

TESIS DEFENDIDA POR
Juan Carlos Cerda Chacón
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Fidencio Alejandro Nava Pichardo

Director del Comité

Dr. Luis Munguía Orozco

Miembro del Comité

Dr. Edgardo Cañón Tapia

Miembro del Comité

M.C. Jorge Enrique Preciado Velasco

Miembro del Comité

Dr. Raúl Castro Escamilla

Jefe del Departamento de Sismología

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Director de Estudios de Posgrado

22 de Agosto del 2003

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE SISMOLOGÍA**

**PROCESAMIENTO DE SISMICIDAD VOLCÁNICA: EXPLOSIONES Y TREMORES
EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

JUAN CARLOS CERDA CHACÓN

Ensenada, Baja California a Agosto del 2003.

RESUMEN de la tesis de **Juan Carlos Cerda Chacón**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA CON ORIENTACIÓN EN SISMOLOGÍA. Ensenada, Baja California. Agosto del 2003.

PROCESAMIENTO DE SISMICIDAD VOLCÁNICA: EXPLOSIONES Y TREMORES EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Resumen aprobado por:

Dr. Fidencio Alejandro Nava Pichardo
Director de Tesis

Se desarrolla un programa para el procesamiento y análisis de datos sismológicos, con la finalidad de obtener tiempos de arribo, absolutos o relativos, de señales sísmicas a las estaciones de una red sismológica. Dichos tiempos pueden ser entonces utilizados para localizar las fuentes de las señales utilizando métodos usuales de localización. El programa incluye herramientas convencionales de despliegue de datos, cursor, zoom, filtrados pasabajos causal y no causal, integración, espectros de Fourier y envolvente analítica. Incluye también métodos de determinación de tiempos relativos mediante, correlación cruzada, filtro de Wiener, comparación de envolventes y determinación de fases de Fourier relativas. Estos métodos están basados en la suposición de que las fuentes de sismos volcánicos tipo B o tremor, tanto, transitorio como sostenido, tienen simetría esférica o cilíndrica y consecuentemente deben generar señales con características en común y, posiblemente, reconocibles de estación a estación.

El programa fue aplicado al análisis de la actividad sísmica del Volcán de Fuego de Colima, registrados por la red sismológica telemétrica del estado de Colima (RESCO) durante el periodo febrero–julio de 1999. Los resultados del análisis fueron:

- ❖ Las herramientas convencionales ayudan en la determinación visual de tiempos.
 - Fue calibrada la velocidad de ondas P para el edificio volcánico, y se determinó correcciones de estación para la localización de fuentes sísmicas someras dentro de éste.
 - Once explosiones localizadas, todas someras dentro del edificio volcánico, muestran una alineación posiblemente importante.
- ❖ Las técnicas de reconocimiento de formas no funcionaron debido a que las señales generalmente no tienen fases que sean reconocibles en todas las estaciones, posiblemente a causa de la respuesta de banda muy angosta a altas frecuencias de los instrumentos de RESCO; será conveniente probarlas con otra base de datos para asegurar su utilidad o inutilidad.

- ❖ La técnica de determinación de fases relativas sí funciona bien, particularmente cuando se utiliza una nueva herramienta, *espectro mínimo*, que ayuda a escoger la frecuencia a utilizar. Los resultados sismológicos fueron:
 - Se determinó velocidades aparentes de tremor y correcciones de estación óptimas
 - Fueron localizados once episodios de tremor, agrupados en tres extensiones de profundidad. Del análisis de éstos tremores se encontró:
 - Clara correlación entre profundidad de fuente y forma de onda, particularmente clara en el dominio de frecuencias.
 - Migración de fuentes de someras a profundas antes de la ocurrencia de una fuerte explosión, que después regresa a profundidad intermedia.

Del análisis espectral es posible identificar algunos efectos de estructuras locales sobre las señales sísmicas, lo que permitió estimar límites para las frecuencias usables para localizar.

Palabras clave: Tremor volcánico, Explosión volcánica, Filtros digitales.

ABSTRACT of the thesis presented by **Juan Carlos Cerda Chacón** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE DEGREE IN EARTH SCIENCE WITH ORIENTATION IN SEISMOLOGY. Ensenada, Baja California, Mexico. August 2003.

PROCESS OF VOLCANIC SEISMICITY: EXPLOSIONS AND TREMORS IN THE VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA VOLCANO

A program for seismic data processing and analysis is developed with the objective of determining arrival times, absolute or relative, of seismic signals to the stations of a seismological network. These times can then be used for location of the seismic sources using the usual location techniques. The program includes conventional tools for data display, cursor, zoom, low-pass filtering, both causal and non-causal, integration, Fourier spectra, and analytic envelope. It also features tools for the determination of relative times using cross-correlation, Wiener filter, envelope comparison, and determination of relative Fourier phases. These methods are based on the supposition that the sources of volcanic seismic B type earthquakes or tremor, both transient and stationary, have spherical or cylindrical symmetry, so that they should generate signals with shared characteristics and, possibly recognizable from station to station.

The program was applied to the analysis of the seismic activity of the Volcán de Fuego volcano, recorded by the Telemetric Seismological Network of the State of Colima (RESCO) in the period February–July 1999. The results of the analysis are:

- ❖ The conventional tools in the program help in visual time determination.
 - P-wave velocity within the volcanic edifice was calibrated, and station corrections for shallow seismic sources within it were determined.
 - Eleven located explosions, all shallow within the volcanic edifice, show a spatial alignment which may be important..
- ❖ The shape recognition tools did not work because the signals generally do not have phases recognizable at all stations, possibly due to the very narrow, high frequency response of the RESCO instruments. They should be tried on another database to ascertain their usefulness or uselessness.
- ❖ The technique of relative phase determination does work well, particularly when a new tool, the *minimal spectrum*, is used for choosing the frequency to use. The seismological results were:
 - Optimal tremor apparent velocities and station corrections were determined.
 - Eleven tremor episodes were located, grouped in three depth ranges. From the analysis of these tremor was found:
 - Clear correlation between source depth and signal shape, particularly clear in the frequency domain.
 - Source migration, from shallow to deep before the occurrence of a strong explosion, and afterwards a return to intermediate depth.

- From spectral analysis, it is possible to identify some local structure effects on the seismic signals, from which limits for the frequencies usable for location were estimated.

Keywords: Volcanic tremor, Volcanic explosion, Digital filters.

DEDICATORIA

A la memoria de mi abuelita, Tomasita, porque siempre estará en mi corazón.

A mis padres, Cuquita y Chava, porque los AMO.

A mis hermanos, Homer, Oliver y Saul, por ser mis amigos incondicionales.

A mis tías, Silvia y Adela, por ser una parte importante de mi vida.

A Jazmín, el amor de mi vida.

A DIOS, por ser siempre tan generoso conmigo.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo que me otorgaron para hacer mi maestría.

A mi asesor Alejandro Nava, porque es la primera vez que de un amigo aprendo tanto.

A mis sinodales, Dr. Luis Muguía, Dr. Edgardo Cañón y M.C. Jorge Preciado, por sus invaluable consejos y comentarios sobre mi tesis.

Al Centro de Investigación Científica y Ecuación Superior de Ensenada (CICESE).

A mis profesores e todos los investigadores de la División de Ciencias de la Tierra, en especial a Arturo Martín, por su amistad.

A mis amigos y amigas del CICESE:

1ª Generación. Carlos Narcía (El Doctor), Manuel Chora (El Chorita), Rosa Berumen (Rosy), Joel Antunes (El Billy), Selene Solorza, Adriana Arroyo (AAA), Hilarión Sánchez, Joel Rodríguez, Rubén Campos y Claudia Herrera.

Camelgos. Sergio Peralta, Gabriel Hernández, Edgardo Tejada (El Edguis), Martín Pacheco (El Sieso loco), Ricardo Carpio (El Carpiosón morboson), Isaac Antuna (El Chakie), Minerva López (La mine) y Alex Kurczyn (El Kurczinsky).

Camelgos asociados. Almendra Villela (Doña Almendra), Corina de Antuna (La Cori), Tomas Peña (Tomasino), Santiago Duran (El Chago), Miguel Oliver (El Miguel), Gema Ibarra (La Gema) y El miguelito.

Externos. Domitilo Nájera (El Tilo), Lucy, Dora Alicia Álvarez (La Lepu), Juan José Contreras (Sr. Director), Daniel Fajardo y Zarina Talamantes.

2ª Generación. Dulce Vargas (La Zorrita), Euclides Ruiz (El Eucliditos), Olga Saraytchikina (Olga Maria), Armando López (El Moya), Carlos Méndez, Irina de Méndez y Bertha Serrato.

3ª Generación. Leobardo López, Héctor Rodríguez, Luis Nabor (La Chancla), Armando Bejarano, Idalmis Hernández (La Cubana), Yanina Narváez Sebastián Ozuna, Daniel, Aime y Selene.

A todos ellos muchas gracias de todo corazón, por su amistad, su apoyo y por hacer de mi estancia en Ensenada una experiencia inolvidable.

Al todo el personal administrativo de la División de Ciencias de la Tierra, en especial a, Dolores Carvajal, Ana Rosa Soto y Guadalupe Martínez.

A los técnicos de la División José Mojarro y Humberto Benítez, por el soporte técnico tan necesario en mi tesis.

A todo el personal de la Biblioteca del CICESE, en especial a Cecilia González.

CONTENIDO

	Página
I INTRODUCCIÓN	1
<i>I.1 Las señales sísmicas de la actividad volcánica</i>	2
<i>I.2 Tremor volcánico</i>	4
<i>I.3 Modelos de fuente de tremor volcánico</i>	6
<i>I.4 Trabajos previos de localización de tremor</i>	8
I.4.1 Análisis de semblanza	8
I.4.2 Método de análisis de frecuencia-lentitud	10
I.4.3 Método de búsqueda de rejilla	14
I.4.4 Trabajos recientes de localización de tremor en volcanes de México	15
<i>I.5 Justificación y objetivos del presente trabajo</i>	16
I.5.1 Determinación de tiempos de arribo para eventos tipo A	17
I.5.2 Determinación de tiempos de arribo para eventos tipo B	18
I.5.3 Determinación de tiempos de arribo para tremor sostenido	19
II EL VOLCÁN DE FUEGO, RESCO Y LOS DATOS, DISLOCA Y EL MODELO DE VELOCIDADES	20
<i>II.1 El Volcán de Fuego</i>	20
<i>II.2 RESCO y los datos</i>	21
<i>II.3 Localización hipocentral</i>	23
<i>II.4 El modelo de velocidades</i>	24
III METODOLOGÍA	30
<i>III.1 El programa PSV03</i>	30
<i>III.2 Menú Herramientas</i>	31
III.2.1 Zoom	31
III.2.2 Espectro	32
III.2.3 Envolverte	34
<i>III.3 Menú Filtros</i>	35
III.3.1 Filtros ARMA	35
III.3.1.1 Filtro Rendija	36
III.3.1.1 Filtro Pasabajos	39
III.3.2 Filtro de Hamming	41
III.3.3 Filtro Pasabanda	45
<i>III.4 Menú Tiempos</i>	46
III.4.1 Cursor	46
III.4.2 Comparación de envolventes, <i>EnvolComp</i>	47
III.4.3 Análisis de correlación cruzada	47
III.4.4 Filtro adaptativo de Wiener	50
III.4.5 El método <i>BuscaFase</i>	55

CONTENIDO (continuación)

	Página
IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN	59
<i>IV.1 El programa PSV03</i>	59
<i>IV.2 Explosiones y otros eventos transitorios</i>	60
IV.2.1 Determinación de tiempos	60
IV.2.2 Explosiones localizadas	61
<i>IV.3 Tremores</i>	66
IV.3.1 Determinación de tiempos	66
IV.3.2 Localización	67
V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	86
VI LITERATURA CITADA	90

Lista de Figuras

Figura		Página
1	Formas de onda de: a) sismo tipo A, b) Sismos tipo B, c) temblores de explosión y d) Tremor volcánico. Eventos registrados en la estación EZV4.	3
2	Formas de onda de a) Tremor armónico. b) Tremor no armónico. Eventos registrados en la estación EZV4.	5
3	Ubicación del arreglo de estaciones. Los puntos negros indican la ubicación de los sismómetros (Furumoto <i>et al.</i> , 1990).	10
4	Mapa del cráter Puu Oo con el arreglo 1 (círculos) y el arreglo 2 (líneas punteadas). Las estaciones K del arreglo 1 y L4 del arreglo 2 se colocaron aproximadamente en el mismo sitio y fueron usadas para comparar los espectros de ambos arreglos (Goldstein y Chouet, 1994).	11
5	Mapa del volcán Estrómboli mostrando las localizaciones del cráter, los respiraderos activo (+), los arreglos de estaciones (semicírculos y segmento de línea), estaciones en la cima (círculos) y los pueblos en la reviera (cuadros). El recuadro muestra la localización de Estrómboli, (SI) Sicilia, Cerdeña (SA) y Córcega (CO) (Chouet <i>et al.</i> , 1997).	13
6	Modelo digital de elevación del volcán de fuego y el nevado de Colima con las estaciones de RESCO. El recuadro indica con una estrella la ubicación del área en la república mexicana.	20
7	a) Respuesta de velocidad (línea gruesa azul, eje izquierdo) y de fase (línea delgada roja, eje derecho) de las estaciones de RESCO. b) Detalle de la respuesta de los sismómetros a bajas frecuencias.	22
8	Modelos de velocidades para ondas P (lado izquierdo) y para tremor (lado derecho).	25
9	Sismogramas de la explosión ocurrida el 10 de mayo de 1999 (18:52 GMT) en la cima del cráter.	27
10	Ventana principal de <i>PSV03</i> mostrando un evento registrado el 10 de febrero de 1999 a las 06:44 GMT (archivo: 02100644).	30
11	Acercamiento (de 70 a 120s) del registro mostrado en la figura 10 (archivo 02100644).	31
12	Espectro de Fourier del registro de la estación EZV4 mostrado en la figura 10.	33
13	Espectro de Fourier de todas las estaciones del registro mostrado en la figura 10.	33

Lista de Figuras (continuación)

Figura		Página
16	Evento del día 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes a) y después b) filtrarse con filtro rendija con frecuencia central a 1.6331 Hz.	39
17	a) Distribución de polos (x) y ceros (o) y b) Espectro de Fourier de la transferencia normalizada de amplitud (línea continua, eje izquierdo) y de fase (línea discontinua, eje derecho), para el filtro pasabajos.	40
18	Respuesta impulsiva del filtro pasabajos.	40
19	Evento del día 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes a) y después b) filtrarse con filtro pasabajos.	41
20	Espectro de Fourier de la función de transferencia del filtro de Hamming.	42
21	Registro de velocidad del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT).	42
22	Espectro de Fourier de amplitud del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT).	43
23	Registro del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT) filtrado con el filtro de Hamming con frecuencia de corte a 5 Hz.	44
24	Espectro de Fourier del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT), filtrado con filtro de Hamming.	44
25	Diseño de pasabanda, el pico del triangulo indica la frecuencia central (1.6331 Hz y ancho de 50 elementos) y todas las frecuencias que éste fuera del área del triangulo serán eliminadas.	45
26	Evento del día 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes a) y después b) filtrarse con filtro pasabanda.	46
27	La señal forma de onda a buscar esta contenida en la ventana de tiempo seleccionada (líneas verticales en la estación EZV4).	48
28	Tiempos relativos de llegada de la señal escogida en la figura anterior, aquí los máximos de la correlación están marcados con círculos.	49
29	Señales filtradas con el filtro de Wiener creado a partir del segmento seleccionada en la figura 27.	54
30	Series de tiempo del registro 11180038 (explosión).	63
31	Localización del evento 11180038 con el programa <i>Disloca</i> .	63
32	Distribución espacial de las explosiones volcánicas. a) Epicentros, b) sección W-E, c) sección S-N y d) vista desde el SE con elevación de 2°.	65

Lista de Figuras (continuación)

Figura		Página
33	Distribución hipocentral del temblor. a) Epicentros, b) sección W-E y c) sección S-N.	69
34	Velocidad del evento 04010042.	70
35	Desplazamiento del evento 04010042.	71
36	Espectro de desplazamiento del evento 04010042.	72
37	Espectro de desplazamiento del evento 04010038.	73
38	Velocidad del evento 04010614.	74
39	Desplazamiento del evento 04010614.	74
40	Espectro de desplazamiento del evento 04010614.	75
41	Espectro de desplazamiento del evento 040100616.	75
42	Velocidad del evento 05101816.	76
43	Espectro velocidad del evento 05101816.	77
44	Espectro de velocidad en EZV4 del evento 05101816.	78
45	Espectro de velocidad en EZV7 del evento 05101816.	79
46	Velocidad del evento 05101848.	80
47	Espectros de velocidad del evento 05101848.	81
48	Espectro de velocidad en EZV6 del evento 05101848.	82
49	Espectro de velocidad en EZV7 del evento 05101848.	82
50	Velocidad del evento 05101940.	83
51	Espectro de velocidad del evento 05101940.	84

Lista de Tablas

Tabla		Página
I	Características del tremor volcánico en los dominios de tiempo y frecuencia.	6
II	Ubicación de las estaciones de RESCO.	22
III	Parámetros del modelo simplificado del volcán.	25
IV	Modelo de velocidad.	27
V	Correcciones de estación.	28
VI	Hipocentro, incertidumbre y error de explosiones volcánicas.	62
VII	Salida del programa disloca para el evento 11180038.	64
VIII	Hipocentro, incertidumbre y error de tremores.	68
IX	Razones de los picos espectrales al pico principal.	79

I INTRODUCCIÓN

El análisis de la sismicidad volcánica es una herramienta muy importante para el estudio de los procesos volcánicos, tanto desde el punto de vista científico como desde el de monitoreo y cálculo de peligro volcánico. Varios de los procesos volcánicos no están aun bien comprendidos, por lo que es de gran valor aportar datos que ayuden a entenderlos mejor, como pueden ser datos acerca de la localización de los varios tipos de fuentes sísmicas generadas por la actividad volcánica; de particular interés es la localización de la fuente del temblor volcánico, dado que aun no se conoce la causa de esta actividad. El presente trabajo se aboca al problema de localizar dichas fuentes, y consiste en el diseño e implementación de técnicas para el procesamiento y análisis de las señales sísmicas. Las técnicas desarrolladas son de utilidad en la determinación de tiempos relativos de arribo utilizados para localizar las fuentes de sismicidad volcánica con base en datos de un número reducido de estaciones situadas alrededor de la región epicentral. Dichas técnicas son adaptadas y aplicadas a la localización de explosiones y temblores (como será explicado más adelante) durante la etapa de actividad sísmica registrada en el Volcán de Colima durante los periodos de noviembre de 1999 y febrero – julio de 1999 por la red sismológica telemétrica del estado de Colima (RESCO).

A continuación se presenta una breve introducción a las señales sísmicas de la actividad volcánica, con particular énfasis en el temblor. Posteriormente a la introducción, se menciona los problemas inherentes en la localización de cada tipo de señal, cuya solución es el objetivo y la justificación del presente trabajo. En el capítulo II se presenta el

volcán objeto de estudio, el programa de localización y el modelo de velocidades que resulta de los resultados de este trabajo. Los métodos de procesado y análisis, así como el programa en el cual fueron implementados son presentados e ilustrados con algunos ejemplos en el capítulo III. En el capítulo IV se resume y discute los resultados; las conclusiones y recomendaciones basadas en éstos constituyen el capítulo V.

1.1 Las señales sísmicas de la actividad volcánica

Los procesos volcánicos son fuente de gran variedad de señales sísmicas con diferentes características, que presentan diferentes problemas de localización y que describiremos brevemente a continuación.

En forma general, las señales sísmicas han sido clasificadas como:

1. **Eventos volcánicos tipo A o de alta frecuencia (HF).** La forma de onda de los eventos tipo A es similar a la de sismos tectónicos pequeños, con arribos claros de ondas P y S y frecuencias dominantes entre 5 y 15 Hz (figura 1a). Los eventos tipo A generalmente ocurren a profundidades entre 1 y 20 km y pueden corresponder a liberación de deformación tectónica, disparada por esfuerzos producidos por los procesos volcánicos. A diferencia de algunos tipos de sismicidad tectónica que presentan un patrón temporal consistente de preeventos, evento principal y réplicas, los eventos tipo A (y los tipos que se describen a continuación) ocurren en patrón de *enjambres*, es decir, sin un evento principal definido (Minakami, 1974).
-

2. **Eventos volcánicos tipo B o de baja frecuencia (LF).** Se originan en los cráteres activos o cerca de ellos, a profundidades extremadamente superficiales. Los eventos tipo B tienen en general arribos emergentes de ondas P y escasos arribos de ondas S, y consisten principalmente de vibraciones a frecuencias entre 1 y 5 Hz (figura 1b). El número de eventos tipo B generalmente se incrementa antes del comienzo de una erupción explosiva. Ocurren en patrón de enjambre con magnitudes usualmente muy pequeñas, ≤ 3 (Minakami, 1974).

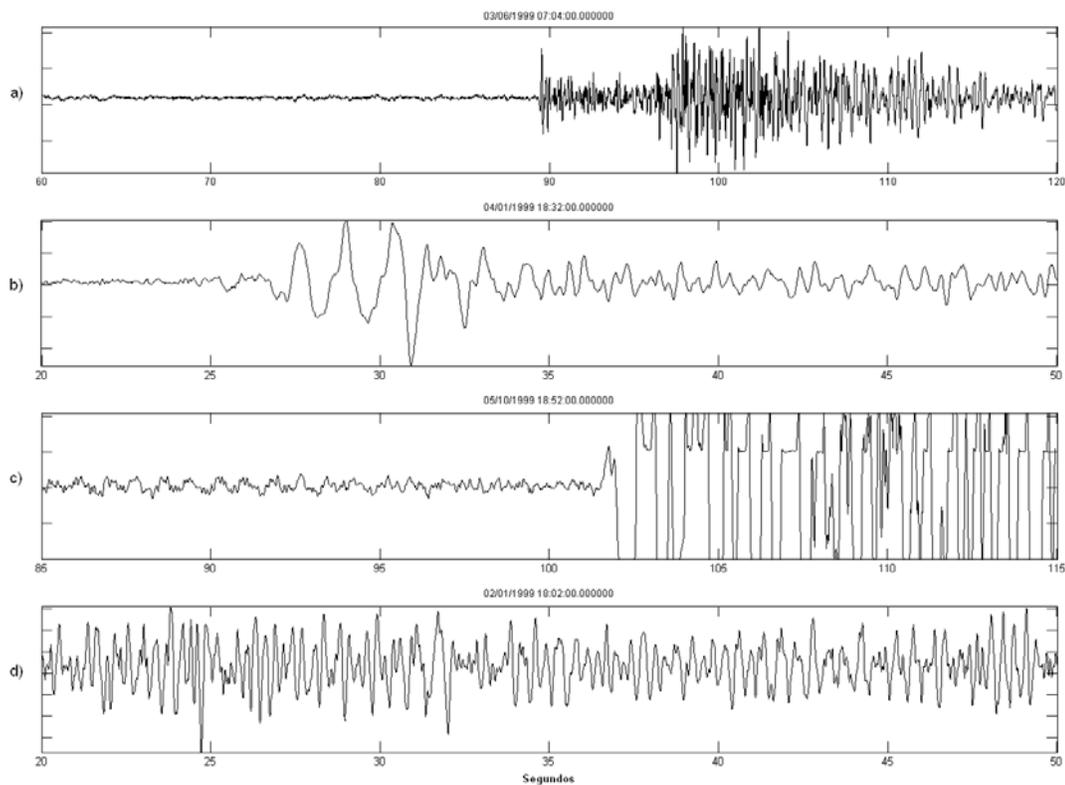


Figura 1. Formas de onda de: a) sismo tipo A, b) Sismos tipo B, c) temblores de explosión y d) Tremor volcánico. Eventos registrados en la estación EZV4.

3. **Eventos tipo explosión.** Son un subtipo de los eventos tipo B. Se distinguen porque su forma de onda muestra una predominancia excedente de longitudes de onda muy largas con respecto a los sismos tipo A y sismos tectónicos (figura 1c). La máxima amplitud o la magnitud de los temblores de explosión tiene una estrecha relación con la intensidad de una erupción explosiva y es aproximadamente proporcional a la energía cinética de la erupción (Minakami, 1974).
4. **Tremor volcánico.** El tremor volcánico es una señal sísmica continua con duración que llega a ser de días (Minakami, 1974) (figura 1d). Ya que estas señales son el principal objeto de estudio en este trabajo, serán discutidas con mayor detalle a continuación.

Para eventos tipo A y B, la localización de las fuentes, así como la variación de éstas en el tiempo, puede ser un dato importante para la evaluación del peligro volcánico, ya que indican concentraciones de esfuerzo

1.2 Tremor volcánico

El tremor volcánico es definido formalmente como una señal sísmica persistente que se observa sólo en volcanes activos. Las frecuencias dominantes del tremor son similares a las de los eventos de baja frecuencia (entre 1-5 Hz). De acuerdo con su duración el tremor puede ser clasificado como *transitorio* (o de corta duración) y *sostenido* (o de larga duración), aunque usualmente se clasifica con base en su forma de onda como tremor armónico y tremor no armónico (McNutt, 2000a).

El tremor armónico es de baja frecuencia (a menudo de 1 Hz) que, en ocasiones, puede ser una onda sinusoidal de una sola frecuencia con ligeras variaciones de amplitud, pero que en la mayoría de los casos consiste de una frecuencia fundamental con varios sobretonos (figura 2a).

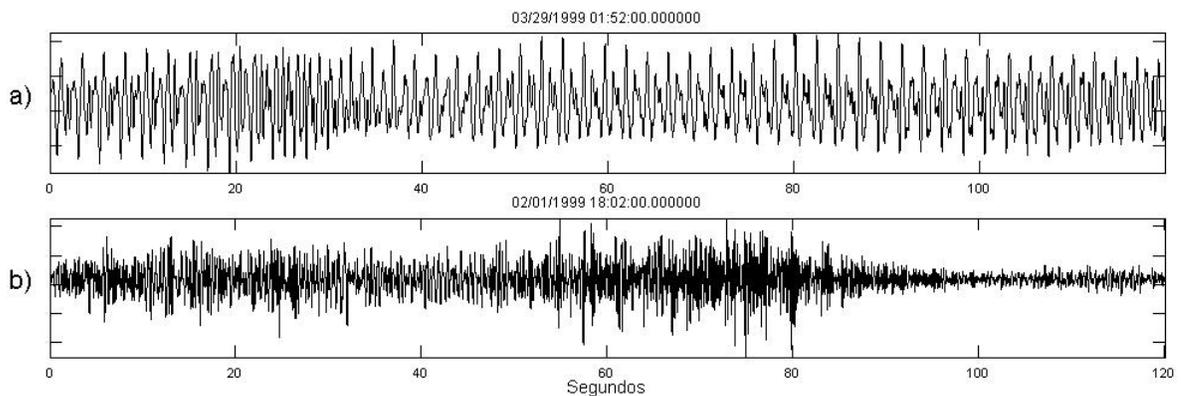


Figura 2. Formas de onda de a) Tremor armónico. b) Tremor no armónico. Eventos registrados en la estación EZV4.

El tremor no armónico (figura 2b) es una señal sísmica pulsante e irregular con frecuencias más altas que el tremor armónico (alrededor de 4 Hz).

Una clasificación más reciente de los diferentes tipos de tremor volcánico y sus características en los dominios de tiempo y frecuencia, adaptada de Konstantinou y Schlindwein (2002), se presenta en la tabla I.

Los varios tipos de tremor volcánico pueden ser debidos a distintos tipos de fuente o a variaciones temporales de las mismas. A continuación se muestra una síntesis de los modelos de fuente que han sido propuestos para explicar el tremor.

Tabla I. Características del tremor volcánico en los dominios de tiempo y frecuencia.

Clasificación usual	Termino	Dominio	Descripción
Armónico	Armónico	Frecuencia/Tiempo	Múltiples picos en el espectro con una frecuencia fundamental y sus armónicos
	Monocromático	Frecuencia/Tiempo	Espectro que consiste en un solo pico extendiéndose sobre una banda angosta de frecuencias
No Armónico	Bandeando	Tiempo	Explosiones de tremor separadas por periodos de calma, que se asemejan a rayas o bandas en un sismograma
	Espasmódico	Tiempo	Tremor continuo con grandes variaciones de amplitud
	Tormenta de tremor	Tiempo	Explosiones de tremor de pequeña duración sobrepuestos sobre la actividad sísmica de fondo

1.3 Modelos de fuente de tremor volcánico

A través de los años se ha desarrollado diversos modelos de la fuente del tremor volcánico, muchos de los cuales pueden reproducir razonablemente la forma de onda del tremor en estudio. Konstantinou y Schlindwein (2002) agrupan los diversos tipos de modelos de fuente de tremor como sigue:

- 1. Oscilaciones inducidas por flujo de fluido** (Ferrick *et al.*, 1982; Julian, 1994; Benoit y McNutt, 1997; Neuberg *et al.*, 2000). Este modelo de fuente de tremor ha sido estudiado por diferentes autores a varias escalas. A la escala más pequeña posible, se considera que el magma fluye a través de una matriz porosa de roca parcialmente fundida, generando durante su ascenso ondas que preservan su forma (Konstantinou y Schlindwein, 2002). A la escala más grande posible, se considera que el interior de un volcán esta compuesto por una cámara magmática superficial, alimentada por una

fuelle profunda, y un conducto de forma cilíndrica que transporta al fluido hacia la superficie y puede estar conectado a una red de otros conductos. La aplicación de este modelo supone que: (a) el fluido tiene una densidad constante y consta de una sola fase, (b) el movimiento del fluido ocurre en una o dos dimensiones y (c) el conducto se comporta elásticamente y su anchura puede variar con el tiempo (Konstantinou y Schlindwein, 2002).

2. **Excitación y resonancia de grietas llenas de fluidos** (Aki *et al.*, 1977; Furomoto, *et al.* 1990; Goldstein y Chouet, 1994). El movimiento de magma hacia la superficie inevitablemente produce rompimiento de roca y formación de grietas, generando así varios tipos de señales sísmicas (Konstantinou y Schlindwein, 2002).
 3. **Crecimiento y colapso de burbujas** (Steinberg y Steinberg, 1975; Leet, 1988; Gordeev, 1993; Schlindwein *et al.*, 1995; Ripepe *et al.*, 1996; Chouet *et al.*, 1997; Hellweg, 2000). Formación, crecimiento y colapso de burbujas en un líquido son maneras eficientes de generar energía sísmica (Konstantinou y Schlindwein, 2002). Las burbujas pueden ser producidas por la ebullición hidrotermal de agua subterránea o por exolución de gas del magma durante el ascenso de éste a la superficie. Sin embargo, la principal limitante de este modelo de fuente es no poder explicar los procesos de tremor que operan por debajo de algunos kilómetros de profundidad, debido a la imposibilidad de la presencia de agua o fase gaseosa a esa profundidad (Konstantinou y Schlindwein, 2002).
 4. **Resonancia de grandes cuerpos de magma** (Kubotera, 1974; Chouet, 1985). Este modelo de fuente supone que el tremor es generado por oscilaciones libres de grandes
-

cuerpos de magma con distintas formas. Algunos cuerpos sugeridos son cámaras magmáticas esféricas (Kubotera, 1974) o cilindros verticales como conductos magmáticas (Chouet, 1985).

En esta tesis se pretende aportar información que contribuya a esclarecer el origen del tremor volcánico, con base en la ubicación de la fuente, ayudando a corroborar o descartar algunos de los modelos de fuente de tremor propuestos.

1.4 Trabajos previos de localización de tremor

I.4.1 ANÁLISIS DE SEMBLANZA

Furumoto *et al.* (1990) utilizaron el método análisis de “semblanza” para localizar la fuente del tremor volcánico registrado después de la erupción de fisura del volcán Izu-Oshima (Japón) en 1986.

La semblanza es el cociente de la potencia de las señales apiladas que son emitidas por una fuente entre la potencia total del arreglo de datos; si existe una fuente sísmica bajo la superficie, la existencia de coherencia espacial entre las señales sísmicas radiadas desde ésta fuente resulta en un valor grande de semblanza. Por lo tanto, una distribución espacial de la semblanza se puede considerar como una distribución de intensidad de la fuente. Si la dimensión del arreglo es lo suficientemente grande para tomar en cuenta la esfericidad de los frentes de onda, se puede determinar la distancia hipocentral a cada estación del arreglo de modo que se pueda bosquejar una imagen tridimensional de la fuente.

La actividad de tremor post erupción se registró en un arreglo de 24 estaciones sísmicas de componente vertical ubicadas en la parte noreste de la caldera del volcán. Los sismómetros fueron distribuidos en una rejilla de 4 x 6, con intervalos de separación entre cada estación de 50 m y 100 m aproximadamente, en las direcciones E-W y N-S, respectivamente (figura 3).

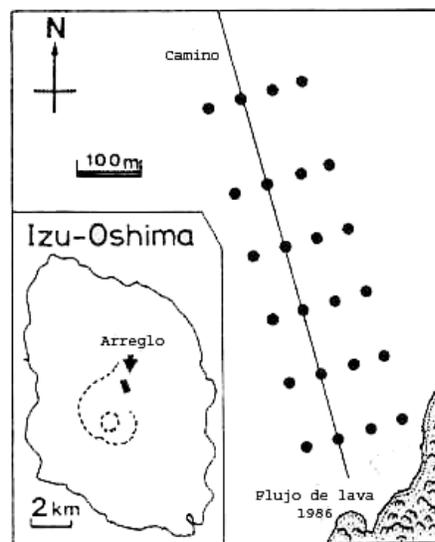


Figura 3. Ubicación del arreglo de estaciones. Los puntos negros indican la ubicación de los sismómetros (Furumoto *et al.*, 1990).

Furumoto *et al.* (1990) utilizaron la semblanza como una medida de coherencia entre señales registradas en varios canales. El cálculo de los valores de la semblanza siempre supone una trayectoria recta de propagación desde una fuente puntual hasta cada una de las estaciones del arreglo.

Furumoto *et al.* (1990) supusieron, sin alguna justificación aparente, que la fuente de tremor se encontraba aproximadamente a 1500 m de profundidad; basados en esta suposición encontraron la existencia de dos fuentes de tremor y migración de la actividad de una a la otra, lo que los llevó a sugerir que el tremor es accionado en dos sitios de un sistema magmático con un acoplamiento dinámico entre ambos. Sin embargo, Furomoto *et al.* (1990) no pudieron identificar la forma del cuerpo de magma, ni localizar los hipocentros exactos del tremor volcánico.

I.4.2 MÉTODO DE ANÁLISIS DE FRECUENCIA – LENTITUD

Goldstein y Chouet (1994) desarrollaron los métodos de análisis de frecuencia – lentitud, movimiento de partícula y trazado de rayos para estimar la extensión espacial y las profundidades de las fuentes de tremor volcánico. Estos autores registraron los eventos de tremor en dos arreglos de sismómetros situados a 1 km del cráter Puu Oo, sobre el rift Este del volcán Kilauea durante los meses de enero y febrero de 1988. La instrumentación de los arreglos consistió de 12 estaciones de tres componentes y 36 estaciones de componente vertical.

El primer arreglo de estaciones se configuró como una mezcla de segmentos lineales y patrones en forma de rejilla con apertura de 800 m y espaciamiento entre estaciones de 100 m (figura 4). Después de 10 días se reconfiguró el arreglo a uno de apertura más pequeña. El segundo arreglo se acomodó en configuración semicircular con espaciamiento entre estaciones de 10 m y apertura de 120 m (figura 4).

La lentitud (y, de éste, el parámetro de rayo) y azimut fueron medidos usando la técnica de clasificación de señales múltiples MUSIC (Multiple Signal Classification Technique), y la alineación de sismogramas. Se comenzó alineando el pico de un arribo prominente en las formas de onda de la componente vertical de cada evento. La lentitud de un arribo de referencia se determinó ajustando una onda plana a sus tiempos de retardo a través del arreglo.

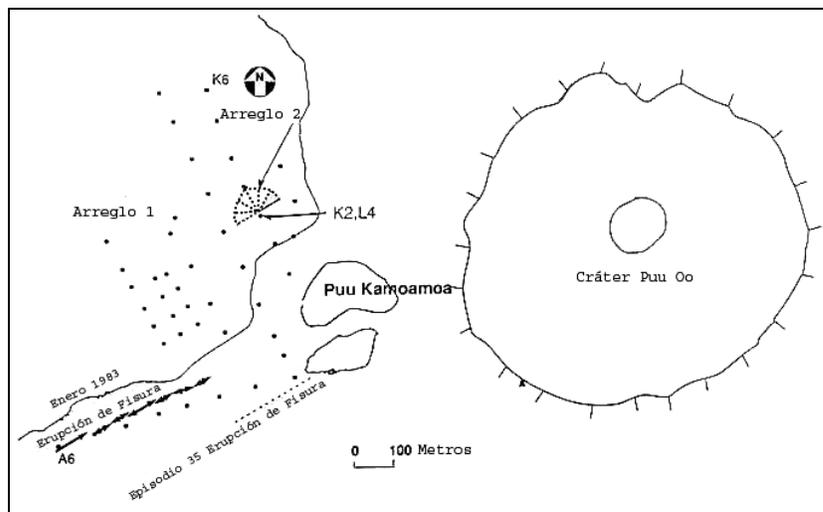


Figura 4. Mapa del cráter Puu Oo con el arreglo 1 (círculos) y el arreglo 2 (líneas punteadas). Las estaciones K del arreglo 1 y L4 del arreglo 2 se colocaron aproximadamente en el mismo sitio y fueron usadas para comparar los espectros de ambos arreglos (Goldstein y Chouet, 1994).

Después del alineamiento, se calculó el “espectro de lentitud” para ventanas sucesivas de 2.5 s de largo, con 2.0 s de traslape entre ventanas adyacentes. Los espectros de lentitud fueron estimados en un ancho de banda de 2 a 6 Hz, usando apilamiento de espectros. El vector de lentitud se estimó a partir de la localización de los picos en el

espectro apilado. Una vez obtenido el vector de lentitud, éste se convirtió a parámetro de rayo y azimut usando:

$$P = \sqrt{S_x^2 + S_y^2}, \quad (1)$$

$$\phi = \pi / 2 - \arctan\left(\frac{S_y}{S_x}\right), \quad (2)$$

donde P es el parámetro de rayo, S_x y S_y son sus componentes x (este) y y (norte), respectivamente, y ϕ es la dirección aparente de propagación o azimut de la señal.

La extensión horizontal de la fuente de tremor fue estimada suponiendo que la distancia epicentral a la fuente es aproximadamente la distancia entre el cráter y el arreglo de estaciones:

$$L = r\theta, \quad (3)$$

donde L es la extensión horizontal de la fuente, r es la distancia epicentral y θ es al azimut en radianes.

La profundidad máxima de la fuente de tremor fue estimada usando la ley de Snell para relacionar el parámetro de rayo obtenido con una profundidad correspondiente. Goldstein y Chouet (1994) encontraron que los parámetros de rayo obtenidos son incompatibles con los correspondientes a ondas superficiales en capas de baja velocidad, y con base en ésta observación, postularon que los arribos de lentitud corresponden a ondas de cuerpo.

Goldstein y Chouet (1994) estimaron una extensión horizontal de la fuente de tremor de aproximadamente 400 m, con incertidumbre de aproximadamente 100 m para el primer arreglo y 300 m para el segundo. La profundidad de la fuente de tremor se situó a

250 ± 100 m, si se supone que el parámetro de rayo corresponde a ondas P; o a 1000 ± 300 m, si se supone que el parámetro de rayo corresponde a ondas S.

Chouet *et al.* (1997) utilizaron los métodos desarrollados por Goldstein y Chouet (1994) para localizar los eventos de tremor volcánico registrados en el volcán Estrómboli (Italia) durante los meses de enero a mayo de 1992. El tremor volcánico se registró en tres arreglos de estaciones situados en el flanco norte del volcán Estrómboli a una distancia de 1.7 km de los respiraderos activos (figura 5).

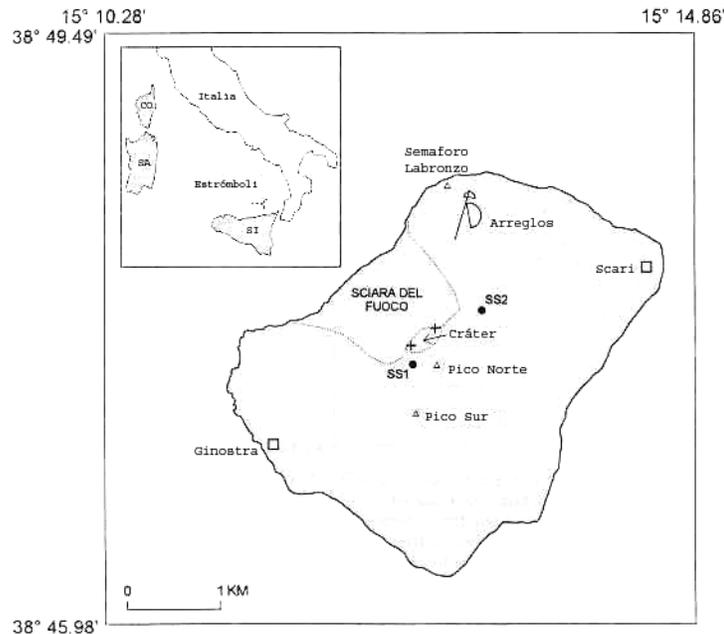


Figura 5. Mapa del volcán Estrómboli mostrando las localizaciones del cráter, los respiraderos activo (+), los arreglos de estaciones (semicírculos y segmento de línea), estaciones en la cima (círculos) y los pueblos en la reviera (cuadros). El recuadro muestra la localización de Estrómboli, (SI) Sicilia, Cerdeña (SA) y Córcega (CO) (Chouet *et al.*, 1997).

Chouet *et al.* (1997) utilizaron 37 sismómetros de tres componentes y 59 sismómetros de componente vertical para conformar tres arreglos de estaciones. Dos de éstos, con aperturas de 120 y 300 m, fueron distribuidos en forma semicircular con espaciamiento entre estaciones de 10 y 40 m. Un tercer arreglo fue colocado a lo largo de una línea de 600 m en dirección al cráter con espaciamiento entre estaciones de 30 a 60 m. Adicionalmente, colocaron dos estaciones en la cima del cráter (figura 5).

Chouet *et al.* (1997) obtuvieron una extensión horizontal de la fuente de tremor de aproximadamente 700 ± 200 m. Mientras que la profundidad de la fuente se estimó aproximadamente a 200 m por debajo del cráter.

I.4.3 MÉTODO DE BÚSQUEDA DE REJILLA

Gottschämmer y Surono (2000) desarrollaron un método de búsqueda de rejilla usando parámetros dependientes de la localización, medidos en los sismogramas de tremor, para determinar la localización de su fuente. Este método requiere que el tremor esté registrado en al menos dos estaciones sísmicas; la localización de la fuente mejora conforme aumenta el número de estaciones. El método de búsqueda de rejilla supone que las ondas son radiadas de la misma forma en todas direcciones a partir de la fuente y que el medio entre la fuente y la estación es homogéneo con respecto a la velocidad de ondas P. Gottschämmer y Surono (2000) aplicaron este método al tremor registrado durante septiembre a diciembre de 1995 en el volcán Bromo (Indonesia), utilizando tres estaciones de tres componentes.

Gottschämmer y Surono (2000) aplicaron este método definiendo una rejilla uniforme de $i \times j$ puntos sobre la región donde se esperaba encontrar la fuente. El número y espaciamiento de los puntos en la rejilla fueron determinados por la resolución deseada. Calcularon la distancia desde cada punto de la rejilla a cada una de las N estaciones. Después, calcularon un parámetro dependiente de dicha distancia (A_{ij_n}) para cada punto en la rejilla a partir de los registros de la estación n , el parámetro calculado para el tremor volcánico fue la “potencia de la fuente”, definida como:

$$P = \frac{dE}{dt}, \quad (4)$$

donde E es la energía emitida por una fuente sísmica. Haciendo el mismo cálculo para las $N-1$ estaciones restantes, asignaron N parámetros a cada punto en la rejilla. Así, en la verdadera posición de la fuente, estos valores deberían coincidir ($A_{ij_1} = A_{ij_2} = \dots = A_{ij_N}$).

I.4.4 TRABAJOS RECIENTES DE LOCALIZACIÓN DE TREMOR EN VOLCANES DE MÉXICO

La fuente del tremor armónico registrado en el volcán Popocatepetl durante el mes de diciembre del 2000 fue localizada por Arambula y Valdés (2002) con el método de análisis de movimiento de partículas(o análisis de frecuencia-lentitud). Arambula y Valdés (2002), suponen que el tremor es producido por oscilaciones inducidas por el flujo de un fluido en un conducto con extremos cerrados. De acuerdo con la frecuencia y la localización del tremor calcularon longitudes de conductos de 844, 500, 350 y 250 metros.

Estos autores ubicaron el conducto de 844 m a partir de los 3100 msnm, el de 500 m a los 3750 msnm, con una zona de traslape de los dos conductos entre los 3750 y 4000 msnm. Arriba del conducto de 500 m ubicaron los conductos de 350 y 250 m.

Para el volcán de Colima, la aparición inusual de tremores de amplitud regular en los meses de abril y mayo del 2002 se adjudicó a la presencia de magma de composición diferente a la observada anteriormente, que podría estar localizado a unos 800 a 1500 m por debajo de la cima (Domínguez *et al.*, 2002).

1.5 Justificación y objetivos del presente trabajo

La justificación del presente trabajo está dada por la importancia de contar con localizaciones precisas de las fuentes sísmicas.

Para tremor sostenido, la diversidad en las posibles fuentes propuestas refleja que las causas que lo originan son prácticamente desconocidas, por lo que la localización confiable de la fuente del tremor volcánico sería un dato valioso para conocer la causa de este fenómeno. Además, es posible que cambios en la posición de la fuente de tremor puedan ser de valor para la evaluación del peligro volcánico.

Bajo la suposición, que una vez determinados los tiempos de arribo (absolutos o relativos) de las ondas generadas por un evento sismovolcánico dado es posible localizarlo utilizando algún programa de localización apropiado, nos enfrentamos a los problemas de cómo determinar dichos tiempos de arribo. En esta tesis atacamos dichos problemas considerando las condiciones existentes usualmente durante episodios de actividad

volcánica y las condiciones particulares asociadas con la actividad del Volcán de Fuego y con la distribución y la respuesta de los instrumentos de RESCO fuente de nuestros datos.

Los objetivos del presente trabajo, así como los métodos utilizados para tratar de alcanzarlos son listados a continuación.

I.5.1 DETERMINACIÓN DE TIEMPOS DE ARRIBO PARA EVENTOS TIPO A

Para eventos de tipo A lo suficientemente grandes para que sus arribos sean fácilmente distinguibles del ruido de fondo, el único problema es desplegar las series de tiempo que representan la señal y contar con un cursor para escoger los tiempos de arribo.

En presencia de altos niveles de ruido, comparables con la amplitud de los primeros arribos, es necesario ayudar a distinguir la señal del ruido; problema que es complicado por el hecho de que durante episodios de actividad volcánica, el ruido es mayormente constituido por señales sísmicas que ocupan la misma banda espectral que las señales de interés. Sin embargo es posible ayudar a la determinación de arribos de las señales de interés mediante:

- a) Filtrado pasabajos. Este filtrado causal elimina componentes espectrales con frecuencias mayores de unos 10 Hz, ya que, dada la respuesta de los instrumentos (figura 7a), dichas frecuencias no forman parte de la señal (ni del ruido sísmico) sino que son ruido de transmisión.
 - b) Integración. Integrar es una arma de dos filos porque es un pasabajos que atenúa las componentes espectrales según el inverso de la frecuencia, por lo que hace menos súbitos los cambios en la series de tiempo. Sin embargo, los cambios súbitos requieren
-

también de frecuencias bajas que han sido fuertemente deamplificadas por la respuesta instrumental (figura 7) y que la integración ayuda a enfatizar.

- c) Uso de cumulativas. Otro pasabajos que trabaja según lo discutido en (b).
- d) Uso de envolventes. Las envolventes ayudan al ojo humano a distinguir tendencias de corta duración y, por tanto, a determinar arribos de fases.

I.5.2 DETERMINACIÓN DE TIEMPOS DE ARRIBO PARA EVENTOS TIPO B

Aquí, el principal problema es que para eventos de tipo B, incluyendo en estos a los de tremor episódico, los arribos son, por definición, emergentes e imposibles de determinar exactamente (i.e. dentro de un intervalo de muestreo) y, dada la presencia de ruido, imposibles de determinar con precisión suficiente para la localización del evento. Queda, entonces, la posibilidad de identificar alguna característica o rasgo común en los registros de las distintas estaciones, cuyos tiempos de arribo relativos puedan ser utilizados para localizar la fuente.

Dado que se considera que las fuentes de eventos tipo B son probablemente explosivas y que el patrón de radiación de éstas debe tener simetría esférica o, al menos, cilíndrica, se puede suponer que los cambios de forma de la señal de una estación a otra estarán determinados mayormente por diferencias en las trayectorias y en las respuestas de sitio.

Para ayudar a buscar rasgos comunes, además de las herramientas mencionadas en I.4.1, se implementó las siguientes herramientas.

- a) Filtrado pasabanda. Dos tipos: rendija (causal, con cambios de fase) y banda espectral (acausal, sin cambios de fase).
- b) Reconocimiento. De tres tipos: correlación cruzada, filtro de Wiener y comparación de envolvente.

I.5.3 DETERMINACIÓN DE TIEMPOS DE ARRIBO PARA TREMOR SOSTENIDO

La principal dificultad de localizar el tremor volcánico sostenido (al que llamaremos simplemente tremor) radica en que no se puede determinar el arribo de alguna fase sísmica. La mayoría de los métodos para localizar tremor volcánico descritos en I.4, requieren el uso de arreglos densos de estaciones, con gran número de estaciones de tres componentes, para estimar el azimut y el parámetro de rayo; y estas estimaciones no son muy confiables porque dependen fuertemente del modelo de velocidades.

Ya que en México es muy difícil contar con arreglos densos de estaciones sísmicas, la aplicabilidad de los métodos de localización de tremor descritos en I.4 es prácticamente imposible. Debido a estas dificultades y con base en la suposición de simetría esférica o cilíndrica implícita en los modelos de fuente de tremor, se implementó el método de tiempos relativos a partir de la fase de Fourier.

II EL VOLCÁN DE FUEGO, RESCO Y LOS DATOS, *DISLOCA* Y EL MODELO DE VELOCIDADES.

II.1 *El Volcán de Fuego*

El Volcán de Fuego o Volcán de Colima, es un estratovolcán andesítico que se ubica a los 19° 30' 44" N y 103° 37' 02" W y alcanza 3860 msnm. Forma, junto con el nevado de Colima, un complejo volcánico situado en la parte oeste del cinturón neovolcánico mexicano en la frontera entre los estados de Colima y Jalisco.

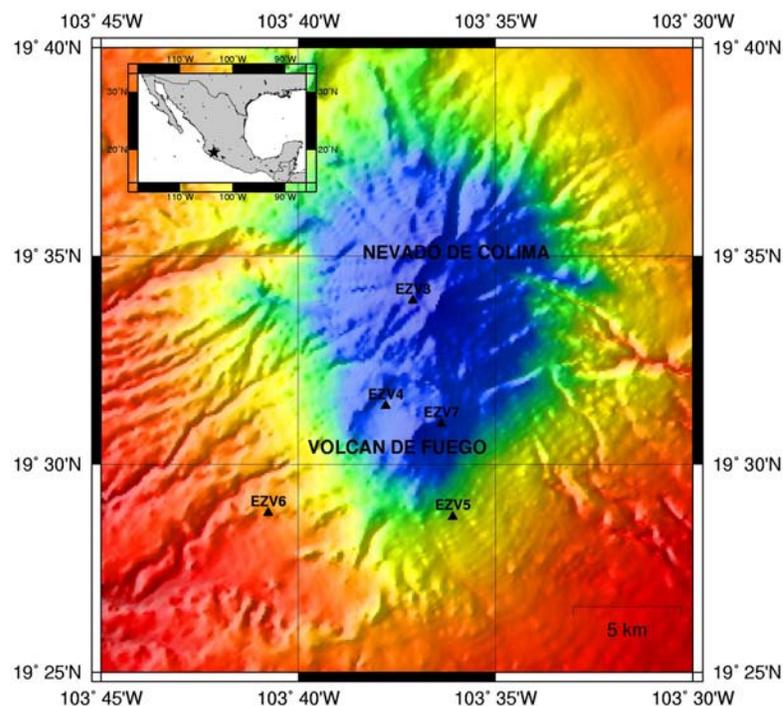


Figura 6. Modelo digital de elevación del Volcán de Fuego y el Nevado de Colima con las estaciones de RESCO. El recuadro indica con una estrella la ubicación del área en la República Mexicana.

II.2 RESCO y los datos

La Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) fue creada en 1989 (Castellanos *et al.*, 1989) y consta de siete estaciones, cinco de las cuales se localizan en y alrededor del Volcán de Fuego. Las estaciones sismológicas de RESCO constan de un sismómetro (SS-1 Ranger) de una componente vertical con periodo libre de 1.02s y dos filtros analógicos, uno pasaaltos y otro pasabajos con frecuencias de corte 0.2 y 5.0 Hz, respectivamente. La respuesta (de velocidad) aproximada de las estaciones se muestra en las figuras 7a y b; nótese que la respuesta de amplitud (línea gruesa) es bastante angosta con máximo a 2.25Hz y amplificaciones <0.2 para frecuencias menores de 0.5Hz o mayores de 12Hz. La influencia de esta respuesta en la identificación de tiempos se mencionará más adelante.

La señal analógica de cada estación se transmite por radio al centro de registro en las oficinas de RESCO en la Universidad de Colima, donde es digitizada a razón de aproximadamente 100 muestras por segundo y registrada en archivos que contienen dos minutos de datos de todas las estaciones cada uno; los archivos tienen formato binario PC-SUDS y su nombre corresponde a mes (MM), día (dd), hora (hh) y minuto (mm) de inicio, con formato **MMddhhmm** (los archivos de distintos años se guardan en directorios distintos).

Para convertir los archivos digitales de RESCO a formato Matlab se desarrolló el programa *sud2mat6.exe*. Este programa extrae los registros digitales de cada una de las estaciones existentes en el archivo, así como la razón de muestreo y el tiempo

correspondiente a la primera muestra. El archivo generado por el programa sud2mat6.exe conserva el mismo nombre del archivo pero con extensión *.mat*.

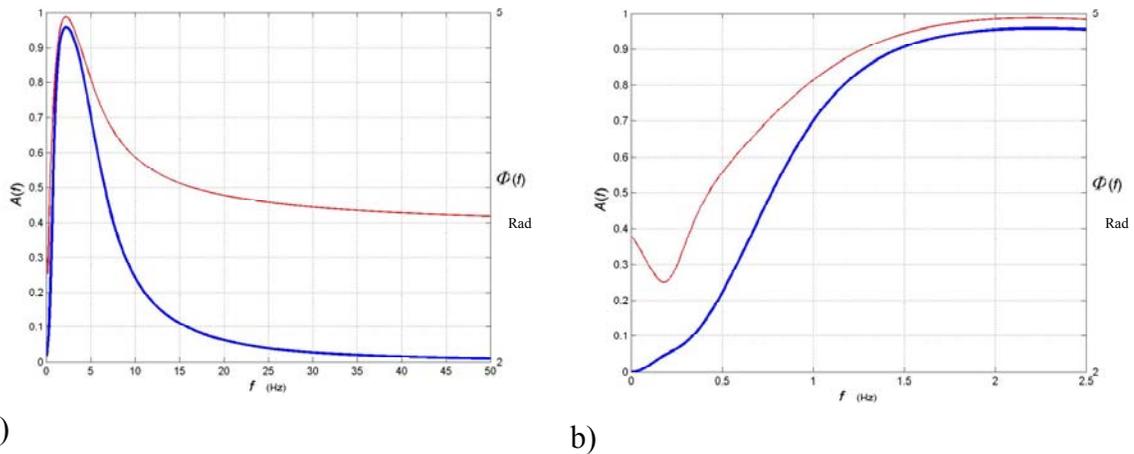


Figura 7. a) Respuesta de velocidad (línea gruesa azul, eje izquierdo) y de fase (línea delgada roja, eje derecho) de las estaciones de RESCO. b) Detalle de la respuesta de los sismómetros a bajas frecuencias.

Tabla II. Ubicación de las estaciones de RESCO

Estación	Nombre	Ubicación		Altura
		Latitud	Longitud	
Nevado	EZV3	19° 33.92' N	103° 37.09' W	3 957 m
Soma	EZV4	19° 31.40' N	103° 37.78' W	2 962 m
Fresnal	EZV5	19° 28.74' N	103° 36.09' W	2 173 m
La Hierbabuena	EZV6	19° 28.83' N	103° 40.76' W	1 697 m
Volcancito	EZV7	19° 31.02' N	103° 36.60' W	3 500 m

Para este trabajo se utilizó los registros digitales de las cinco estaciones de RESCO que se encuentran sobre y alrededor del Volcán de Colima (figura 6) y operaron de febrero a julio de 1999. El 17 de julio una bomba volcánica destruyó el sismógrafo de Volcanicto, dando fin a la operación de EZV7.

II.3 Localización hipocentral

Un problema en la localización de tremor volcánico y, en general de sismos volcánicos, es que la mayoría de los programas usados para localización utilizan estructuras de velocidades consistentes solo de capas planas y no toman en cuenta la topografía de los volcanes. La localización de las señales aquí estudiadas se realizó mediante el programa *Disloca*, que utiliza un modelo simplificado de la estructura de un volcán representada mediante un cono truncado que sobreyace capas horizontales (Nava y Frez, 2003). El programa *Disloca*, localiza buscando, mediante un algoritmo genético, el hipocentro que minimiza el error $\varepsilon = \sum_{\substack{i=1, N-1 \\ j=i+1, N}} \left| (t_i^o - t_j^o) - (t_i - t_j) \right|$, donde t_i^o y t_i son los

tiempos observado y calculado, respectivamente, en la estación i y N es el número de estaciones. La búsqueda cesa cuando se encuentra una solución que cumple los criterios $\varepsilon < \varepsilon_{\max}$ y $\sigma < \sigma_{\max}$, donde σ es la desviación estándar en la posición de las P mejores soluciones, o cuando se cumple la segunda condición pero el error converge a un valor por encima de ε_{\max} , o, en el peor de los casos cuando se alcanza un número tope de

iteraciones I_{\max} ; los valores usados aquí fueron $\varepsilon_{\max} = 0.1 \text{ s}$, $\sigma_{\max} = 0.1 \text{ km}$, e $I_{\max} = 13$.

Disloca permite ponderar cada uno los datos de entrada, que son los tiempos de arribo a las distintas estaciones, y pondera las diferencias entre éstos según el producto de las ponderaciones individuales. También permite asignar correcciones de estación que evitan los errores sistemáticos introducidos por diferencias entre la estructura verdadera y el modelo, así como por las condiciones de sitio; dichas correcciones serán, en general, distintas para fuentes en distintas regiones o extensiones de profundidad y serán discutidas más adelante.

Cabe mencionar que las soluciones hipocentrales de Disloca son bastante robustas ante modificaciones o errores en alguno (o algunos) de los datos; esto es, si tras obtener una localización buena se varía alguno de los datos, generalmente la estimación del error aumenta pero la localización casi no varía. Esta característica permite suponer heurísticamente que algunas localizaciones cuyo error total sea ligeramente mayor que el umbral ε_{\max} pueden ser aceptables.

II.4 El modelo de velocidades

Las localizaciones se llevaron a cabo con el modelo simplificado del Volcán de Colima mostrado en la tabla III y las velocidades mostradas en la tabla IV.

Tabla III. Parámetros del modelo simplificado del volcán.

Parámetro	Valores	
	Latitud	Longitud
Centro del volcán	19.5122° N	103.6172° W
Elevación de la base	2 000 m	
Elevación del cráter	3 860 m	
Radio del cráter	300 m	
Angulo medido desde el horizonte	24.5 grados	

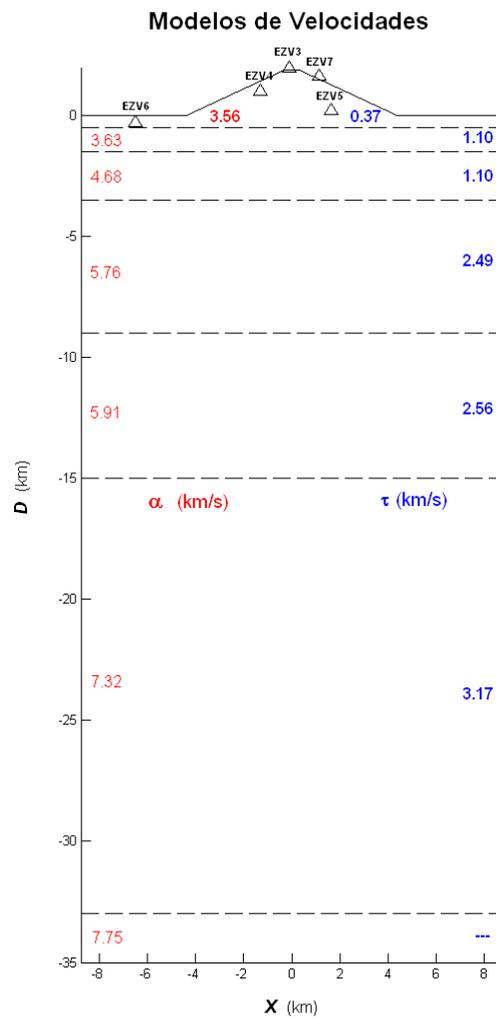


Figura 8. Modelos de velocidades para ondas P (lado izquierdo) y para tremor (lado derecho).

La ubicación correcta del centro del volcán en cuestión es necesaria para obtener buenas localizaciones. En éste trabajo, los parámetros del modelo simplificado del volcán fueron estimados a partir de un modelo digital de elevación con espaciamiento horizontal cada 3" (≈ 95 m) (Hinojosa *et al.*, 2002).

Como parte del presente estudio, se determinó un nuevo modelo de velocidades sísmicas apropiado para ser usado con el modelo de estructura simplificado utilizado por el programa *Disloca* y calibrado con eventos locales descritos más adelante. El modelo se hizo modificando el modelo propuesto por Nuñez-Cornú *et al.* (1995) basado a su vez en el modelo de Jimenez *et al.* (1989). Fue necesario modificar dicho modelo pues es un modelo tentativo para localizar con un semiespacio lateralmente homogéneo de capas planas, que no considera la forma del volcán; además, fue necesario determinar velocidades apropiadas para la localización de tremor.

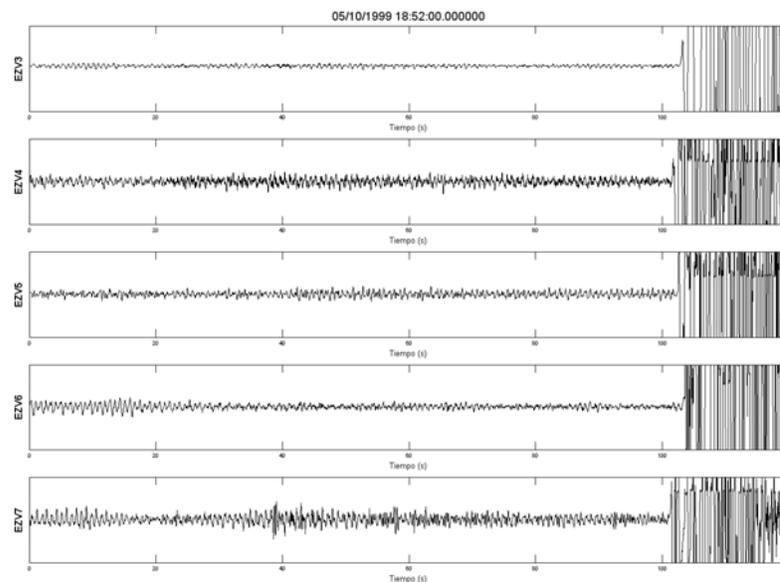


Figura 9. Sismogramas de la explosión ocurrida el 10 de mayo de 1999 (18:52 GMT) en la cima del cráter.

Las dos primeras capas del modelo de Nuñez-Cornú *et al.* (1995) fueron substituidas por el cono volcánico que sobreyace una primera capa con la misma velocidad y los espesores de las capas subyacentes fueron redondeados a una cifra decimal. La velocidad de ondas P de la capa superficial fue ajustada con base en la localización de un evento explosivo que ocurrió a las 18:52 del 10 de mayo de 1999 (figura 9) en la cima del cráter (BGVN, 1999) y que fue grabado en video, de manera que se conoce su posición. Fijando el hipocentro conocido, la velocidad fue variada hasta obtener el menor residual para $\alpha_1=3.56$ km/s ; velocidad sorprendentemente mayor que los 1.77 km/s y 2.70 km/s de las dos primeras capas del modelo de Núñez-Cornú *et al.* (1995) y que los 2.6 km/s utilizados por Nava y García-Arthur (1994) para localizar con un semiespacio en la misma región; el modelo resultante se muestra en la tabla IV (figura 8).

Tabla IV. Modelo de velocidad.

<i>D</i> (km)	α (km/s)	τ (km/s)
0.5	3.56	0.37
1.5	3.63	1.10
3.5	4.68	1.10
9.0	5.76	2.49
15.0	5.91	2.56
33.0	7.32	3.17
∞	7.75	

donde τ es la velocidad aparente del tremor volcánico.

Una vez determinada la velocidad óptima se calculó las correcciones de estación a partir de los residuos de tiempo determinados por Disloca (tabla V). Como se discutirá más adelante, fue posible obtener tiempos de arribo para otras 10 explosiones, y en todos los

casos las correcciones de estación mencionadas resultaron apropiadas y dejan buenas localizaciones en el interior del cono volcánico. Cabe mencionar que el cálculo de hipocentros no se ve afectado por sumar cualquier constante a las correcciones, ya que esto sólo afecta al tiempo origen; para cualquier valor de referencia apropiado, las correcciones obtenidas aquí tienen un valor absoluto medio de 0.0850 s, bastante menor que el de 0.1436 s obtenido por Nava y García-Arthur (1994), lo que atribuimos a la ventaja de utilizar un modelo que incluye (aunque muy esquemáticamente) la forma del volcán.

Tabla V. Correcciones de estación.

Estación	Explosión (s)	Tremor1 (s)	Tremor2 (s)	Tremor3 (s)
EZV3	+0.0399	0.00	0.00	0.00
EZV4	+0.0407	0.00	0.00	0.00
EZV5	-0.2124	0.00	0.00	0.00
EZV6	+0.0579	0.00	0.00	0.00
EZV7	+0.0739	0.00	0.00	-0.06

Los diez tremores localizados están repartidos en tres extensiones de profundidad: superficial ($Z \sim -0.47$ a -2.7 km), intermedia ($Z \sim -3.3$ a -4.2 km) y profunda ($Z \sim -14.4$ a -22.6 km), correspondientes a distintas características que serán discutidas más adelante. Con los tremores se siguió el mismo procedimiento descrito arriba para optimizar velocidades y determinar correcciones de estación; los resultados se muestran en las tablas IV y V. Los procedimientos, problemas y resultados de la localización de tremores serán discutidos más adelante; ahora sólo comentaremos acerca de lo referente a las velocidades y correcciones. Varios autores (Goldstein y Chouet, 1994; Chouet *et al.*, 1997) han

encontrado componentes de ondas de cuerpo y de ondas superficiales en el campo de onda del temblor volcánico. Las velocidades aquí determinadas (conviene enfatizar que son aparentes, particularmente para los temblores de fuente superficial) son mucho menores que las velocidades $\beta \approx \alpha / \sqrt{3}$ esperadas según la condición de Poisson $\sigma = 0.25$ supuesta usualmente. También, particularmente para las capas superficiales, son demasiado lentas para corresponder a las de ondas de Rayleigh en un semiespacio; las razones $\tau_i / \alpha_i \approx \{0.10, 0.30, 0.23, 0.43, 0.43\}$ observadas implicarían razones de Poisson $\sigma \approx \{0.5, 0.45, 0.47, 0.38, 0.38\}$ (Grant y West, 1965). Por tanto, debemos concluir que nuestras velocidades aparentes reflejan de alguna manera la complejidad de la estructura volcánica y no son directamente interpretables en términos de las ondas sísmicas más comunes en un semiespacio.

Respecto a las correcciones de estación para temblor, queremos solamente señalar que son muy pequeñas y reflejan las capacidades del modelo y del método de localización empleados; las localizaciones sin corrección de estación resultan en (esencialmente) el mismo hipocentro que con corrección y un error ligeramente mayor.

Por último, quisiéramos señalar que aun en el caso en que las velocidades y, por tanto, las profundidades tuvieran errores, la distribución epicentral no cambiaría mayormente y las relaciones de profundidad se conservarían; por lo tanto, cambios en la estructura de velocidades no afectarían mayormente las conclusiones de este trabajo.

III METODOLOGÍA

III.1 El programa PSV03

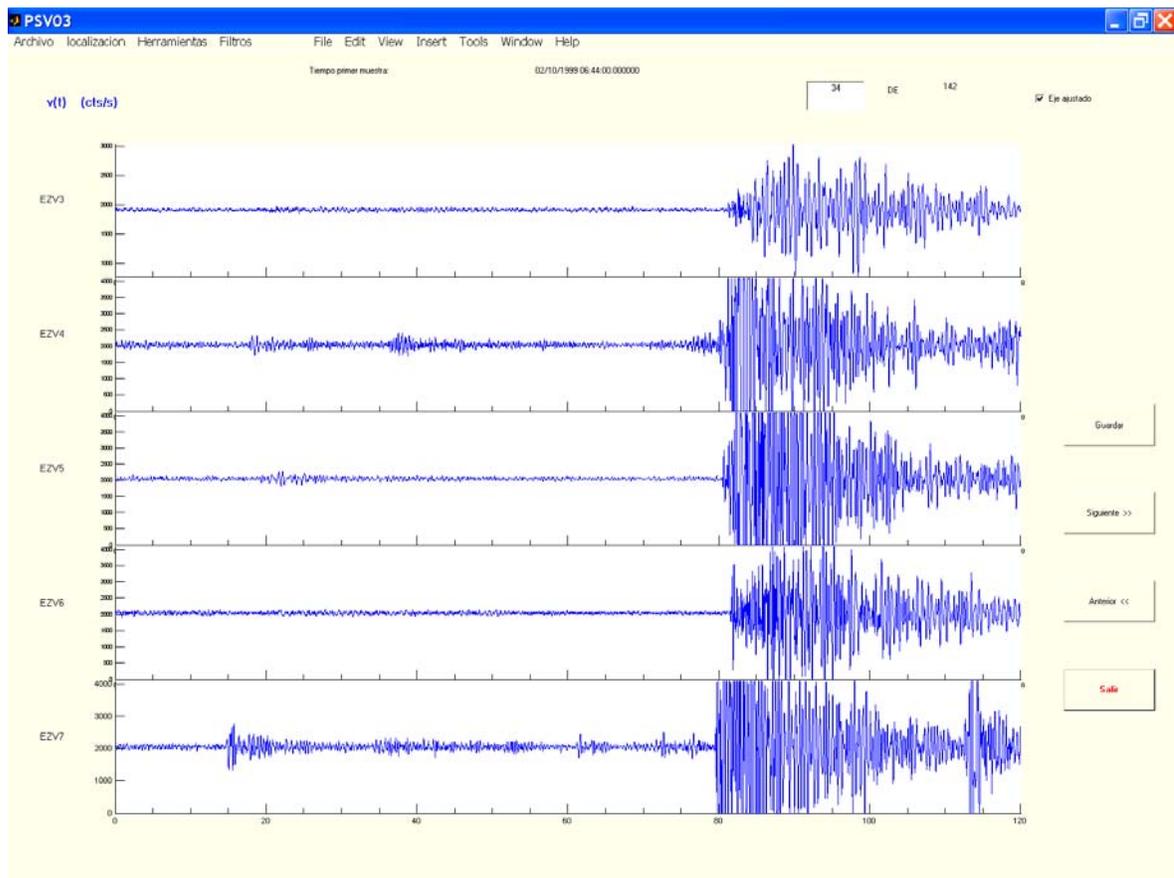


Figura 10. Ventana principal de PSV03 mostrando un evento registrado el 10 de febrero de 1999 a las 06:44 GMT (archivo: 02100644).

El programa *PSV03* (Procesamiento de Sismos Volcánicos) se desarrolló con el software Matlab, porque éste cuenta con numerosas funciones predefinidas que ayudan al manejo y procesamiento de datos. Para desarrollar el programa PSV03 se utilizó la interfaz

gráfica de usuarios (*Graphical User Interface, GUI*) de Matlab. La finalidad de hacer el programa PSV03 en este tipo de interfaz es crear un ambiente amigable para el manejo, procesamiento y visualización de registros sísmicos.

III.2. Menú Herramientas

El menú *Herramientas* cuenta con tres funciones para el análisis de registros.

III.2.1 ZOOM

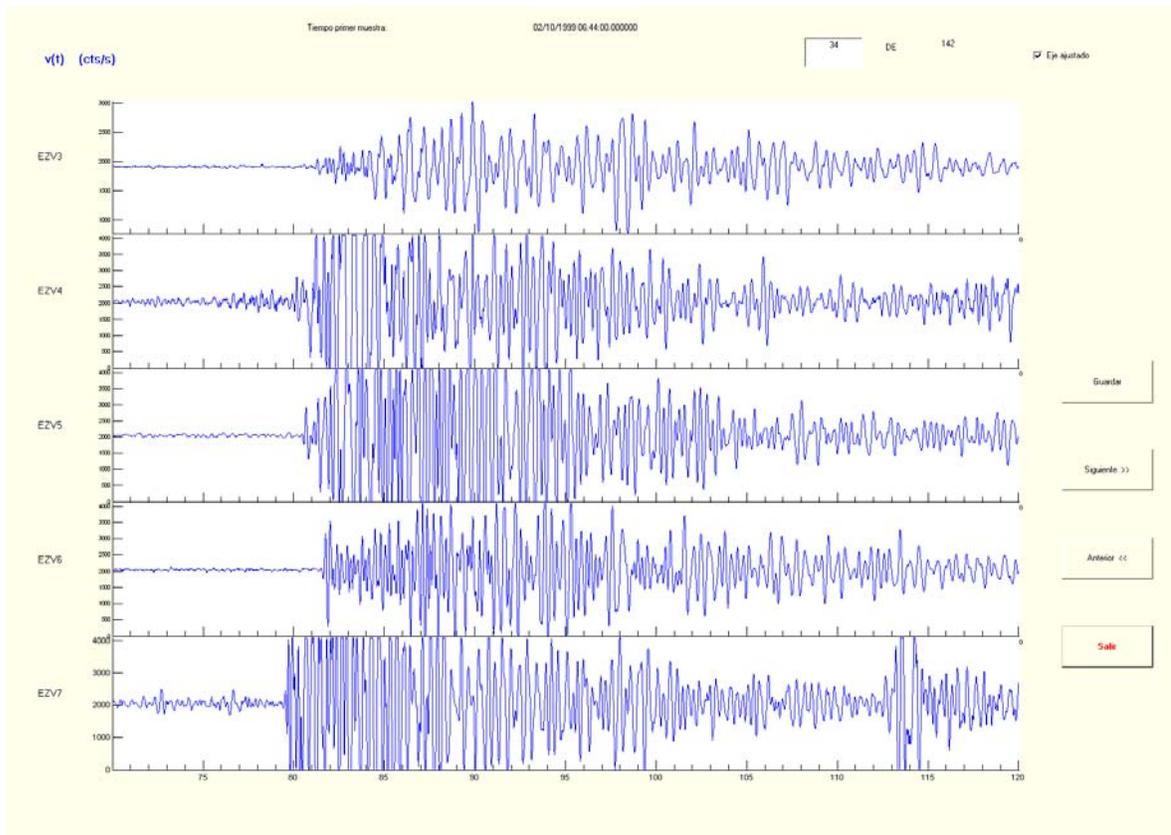


Figura 11. Acercamiento (de 70 a 120s) del registro mostrado en la figura 10 (archivo 02100644).

La función *Zoom* permite extraer selecciones de las series de tiempo al escoger con el cursor los tiempos de inicio y final.

III.2.2 ESPECTRO

Calcula la serie $\tilde{F} = \{F_k\}$ correspondiente al espectro de Fourier de la serie $\tilde{f} = \{f_j\}$ visualizada en pantalla, mediante la transformada discreta de Fourier (implementada en la función *fft* de Matlab):

$$F_k = \sum_{j=0}^{N-1} f_j e^{-i2\pi \frac{kj}{N}}; \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (5)$$

donde N es el número de muestras y f_j es el j -ésimo término de \tilde{f} , el término F_k corresponde a la frecuencia $s = k\Delta s$; $\Delta s = (N\Delta t)^{-1}$ es el intervalo de frecuencia y Δt es el intervalo de muestreo.

El espectro puede ser calculado para una sola estación (figura 12) o para todas las estaciones sismológicas a la vez (figura 13) y permite seleccionar la frecuencia máxima a desplegar ($\leq s_N = (2\Delta t)^{-1}$). Se grafica la amplitud y la fase del espectro, y con el cursor se puede seleccionar cualquier frecuencia para desplegar los valores correspondientes.

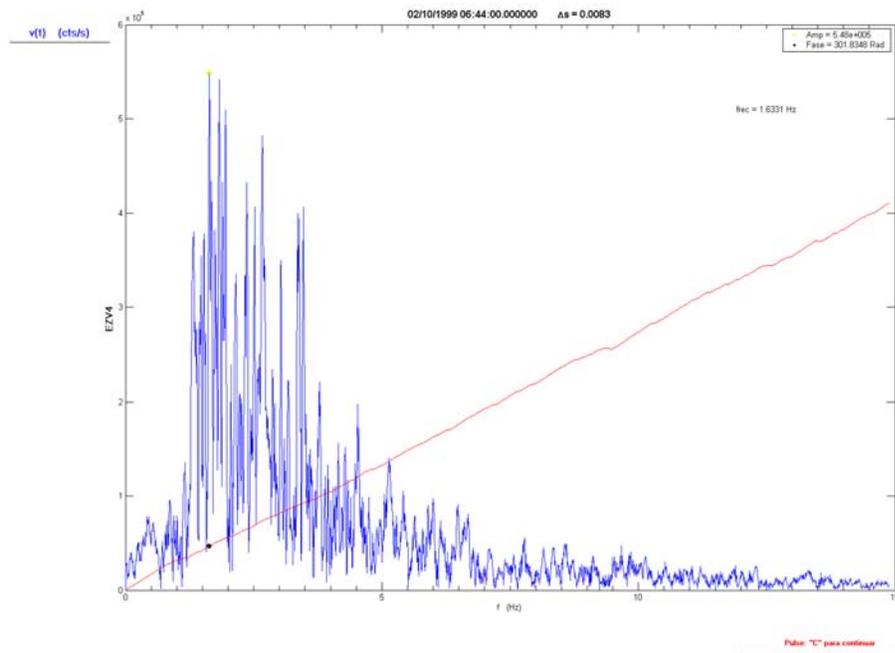


Figura 12. Espectro de Fourier del evento de la estación EZV4 mostrado en la figura 10.

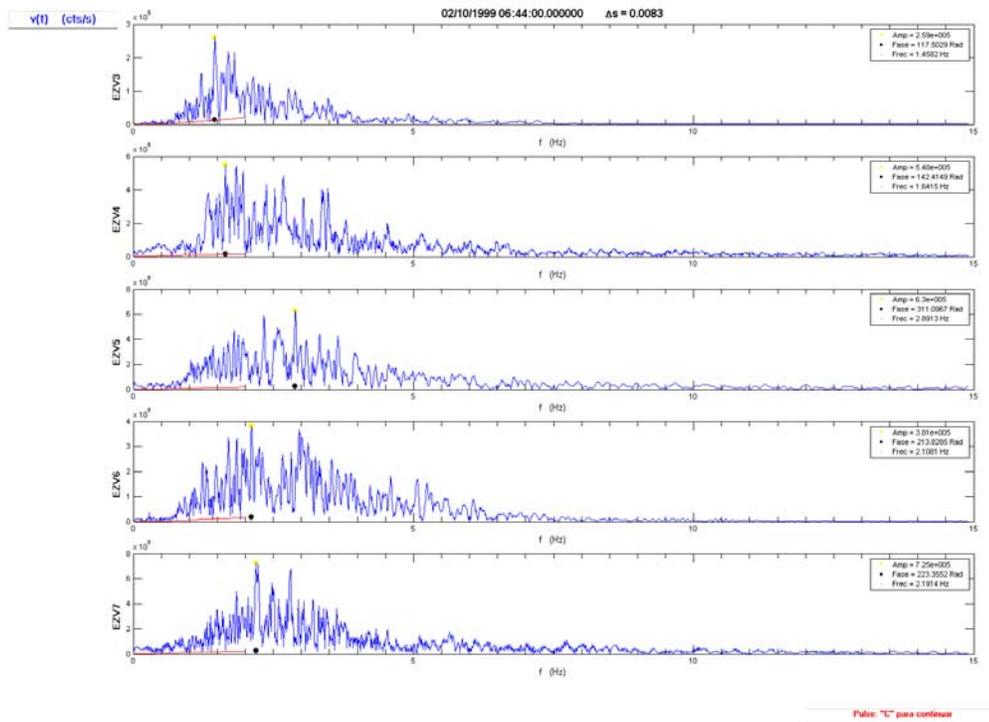


Figura 13. Espectro de Fourier del evento de todas las estaciones mostrado en la figura 10.

III.2.3 ENVOLVENTE

Calcula la envolvente analítica $\left| \tilde{f} \right|$ de la señal que es el valor absoluto de la serie

correspondiente a la función analítica $\hat{f}(t)$:

$$\hat{f}(t) \equiv f(t) - i f_{Hi}(t), \quad (6)$$

donde,

$$f_{Hi}(t) = -\frac{1}{\pi t} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(u)}{u-t} du = \frac{-1}{\pi t} * f(t) \quad (7)$$

es la transformada de Hilbert (c.f. Nava, 2002).

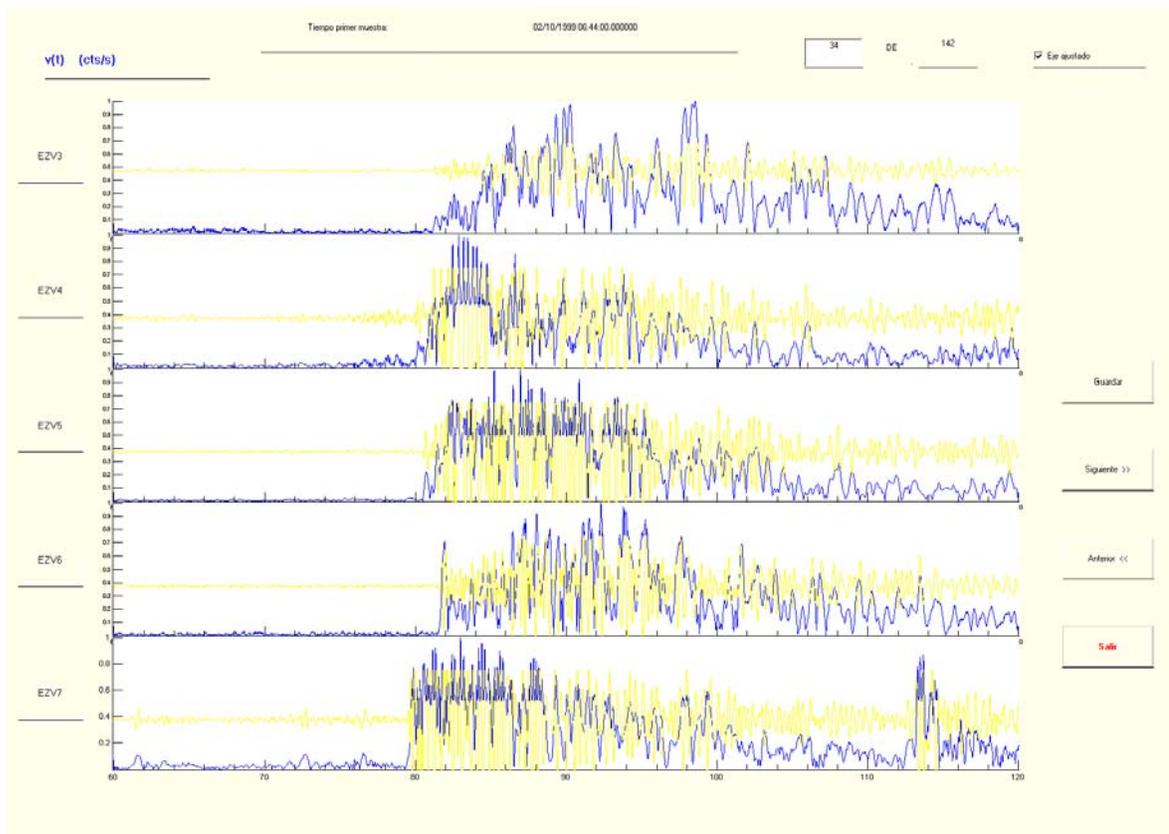


Figura 14. Envolvente del acercamiento mostrado en la figura 11.

III.3 Menú Filtros

III.3.1 FILTROS ARMA

En el programa PSV03 se implementó dos filtros de tipo ARMA basados en el siguiente formalismo: considérese un filtro digital lineal, con respuesta impulsiva \tilde{g} que, cuando es alimentado con la entrada \tilde{f} , produce la salida $\tilde{y} = \tilde{f} * \tilde{g}$, (* denota convolución). Si \tilde{g} es expresado como la suma de dos filtros: un filtro \tilde{a} que actúa directamente sobre la entrada y otro filtro \tilde{b} que actúa sobre la salida, se obtiene

$$\tilde{y} = \tilde{f} * \tilde{g} = \tilde{f} * \tilde{a} + \tilde{y} * \tilde{b} . \quad (8)$$

La transformada Z de la ecuación (8) es:

$$Y(z) = F(z)A(z) + B(z)Y(z)$$

$$Y(z)[1 - B(z)] = F(z)A(z) \quad (9)$$

$$Y(z) = F(z) \frac{A(z)}{1 - B(z)} = F(z)G(z) \quad \therefore$$

$$G(z) = \frac{A(z)}{1 - B(z)} = \frac{\sum_{j=0}^M a_j z^{-j}}{1 - \sum_{j=1}^L b_j z^{-j}} . \quad (10)$$

Este tipo de filtro, que reutiliza su propia salida, se conoce como filtro retroalimentado. La parte \tilde{a} es el filtrado puramente directo que se aplica a la entrada y, como la convolución de filtrado directo puede verse como un suavizado o promediado de ventana móvil (*moving average*), se conoce como filtrado *MA*. La parte \tilde{b} es un filtrado de retroalimentación, también conocido como filtrado autoregresivo o *AR*. Un filtro que consta de ambas partes, como el filtro *rendija*, se denomina filtro *ARMA*.

Los polinomios que componen numerador y denominador de la ecuación (10) pueden ser factorizados como:

$$G(z) = \frac{z^{-M} \sum_{j=0}^M a_j z^{M-j}}{z^{-L} \left(z^L - \sum_{j=1}^L b_j z^{L-j} \right)}, \text{ de donde}$$

$$G(z) = z^{L-M} G_0 \frac{\prod_{j=1}^M (z - c_j)}{\prod_{j=1}^L (z - p_j)}, \quad (11)$$

donde G_0 es un factor constante de normalización, c_j son los ceros y p_j son los polos de la función de transferencia.

Las características de los 2 filtros tipo *ARMA* implementados en *PSV03* son descritos a continuación.

III.3.1.1 Filtro *rendija*

Dado que colocar un cero sobre el círculo unitario a determinada frecuencia del espectro de Fourier elimina la componente correspondiente a ésta, y que colocar

un polo cerca del círculo unitario a determinada frecuencia del espectro de Fourier la amplifica, se puede diseñar un filtro $G(z)$, tal que la atenuación causada por los ceros a las componentes con frecuencias alrededor de la componente eliminada contrarreste la amplificación de las componentes de las frecuencias cercanas a ésta causada por los polos y viceversa, eliminando así aproximadamente sólo la componente de la frecuencia deseada. A partir de este filtro rendija se puede construir un filtro $G'(z) = 1 - G(z)$, que deje pasar aproximadamente sólo una componente con frecuencia determinada.

Diseñamos un filtro rendija con un cero y un polo y sus respectivos complejos conjugados que corresponden a la porción negativa de la réplica del espectro de Fourier. Así, $G'(z)$ ($M=2$ y $L=2$) queda expresado como:

$$G'(z) = 1 - G_0 \frac{(z - c)(z - c^*)}{(z - p)(z - p^*)}, \quad (12)$$

donde c^* y p^* son los complejos conjugados de c y p , respectivamente.

El filtro rendija presenta un brinco muy grande en fase a la frecuencia correspondiente a c y causa cambios de fase importantes para las componentes cercanas a ella. En este trabajo el polo y el cero del filtro se colocaron sobre y cerca (a radio 0.99), respectivamente, del círculo unitario a la frecuencia del espectro de Fourier que se desea extraer.

El programa PSV03 permite escoger el orden del filtro, es decir el número de veces que se filtrará dicha señal con la misma frecuencia central elegida, con el objetivo de mayor atenuación de las frecuencias que se desean eliminar.

A continuación se muestra un ejemplo de filtro rendija con frecuencia central en 1.6331 Hz y la frecuencia de Nyquist (f_N) es de 50 Hz. La figura 15 muestra la distribución de polos y ceros, y el espectro de Fourier de la función de transferencia, de amplitud $|G(f)|$ línea continua y eje izquierdo, fase $\Phi(f)$ línea discontinua y eje derecho.

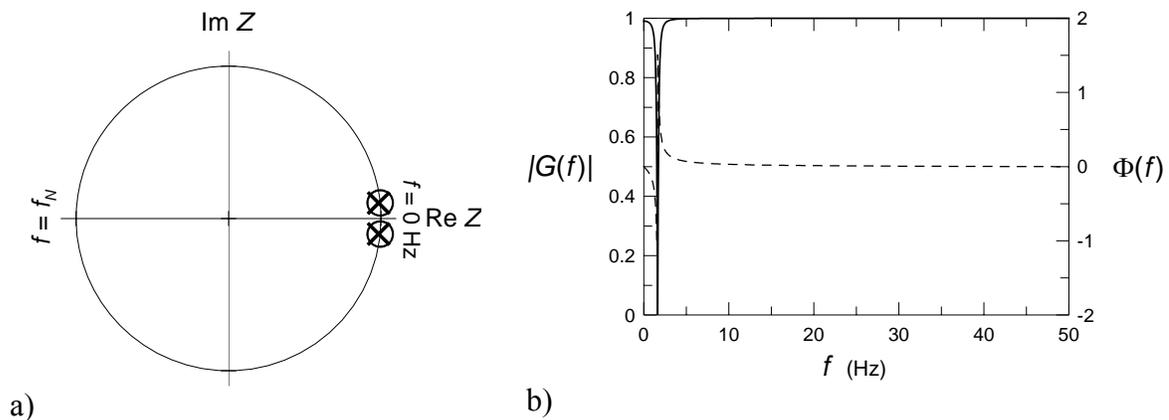


Figura 15. a) Distribución de polos (x) y ceros (o) y b) Espectro de Fourier de la transferencia normalizada de amplitud (línea continua, eje izquierdo) y de fase (línea discontinua, eje derecho) del segundo término de la ecuación 8, para un filtro rendija con frecuencia central a 1.6331 Hz.

La figura 16 muestra el evento ocurrido el 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes (a) y después (b) de aplicarle el filtro rendija de orden 1 con frecuencia central en 1.6331 Hz.

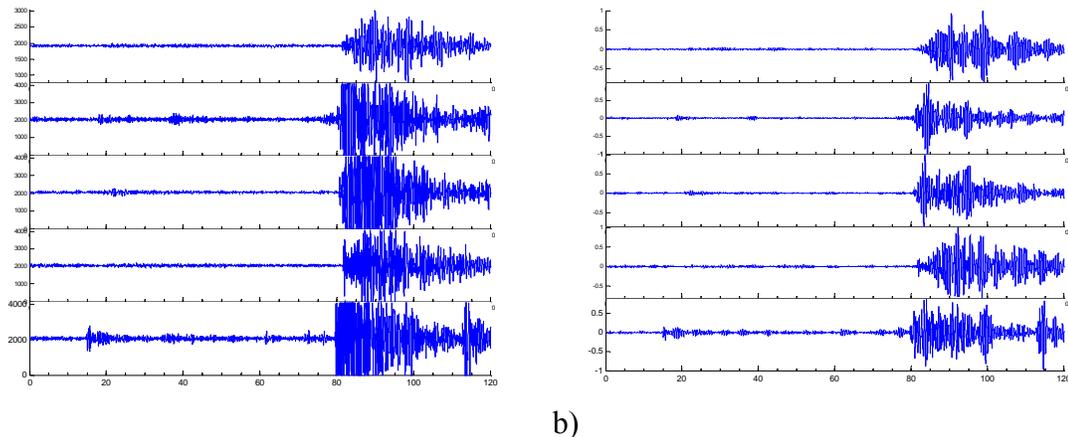


Figura 16. Evento del día 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes a) y después b) de filtrarse con un filtro rendija con frecuencia central a 1.6331 Hz.

III.3.1.2 Filtro pasabajos

Este filtro ARMA causal, tiene un cero de segundo orden en $z = (-1, 0)$, sobre el lugar del círculo unitario en el plano Z correspondiente a la frecuencia de Nyquist, y un polo de segundo orden en $z = (0.8, 0)$, correspondiente a frecuencia cero (figura 17a).

La función de transferencia del filtro pasabajos (normalizada) es:

$$G(z) = \frac{0.01 + 0.02 z^{-1} + 0.01 z^{-2}}{1 - 1.6 z^{-1} + 0.64 z^{-2}} \quad (13)$$

y su espectro de Fourier se muestra en la figura 17b amplitud $|G(f)|$ línea continua y eje izquierdo, fase $\Phi(f)$ línea discontinua y eje derecho

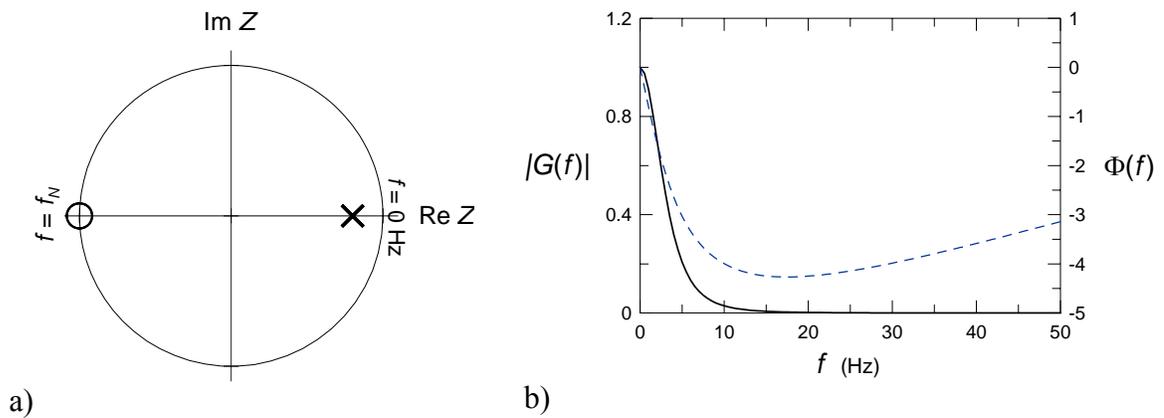


Figura 17. a) Distribución de polos (x) y ceros (⊙) y b) Espectro de Fourier de la transferencia normalizada de amplitud (línea continua, eje izquierdo) y de fase (línea discontinua, eje derecho), para el filtro pasabajos.

La respuesta impulsiva g_i se muestra en la figura 18, donde i es el índice de la serie de tiempo. Puede verse que su intervalo de estabilización es aproximadamente de 35 intervalos intermuestra.

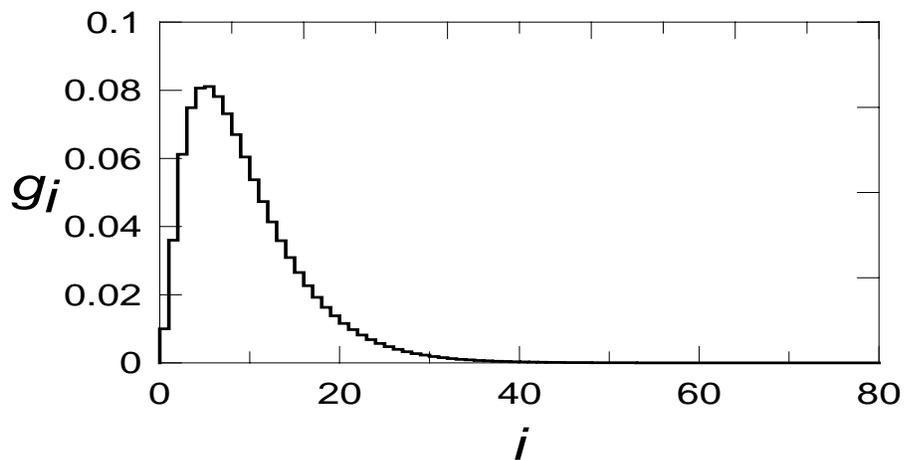


Figura 18. Respuesta impulsiva del filtro pasabajos.

La figura 19 muestra el evento ocurrido el 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes (a) y después (b) de aplicarle el filtro pasabajos

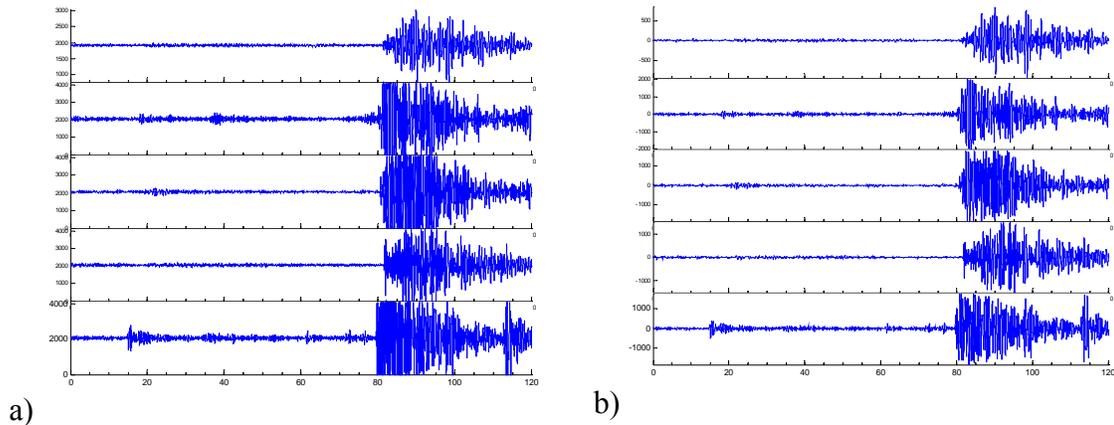


Figura 19. Evento del día 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes a) y después b) filtrarse con filtro pasabajos.

III.3.2 FILTRO DE HAMMING

Es un filtro de cero corrimiento de fase (pero acausal) cuya serie de transferencia (real y simétrica) es

$$G_j = \begin{cases} 0.54 + 0.46 \cos\left(\pi \frac{j}{j_c}\right); & |j| \leq j_c \\ 0; & |j| > j_c \end{cases}, \quad (14)$$

la figura 20 muestra un ejemplo donde el índice de f_N es 150 y la frecuencia de corte $f_c = \frac{2}{3} f_N$ corresponde al índice $j_c = 100$.

La forma como se implementó el filtro de Hamming dentro de PSV03 permite escoger si deseamos filtrar todas o sólo una estación. La opción de filtrar una sola estación

es de mucha utilidad cuando sólo una de ellas contiene ruido que deseamos eliminar, de esta forma modificamos lo menos posible las señales. Un ejemplo de la utilidad del filtro de Hamming se muestra a continuación.

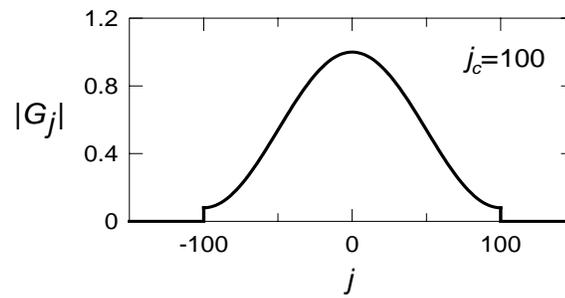


Figura 20. Espectro de Fourier de la función de transferencia del filtro de Hamming.

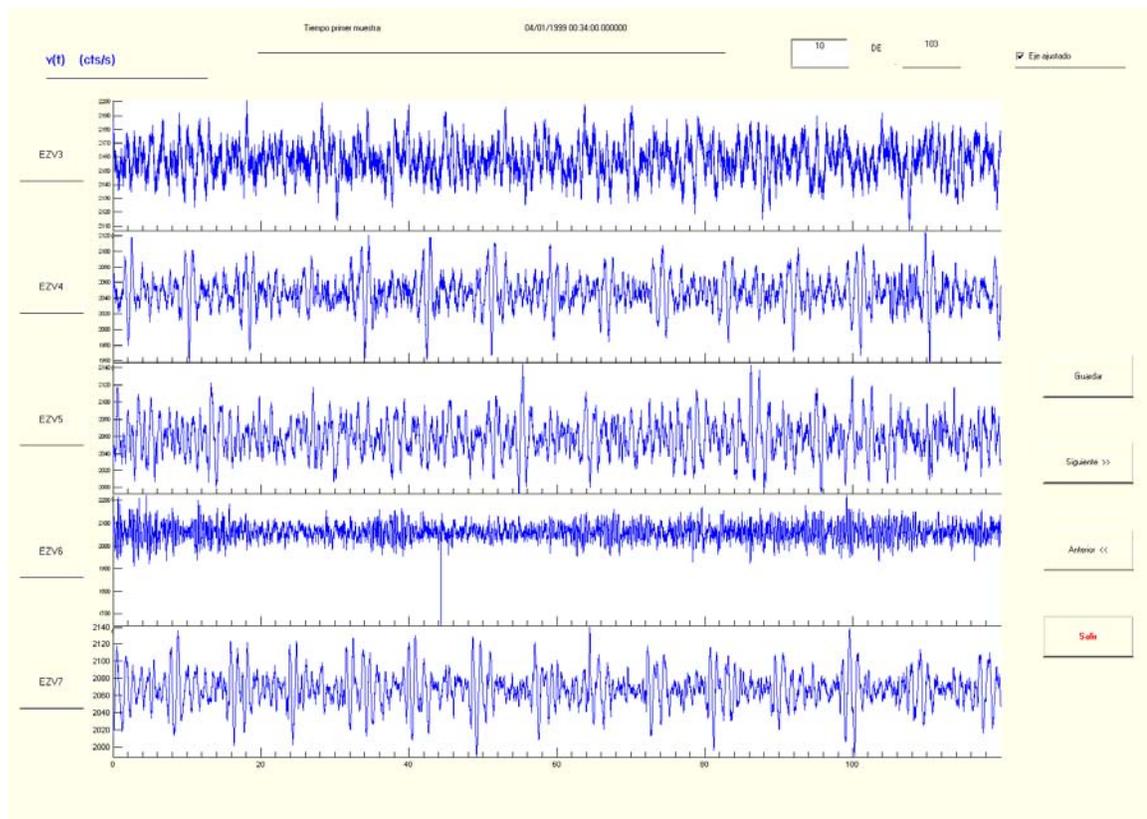


Figura 21. Registro de velocidad del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT).

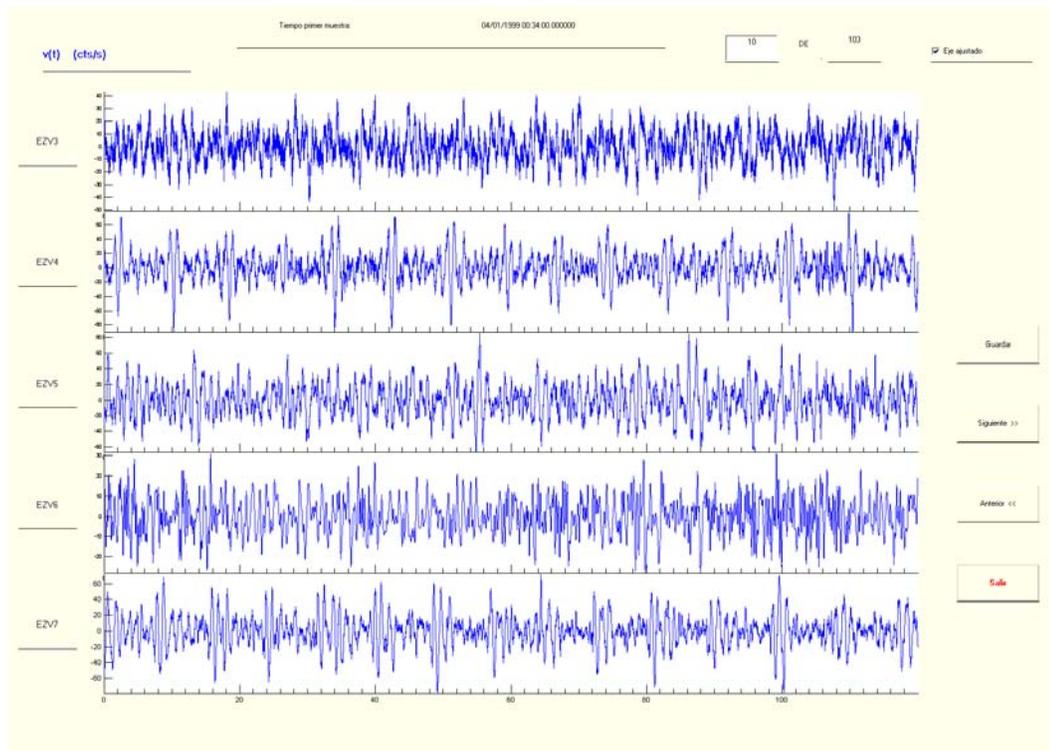


Figura 23. Registro del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT) filtrado con el filtro de Hamming con frecuencia de corte a 5 Hz.

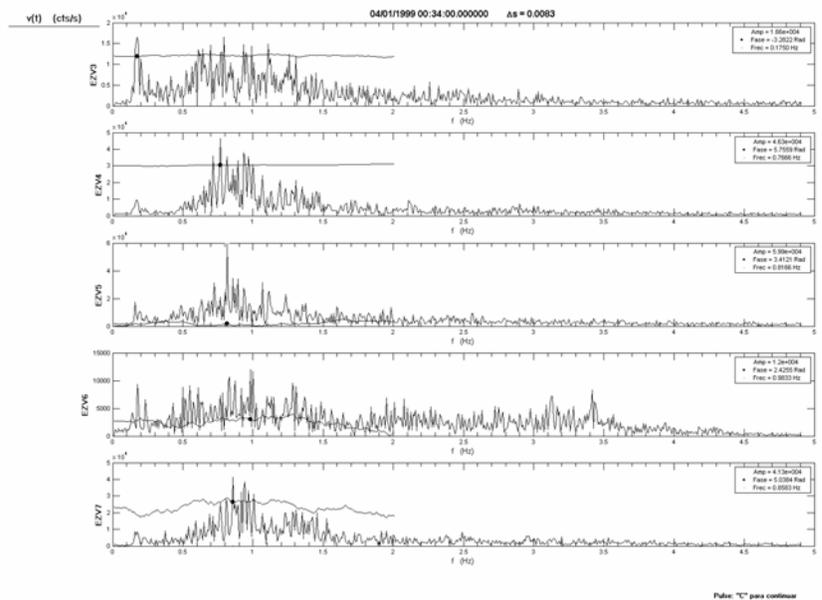


Figura 24. Espectro de Fourier del tremor registrado el día 01 de abril de 1999 (00:34 GMT), filtrado con filtro de Hamming.

III.3.3 FILTRO PASABANDA

Consiste en obtener el espectro de Fourier de la señal, elegir la frecuencia central y crear ventanas triangulares (o rectangulares) con centro en \pm dicha frecuencia, con ancho que deje pasar sólo un pequeño intervalo de frecuencias alrededor de la dominante y elimine las frecuencias externas a la ventana.

El filtro Pasabanda, a diferencia de los filtros tipo ARMA, no altera la fase de las frecuencias que deja pasar, aunque tiene la desventaja de no ser causal.

La figura 25 muestra la construcción de la banda para el evento ocurrido el 10 de febrero de 1999 a las 06:44. En el espectro de Fourier se elige la frecuencia central (1.6331 Hz) y el ancho de la banda, para después proceder a filtrar.

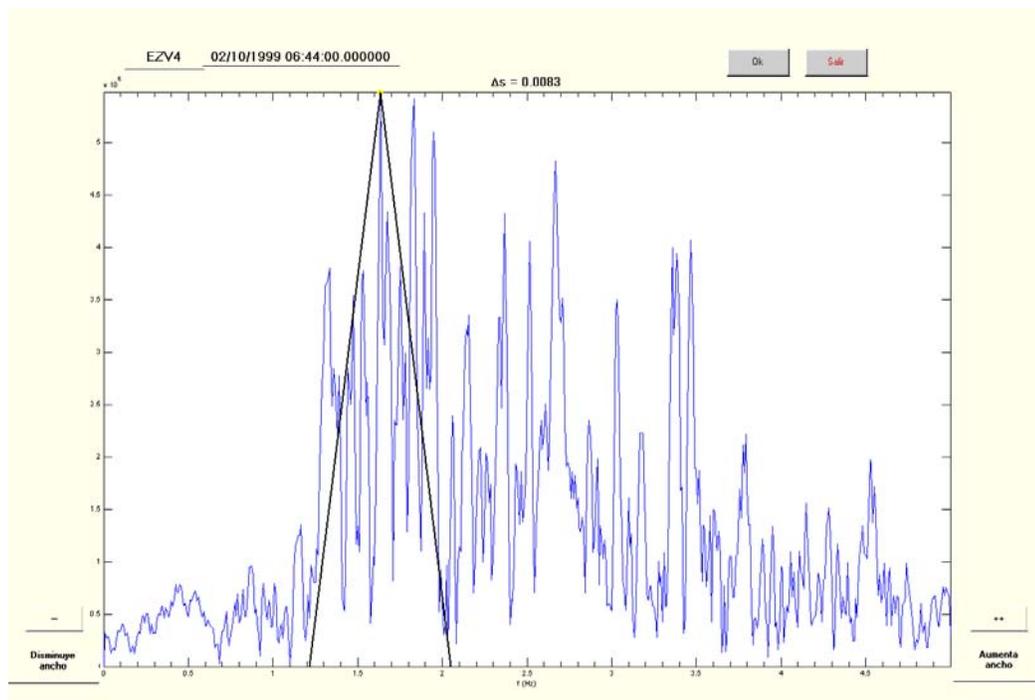


Figura 25. Diseño del pasabanda, el pico del triángulo indica la frecuencia central (1.6331 Hz y ancho de 50 elementos) y todas las frecuencias que estén fuera del área del triángulo serán eliminadas.

La figura 26 muestra el evento ocurrido el 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes (a) y después (b) de aplicarle el filtro pasabanda con frecuencia central a 1.6331 Hz y ancho de banda de 50 elementos.

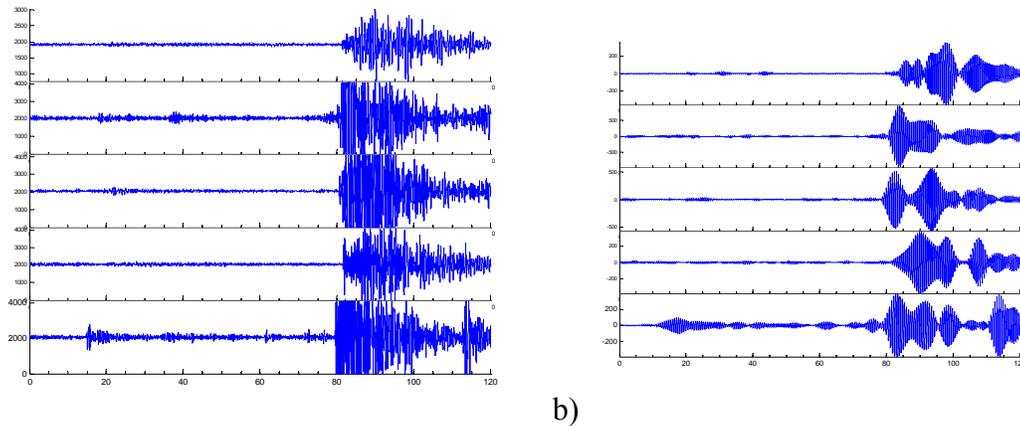


Figura 26. Evento del día 10 de febrero de 1999 a las 06:44 antes a) y después b) filtrarse con filtro pasabanda.

III.4 Menú Tiempos

El menú de localización tiene cinco opciones que se describen a continuación.

III.4.1 CURSOR

Permite la elección de tiempos de arribo determinados por el usuario mediante el cursor, la señal puede estar o no modificada y guarda dichos tiempos a disco con el nombre del evento elegido.

III.4.2 COMPARACIÓN DE ENVOLVENTES, *ENVOLCOMP*

Mide la diferencia ϵ_r (rms) entre una envolvente patrón y una envolvente objetivo.

Normaliza a manera de identificar formas escaladas

III.4.3 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN CRUZADA

La correlación cruzada o crosacorrelación de dos series de tiempo \tilde{f} y \tilde{g} reales, consiste en sumar los productos de los valores correspondientes de las series en cuestión después de dar a una de éstas un corrimiento $\tau = n \Delta t$, donde Δt es el espaciamiento entre valores en ambas series.

$$\tilde{C}_{fg} = \tilde{f} \star \tilde{g} , \quad (15)$$

$$C_{fg_n} = \sum_{j=-\infty}^{\infty} f_{j-n} g_j \Delta t = \sum_{j=-\infty}^{\infty} f_j g_{j+n} \Delta t , \quad (16)$$

La capacidad de la correlación cruzada de evaluar el parecido entre dos series es muy usada para identificar señales a partir de otras que se les parezcan, o que contengan algunas características similares. En sismología, el registro de un evento o de alguna de sus fases sísmicas puede correlacionarse con los datos provenientes de otros canales en los que se espera registrar señales más o menos parecidas, para determinar los tiempos de llegada a cada estación de señales semejantes a las usadas como kernel en la correlación. Generalmente la correlación se lleva a cabo para corrimientos alrededor del tiempo esperado de arribo a manera de detectar el evento apropiado. Por lo que, si suponemos que dos series contienen una o varias señales en común (o, al menos, parecidas), de manera que

se obtenga el máximo de la correlación cuando dicha(s) señal(es) coincida(n), el corrimiento entre las series corresponde a la diferencia de tiempo con que fue registrada la señal en cada lugar.

El método de análisis de correlación cruzada consta de los siguientes pasos:

1. Extraer un segmento de señal del registro que contenga la forma de onda a buscar, seleccionando una ventana de tiempo de alguna estación sísmica donde esta forma de onda se encuentre registrada claramente (figura 27).

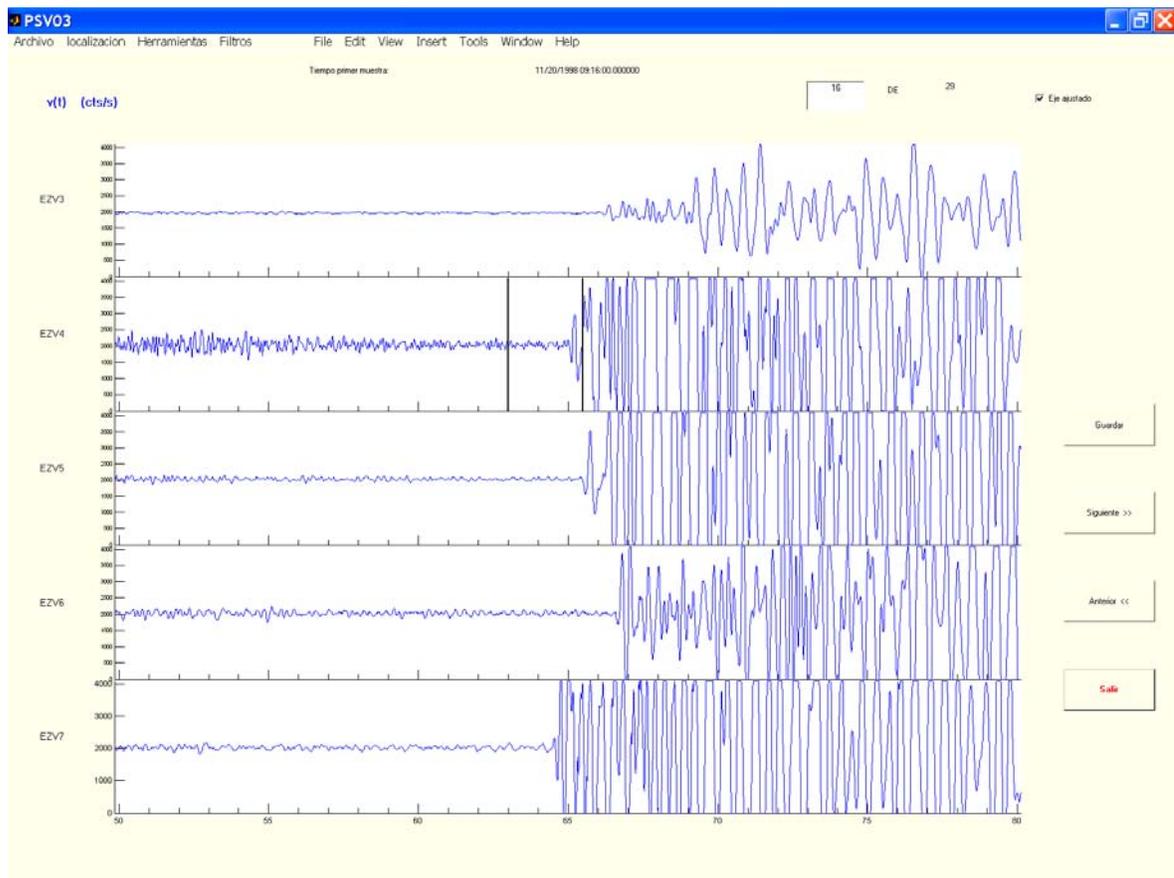


Figura 27. La señal forma de onda a buscar esta contenida en la ventana de tiempo seleccionada (líneas verticales en la estación EZV4).

2. Extraer segmentos de los registros de las demás estaciones alrededor de la ventana de tiempo seleccionada anteriormente, de manera que estos segmentos contengan la forma de onda buscada con las posibles diferencias de tiempo de arribo a las distintas estaciones. Puesto que, se supone que la fuente de tremor debe ser local, la ventana que contiene la forma de onda a buscar se limitó a ocho segundos antes y después de la referencia.

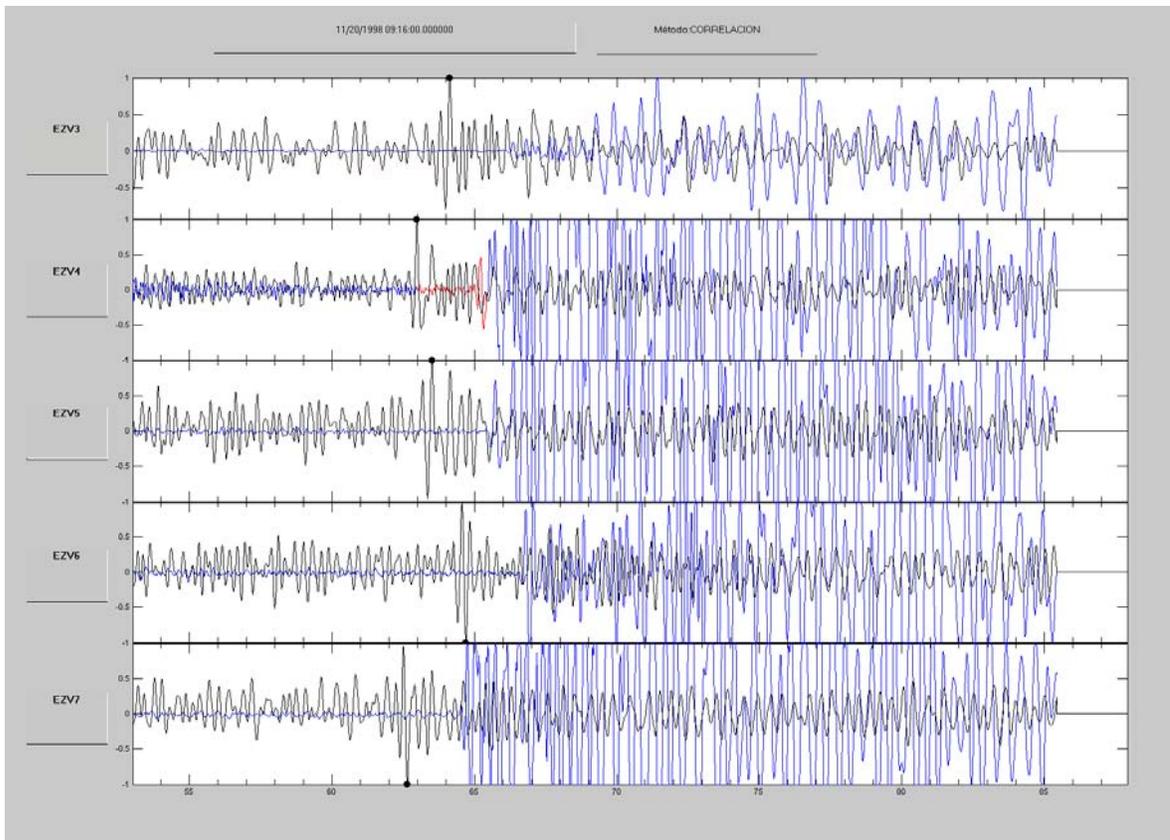


Figura 28. Tiempos relativos de llegada de la señal escogida en la figura anterior, aquí los máximos de la correlación están marcados con círculos.

3. Establecer el nivel de referencia cero para las señales extraídas, y después normalizar estas señales al máximo valor absoluto de todos los segmentos, para poder apreciar de

forma más clara las diferencias entre las amplitudes de las señales y evitar el manejo de números muy grandes (figura 28).

4. Aplicar la ecuación 10 a la señal buscada con cada uno de los segmentos extraídos de las distintas estaciones y visualizar la correlación obtenida, normalizada a 1 (figura 27).
5. Buscar los máximos absolutos de la correlación en las distintas estaciones, ya que estos marcan los tiempos relativos de llegada de la señal buscada en cada una de las estaciones (figura 28).

III.4.4 FILTRO ADAPTATIVO DE WIENER

Un filtro adaptativo es un filtro diseñado para dar una salida deseada al alimentársele una señal determinada.

Considérese un filtro lineal \tilde{h} (de largo M), tal que para la entrada \tilde{u} produce la salida $\tilde{c} = \tilde{h} * \tilde{u}$, donde la operación de convolución para series esta definida como:

$$c_i = \sum_{j=0}^M h_j u_{i-j} . \quad (17)$$

Si la salida deseada del filtro es d , entonces el filtro óptimo es el que minimiza el error $\varepsilon = d - c$ según algún criterio. N. Wiener (1949) escogió minimizar la energía o potencia del error:

$$I = E\{\varepsilon^2\} = E\left\{\left(d_i - \sum_{j=0}^M h_j u_{i-j}\right)^2\right\} , \quad (18)$$

donde el operador E es el valor esperado, que esta definido como:

$$E(X) = \sum_{j=1}^n x_j P(X = x_j) , \quad (19)$$

donde X es una variable aleatoria discreta que puede tomar los valores x_1, x_2, \dots, x_n (Spiegel, 1975).

El mínimo de I se obtiene derivando la ecuación (18) con respecto a cada uno de los elementos de h y haciendo cada derivada igual a cero; por ejemplo para el término k :

$$\begin{aligned} \frac{\partial I}{\partial h_k} &= 2E \left\{ -d_i u_{i-k} + \sum_{j=0}^M h_j u_{i-j} u_{i-k} \right\} \\ &= 2 \left[-E \{ +d_i u_{i-k} \} + \sum_{j=0}^M h_j E \{ u_{i-j} u_{i-k} \} \right] \\ &= 2 \left[-C_{ud}(k) + \sum_{j=0}^M h_j C_{uu}(k-j) \right] = 0 , \end{aligned} \quad (20)$$

donde C_{ud} es la correlación cruzada de la salida deseada con la entrada y C_{uu} es la autocorrelación de la entrada.

De esta manera, y haciendo uso del hecho de que la autocorrelación es simétrica, se obtiene el sistema de ecuaciones normales:

$$\sum_{j=0}^M h_j C_{uu}(k-j) = C_{ud}(k); \quad k = 0, 1, 2, \dots, M , \quad (21)$$

cuya solución da h .

Es conveniente normalizar este sistema de ecuaciones dividiendo ambos lados de la igualdad por el término de orden cero de la autocorrelación de la salida deseada $C_{dd}(0)$ y definir

$$\phi_i \equiv \frac{C_{uu}(i)}{C_{dd}(0)}, \quad \psi_i \equiv \frac{C_{du}(i)}{C_{dd}(0)}, \quad (22)$$

para así obtener

$$\sum_{j=0}^M h_j \phi_{k-j} = \psi_k; \quad k = 0, 1, 2, \dots, M. \quad (23)$$

Este sistema puede escribirse en forma matricial como

$$\begin{pmatrix} \phi_0 & \phi_1 & \phi_2 & \cdots & \phi_M \\ \phi_1 & \phi_0 & \phi_1 & \cdots & \phi_{M-1} \\ \phi_2 & \phi_1 & \phi_0 & \cdots & \phi_{M-2} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \phi_{M-1} & \phi_{M-2} & \phi_{M-3} & \cdots & \phi_1 \\ \phi_M & \phi_{M-1} & \phi_{M-2} & \cdots & \phi_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \cdots \\ h_{M-1} \\ h_M \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \psi_0 \\ \psi_1 \\ \psi_2 \\ \cdots \\ \psi_{M-1} \\ \psi_M \end{pmatrix}. \quad (24)$$

Para resolver este sistema se aprovecha el hecho de que la matriz de autocorrelación es una matriz de Toeplitz, es decir todos los elementos de cada diagonal son iguales. N. Levinson desarrolló un método que permite resolver el sistema en forma recursiva, yendo de menor a mayor orden.

Denotando explícitamente el orden M del filtro por $h^{(M)}$. A partir del filtro de orden cero se obtiene el filtro de orden 1, a partir de éste se obtiene el de orden 2, etc., según la recursión:

$$h_0^{(0)} = \frac{\psi_0}{\phi_0}$$

$$h_M^{(M)} = \frac{\psi_M - \sum_{k=0}^{M-1} h_k^{(M-1)} \phi_{M-k}}{\phi_0 - \sum_{k=0}^{M-1} a_k^{(M-1)} \phi_{M-k}} \quad (25)$$

$$h_k^{(M)} = h_k^{(M-1)} - a_k^{(M-1)} h_k^M; \quad k = 0, 1, \dots, M-1,$$

donde $\tilde{a}^{(M)}$ es una serie auxiliar dada por

$$a_0^{(0)} = \frac{\phi_1}{\phi_0}$$

$$a_0^{(M)} = \frac{\phi_{M+1} - \sum_{k=1}^M a_{k-1}^{(M-1)} \phi_k}{\phi_0 - \sum_{k=0}^{M-1} a_k^{(M-1)} \phi_{M-k}} \quad (26)$$

$$a_k^{(M)} = a_{k-1}^{(M-1)} - a_k^M a_{M-k}^{(M-1)}; \quad k = 1, 2, \dots, M.$$

El método de filtro adaptativo de Wiener consta de los siguientes pasos:

1. Extraer un segmento de señal del registro visualizado que contenga la forma de onda a buscar, seleccionando una ventana de tiempo de alguna estación sísmica donde esta forma de onda se encuentre registrada más claramente (figura 27).
2. Diseñar un filtro de Wiener para la señal extraída, tal que, genere una salida impulsiva (que aproxima una delta de Dirac).

3. Extraer segmentos de los registros de todas las estaciones alrededor de la ventana de tiempo seleccionada anteriormente, de manera que estos segmentos contengan la forma de onda buscada con las posibles diferencias de tiempo de arribo a las distintas estaciones. Puesto que se asume que la fuente de tremor debe ser local, la ventana que contiene la forma de onda a buscar se limitó a ocho segundos antes y después.

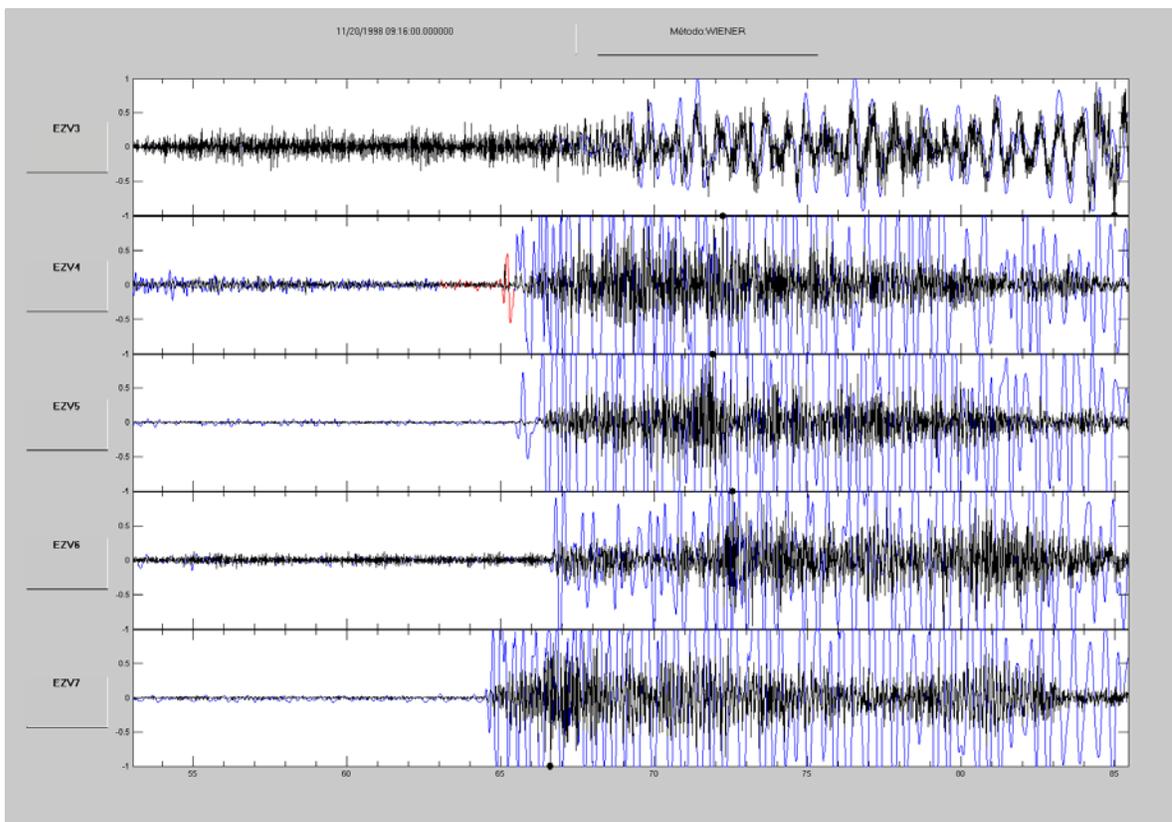


Figura 29. Señales filtradas con el filtro de Wiener creado a partir del segmento seleccionada en la figura 27.

4. Establecer el nivel de referencia cero para las señales extraídas, y después normalizar estas señales al máximo valor absoluto de todos los segmentos, para poder apreciar de

forma más clara las diferencias entre las amplitudes de las señales y evitar el manejo de números muy grandes (figura 29).

5. Filtrar los segmentos de todas las estaciones con el filtro de Wiener y visualizar los registros filtrados (figura 29).
6. Buscar los impulsos máximos en las señales filtradas de las distintas estaciones, ya que estos marcan los tiempos relativos de llegada de la señal buscada en cada una de las estaciones (figura 29).

III.4.5 EL MÉTODO *BUSCAFASE*

Con base en la suposición de que la fuente de tremor tiene un patrón de radiación con simetría esférica (como una explosión) o cilíndrica (como un conducto vibrante, o vibraciones del magma en una cámara), podemos esperar que para frecuencias bajas, las diferencias en la fase de Fourier medida en diferentes estaciones sea solamente función de sus tiempos de viaje. Para que esta suposición sea válida, las frecuencias bajas seleccionadas deben corresponder a señales con longitudes de onda mucho mayores que las de las características locales de estructura bajo las estaciones y de las posibles heterogeneidades a lo largo de las trayectorias.

Por tanto, si F_i es la transformada de Fourier de la señal registrada en la estación i , la fase de su componente con frecuencia s está dada por

$$\phi_i(s) = \arctan\left(\frac{\text{Im } F_i(s)}{\text{Re } F_i(s)}\right), \quad (27)$$

donde $\text{Im} F_i(s)$ y $\text{Re} F_i(s)$ son las partes imaginaria y real del espectro de Fourier a la frecuencia s respectivamente.

Dado que el tiempo origen de la transformada de Fourier es el mismo para todas las estaciones, los tiempos relativos de llegada de la frecuencia s a las distintas estaciones $t_i - t_R$, donde t_R es el tiempo de alguna estación tomada como de referencia, son determinados como:

$$t_i - t_R = \frac{\phi_i(s)}{2\pi s} - \frac{\phi_r(s)}{2\pi s} + \frac{n_i}{s}, \quad (28)$$

donde $\phi_r(s)$ es la fase en la estación de referencia, t_i y $\phi_i \equiv \phi_i(s)$ son el tiempo y la fase de la estación i -ésima, y n_i es un número entero de periodos por determinar.

Para periodos largos, con longitudes de onda del orden de, o mayores que, la distancia entre estaciones, n_i está determinado unívocamente por las posibles diferencias de tiempo de arribo a las estaciones (dadas las distancias entre ellas y la estructura de velocidades). Para periodos ligeramente más cortos, existe incertidumbre en n_i , aunque en la práctica se ha visto que generalmente hay una sola combinación de n_i 's que resulte en una localización aceptable. Para periodos cortos el método no es aplicable dados los defasajes causados a las ondas durante su trayectoria.

Desafortunadamente, dada la enorme atenuación de la respuesta instrumental de las estaciones de RESCO, para señales con poco contenido de bajas frecuencias la presencia de ruido puede introducir errores en la determinación de las fases. En estos casos, es posible

utilizar frecuencias un poco menores y determinar las n_i 's apoyándose en tiempos aproximados determinados a partir de periodos largos (con ruido) o a partir de otros métodos, como algunos de los utilizados en el presente trabajo. Si denotamos estos tiempos relativos $[t_i - t_R]_{aprox}$, podremos evaluar:

$$n_i = \text{Round} \left\{ s \left([t_i - t_R]_{aprox} - \frac{\phi_i}{\omega} + \frac{\phi_r}{\omega} \right) \right\}. \quad (29)$$

donde **Round** es la función de Matlab que redondea el argumento al entero más cercano.

En cualquier caso, es conveniente buscar las frecuencias más bajas que contengan suficiente energía y entre éstas utilizar preferentemente aquellas para las cuales la derivada de la fase es mínima (principio de fase estacionaria). Para lograr ambas condiciones se diseñó una herramienta que llamamos *espectro mínimo*. Para cada frecuencia, la amplitud del espectro mínimo es la mínima amplitud de todas las estaciones:

$$A(s) = \min \{ A_i(s); \quad i = 1, N \}, \quad (30)$$

de manera que presenta el “peor caso”y, por tanto evita determinaciones erróneas de fase debidas a baja energía y contaminación por ruido. Junto con la amplitud, se presenta la derivada promedio multiplicada por un factor = -1.

$$\Phi''(s) \equiv -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\phi_i'(s)|. \quad (31)$$

El signo de Φ'' hace que sea más fácilmente distinguible de $A(s)$ y permite buscar máximos en ambas funciones para escoger las frecuencias idóneas. La derivada de la fase

se calcula numéricamente (sin normalización) del ajuste de una cuadrática a la fase en cuestión y sus dos vecinas como

$$\phi_i'(s) = \frac{1}{2}[\phi_i(s + \Delta s) - \phi_i(s - \Delta s)]. \quad (32)$$

El uso del espectro mínimo facilita muchísimo el trabajo de escoger la frecuencia óptima para determinar las fases y resulta, generalmente, en tiempos que dan buenas localizaciones.

IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación se hará un resumen de los resultados y se procederá a su análisis e interpretación.

IV.1 El programa PSV03

El primer resultado del presente trabajo es el programa de despliegue, procesamiento y análisis de datos de redes sísmicas *PSV03*. Este programa incluye las herramientas usuales para el análisis rutinario de eventos sísmicos, como son: despliegue, zoom y cursor para determinar tiempos; incluye también herramientas ampliamente conocidas, aunque no tan comunes, como: espectros de Fourier, filtros pasabajos causal y de cero corrimiento de fase, integral y envolvente analítica. Además, incluye herramientas para ayudar a la determinación de tiempos en casos de arribos contaminados por ruido, emergentes o inexistentes (como en el caso del tremor): filtros rendija y pasabanda; reconocimiento de formas mediante correlación, filtro de Wiener y comparación de envolventes; determinación de tiempos a partir de las fases de Fourier. Para este último proceso se diseñó e implementó la herramienta del espectro mínimo que facilita grandemente la elección de la frecuencia a utilizar.

Cabe mencionar que, si bien este programa fue diseñado para el análisis de sismicidad volcánica, en particular la del Volcán de Fuego de Colima, puede ser de gran utilidad para el procesamiento y análisis de los datos de cualquier red sismológica.

IV.2 Explosiones y otros eventos transitorios

Durante el tiempo cubierto por nuestros datos, no fueron registrados eventos de tipo A, por lo que nuestro tratamiento de señales transitorias se redujo a eventos de tipo B, en su mayoría explosiones, derrumbes o tremores transitorios. Es de suponerse que los tiempos de arribo para eventos de tipo A puedan ser determinados mediante las mismas técnicas empleadas para determinarlos en explosiones lo suficiente grandes como para tener arribos (mayormente) impulsivos.

IV.2.1 DETERMINACIÓN DE TIEMPOS

Para explosiones lo suficientemente grandes cuyos primeros arribos eran discernibles del ruido de fondo, las herramientas usuales de zoom y cursor, complementados con envolvente analítica y con filtrado causal cuando el ruido contenía muy altas frecuencias (>10 Hz, o sea, ruido de transmisión pues la respuesta de los sismógrafos no admite frecuencias mayores), fueron suficientes para permitir el reconocimiento visual de los arribos o de rasgos comunes cercanos a éstos. Las explosiones localizadas serán discutidas más adelante.

Un serio problema en muchos casos fue la contaminación de los arribos por otras señales sísmicas con bandas espectrales similares; problema común cuando la actividad sísmica es intensa, y particularmente grave durante episodios de actividad volcánica. En nuestro caso, este problema fue seriamente agravado por contar con una sola componente en los sismógrafos y, sobre todo, por la angosta respuesta de los sismógrafos que elimina componentes que podrían ser distintas. Un segundo problema, inherente a la sismicidad

volcánica, es identificar el tiempo de inicio o, en su defecto, de algún rasgo característico de eventos con inicios emergentes, particularmente en presencia de ruido.

Para tratar de resolver este problema se diseñó y empleó los métodos de reconocimiento de correlación cruzada, Wiener y comparación de envolventes, complementados por filtrado rendija y filtrado pasabanda. Como se mencionó ya, estos métodos fueron motivados por la suposición de que una fuente con simetría esférica o cilíndrica debería tener formas de onda con algún parecido en las distintas estaciones; sin embargo esta suposición solo puede ser cierta para periodos largos cuyas longitudes de onda son mucho mayores que las heterogeneidades y diferentes estructuras locales, por lo que estas técnicas no fueron apropiadas para nuestros registros de periodo corto y banda angosta. Por esta razón no fue posible identificar arribos de eventos tipo B usando estas técnicas. Queda la pregunta de si alguno de estos métodos podrá ser de utilidad para datos con mayor amplitud de banda espectral.

Solamente el método de correlación cruzada se mostró marginalmente útil para mejorar determinaciones factibles de ser hechas visualmente.

IV.2.2 EXPLOSIONES LOCALIZADAS

Con base en tiempos relativos determinados mediante el programa *PSV03*, se localizó un total de 11 explosiones (aparte de la usada para calibrar el modelo de velocidades) cuyos hipocentros, incertidumbres y errores son listados en la tabla VI

Tabla VI. Hipocentro, incertidumbre y error de explosiones volcánicas.

Fecha D/M/A H:M	Longitud (°)		Latitud (°)		Z (km)		ϵ (s)
	δx^- (km)	δx^+	δy^- (km)	δy^+	δz^- (km)	δz^+	
11/18/98 00:38	-103.6159		19.5114		1.9		0.033
	-0.025	+0.047	-0.000	+0.071	-0.039	+0.000	
11/18/98 01:04	-103.6076		19.5150		1.5		0.080
	-0.061	+0.071	-0.071	+0.007	-0.025	0.026	
11/18/98 03:38	-103.6008		19.5095		-0.4		0.074
	-0.105	+0.018	-0.036	+0.027	-0.054	+0.075	
11/18/98 10:14	-103.6072		19.5155		0.7		0.050
	-0.077	+0.000	-0.044	+0.039	-0.018	+0.039	
11/18/98 10:38	-103.6092		19.5174		0.8		0.058
	-0.095	+0.072	-0.093	+0.000	-0.076	+0.000	
11/19/98 15:48	-103.6070		19.5144		0.6		0.011
	-0.050	+0.044	-0.011	+0.059	-0.061	+0.031	
11/19/98 15:58	-103.6043		19.5055		0.7		0.036
	-0.098	+0.042	-0.024	+0.040	-0.068	+0.000	
11/20/98 09:16	-103.6061		19.5128		0.4		0.001
	-0.038	+0.016	-0.027	+0.006	-0.033	+0.052	
02/10/99 04:30	-103.6109		19.5140		1.4		0.032
	-0.017	+0.024	-0.040	+0.013	-0.031	+0.066	
02/10/99 06:44	-103.6057		19.5112		0.7		0.024
	-0.000	+0.054	-0.027	+0.023	-0.040	+0.000	
05/10/99 18:52	-103.6186		19.5113		1.85		Calibración

Aquí presentamos como ejemplo las series de tiempo del evento 11180038 (figura 30), la figura de su localización por *Disloca* (figura 31) y un ejemplo de la correspondiente salida de este programa (tabla VII).

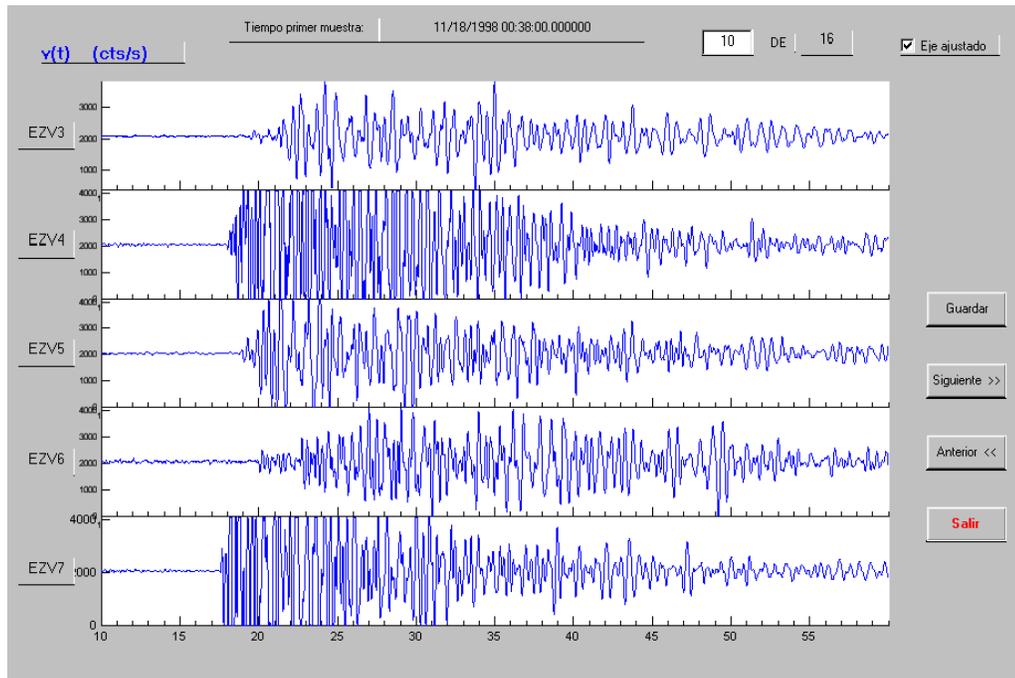


Figura 30. Series de tiempo del registro 11180038 (explosión).

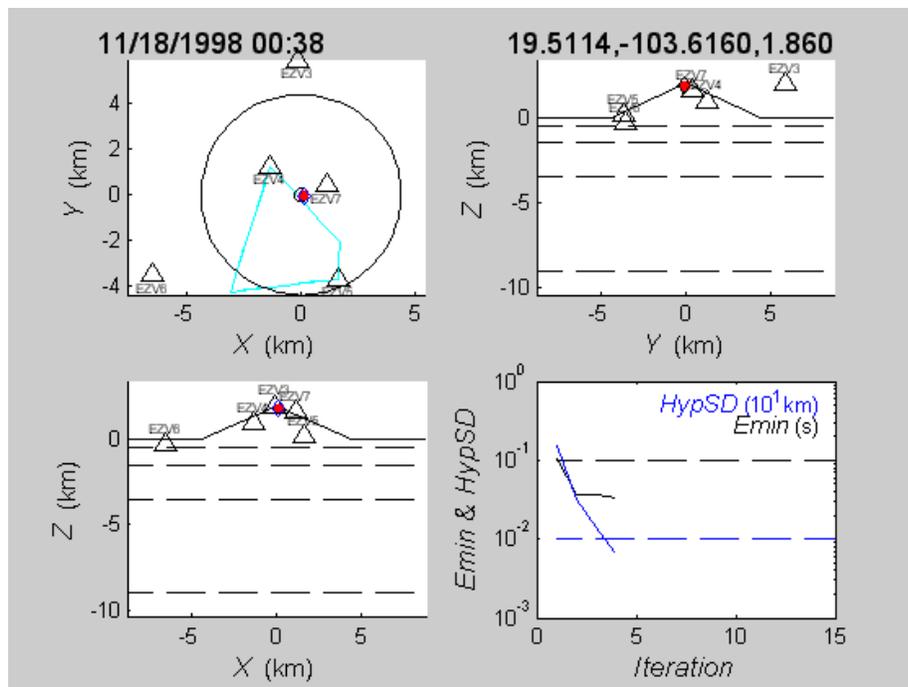


Figura 31. Localización del evento 11180038 con el programa disloca.

Tabla VII. Salida del programa disloca para el evento 11180038.

```

Command file 11180038.cmd
Archivo: 11180038
Array data from file: Colima4x.dat
Hc=1.86 RadC=0.3 Rad0=4.3814
AutoWeight? [Y/def=N]:
EQ: 11/18/1998 00:38
Seed? [def=Clock/NonNumber->Next EQ/eXit]: 1
Min: |err|=0.0334196
      0.102 < x = 0.127 < 0.174
      -0.085 < y = -0.085 < -0.014
      1.821 < z = 1.860 < 1.860
Hypo: Lat= 19.5114 Lon=-103.6160 z= 1.9
      To= 0:38:17.38 ±0.03

Station  To    To-Tc  w  Azim  EmAngle
EZV3    19.4143 -0.0179 1.00 357.7 -22.6
EZV4    18.0040  0.0215 1.00 312.2 -24.7
EZV5    18.6108  0.0400 1.00 157.0 -23.4
EZV6    20.0056 -0.0220 1.00 242.8 -16.8
EZV7    17.6844 -0.0216 1.00  63.1 -12.2

      4 Iterations

```

Como puede apreciarse en la figura 31 y en las tablas VI y VII, los errores de localización son bastante bajos, lo que permite suponer que la estructura, la velocidad superficial y las correcciones de estación usadas fueron adecuadas.

Todas las explosiones de la tabla IV están localizadas a profundidades someras dentro del cono volcánico, pero no necesariamente coinciden con la localización de la explosión de calibración.

Por el contrario, aunque un par de explosiones (incluyendo la del ejemplo) se localiza en el cráter, el mayor número de las explosiones sugiere una alineación aproximadamente NW-SE que pasa bajo El Volcancito y se hace más profunda hacia el SE figura 32.

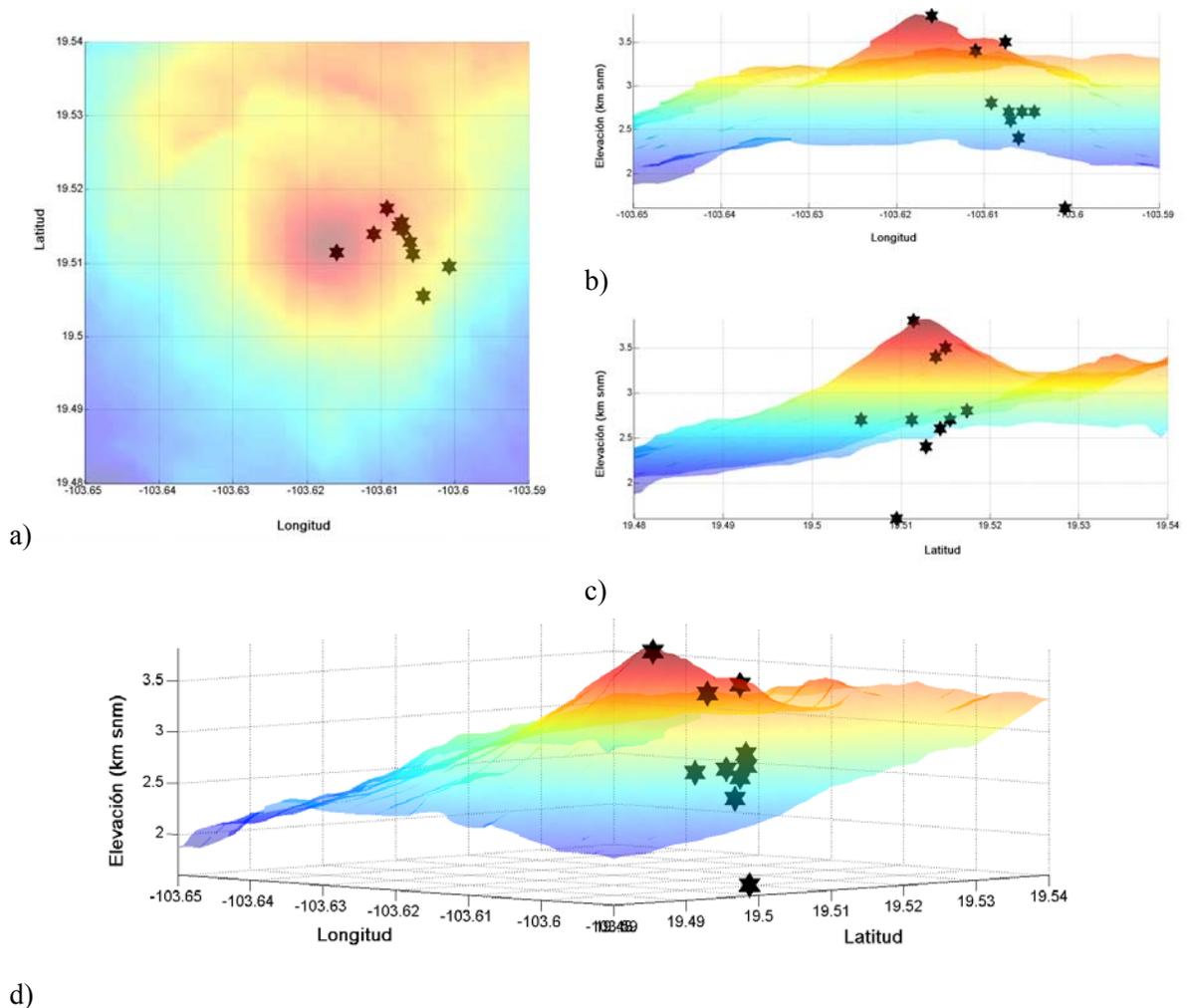


Figura 32. Distribución espacial de las explosiones volcánicas. a) Epicentros, b) sección W-E, c) sección S-N y d) vista desde el SE con elevación de 2°.

Esta concentración difícilmente puede ser coincidental, y la presencia misma de El Volcancito (también conocido como Hijo del Volcán) puede indicar la presencia de algún conducto magmático o zona de debilidad y ser de interés por motivos de riesgo volcánico.

IV.3 Tremores

IV.3.1 DETERMINACIÓN DE TIEMPOS

Dado que el tremor sostenido no tiene arribos, se utilizó el método *Buscafase* para determinar tiempos relativos de llegada para este tipo de eventos. Naturalmente, las variaciones a pequeña escala del medio que atraviesan las ondas sísmicas y las estructuras locales bajo las estaciones afectan mayormente, y de forma desconocida, a las componentes espectrales de frecuencias altas, por lo que las fases usadas para la localización deben corresponder a periodos lo suficientemente grandes como para contener información no distorsionada de la fuente; para evitar la influencia de heterogeneidades de velocidad o rasgos topográficos necesitamos considerar longitudes de onda por lo menos cuatro veces mayores (idealmente, mucho mayores) que éstos. Como se verá más adelante, la estructura de El Volcancito parece afectar únicamente frecuencias mayores de 1 Hz para los rasgos que afectan la señal en EZV7 son ≤ 0.4 km y velocidad de tremor de 0.37 km/s. Por otro lado, como se mencionó en el capítulo anterior, la incertidumbre de un número entero de periodos inherente al método disminuye conforme aumenta el periodo utilizado. Por lo tanto es conveniente utilizar periodos tan grandes como sea posible y esto presenta un problema grave para el análisis de datos de RESCO, debido a la respuesta angosta de alta

frecuencia de sus sismógrafos (figura 7, capítulo I) que tiene valores menores de 0.18 a 0.45 Hz y decrece rápidamente para frecuencias más bajas. Es posible ayudarse a la identificación de componentes espectrales de baja frecuencia trabajando con la integral de la serie observada (que corresponde al desplazamiento filtrado por el sismógrafo) y medir de éstas la fase, pues lo que nos interesa es el defasamiento relativo y la integral, que equivale a la multiplicación del espectro por $(i2\pi f)^{-1}$, incrementa las componentes de baja frecuencia y cambia todas las fases por $-\pi/2$. No se consideró apropiado tratar de deconvolucionar la respuesta del instrumento ya que para una fase dada introduciría el mismo defasamiento y, dada las amplificaciones tan bajas para las frecuencias de interés incrementaría proporcionalmente el ruido; por lo tanto en lo que sigue llamaremos (por comodidad) *velocidad* a las series sin deconvolucionar y *desplazamiento* a las integrales de éstas.

IV.3.2 LOCALIZACIÓN

Se procedió a determinar tiempos relativos de llegada mediante el método de determinación de fases relativas, utilizando las frecuencias más bajas que tuvieran componentes espectrales significativamente mayores que el nivel de ruido. Se utilizó en lo posible los registros de velocidad, para evitar el posible ruido numérico de la integración.

Tabla VIII. Hipocentro, incertidumbre y error de tremores.

Fecha D/M/A H:M	Longitud (°)		Latitud (°)		Z (km)		ϵ (s)
	δx^- (km)	δx^+	δy^- (km)	δy^+	δz^- (km)	δz^+	
04/01/99 00:34	-103.6165		19.5207		-2.7		0.026
	-0.030	+0.002	-0.020	+0.013	-0.067	+0.051	
04/01/99 00:36	-103.6182		19.5161		-0.5		0.079
	-0.019	+0.015	-0.014	+0.021	-0.055	0.074	
04/01/99 00:38	-103.6154		19.5124		-0.6		0.058
	-0.034	+0.016	-0.018	+0.013	-0.020	+0.122	
04/01/99 00:42	-103.6188		19.5176		-0.9		0.043
	-0.014	+0.012	-0.005	+0.025	-0.079	+0.058	
04/01/99 06:14	-103.6334		19.5336		-15.5		0.099
	-0.005	+0.011	-0.022	+0.002	-0.000	+0.288	
04/01/99 06:16	-103.6320		19.5318		-15.3		0.035
	-0.019	+0.005	-0.008	+0.010	-0.217	+0.054	
05/10/99 18:16	-103.6381		19.5229		-14.8		0.064
	-0.008	+0.019	-0.023	+0.000	-0.098	+0.095	
05/10/99 18:48	-103.6356		19.5246		-22.4		0.013
	-0.006	+0.012	-0.018	+0.010	-0.104	+0.221	
05/10/99 18:50	-103.6354		19.5251		-23.1		0.064
	-0.006	+0.010	-0.012	+0.017	-0.201	+0.091	
05/10/99 19:40	-103.6350		19.5210		-14.8		0.006
	-0.010	+0.010	-0.012	+0.014	-0.117	+0.049	

Fueron localizadas 10 fuentes de tremor cuyos hipocentros, incertidumbres y errores son listados en la Tabla VIII. La distribución hipocentral de los tremores se muestra en la figura 36. Cabe señalar que estamos conscientes de que las profundidades pueden no ser verdaderas, ya que no se puede afirmar que los tremores tengan una fuente puntual y, es necesario considerar a las velocidades óptimas para la localización como velocidades

aparentes. Sin embargo la distribución relativa en profundidad de los tremores localizados no cambia.

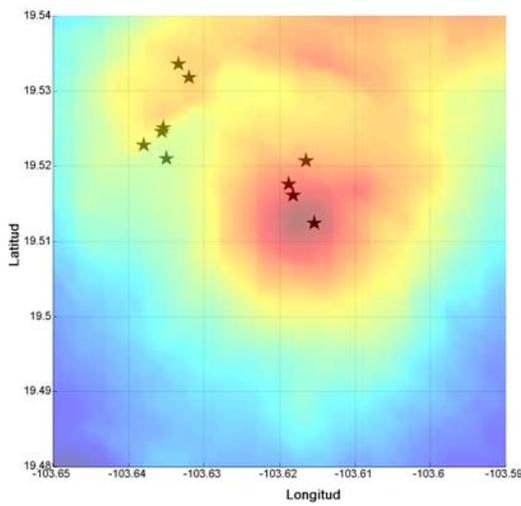
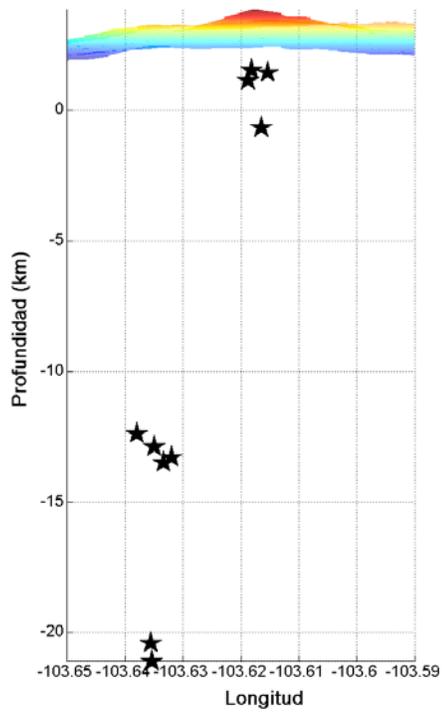
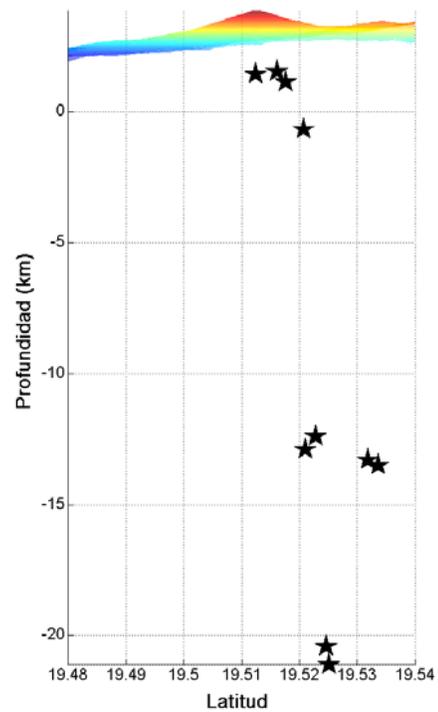


Figura 33. Distribución hipocentral del terremoto. a) Epicentros, b) sección W-E y c) sección S-N.

a)



b)



c)

Las características en tiempo y frecuencia de los tremores correlacionan muy bien con la profundidad y, aunque el muestreo temporal es escaso, estas dependencias pueden ser importantes desde los puntos de vista volcánológico de riesgo, las discutiremos a continuación con mayor detalle.

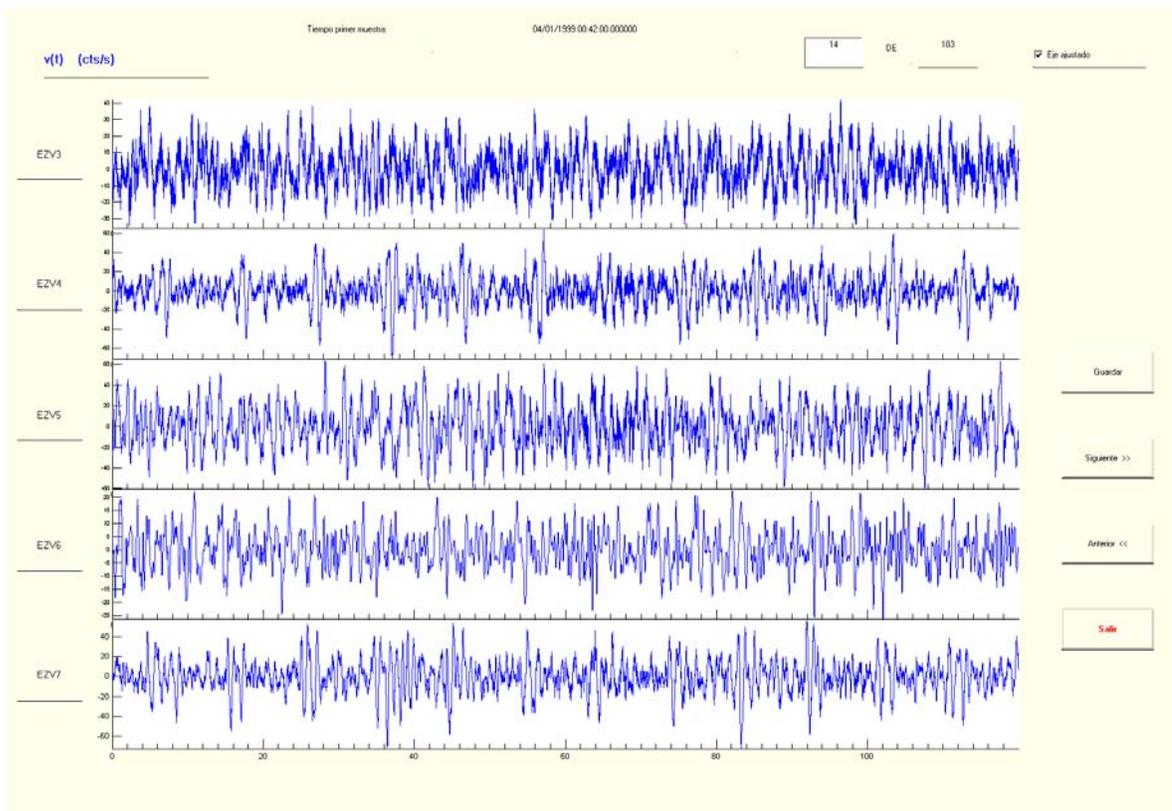


Figura 34. Velocidad del evento 04010042.

Los cuatro tremores más someros presentan pulsos bien definidos que ocurren más o menos periódicamente en el tiempo. Estos pulsos son apreciables tanto en registros de velocidad como de desplazamiento; ejemplos de estos pulsos se muestran en las figuras 21 y 23. Aquí presentaremos otro ejemplo: el evento 04010042, cuya velocidad, después de

filtrar (Hamming; $f_c = 5$ Hz) EZV3, aparece en la figura 34 y cuyo desplazamiento se muestra en la figura 35.

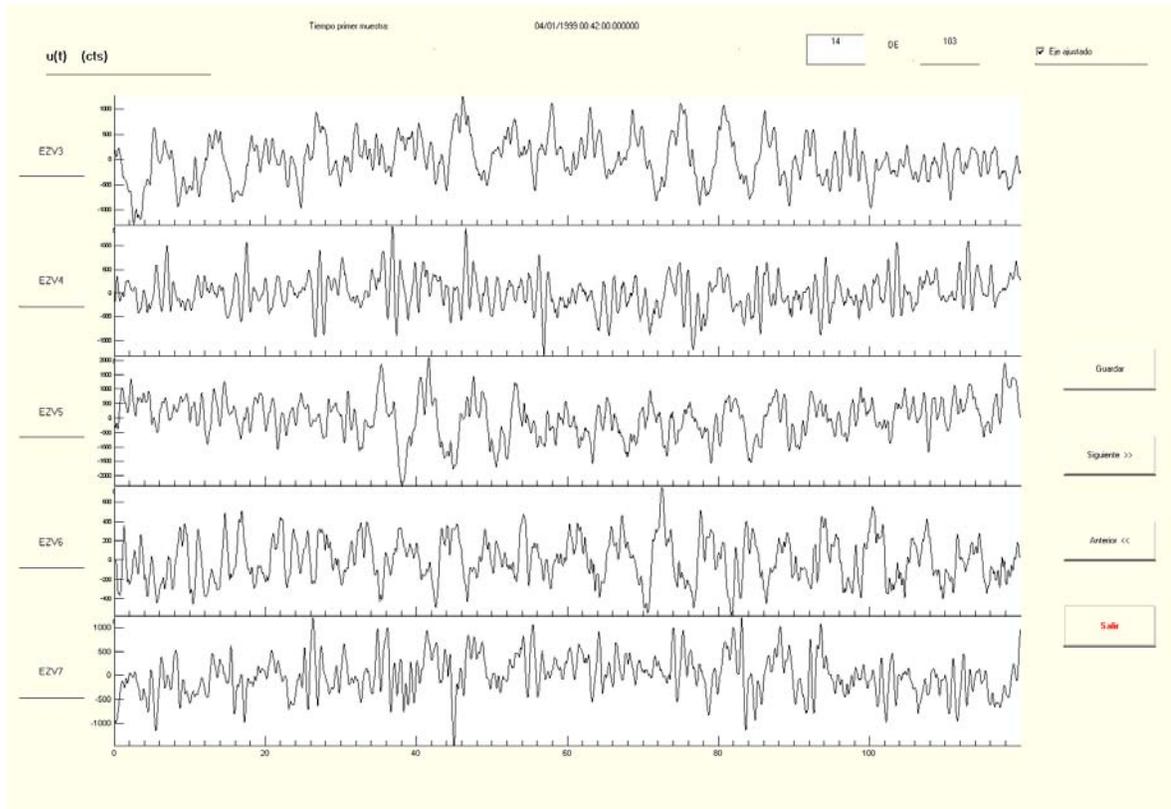


Figura 35. Desplazamiento del evento 04010042.

El espectro del desplazamiento de 04010042 se muestra en la figura 36 y es característico de los eventos someros, con un fuerte pico a bajas frecuencias ~ 0.16 Hz; nótese que este pico es mayor (tanto en valores absolutos como en relación con otras frecuencias) para las estaciones alejadas del volcán y bastante menor (pero todavía apreciable) para las estaciones situadas sobre el volcán EZV4 y EZV7.

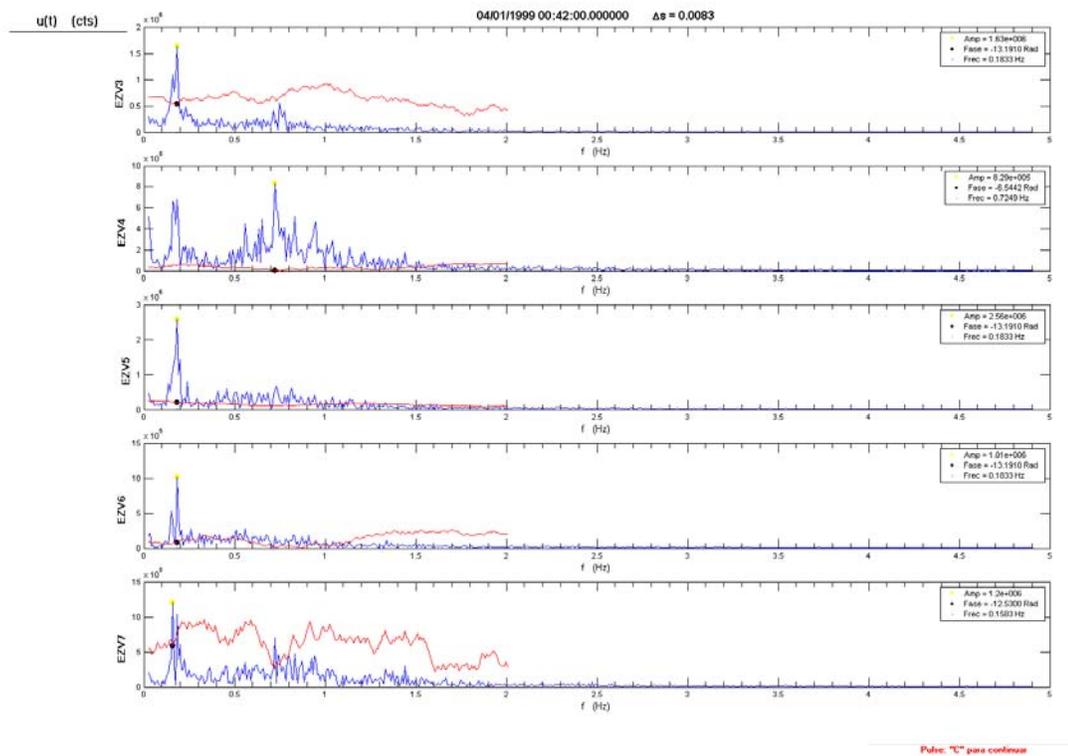


Figura 36. Espectro de desplazamiento del evento 04010042.

Otro espectro de desplazamiento de tremor somero (04010034) se muestra en la figura 37. Nótese la similar constitución espectral consistente en un pico a baja frecuencia y el resto de la energía repartida (como puercoespín) en la banda de 0.4 – 3.0 Hz.

Otra característica en común de los cuatro tremores someros es que ocurrieron todos ellos (y algunos no localizados) en el transcurso de las 00 hrs del día 01 de abril de 1999 y no hubo más tremores someros durante el resto del tiempo de observación.

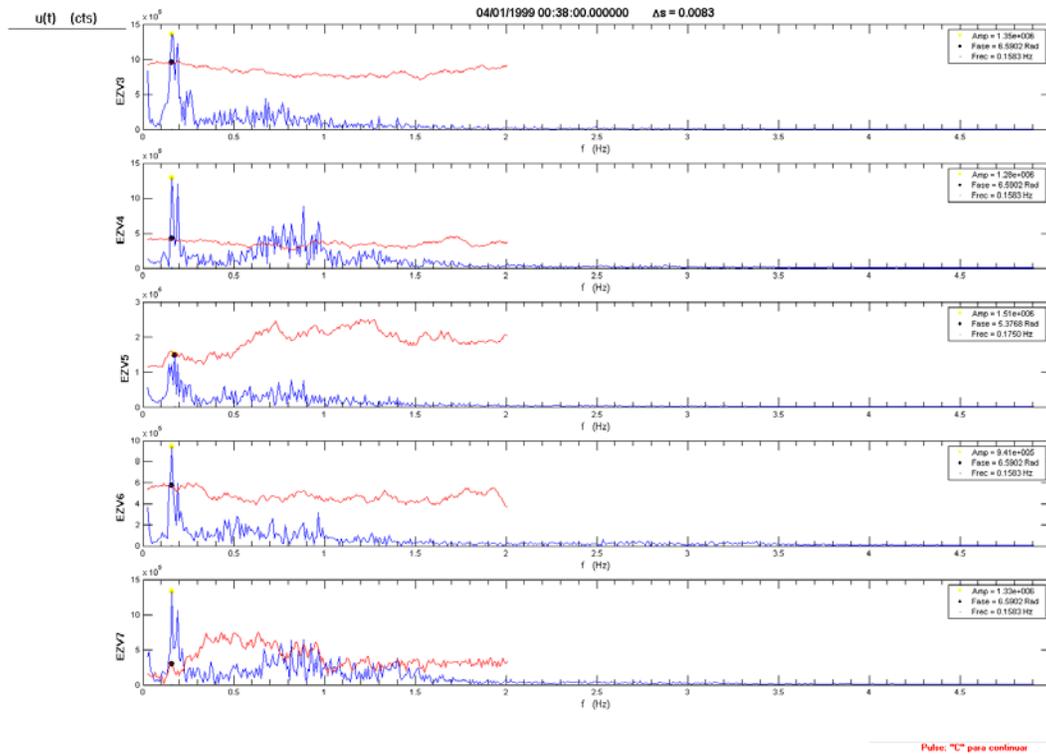


Figura 37. Espectro de desplazamiento del evento 04010038.

Seis horas después del último tremor somero localizado, comenzó la ocurrencia de tremores con formas y rasgos espectrales completamente distintos a profundidades alrededor de los 15km. La velocidad, el desplazamiento y el espectro de desplazamiento del primero de estos tremores, el 04010614, son mostrados en las figuras 38, 39 y 40, respectivamente.

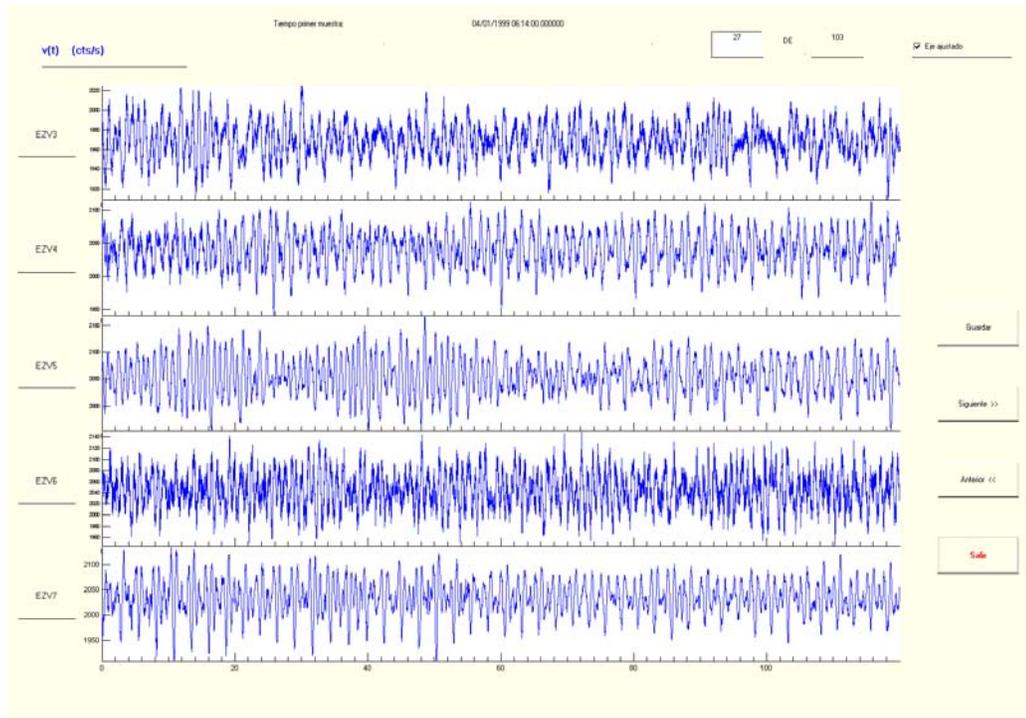


Figura 38. Velocidad del evento 04010614.

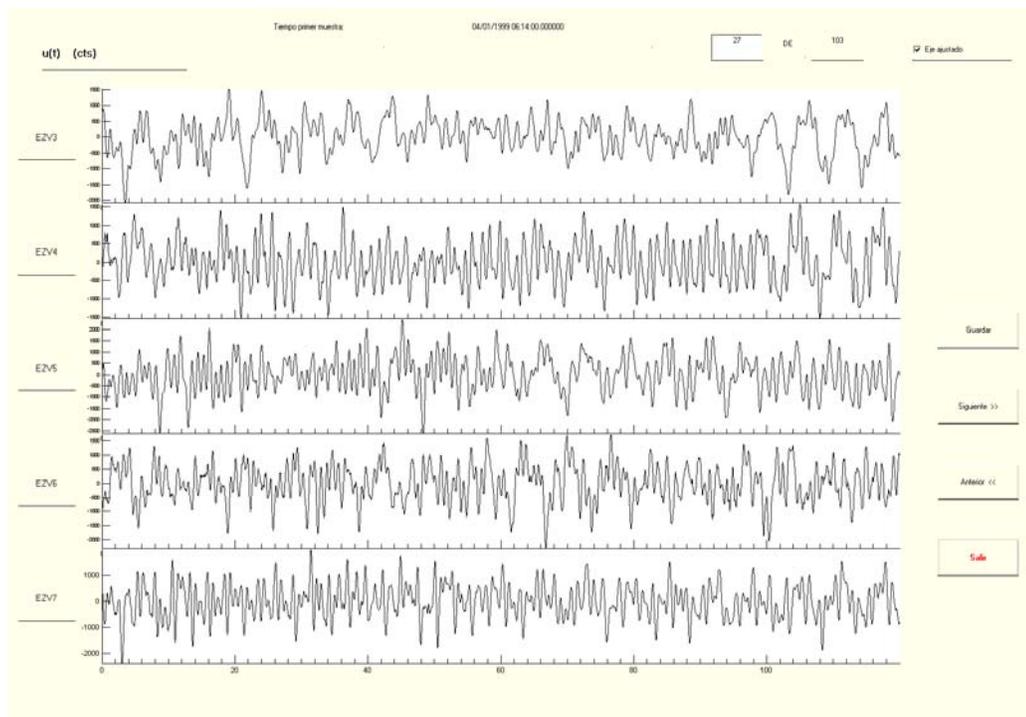


Figura 39. Desplazamiento del evento 04010614.

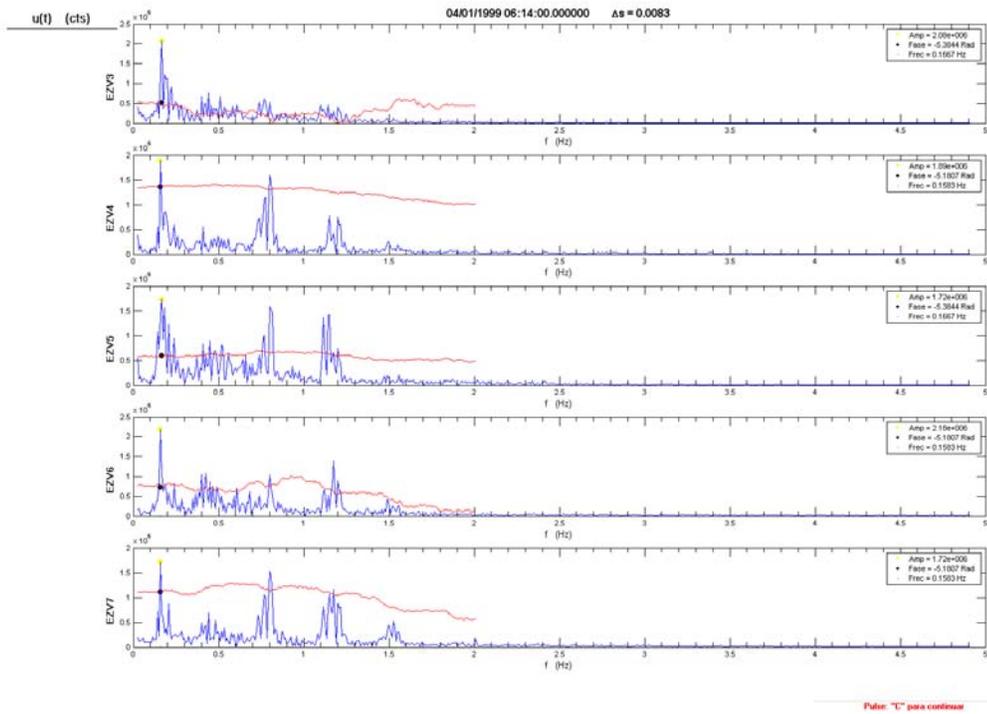


Figura 40. Espectro de desplazamiento del evento 04010614.

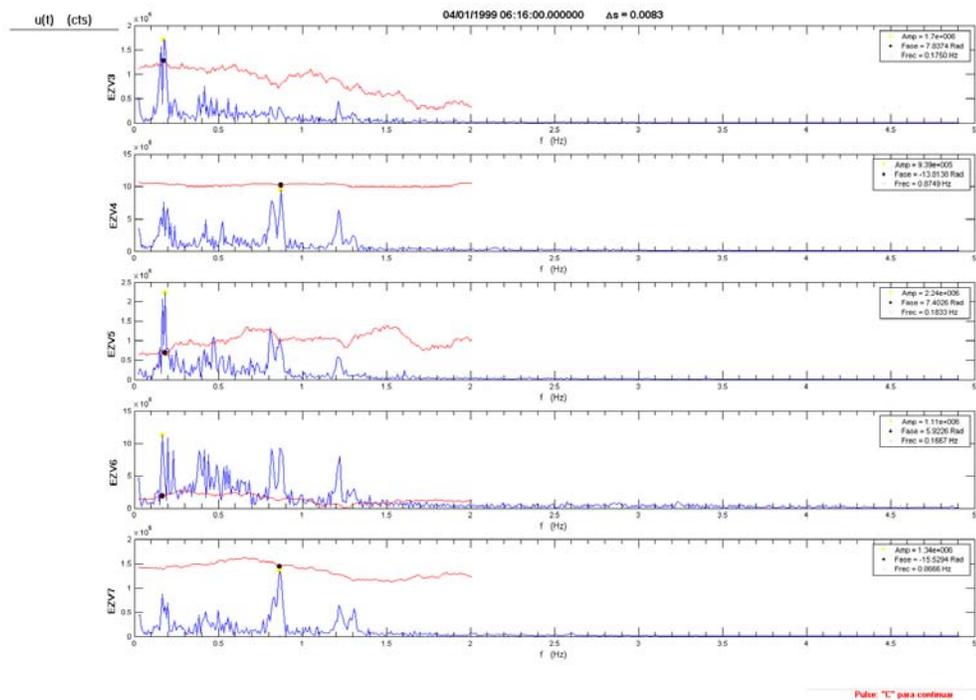


Figura 41. Espectro de desplazamiento del evento 04010616.

El pico de baja frecuencia, $\sim 0.15\text{Hz}$ observado en los tremores someros aún existe, pero la energía a mayores frecuencia (también para las estaciones del volcán) apareciendo picos definidos, más o menos equiespaciados. Otro tramo del mismo tremor 040100616 da resultados análogos.

Un mes más tarde ocurre otro episodio de tremor, el 05101816, que es localizado también alrededor de los 14 km de profundidad pero presenta características algo distintas de las de los tremores precedentes. Como se muestra en la figura 42, los tiempos entre los “dientes” de la señal son más breves y se aprecia un efecto de “golpeteo” (beats) que es más evidente en las estaciones que no están sobre el volcán.

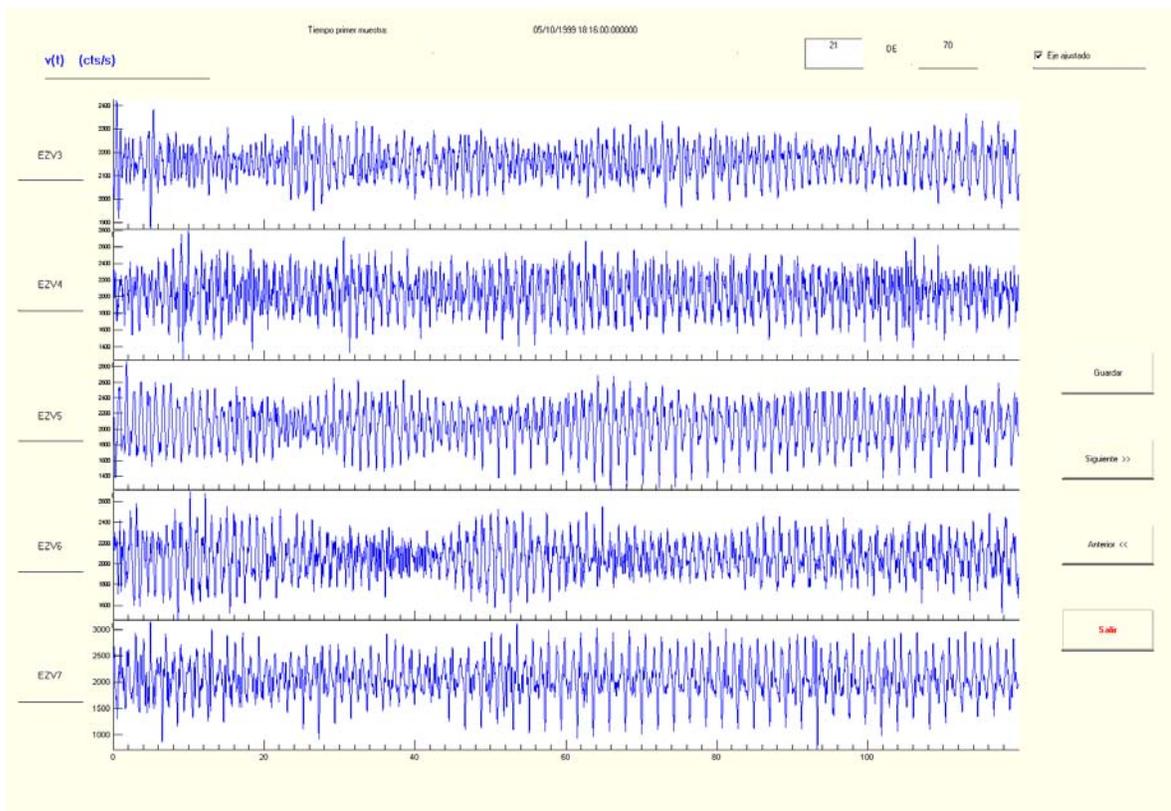


Figura 42. Velocidad del evento 05101816.

El espectro del 05101816 (figura 43) aún presenta picos más o menos equiespaciados, aunque el pico a frecuencia bajas ~ 1.66 de los tremores anteriores ha desaparecido, pero los picos se han corrido a frecuencias más altas y ahora el pico principal está alrededor de 0.94Hz.

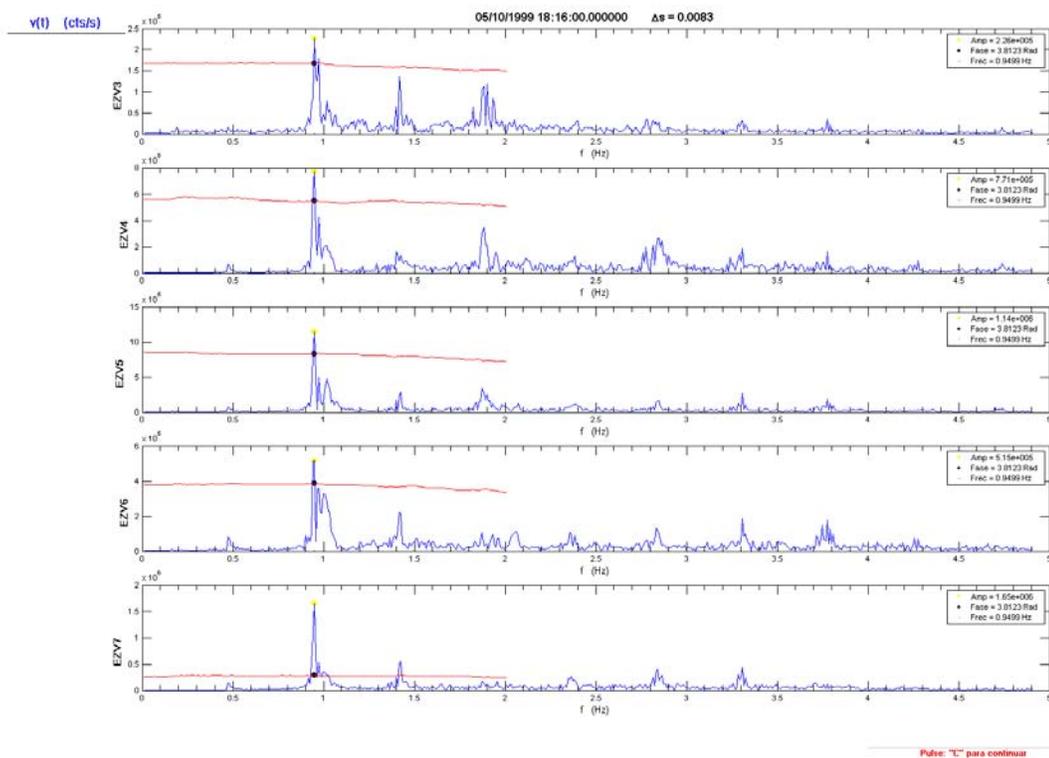


Figura 43. Espectro velocidad del evento 05101816.

Los espectros presentan picos más o menos equiespaciados apreciables desde los 4.5 hasta ~ 8.5 Hz y desaparece el pico de baja frecuencia observado para sismos más someros.

La figura 44 muestra en detalle el espectro de velocidad del tremor 05101816 en EZV4, que tiene un pico dominante en $f_x = 0.93$ Hz, picos secundarios a $f = k f_x$; $k = 1, 2, \dots, 9$ que van decreciendo con la frecuencia, y pulsos menores para $f = (k - 0.5) f_x$; $k = 1, 2, \dots, 9$.

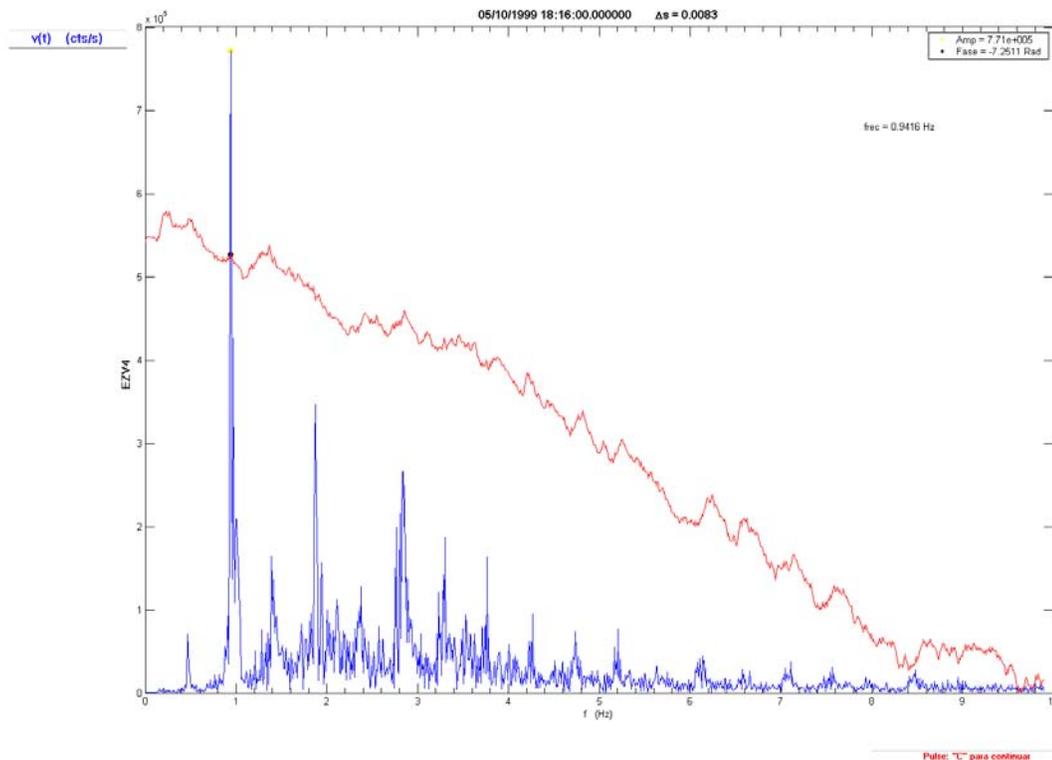


Figura 44. Espectro de velocidad en EZV4 del evento 05101816.

El espectro de 05101816 es completamente distinto para EZV7, donde aparece el mismo pico dominante, pero los picos secundarios parecen aumentar después del primero y la amplitud decrece súbitamente por encima de los 3.3Hz y es prácticamente nula arriba de

los 3.7Hz. Como ambas EZV4 y EZV7 son vecinas sobre el volcán, la diferencia entre sus espectros sólo puede atribuirse a efectos de la estructura de El Volcancito. Las razones de los picos espectrales al pico principal mostradas en la tabla IX, sugieren que dicha estructura afecta solamente componentes con frecuencias mayores de 1Hz

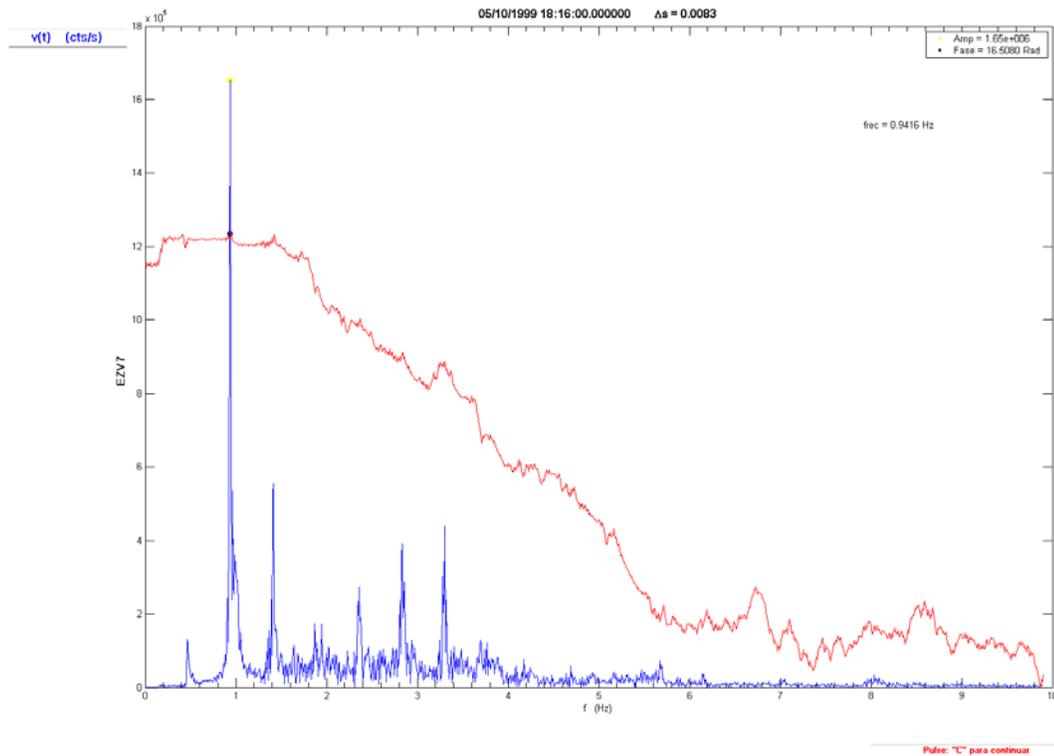


Figura 45. Espectro de velocidad en EZV7 del evento 05101816.

Tabla IX. Razones de los picos espectrales al pico principal.

	EZV4	EZV7
$A(f_{x-1}) \div A(f_x)$	0.134	0.134
$A(f_{x-1}) \div A(f_x)$	0.150	0.255

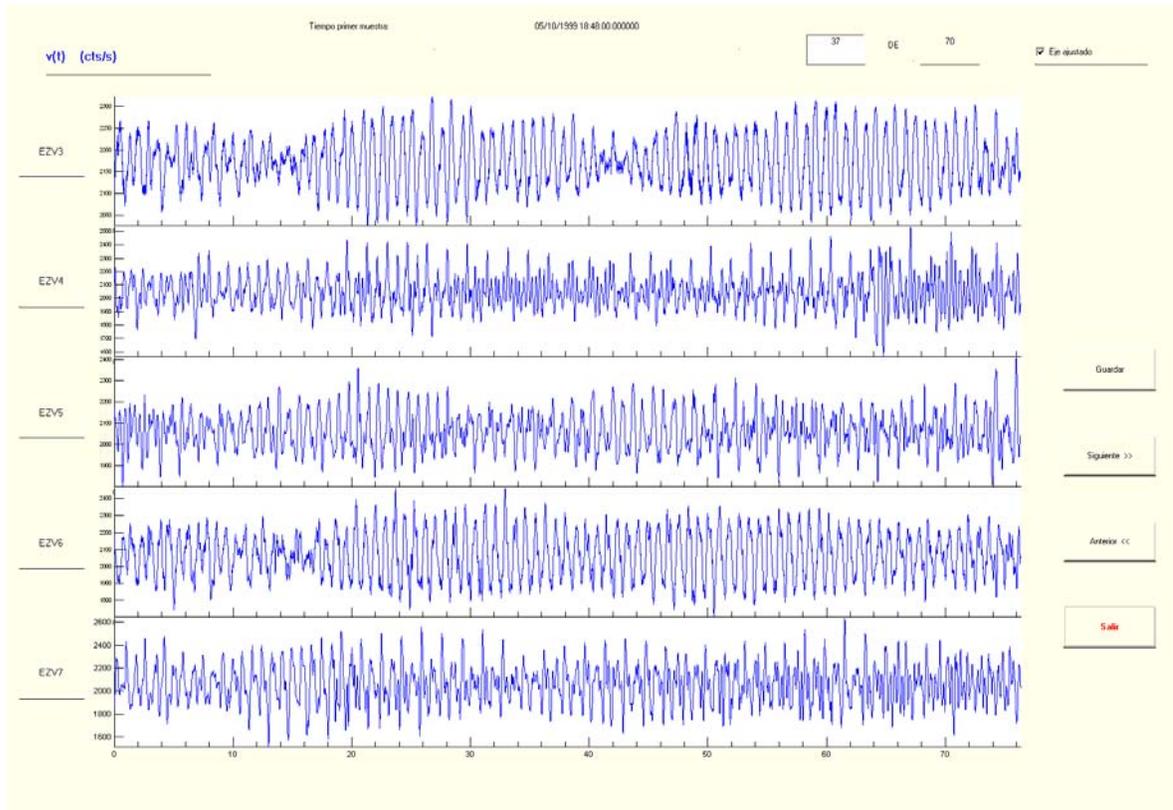


Figura 46. Velocidad del evento 05101848.

Los siguientes tremores localizados son el 05101848 (figura 46), que tiene profundidad de -22.1km , y el 05101850 que localiza a la profundidad de -22.6km . Estos tremores, aunque se parecen un poco al anterior, son completamente distintos espectralmente; sus espectros consisten de un pico principal con algunos múltiples secundarios, pero estos son menores y menos definidos, a la vez que el principal ahora se encuentra a 1.2 Hz (figura 47).

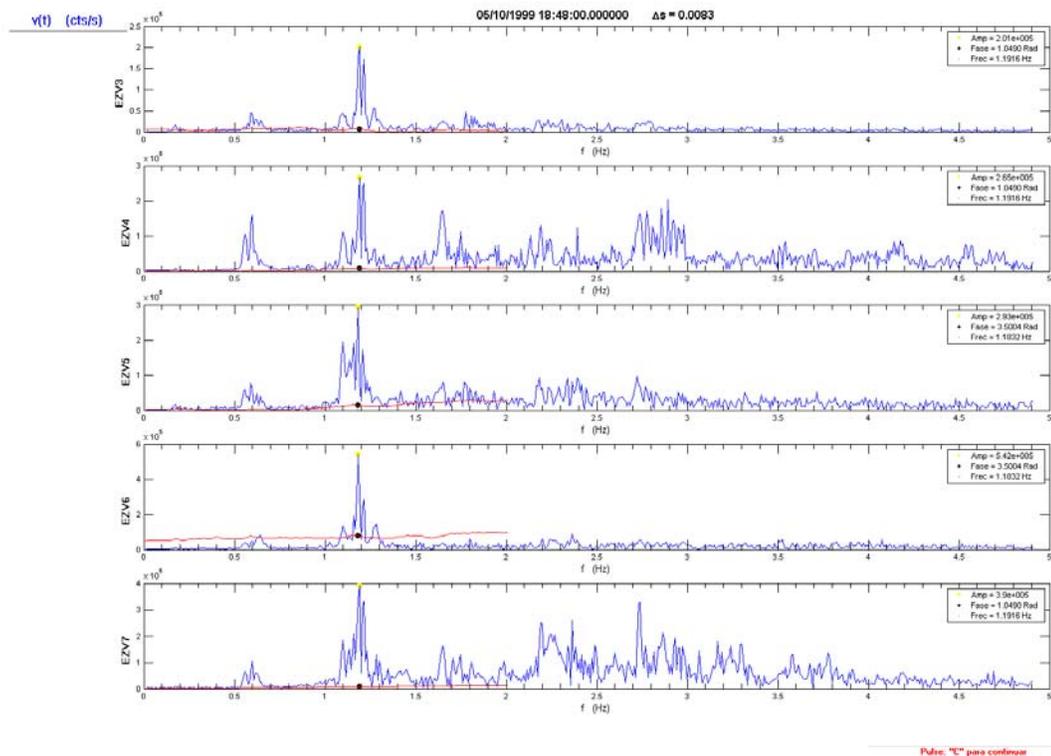


Figura 47. Espectros de velocidad del evento 05101848.

Es interesante la diferencia que, para esta profundidad de fuente, existe entre los espectros de las estaciones EZV6 (figura 48) y EZV3, localizadas fuera del volcán, y EZV7 (figura 49) y EZV4, localizadas sobre el volcán. En EZV6 la energía está mayormente concentrada en el pico principal, mientras que en EZV7 hay energía en picos de alta frecuencia que aparentan tener algún tipo de modulación y que, posiblemente, contienen información acerca de la estructura del volcán.

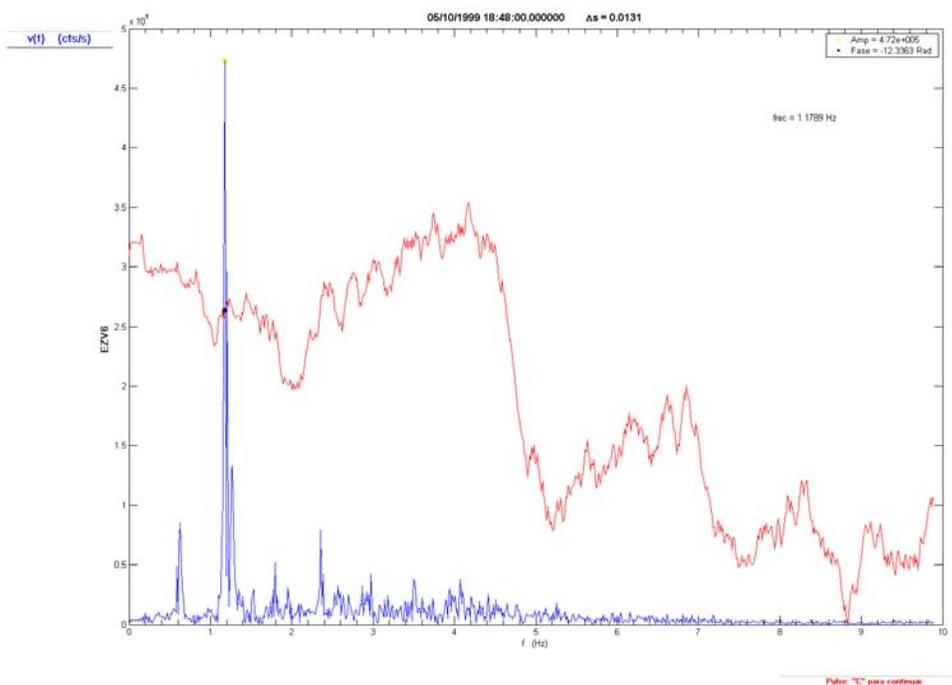


Figura 48. Espectro de velocidad en EZV6 del evento 05101848.

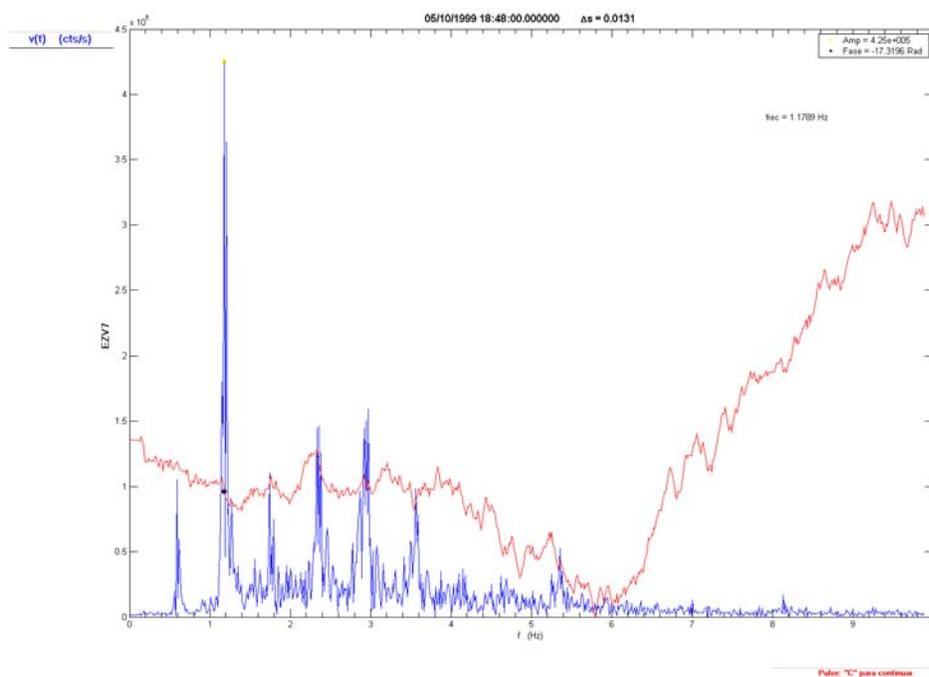


Figura 49. Espectro de velocidad en EZV7 del evento 05101848.

Cinco minutos después del último tremor mostrado, ocurrió la fuerte explosión mencionada en los capítulos II (figura 9) (usada para calibración) y IV, seguida por tremor y fue posible localizar el tremor 05101940 ocurrido 15 minutos después (figura 50).

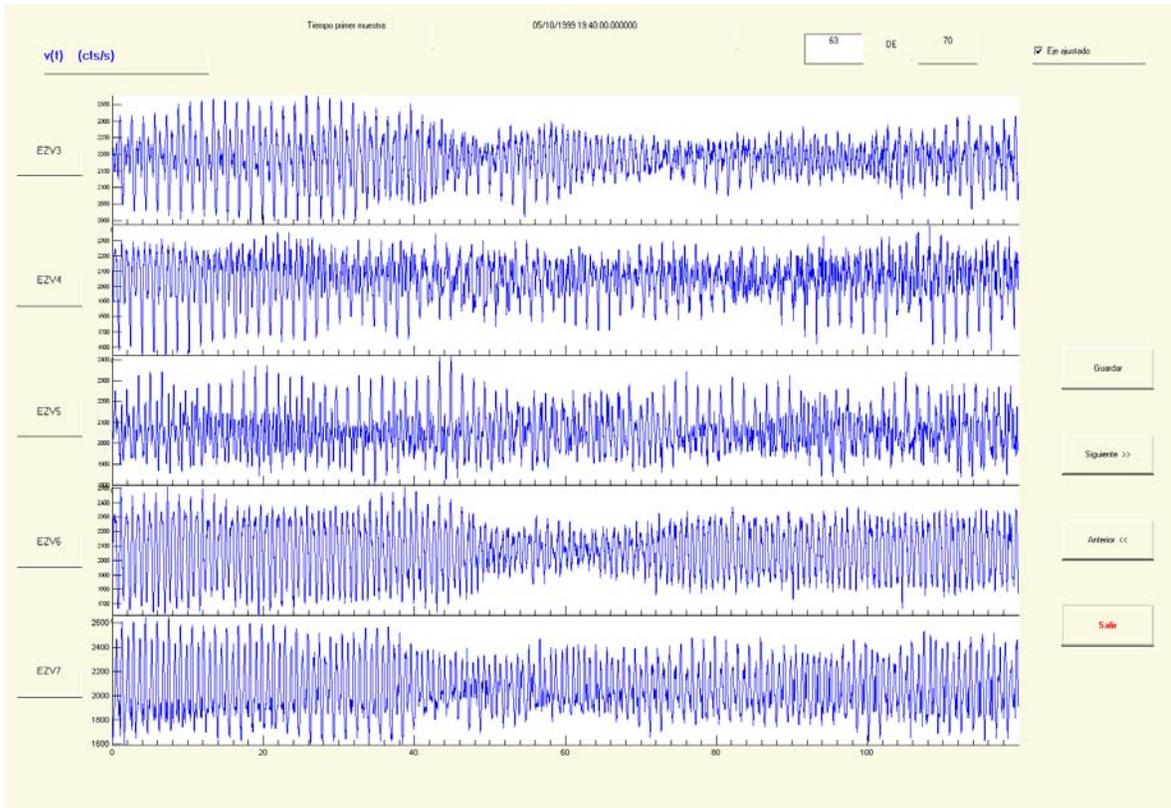


Figura 50. Velocidad del evento 05101940.

Este tremor con fuente a 14.8 km de profundidad, presenta golpeteo como los tremores más profundos y como el 04010616 ocurrido antes de éstos a 15.5 km de profundidad. El pico principal es de frecuencia ligeramente mayor $\sim 1.30\text{Hz}$ y es, en mayor o menor grado, doble para todas las estaciones. Hay otro pico significativo a 0.65Hz (que,

de hecho, es el pico mayor en EZV5) y, de nuevo, hay picos significativos para frecuencias múltiplos de éste (figura 51).

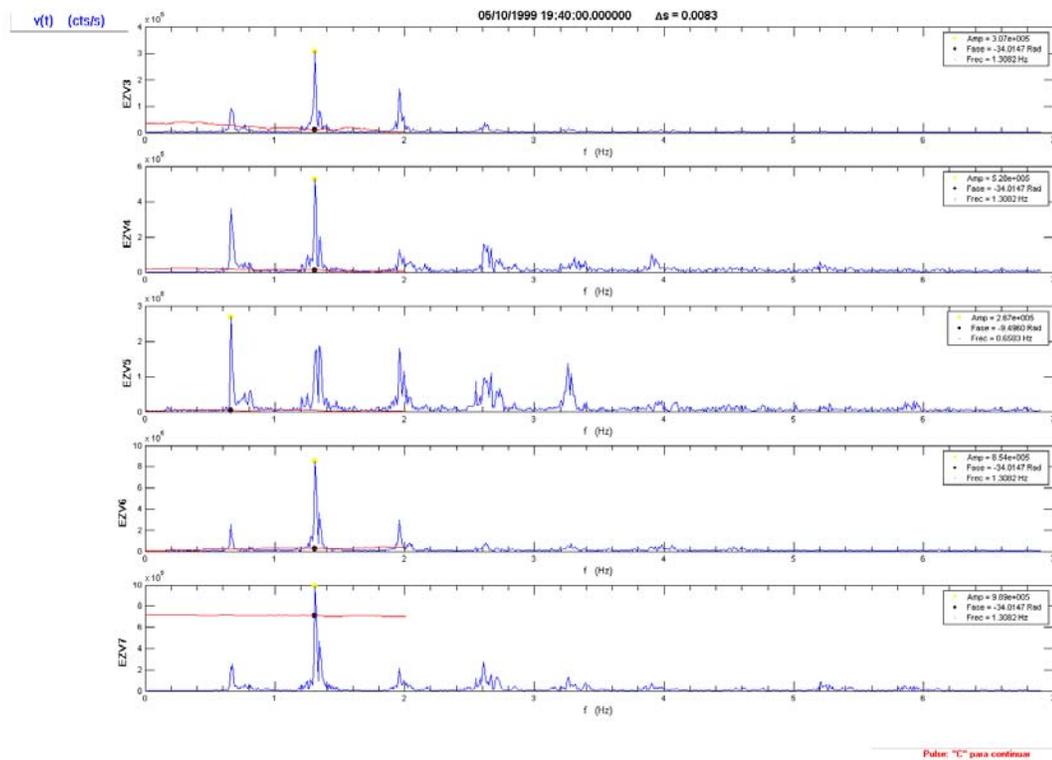


Figura 51. Espectro de velocidad del evento 05101940.

En resumen, hay una buena correlación entre la forma y, consecuentemente, las características espectrales del tremor sostenido y la profundidad (aparente) de la fuente. Dicha correlación y las diferencias espectrales para registros de un tremor dado en diferentes estaciones, será un dato valioso para discernir cuáles características espectrales son afectadas por las estructuras locales y a qué frecuencias son importantes éstas; esto es

importante, tanto para tratar de identificar dichas estructuras, como para fijar límites a las frecuencias utilizables para la localización mediante fases relativas. También la identificación de las frecuencias dominadas por la fuente para diferentes profundidades puede resultar en datos valiosos para la comprensión de los procesos fuente.

Por último, el comportamiento temporal de la profundidad de las fuentes: primero somera, después intermedia y, finalmente, profunda antes de una explosión mayor, para volver a ser intermedia después de ésta, sugiere, además de datos para el estudio del proceso explosivo, una importante aplicación al problema de evaluación adecuada y oportuna del peligro volcánico.

V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Contamos con un programa para procesar y analizar datos sísmicos que incluye variadas y poderosas herramientas, especialmente la que permite determinar tiempos de arribo de señales (semi) estacionarias mediante la determinación de diferencias de fase de Fourier.

Para la determinación de arribos de señales transitorias, el programa, a través de sus herramientas de zoom, filtrado, integración, envolvente y otras, ayuda a mejorar determinaciones hechas visualmente en forma directa.

Se exploró la posibilidad de determinar tiempos relativos de arribo para señales emergentes (sismos tipo B, muy típicos de los volcanes), con base en la premisa de que la simetría esférica o radial de las fuentes volcánicas darían lugar a formas de onda parecidas en diferentes estaciones sismológicas. El resultado fue que dicha suposición no es válida, al menos para los datos de la red RESCO cuyos instrumentos tienen muy mala respuesta a bajas frecuencias, de manera que señal y ruido sísmico quedan reducidos a la misma banda de frecuencias altas, por lo que señales de un sismo en diferentes estaciones que, a primera vista parecen asemejarse, resultan en realidad distintas y difíciles o imposibles de reconocer. En un caso particular en que las formas del primer pulso sí se parecían en las diferentes estaciones, pero los primeros arribos estaban oscurecidos por ruido, el método de correlación cruzada dio tiempos relativos que resultaron en una determinación hipocentral con menos error que la de los arribos determinados visualmente. Sería bueno

probar estos métodos con datos registrados con bandas más anchas, para determinar si los métodos de reconocimiento son en realidad inútiles en la práctica.

En cambio, para el problema más difícil de localización, el de los tremores sostenidos que no tienen arribos, la suposición de largos períodos en común si resultó apropiada y la herramienta implementada para hacer la determinación de tiempos relativos (*Buscafase*) resultó eficaz, sobre todo cuando se emplea el espectro mínimo, pues se pudieron obtener tiempos relativos de llegada para varios tremores, y la localización de la fuente de tremor hecha con dichos tiempos es aceptable, consistente y con errores bajos.

En cuanto a los resultados volcanológicos acerca del Volcán de Fuego y su actividad, fue posible calibrar la velocidad más somero de los modelos regionales y calcular correcciones de estación apropiadas al uso de un modelo que incluye un cono truncado como aproximación al edificio volcánico. Con dicho modelo fue posible localizar 12 explosiones, cuyos hipocentros, bastante someros, parecen estar alineados en dirección aproximada NW-SE y buzarse al SE bajo El Volcancito. Si esta alineación es confirmada por más observaciones, podría ser de importancia para la estimación de peligro y riesgo volcánicos en la región, ya que dicha alineación podría indicar una zona de debilidad del edificio volcánico.

Se determinó un modelo de velocidades aparentes para tremores que permiten localizaciones con muy bajo error. Con base en 10 localizaciones de tremores sostenidos, se determinó una clara relación entre la profundidad de los tremores y sus formas de onda y características espectrales.

En conclusión contamos con un método que permite la localización de tremores sostenidos, a partir de la cual podrá ser aprovechada gran cantidad de información contenida en la base de datos de la red RESCO. El programa será adecuado para ser usado por los observatorios volcanológicos y por las comunidades volcanológica y sismológica en general.

Sería altamente deseable que, por razones científicas y de protección civil, se mejorara la red RESCO mediante la adecuación de su capacidad de captar información mediante la instalación y operación de un número mayor de instrumentos con mayor ancho de banda y tres componentes

La fuente del tremor originado durante el periodo marzo – mayo de 1999 se localizó en tres profundidades diferentes, que se agrupó como sigue: *somera*, entre los 4 y 6 km por debajo del cráter (figura 33); *intermedia*, entre los 18. y 19 km por debajo del cráter (figura 33) y *profunda* alrededor de los 26 km por debajo del cráter (figura 33).

Esta localización de la fuente de tremor permite descartar la resonancia de grandes cuerpos de magma (Kubotera, 1974; Chouet, 1985) como fuente de este tremor, puesto que si este modelo fuese el correcto, la localización de dicha fuente se debería concentrar alrededor de una sola región. Por lo que, los modelos restantes de fuente de tremor, descritos en I.3, son más adecuados para producir el tremor localizado.

Para el tremor intermedio y profundo, también se puede descartar el crecimiento y colapso de burbujas (Steinberg y Steinberg, 1975; Leet, 1988; Gordeev, 1993; Schlindwein *et al.*, 1995; Ripepe *et al.*, 1996; Chouet *et al.*, 1997; Hellweg, 2000) como fuente de tremor, debido a la imposibilidad de la existencia de una fase gaseosa capaz de generar

energía sísmica a esas profundidades. De lo anterior concluimos que, los modelos de fuente de tremor más adecuados para el tremor localizado son: oscilaciones inducidas por flujo de fluido (Ferrick *et al.*, 1982; Julian, 1994; Benoit y McNutt, 1997; Neuberg *et al.*, 2000) y excitación y resonancia de grietas llenas de fluidos (Aki *et al.*, 1977; Furomoto, *et al.* 1990; Goldstein y Chouet, 1994).

VI LITERATURA CITADA

- Aki, K., Fehler, M. y Das, S. 1977. Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their applications to the 1963 Kilauea eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **2**: 259-287.
- Arámbula-Mendoza, R. y Valdés-González, C. 2002. Interpretación del tremor armónico registrado en el volcán Popocatepetl durante la actividad eruptiva de diciembre del 2000. *GEOS* **22** (2): 399.
- Benoit, J. P. y McNutt, S. R. 1997. New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica, using broadband seismic data. *Geophys. Res. Lett.* **24** (4): 449–452.
- BGVN, 1999 (a). Lava lobes continue to advance, explosion on 10 February ejects ash and ballistics blocks. *Bull. Global Volcanism Net.*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24:01)
- BGVN, 1999 (b). Details of the 10 February explosion and fires lit by volcanic bombs. *Bull. Global Volcanism Net.*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24:02)
- BGVN, 1999 (c). Variable SO₂ fluxes; 10 May explosion ascends to about 10 km altitude. *Bull. Global Volcanism Net.*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24:04)
- Chouet, B. 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.* **90** (B2): 1881–1893.
-

- Chouet, B., Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., De Luca, G., Milana, G. y Scarpa, R. 1997. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy. *J. Geophys. Res.* **102** (B7): 15129–15150.
- Domínguez, T., Ochoa Llamas, G. y Navarro C. 2002. Análisis de los tremores de abril–mayo 2002 en el volcán de Fuego de Colima, México. *GEOS* **22** (2): 401.
- Ferrick, M. G., Qamar, A., y Lawrence W. F. St. 1982. Source mechanism of volcanic tremor. *J. Geophys. Res.* **87** (B10): 8675–8683.
- Furumoto, M., Kunitomo, T., Inoue, H., Yamada, I., Yamaoka, K., Ikami, A. y Fukao, Y. 1990. Twin sources of high frequency volcanic tremor of Izu-Oshima volcano, Japan. *Geophys. Res. Lett.* **17** (1): 25-27.
- Goldstein, P. y Chouet, B. 1994. Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* **99** (B2): 2637–2652.
- Gordeev, E. 1993. Modeling of volcanic tremor as explosive point sources in a single layered, elastic half space. *J. Geophys. Res.* **98** (B11): 19687–19703.
- Gottschämmer, E., y Surono, I. 2000. Locating tremor and shock sources recorded at Bromo volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **101**: 199–209.
- Hellweg, M. 2000. Physical models for the source of Lascar’s harmonic tremor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **101**: 183–198.
- Hinojosa, A. y Almeida, M. 2002. GEMA Revisitado. *GEOS* **22** (2): 366.
-

- Jiménez, Z., Núñez-Cornú, F., Castellanos, G., Ornelas G., Ramírez, A., Reyes, G. y Támez, H. 1989. Sismicidad registrada en la región de Colima en Noviembre y diciembre de 1988. *GEOS* **9** (4): 423-425.
- Jiménez, Z., Reyes, G. y Espindola, J. M. 1995. The July 1994 episode of seismic activity at Colima Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **64**: 321–326.
- Julian, B. R. 1994. Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *J. Geophys. Res.* **99** (B6): 11859–11877.
- Konstantinou, K. I. y Schlindwein, V. 2002. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **119**: 161–187.
- Kubotera, A. 1974. Volcanic tremors at Aso volcano. En: Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G. y Rapolla, A. (Eds.), *Physical volcanology*. Elsevier, Amsterdam 29-48.
- Leet, R. C. 1988. Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor. *J. Geophys. Res.* **93** (B5): 4835–4849.
- McNutt, S. R. 2000 (a). Volcanic seismicity. En: H. Siquerdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer y J. Stix (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego 1015-1032.
- McNutt, S. R. 2000 (b). Seismic monitoring. En: H. Siquerdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer y J. Stix (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego 1095-1119.
- Minakami, T. 1974. Seismology of volcanoes in Japan. En: Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G. y Rapolla, A. (Eds.), *Physical volcanology*. Elsevier, Amsterdam 1-27.
-

- Nava, F. A. y García-Arthur, R. E. 1994. Obtención de correcciones de estación para redes sísmológicas locales; correcciones para la red *RESCO* de Colima. *Geofís. Int.* **33** (2): 211–221.
- Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B. y Olsen, K. 2000. Models of tremor and low frequency earthquake swarms on Montserrat. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **101**: 83–104.
- Núñez-Cornú, F. J. y Sánchez-Mora, C. 1999. Stress field estimations for Colima volcano, Mexico, based on seismic data. *Bull. Volcanol.* **60**: 568–580.
- Ripepe, M., Poggi, P., Braun, T. y Gordeev E. 1996. Infrasonic waves and volcanic tremor at Stromboli. *Geophys. Res. Lett.* **23** (2): 181–184.
- Schindwein, V., Wassermann, J. y Scherbaum, F. 1995. Spectral analysis of harmonic tremor signals at Mt. Semeru volcano, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* **22** (13): 1685–1688.
- Spiegel, M. R. 1975. *Probability and statistics*. Schaums's outline series, McGraw-Hill. New York. 372 pp.
- Steinberg, G. S. y Steinberg, A. S. 1975. On possible causes of volcanic tremor. *J. Geophys. Res.* **80** (11): 1600–1604.
- Wiener, N. 1949. *Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series*. M.I.T. Press. Octava edición. Cambridge, Massachusetts. 163 pp.
-