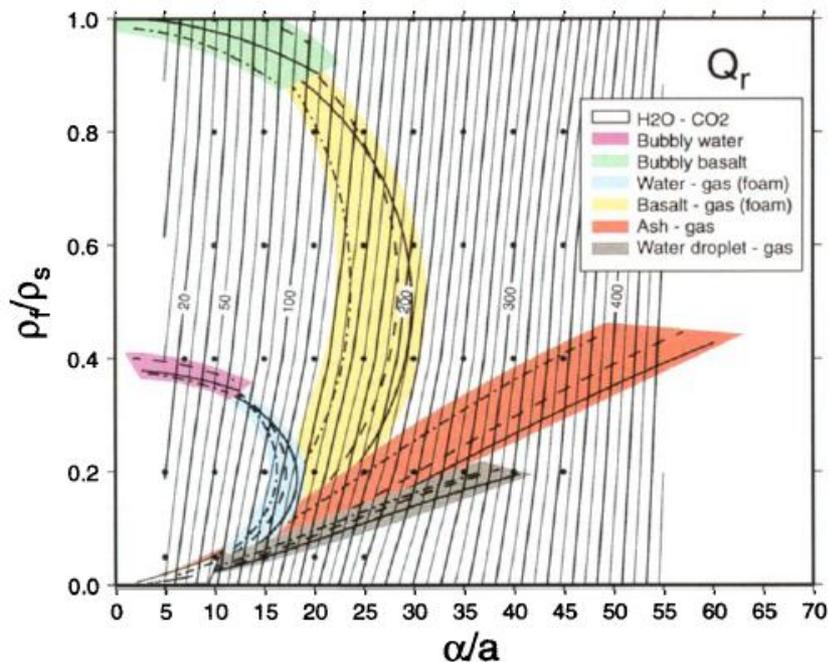


Figura 96. Diagramas de contornos de Q, que dependen de  $\alpha/a$  vs  $\rho_f/\rho_s$ , donde  $\alpha$  es la velocidad de las ondas P en el medio sólido,  $a$  es la velocidad del sonido en el fluido dentro de la fractura,  $\rho_f$  es la densidad del fluido y  $\rho_s$  es la densidad de la roca encajonante. Dependiendo del valor de Q y de los valores de  $\alpha/a$  y  $\rho_f/\rho_s$ , se puede inferir el fluido asociado a la resonancia del LP (Modificado de Kumagai y Chouet, 2000).

El mecanismo generador de este tipo de sismos ha sido asociado a fracturas rellenas con algún tipo de fluido, el cual entra en resonancia por un incremento de presión (Kumagai y Chouet, 2000, 2001). Para el Volcán de Colima se observaron valores de  $Q$  por arriba de 150, dichos valores son probablemente generados por ceniza con gas (Figura 96, Kumagai y Chouet, 2000). Aunque mayormente tenemos valores de  $Q$  por debajo de 100, lo que indica que este tipo de eventos son generados por resonancias con vapor de agua y gas principalmente como fluido. De tal forma, que cuando hay valores de  $Q$  altos, estos están asociados a etapas de actividad explosiva, por lo que, los fluidos involucrados son gases con ceniza, producto de la fragmentación de material juvenil.

## **VI.8 Explosiones Observadas con el Sensor de Banda Ancha**

En el caso del análisis hecho por las explosiones vulcanianas observadas durante el 2005 por el sensor de banda ancha, podemos decir que este tipo de eventos pueden llegar a ser señales compuestas complejas (Johnson et al., 2009). Solo 17 explosiones contienen componentes VLP. En otros volcanes, los VLPs se modelan generalmente asumiendo 6 componentes del tensor del momento y tres fuerzas sencillas 'single force' (Legrand et al., 2000; Chouet, 2003b). Una fuerza simple o 'single force' puede ser generada por un intercambio del momento entre una fuente volumétrica y el medio que lo rodea (Takei y Kumazawa, 1994). En el caso de las explosiones vulcanianas, una fuerza de retroceso o 'recoil force' generada por un jet volcánico durante la explosión genera una single force en sentido contrario de la salida del material (Kanamori et al., 1984; Ohminato et al., 2006). Sin embargo, las fuerzas simples no son siempre bien constreñidas (Davi et al., 2010). Zobin et al., (2006a, 2006b) por su parte, observó una fase de baja frecuencia descrita en el capítulo II. Nosotros asumimos que esta fase descrita por Zobin corresponde a la banda LP descrita en el capítulo 4, mientras que la fase de alta frecuencia, es asociada a la banda SP principalmente. La banda SP esta asociada a la expulsión y resonancia generada por los piroclástos en el conducto. Palo et al., (2009) en un estudio con una antena sísmica instalada entre octubre del 2005 y mayo del 2006 en

el Volcán de Colima, observó que las diferencias en amplitud entre el impulso de baja frecuencia descrito por Zobin para dos tipos de explosiones (explosión vulcaniana y explosión sin ceniza), fueron menores de un orden de magnitud. Aunque generalmente las explosiones con ceniza mostraron mayores amplitudes.

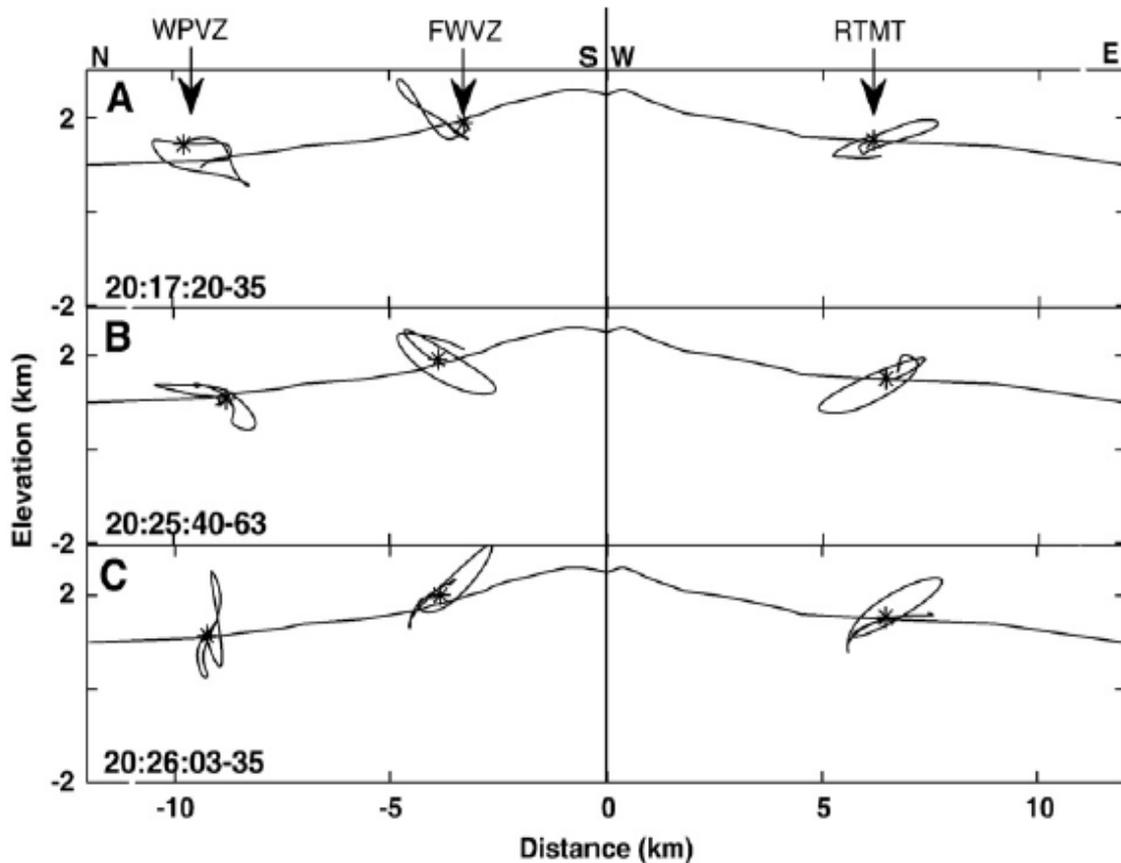


Figura 97. A) Movimiento de partícula en la dirección radial-vertical de un VLP previo a una explosión, B) otro VLP previo a la explosión, C) movimiento de partícula de un VLP asociado a una explosión ocurrida en el 2007 en el volcán Ruapehu. Nótese el movimiento de partícula complicado en dos de las estaciones (Tomado de Jolly et al., 2010).

Para la fase observada en la banda SP, las amplitudes durante las explosiones con ceniza fueron eventos muy energéticos. La banda HF por su parte está asociada con el fracturamiento de roca, así como la caída de bloques y el paso de derrumbes o flujos piroclásticos. En cuanto a la correlación cruzada de los VLPs, encontramos para el Volcán de Colima que 13 eventos tienen una correlación mayor a 0.8 en su componente 'Vertical'. Únicamente 5 y 3 eventos formaron 2 familias para la componente 'Norte', y 6, 2 y 2 eventos formaron 3 diferentes familias en la componente 'Este'.

Solamente 4 eventos formaron una familia que tuvo una correlación mayor a 0.8 en las tres componentes. Con esto se infiere que la gran mayoría de las explosiones no fueron generadas por una fuente repetitiva. Esto significa que pueden estar ubicadas en diferentes lugares con el mismo mecanismo, o con diferente mecanismo y en el mismo lugar. Aunque existe una gran similitud en la componente vertical, las componentes horizontales nos indican que probablemente exista una diferencia en cuanto a la localización epicentral de la fuente, más que en profundidad. En el caso del movimiento de partícula para el plano transversal-radial, este indica que existen dos direcciones preferenciales. La primera en dirección radial y la segunda a 28 grados de la dirección tangencial. Para el plano radial-vertical encontramos que el movimiento es principalmente vertical. Lo cual no es coherente a lo observado en otros volcanes como el Popocatépetl (Chouet et al., 2005; Arciniega et al., 2008).

Un movimiento de partícula complicado de un VLP asociado en una explosión vulcaniana en el 2007 también fue observado en el Ruapehu (Figura 97, Jolly et al., 2010). Lokmer et al., (2010) menciona que las fuentes de los VLPs en volcanes tienen una fuerte componente isotrópica, y por consiguiente debería de poderse ver un movimiento radial en el campo cercano. Sin embargo, en la práctica la topografía y las altas heterogeneidades complican fuertemente el campo de ondas, modificando el movimiento de partícula de dichos eventos. Para las diversas correlaciones entre los diferentes parámetros medidos de las explosiones podemos decir que, básicamente existe una relación pobre entre el momento vertical de los VLPs y la 'counter force' reportada por Zobin. De igual forma, para la 'counter force' y la energía calculada para la banda SP, así como la energía SP y la duración de los flujos piroclásticos observados en la banda HF. Para la altura de la columna reportada por el VAAC de Washington comparada con la energía SP, también mostró una muy baja correlación. Esta falta de correlación entre diferentes mediciones, ha sido observada en otros volcanes alrededor del mundo como en el Tungurahua (Johnson et al., 2005). Parte de esta falta de correlación puede ser asociada con que dichos valores han sido generados por fuentes diferentes y entre ellas no existe un

buen acoplamiento. Aunque también el error en las mediciones podría causar esta baja correlación. Recordemos que asumimos una fuente volumétrica sencilla como lo es el modelo de Mogi, de igual forma, las alturas de las explosiones son calculadas con diversos métodos (observación visual de aeronaves, satélites, etc), lo cual propicia errores en las mediciones. También las condiciones atmosféricas modifican las alturas de las plumas. Sin embargo, existe una correlación aceptable entre el momento vertical de los VLPs y la energía SP, indicando una posible relación entre la fuente volumétrica y el flujo de piroclastos a través del conducto. Lo mismo ocurre con el momento vertical de los VLPs y la duración de los flujos, esto puede indicar que existe una relación de la magnitud de la fuente de los VLPs con el volumen arrojado.

## **VI.9 Localización Utilizando Amplitudes Sísmicas**

La principal suposición del método de localización usando amplitudes es que la fuente es isotrópica, lo cual indica que el patrón de radiación es el mismo en todas las direcciones. Otra suposición importante es que el medio es homogéneo, lo cual es alejado de la realidad debido a la alta heterogeneidad del mismo, compuesto por capas de piroclastos y flujos de lava. También un aspecto importante de tomar en cuenta es el error de la localización. Ya que los errores mostrados en el capítulo 5 nos indican las diferencias entre las curvas teóricas y los valores observados en las estaciones (residuales o 'misfit'). El error de la localización no es sencillo de calcular, debido a que no conocemos el medio y como se propaga o se atenúa la energía durante su trayectoria. Por ejemplo, en la Figura 83 se aprecia el error del ajuste para un episodio de tremor. En el se puede ver una zona residual que se elonga verticalmente debajo del cráter. Esta elongación vertical ha sido observada también en el Tungurahua (Figura 98, Kumagai et al., 2010) y es producto de la falta de una estación a mayor altura o más cercana al cráter, por lo que una nueva estación localizada por ejemplo en el domo del volcancito, mejoraría notablemente este aspecto para el Volcán de Colima. Las localizaciones de los derrumbes han demostrado que el método genera una buena ubicación de la zona por la cual actualmente baja el material. En el

mismo sentido recordemos que parte de estos eventos están asociados a derrumbes de grandes bloques de lava, los cuales se van desintegrando conforme bajan por las pendientes del volcán.

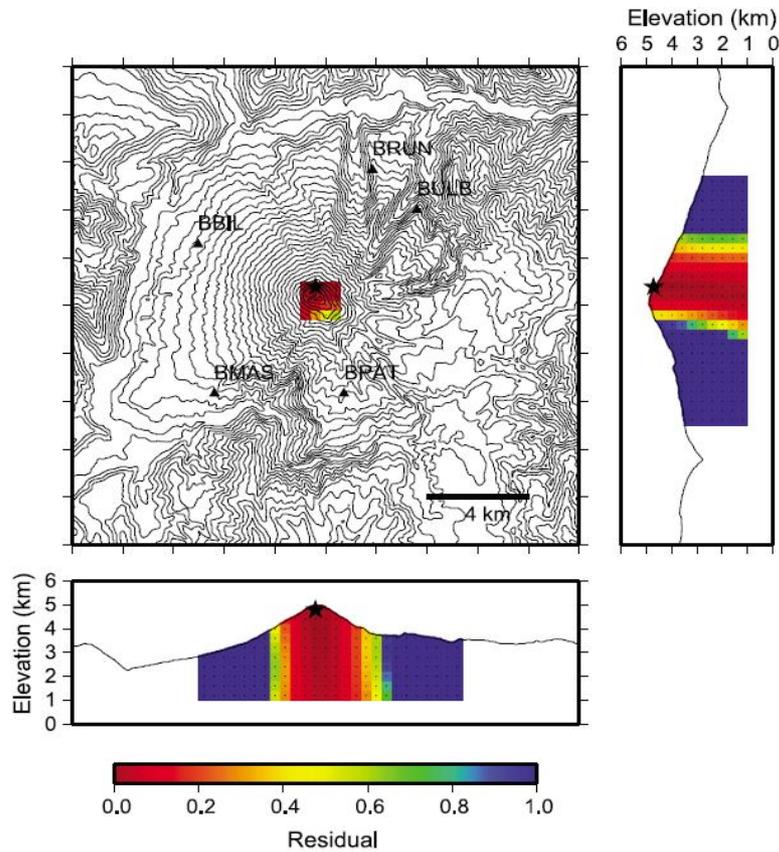


Figura 98. Localización de una explosión utilizando amplitudes en el volcán Tungurahua. La estrella negra es la ubicación propuesta. Nótese la elongación en el residual mínimo (Tomado de Kumagai et al., 2010).

La localización temporal de estos eventos no necesariamente siguen una posición descendente, más bien indican un promedio de la liberación de energía elástica por el paso del material que se va desintegrando a diferentes alturas. Obviamente debido a la naturaleza de dichos eventos, la ubicación puede tener variaciones o errores aproximadamente de algunos cientos de metros, pero cumple con el objetivo de mostrar la zona de ocurrencia de este tipo de fenómeno. En el caso de los LPs y tremores, aunque tenemos pocos eventos debido a la baja amplitud de estos y que no pueden ser observados en las 5 estaciones, podemos observar que dichos eventos se presentan en profundidades menores a 2000 metros por debajo del cráter (Figura 87). Localizaciones de este tipo de eventos en otros volcanes arrojan profundidades similares, como en el Popocatépetl

(Arciniega et al., 2003), Guagua Pichincha (García-Aristizabal et al., 2007), la Piton de la Fournaise (Battaglia y Aki, 2003a), Kilauea (Battaglia et al., 2003b), Aso (Legrand et al., 2000), etc. Por lo tanto, los eventos generados en la actividad del 2004-2005, muy probablemente se localizaron en estas profundidades. Para el caso de las explosiones, estas mantienen profundidades menores a 3000 metros por debajo del cráter (Figura 87). No existe una zona a lo largo de estos 3000 metros en la cual se presenten únicamente este tipo de eventos.

Chouet et al., (1999) encuentra que los VLPs asociados a explosiones estrombolianas en el volcán Stromboli tiene una profundidad aproximada de 300 m bajo el cráter. De igual forma, Chouet et al., (2005) calcula la profundidad para VLPs involucrados en explosiones vulcanianas a 1500 m por debajo de cráter del Popocatepetl, por lo cual, dichas profundidades pudieran ser adecuadas. Para el caso del volcán Tungurahua un evento explosivo fue localizado muy cerca de la superficie utilizando sus amplitudes (Figura 96, Kumagai et al., 2010), como ocurrió en algunas explosiones observadas en el Volcán de Colima. En un estudio realizado con una antena sísmica en el Volcán de Colima durante octubre del 2005 y abril del 2006, Palo et al., (2009) encuentra con ayuda del ángulo de incidencia, un modelo de velocidades, así como el valor de la velocidad aparente del primer arribo de la fase de baja frecuencia descrito por Zobin et al., (2006a, 2006b), que la fuente de estos eventos se encuentra localizada entre 2600 y 3300 m por debajo del cráter, lo cual indica profundidades similares a las encontradas en este estudio.

## VII Conclusiones

El uso de los Modelos Ocultos de Markov (HMMs), nos ha permitido identificar y clasificar sismos de manera automática y continua y en tiempo casi real en el Volcán de Colima. Por lo que, nos ayuda a cuantificar la actividad sísmica de dicho volcán.

El Volcán de Colima tuvo un periodo eruptivo del 2004 al 2005, el cual fue estudiado con técnicas de señales continuas y análisis autorregresivo de LPs monocromáticos. Este análisis muestra que existen claros patrones cuando se observa un aumento en la actividad volcánica. El SSEM y el espectro mínimo aumentan de forma muy similar durante el crecimiento de los domos, así como antes de las explosiones.

El análisis del SSEM apoyado en el FFM resultó ser de ayuda en el pronóstico de las explosiones a posteriori. En dicho proceso se observa un claro patrón de crecimiento de la energía con respecto del tiempo, por lo que el inverso del SSEM tiende a 0, con lo cual el tiempo aproximado de la explosión puede ser calculado. Este aumento en la energía es producido por un mayor número de LPs conforme se acerca el tiempo de la explosión. Dicho incremento en el número de eventos puede ser provocado por una tasa de emisión de magma más alta, con lo cual, una sobrepresión es esperada.

Durante este proceso, familias de LPs también ocurren. Algunas son observadas únicamente antes de las explosiones, por lo tanto pueden ser consideradas como precursores o para una alerta temprana. De igual forma existen familias las cuales no responden a dicho proceso, debido a que aumentan en número de eventos después de que la explosión ocurrió. Dichos eventos pueden ser vistos como un crecimiento acelerado del domo, por lo que sus amplitudes aumentan, ya que existe una condición de menor presión, que disminuye la resistencia del flujo de magma a subir. Estas observaciones sugieren que el mecanismo de los LPs durante estos

enjambres corresponde a un proceso en el cual ocurre una ruptura del magma en las paredes del conducto o en el domo mismo, con lo cual un proceso repetitivo es observado.

La ocurrencia de eventos monocromáticos en el Volcán de Colima ha sido asociada a un proceso en el cual existe una resonancia dentro de alguna fractura rellena con algún tipo de fluido. Dichos eventos mantienen en su gran mayoría valores de frecuencias y Q bajos, por lo que se asumen fluidos compuestos por gases y vapor de agua. Aunque existen momentos en los cuales observamos un incremento en estos valores, asociados a periodos de actividad explosiva. Para estos valores de Q, un fluido compuesto por gases y ceniza es propuesto.

Para las explosiones observadas con un sensor de banda ancha, se aprecia que dichos eventos son complejos. Un total de 17 explosiones muestran un contenido de energía en 4 diferentes bandas. En la banda VLP se observa que existe una buena correlación cruzada en sus componentes verticales. Sin embargo en las componentes horizontales esta correlación disminuye, por lo que únicamente 4 eventos mantienen una correlación mayor a 0.8 en sus tres componentes, por lo que se asume que no existe una fuente repetitiva. De igual forma, el movimiento de partícula nos muestra movimientos complejos en el inicio de la explosión, esto es probablemente generado por efectos de la topografía y de las altas heterogeneidades en el medio.

La correlación entre el momento vertical de los VLPs y la energía SP, muestra una posible relación entre la fuente volumétrica y el flujo de piroclastos a través del conducto. Pasa lo mismo con el momento vertical de los VLPs y la duración de los flujos piroclásticos, esto muy probablemente indica que existe una relación de la magnitud de la fuente de los VLPs con el volumen arrojado.

En cuanto a la localización por medio de las amplitudes sísmicas, para los derrumbes se ha podido localizar la zona en la cual están ocurriendo.

Debido a su naturaleza una localización precisa temporal es difícil de encontrar. En el caso de los LPs, tremores y explosiones, estos muestran profundidades similares a las observadas en otros volcanes, entre 0 y 3000 m aproximadamente por debajo del cráter.

## VIII Trabajo Futuro

Uno de los caminos para mejorar el sistema de clasificación en forma automática, será la retroalimentación de los eventos bien clasificados por el HTK. Entré más eventos incorporemos en el entrenamiento, los modelos estadísticos llevaran a mejorar la eficiencia del sistema. También la incorporación de señales de 24 bits generadas por sensores de banda ancha ayudara he dicho proceso. Los sensores de banda ancha como bien sabemos pueden observar bajas frecuencias, que en el caso de los sensores instalados en el Volcán de Colima pueden ser hasta de 30 seg de periodo, por lo que nuevos eventos como los VLPs pueden ser también clasificados. De igual manera, las altas frecuencias generadas por procesos superficiales como los lahares y derrumbes, podrán ser mejor caracterizados con este tipo de instrumentos. Es por tal razón que la mejora en la instrumentación, así como en la cantidad de eventos para entrenar, generará una mayor eficiencia en la clasificación de los eventos en forma automática. En el mismo sentido la incorporación de otras técnicas, aumentaría la precisión del sistema.

Por ejemplo, la adición de un algoritmo que tome en cuenta la impulsividad del primer arribo o la ocurrencia de espectros de tipo log-log, ya que los VTs y eventos tectónicos muestran un desarrollo de este tipo, con una respuesta plana hasta una frecuencia de esquina, para luego tener un decaimiento lineal. También un nivel de periodicidad o correlación puede ser calculado entre eventos, así como la presencia de armónicos que nos indiquen la ocurrencia de tremor (Álvarez et al., 2009). En el caso del análisis hecho con señales continuas, como trabajo futuro es la de implementar en tiempo real el SSEM, ya que actualmente se calcula el RSEM, ósea la señal sin filtrar. Como hemos visto anteriormente, la sismicidad está caracterizada por tener un rango de frecuencias bien definidos, con el SSEM podemos quedarnos únicamente con la información necesaria. De igual forma, el espectro mínimo es una herramienta complementaria, por lo que su implementación ayudará en la cuantificación de la actividad sísmica. Para el caso de la correlación cruzada, se pretende utilizar al sistema de clasificación

automática para obtener los diferentes tipos de eventos, con lo cual, podemos escoger únicamente los LPs y hacer la correlación. Con esto podemos saber si existen las mismas familias observadas dentro de los enjambres del 2004 y 2005 o han cambiado durante este tiempo. En el caso del análisis de los eventos explosivos observados con sensores de banda ancha existe un futuro prometedor. Ya que actualmente existen 5 sensores de banda ancha en el volcán, por lo que una inversión de la forma de onda de los VLPs podría ser llevada a cabo para las siguientes explosiones importantes que generen este tipo de sismicidad. De igual forma, la cuantificación de su energía, así como su ubicación debe de ser un procedimiento de rutina en cualquier observatorio vulcanológico. Cambios en la energía liberada, así como en su ubicación, nos brindará la oportunidad de interpretar modificaciones en el sistema de conductos que pudieran llevar a una erupción de mayor magnitud. Finalmente, un incremento en el número de estaciones, en la cobertura azimutal, así como en diferentes alturas, nos permitirá mejorar la localización de la sismicidad del volcán utilizando amplitudes sísmicas. De igual forma, la comparación con otro tipo de algoritmos de localización, nos ayudará a cuantificar los errores de nuestras localizaciones.

## IX Bibliografía

Abercrombie, R., 1996. The magnitude-frequency distribution of earthquakes recorded with deep seismometers at Cajon Pass, southern California. *Tectonophysics*. 261, 1-7.

Aki, K., Fehler, M., Das, S., 1975. Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2, 259-287.

Aki, K., Koyanagi, R., 1981. Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*. 86, 7095–7109.

Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., 1984. Lamprophyric lavas in the Colima Graben, SW Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 88, 203-216.

Álvarez, I., Cortés, G., De la Torre, A., Benítez, C., García, L., Lesage, P., Arámbula, R., González, M., 2009. Improving feature extraction in the automatic classification of seismic events. Application to Colima and Arenal volcanoes. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE International, IGARSS*.

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., 1999. Very long-period signals associated with vulcanian explosi3ns at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*. 26, 3013–3016.

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., 2003. Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994–2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*. 65, 124–135.

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., Asch, G., 2008. Broadband seismic measurement of degassing activity associated with lava effusion at Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 170, 12-23.

Arreola, J. M., 1915. Catálogo de las erupciones antiguas del Volcán de Colima. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*. 32, 443-481.

Aster, R., Mah, S., Kyle, P., McIntosh, W., Dunbar, N., Johnson, J., Ruiz, M., McNamara, S., 2003. Very long period oscillations of Mount Erebus Volcano. *Journal of Geophysical Research*. 108(B11), 2522, doi:10.1029/2002JB002101.

Aster, R., Zandomenighi, D., Mah, S., McNamara, S., Henderson, D. B., Knox, H., Jones, K., 2008. Moment tensor inversion of very long period seismic signals from Strombolian eruptions of Erebus volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 177, 635-647.

Auger, E., D'Auria, L., Martini, M., Chouet, B., Dawson, P., 2006. Real-time monitoring and massive inversion of source parameters of very long period seismic signals: An application to Stromboli Volcano, Italy. *Geophysical Research Letters*. 33, L04301, doi:10.1029/2005GL024703.

Bahl, L., Jelinek, F., Mercer, R., 1983. A maximum likelihood approach to continuous speech recognition. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. PAMI-5, 179-190.

Barberi, F. B., Andi, P. P., 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 52, 231-246.

Bárcena, M., 1887. Informe sobre el estado actual del Volcán de Colima. *Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana*. 1, 328-365.

Battaglia, J., Aki, K., 2003a. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of Geophysical Research*. 108 (B8). doi:10.1029/2002JB002193.

Battaglia, J., Got, J. L., Okubo P., 2003b. Location of long-period events below Kilauea Volcano using seismic amplitudes and accurate relative relocation, *Journal of Geophysical Research*. 108(B12), 2553, doi:10.1029/2003JB002517

Battaglia, J., Aki, K., Ferrazzini, V., 2005. Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 1. Location of tremor sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 147, 31– 53.

Baum, L. E., Petrie, T. 1966. Statistical inference for probabilistic functions of finite state Markov chains. *Annals of Mathematical Statistics*. 37, 1554-1563.

Baum, L. E., Petrie, T., Soules, G. Weiss, N. 1970. A maximization technique occurring in the statistical analysis of probabilistic functions of Markov chains. *Annals of Mathematical Statistics*. 41, 164-171.

Benítez, C., Ramírez, J., Segura, J. C., Rubio, A., Ibáñez, J. M., Almendros, J., García-Yeguas, A., 2006. Continuous HMM-based volcano monitoring at Deception Island, Antarctica. *IEEE International Conference on Acoustics Speech and Signal Processing*. May, 2006.

Benítez, C., Ramírez, J., Segura, J.C., Ibáñez, J.M., Almendros, J., García-Yeguas, A., Cortés, G., 2007. Continuous HMM-based seismic event classification at Deception Island, Antarctica. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*. 45, 138-147.

Benitez, M. C., Lesage, P., Cortés, G., Segura, J. C., Ibáñez, J. M., De la Torre, A., 2009. Automatic recognition of volcanic-seismic events base don Continuos Hidden Markov Models. *The VOLUME Project, VOLcanoes: Understanding subsurface mass moveMENT*. Edited by C. J. Bean, A. K. Braidon, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O'Brien. 130- 139.

Beyreuther, M., Carniel, R., Wassermann, J., 2008. Continuous Hidden Markov Models: Application to automatic earthquake detection and classification at Las Cañadas caldera, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 176, 513-518.

Boatwright, J., 1980. A spectral theory for circular seismic sources: simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 70, 1-27.

Bretón González, M., Ramírez, J. J., Navarro, C., 2002. Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, Mexico 1519-2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 117, 21-46.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 1991. Lava extrusion onto summit dome after increased seismicity and fumarólica activity; fish kill in nearby lakes. Colima. 16:02.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 1994. Three earthquake swarms culminate in a strong phreatic explosi3n. Colima. 19:06.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 1998. Lava flows and block-and-ash flows down flanks from growing lava dome. Colima. 23:11.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2001a. Correction to last report; a strong dome explosi3n on 22 February 2001. Colima. 26:04.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2001b. Surficial fractures preceded a light-colored dome emplaced aseismically. Colima. 26:05.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2001c. Lava dome extrusion in May and October 2001. Colima. 26:10.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2002. New lava flows; change in deformation during 15-20 May 2002 prompts evacuation. Colima. 27:05.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2003. Year-long eruption ended in late February 2003 after eight lava flows. Colima. 28:06.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2004. Small explosi3ns reamed out the former dome but left surrounding center intact. Colima. 29:05.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2005a. Lava flows up to 2.4 km long; March 2005 explosi3ns; collapse on summit. Colima. 30:01.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2005b. Explosi3ns through June 2005, with repeated dome growth and destruction. Colima. 30:06.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2007. Small eruptions continue with dome growth and plumes. Colima 32:10.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2008a. By 8 March 2008, the last year's dome growth filled ~30% of the crater. Colima 33:04.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2008b New dome growth during 2007 to November 2008. Colima 33:10.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2009 Persisting lava dome growth into at least mid-2009. Colima 34:04.

Bull. Glob. Volcan. Netw. 2010 Dome sheds debris beyond the crater both to the S and from a new lobe to the W. Colima 35:05.

Carniel, R., Di Cecca, M., Rouland, D., 2003. Ambrym, Vanuatu (July-August 2000): spectral and dynamical transitions on the hours-to-days timescale. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 128, 1-13.

Carniel, R., Ortiz, R., Di Cecca, M., 2006. Spectral and dynamical hints on the timescale of preparation of the 5 April 2003 explosi3n at Stromboli volcano. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 43, 41-55.

Chao, B. F., Gilbert, F., 1980. Autoregressive estimation of complex eigenfrequencies in low frequency seismic spectra. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 63, 641-657.

Chouet, B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 90, 1881-1893.

Chouet, B. A., 1988. Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research*. 93, 4373-4400.

Chouet, B., Page, R. A., Stephens, C. D., Lahr, J. C., Power, J. A. 1994. Precursory swarms of long period events at Redoubt volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as forecasting tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 62, 137-152.

Chouet, B. 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*. 380, 309-316.

Chouet, B., Saccorotti, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., De Luca, G., Milana, G., Cattaneo, M., 1999. Broadband measurements of the sources of explosi3ns at Stromboli Volcano, Italy, *Geophysical Research Letters*. 26, 1937-1940.

Chouet, B., Dawson, P., Ohminato, T., Martini, M., Saccorotti, G., Giudicepietro, F., De Luca, G., Milana, G., Scarpa, R., 2003a. Source mechanisms of explosi3ns at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data. *Journal of Geophysical Research*. 108, 2019. [doi:10.1029/20002JB001919](https://doi.org/10.1029/20002JB001919).

Chouet, B., 2003b. Volcano seismology. *Pure Applied Geophysics*. 160, 739-788.

Chouet, B., Dawson, P., Arciniega-Ceballos, A., 2005. Source mechanism of vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *Journal of Geophysical Research*. 110, B07301. [doi:10.1029/2004JB003524](https://doi.org/10.1029/2004JB003524).

Clarke, A. B., Stephens, S., Teasdale, S., Sparks, R. S. J., Diller, K., 2007. Petrologic constrains on the decompression history of magma prior to Vulcanian explosi3ns at the Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 161, 261-274.

Clavijero, F. X., 1780 (1974). *Historia Antigua de M3xico*, Sepan Cuantos 29. Porrua.

Collier, L., Neuberg, J., 2006. Incorporating seismic observations into 2D conduit flow modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 152, 331-346.

Collombet, M., 2009. Two-dimensional gas loss for silicic magma flows: toward more realistic numerical models. *Geophysical Journal International*. 177, 309-318.

Cooley J. W., Tukey, J. W., 1965. An algorithm for machine computation of complex Fourier series. *Mathematics of Computation*. 19, 279-301.

Cornelius, R. R., Voight, B., 1994. Seismological aspects of the 1989-1990 eruption at Redoubt Volcano, Alaska: The Materials Failure Forecast Method (FFM) with RSAM and SSAM seismic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 62, 469-498.

Cornelius, R. R., Voight, B. 1995. Graphical and PC-software analysis of volcano eruption precursors according to the Materials Failure Forecast Method (FFM). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 64, 295-320.

Cornelius, R. R., Voight, B. 1996. Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM) and Seismic Spectral Amplitude Measurement (SSAM) analyses with the Materials Failure Forecast Method (FFM), June 1991 explosive eruption at Mount Pinatubo. In: C.G. Newhall, R.S. Punongbayan (Eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Phillipines*, University of Washington Press, Seattle, WA, pp. 249-268.

Cortés, A, Garduño-Monroy, V. H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J. C., Saucedo, R., Macias, J. L., Gavilanes, J. C., 2005. Carta geológica del Complejo Volcánico de Colima, con Geología del Complejo Volcánico de Colima, UNAM, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 10, escala 1:100,000, mapa con texto explicativo de 37 pág.

Curilem, G., Vergara, J., Fuentealba, G., Acuña, G., Chacón, M., 2009. Classification of seismic signals at Villarrica volcano (Chile) using neuronal networks and genetics algorithms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 180, 1-8.

Cusano, P., Petrosino, S., Saccorotti, G., 2008. Hidrotermal origin for sustained Long-Period (LP) activity at Campi Flegrei Volcanic Complex, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 177, 1035-1044.

Dahm, T., Brandsdottir, B., 1997. Moment tensors of microearthquakes from the Eyjafjallajökull volcano in South Iceland. *Geophysical Journal International*. 130, 183-192.

D'Auria, L., Giudicepietro, F., Martini, M., Peluso, R., 2006. Seismological insight into the kinematics of the 5 April 2003 vulcanian explosion at Stromboli volcano (southern Italy), *Geophysical Research Letters*. 33, L08308, doi:10.1029/2006GL026018.

Davi, R., O'Brien, G. S., Lokmer, I., Bean, C. J., Lesage, P., Mora, M. M., 2010. Moment tensor inversion of explosive long period events recorded on Arenal volcano, Costa Rica, constrained by synthetic tests. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 194, 189-200.

De Angelis, S. 2009. Seismic source displacement by coda wave interferometry at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, W I. *Natural Hazards and Earth Systems Science*. 9, 1341-1347.

De la Cruz-Reyna, S., 1993. Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 55, 51-68.

De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Dávila, G., A., 2001. A model to describe precursory material failure phenomena: application to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*. 63, 297-308.

De la Cruz-Reyna, S., 2004. *Volcanes, Peligro y Riesgo Volcánico en México*. Serie Fascículos, Secretaria de Gobernación. CENAPRED, México. 51 pág.

De Lauro, E., De Martino, S., Falanga, M., Palo, M., Scarpa, R., 2005. Evidence of VLP volcanic tremor in the band [0.2–0.5] Hz at Stromboli volcano, Italy, *Geophysical Research Letters*. 32, L17303, doi:10.1029/2005GL023466.

DeMets, C., Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern México. *Journal of Geophysical Research*. 95(B13). 21931-21948.

Di Grazia, G., Falsaperla, S., Langer, H., 2006. Volcanic tremor location during the 2004 Mount Etna lava effusion. *Geophysical Research Letters*. 33, L04304, doi:10.1029/2005GL025177.

Diller, K. D., Clarke, A. B., Voight, B., Neri, A., 2006. Mechanisms for Conduit Plug Formation: implications for Vulcanian explosions. *Geophysical Research Letters*. 33, L20302. doi:10.1029/2006GL027391.

Dollfus, A., Montserrat, E., 1867. *Archives de la Commission Scientifique du Mexique*. Ministère de L'Instruction Publique. El Renacimiento. I, 1-43.

Domínguez, T., Zobin, V. M., Reyes-Dávila, G. A., 2001. The fracturing in volcanic edifice before an eruption: the June-July 1998 high-frequency earthquake swarm at Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 105, 65-75.

Domínguez, R. T., Flores, C. F., Reyes, D. G., 2003. Temporal change in coda wave attenuation observed at Volcán de Colima, México before the 1998 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 125, 215-223.

Endo, E. T., Malone, S. D., Nosen, S. D., Weaver, C. S. 1981. Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18 earthquake sequence. In Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds. *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper. 1250. pp. 93-107.

Endo, E. T., Murray, T. 1991. Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology*. 53, 533-545.

Espindola, J. M., Jimenez, Z., Reyes, G. 1995. The July 1994 episode of seismic activity Mexico at Colima Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 64, 321-326.

Falsaperla, S., Privitera, E., Chouet, B., Dawson, P., 2002. Analysis of long period events recorded at Mount Etna (Italy) in 1992, and their relationship to eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, 421-442.

Fehler, M., 1983. Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano. *Journal of Geophysical Research*. 88, 3476–3484.

Ferrazzini, V., Aki, K., 1987. Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research*. 92, 9215–9223.

Ferrazzini, V., Aki, K., Chouet, B., 1991. Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near source array. *Journal Geophysical Research*. 96, 6199– 620.

Fukao, Y., Suda, N., 1989. Core modes of the Earth's free oscillations and structure of the inner core. *Geophysical Research Letters*. 16, 401-404.

Garcia-Aristizabal, Kumagai, H., Samaniego, P., Mothes, P., Yepes, H., Monzier, M., 2007. Seismic, petrologic, and geodetic análisis of the 1999 dome-forming eruption of Guagua Pichicha volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 161, 333-351.

Garduño, V. H., Saucedo, R., Jiménez, S., Gavilanes, J. C., Cortés, A., Uribe, R. M., 1998. La falla Tamazula límite suroriental del bloque de Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 15, 132-144.

Gil-Cruz, F., Chouet, B. 1996. Long period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of lava dome in Galeras volcano, Colombia in 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 121-158.

Giudicepietro, F., D'Auria, L., Martini, M., Caputo, T., Peluso, R., De Cesare, W., Orazi, M., Scarpato, G., 2009. Changes in the VLP seismic source during the 2007 Stromboli eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 182, 162-171.

Gómez, D. M., Torres, R. A., 1997. Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 173-193.

Goto, A., 1999. A new model for volcanic earthquake at Unzen volcano: melt rupture model. *Geophysical Research Letters*. 26, 2541–2544.

Green, D. N., Neuberg, J. 2006. Waveform classification of volcanic low-frequency earthquake swarms and its implication at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 51-63.

Hammer, C., Neuberg, J. W., 2009. On the dynamical behaviour of low-frequency earthquake swarms prior to a dome collapse of Soufrière Hill volcano, Montserrat, *Geophysical Research Letters*. 36, L06305, doi:10.1029/2008GL036837.

Harlow, D. H., Muñoz, C., Cuellar, J., 1986. Seismic activity preceding the November 1985 eruption of Ruiz volcano, Colombia (abstr). EOS, Transactions American Geophysical Union. 67, 403.

Harlow, D. H., Power, J. A., Laguerta, E. P., Ambubuyog, G., White, R. A., Hoblitt, R. P. 1996. Precursory Seismicity and Forecasting of the June 15, 1991, Eruption of Mount Pinatubo. Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Edited por Newhall C. G., Punongbayan R. S. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, University of Washington Press. pp. 1130.

Hidayat, D., Voight, B., Langston, C., Ratdomopurbo, A., Ebeling, C., 2000. Broadband seismic experiment at Merapi Volcano, Java, Indonesia: very-long-period pulses embedded in multiphase earthquakes. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 100, 215–231.

Hidayat, D., Chouet, B., Voight, B., Dawson, P., Ratdomopurbo, A., 2002. Source mechanism of very-long-period signals accompanying dome growth activity at Merapi volcano, Indonesia. Geophysical Research Letters. 29, 2118. doi:[10.1029/2002GL015013](https://doi.org/10.1029/2002GL015013).

Holland, P. W., Welsch, R. E., 1977. Robust Regression Using Iteratively Reweighted Least-Squares. Communications in Statistics: theory and Methods. pp 813-827.

Ibañez, J. M., Benítez, C., Gutiérrez, L. A., Cortés, G., García-Yeguas, A., Alguacil, G. 2009. The classification of seismo-volcanic signals using Hidden markov Models as applied to the Stromboli and Etna volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 187, 218-226.

Ibs-von, S., M., 2008. Detection and identification of seismic signals recorded at Krakatau volcano (Indonesia) using artificial neuronal networks. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 176, 448-456.

Iverson, R. M., Dzurisin, D., Gardner, C. A., Gerlach, Terrence, M., LaHusen, R. G., Lisowski, M., Major, J. J., Malone, S. D., Messerich, J. A., Moran, S. C., Pallister, J. S., Qamar, A. I., Schilling, S. P., Vallance, J. W., 2006. Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004–05. Nature. 444, 439–443.

Iverson, R. M., 2008. Dynamics of Seismogenic Volcanic Extrusion Resited by a Solid Surface Plug, Mount St. Helens, 2004-2005. A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006. U.S. Geological Survey Professional Paper 1750, 425-460.

James, M. R., Lane, S. J., Chouet, B. A., 2006. Gas slug ascent through changes in conduit diameter: Laboratory insights into a volcano-seismic source process in low-viscosity magmas, Journal of Geophysical Research. 111, B05201, doi:[10.1029/2005JB003718](https://doi.org/10.1029/2005JB003718)

Jiménez, Z., Reyes, G., Espíndola, J. M. 1995. The July 1994 episode of seismic activity at Colima Volcano, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 64. 321-326.

Johnson, J. B., Aster, R. C., 2005. Relative partitioning of acoustic and seismic energy during strombolian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 148, 334-354.

Johnson, J. B., Sanderson, R., Lyons, J., Escobar-Wolf, R., Waite, G., Lees, J. M., 2009. Dissection of a composite volcanic earthquake at Santiaguito, Guatemala, *Geophysical Research Letters*. 36, L16308, doi:10.1029/2009GL039370.

Jolly, A. D., Thompson, G., Norton, G. E., 2002. Locating pyroclastic flows on Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies, using amplitude signals from high dynamic range instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 118, 299-317.

Jolly, A. D., Sherburn, S., Jousset, P., Kilgour, G., 2010. Eruption source processes derived from seismic and acoustic observations of the 25 September 2007 Ruapehu eruption—North Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 191, 33-45.

Jones, J., Carniel, R., Harris, A. J. L., 2005. Identification of variable convective regimes at Erta Ale Lava Lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 142, 207-223.

Jousset, P., Neuberg, J., Sturton, S., 2003. Modelling the time-dependent frequency content of low-frequency volcanic earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 128, 201-223.

Julian, B. R., 1994. Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research*. 99, 11859-11877.

Kanamori, H., Given, J. W., Lay, T., 1984. Analysis of seismic body waves excited by the Mt. St. Helens eruption of May 18, 1980. *Journal of Geophysical Research*. 89, 1856-1866.

Kaneshima, S., Kawakatsu, H., Matsubayashi, H., Sudo, Y., Tsutsui, T., Ohminato, T., Ito, H., Uhira, K., Yamasato, H., Oikawa, J., Takeo, M., Iidaka, T., 1996. Mechanism of phreatic eruptions at Aso Volcano inferred from near-field broadband seismic observations. *Science* 273, 642–645.

Kasahara, K., 1981. *Earthquake Mechanics*. Cambridge University Press, Cambridge. 215 pp.

Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., Uhira, K., Yamasato, H., Ito, H., Legrand, D., 2000. Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 101, 129–154.

Kilburn, C. R. J., Voight, B., 1998. Slow rock fracture as eruption precursor at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*. 25, 3665–3668.

Kobayashi, T., Ohminato, T., Ida, Y., Fujita, E., 2009. Very long period seismic signals observed before the caldera formation with the 2000 Miyake-jima volcanic activity, Japan. *Journal of Geophysical Research*. 114, B02211, doi:10.1029/2007JB005557.

Konstantinou, K. I., Schlindwein, V. 2003. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 119, 161-187.

Kumagai, H., Chouet, B. A., 1999. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes, *Geophysical Journal International*. 138, F7-F12.

Kumagai, H., Chouet, B. A., 2000. Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids, *Journal of Geophysical Research*. 105, 25,493–25,512.

Kumagai, H., Chouet, B. A., Nakano, M., 2002. Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from complex frequencies of long-period events. *Journal of Geophysical Research*. 107, 2236, doi:10.1029/2001JB000653.

Kumagai, H., Palacios, P., Maeda, T., Barba-Castillo, D., Nakano, M., 2009. Seismic tracking of lahars using tremor signals. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 183, 112-121.

Kumagai, H., Nakano, M., Maeda, T., Yepes, H., Palacios, P., Ruiz, M., Arrais, S., Vaca, M., Molina, I., Yamashima, T., 2010. Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches. *Journal of Geophysical Research*. 115, B08303, doi:10.1029/2009JB006889.

Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A. Page, R. A. 1994. 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, 137-151.

Lange, R., Carmichael, I.S.E., 1991. A potassic volcanic front in western México: lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*. 103, 928–940.

Langer, H., Falsaperla, S., Powell, T., Thompson, G., 2006. Automatic classification and a posteriori analysis of seismic event identification at Soufrière Hills volcano, Monserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 1–10.

Latter, J. 1979. Volcanological observations at Tongariro National Park 2 Types and classification of volcanic earthquakes 1976-1978. Geophysics Division Rep. No. 150. Dept. Sci. and Ind. Res. Wellington. pp 60.

Lavallée, Y., Meredith, P., Dingwell, D. B, Hess, K. U., Wassermann, J., Cordonnier, B., Gerik, A., Kruhl, J. H., 2008. Seismogenic lavas and explosive eruption forecasting. *Nature*. 453, 507-510.

Lavallée, Y., Varley, N., Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Hess, K. U., Kueppers, U., Mueller, S., Richard, D., Scheu, B., Spieler, O., Dingwell, D. B. 2010 Magmatic architecture of dome-building eruptions at Volcán de Colima, Mexico. Submitted to *Bull. Volcanol*.

Lay, T. Wallace, T., 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego. 521 pp.

Lee, W., Lahr, J., 1978. HYP071 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey, Open-File Report. 75-311, 59 pp.

Legrand, D., Kaneshima, S., Kawakatsu, H., 2000. Moment tensor analysis of near field broadband waveforms observed at Aso volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 101, 155–169.

Legrand, D., Rouland, D., Frogneux, M., Carniel, R., Charley, D., Rault, G., Robin, C., 2005. Interpretation of very long period tremors at Ambrym volcano, Vanuatu, as quasi-static displacement field related to two distinct magmatic sources. *Geophysical Research Letters*. 32, L06314, doi:10.1029/2004GL021968.

Lesage, P., Glangeaud, F. and Mars, J., 2002. Applications of autoregressive and time-frequency analysis to the study of volcanic tremor and LP events, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, 391–417.

Lesage, P., 2008. Automatic estimation of optimal autoregressive filters for the analysis of volcanic seismic activity. *Natural Hazards and Earth Systems Science*. 8, 369-376.

Lesage, P., 2009. Interactive Matlab software for the analysis of seismic volcanic signals. *Computers & Geosciences*. 35, 2137-2144.

Lienert, B. R., Berg, E., Frazer, L. N. 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares. *Bulletin Seismological Society American*. 76, 771-783.

Lienert, B. R. 1994. HYPOCENTER 3.2 Manual. HIGP, Honolulu.

Lienert, B. R., Havskov J. 1995. A computer program for locating earthquakes both globally and locally. *Seismological Research Letters*. 66, 26-40.

Lokmer, I., Bean, C. J., 2010. Properties of the near-field term and its effect on polarization analysis and source locations of long-period (LP) and very-long-period (VLP) seismic events at volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 192, 35-47.

Lurh, J. F., Carmichael, I. S. E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico; Part I. Postcaldera andesites from Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 71, 343-372.

Lurh, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., 1985, *Geology*, v 13, 54-57.

Lurh, J. F., Allan, J.F., Carmichael, I. S. E., Nelson, S., Asean, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*. 94, 4515-4530.

Lurh, J. F., Carmichael, I. S. E., 1990. Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcan Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 42, 235-260.

Macedo, O., Métaixian, J. P., Taipe, E., Inza, A., 2009. Seismicity associated with the 2006-2008 eruption, Ubinas volcano. The VOLUME Project, VOLcanoes: Understanding subsurface mass moveMENT. Edited by C. J. Bean, A. K. Braiden, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O'Brien. 262-270.

Macías, J. L. 2005. 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, Núm. 3, 379-424.

Macías, J. L., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Varley, N., Velasco, G. S., Bursik, M., Gutiérrez, V. V., Cortés, A. 2006. Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del Volcán de Colima y perspectivas futuras. *GEOS*. 25, 340-351.

Malone, S. D, Boyko, C., Weaver, C.S. 1983. Seismic precursors to the Mount St. Helens eruptions in 1981 and 1982. *Science*. 221, 1376-1378.

McNutt, S. R. 1994. Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation. *Volcanic ash and aviation safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*. U.S. Geological Survey Bulletin. 2047. 377–385.

McNutt, S. R. 1996. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the State-of-the-Art and case histories. *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Scarpa R., Tilling R. I.(editores). Ed. Springer. Alemania. pp. 99-146.

McNutt, S., 2005. Volcanic seismology. *Annual Review Earth and Planetary Science*. 33, 461–491.

Medina-Martínez, F., 1983. Analysis of the eruptive history of the Volcán Colima, México, 1560-1980. *Geofísica Internacional*. 22, 157-178.

Mendoza-Rosas, A. T., De la Cruz-Reyna, S., 2008. A statistical method linking geological and historical eruption time-series for volcanic hazard estimations: applications to active polygenetic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 176, 277–290.

Minakami, T. 1974. Seismology of volcanoes in Japan. in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors). *Physical Volcanology*. Vol. 6. Elsevier. Amsterdam, pp 1-27.

Mogi, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokio*. 36, 99–134.

Mooser, F, 1961. Los volcanes de Colima. *Instituto de Geología, UNAM*. 61, 49-71

Moran, S. C., Zimbelman, D. R. Malone, S. D. 2000. A model for the magmatic-hydrothermal system at Mount Rainier, Washington, from seismic and geochemical observations. *Bulletin of Volcanology*. 61, 425-436.

Moran, S. C., Malone, S. D., Qamar, A. I., Thelen, W. A., Wright, A. K., Caplan-Auerbach, J., 2008. Seismicity Associated with Renewed Dome Building at Mount St. Helens, 2004–2005 A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006. U.S. Geological Survey Professional Paper 1750, 27-60.

Muñoz, F. C., Nieto, A. E., and Meyer, H. 1990. Analysis of swarms of high-frequency seismic events at Nevado del Ruiz volcano, Colombia (January 1986–August 1987): Development of a procedure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 41, 327-354.

Nakano, M., Kumagai, H., Kumazawa, M., Yamaoka, K., Chouet, B., 1998. The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: an approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system. *Journal of Geophysical Research*. 103, 10,031-10,046.

Nakano, M., Kumagai, H., 2005. Response of a hydrothermal system to magmatic heat inferred from temporal variations in the complex frequencies of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 147, 233-244.

Narváez, L. M., Torres, R. A., Gómez, D. M., Cortés, G. P., Cepeda, H. V., Stix, J., 1997. Tornillo-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 159-171.

Neuberg J., Luckett R., Baptie B., Olsen K. 2000. Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 101, 83-104.

Neuberg, J., O’Gorman, C., 2002. A model of the seismic wavefield in gas-charged magma: application to Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Geological Society London Memoirs*. 21, 603-609.

Neuberg, J. W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., Dingwell, D., 2006. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 37-50.

Nieto, A. H., Brandsdótti, B., Muñoz, F. 1990. Seismicity associated with the reactivation of Nevado del Ruiz, Colombia, July 1985 – December 1986. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 41, 315-326.

Nishimura, T., Ueki, S., Yamawaki, T., Tanaka, S., Hashino, H., Sato, M., Nakamichi, H., Hamaguchi, H., 2002. Broad band seismic signals associated with the 2000 volcanic unrest of Mount Bandai, northeastern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 119, 51–59.

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

Núñez-Cornú, F. J., Sánchez-Mora C. 1999. Stress field estimations for Colima volcano, Mexico, based on seismic data. *Bulletin of Volcanology*. 60, 568-580.

O'Brien, G. S., Bean, C. J., 2008. Seismicity on volcanoes generated by gas slug ascent. *Geophysical Research Letters*. 35, L16308, doi:10.1029/2008GL035001.

Ohminato, T., Ereditato, D., 1997. Broadband seismic observations at Satsuma Iwojima Volcano, Japan. *Geophysical Research Letters*. 24, 2845-2848.

Ohminato, T., Chouet, B. A., Dawson, P., Kedar, S., 1998. Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*. 103, 23,839–23,862.

Ohminato, T., Takeo, M., Kumagai, H., Yamashina, T., Oikawa, J., Koyama, E., Tsuji, H., Urabe, T., 2006. Vulcanian eruptions with dominant single force components observed during the Asama 2004 volcanic activity in Japan. *Earth Planets Space*. 58, 583-593.

Ortiz, G., 1944. La zona volcánica "Colima" del estado de Jalisco. Edición del Instituto de Geografía de la Universidad de Guadalajara. Monografía: 1- 44.

Ortiz, R., García, A., 2000. Seguimiento y pronóstico de erupciones. Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Editores; Mar Astiz, Alicia García. 215-226.

Ortiz, R., H. Moreno, A. García, G. Fuentealba, M. Astiz, P. Peña, N. Sánchez, M. Tárraga, 2003. Villarrica volcano (Chile): characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 128, 247-259.

Palo, M., Ibáñez, J. M., Cisneros, M., Bretón, M., Del Pezzo, E., Ocaña, E., Orozco-Rojas, J., Posadas, A. M., 2009. Analysis of the seismic wavefield properties of volcanic explosions at Volcán de Colima, México: insights into the source mechanism. *Geophysical Journal International*. 177, 1383–1398.

Papale, P., 1999. Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions. *Nature*. 397, 425– 428.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implication. *Journal of Geophysical Research*. 100, 12,357-12,373, doi:10.1029/95JB00919.

Petersen, T. 2007. Swarms of repeating long-period earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska, 2001–2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 166, 177-192.

Powell, T., Neuberg, J., 2003. Time dependent features in tremor spectra *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 128, 177– 185.

Power, J. A., Lahr, J. C., Page, R. A., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Harlow, D. H., Murray, T. L., Davies, J. N. 1994. Seismic evolution of the 1989-90 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 62, 69-94.

Qamar, I. A., Malone, D. S., Moran, C. S., Steele, P. W., Thelen, A. W., 2008. Near-Real-Time Information Products for Mount St. Helens-Traking the Ongoing Eruption. *A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006*. Edited by David R. Sherrod, William E. Scott, and Peter H. Stauffer. U. S. Geological Survey Professional Paper 1750. 61-70.

Rautian, T. G., Khalturin, V. I., 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 68, 923– 948.

Reyes-Dávila, G. A., De la Cruz-Reyna, S., 2002. Experiencie in the short-term eruption forecasting at Volcán de Colima, México, and public response to forecasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 117, 121-127.

Ripepe, M., Ciliberto, S., Della Schiava, M., 2001. Time constraints for modelling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *Journal of Geophysical Research*. 106, 8713–8727.

Rogers, J. A., Stephens, J. A. 1995. SSAM Real Time Seismic Spectral Amplitude Measurement on PC and its application to volcano monitoring. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 85 632-639.

Rowe, C. A., Aster, R. C., Kyle, P. R., Schlue, J. W., Dibble, R. R., 1998. Broadband recording of Strombolian explosions and associated very-long-period seismic signals on Mount Erebus Volcano, Ross Island, Antarctica. *Geophysical Research Letters*. 25, 2297–2300.

Saccorotti, G., Lokmer, I., Bean, C. J., Di Grazia, G., Patanè, D., 2007. Analysis of sustained long-period activity at Etna volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 160, 340–354.

Sanderson, R. W., Johnson, J. B., Lees, J. M., 2010. Ultra-long period seismic signals and cyclic deflation coincident with eruptions at Santiaguito volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 198, 35-44.

Sartorius, C., 1869. Eruption of the Volcano of Colima in June 1869. *Smithsonian Report 1869*, p. 423.

Saucedo, R., Macías, J. L., Gavilanes, J.C., Arce, J. L., Komorowski, J. C., Gardner, J., Valdez-Moreno, G., 2010. Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 191, 149-166.

Savov, I. P., Luhr, J. F., Navarro-Ochoa, C., 2008. Petrology and geochemistry of lava and ash erupted from Volcan Colima, Mexico, during 1998-2005. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 174, 241-256.

Scarpetta, S., Giudicepietro, F., Ezin, E. C., Petrosino, S., Del Pezzo, E., Martín, M., Marinaro, M., 2005. Automatic classification of seismic signals at Mt Vesuvius Volcano, Italy, using neural networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95,185–196.

Schlindwein, V., Wasserman, J., Scherbaum, F. 1995. Spectral analysis of harmonic tremor signals from Mt. Semeru, Indonesia. *Geophysical Research Letters*. 22, 1685-1688.

Seidl, D., Kirbany, S.B., Brustle, W., 1990. Maximum entropy spectral analysis of volcanic tremor using data from Etna (Sicily) and Merapi (central Java). *Bulletin of Volcanology*. 52, 460-474.

Smith, R., Kilburn, C. R. J., Sammonds, P. R., 2007. Rock fracture as a precursor to lava dome eruptions at Mount St. Helens from June 1980 to October, 1986. *Bulletin of Volcanology*. 69, 681-693.

Smith, R., Kilburn, C. R. J., 2010, Forecasting eruptions after long repose intervals from accelerating rates of rock fracture: The June 1991 eruption of Mount Pinatubo, Phillipines. *J. Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 191, 129-136.

Sparks, R., 1997. Causes and consequences of pressurization in lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*. 150, 177–189.

Stephens, C.D., Chouet, B.A., Page, R.A., Lahr, J.C., Power J.A. 1994. Seismological aspects of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska: The SSAM perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153-182.

Stephens, C. D., Chouet, B. A., 2001. Evolution of the December 14, 1989 precursory long-period event swarm at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 109, 133-148.

Stix, J., Torres, R. C., Narváez, M. L., Cortés, J. G. P., Raigosa, J. A., Gómez M. D., Castonguay, R., 1997. A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 285-303.

Sturton, S., Neuberg, J., 2003. The effects of a decompression on seismic parameter profiles in a gas-charged magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 128, 187–199.

Takahashi, T., Tsujimoto, H., 2000. A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 98, 91–115.

Takahashi, T., Satofuka, Y., 2002. Generalized theory of stony and turbulent muddy debris flow and its practical model. *J. Jpn. Soc. ECE*. 55, 33–42.

Tárraga, M., Carniel, R., Ortiz, R., Marrero, J. M., García, A. 2006. On the predictability of volcano-tectonic events by low frequency seismic noise analysis at Teide-Pico Viejo volcanic complex, Canary Islands. *Natural Hazards Earth System Science*. 6, 365-376.

Tárraga Enamorado Marta, 2007. Análisis dinámicos de series sísmo volcánicas. Estudio de los volcanes Villarica, Tungurahua, Stromboli y Teide. Tesis de Doctorado. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid. 205 págs.

Tello, F. A., 1651. Libro Segundo de la crónica miscelánea en que se trata de la conquista espiritual y temporal de la Santa Provincia de Jalisco en el Nuevo Reino de Galicia y Nueva Vizcaína y descubrimiento del Nuevo México: Guadalajara, Jal., Imprenta de la República Literaria (sin folio).

Thelen, W. A., Crosson, R. S., Creager, K. C., 2008. Absolute and Relative Locations of Earthquakes at Mount St. Helens, Washington, using Continuous Data: Implications for Magmatic Processes. A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006. U.S. Geological Survey Professional Paper. 1750, 71-95.

Thompson, G., McNutt, S. R., Tytgat, G., 2002. Three distinct regimes of volcanic tremor associated with the eruption of Shishaldin Volcano, Alaska, 1999. *Bulletin of Volcanology*. 64, 535-547.

Thorpe, R. S, Gibson, I. L, Vizcaíno, J. S., 1977. Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature*. 265, 724-725.

Tuffen, H., Dingwell, D., Pinkerton, H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generates flow banding and earthquakes?. *Geology*. 31, 1089– 1092.

Tuffen, H., Smith, R. Sammonds, P. R., 2008. Evidence for seismogenic fracture of silicic magma. *Nature*. 453, 511-514.

Umakoshi, K., Shimizu, H., Matsuwo, N. 2001. Volcano-tectonic seismicity at Unzen Volcano, Japan, 1985–1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 112, 117-131.

Umakoshi, K., Takamura, N., Shinzato, N., Uchida, K., Matsuwo, N., Shimizu, H. 2008. Seismicity associated with the 1991–1995 dome growth at Unzen Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 175, 91-99.

VAAC, WASHINGTON, 2005. Volcano Ash Advisory Archive. NOAA. (<http://www.ssd.noaa.gov/VAAC/ARCH05/archive.html#COLI>).

Varley, N., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Stevenson, J., Harwood, R., 2010a. Long-period seismicity during magma movement at Volcán de Colima. *Bulletin of Volcanology*. 72, 1093-1107.

Varley, N., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Sanderson, R., Stevenson, J., 2010b. Generation of Vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 198, 45-56.

Vila, J., 1998. The broadband seismic station CAD (Túnel del Cadí, Eastern Pyrenees): site characteristics and background noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 88-1, 297– 303.

Vila, J., Macia, R., 2002. The broadband seismic station CADI (Túnel del Cadí, Eastern Pyrenees), Part II: long period variations. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92-8, 3329– 3334.

Vila, J., Macia, R., Kumar, D., Ortiz, R., Moreno, H., Correig, A. M., 2006. Analysis of the unrest of active volcanoes using variations of the base level noise seismic spectrum. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 11-20.

Vila, J., Ortiz, R., Tárraga, M., Macia, R., García, A., Kumar, D., Correig, A. M., 2008. Near-Real time analysis of seismic data of active volcanoes: Software implementations of time sequence data analysis. *Natural Hazards and Earth Systems Science*. 8, 789-794.

Viterbi, A. 1967. Error bounds for convolutional codes and asymptotically optimal decoding algorithm. *IEEE Transactions on Information Theory*. IT-13, 260-269.

Voight, B. 1988. A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature*. 332, 125-130.

Voight, B., 1989. A relation to describe rate-dependent material failure. *Science* 243, 200-203.

Voight, B., Cornelius, R. R., 1991. Prospects for eruption prediction in near real-time. *Nature*. 350, 695-698.

Waite, G. P., Chouet, B. A., Dawson, P. B., 2008. Eruption dynamics at Mount St. Helens imaged from broadband seismic waveforms: Interaction of the shallow magmatic and hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*. 113, B02305, doi:10.1029/2007JB005259.

Waitz, P., 1915. El estado actual de los volcanes de México 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 y Revista de la Academia Nacional de Ciencias "Antonio Alzate"*. 53, 349-385.

Weaver, C. S., Grant, W. C., Malone, S. D., and Endo, E.T. 1981. Post-May 18 seismicity: Volcanic and tectonic implications, in Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250. pp. 109-121.

Young, S., Evermann, G., Gales, M., Hain, T., Kershaw, D., Liu, X., Moore, G., Odell, J., Ollason, D., Povey, D., Valtchev, V., Woodland, P., 2006. *The HTK Book*. Tech. Repo. Cambridge University. Engineering Department. HTK Version 3.2.4.

Zamora-Camacho, A., Espíndola, J. M. Reyes-Dávila, G., 2007. The 1997-1998 Activity of Volcán de Colima, Western Mexico: Some Aspects of the Associated Seismic Activity. *Pure and Applied Geophysics*. 164, 39-52.

Zobin, V. M., Luhr, J. F., Taran, Y. A., Bretón, M., Cortes, A., De La Cruz-Reyna, S., Dominguez, T., Galindo, I., Gavilanes, J. C., Muñoz, J. J., Navarro, C., Ramírez, J. J., Reyes, G. R., Ursua, M., Velasco, F., Alatorre, E., Santiago, H. 2002a. Overview of the 1997-2000 activity of Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 117, 1-19.

Zobin, V. M, González-Amezcuca, M., Reyes-Dávila, G. A., Domínguez, T., Cerda-Chacón, J. C., Chávez Alvarez, J. M. 2002b. Comparative characteristics of the 1997–1998 seismic swarms preceding the November 1998 eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of. Volcanology and Geothermal Research*. 117, 47-60.

- Zobin, V. M., González-Amezcuca, M., Reyes-Dávila, G. A. 2002c. Seismotectonic deformation of the volcanic edifice prior to the 1998 lava eruption of Volcán de Colima, México. *Bulletin of Volcanology*. 64, 349-355.
- Zobin, V. M., Orozco-Rojas, J., Reyes- Dávila, G. A., Navarro, C., 2005. Seismicity of an andesitic volcano during block-lava effusion: Volcán de Colima, México, November 1998–January 1999. *Bulletin of Volcanology*. 67, 679-688.
- Zobin, V. M., Navarro-Ochoa, C. J., Reyes-Dávila, G. A., 2006a. Seismic quantification of the explosi3ns that destroyed the dome of Volcán de Colima, Mexico, in July-August 2003. *Bulletin of Volcanology*. 69, 141-147.
- Zobin, V. M., Navarro, C., Reyes-Dávila, G., Orozco, J., Bret3n, M., Téllez, A., Reyes-Alfaro, G., Vázquez, H. 2006b. The methodology of quantification of volcanic explosi3ns from broadband seismic signals and its application to the 2004–2005 explosi3ns at Volcán de Colima, México. *Geophysical Journal International*. 167, 467–478.
- Zobin, V. M., Varley, N. R., González, M., Orozco, J., Reyes, A. G., Navarro, C., Bret3n, M., 2008a. Monitoring the 2004 andesitic block-lava extrusion at Volcán de Colima, México from seismic activity and SO<sub>2</sub> emission. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 177, 367-377.
- Zobin, V. M, Reyes, G. A, Guevara, E., Bret3n, M., 2008b. Seismological constraints on the position of the fragmentation surfaces in the volcano conduit. *Earth and Planetary Science Letters*. 275, 337-341.
- Zobin, V. M., Reyes, G. A. Guevara, E., Bret3n, M. 2009a. Scaling relationship for Vulcanian explosi3ns derived from broadband seismic signals. *Journal of Geophysical Research*. 114, B03203, doi:10.1029/2008JB005983.
- Zobin, V. M., Plascencia, I., Reyes, G., Navarro, C., 2009b. The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 179, 157-167.
- Zobin, V. M., Varley, N., Br3ton, M., Navarro, C., Ram3rez, J. J. Reyes, G., Santiago, H., 2009c. Multi-disciplinary study of the 2004 extrusion of andesiticlava at Volcán de Colima, México. The VOLUME Project, VOLcanoes: Understanding subsurface mass moveMEnt. Edited by C. J. Bean, A. K. Braidon, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O'Brien. 319-329.
- Zobin, V., M., Ramirez, J. J., Santiago, H., Alatorre, E., Navarro, C., 2010. Relationship between tilts changes and effusive-explosive episodes at an andesitic volcano: the 2004-2005 eruption at Volcán de Colima, México. *Bulletin of Volcanology*. DOI: 10.1007/s00445-010-0405-4.