

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO DE LAS SEÑALES SÍSMICAS DE MUY LARGO PERÍODO DEL
VOLCÁN COTOPAXI

PROYECTO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE FÍSICO

GABRIELA LILIANA ARIAS MÉNDEZ

garias@igepn.edu.ec

Director: MARIO CALIXTO RUIZ ROMERO PH.D.

mrui@igepn.edu.ec

Co-directora: DRA. CLAUDIA INDIRA MOLINA POLANIA

imolina@igepn.edu.ec

QUITO, ENERO 2016

DECLARACIÓN

Yo GABRIELA LILIANA ARIAS MÉNDEZ, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.



GABRIELA LILIANA ARIAS MÉNDEZ

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por GABRIELA LILIANA ARIAS MÉN-
DEZ, bajo mi supervisión

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Mario Calixto Ruiz Romero', written over a horizontal line.

Mario Calixto Ruiz Romero Ph.D.
DIRECTOR

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por GABRIELA LILIANA ARIAS MÉN-
DEZ, bajo mi supervisión



Dra. Claudia Indira Molina Polania
CO - DIRECTORA

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial a la Dra. Indira Molina por el tiempo, paciencia y esfuerzo dedicados en la dirección de este proyecto. Todos los comentarios dentro y fuera del ámbito académico fueron valiosos y sobre todo inspiradores. Al Dr. Mario Ruiz por proveerme la ayuda necesaria durante todo este proceso. Al personal del Instituto Geofísico por la apertura y colaboración brindadas.

A mis padres y a mi familia por haberme apoyado incondicionalmente y por la confianza que siempre han depositado en mí.

Finalmente a mis amigos por ser un soporte emocional tan importante.

DEDICATORIA

A mis padres, a la abuela.

Índice de Contenido

Lista de Figuras	iii
Lista de Tablas	viii
Resumen	ix
Abstract	x
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Generalidades del Volcán Cotopaxi	2
2 MARCO TEÓRICO	4
2.1 Ondas Sísmicas	4
2.1.1 Ondas Sísmicas de Cuerpo	4
2.1.2 Ondas Sísmicas de Superficie	7
2.2 Análisis de Señales Sísmicas	8
2.2.1 Señales Continuas y Discretas	8
2.2.2 Análisis de Fourier	9
Propiedades de la Transformada de Fourier	10
2.2.2.1 Sistemas Lineales	11
2.2.2.2 Filtros	13
2.2.2.3 Respuesta instrumental	15
2.2.2.4 Análisis Espectral	16
Espectros	16
Espectrograma	19
2.3 Método de Polarización de Onda P	20
2.3.1 Fundamento Teórico	21
3 CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES VOLCANO-SÍSMICAS	26
3.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT)	26
3.2 Eventos de Largo Período (LP)	27
3.2.1 Eventos de Muy Largo Período (VLP)	28
3.2.1.1 Características	28
3.2.1.2 Trabajos anteriores realizados sobre las señales con contenido VLP en el volcán Cotopaxi	30

3.2.1.3	Señales VLP en otros volcanes del mundo	32
3.3	Explosiones	33
3.4	Tremor Volcánico	33
3.5	Eventos Híbridos	34
3.6	Microsismicidad	34
4	METODOLOGÍA	36
4.1	Red de Monitoreo	36
4.2	Selección de Eventos	38
4.2.1	Exclusión de Sismos Regionales y Lejanos	40
4.2.2	Análisis de la Microsismicidad	43
4.3	Método para el Análisis de Datos	45
4.4	Método para el Análisis de Polarización	51
5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	53
5.1	Identificación y Análisis de Eventos	53
5.2	Localización de la fuente	55
6	CONCLUSIONES	60
	Referencias	68
	Anexos	73
A	Operaciones	75
A.1	Convolución	75
A.2	Correlación	75
B	Códigos y Scripts	76
B.1	Script para remover respuesta instrumental en C-shell/SAC	76
B.2	Script para calcular el espectrograma, en SAC	76
B.3	Código para calcular el espectro y la frecuencia dominante aplicando taper hanning y la FFT, en Matlab	76
B.4	Función para encontrar la amplitud máxima de un evento, en Matlab	77
B.5	Código para realizar los periodogramas suavizados de Welch, en Matlab	78
B.6	Código para realizar la correlación cruzada, en Matlab	79
B.7	Código para el análisis de polarización, en Matlab	80
C	Reultados Análisis de Polarización	85
D	Eventos con contenido VLP	90
D.1	Familia 1	90
D.2	Eventos sin Familia	99

Lista de Figuras

1.1	Distribución geográfica de los Volcanes en el Ecuador	3
2.1	Propagación de las Ondas S y P.	6
2.2	Propagación de las ondas Rayleigh y Love.	7
2.3	Sismograma que muestra la llegada de las ondas de cuerpo: P y S, seguidas de las ondas superficiales.	7
2.4	Discretización de una onda sinusoidal a una tasa de muestreo fija.	9
2.5	Definición de sistema lineal	12
2.6	Definición de sistema lineal	13
2.7	Función de respuesta del filtro Butterworth con distintos órdenes.	14
2.8	Función de respuesta del filtro Butterworth con distintos órdenes.	14
2.9	La señal de salida (sismograma) es la convolución entre la señal original y la respuesta instrumental.	15
2.10	Señal sísmica registrada el 7 de abril de 2011 a las 7:32. En el lado superior izquierdo se ve la señal cruda y al costado derecho se encuentra su espectro. En el lado inferior izquierdo está la misma señal pero aplicada el taper hanning, así mismo en la parte inferior derecha está su respectivo espectro.	19
2.11	Espectrograma de un evento sísmico ocurrido en el volcán Cotopaxi el 7 de abril de 2011 7:32. La ventana escogida fue de 2 s y el solapamiento de 1 s.	20
2.12	Movimiento de la partícula considerando un medio isotrópico y un medio anisotrópico.	21
2.13	Elipsoide cuyos ejes están a lo largo de las direcciones definidas por \mathbf{v}_1 , \mathbf{v}_2 , \mathbf{v}_3 vectores propios de la matriz de covarianza.	23
2.14	Esquema para resolver la ambigüedad relacionada con el cálculo de los back-azimuths en base a la polarización del primer arribo de una onda sísmica.	24
3.1	Evento volcano-tectónico registrado en el volcán Cotopaxi registrado el 14 de agosto de 2015. En el espectrograma se aprecia que el contenido frecuencial más importante se encuentra entre 5 y 15 Hz.	27
3.2	Evento de largo período ocurrido en el volcán Cotopaxi el 12 de julio de 2014. Se puede ver que la frecuencia dominante se encuentra alrededor de 3 Hz.	27
3.3	Evento ocurrido en el volcán Cotopaxi el 15 de marzo de 2011. Las bajas frecuencias indican que se trata de un evento con contenido de VLP.	28

3.4	Evento de muy largo período registrado el 15 de marzo de 2011 en el volcán Cotopaxi, señal cruda y filtrada.	29
3.5	Señal cruda y filtrada entre 0.02-0.5 Hz del evento registrado el 26-jun-2002 en el volcán Cotopaxi. Datos del trabajo Molina et al. (2008).	30
3.6	Señal cruda y filtrada entre 0.08-0.2 Hz del evento registrado el 14-ene-2009 en el volcán Cotopaxi. Datos del trabajo de Kumagai et al. (2010)	31
3.7	Explosión ocurrida el 14 de agosto de 2015, durante una crisis de activación del volcán Cotopaxi.	33
3.8	Tremor volcánico en el volcán Cotopaxi durante una fase de actividad alta. Se puede apreciar que la duración del tremor es aproximadamente 10 minutos. . .	34
3.9	Evento híbrido en el volcán Cotopaxi registrado el 14 de agosto de 2015, por la estación BREF.	34
3.10	Distribución probabilística del espectro sísmico del ambiente. Se puede ver que el pico ocasionado por la sismicidad oceánica, se encuentra alrededor de 5 y 10 s.	35
4.1	Sismómetro banda ancha CMG-40T	36
4.2	Red de sismómetros banda ancha IGEPN-JICA instalada en el volcán Cotopaxi.	37
4.3	Evento con contenido VLP identificado mediante el software SeisComp 3 ocurrido el 21 de octubre de 2014. En la parte superior se ve el filtro aplicado a la traza, y en la parte inferior se ven los registros en varias estaciones.	38
4.4	Drumplot del evento ocurrido el 3 de junio de 2010, en una ventana de 10 minutos filtrado entre 2-10 segundos (0.1-0.5 Hz). En el recuadro azul constan las trazas filtradas del registro sísmico, en el recuadro rojo se aprecian las trazas sin filtrar, y en el recuadro verde figuran registros de infrasonido.	39
4.5	Formas de onda del evento regional ocurrido el 24 de febrero de 2012 en la frontera Ecuador-Perú, registradas en las estaciones BVC2 y BMOR del volcán Cotopaxi, y BRUN y BPAT del volcán Tungurahua. Las líneas punteadas rojas demarcan los tiempos de arribo del evento a cada una de las estaciones. . . .	41
4.6	Traza cruda y filtrada (entre 0.02-0.5 Hz) del telesismo originado en Indonesia y registrado por la red sísmica del Cotopaxi.	42
4.7	Cálculo del tiempo de viaje que le toma a las diferentes fases de una onda sísmica realizado por la herramienta TauP. En el recuadro azul constan los parámetros utilizados para el cálculo y en el recuadro rojo se ven los nombres de las fases de la onda sísmica y los tiempos que tardan cada una en llegar a la estación BREF.	42
4.8	Registro de la señal y espectro para un evento de muy baja frecuencia obtenido de Dawson et al. (2014). La línea negra en el gráfico derecho muestra el espectro de Fourier suavizado calculado para una ventana de una hora de duración incluyendo los eventos mostrados en la parte izquierda. La línea roja muestra el espectro de amplitud de Fourier suavizado calculado para una ventana de una hora de duración que contiene ruido anterior a los eventos. La línea gris es el espectro de Fourier de la señal y del ruido [19].	43

4.9	Espectro del evento VLP ocurrido el 12 de octubre de 2010 en el volcán Cotopaxi. La línea roja representa al espectro suavizado del ruido, la línea azul es el espectro suavizado de la ventana de una hora que incluye al evento VLP. Las líneas grises son los espectros del ruido y del evento. Se puede ver que la línea azul y roja comienzan a separarse después de 0.2 Hz.	44
4.10	Espectro del evento registrado el 26 de agosto de 2014, en este caso se ve que el espectro suavizado del evento presenta un pico en una frecuencia superior a 1 Hz. También se puede apreciar la presencia del pico espectral correspondiente a la microsismicidad.	44
4.11	Stack de los espectros de todas las estaciones de un evento ocurrido el 7 de abril de 2011 a las 7:32 hrs.	45
4.12	Evento ocurrido el 7 de abril de 2011. Se puede apreciar los segmentos en los cuales ha sido cortada la señal y sus respectivos espectros. En la parte superior de la figura se ve que la porción inicial de la señal se encuentra dentro del recuadro rojo y la continuación de la misma en el recuadro azul.	46
4.13	Análisis espectral del contenido VLP filtrado en distintas bandas de frecuencia (evento ocurrido el 12 de octubre de 2010). Cada color identifica los distintos pasabandas usados para filtrar la señal, la frecuencia inferior se fijó en 0.02 Hz. Así en el lado izquierdo están las trazas filtradas y en el lado derecho están sus respectivos espectros.	47
4.14	Zoom del espectro mostrado en la figura 4.13. Las líneas verticales están posicionadas en el valor correspondiente a una frecuencia superior de corte usada en los filtros, y el color de estas líneas representan los espectros de la señal filtrada en ese rango de frecuencias.	48
4.15	Distribución temporal de las frecuencias dominantes de los componentes VLP de los 33 eventos. Las estrellas azules representan los VLP que pertenecen al grupo A. Las estrellas verdes representan los VLP pertenecientes al grupo B.	48
4.16	Distribución temporal de las amplitudes máximas de los componentes VLP de los 33 eventos. Las estrellas azules representan los VLP del grupo A. Las estrellas verdes representan los VLP del grupo B.	49
4.17	Matriz de correlación cruzada entre los 33 eventos. Las señales fueron filtradas en la banda de frecuencias ente 0.08-0.5 Hz.	50
4.18	En la parte izquierda están los eventos que pertenecen a la familia 1. Derecha, los eventos que no pertenecerían a alguna familia debido a que sus coeficientes de correlación < 0.8 . Todas las trazas están filtradas en la banda de frecuencia 0.08-0.5 Hz.	50
4.19	Análisis de polarización del evento ocurrido el 7 de abril de 2011 mediante el software STK 0.75.	52
5.1	Distribución temporal del número de eventos con contenido VLP identificados entre Junio de 2010 y Octubre de 2014.	53

5.2	Distribución temporal de las frecuencias dominantes de los eventos con contenido VLP.	54
5.3	Señal integrada y filtrada del evento ocurrido el 7 de abril de 2011 7:32 horas, que se registró en las 5 estaciones de la red sísmica del Cotopaxi.	56
5.4	Vectores del movimiento de la partícula proyectados en el plano horizontal.	56
5.5	Cortes N-S y E-W del volcán, en los cuales están proyectados los vectores de polarización.	57
5.6	Vectores del movimiento de la partícula proyectados en el plano horizontal.	58
6.1	Proyecciones superpuestas de los vectores de polarización en el plano horizontal, correspondientes a los 17 eventos que pertenecen a la familia 1. Con las líneas negras sólidas se delimita el área donde se encontrarían la mayoría de los epicentros correspondientes a estos eventos. En triángulo negro ubica el viento del volcán.	61
6.2	Al costado derecho se observan las proyecciones de los vectores de polarización en el plano horizontal, correspondientes al evento ocurrido el 14 de septiembre de 2014 a las 23:55 hrs. El triángulo ubica el viento dentro del cráter del volcán, la estrella roja representa la ubicación estimada para este evento y la estrella amarilla representa la localización aproximada mostrada en la figura. 6.1. En el lado izquierdo se encuentran las formas de onda del componente vertical de este evento, filtradas entre 0.08-0.2 Hz.	62
6.3	En el lado izquierdo, dentro del círculo rojo está la localización de la grieta sub-vertical donde se generaron los sismos entre 2002 y 2004. El triángulo indica la posición del cráter y el cuadrado la posición de la estación VC2. En el costado derecho están las formas de onda del desplazamiento en las 3 componentes registradas en la estación VC2. Las líneas negras representan los sismogramas del desplazamiento observados y las líneas rojas representan las señales sintéticas que obedecerían al modelo de grieta sub-vertical.	63
6.4	En el gráfico del lado izquierdo, el rombo verde ubica el cráter, el círculo blanco representa la localización de la grieta encontrada mediante inversión de onda y la estrella representa la ubicación de la fuente encontrada mediante atenuación de amplitudes. En el lado derecho, representados por las líneas negras se observan los sismogramas de desplazamiento observados y las líneas rojas representan los sismogramas sintéticos que mejor se ajustan al modelo de grieta.	64
6.5	En el lado izquierdo se ve la localización de los epicentros de los eventos más cercanos al volcán obtenidas en la banda de frecuencias 0.2-0.8 Hz. Los triángulos representan las estaciones y el cuadrado el cráter del volcán. En el costado derecho se ven las formas de onda del evento el 18 de octubre de 2009 utilizado para la correlación cruzada (ver capítulo 4 de Metodología). Tales formas de onda corresponden al componente vertical y están filtradas entre 0.08-0.2 Hz.	64

6.6	Ortofoto obtenida con fotografía aérea del avión fotogramétrico Cessna. La estrella roja indica la posición del viento y la estrella verde la posición de la ubicación promedio de la fuente de los eventos VLP de la familia 1.	66
-----	--	----

Lista de Tablas

2.1	Combinación de polaridades de las componentes del arribo de onda.	25
3.1	Eventos VLP en otros volcanes del mundo	32
4.1	Coordenadas de las estaciones de la red sísmica de banda ancha IGEPN-JICA.	37
4.2	Polos y ceros del sensor Güralp 40T.	40
5.1	Azimuths calculados mediante MATLAB y STK para el evento ocurrido el 15 de marzo de 2011 a las 00:00 UTC.	57
6.1	Resultados aproximados de la ubicación de la fuente de los eventos VLP y su posible mecanismo. Comparación entre los eventos de la Familia 1 identificada en este trabajo y los eventos de trabajos anteriores.	65

Resumen

En este trabajo se identificaron 33 eventos sísmicos con componentes de muy largo período (VLP) ocurridos en el volcán Cotopaxi entre el 01 de Junio de 2010 y 31 de Octubre de 2014. Para esto se recurrió al estudio del contenido espectral de las señales, mediante la descomposición en sus frecuencias constitutivas utilizando la transformada de Fourier discreta para realizar el cálculo de sus espectros.

Se reconoció la existencia de una sola familia mediante la correlación cruzada entre los 33 eventos. A esta familia pertenecen 17 de los 33 eventos VLP contabilizados. Los 16 eventos restantes no pudieron ser agrupados en familias debido a que sus amplitudes eran pequeñas y por tanto las señales estaban considerablemente influenciadas por la microsismicidad. Además no se encontró ningún otro patrón de similitud entre dichos eventos .

Posteriormente se integró y filtró cada señal con el fin de realizar la localización de su fuente a través del análisis de polarización de la onda P, aplicando el método de movimiento de partículas (particle motion en inglés). Este método está basado en el cálculo de los vectores de polarización, mediante la solución del problema de valores y vectores propios asociados a la matriz de covarianza generada con los datos de la parte inicial de la señal sísmica.

Finalmente se infiere el posible mecanismo de fuente que genera a los eventos VLP de la familia identificada, mediante la comparación y la correlación cruzada con eventos VLP del volcán Cotopaxi y los estudiados en trabajos anteriores. Dicho mecanismo obedecería al modelo de una grieta ubicada al norte del cráter a una profundidad que oscila entre 2 y 4 km bajo el mismo. Esta grieta habría generado los eventos registrados entre 2006 y 2014 y pertenecería a un resonador diferente al que se activó entre los años 2002 y 2004. Ambos sistemas representarían una zona de llenado de fluidos magmáticos que, dependiendo de su volumen, podrían sugerir una renovación de la actividad volcánica.

Abstract

This work identifies 33 seismic events with very long period (VLP) content that occurred at Cotopaxi volcano between June 1, 2010 and October 31, 2014. In order to do this, it was necessary to study the spectral content of the signals by decomposing them into their constituent frequencies, done using a discrete Fourier transform.

The existence of a single family, containing 17 of the 33 recorded VLP events, was recognized by performing cross-correlations between the 33 events. The remaining 16 events could not be grouped into families due to the small signal amplitudes, having been considerably influenced by microseismicity. No other patterns of similarity were found between these events.

Each signal was then integrated and filtered to locate the source using P wave polarization analysis, specifically the particle motion method. This method calculates the polarization vectors, using eigenvector and eigenvalue solutions associated with the covariance matrix generated using data samples from the onset of the seismic signals.

Finally, the possible source mechanism of the event family was identified through the comparison and cross correlation with those studied in previous works at Cotopaxi volcano. The proposed mechanism would be that of a crack model, located to the north of the crater at a depth between 2 and 4 km. It is proposed that this crack generated the recorded events between 2006 and 2014 and that it is independent of the resonator which was activated between 2002 and 2004. Both systems would represent a region filled with magmatic fluids that, depending on its volume, suggests a possible renewal of volcanic activity.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Las erupciones volcánicas desencadenan una serie de fenómenos físicos, que además de originar distintas situaciones de riesgo para la sociedad, causan gran interés científico. Analizar estos fenómenos es necesario, para poder implementar metodologías de reconocimiento del comportamiento de los volcanes. En particular, el estudio de la sismicidad de una región volcánica, permite obtener información acerca de sus características y niveles de actividad; de tal manera que sea posible entender por ejemplo, los procesos dinámicos que ocurren en el interior de un volcán [30, 38]. Para llevar a cabo un trabajo de análisis es necesario identificar los eventos sísmicos que se registran.

Se ha escogido el estudio de este tipo de señales sísmicas debido a que estas han sido relacionadas con transporte o cambios volumétricos de masas dentro de un volcán [6, 7, 15, 41]. Además estos eventos proporcionan mayor información de la fuente que la que se obtiene únicamente mediante el estudio de eventos con períodos menores a 2 s. Esto se debe a que estos eventos tienen longitudes de onda más grandes, por lo cual resultan menos afectados por fenómenos como la reflexión y refracción de onda en la compleja estructura del volcán [15, 57, 70].

El presente trabajo tiene como objetivo la identificación y estudio de los sismos que presentan muy largos períodos registrados en el volcán Cotopaxi, entre junio de 2010 y octubre de 2014. Para ello se realizará un seguimiento de este tipo de señales mediante la localización de la fuente que las genera, y mediante la comparación con otros trabajos realizados en el mismo volcán en años anteriores.

En el capítulo dos se desarrolla el marco teórico necesario para la sustentación de este trabajo. Este capítulo está distribuido en tres secciones importantes. La primera sección contiene los conceptos principales sobre las ondas sísmicas y su propagación. La segunda sección aborda los fundamentos del análisis de señales utilizados en el estudio espectral de las señales sísmicas. Este aspecto es indispensable para la identificación y caracterización de las mismas. En la tercera sección se expone la teoría del método de polarización de onda, necesario para ejecutar el procedimiento de localización de la fuente que genera los sismos. El capítulo tres plantea la caracterización de los eventos sísmicos que se han registrado en el

volcán Cotopaxi. También incluye una comparación cualitativa entre estudios realizados sobre señales sísmicas de muy largo período en otros volcanes del mundo.

En el capítulo cuatro se explica el procedimiento utilizado para la identificación de sismos de muy largo período registrados en el volcán Cotopaxi. Se describe la metodología empleada para realizar el estudio de estos sismos y la comparación con trabajos anteriores, de tal manera que sea posible inferir alguna conclusión sobre la evolución de estos eventos de ser el caso. También consta la descripción del análisis de polarización para ubicar cualitativamente la fuente de los sismos.

El capítulo cinco presenta los resultados obtenidos en el contenido explicado en el capítulo anterior, así como también una discusión de los mismos.

Finalmente el capítulo seis contiene las conclusiones y comentarios generados a lo largo de la realización de este trabajo. Las conclusiones están enfocadas principalmente en los resultados obtenidos.

A continuación se aborda sobre los aspectos generales del volcán Cotopaxi y la importancia del estudio sísmológico del mismo.

1.1 Generalidades del Volcán Cotopaxi

El volcán Cotopaxi es uno de los volcanes activos más altos del mundo y se encuentra ubicado en la provincia de Latacunga, en la región Interandina del Ecuador (Latitud $0,683^\circ$ Sur; Longitud $78,436^\circ$ Oeste; 5897 msnm). Este volcán posee un casquete glaciar, que aproximadamente tiene un volumen de 0.7 km^3 y cubre un área de 14 km^2 [5].

En los últimos quinientos años se han registrado cinco importantes ciclos eruptivos, ocurridos en los períodos: 1532-1534, 1742-1744, 1766-1768, 1854-1855 y 1877-1880, dentro de los cuales se conoce de 13 erupciones de magnitud considerable. Según los registros históricos del volcán y los estudios volcanológicos y geológicos del mismo, los fenómenos asociados a todas las erupciones fueron: flujos piroclásticos¹, caídas de ceniza y flujos de lava [5].

La última gran erupción se dio en junio de 1877; los flujos piroclásticos en aquella ocasión derretieron una porción de los glaciares del volcán provocando grandes lahares² que devastaron zonas aledañas, viajando por el cauce de los ríos hasta desembocar en el océano Pacífico [5]. La presencia de lahares es un aspecto determinante de la peligrosidad del volcán Cotopaxi, sin olvidar que la caída de ceniza es un factor de riesgo que se debe considerar en la creación de planes de contingencia frente a una posible erupción.

Un fenómeno que acompaña el episodio eruptivo de un volcán es la actividad sísmica. Generalmente, aunque los volcanes permanezcan en períodos de calma, es posible que éstos generen sismos, que son perceptibles únicamente por sismógrafos instalados en los alrededores. Cuando un volcán entra en erupción, su actividad sísmica puede incrementar presentándose desde días a meses antes de un episodio eruptivo. En el caso del volcán Cotopaxi este fenómeno

¹Nubes calientes de gases, ceniza y fragmentos de roca, que descienden por los flancos del volcán con velocidades de hasta más de 100km por hora, con temperaturas por lo general superiores a 100°C .

²Flujos de lodo y escombros.

no ha representado gran peligro, de hecho en pocas ocasiones la población aledaña ha podido advertir este tipo de sucesos.

El trabajo de vigilancia de un volcán incluye varios aspectos, en el caso del Cotopaxi esta labor consiste en la observación, realización de mediciones térmicas, en la monitorización de lahares, gases y fumarolas, deformación volcánica y el estudio de la sismicidad. Este aspecto es de suma importancia en un país volcánico como es el Ecuador, que tiene más de 80 volcanes entre activos y no activos, como se puede apreciar en la Figura 1.1.

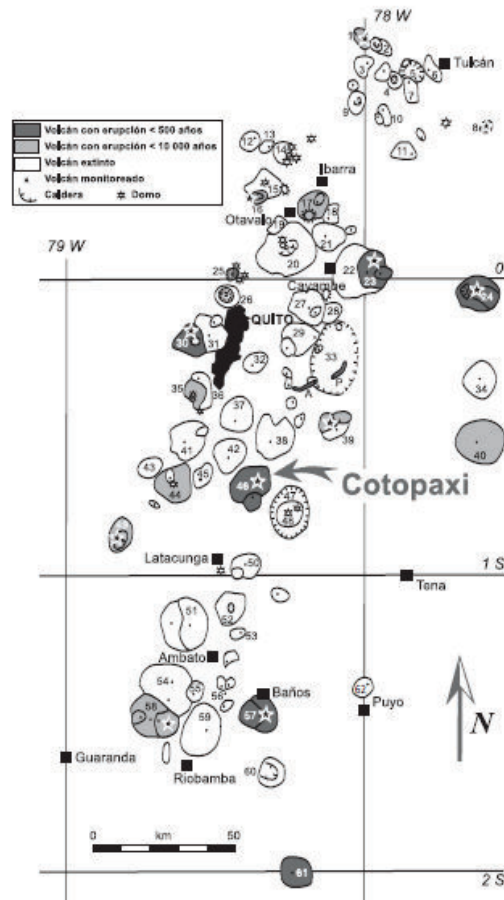


Figura 1.1: Distribución geográfica de los Volcanes en el Ecuador
Fuente: Andrade et al. (2005) [5]

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas elásticas generadas a partir de la perturbación de una zona en la estructura terrestre. Esta perturbación origina el denominado *foco sísmico o hipocentro* mediante un impulso [48], el cual puede ser una dislocación del terreno, una resonancia de una grieta, o un movimiento de fluidos en el interior de un volcán. En una onda sísmica, parte de su energía se propaga a través del cuerpo del medio por el que viaja (interior de la tierra), en forma de *ondas de cuerpo*; la otra parte de la energía viaja muy cerca a la superficie terrestre como *ondas superficiales* [26].

2.1.1 Ondas Sísmicas de Cuerpo

La velocidad de una onda sísmica, depende de los parámetros elásticos del medio por el cual se propaga. En términos generales, la ecuación de movimiento de una onda en un medio continuo está dada por [12, 66]:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (2.1)$$

donde ρ es la densidad del material; u_i representa al desplazamiento de la onda; τ_{ij} es el tensor de estrés; y f_i las fuerzas de cuerpo que dependen de la fuerza de la gravedad f_g , y de la fuerza producida en la fuente f_s . El término de la gravedad es importante cuando se estudian los modos normales de la tierra, cuyas frecuencias son del orden de 10^{-3} Hz [54], por lo tanto al tratar con señales sísmicas con frecuencias más altas se puede decir que este término es casi cero. Además, si se consideran regiones alejadas de la fuente, es decir distancias mayores a la longitud de onda, el término de fuente es despreciable [12, 66]. Por tanto la ecuación de movimiento es:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} \quad (2.2)$$

Si se supone que el medio es isotrópico, el tensor de esfuerzos τ_{ij} se expresa mediante la ley de Hooke de la siguiente manera:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (2.3)$$

donde e_{ij} es el tensor de deformación y caracteriza la variación de la forma y del volumen del medio:

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(\partial_i u_j + \partial_j u_i) \quad (2.4)$$

e_{kk} caracteriza la variación de volumen únicamente, δ_{ij} es la delta de Kronecker y está definida de la siguiente manera:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{cases} \quad (2.5)$$

μ y λ son conocidos como los parámetros de Lamé, y describen las propiedades elásticas del medio. El módulo de corte μ o *rigidez* es una medida de la resistencia de un material a cambiar de forma sin variar su volumen. λ es un parámetro que relaciona al módulo de corte con la incompresibilidad, que es la resistencia del material al cambio de volumen sometido a una variación de presión.

A partir de las ecuaciones 2.2 y 2.3 se obtiene:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.6)$$

En esta expresión se puede ver que en el lado derecho la primera parte es escalar y la segunda es vectorial. El término escalar es un gradiente de desplazamiento $\nabla \cdot \mathbf{u}$ que implica un cambio volumétrico, o sea una compresión o dilatación. El término vectorial es un rotacional del desplazamiento $\nabla \times \mathbf{u}$ que describe un cambio de forma sin variaciones volumétricas.

Tomando la divergencia de la ecuación 2.6 y sabiendo que $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{u}) = 0$ se obtiene:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla \cdot [\nabla (\nabla \cdot \mathbf{u})] \quad (2.7)$$

además usando la igualdad: $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) = \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \nabla^2 \mathbf{u}$, la ecuación 2.6 toma la forma:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla \cdot [\nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) + \nabla^2 \mathbf{u}] \quad (2.8)$$

se obtiene finalmente una solución independiente a la ecuación de onda escalar:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (2.9)$$

De manera análoga, si se aplica el rotacional a la ecuación 2.6 y tomando en cuenta que $\nabla \times (\nabla \mathbf{u}) = 0$, se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = -\frac{\mu}{\rho} \nabla \times [\nabla \times (\nabla \times \mathbf{u})] \quad (2.10)$$

de manera que la solución a la ecuación de onda vectorial es:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.11)$$

Las soluciones 2.9 y 2.11 describen la propagación de dos distintos tipos de ondas de cuerpo: las ondas P o longitudinales, y las ondas S o transversales, respectivamente [12, 23, 66]. El potencial escalar que describe la onda P está dado por: $\phi = \nabla \cdot \mathbf{u}$ y el potencial vectorial que describe la onda S es: $\psi = \nabla \times \mathbf{u}$.

- Ondas Longitudinales (P)

Ese nombre se debe a que el movimiento que causa el cambio volumétrico (compresión y expansión del medio) es paralelo a la dirección de propagación de la onda, por lo cual solamente se polariza longitudinalmente. A estas ondas también se las denomina ondas primarias porque son las primeras en ser detectadas por los sismómetros y su velocidad deriva de la ecuación 2.9 siendo de la forma:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.12)$$

- Ondas Transversales (S)

Estas ondas llevan dicho nombre porque no existe un término longitudinal en la ecuación, sino dos transversales a la dirección de propagación de la onda, lo que hace que el movimiento sea de corte o de cizalla. Son conocidas también como ondas secundarias porque son registradas después de las ondas P, y su velocidad se deriva de la ecuación 2.11 teniendo la forma:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.13)$$

Debido a que cada componente del desplazamiento depende de uno de los términos transversales, hay dos campos de desplazamiento independientes, así una onda S puede tener dos polarizaciones independientes.

Un esquema sobre la propagación de las ondas P y S se muestra en la figura 2.1.

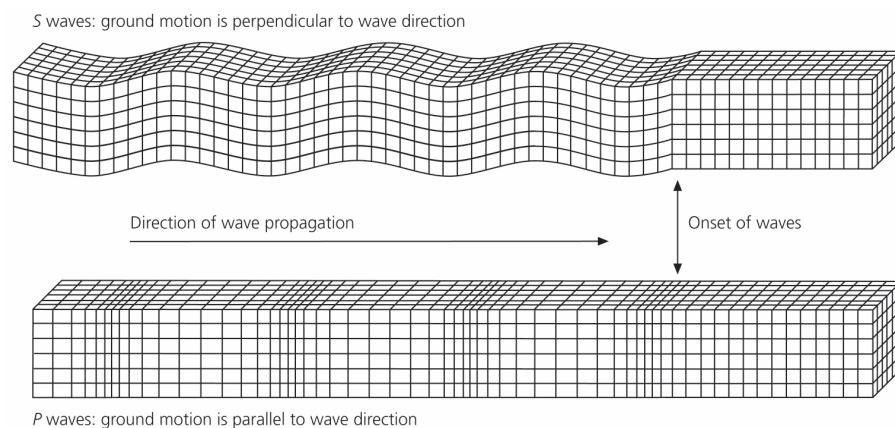


Figura 2.1: Propagación de las Ondas S y P.

Fuente: Stein-Wysession (2003) [66].

2.1.2 Ondas Sísmicas de Superficie

Estas ondas se dividen en dos tipos:

- Ondas Rayleigh (L_R)
Estas ondas son un acoplamiento entre las ondas S y P. Las partículas desplazadas tienen un movimiento elíptico y en sentido antihorario con respecto a la dirección de propagación.
- Ondas Love (L_Q)
El movimiento de estas ondas desplaza las partículas de un lado al otro en un plano horizontal paralelo a la superficie, pero formando un ángulo recto a la dirección de propagación; así el movimiento de onda es horizontal y transverso.

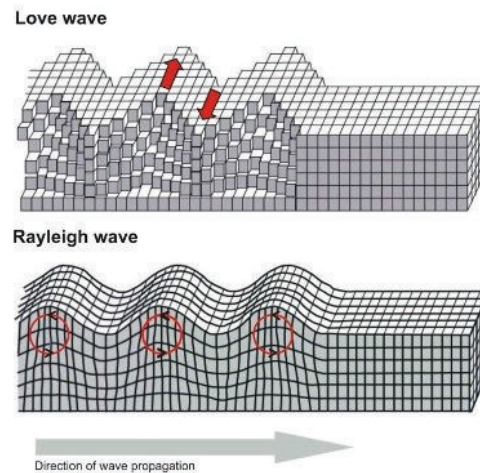


Figura 2.2: Propagación de las ondas Rayleigh y Love.
Fuente: Merck (2010) [51].

Las ondas superficiales se registran después de las ondas S, o sea son más lentas[33, 48, 66]. Los arribos de las ondas de cuerpo y superficiales se pueden apreciar en la figura 2.3.

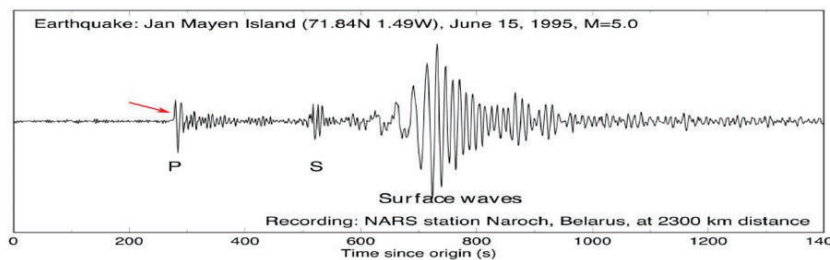


Figura 2.3: Sismograma que muestra la llegada de las ondas de cuerpo: P y S, seguidas de las ondas superficiales.

Fuente: J.R. Kayal [33]

2.2 Análisis de Señales Sísmicas

El conocimiento que actualmente se tiene sobre el comportamiento de la estructura terrestre y específicamente sobre los procesos volcánicos, no se lo ha obtenido mediante observaciones directas (puesto que una incursión dentro de un volcán es prácticamente imposible), sino a través del estudio de datos geofísicos.

Este estudio se concentra en el análisis de señales sísmicas porque mediante el mismo se pueden inferir conclusiones sobre el origen de los procesos físicos que las generan. Las técnicas a las cuales se recurre con el fin de realizar este estudio son denominadas procesamiento de señales o análisis de series temporales [66].

Estas metodologías generalmente se basan en el estudio de sistemas lineales (teoría de filtros), y del espectro de datos muestreados en el tiempo [17]. La teoría detrás de todo esto se fundamenta en el análisis de Fourier, que se realiza en el dominio del tiempo o de la frecuencia [45].

Por ejemplo, se tiene una señal, cuya traza sísmica¹ observada es diferente a la emitida por la fuente, debido a que generalmente se encuentra contaminada por el ruido².

Para poder examinar estos datos se recurre a la aplicación de filtros para eliminar el ruido (y otras interacciones como es la respuesta instrumental) de la señal que debe estar expresada en forma numérica; y además al análisis espectral de la misma.

2.2.1 Señales Continuas y Discretas

Las señales pueden ser clasificadas en señales continuas y discretas. La mayoría de señales que se observan son de naturaleza continua, por ejemplo las señales de imágenes, sísmicas, de radar y señales de sonido. Las señales discretas o digitales, son discretas en espacio y en amplitud. Los sistemas digitales y las computadoras cuantifican la amplitud de las señales continuas mediante un proceso de muestreo. La mayoría de conceptos en procesamiento de señales digitales han sido desarrollados en base a señales discretas en el espacio [46].

Para poder obtener una serie temporal a partir de una señal sísmica continua, ésta debe ser representada por muestras tomadas en un intervalo de tiempo fijo, a este procedimiento se lo conoce como muestreo o discretización. Mientras más pequeño sea el intervalo de muestreo, la reconstrucción de la señal es más precisa porque se obtiene mayor número de puntos que describan a la misma [75, 63, 64].

Si el intervalo de tiempo con el cual la señal es discretizada es Δt , la frecuencia máxima a la cual puede ser reconstruida dicha señal es la frecuencia de Nyquist:

$$f_{Ny} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (2.14)$$

mientras más grande sea Δt , más suave será la serie e implica también una pérdida de altas frecuencias. En consecuencia, una vez que una señal continua es digitalizada, la frecuencia

¹Es la representación de una señal sísmica registrada [75].

²Es cualquier efecto que no está relacionado con la onda sísmica en sí, y tiene diferentes orígenes, como los efectos de sitio, reflexión y refracción en el medio, dispersión y atenuación [63].

más alta que puede ser reconstruida con precisión es la frecuencia de Nyquist [63, 75]. En la figura 2.4 se puede ver el esquema de discretización de una señal continua con un intervalo de tiempo fijo.

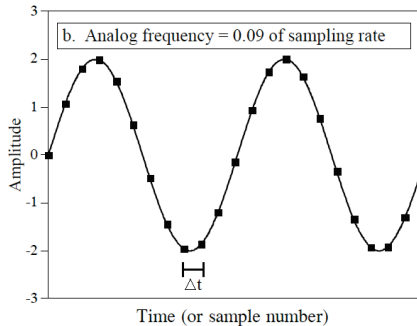


Figura 2.4: Discretización de una onda sinusoidal a una tasa de muestreo fija.

Fuente: Steven W. Smith (1997) [64].

2.2.2 Análisis de Fourier

La forma digital de una traza sísmica es una serie temporal que puede ser descrita mediante *series de Fourier*, que es una suma discreta de un número de sinusoides, cada uno con una única amplitud de pico, frecuencia y un desfase [64, 75].

Las series de Fourier para una función de tiempo arbitraria $f(t)$ definida sobre el intervalo de tiempo $-T/2 < t < T/2$ es [63, 66]:

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) \quad (2.15)$$

donde los coeficientes de Fourier a_n y b_n son:

$$a_n = \frac{2 - \delta_{n0}}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) f(t) dt. \quad (2.16)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \sin\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) f(t) dt. \quad (2.17)$$

con δ_{n0} es la delta de Kronecker.

Si la energía de las señales es finita, las series de Fourier se representan en función de números complejos y de la frecuencia angular ω de la siguiente manera:

$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F_n e^{i\omega_n t} \quad (2.18)$$

con las componentes:

$$F_n = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) e^{-i\omega_n t} dt. \quad (2.19)$$

Ahora de manera más general, las funciones pueden ser representadas como una integral sobre un rango continuo de frecuencias angulares, así la ecuación 2.18 puede ser escrita de la siguiente manera:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.20)$$

con el coeficiente:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (2.21)$$

a esta última ecuación, se la llama la *transformada de Fourier*. Mediante esta transformada es posible analizar o descomponer una señal en función del tiempo, pasándola del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias. Si por el contrario se requiere cambiar del dominio de las frecuencias al del tiempo, se debe utilizar la ecuación 2.20, denominada *transformada inversa de Fourier*.

Propiedades de la Transformada de Fourier

La transformada de Fourier cumple con una serie de propiedades, pero se citarán únicamente las más utilizadas [26, 66], el símbolo \Leftrightarrow denota un par de transformadas:

- Linealidad

Sean $f(t) \Leftrightarrow F(\omega)$ y $g(t) \Leftrightarrow G(\omega)$

$$af(t) + bg(t) \Leftrightarrow aF(\omega) + bG(\omega) \quad (2.22)$$

- Simetría

Si $f(t)$ es real

$$F(-\omega) = F^*(\omega) \quad (2.23)$$

- Desplazamiento en el tiempo

Sea $a > 0$

$$f(t - a) \Leftrightarrow F(\omega) e^{-i\omega a} \quad (2.24)$$

- Derivación

$$\frac{d}{dt} f(t) \Leftrightarrow i\omega F(\omega) \quad (2.25)$$

- Integración

$$\int_{-\infty}^t f(\tau) d\tau \Leftrightarrow \frac{1}{i\omega} F(\omega) \quad (2.26)$$

Cabe recalcar que las propiedades que involucran la definición de convolución entre dos señales son muy importantes en el contexto de filtros [26].

Así como las señales pueden ser continuas o discretas, pueden ser también periódicas o aperiódicas, y dependiendo de estas características, se deberá aplicar distintas herramientas del análisis de Fourier.

Por ejemplo, las series de Fourier se usan cuando se trata con señales continuas y periódicas, mientras que la transformada de Fourier trabaja con señales continuas y aperiódicas. Si se tiene una señal discreta y periódica se hace su análisis mediante la *transformada discreta de Fourier* o *DFT* por sus siglas en inglés. Por otro lado, si se trata de una señal discreta y aperiódica, se utiliza la *transformada de Fourier en tiempo discreto* o *DTFT*.

Como en el procesamiento de señales sísmicas se trabaja con datos que contienen un número finito de muestras, únicamente se podría aplicar la DTFT ó la DFT, pero hay que considerar que para sintetizar una señal aperiódica se necesitaría un número infinito de sinusoides, lo que hace imposible el cálculo de la transformada de Fourier en tiempo discreto para un algoritmo computacional [17, 64]. Esto significa que la herramienta usada en el análisis de señales digitales es la DFT, cuyo principio básico es el análisis de un segmento de datos que se extiende periódicamente [60].

Para una secuencia finita discreta en el tiempo $x[nT]$ cuya longitud es N puntos y T es el intervalo de muestreo, la DFT está definida como [58, 63]:

$$X[k] = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x[nT] e^{-i2\pi kn/N} \quad (2.27)$$

con $k = 0, 1, \dots, N - 1$. La DFT inversa es:

$$\tilde{x}[nT] = \sum_{k=0}^{N-1} X[k] e^{i2\pi kn/N} \quad (2.28)$$

En general, se dice que $\tilde{x}[nT]$ es la extensión periódica de $x[nT]$, y que $x[nT]$ es un solo período de $\tilde{x}[nT]$ [63].

La DFT solamente está definida para frecuencias discretas ω_k , cuya relación con el número de puntos e intervalo de muestreo es:

$$\omega_k = k \frac{2\pi}{TN} \quad \text{con } k = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (2.29)$$

2.2.2.1 Sistemas Lineales

Un sistema lineal es una representación general de un dispositivo (en el sentido físico) o un algoritmo (en el sentido matemático) que actúa sobre alguna señal de entrada para modificarla [63, 66]. Este concepto es ampliamente usado para caracterizar los efectos de factores externos que modifican al sismograma³.

Por ejemplo, se tienen las señales de entrada: $x_1(t)$ y $x_2(t)$, el sistema lineal produce las señales

³Registro del movimiento de la tierra, que incluye el efecto del sismómetro, efectos de la fuente que lo genera, y de la estructura del medio por el cual se propagan las ondas sísmicas [66].

de salida: $y_1(t)$ y $y_2(t)$. Así la señal de entrada combinada y de salida serían

$$Ax_1(t) + Bx_2(t) \quad \text{y} \quad Ay_1(t) + By_2(t)$$

respectivamente. En la figura 2.5 se muestra un diagrama de lo expuesto.

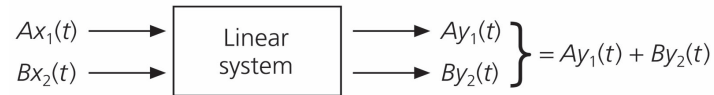


Figura 2.5: Definición de sistema lineal

Fuente: Stein y Wyssession (2003) [66]

Ahora si se aplica una función delta impulsiva (delta de Dirac) al sistema lineal, este presenta una *función de respuesta* $f(t)$. La transformada de Fourier de esta respuesta se llama *función de transferencia*. Mediante esta respuesta al impulso, se puede encontrar la respuesta del sistema a una señal arbitraria.

Visto desde el dominio de las frecuencias, el impulso delta cuya amplitud espectral por definición es 1 produce una transformada de la función de respuesta $F(\omega)$ (función de transferencia). Así una señal arbitraria de entrada $x(t)$ con transformada $X(\omega)$ produciría un espectro resultante del producto de las transformadas [66]:

$$Y(\omega) = X(\omega)F(\omega) \tag{2.30}$$

invirtiendo la transformada se obtiene la función de respuesta:

$$y(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)F(\omega)e^{i\omega t} d\omega \tag{2.31}$$

tomando la transformada inversa para cada uno de los términos: $X(\omega)$ y $F(\omega)$ y desarrollando la última expresión se obtiene:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)f(t - \tau) d\tau \tag{2.32}$$

la cual expresada en términos de convolución (ver Anexo A) es:

$$y(t) = x(t) * f(t) \tag{2.33}$$

así, la función que caracteriza la señal de salida es la convolución entre la función que caracteriza la señal de entrada y la función de respuesta al impulso del instrumento. Esto se puede visualizar en la figura 2.6.

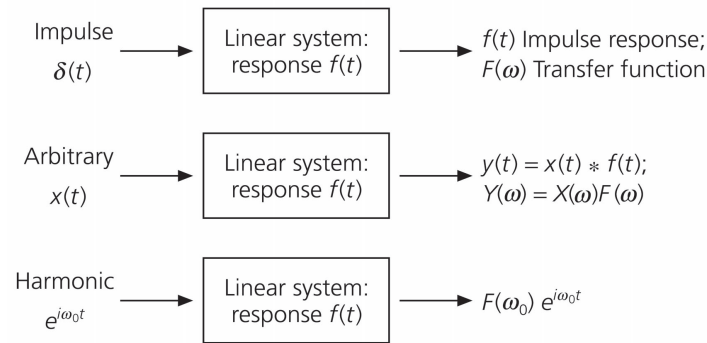


Figura 2.6: Definición de sistema lineal

Fuente: Stein y Wysession (2003) [66]

De manera general, si una señal de entrada $x(t)$ pasa por dos sistemas lineales en sucesión, con funciones de respuesta $f(t)$ y $g(t)$, la señal de salida es la convolución en el dominio del tiempo:

$$y(t) = x(t) * f(t) * g(t) \quad (2.34)$$

o en el dominio de la frecuencia que es el producto de las funciones de transferencia [63, 66]:

$$Y(\omega) = X(\omega)F(\omega)G(\omega) \quad (2.35)$$

2.2.2.2 Filtros

Un filtro es un sistema lineal, en el cual se discrimina algún atributo de la señal entrante, para producir una señal de salida posiblemente diferente [60, 63].

Para ejecutar el filtro, se multiplica punto por punto la función que lo caracteriza por la transformada de Fourier del sismograma y al resultado se le aplica la transformada inversa [66]. El objetivo de aplicar un filtro es resaltar ciertas cualidades de las señales y suprimir otras. Por ejemplo, en el dominio de las frecuencias, la señal de salida de un filtro para una señal armónica, es una señal armónica con la misma frecuencia, pero con diferente amplitud y fase [63].

Para estudiar las señales sísmicas, se usan principalmente 3 filtros que actúan en el dominio de las frecuencias:

- *filtros pasa-altas (high-pass)* a una frecuencia $f1$, cuya respuesta se encuentra por encima de $f1$, lo que significa que remueve las señales bajo esta frecuencia
- *filtros pasa-bajas (low-pass)* a una frecuencia $f2$, cuya respuesta se encuentra por debajo de $f2$, o sea remueve la señal que está por encima de esta frecuencia
- *filtros pasa-bandas (bandpass)* en las frecuencias $f1$ y $f2$, cuya respuesta está en la banda de frecuencias entre $f1$ y $f2$, lo que significa que elimina las frecuencias que son más bajas que $f1$ y aquellas que son más altas que $f2$ [26, 64].

En la figura 2.7 se puede ver una representación esquemática de los filtros explicados.

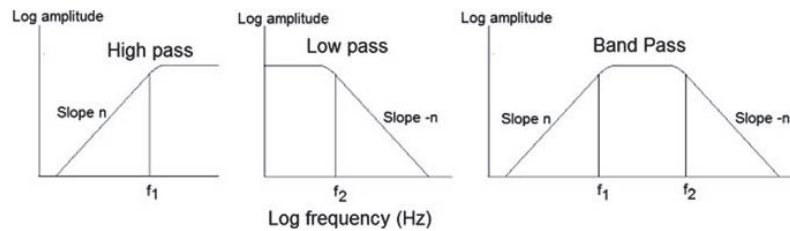


Figura 2.7: Función de respuesta del filtro Butterworth con distintos órdenes.

Fuente: Havskov (2010) [26].

Existen distintos tipos de filtros, pero uno de los más usados es el *filtro Butterworth*, porque tiene una de las respuestas más planas entre las frecuencias de corte⁴. A diferencia de otro tipo de filtros (Chebyshev, elíptico, etc.), estas frecuencias permanecen constantes sin importar el orden del filtro, y la función de respuesta mantiene su forma. La amplitud de la respuesta de un filtro Butterworth pasa-bajas, en el dominio de las frecuencias está dada por [58]:

$$B(\omega) = \frac{1}{\sqrt{1 + (\omega/\omega_0)^{2n}}} \quad (2.36)$$

donde n es el orden del filtro o número de polos que determinan cuan aguda es la forma de la respuesta y ω_0 es la frecuencia de corte [26, 63]. La figura 2.8 representa la respuesta del filtro Butterworth con frecuencias de corte 0.1 y 0.9 Hz, para distintos órdenes (números de polos). Se puede ver que a medida que se aumenta el orden del filtro la respuesta es más plana a frecuencias cercanas a la frecuencia de corte.

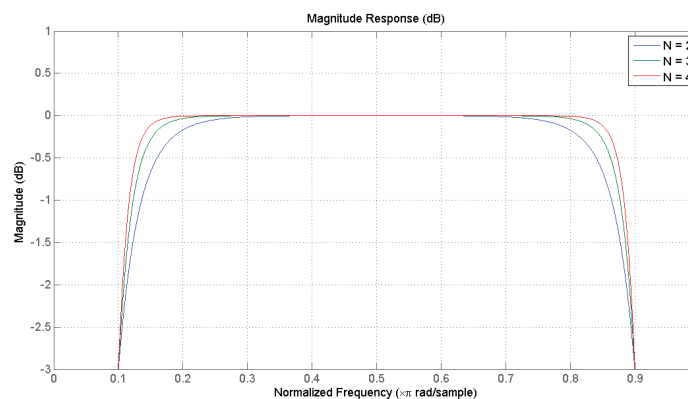


Figura 2.8: Función de respuesta del filtro Butterworth con distintos órdenes.

⁴Frecuencia a la cual la proporción de la señal de entrada/salida tiene una magnitud de 0.707.

2.2.2.3 Respuesta instrumental

Un sismómetro puede ser descrito como un sistema lineal que no varía en el tiempo [63], por tanto el sismograma obtenido $s(t)$ es la convolución entre la función que caracteriza la señal de entrada $a(t)$, y la respuesta al impulso del instrumento $i(t)$ [26].

$$a(t) * i(t) = s(t) \quad (2.37)$$

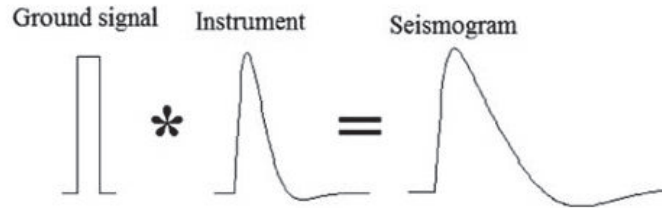


Figura 2.9: La señal de salida (sismograma) es la convolución entre la señal original y la respuesta instrumental.

Fuente: Havskov (2010) [26].

Para poder obtener la señal original $a(t)$, es mejor tener esta última expresión en el dominio de las frecuencias, así [25, 63]:

$$S(\omega) = A(\omega)I(\omega) \quad (2.38)$$

donde $S(\omega)$, $A(\omega)$ y $I(\omega)$ son la función que caracteriza al sismograma, a la señal de entrada y la función de respuesta en el dominio de las frecuencias. De esta manera la señal estaría caracterizada por:

$$A(\omega) = \frac{S(\omega)}{I(\omega)} \quad (2.39)$$

y la función de transferencia del instrumento $I(\omega)$ es [3, 25, 63]:

$$I(\omega) = Gk \frac{\prod_{n=1}^L (i\omega - c_n)}{\prod_{n=1}^N (i\omega - p_n)} \quad (2.40)$$

en esta ecuación c_n son las raíces del numerador y representan los ceros, y p_n los polos de la función de transferencia; k es la constante de normalización, y G es la sensibilidad de la señal de salida en aceleración (porque el sismómetro registra la velocidad del movimiento del terreno) o también conocida como constante de ganancia. Dicha constante relaciona la señal de salida real con la señal de entrada deseada sobre la porción plana de la respuesta en el dominio de las frecuencias [3, 25].

Entonces la función que caracteriza a la señal de entrada en el dominio del tiempo se puede obtener a través de la transformada inversa de Fourier IFFT. En este caso el registro de la

velocidad corregido $v(t)$ se encuentra tomando la parte real de la IFFT de $A(\omega)$ [26, 25]:

$$v(t) = REAL \left(IFFT \frac{S(\omega)}{I(\omega)} \right) \quad (2.41)$$

2.2.2.4 Análisis Espectral

El análisis espectral consiste en el tratamiento de la señal que debe estar en el dominio de las frecuencias. Es necesario este tipo de análisis porque en una zona volcánica se producen muchos tipos de señales que pueden ser reconocidas a través de la descomposición en sus frecuencias constitutivas, mediante la transformada discreta de Fourier (ecuación 2.27) [45]. Para ello se utilizan representaciones en el dominio del tiempo y frecuencia *TFRs* (time-frequency representations) como son los periodogramas o los espectrogramas [29].

Los periodogramas son representaciones en el dominio de las frecuencias utilizadas para identificar estructuras periódicas dentro de una serie temporal (procesos estacionarios); en cambio los espectrogramas son representaciones en el dominio de las frecuencias, y son utilizados para identificar *cambios* en estructuras periódicas de una serie temporal (procesos no estacionarios) [14, 29].

El procedimiento para obtener estas representaciones se realiza a través del cálculo del espectro de las señales mediante la *transformada rápida de Fourier FFT* (Fast Fourier Transform), que es un algoritmo que calcula la DFT [58, 63], reduciendo el número de operaciones aritméticas por un factor de:

$$\frac{N^2}{N \log_2 N}. \quad (2.42)$$

siendo N el número de puntos o de muestras.

Espectros

En general, el espectro de una función temporal está dado por su transformada de Fourier [26] y describe la variación de ciertas cantidades tales como la energía o la amplitud como una función de la frecuencia [17, 45, 66]. En el caso de una función real, la transformada de Fourier tiene una parte real par, y una parte imaginaria impar, así [17, 66]:

$$F(\omega) = |F(\omega)| e^{i\phi(\omega)} \quad (2.43)$$

donde $|F(\omega)|$ es el *espectro de amplitud*, y $\phi(\omega)$ es el *espectro de fase*, ambos forman el *espectro complejo*.

El espectro de amplitud está dado por:

$$|F(\omega)| = [F(\omega) \cdot F^*(\omega)]^{1/2} \quad (2.44)$$

$$|F(\omega)| = [Re^2(F(\omega)) + Im^2(F(\omega))]^{1/2} \quad (2.45)$$

y el espectro de fase es:

$$\phi(\omega) = \arctan \frac{Im(F(\omega))}{Re(F(\omega))} \quad (2.46)$$

Otra forma de analizar series temporales es a través del *periodograma* que es una función usada para identificar los períodos o también frecuencias dominantes de una serie temporal. También es un método que sirve para estimar *densidades espectrales de potencia* que se tratarán más adelante.

Si se tiene una secuencia $x[n]$ con N puntos, el periodograma está definido como:

$$I_N(\omega) = \frac{1}{N} |X(\omega)|^2 \quad (2.47)$$

donde $X(\omega)$ es la DFT de $x[n]$ [14], así:

$$X(\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} x[n] e^{-i\omega nT} \quad (2.48)$$

La transformada inversa del periodograma es la función de autocorrelación:

$$R(n) = \begin{cases} \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} x[n+k] \bar{x}[k] & \text{si } |n| \leq N-1 \\ 0 & \text{si } n > N-1 \text{ ó } n < -(N-1) \end{cases} \quad (2.49)$$

en la autocorrelación si n toma el valor de cero:

$$R(0) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} |y[k]|^2 = \frac{1}{\omega_s} \int_{-\omega_2}^{\omega_2} I_N(\omega) d\omega \quad (2.50)$$

lo que representa la potencia promedio en la secuencia.

Otros conceptos que se manejan dentro del análisis espectral es la *densidad espectral de energía* de una serie temporal $f(t)$, que está definida como: $|F(\omega)|^2$, y describe como la energía de la serie temporal está distribuida con la frecuencia [27]. Estas dos expresiones cumplen con la *relación de Parseval*:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega \quad (2.51)$$

la cual nos indica que la energía total en una transformada, es la misma que en la serie temporal [58, 66].

Este concepto es usado cuando se trata con señales cuya energía es finita, tales como pulsos o señales transientes. Pero si se quiere analizar señales continuas, es conveniente definir la *densidad espectral de potencia (PSD)* por sus siglas en inglés, puesto que una señal periódica tiene energía infinita y una potencia promedio finita [60]; así la PSD es equivalente a la transformada de Fourier de la secuencia de autocorrelación de la serie temporal [11] y describe como la potencia de la serie temporal está distribuida con la frecuencia [27, 60].

La densidad espectral de potencia $S_f(\omega)$ para una serie temporal $f(t)$ está dada por [11, 73]:

$$S_f(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \mathbb{E} \left(\frac{1}{T} \left| \int_{-T/2}^{T/2} f(t) e^{-i\omega t} dt \right|^2 \right) \quad (2.52)$$

donde \mathbb{E} es el valor promedio esperado. El *espectro de potencia* está dado por:

$$P = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)^2 dt \quad (2.53)$$

En conclusión se puede decir que el espectro de potencia es aproximadamente la versión normalizada del cuadrado del espectro de amplitud [26, 66].

Si se considera una señal que es periódica en el tiempo, el cálculo de la FFT muestra su frecuencia dominante y su amplitud, con buena precisión y en un rango de frecuencias confiable; pero si se tiene una señal que no es periódica, su FFT muestra las frecuencias dominantes en rangos más anchos y la amplitud de las frecuencias no es confiable porque el valor de la energía de la señal es más disperso. En consecuencia este fenómeno de *fuga* de las frecuencias, dificulta la identificación del verdadero contenido espectral de la señal [45, 59].

Para corregir este efecto se usan *tapers*, estos consisten en una función suavizante tomando una forma, tal que al inicio y al final de una ventana seleccionada, la porción de señal decae a cero; luego esta ventana se multiplica con el bloque de datos temporales, de modo que obliga a que la señal tienda a ser periódica. Se aplica un factor de ponderación especial para corregir el nivel de la amplitud de la señal de la FFT. Así una función taper minimiza la fuga de frecuencias, y el espectro calculado es más confiable.

Si la transformada discreta de Fourier es de longitud N entonces la función taper o ventana está definida por un vector de números reales w_j donde $j = 0, \dots, N - 1$, de tal manera que se multiplica por la serie temporal x_j antes de aplicar la DFT, así la señal de entrada sería: $x'_j = x_j \cdot w_j$ [27].

Hay varios tipos de ventanas, algunas de ellas son: rectangular, Bartlett, Welch, Hanning, Hamming, Blackman-Harris, entre otras [27, 45, 59, 73]. La función usada en este trabajo fue la ventana **Hanning** porque tiene una *fuga* espectral relativamente baja.

Esta ventana está definida de la siguiente manera [27]:

$$w_j = \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{2\pi \cdot j}{N} \right) \right] \quad (2.54)$$

Estas ventanas tienen simetría, así: $w_j = w_{N-j}$.

En la figura 2.10 se puede ver una señal correspondiente a un evento registrado el 7 de abril de 2011 en el volcán Cotopaxi. En el lado izquierdo superior e inferior se pueden ver las trazas de la señal cruda y la señal con taper hanning, respectivamente. Se nota que la diferencia

tanto en la forma de onda como en las amplitudes de la señal han cambiado radicalmente. De la misma manera los espectros calculados para la señal cruda y con hanning se encuentran en el lado derecho superior e inferior. También se puede apreciar la diferencia sobre todo en las amplitudes del contenido espectral de la señal.

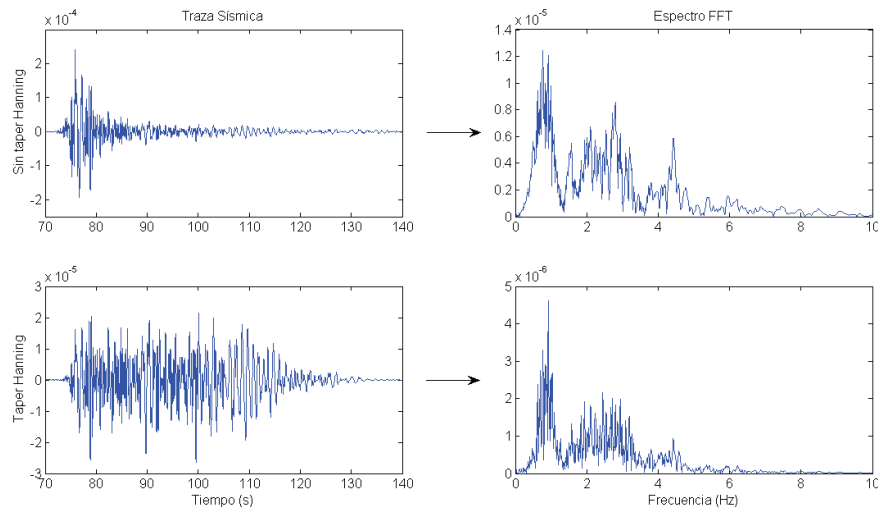


Figura 2.10: Señal sísmica registrada el 7 de abril de 2011 a las 7:32. En el lado superior izquierdo se ve la señal cruda y al costado derecho se encuentra su espectro. En el lado inferior izquierdo está la misma señal pero aplicada el taper hanning, así mismo en la parte inferior derecha está su respectivo espectro.

Una de las desventajas de la función ventana es que al inicio y al final de cada una de ellas, la señal es atenuada en el cálculo del espectro, por lo cual es necesario hacer promedios de las ventanas mediante el solapamiento de las mismas.

Existen varios métodos basados en este principio, pero únicamente se va a tratar dos de ellos, el *periodograma de Welch* y el método de *multitaper*.

El **periodograma de Welch** consiste en dividir la serie temporal en segmentos que se superponen, calculando un periodograma de cada segmento y luego promediando las densidades espectrales estimadas [27, 71].

El **método Multitaper** usa un número determinado de periodogramas y luego los promedia para producir el estimado de la densidad espectral multitaper [11, 73].

Si bien el método multitaper y el periodograma de Welch reducen la variabilidad del periodograma mediante el promedio de los estimados no correlacionados de la densidad espectral, la forma en como producen estos estimado de la PSD es diferente. El método de multitaper usa la señal entera en cada periodograma, en cambio el método de Welch usa segmentos de la señal en cada periodograma modificado.

Espectrograma

Otra herramienta muy utilizada en el análisis de espectros es el espectrograma. Esto es una representación gráfica que permite observar la evolución temporal del contenido de frecuencias

de una señal [29]. Generalmente está representado en un plano en el cual las frecuencias se encuentran en el eje de las ordenadas y el tiempo en el eje de las abscisas, en una tercera dimensión se indica la amplitud de una frecuencia a un tiempo determinado y está representada por la intensidad o por colores en cada punto de la imagen [45].

El espectrograma es la concatenación de la densidad espectral de potencia de los datos en pequeñas ventanas con un solapamiento definido, el cual incluso podría ser cero. La superposición hace posible calcular estimados espectrales con una resolución temporal deseada. El cambio de la longitud de la ventana limita la resolución del tiempo del espectrograma, de tal manera que mientras más grande es la longitud de la ventana escogida, mayor será la resolución espectral y menor la resolución temporal [11, 29, 73].

La figura 2.11 muestra el espectrograma del evento sísmico ocurrido el 7 de abril de 2011. Se puede apreciar el contenido frecuencial a través del tiempo, y la amplitud del mismo la cual está definida por una escala de colores.

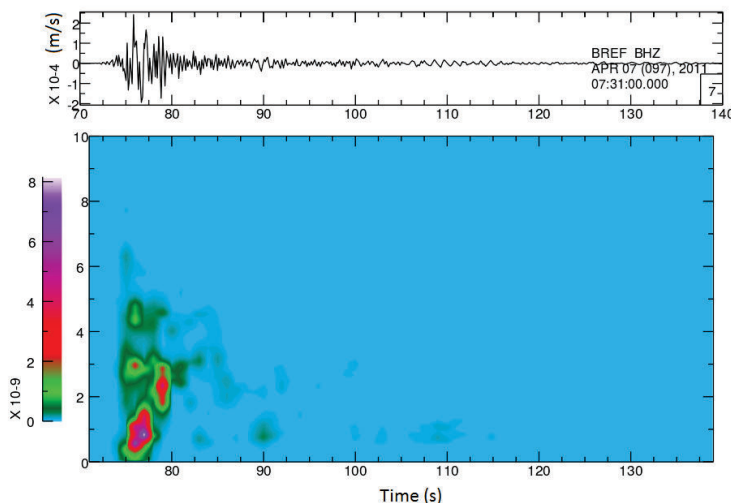


Figura 2.11: Espectrograma de un evento sísmico ocurrido en el volcán Cotopaxi el 7 de abril de 2011 7:32. La ventana escogida fue de 2 s y el solapamiento de 1 s.

2.3 Método de Polarización de Onda P

Este método es utilizado para distinguir los diferentes modos de vibración de las ondas, por ejemplo identificar las ondas superficiales y de cuerpo. Además, también es usado para estimar la localización de la fuente que genera las ondas sísmicas [32, 62], uno de los objetivos planteados en este trabajo.

Como se vio en la sección 2.1 de Ondas Sísmicas, una señal está compuesta de varios tipos de ondas que tienen distintas características. Un ejemplo de ello son las ondas P y las ondas S que tienen diferentes modos de polarización.

En el caso ideal, o sea en un medio homogéneo e isotrópico, una onda P se polariza longitudi-

nalmente y una onda S se polariza en un plano perpendicular a la dirección de propagación. En cambio en el caso real, es decir en un medio anisotrópico, el gráfico de la trayectoria del movimiento de la partícula se aproxima a una elipse cuyo eje más grande es paralelo a la dirección de la propagación de la onda [49, 65, 77]. En la figura 2.12 se puede apreciar el movimiento de la partícula considerando ambos medios: isotrópico y anisotrópico.

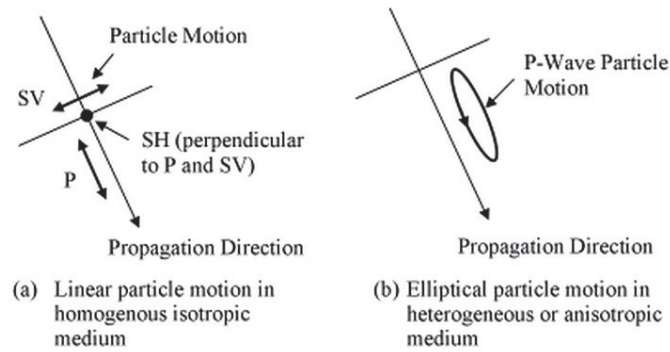


Figura 2.12: Movimiento de la partícula considerando un medio isotrópico y un medio anisotrópico.

Fuente: Songcheng (2008) [65]

Las ondas superficiales, las cuales tienen mayores frecuencias, a menudo contienen modos de propagación que interfieren mutuamente y llegan simultáneamente desde diferentes direcciones, por lo cual su polarización es elíptica o simplemente no pueden ser polarizados [21]. Es por esto que para el análisis de polarización se usan los primeros ciclos del arribo de la onda y se filtran para obtener bajas frecuencias solamente.

En el modelo de polarización de onda, la cantidad física que se considera para el análisis, es el vector desplazamiento de la partícula en un punto del espacio dado. Los datos usados son los registros de sensores sísmicos de tres componentes: dos componentes horizontales (norte-sur, este-oeste) y una componente vertical [4].

La parametrización del modelo empleado está fundamentada en la elipticidad y el ángulo de orientación de la elipse de polarización, estos parámetros describen las propiedades de polarización de la forma de onda [4] y en base a ellos calcula el coeficiente de *rectilinearidad*. Dicho coeficiente indica cuán rectilíneo es el movimiento de la partícula en una dirección específica [21].

2.3.1 Fundamento Teórico

El análisis de polarización de onda se realiza en el dominio del tiempo y el cálculo de la rectilinearidad se hace sobre una ventana con determinado número de muestras N [21, 32, 49]. Se estima la polarización de onda en cada ventana. Se asume que el movimiento de la partícula está puramente polarizado en cada banda de frecuencias sobre la duración de la ventana.

Una construcción de la rectilinearidad del movimiento de la partícula sobre una ventana de tiempo dada es la forma cuadrática de la matriz de covarianza para ese número de muestras.

Dicha figura cuadrática es semidefinida positiva y su forma y orientación corresponden a un elipsoide, el cual se ajusta de la mejor manera posible a los puntos de datos [21, 32].

La polarización dentro de una ventana de tiempo se estima de la siguiente manera:

sea la matriz de datos de una señal en una ventana: $\mathbf{X} = [x_{ij}]$ con $i = 1, \dots, N$ y $j = 1, 2, 3$, donde x_{ij} es la i -ésima muestra de componente j , y N es el número de muestras.

La matriz de covarianza S para cada ventana de datos se evalúa así [32, 49, 62]:

$$\mathbf{S}_{jk} = \frac{\mathbf{X}\mathbf{X}^T}{N} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{ij}x_{ik} \right] \quad (2.55)$$

donde \mathbf{X}^T es la matriz transpuesta de \mathbf{X} .

Como se tienen tres componentes del registro sísmico, la matriz de covarianza para cada estación es de dimensiones 3×3 , real y simétrica, tiene valores propios positivos, y sus vectores propios son los ejes principales del elipsoide que forma el movimiento de la partícula [21, 32, 49]. De tal manera que los elementos de la diagonal de la matriz son auto-varianzas y lo demás son varianzas cruzadas de las tres componentes del movimiento.

El sistema de coordenadas que se usa en este trabajo es cartesiano con x , y , z correspondiente a E (este), N (norte) y Z (vertical hacia arriba) respectivamente. Por tanto la notación usada es: $Z = 1$, $N = 2$, $E = 3$, de tal manera que la matriz de covarianza tiene la forma [21, 32]:

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_{ZZ} & S_{ZN} & S_{ZE} \\ S_{NZ} & S_{NN} & S_{NE} \\ S_{EZ} & S_{EN} & S_{EE} \end{bmatrix} \quad (2.56)$$

Los tres vectores propios ($\mathbf{u}_1 \mathbf{u}_2 \mathbf{u}_3$) y sus valores propios asociados ($\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3$) satisfacen la ecuación:

$$(\mathbf{S} - \lambda^2 \mathbf{I})\mathbf{u} = \mathbf{0} \quad (2.57)$$

donde \mathbf{I} es la matriz de identidad, y $\mathbf{0}$ es un vector de ceros [21, 49].

Los ejes principales del elipsoide de polarización están dados por: $\lambda_j \mathbf{u}_j$ con $j = 1, 2, 3$. Los vectores propios son las orientaciones de los ejes (perpendiculares entre si) y los valores propios indican la amplitud de los mismos.

Generalmente los valores propios se ordenan así $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$, tal que el vector propio u_1 asociado con el valor propio más grande λ_1 apunta en la dirección de polarización principal, o sea, es el eje más grande del elipsoide [21, 32, 49].

La figura 2.13 es un elipsoide de polarización, definido por los vectores y valores propios de la matriz de covarianza. Los ejes del mismo se encuentran a lo largo de la varianza máxima y mínima de los datos. La dirección en la cual los datos varían más está definida por \mathbf{v}_1 , es decir el primer vector propio. \mathbf{v}_2 es la dirección de la máxima variación de los datos entre aquellas direcciones que son ortogonales a \mathbf{v}_1 . El vector propio \mathbf{v}_3 es la dirección de máxima varianza de los datos entre las direcciones que son ortogonales a \mathbf{v}_1 y \mathbf{v}_2 .

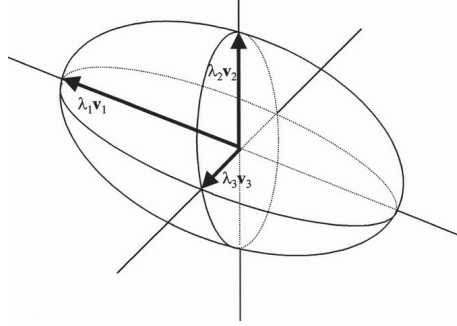


Figura 2.13: Elipsoide cuyos ejes están a lo largo de las direcciones definidas por \mathbf{v}_1 , \mathbf{v}_2 , \mathbf{v}_3 vectores propios de la matriz de covarianza.

Fuente: Wiegell et al. (2000) [72].

Si al resolver el problema de valores y vectores propios se encuentra que uno de los valores propios es igual a cero, significa que el movimiento de la partícula es netamente elíptico. Por otro lado si el resultado muestra que existen dos valores propios iguales a cero, significa que la polarización es puramente rectilínea [32].

Es importante seleccionar ventanas de tiempo pequeñas y filtrar la señal en anchos de banda estrechos con el fin de evitar el promedio entre más fases de onda, sin embargo una ventana de tiempo grande y un ancho de banda más amplio permite estimados de polarización más estables [49].

Una vez estimados los ejes de la elipsoide se puede proceder a calcular los parámetros que caracterizan el movimiento, como es la rectilinearidad y la planaridad, los cuales están dados por:

$$Rectilinearidad = 1 - \frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1} \quad (2.58)$$

$$Planaridad = 1 - \frac{2\lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_2} \quad (2.59)$$

Ahora se calculan los ángulos que caracterizan la polarización de la onda P, como son el azimuth y el ángulo de incidencia.

El azimuth es al ángulo que forma el movimiento de la partícula en el plano horizontal (plano perpendicular a la coordenada Z), y es medido desde la dirección norte. El ángulo de incidencia es aquel que se mide desde la componente vertical (coordenada Z).

El azimuth se estima en base a la orientación horizontal del movimiento rectilíneo dado por el vector u_1 :

$$Azimuth = \arctan\left(\frac{u_{31}}{u_{21}}\right) \quad (2.60)$$

donde u_{j1} con $j = 1, 2, 3$, son los tres cosenos directores del vector propio \mathbf{u}_1 [32, 49].

Para determinar la posición de la fuente se debe considerar que el azimuth calculado es el ángulo que forma la polarización de la onda, la cual parte desde la fuente hacia la estación donde es registrada; por tanto si se desea proyectar el camino inverso recorrido por la onda, o sea desde la estación hacia la fuente, se determina el *back-azimuth*. El back azimuth está

definido como:

$$\text{back azimuth} = \begin{cases} \text{azimuth} + 180^\circ & \text{si } \text{azimuth} < 180^\circ \\ \text{azimuth} - 180^\circ & \text{si } \text{azimuth} > 180^\circ \end{cases} \quad (2.61)$$

Es necesario notar la polaridad del primer impulso registrado de la onda P, en el caso de las componentes horizontales (N-S y E-O), si el registro de la señal muestra un arribo de onda positivo, representa un movimiento hacia el norte y el este, en cambio un arribo negativo corresponde a un movimiento hacia el sur y el oeste, respectivamente [13, 26].

Sin embargo se presenta una ambigüedad con respecto al sentido que tiene el azimuth (o en su defecto el back azimuth). En este punto es muy importante considerar el primer movimiento de la onda P en los registros de la componente vertical. Se debe verificar, si el arribo es un pulso hacia arriba o hacia abajo.

Si es hacia arriba (+) significa que corresponde a un movimiento dirigido hacia afuera del hipocentro, llamado también movimiento de compresión; en cambio si el arribo es hacia abajo (-), el movimiento se dirige hacia el hipocentro [13, 26, 32]. Un ejemplo de como tratar con esta ambigüedad relacionada con el cálculo de los azimuths o back-azimuths se ve en la figura 2.14.

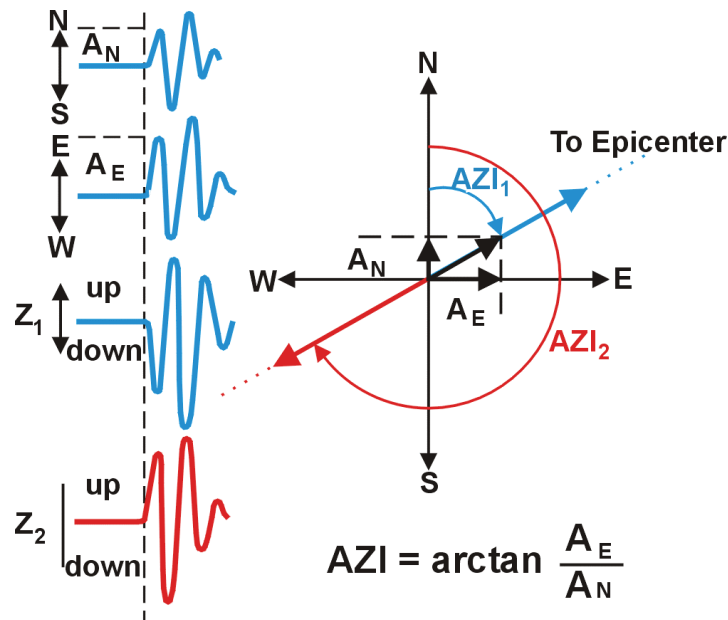


Figura 2.14: Esquema para resolver la ambigüedad relacionada con el cálculo de los back-azimuths en base a la polarización del primer arribo de una onda sísmica.

Fuente: NMSOP, IS 11.1.

En resumen, dependiendo del caso se debe sumar o no 180° para obtener el back azimuth, la combinación de las polaridades que tienen las componentes del arribo de la onda se resumen en la tabla 2.1.

Z	+	-	+	-	+	-	+	-
N	+	+	-	-	-	-	+	+
E	+	+	+	+	-	-	-	-
Add	180	0	0	180	0	180	180	0

Tabla 2.1: *Combinación de polaridades de las componentes del arribo de onda.*

Fuente: Havskov (2010) [26]

El ángulo de incidencia se obtiene a partir del coseno director de la componente vertical del vector propio \mathbf{u}_1 , así [32]:

$$Incidencia = \arccos |u_{11}| \quad (2.62)$$

CAPÍTULO 3

CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES VOLCANO-SÍSMICAS

Los eventos sísmicos producidos por un volcán están clasificados con base a la forma de su señal, su contenido frecuencial y mecanismo de su fuente.

Es necesario identificar y caracterizar los eventos sísmicos registrados en un ambiente volcánico para poder estudiar los fenómenos espacio-temporales que se observan, y así obtener información sobre la sismicidad de dicha región.

A continuación se presenta una clasificación del tipo de eventos volcánicos que han ocurrido en el volcán Cotopaxi.

3.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT)

Son conocidos también como eventos de alta frecuencia (HF por sus siglas en inglés *high frequency*) pues tienen un contenido frecuencial¹ mayor a 5 Hz [30, 70], y frecuencias dominantes² entre 5 y 15 Hz [24].

Generalmente el arribo de la onda P es impulsivo y se puede distinguir el arribo de la onda S. Estos eventos se generan a diferentes profundidades y son causados por desplazamientos o dislocación de fracturas. [24, 30, 50, 70].

En la figura 3.1 se puede ver la traza de un evento volcano-tectónico ocurrido en el volcán Cotopaxi durante su reactivación en el mes de agosto de 2015. También consta el espectrograma calculado de la señal. Este evento fue registrado por la estación sísmica de banda ancha BREF.

¹Componentes en el dominio de la frecuencia [60].

²Es la frecuencia de la señal con la mayor amplitud [74].

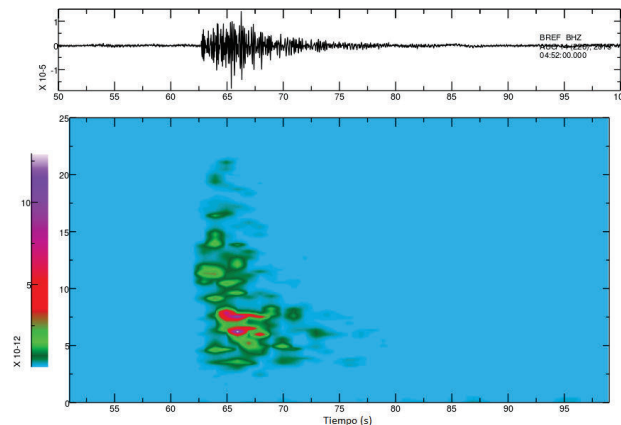


Figura 3.1: Evento volcano-tectónico registrado en el volcán Cotopaxi registrado el 14 de agosto de 2015. En el espectrograma se aprecia que el contenido frecuencial más importante se encuentra entre 5 y 15 Hz.

3.2 Eventos de Largo Período (LP)

Los denominados eventos LP, o eventos de baja frecuencia (LF por sus siglas en inglés *low frequency*) suelen tener una duración desde unos pocos segundos hasta varios minutos [50, 70]. Tienen contenido frecuencial importante entre 0.5 y 5 Hz. Sin embargo hay señales LP cuyo inicio presenta frecuencias más altas [15]. Estos generalmente no presentan arribos de ondas S, sino un comienzo de onda P emergente, de tal forma que no se puede distinguir fácilmente el momento exacto de su llegada. Muchas señales de largo período están caracterizadas por oscilaciones que decaen en el tiempo. Las oscilaciones en la firma de estos eventos pueden ser interpretadas como procesos de resonancia de una grieta llena de fluido, excitada por una perturbación de presión [30, 38, 50, 70]. En la figura 3.2 se observa un evento LP típico registrado por la estación BREF del volcán Cotopaxi.

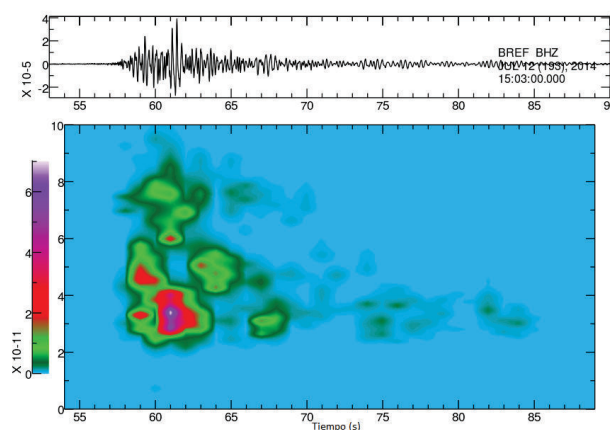


Figura 3.2: Evento de largo período ocurrido en el volcán Cotopaxi el 12 de julio de 2014. Se puede ver que la frecuencia dominante se encuentra alrededor de 3 Hz.

3.2.1 Eventos de Muy Largo Período (VLP)

Estos eventos VLP (por sus siglas en inglés *very long period*) son también conocidos como eventos de muy baja frecuencia. Se caracterizan principalmente porque presentan contenido frecuencial importante en un rango de 0.01-0.5 Hz (períodos entre 2 y 100 segundos) [15]. Se puede observar un evento ocurrido en el volcán Cotopaxi en la figura 3.3.

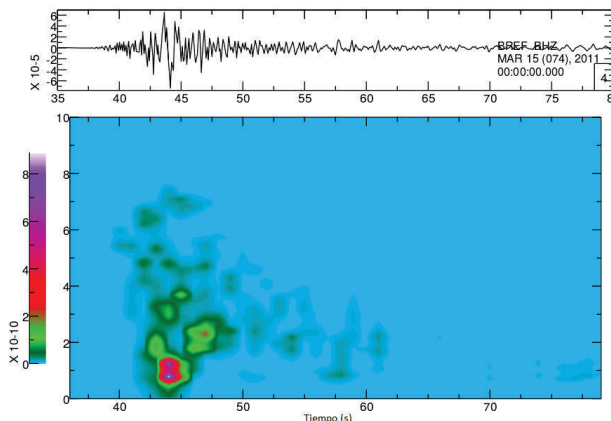


Figura 3.3: Evento ocurrido en el volcán Cotopaxi el 15 de marzo de 2011. Las bajas frecuencias indican que se trata de un evento con contenido de VLP.

Si bien la frecuencia dominante es mayor que 0.5 Hz, la existencia de contenido frecuencial por debajo de esta frecuencia indica que se trata de un evento con señales VLP.

3.2.1.1 Características

Como se dijo anteriormente, un evento de muy largo período presenta contenido frecuencial entre 0.01 y 0.5 Hz. Sin embargo, otros autores reconocen que las señales pueden tener frecuencias menores a 10^{-2} Hz (período >100 s) [16].

La identificación de estas señales se logra a través de filtros aplicados en dichas bandas de frecuencias. En este caso se considera que un evento contiene señales VLP, si al filtrarlo, la señal de baja frecuencia presenta una amplitud en el orden de 10^{-6} m/s o más (comunicación personal Hiroyuki Kumagai).

Las señales VLP están asociadas con longitudes de onda muy grandes, que van desde las decenas hasta los cientos de kilómetros [16]. Dado que:

$$v = f\lambda \quad (3.1)$$

la longitud de onda λ , es inversamente proporcional a la frecuencia f y directamente proporcional la velocidad v . La velocidad de una onda sísmica depende del tipo de onda, de las características del medio y de la profundidad en la que se propaga la misma. En general la velocidad promedio de una onda P en la corteza superior de la tierra (0-20 km de profundidad) oscila entre 5.7 y 6.4 km/s [9]. Aunque generalmente en un edificio volcánico la velocidad

es menor. En distintos trabajos se proponen modelos de velocidades para distintos volcanes andesíticos en el mundo, por ejemplo:

- volcán Tungurahua (Ecuador) velocidad de onda P: 2.3 km/s [52]
- volcán Popocatépetl (México) velocidad de onda P: 4.1 km/s [42]
- volcán Soufrière Hills (Montserrat) velocidad de onda P: 3 km/s [56]

Suponiendo que para una onda su velocidad está en un rango de 2.3 y 6.4 km/s, y sus frecuencias entre 0.01 y 0.5 Hz. La longitud de onda de una señal VLP tomaría valores entre 4.6 y 640 km. En el caso de los eventos VLP ocurridos en el volcán Cotopaxi, las frecuencias no son tan bajas, sino están alrededor de 0.3 y 0.5 Hz (ver capítulo 4), por lo cual la longitud de onda de tales eventos oscilaría entre 4.6 y 19.2 Km. Por tal motivo las señales sísmicas de baja frecuencia sufren poca distorsión de camino, lo que permite un análisis de señales más fácil que el de aquellas de período corto [15, 57, 70].

La mayoría de señales VLP están caracterizadas por un arribo de onda impulsivo. Esta característica puede ser generada por procesos de perturbación de presión transitoria, causada por movimientos de masa y/o cambios volumétricos en el interior del volcán [38, 70].

Algunos VLP muestran oscilaciones sostenidas o armónicas que decaen con el tiempo; dicho fenómeno puede ser generado por la resonancia de una grieta llena o parcialmente llena de fluido, excitado por un cambio de presión [38].

La forma de onda provee una información importante, por ejemplo la característica de compresión-dilatación corresponde a una secuencia de inflación-deflación de la fuente, respectivamente; aunque en algunos casos puede ser una deflación-inflación, dependiendo de la posición de la estación con respecto a la fuente [6, 7, 16, 41, 40, 57].

En la Figura 3.4 se puede observar el mismo evento presentado en la figura 3.3. En la parte superior se muestra la señal cruda y en la parte inferior la señal VLP. Para poder apreciar estas bajas frecuencias se aplicó un filtro Butterworth pasabandas con dos polos entre 0.02 y 0.5 Hz.

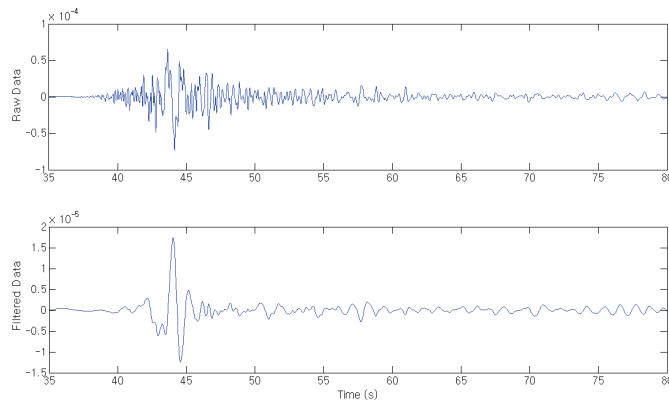


Figura 3.4: Evento de muy largo período registrado el 15 de marzo de 2011 en el volcán Cotopaxi, señal cruda y filtrada.

3.2.1.2 Trabajos anteriores realizados sobre las señales con contenido VLP en el volcán Cotopaxi

En el año 2002, se registra una actividad VLP importante en el Cotopaxi. El análisis sismológico de dicha actividad se encuentra desarrollado en el trabajo de Molina et al. (2008), en el cual se identifican eventos con contenido de largo período y de muy largo período entre el 24 de junio y el 3 de julio de 2002.

Para el reconocimiento de estas señales se filtraron los sismogramas de velocidad del componente vertical usando un pasa bandas entre 0.2-1 Hz. Estas señales en su mayoría tienen una forma de onda impulsiva en el tiempo de arribo del evento, el mismo que es seguido por oscilaciones no armónicas, como el evento que se muestra en la figura 3.5.

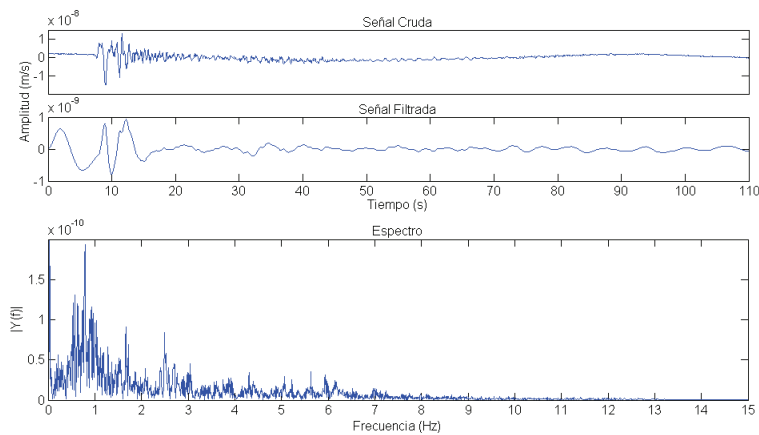


Figura 3.5: Señal cruda y filtrada entre 0.02-0.5 Hz del evento registrado el 26-jun-2002 en el volcán Cotopaxi. Datos del trabajo Molina et al. (2008).

El análisis de las señales efectuado por Molina et al. (2008), muestra que dicho arribo impulsivo está caracterizado por un pico espectral que se encuentra alrededor de los 0.5 Hz, y las oscilaciones tienen picos espectrales entre 1-2 Hz. También utilizó métodos matemáticos de inversión y análisis de polarización, lo cual sugiere que probablemente la generación de los eventos VLP se debe a cambios volumétricos de una grieta sub-vertical, cuya inclinación está definida por $\theta = 70^\circ$ y $\phi = 170^\circ$, donde θ es el ángulo medido desde el componente vertical y ϕ es el ángulo medido en sentido antihorario desde el Este. Esta grieta se localizaría bajo el flanco nor-este del volcán, a una profundidad de 3-4 km bajo la cumbre.

Según Molina et al. (2008), una liberación de gases con pequeñas partículas de magma puede haber ocurrido debido a la presurización causada por el crecimiento de burbujas en el techo solidificado del reservorio de magma. Una vez que el estrés debido a la presurización alcanza la resistencia de cizalla del techo del reservorio se produce una fractura frágil en dicho techo, por lo cual la presión dentro del magma disminuyó en respuesta a la liberación del gas cargado de partículas dentro de dicha fractura. La caída de presión en el magma podría recuperarse debido al crecimiento de pequeñas burbujas contenidas en el mismo.

En resumen, Molina et al. (2008) interpreta los eventos VLP como la resonancia de un fluido

en una grieta abierta sobre el techo solidificado de un reservorio de magma. Dicha grieta experimentó cambios volumétricos debido a la liberación de gases y partículas desde el reservorio hacia la misma, lo que condujo a la caída y recuperación de presión debido al escape y crecimiento de burbujas de gas desde el reservorio.

Otro trabajo fue realizado por Kumagai et al. (2010), en el cual se identifica un evento de muy largo período el 14 de enero de 2009, mediante la aplicación del filtro pasa-bandas entre 0.08-0.2 Hz (5 y 12.5 s). Este evento presenta una señal VLP impulsiva al inicio y está acompañada por señales LP, que tienen picos espectrales entre 1 y 15 Hz. Como se puede ver en la figura 3.6, la forma de onda muestra una pequeña inflación, seguida por una compresión grande, y posteriormente una reinflación.

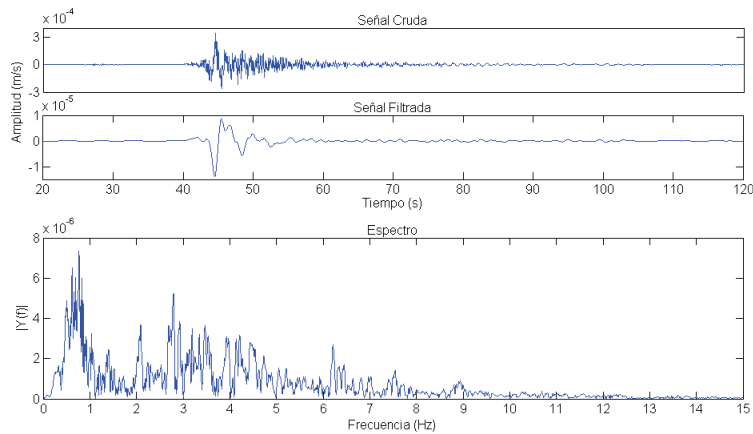


Figura 3.6: Señal cruda y filtrada entre 0.08-0.2 Hz del evento registrado el 14-ene-2009 en el volcán Cotopaxi. Datos del trabajo de Kumagai et al. (2010)

La localización de este evento se calcula utilizando dos métodos matemáticos, el denominado inversión de onda (aplicado a la parte VLP) y el de atenuación de amplitudes (aplicado a la parte LP). El resultado encontrado usando la inversión de onda sugiere que la fuente sería una grieta con una inclinación de $\theta = 30^\circ$ y $\phi = 300^\circ$, localizada a 0.73 km al este, 0.39 km al sur y 2 km por debajo de la cumbre del volcán. Estas coordenadas se ubican aproximadamente en el flanco este del volcán. Por otro lado el resultado encontrado usando las amplitudes del evento muestra que la fuente se encontraría situada alrededor de 1km hacia el norte de la ubicación encontrada mediante inversión de onda y a 2 km bajo la cumbre [40].

Un tercer trabajo fue realizado por Márquez (2010). En este se encontró eventos VLP entre los años 2006 y 2010 que fueron identificados mediante la aplicación de un filtro Butterworth pasa-bandas entre 0.02-0.5 Hz. Se definió una única familia a la cual pertenecen la mayoría de eventos, los mismos que tienen una forma de onda caracterizada por un arribo impulsivo seguido de oscilaciones con frecuencias entre 0.2 y 0.5 Hz. En el citado trabajo se menciona que la mayoría de eventos se generan también en el flanco este del volcán y además se encuentran a

aproximadamente 3 km bajo la cumbre, estos resultados fueron obtenidos a través del análisis de polarización [55].

3.2.1.3 Señales VLP en otros volcanes del mundo

En esta sección se presenta una tabla, en la cual están resumidos los resultados de algunos trabajos hechos sobre eventos VLP en distintos volcanes del mundo. La columna *Filtro* especifica en qué banda de períodos/frecuencias se aplicó el filtro, para poder identificar las señales VLP. La columna *Picos* contiene información acerca de los períodos/frecuencias dominantes de las señales.

Tabla 3.1: Eventos VLP en otros volcanes del mundo

Volcán	Filtro	Picos	Características	Autor
Miyake Island, Japón	lowpass: 0.3 Hz		Arribo impulsivo, inflación escalonada seguida de una deflación lenta. Proceso repetitivo no destructivo.	Kumagai et al. (2001) [41]
Hachijo Island, Japón	bandpass: 6-13 s (0.08-0.17 Hz)	7.3 y 11.4s (0.14 y 0.09 Hz)	Arribo impulsivo, oscilaciones armónicas que decaen debido a cambios volumétricos en una grieta vertical.	Kumagai et al. (2003) [39]
Stromboli, Italia	bandpass: 2-5 s (0.2-0.5 Hz)	entre 2-5 s (0.2-0.5 Hz)	Señales VLP dentro del tremor, posiblemente generados por vibraciones del conducto volcánico.	De Lauro et al. (2005) [20]
Popocatepetl, México	bandpass: 25-100 s (0.01-0.04 Hz)	28 s (0.036 Hz)	Forma de onda asociada con explosiones <i>estrombolianas</i> . Proceso repetitivo no destructivo.	Arciniega et al. (1999) [6]
Popocatepetl, México	bandpass: 15-100 s (0.01-0.06 Hz)	30 s y <15 s (0.03 Hz y <0.06 Hz)	Tres tipos de LP acompañados por señales VLP que pueden tener arribos impulsivos o emergentes. Procesos repetitivos no destructivos.	Arciniega et al. (2008) [7]
Mount Erebus, Antártica		20.7, 11.3 y 7.8 s (0.048, 0.088 y 0.13 Hz)	Sistema de conductos que aislan cúmulos de gas. Sistema magmático superficial. Procesos repetitivo no destructivo. Forma de onda asociada con con explosiones <i>estrombolianas</i> .	Aster et al. (2003) [10]
Merapi, Indonesia	bandpass: 1-30 s (0.03-1 Hz)	6 y 7 s (0.16 y 0.14 Hz)	El mecanismo de fuente involucra desgasificación del magma ascendente en el conducto y domo. La similitud de formas de onda no persistió durante períodos mayores a varias semanas, lo que sugiere que el sistema de vías usadas por el flujo interno de gases fue modificado, sellado o destruido.	Hidayat et al. (2003) [28]
Miyake-jima, Japón	lowpass: 0.8 Hz	2.5 y 5 s (0.4 y 0.2 Hz)	Las formas de onda presentan un arribo impulsivo seguido por una oscilación monótona. La parte impulsiva y la parte oscilatoria de la señal obedecen a distintas fuentes.	Kobayashi et al. (2009) [36]
Mount St. Helens, U.S.	bandpass: 8-40 s (0.025-0.125 Hz)	15-25 s (0.04-0.06 Hz)	VLPs pueden ser producidos por cambios de volumen inerciales en conductos llenos de fluidos.	Waite et al. (2008) [68]
Fuego, Guatemala		(1) 44 s (0.022 Hz), (2) 35 s (0.028 Hz), (3) <30 s (>0.03 Hz)	(1) obedecen a explosiones de larga duración, infrasonido leve, gran contenido de ceniza. (2) obedecen a explosiones de corta duración, mayor infrasonido, gran contenido de ceniza. (3) se producen con explosiones débiles, y bajo contenido de ceniza.	Waite et al. (2013) [69]

Existen señales VLP cuya forma de onda se caracteriza por una compresión inicial, seguida de una dilatación de amplitud más grande, y luego seguida por otra compresión de amplitud similar a la dilatación anterior. A estos eventos se los asocia con explosiones *estrombolianas*, una de las características mencionadas en la tabla anterior [6, 10].

3.3 Explosiones

Son señales que acompañan a una erupción explosiva. Parte de la energía de este evento viaja a través de la tierra como onda sísmica, y otra parte viaja por la superficie terrestre y a través del aire como onda acústica. El sismograma a veces registra la fase perteneciente a la onda que viaja por el aire, la cual es denominada onda aérea [24, 30, 52, 67]. Si se dispone de un sensor de infrasonido se puede detectar también la onda acústica. Un ejemplo de una señal de explosión se puede ver en la figura 3.7, ocurrida también en el volcán Cotopaxi. En ella se puede ver que las frecuencias mayoritariamente se encuentran entre 0 y 10 Hz, pero alcanzan valores hasta 20 Hz.

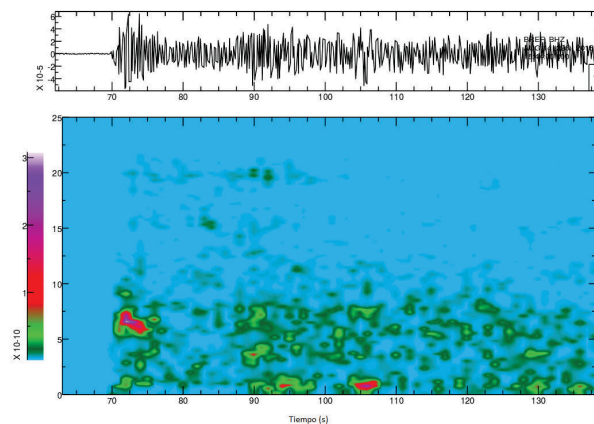


Figura 3.7: Explosión ocurrida el 14 de agosto de 2015, durante una crisis de activación del volcán Cotopaxi.

3.4 Tremor Volcánico

Son señales cuya principal característica es poseer una amplitud casi constante durante un largo período de tiempo, desde minutos a días. Las frecuencias dominantes del tremor se encuentran entre 1 y 5 Hz. Hay dos tipos de tremores volcánicos: los tremores armónicos y los disarmónicos (espasmódicos). [24, 30, 52].

- **Tremor armónico** se caracteriza por su contenido de baja frecuencia (similar a un evento LP), sus amplitudes varían muy poco y a veces contiene frecuencias fundamentales con algunos sobretonos.
- **Tremor espasmódico** contiene frecuencias más altas que el tremor armónico, su amplitud es variable y tiene picos espectrales irregulares.

En la figura 3.8 se ve un ejemplo de un tremor generado en el volcán Cotopaxi. El contenido frecuencial se encuentra por debajo de los 10 Hz, y por la poca variación de la amplitud de la señal se podría catalogar a este como un tremor armónico.

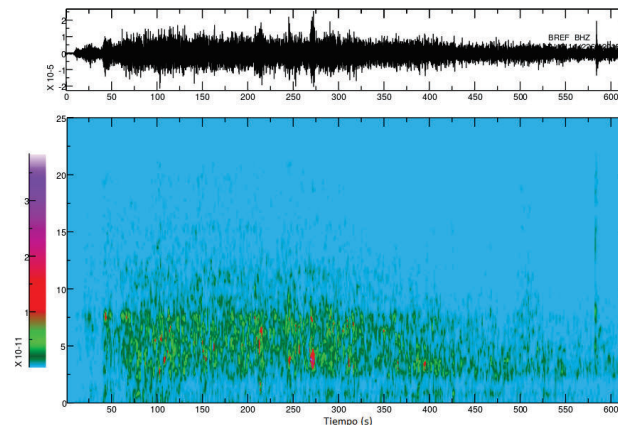


Figura 3.8: Tremor volcánico en el volcán Cotopaxi durante una fase de actividad alta. Se puede apreciar que la duración del tremor es aproximadamente 10 minutos.

3.5 Eventos Híbridos

Son señales sísmicas que comparten características tanto de los eventos VT como de los LP [24, 70]. Su comienzo está caracterizado por frecuencias altas y se pueden distinguir las ondas P y S. La continuación de la señal es muy similar en forma y en contenido frecuencial que un LP [30, 24]. Estas características podrían ser originadas por una combinación de mecanismos de fuente [18, 70]. En la figura 3.9 se puede observar un evento híbrido ocurrido en el volcán Cotopaxi durante su reactivación en el mes de agosto de 2015.

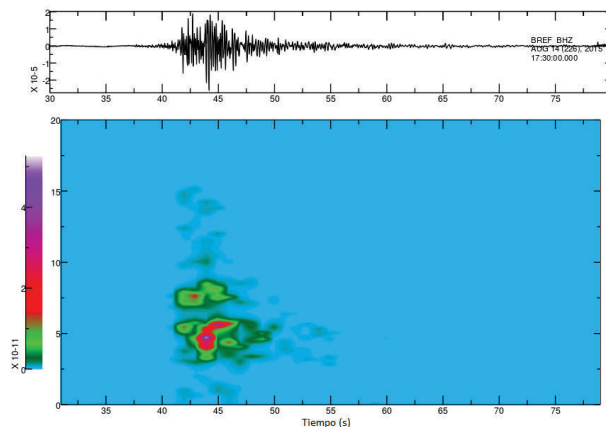


Figura 3.9: Evento híbrido en el volcán Cotopaxi registrado el 14 de agosto de 2015, por la estación BREF.

3.6 Microsismicidad

Las señales sísmicas de baja frecuencia (por debajo de 1 Hz) se ven afectadas por la presencia del ruido sísmico o microsismicidad. Los microsismos son pequeñas oscilaciones de la Tierra.

Parte del ruido microsísmico tiene origen local, esto se refiere a aquel generado por el tráfico vehicular, lluvias, viento, etc. Otra parte corresponde a eventos naturales, como las oscilaciones libres de la Tierra, terremotos lejanos, pero su principal causa se debe a la actividad oceánica, como la acción de un oleaje en la costa, o la interferencia de las olas de mar sobre las aguas profundas. Estos movimientos son detectables tierra adentro en los registros sísmicos, y se observa que presentan una amplitud baja y bajas frecuencias también [8, 34, 47, 48].

Usualmente los microsismos se identifican en 3 bandas de períodos. Aquellos que tienen períodos más largos que 30 s (0.03 Hz), y se deben a las oscilaciones libres de la Tierra. Los que se encuentran en una banda de 12 a 20 s (0.05-0.08 Hz), conocidos también como microsismos primarios, tienen picos que principalmente están centrados alrededor de 15 s (0.06 Hz). Y los que se encuentran en una banda de 3 a 10 s (0.1-0.3 Hz), llamados microsismos secundarios [8, 35, 47].

Los microsismos oceánicos ocurren en la banda de frecuencias de 0.1-1 Hz (1-10 s), y están dominados usualmente por ondas de período entre lo 5-7 s (0.14-0.2 Hz), por lo que se puede decir que son microsismos secundarios [34]. La figura 3.10 muestra la distribución probabilística del espectro de energía de la microsismicidad. El la sismicidad ambiental de baja energía tiene dos fuentes principales: la actividad humana (períodos cortos) y las olas marinas (períodos más largos).

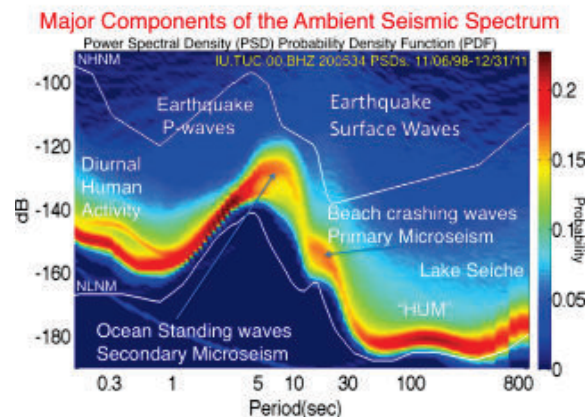


Figura 3.10: Distribución probabilística del espectro sísmico del ambiente. Se puede ver que el pico ocasionado por la sismicidad oceánica, se encuentra alrededor de 5 y 10 s.

Fuente: Tomado de la página de la USGS y realizado por Daniel McNamara[1].

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA

4.1 Red de Monitoreo

Tradicionalmente el estudio sismológico de los volcanes se realizaba con base a los datos obtenidos por los sismómetros de período corto, cuyas frecuencias de resonancia son bajas (período natural corto). Así su respuesta en velocidad es plana entre 1-50 Hz [25]. Estas características de los sismómetros de período corto representaban una limitación en el análisis de los eventos volcánicos [16]. Actualmente se usan los sismómetros de banda ancha, que registran señales con períodos menores a 0.1 s, y también mayores a 10 s [48].

El Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional realiza un importante trabajo de vigilancia del volcán Cotopaxi que cubre varios aspectos del estudio del mismo, por ejemplo se realiza monitoreo de deformación del volcán, monitoreo de lahares, monitoreo de gases y fumarolas, monitoreo sísmico.



Figura 4.1: Sismómetro banda ancha CMG-40T

Fuente: CMG-40T Operator's Guide [3]

La red de monitoreo sísmico se compone de estaciones de período corto y de banda ancha. Las estaciones de banda ancha fueron instaladas en el año 2006 en un convenio de cooperación con el Gobierno del Japón a través de la agencia JICA (Japan International Cooperation Agency).

Cada una de estas estaciones están compuestas de un sismómetro Güralp modelo: CMG-T40-0052 0.02-60 segundos, 2x400 V/m/s, esto significa que su respuesta de velocidad es plana

entre el rango de 0.02-60 segundos (0.016-50 Hz), y su sensibilidad¹ es de aproximadamente 800 V/m/s; además de un sensor de infrasonido de baja frecuencia ACO TYPE7144/4144: 0.01–10 segundos (0.1-100 Hz) [31, 3].

El sismómetro consiste de tres sensores que pueden medir simultáneamente los tres componentes del movimiento de la tierra: norte-sur, este-oeste y vertical, y la señal de salida representa la velocidad.

Las señales sísmicas y de infrasonido son digitalizadas por un equipo de adquisición marca Geotech Smart24D cuyo rango dinámico² está por encima de 138 dB y posee un intervalo de muestreo de 50 muestras por segundo. Los datos son transmitidos a la central de datos en Quito mediante un sistema de telemetría digital usando una red de área local Wireless de 2.4 GHz [31, 3].

Existen 5 estaciones de banda ancha instaladas en los flancos del volcán Cotopaxi pertenecientes al proyecto JICA-IGEPN. En la tabla 4.1 se encuentran especificadas las coordenadas de la localización de cada estación, y en la figura 4.2 se observa un mapa la disposición de las mismas.

Nombre	Código	Longitud	Latitud	Altitud (m)
Morurco	BMOR	-78.45910	-0.72502	4337
Nasa	BNAS	-78.48751	-0.67480	3919
Refugio	BREF	-78.44082	-0.66365	4859
Tambo	BTAM	-78.39913	-0.67849	4292
VC2	BVC2	-78.41417	-0.66102	4408

Tabla 4.1: Coordenadas de las estaciones de la red sísmica de banda ancha IGEPN-JICA.

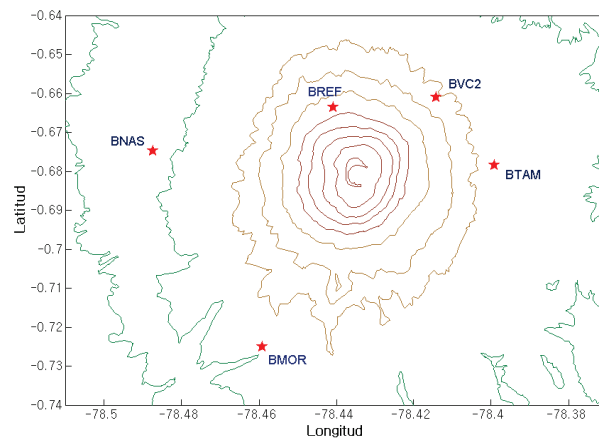


Figura 4.2: Red de sismómetros banda ancha IGEPN-JICA instalada en el volcán Cotopaxi.

¹Mínima magnitud de la señal de entrada requerida que producirá una señal de salida detectable.

²Rango entre las señales más débiles y más fuertes que puede registrar un instrumento sin distorsión. Se mide por la densidad de energía de una señal[48].

4.2 Selección de Eventos

Para la selección de datos se utilizó el catálogo generado por el sistema SeisComP 3, que está implementado en el Instituto Geofísico. El SeisComP 3 es un software utilizado para la adquisición, procesamiento, distribución y análisis de datos sísmológicos en tiempo real. Este software fue desarrollado entre 2006 y 2008 dentro del proyecto GITEWS (German Indonesian Tsunami Early Warning System).

En la base de datos que proporciona este software se encuentra información detallada sobre cada evento registrado por la red sísmica instalada a nivel nacional, como por ejemplo el tiempo y lugar en el que ocurrió un sismo o la forma de onda de los eventos. También permite la aplicación de filtros directamente sobre las trazas, lo que hace de este software un medio muy versátil para identificar eventos con contenido VLP.

Debido a que el sistema SeisComP 3 estuvo disponible a partir del año 2013, se pre-seleccionaron a los eventos volcánicos ocurridos en el Cotopaxi entre dicho año hasta el 2014. Se filtraron estos eventos con un filtro tipo butterworth pasabandas de 0.02-0.5 Hz y mediante la observación de estas señales se consideraron aquellos eventos cuyo contenido frecuencial era notable como el que se puede apreciar en la figura 4.3.

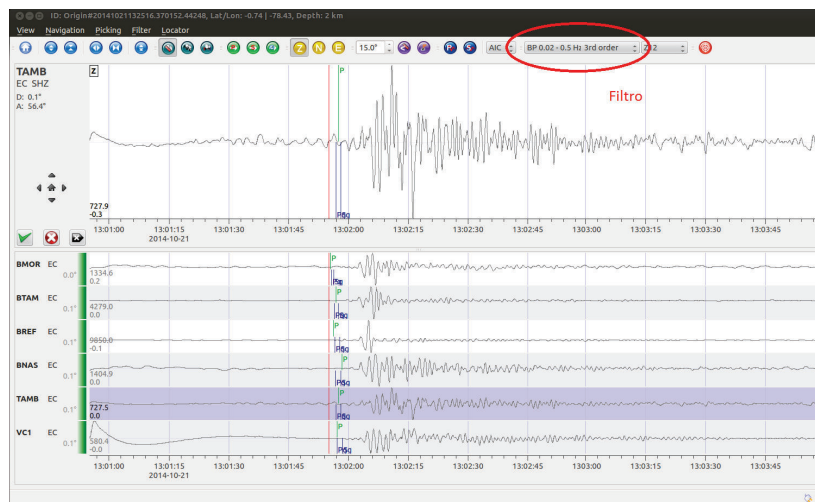


Figura 4.3: Evento con contenido VLP identificado mediante el software SeisComP 3 ocurrido el 21 de octubre de 2014. En la parte superior se ve el filtro aplicado a la traza, y en la parte inferior se ven los registros en varias estaciones.

Para el período comprendido entre junio de 2010 y 2012 fue necesario recurrir a la búsqueda de eventos mediante la inspección de drumplots³. Generalmente en los drumplots se visualiza el registro sísmico en ventanas de 24 horas, pero los usados para la identificación de eventos son generados en ventanas de 10 minutos y filtrados en las siguientes bandas:

³Gráfico del registro sísmico continuo generado en un sistema de procesamiento en los ordenadores JANA1 y JANA 2 localizados en las instalaciones del IG.

Polo 1	$-7,401592 \text{ e} - 2 + \text{i}7,401592 \text{ e} - 2$
Polo 2	$-7,401592 \text{ e} - 2 - \text{i}7,401592 \text{ e} - 2$
Polo 3	$-1,005310 \text{ e} + 3 + \text{i}0,0$
Polo 4	$-5,026548 \text{ e} + 2 + \text{i}0,0$
Polo 5	$-1,130973 \text{ e} + 3 + \text{i}0,0$
Cero 1	$0,0 + \text{i}0,0$
Cero 2	$0,0 + \text{i}0,0$
Constante	$5,715077 \text{ e} + 8$

Tabla 4.2: *Polos y ceros del sensor Güralp 40T.*

Después de la corrección para la respuesta instrumental, se calculó el espectro de estas señales de modo que se pudiera visualizar si el contenido de baja frecuencia es considerable, según los parámetros mencionados en la sección de caracterización de eventos VLP, es decir que las amplitudes de las señales entre 0.02 y 0.5 Hz estuvieran en el orden de 10^{-6} m/s. También se calculó los espectrogramas para observar la evolución temporal del contenido frecuencial de los eventos.

4.2.1 Exclusión de Sismos Regionales y Lejanos

Debido a que las señales de largo período de los sismos lejanos pueden ser registradas por los sismómetros de banda ancha, y a veces se los puede confundir fácilmente con eventos de baja frecuencia [44], fue necesario comprobar que los eventos seleccionados mediante la inspección de drumplots y a través del catálogo de LPs, es decir aquellos entre 2010 y 2012, no fueran sismos regionales⁴ ó eventos *telesísmicos*⁵. Para dicha tarea se recurrió a:

- verificar que los sismos existieran en el catálogo de eventos regionales elaborado por el Instituto Geofísico, ó
- constatar que los sismos no se registraran en las redes de los volcanes Cotopaxi y Tungurahua a la vez

Por ejemplo el 24 de febrero de 2012 un evento fue registrado por la red sísmica instalada en el volcán Cotopaxi, el mismo que tenía contenido en la banda de frecuencias entre 0.02-0.5 Hz. Se verificó que el evento había sido registrado también por los sismómetros del volcán Tungurahua al observar los drumplots correspondientes.

Examinando los tiempos de arribo de la señal, se determinó que las ondas sísmicas se registraron en la red del volcán Tungurahua antes que en la del Cotopaxi. Con base a esta información se concluye que no es un evento VLP de este volcán. Se trataba de un sismo regional de magnitud 4.9 ocurrido a las 2:56:46 UTC en la frontera entre Ecuador y Perú.

En la figura 4.5 se puede apreciar la diferencia de los tiempos de arribo (menos de 10 segundos) de las ondas sísmicas entre las estaciones BVC2 y BMOR (Cotopaxi), y BRUN y BPAT (Tungurahua).

⁴Sismo cuyo epicentro se encuentra a gran distancia del sensor que lo ha registrado.

⁵Sismo registrado a una distancia mayor a 1000 km de la fuente (definición según la USGS).

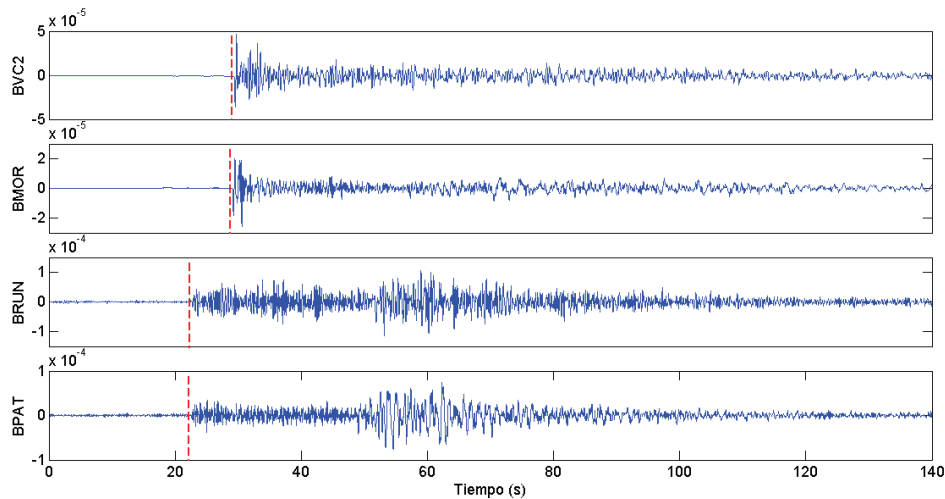


Figura 4.5: Formas de onda del evento regional ocurrido el 24 de febrero de 2012 en la frontera Ecuador-Perú, registradas en las estaciones BVC2 y BMOR del volcán Cotopaxi, y BRUN y BPAT del volcán Tungurahua. Las líneas punteadas rojas demarcan los tiempos de arribo del evento a cada una de las estaciones.

También hay eventos de bajas frecuencias que no constan en el catálogo de sismos regionales, posiblemente porque se trata de sismos lejanos o telesismos. Para comprobar esto se puede acudir a la página de la USGS [2], la cual contiene una base de datos de los sismos ocurridos en los últimos años a nivel mundial. En dicho archivo se buscaron eventos ocurridos en un intervalo de tiempo anterior al momento en el que el sismo es registrado por la red del Cotopaxi.

Una vez identificados los eventos lejanos que posiblemente corresponden al sismo registrado en el territorio ecuatoriano, es necesario calcular el tiempo que se tarda la onda al viajar desde el lugar donde se originó hasta la red sísmica, a través de una herramienta llamada TauP que calcula el tiempo aproximado de viaje de las ondas sísmicas mediante modelos de velocidades. En este caso, el tiempo de viaje de las ondas se calcularon a partir de la profundidad del origen el sismo, y la distancia entre la fuente y la estación de registro.

Comparando esos tiempos con los tiempos de arribo que se registran en nuestras estaciones se puede discriminar a esos eventos que no son del volcán Cotopaxi pero que presentan bajas frecuencias.

Un ejemplo es un sismo registrado el 29 de septiembre de 2010 a las 17:30:50 UTC. Este contenía muy bajas frecuencias cuyas amplitudes estaban alrededor de $7 * 10^{-5}$ m/s, como se puede ver en la figura 4.6. En la parte superior se muestra la traza cruda del evento en la estación de banda ancha BREF de la red sísmica del Cotopaxi, y en la parte inferior la señal filtrada. El filtro aplicado fue un Butterworth en el rango de frecuencias de 0.02-0.5 Hz.

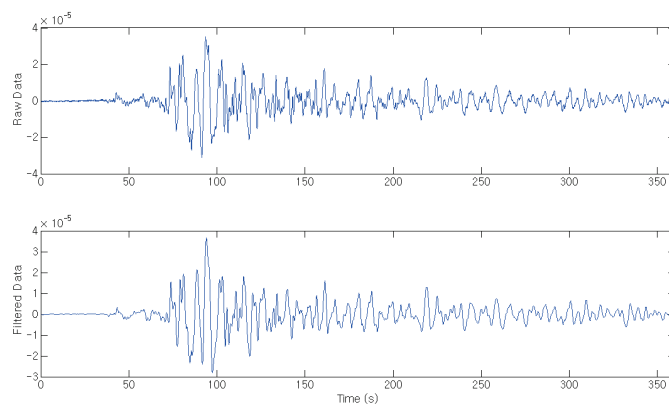


Figura 4.6: Traza cruda y filtrada (entre 0.02-0.5 Hz) del telesismo originado en Indonesia y registrado por la red sísmica del Cotopaxi.

En el sistema de archivos de la página de la USGS se buscó un evento ocurrido al menos media hora antes de lo que se registró en la red sísmica del Cotopaxi. Se identificó un posible candidato, un terremoto de magnitud 7.0 en escala Richter, ocurrido el 29 de septiembre de 2010 a las 17:11:25 UTC, a una profundidad de 26 km en la costa sur de Papua, Indonesia. En la figura 4.7 se muestran los valores de tiempo que les tomaría a las fases de la onda llegar a la estación BREF. Se ve que la onda más rápida tardaría 1033 segundos (17.2 minutos aproximadamente) y la onda más lenta 1909 segundos (31.8 minutos). Puesto que en realidad la onda se registró en la red sísmica del Cotopaxi 19.4 minutos después de ocurrido el sismo, se puede decir que efectivamente se trata de este evento, mas no de un VLP.

```

arias@arias-SF311-SF411-SF511:~$ taup_time -h 26 -km 16388.8651
Model: iasp91
Distance Depth Phase Travel Ray Param Takeoff Incident Purist Purist
(deg) (km) Name Time (s) p (s/deg) (deg) (deg) Distance Name
-----
147.39 26.0 Pdiff 1032.86 4.439 15.10 13.39 147.39 = Pdiff
147.39 26.0 PKIKP 1178.18 1.643 5.53 4.92 147.39 = PKIKP
147.39 26.0 PKP 1180.54 2.855 9.65 8.56 147.39 = PKP
147.39 26.0 PKP 1182.70 3.992 13.55 12.02 147.39 = PKP
147.39 26.0 PKIKP 1183.53 2.065 6.96 6.18 147.39 = PKIKP
147.39 26.0 SKIKS 1604.99 1.399 2.72 2.42 147.39 = SKIKS
147.39 26.0 Sdiff 1909.64 8.323 16.37 14.57 147.39 = Sdiff
arias@arias-SF311-SF411-SF511:~$

```

Figura 4.7: Cálculo del tiempo de viaje que le toma a las diferentes fases de una onda sísmica realizado por la herramienta TauP. En el recuadro azul constan los parámetros utilizados para el cálculo y en el recuadro rojo se ven los nombres de las fases de la onda sísmica y los tiempos que tardan cada una en llegar a la estación BREF.

4.2.2 Análisis de la Microsismicidad

Otro aspecto que se consideró fue verificar si la influencia de la microsismicidad en los eventos era determinante al momento de clasificar VLP. Recordemos que los microsismos primarios se encuentran entre 0.05 a 0.08 Hz y que los microsismos secundarios entre de 0.1 a 0.3 Hz aproximadamente.

Para descartar a los eventos dominados por la microsismicidad se siguió un procedimiento realizado en el trabajo de Dawson et al. (2014). Dicho método calcula el espectro suavizado de un evento sísmico incluyendo una ventana de una hora de duración antes del mismo y lo compara con el espectro de la ventana de una hora de duración precedente al evento. En la figura 4.8 se puede observar lo mencionado en el trabajo de Dawson et al. (2014). Las amplitudes espectrales para la ventana de tiempo de una hora previa a dos eventos VLP se muestran con la línea roja. Los dos eventos exhiben una frecuencia dominante de 0.027 Hz, así como también picos de resonancia entre 0.1 y 0.5 Hz (líneas negras). Se puede ver como el pico dominante sobresale del ruido. Entre 0.1 y 0.5 Hz hay un pico ancho que representa la señal de microsismicidad oceánica [19].

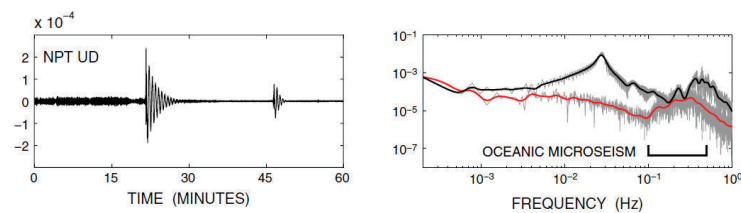


Figura 4.8: Registro de la señal y espectro para un evento de muy baja frecuencia obtenido de Dawson et al. (2014). La línea negra en el gráfico derecho muestra el espectro de Fourier suavizado calculado para una ventana de una hora de duración incluyendo los eventos mostrados en la parte izquierda. La línea roja muestra el espectro de amplitud de Fourier suavizado calculado para una ventana de una hora de duración que contiene ruido anterior a los eventos. La línea gris es el espectro de Fourier de la señal y del ruido [19].

Este procedimiento se ejecutó mediante el cálculo de la densidad espectral de potencia utilizando el método del periodograma de Welch, en el programa MATLAB.

Los eventos seleccionados para este análisis fueron aquellos cuyo contenido frecuencial en la banda de 0.02-0.5 Hz era claramente visible (amplitudes $> 2 \times 10^{-6}$ m/s), y también eventos con contenido VLP dudoso (amplitudes de tales componentes $< 10^{-6}$ m/s). Se encontró que la separación entre el espectro suavizado del ruido y la ventana que incluía al evento, dependía del contenido espectral de la señal. Por ejemplo si el evento tenía alto contenido VLP, la separación entre las líneas espectrales (del ruido y del evento) ocurría en frecuencias menores a los 0.5 Hz. Esto se puede ver en la figura 4.9, que corresponde a un evento registrado el 12 de octubre de 2010. En este caso la separación entre las líneas de los espectros suavizados se aprecia a partir de los 0.2 Hz, lo que significa que el aporte dominante en el espectro viene dado por el contenido VLP que sobresale de la microsismicidad.

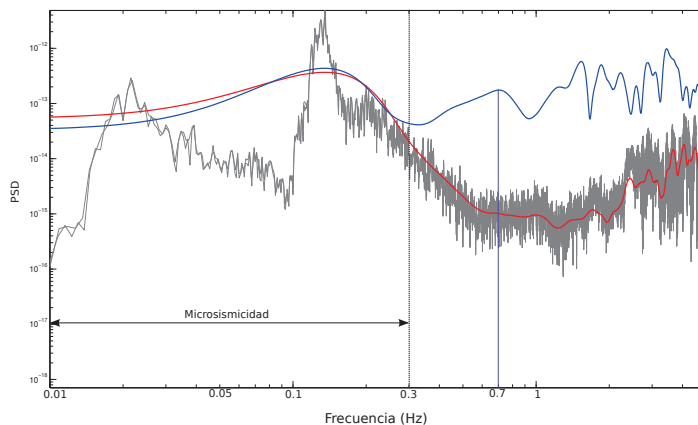


Figura 4.9: Espectro del evento VLP ocurrido el 12 de octubre de 2010 en el volcán Cotopaxi. La línea roja representa al espectro suavizado del ruido, la línea azul es el espectro suavizado de la ventana de una hora que incluye al evento VLP. Las líneas grises son los espectros del ruido y del evento. Se puede ver que la línea azul y roja comienzan a separarse después de 0.2 Hz.

Por otro lado si el evento tenía contenido pobre de bajas frecuencias, la separación entre las líneas espectrales (del ruido y del evento) ocurría aproximadamente o después de 1 Hz (banda de frecuencias de los LP), como se puede ver en la figura 4.10 que corresponde a un evento ocurrido el 26 de agosto de 2014. En estos casos no se considera que tales eventos sean VLP. Además, en todos los análisis se comprobó la existencia de un amplio pico espectral entre 0.1-0.3 Hz, es decir en el rango de frecuencias de la microsismicidad.

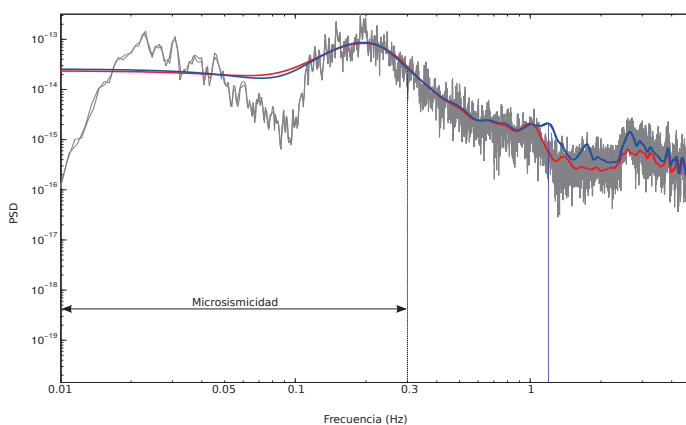


Figura 4.10: Espectro del evento registrado el 26 de agosto de 2014, en este caso se ve que el espectro suavizado del evento presenta un pico en una frecuencia superior a 1 Hz. También se puede apreciar la presencia del pico espectral correspondiente a la microsismicidad.

Teniendo en cuenta estos aspectos, se identificaron 33 eventos con contenido VLP entre junio de 2010 y octubre de 2014.

4.3 Método para el Análisis de Datos

Se calculó la frecuencia dominante de los eventos con contenido VLP utilizando los datos de la componente vertical registrados por la estación BREF. Para la mayoría de análisis se escogió esta estación sísmica porque es la más cercana al cráter del volcán. De este análisis muestra que 18 eventos tienen una frecuencia dominante superior a 1 Hz, 11 están alrededor de 0.9 Hz y 4 están alrededor de 0.6 Hz. Para saber si esta tendencia estaba relacionada o no con la estación, se realizó el método promediado de Yuen. Este método consiste en realizar un stack con las trazas registradas en cada una de las estaciones, de la siguiente manera [76]:

1. Se calculó la FFT de cada evento registrado en cada una de las estaciones, usando únicamente la componente vertical.
2. Se normalizó la amplitud de los espectros.
3. Se sumaron, punto por punto, las amplitudes de las FFT normalizadas.
4. Se normalizó el resultado final.

La aplicación de este método permitió observar que la frecuencia dominante de la mayoría de stacks se encontraba por encima o alrededor del 1 Hz, sin embargo es apreciable el contenido de muy bajas frecuencias en estos espectros, como el que se presenta a continuación en la figura 4.11. Este stack de espectros pertenece a un evento registrado el 7 de abril de 2011 el cual presenta una frecuencia dominante de 0.76 Hz.

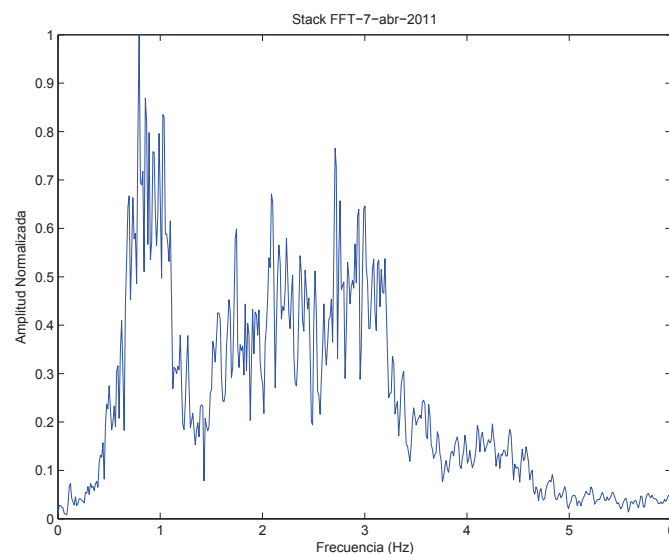


Figura 4.11: Stack de los espectros de todas las estaciones de un evento ocurrido el 7 de abril de 2011 a las 7:32 hrs.

Los resultados obtenidos reflejan que todos los eventos están acompañados por contenido LP, el cual es dominante.

Para verificar si el contenido VLP y LP se encontraba en secciones distintas de la señal, se hizo un análisis cortando cada uno de los eventos en dos segmentos: los primeros segundos de la señal y la porción siguiente de la misma. Visualizando los espectrogramas, es posible identificar que en los primeros segundos de la señal es donde se encuentran las frecuencias más bajas, y en base a eso se determina la sección donde se va a cortar la señal.

Este procedimiento fue útil para determinar las bandas de frecuencias de los filtros usados para realizar el análisis de polarización, el cual será tratado después.

Una vez cortados los eventos, se calculó la frecuencia dominante de ambas partes de la señal. Un ejemplo de esto se muestra en la figura 4.12 que corresponde al mismo evento ocurrido el 7 de abril de 2011.

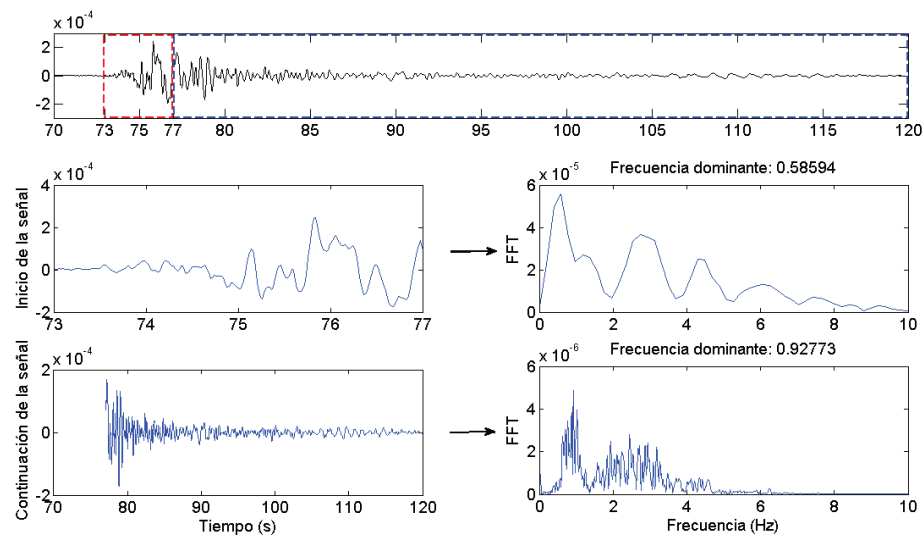


Figura 4.12: Evento ocurrido el 7 de abril de 2011. Se puede apreciar los segmentos en los cuales ha sido cortada la señal y sus respectivos espectros. En la parte superior de la figura se ve que la porción inicial de la señal se encuentra dentro del recuadro rojo y la continuación de la misma en el recuadro azul.

En este caso se ve que la frecuencia dominante correspondiente a los primeros segundos de la señal es 0.58 Hz. Este hecho no fue común, puesto que en 25 de los eventos se observaron frecuencias dominantes mayores a dicho valor y tan solo 8 eventos presentaron frecuencias dominantes menores al mismo. En el Anexo C se encuentra una tabla con los valores de las frecuencias dominantes de las dos porciones para cada evento.

También se hizo un análisis espectral **solamente del contenido VLP** de cada evento, como se realiza en el trabajo de Waite et al. (2008) [68].

El objetivo fue buscar si existían, o no, rangos (de frecuencias o de períodos) dominantes dentro de los componentes de muy baja frecuencia, o al menos identificar las bandas de frecuencias donde se encuentra el mayor contenido espectral.

Para esto se filtraron las señales usando pasabandas tipo Butterworth, con dos polos y diferentes frecuencias de corte:

0.02-0.04 Hz (50-25 s)

0.02-0.06 Hz (50-16 s)

0.02-0.08 Hz (50-12 s)

0.02-0.12 Hz (50-8 s)

0.02-0.20 Hz (50-5 s)

0.02-0.25 Hz (50-4 s)

0.02-0.30 Hz (50-3 s)

0.02-0.50 Hz (50-2 s)

La figura 4.13 corresponde a un evento ocurrido en el volcán Cotopaxi y registrado el 12 de octubre de 2010 las 20:24 horas, en ella se puede ver la señal VLP filtrada en los distintos rangos de frecuencias y sus respectivos espectros.

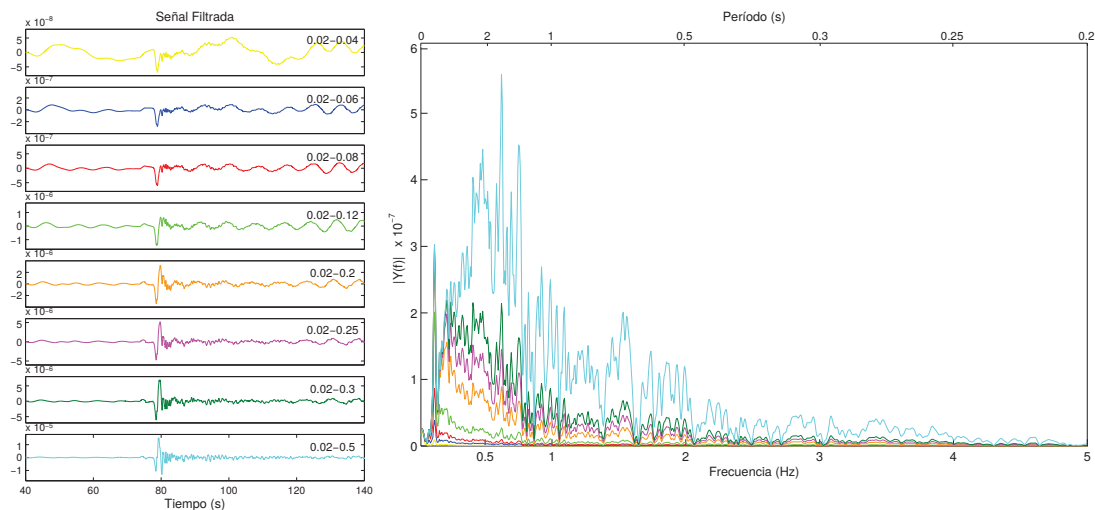


Figura 4.13: Análisis espectral del contenido VLP filtrado en distintas bandas de frecuencia (evento ocurrido el 12 de octubre de 2010). Cada color identifica los distintos pasabandas usados para filtrar la señal, la frecuencia inferior se fijó en 0.02 Hz. Así en el lado izquierdo están las trazas filtradas y en el lado derecho están sus respectivos espectros.

En el caso de este evento la mayor cantidad de contenido VLP se encuentra entre 0.3 y 0.5 Hz, sin embargo hay un pico importante en 0.12 Hz como se ve en la figura 4.14, que es el espectro de la figura 4.13 pero entre 0.02-0.5 Hz.

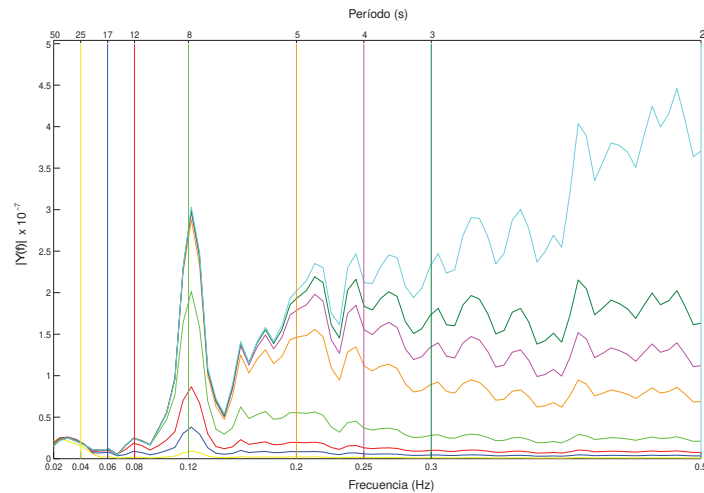


Figura 4.14: Zoom del espectro mostrado en la figura 4.13. Las líneas verticales están posicionadas en el valor correspondiente a una frecuencia superior de corte usada en los filtros, y el color de estas líneas representan los espectros de la señal filtrada en ese rango de frecuencias.

En la mayoría de señales analizadas, se pudo visualizar la presencia de picos espectrales entre 0.1-0.3 Hz, principalmente alrededor de 0.12, 0.14 y 0.22 Hz. Estos valores coinciden con el rango de frecuencias dominantes de la microsismicidad oceánica (alrededor de 0.14-0.2 Hz), y por los resultados encontrados en base al cálculo de la densidad espectral suavizada se podría pensar que tales picos corresponden al ruido microsísmico. De los 33 eventos VLP filtrados, 18 tienen mayor contenido frecuencial en la banda comprendida entre 0.3-0.5 Hz, y los 15 restantes entre 0.1-0.3 Hz. A estos dos agrupaciones se las ha denominado grupo A y grupo B respectivamente.

En la figura 4.15 se ven las frecuencias dominantes del contenido VLP de todos los eventos.

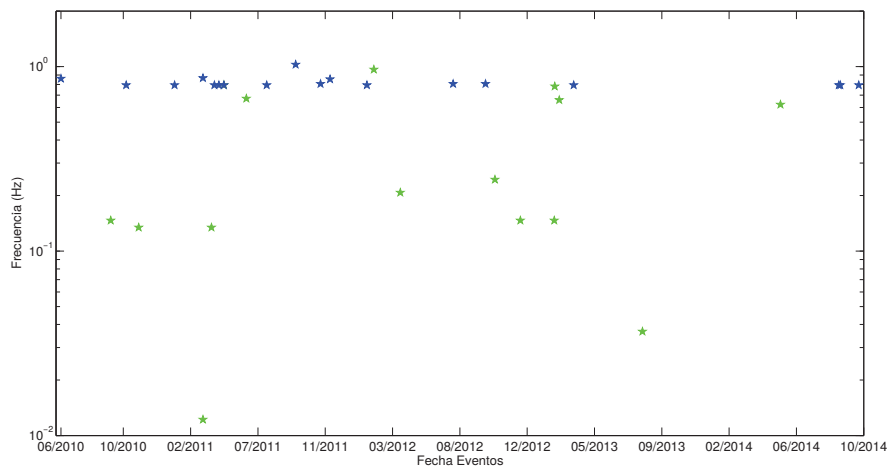


Figura 4.15: Distribución temporal de las frecuencias dominantes de los componentes VLP de los 33 eventos. Las estrellas azules representan los VLP que pertenecen al grupo A. Las estrellas verdes representan los VLP pertenecientes al grupo B.

Las frecuencias dominantes de la parte VLP de los 33 eventos toman valores entre 0.01 y 1.02 Hz. Todos los VLP del grupo A presentan frecuencias dominantes mayores a 0.6 Hz. Por otro lado 10 eventos del grupo B tienen frecuencias dominantes entre 0.01-0.25 Hz y los 5 restantes tienen frecuencias dominantes mayores a 0.6 Hz.

Los VLP del grupo B tienen valores más bajos de amplitud que los VLP del grupo A. Esto se comprobó mediante el cálculo de las amplitudes máximas de los componentes VLP de los 33 eventos.

En la figura 4.16 se puede apreciar una distribución temporal de las amplitudes máximas de los VLP, en la cual se puede ver que las señales del grupo B son aquellas que tienen amplitudes menores a $2 * 10^{-6}$ (m/s), a excepción de un evento perteneciente al grupo A (11-sep-2014 16:56).

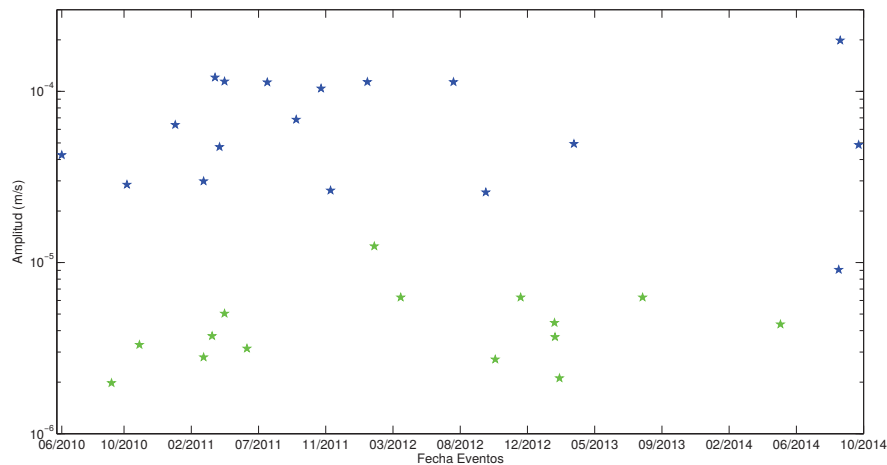


Figura 4.16: Distribución temporal de las amplitudes máximas de los componentes VLP de los 33 eventos. Las estrellas azules representan los VLP del grupo A. Las estrellas verdes representan los VLP del grupo B.

Con el objetivo de encontrar patrones de similitud en las formas de onda entre los 33 eventos, y así poder clasificarlos en familias, se realizó una correlación cruzada entre las 33 señales sísmicas. Para esto se seleccionó una estación que hubiera registrado todos los eventos (BTAM), y se utilizó la componente vertical de los mismos. Se calculó los coeficientes de correlación con las trazas crudas y filtradas en distintas bandas de frecuencia:

- 0.02-0.06 Hz (50-16 s)
- 0.02-0.12 Hz (50-8 s)
- 0.02-0.50 Hz (50-2 s)
- 0.02-1.0 Hz (50-1 s)
- 0.08-0.5 Hz (12-2 s)
- 0.06-0.25 Hz (16-4 s)

Se determinó que, si el coeficiente de correlación entre dos eventos es mayor o igual a 0.8, se puede considerar que existe una buena correlación. En general, la mejor correlación, se

encontró filtrando la señal en la banda de frecuencias de 0.08-0.5 Hz, como se puede apreciar en la matriz de correlación de la figura 4.17.

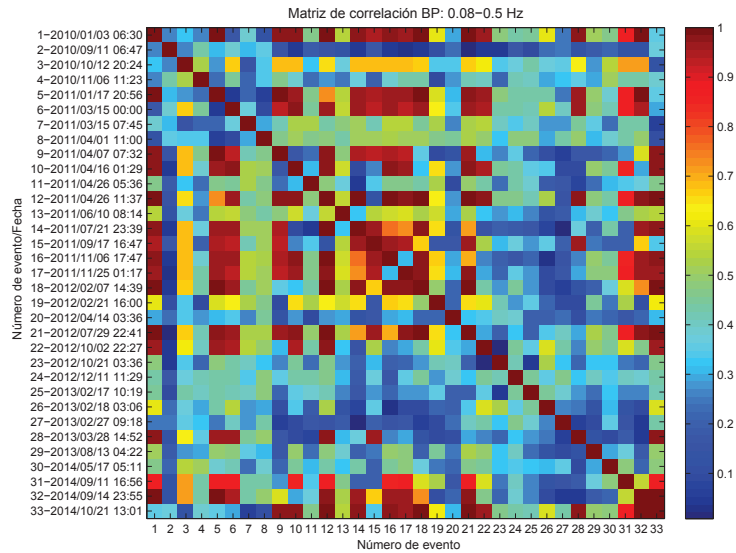


Figura 4.17: Matriz de correlación cruzada entre los 33 eventos. Las señales fueron filtradas en la banda de frecuencias ente 0.08-0.5 Hz.

Hay 17 eventos que tienen una buena correlación entre ellos, es decir coeficientes mayores a 0.8. Esta similitud permite que estos eventos puedan ser identificados como miembros de una primera familia (familia 1). Por otro lado, los 16 eventos restantes tienen coeficientes menores a 0.8 entre sí, y por tanto no podrían ser agrupados. En la figura 4.18 se puede ver que los eventos pertenecientes a la familia 1 son similares entre sí, pero los eventos que no pertenecen a ninguna familia son distintos.

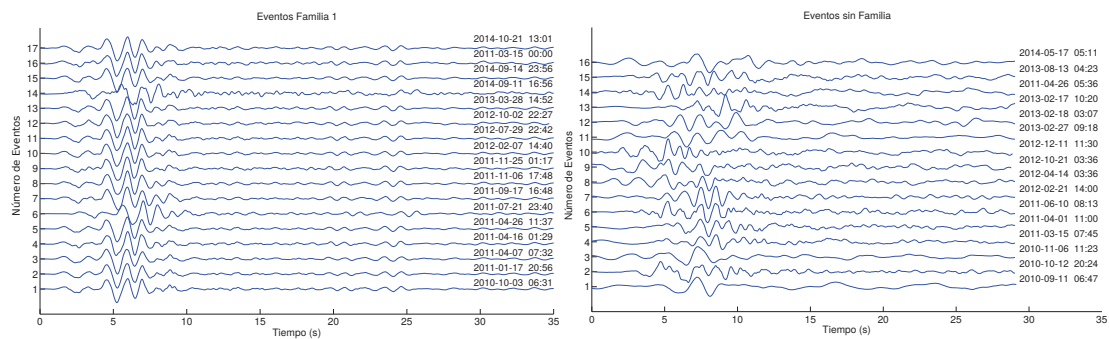


Figura 4.18: En la parte izquierda están los eventos que pertenecen a la familia 1. Derecha, los eventos que no pertenecerían a alguna familia debido a que sus coeficientes de correlación < 0.8 . Todas las trazas están filtradas en la banda de frecuencia 0.08-0.5 Hz.

Una observación importante es que 17 de los 18 VLP del grupo A, son miembros de la familia 1.

Para saber si los 33 eventos identificados en este trabajo tenían características en común con eventos VLP pasados, se realizó correlaciones cruzadas con los 3 eventos siguientes:

- i. el evento ocurrido el 26 de junio de 2002 correspondiente al trabajo de Molina et al. (2008)
- ii. el evento ocurrido el 14 de enero de 2009 correspondiente al trabajo de Kumagai et al. (2010)
- iii. un evento ocurrido el 18 de octubre de 2009 perteneciente a la familia identificada en el trabajo de Márquez (2010)

Para efectuar todas estas correlaciones cruzadas se usaron los componentes verticales de las señales registradas por la estación BTAM y el filtro aplicado estuvo definido entre 0.08 y 0.5 Hz. Los resultados obtenidos con los eventos de los literales i, ii y iii fueron los siguientes:

- i. correlación baja en general pues en valor absoluto todos los coeficientes son menores a 0.3. Se podría decir que los eventos registrados entre junio de 2010 y octubre de 2014 tienen distinta fuente que los ocurridos en 2002
- ii. los coeficientes de correlación toman diferentes valores dependiendo de si los eventos de este trabajo pertenecen o no, a la familia 1; si son miembros de la misma, los coeficientes de correlación obtenidos, en valor absoluto, oscilan entre 0.72 y 0.88. En cambio, los coeficientes de correlación para los eventos sin familia varían entre 0.25 y 0.68 en valor absoluto. Esto sugiere que los 17 eventos de la familia 1 podrían obedecer al mismo mecanismo de fuente que el evento de enero de 2009
- iii. la correlación es muy variable, los coeficientes obtenidos con 5 de los 17 eventos que pertenecen a la familia 1 toman valores mayores a 0.94, los coeficientes de correlación obtenidos con los demás eventos de la familia 1 (12 de lo 17) oscilan entre 0.14 y 0.62. La correlación entre los eventos que no pertenecen a la familia 1 presenta coeficientes entre 0.097 y 0.72.

4.4 Método para el Análisis de Polarización

Para encontrar la ubicación aproximada de la fuente de los eventos, se aplicó el método de polarización de onda. Este procedimiento requiere que el arribo de las ondas P se pueda distinguir claramente, sin embargo, no todos los eventos muestran arribos claros.

En primera instancia se integraron las señales y posteriormente se procedió a filtrar las mismas. Es necesario filtrar las trazas en distintas bandas de frecuencias dentro del rango de los VLP, porque se quiere encontrar la fuente donde se generan estas señales y porque además, las ondas de baja frecuencia llegan con menos distorsión debido a los efectos de camino, como se había mencionado anteriormente.

Después de repetir varias veces el análisis se corroboró que definir las frecuencias de corte

para los filtros depende de las características de cada evento. Por ejemplo, para aquellos pertenecientes a la familia 1, bastó con tomar cualquier filtro definido en el dominio de los VLP (0.02-0.5 Hz). En cambio para el caso de los eventos que no pertenecen a ninguna familia se definieron filtros en bandas alrededor de las frecuencias dominantes del arribo de la onda. Para esto se recurrió al corte de la señal en la porción del arribo y la parte posterior de la misma, realizado en la sección 3 del presente capítulo *Método para el Análisis de Datos*. Hay que tener en cuenta que las bandas de frecuencias de los filtros fueron definidas en base al análisis de señales sin integrar.

El cálculo de los ángulos acimutal y de incidencia fue realizado mediante un código implementado en MATLAB (Anexo B). Para el desarrollo de dicho código se tomó una parte de un programa desarrollado por C. Langston - Universidad de Memphis, que consiste en el cálculo de los ángulos de polarización resolviendo el problema de valores y vectores propios de la matriz de covarianza [43]. También se usó una herramienta para el procesamiento de señales sísmicas que funciona mediante una interfaz gráfica: STK versión 0.75 [61] (figura 4.19). Mediante este software fue posible comparar los valores obtenidos con el código de MATLAB, y así comprobar si el análisis realizado era correcto o no, puesto que el STK calcula también un margen de error del ángulo encontrado.

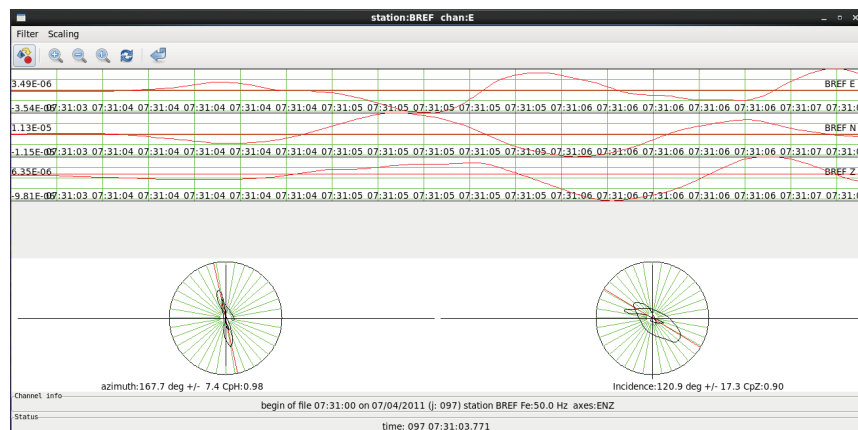


Figura 4.19: Análisis de polarización del evento ocurrido el 7 de abril de 2011 mediante el software STK 0.75.

El procedimiento utilizado en este trabajo para el análisis de polarización se resume de la siguiente manera:

1. Se integran las trazas de los componentes vertical y horizontales, registradas en todas las estaciones, con el fin de disminuir las frecuencias altas y realzar las frecuencias bajas.
2. Se define el filtro que se ha de emplear, si es necesario se recurre a la frecuencia dominante del arribo de la señal.
3. Se filtran las trazas integradas en las bandas de frecuencia definidas en el punto 2.
4. Se calculan el azimuth y ángulo de incidencia, únicamente con los primeros ciclos de la señal integrada y filtrada.
5. Se grafica el movimiento de la partícula para cada estación en un mapa.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Identificación y Análisis de Eventos

De acuerdo con los análisis presentados en el capítulo 4 *Metodología*, entre junio de 2010 y octubre de 2014 se identificaron 33 eventos con contenido de muy largo período.

Durante este período el IG-EPN reporta que no hay actividad sísmica anómala en el volcán Cotopaxi, lo cual es coherente con el número de eventos contabilizados.

La figura 5.1 es una evolución temporal del número de eventos con contenido VLP. En ella se puede apreciar que la recurrencia de los mismos es muy baja, sobre todo en los años 2013 y 2014, donde se registraron 8 eventos de este tipo.

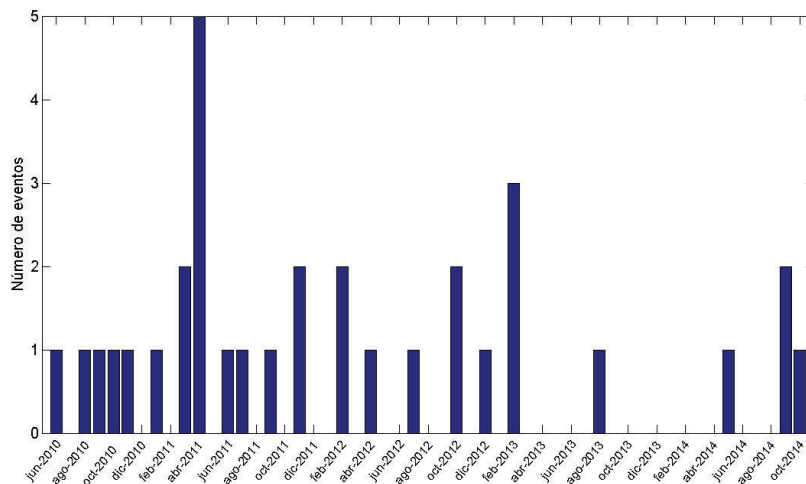


Figura 5.1: Distribución temporal del número de eventos con contenido VLP identificados entre Junio de 2010 y Octubre de 2014.

El análisis espectral de los 33 eventos con componentes VLP muestra que también tienen un importante contenido LP, que en la mayoría de casos es dominante.

La figura 5.2 muestra la evolución temporal de las frecuencias dominantes del componente vertical de los eventos registrados en la estación BREF.

Las frecuencias dominantes de estos eventos son mayores a 0.5 Hz (2 s), aunque hay un solo

evento cuya frecuencia dominante es igual a 0.52 Hz.

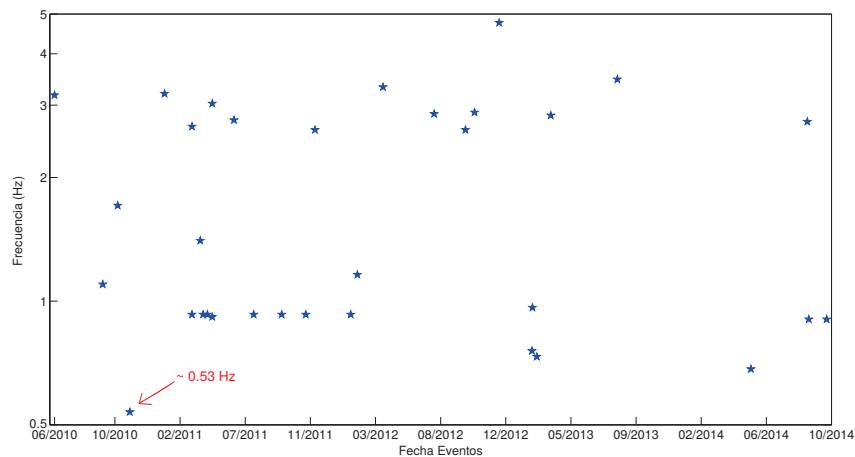


Figura 5.2: Distribución temporal de las frecuencias dominantes de los eventos con contenido VLP.

Las frecuencias dominantes registradas en las demás estaciones y componentes tienen valores similares. Además, a través del cálculo de los periodogramas suavizados se identificaron picos espectrales en la banda de frecuencias entre 0.1-0.3 Hz (3-10 s), que fueron atribuidos a la microsismicidad.

Mediante el análisis espectral exclusivamente del contenido VLP de los 33 eventos, o sea a las señales filtradas en las bandas de muy baja frecuencia. Se encontraron ciertas características comunes que permitieron clasificar los eventos en dos grupos

- Grupo A: eventos cuyos componentes VLP tienen mayor contenido frecuencial entre 0.3 y 0.5 Hz. Sus amplitudes son mayores a $2 * 10^{-6}$ m/s.
- Grupo B: eventos cuyos componentes VLP tienen mayor contenido frecuencial entre 0.1 y 0.3 Hz, en este caso las amplitudes de los componentes VLP ($< 2 * 10^{-6}$) son menores que las amplitudes de los microsismos.

En este punto se pudo visualizar que los picos espectrales debido a la microsismicidad dentro del rango 0.1-0.3 Hz se encontraban principalmente alrededor de 0.12, 0.14 y 0.22 Hz.

Con la aplicación del método de correlación cruzada entre todos los eventos se pudo definir una única familia: *Familia 1*, a la cual pertenecen 17 de los 33 eventos. Los coeficientes de correlación que presentaron estos 17 eventos entre ellos fueron mayores a 0.8. Es importante mencionar que todos los miembros de la familia 1 también son miembros del grupo A. Los 16 eventos restantes tienen contenido de muy baja frecuencia que está claramente afectado por el ruido microsísmico, el cual es dominante. Esta es la principal característica de los

eventos del grupo B y posiblemente sea la razón por la cual no hay una buena correlación entre dichos eventos. De esta manera no fue posible inferir el mecanismo de fuente que los generan.

La correlación cruzada entre los 33 eventos identificados en este trabajo y el evento ocurrido en junio de 2002 correspondiente al trabajo de Molina et al. (2008) fue muy baja, los coeficientes de correlación fueron menores a 0.3, por lo que se puede decir que los eventos ocurridos en el período 2010-2014 no tienen el mismo mecanismo de fuente que los registrados en 2002.

En cambio la correlación cruzada con el evento de enero de 2009 correspondiente al trabajo de Kumagai et al. (2010), al presentar coeficientes de correlación mayores a 0.8 sugiere que los eventos pertenecientes a la familia 1 tendrían el mismo mecanismo de fuente que dicho evento, que es una grieta localizada en el flanco este del volcán (ver capítulo 4). Por otro lado los coeficientes de correlación obtenidos con los eventos que no pertenecen a ninguna familia fueron menores a 0.68, por lo que no fue posible relacionar estos eventos con el estudiado en el trabajo de Kumagai et al. (2010).

La correlación realizada con el evento ocurrido en octubre de 2009 correspondiente al trabajo de Márquez fue muy variable, ya que los coeficientes en general tomaron valores entre 0.14 y 0.94. Aquellos valores cercanos a 0.9 fueron obtenidos con algunos eventos de la familia 1 (ver Anexo C). Por este motivo y considerando además los rangos de contenido espectral característicos (0.3-0.5 y 0.2-0.5 Hz), se podría decir que las familias identificadas en este trabajo y el de Márquez (2010) serían la misma.

5.2 Localización de la fuente

Con respecto a la localización de la fuente, los eventos con mejores características para realizar el análisis de polarización fueron los pertenecientes a la familia 1 porque el contenido VLP tenía arribos claros y no estaba tan contaminado por el ruido microsísmico.

En la figura 5.3 se muestran las trazas que pertenecen al componente vertical de un evento miembro de la familia 1 ocurrido el 7 de abril de 2011 a las 7:32 horas.

Estas señales fueron registradas por las cinco estaciones de la red sísmica de banda ancha, las cuales están integradas y posteriormente filtradas en una banda de frecuencias de 0.02-0.5 Hz.

Entre las barras rojas se encuentra la porción de la señal que se seleccionó para efectuar el análisis de polarización mediante el método de movimiento de la partícula.

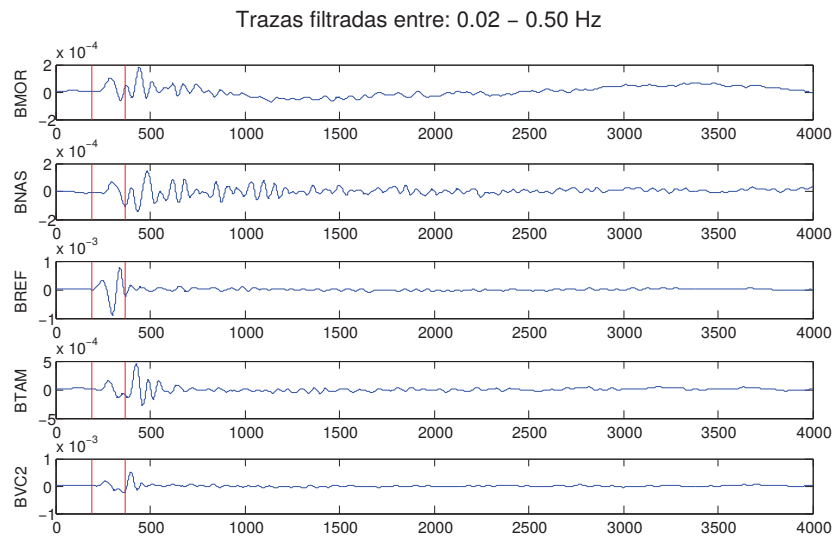


Figura 5.3: Señal integrada y filtrada del evento ocurrido el 7 de abril de 2011 7:32 horas, que se registró en las 5 estaciones de la red sísmica del Cotopaxi.

En la figura 5.4 se ve la proyección de los vectores de polarización en el plano horizontal, correspondientes a la parte inicial del evento. La localización del epicentro estaría dentro del área que forman las intersecciones de tales proyecciones (triángulo verde), que como se ve es aproximadamente en el lado norte del cráter del volcán.

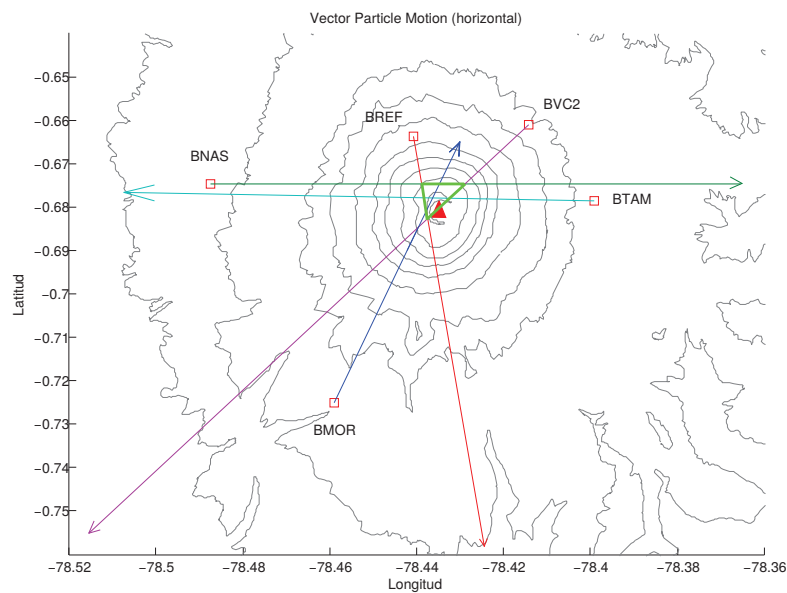


Figura 5.4: Vectores del movimiento de la partícula proyectados en el plano horizontal.

La profundidad de la fuente de señales VLP es menos precisa porque las intersecciones de las proyecciones de los vectores de polarización en los planos NS-vertical y EW-vertical, son diferentes, como se puede ver en la figura 5.5.

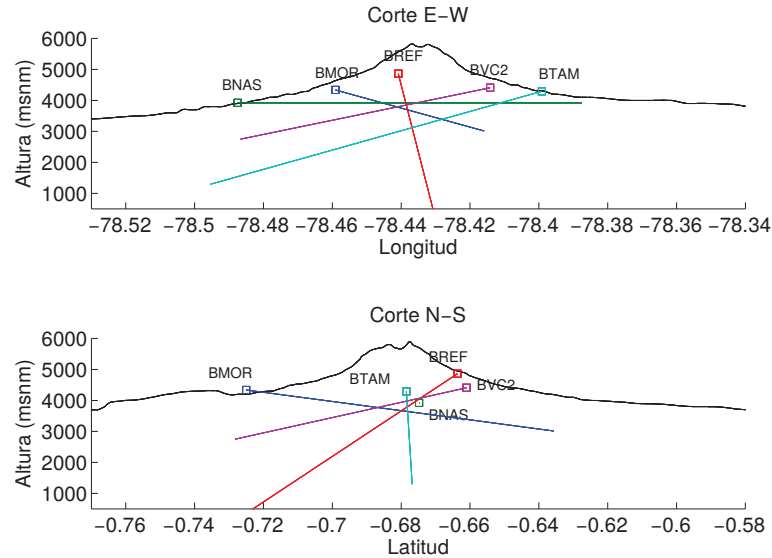


Figura 5.5: Cortes N-S y E-W del volcán, en los cuales están proyectados los vectores de polarización.

Obtener un modelo más preciso para encontrar la profundidad de la fuente, implicaría calcular la intersección de volúmenes de revolución generados por el ángulo de incidencia y su respectivo error. En este caso solamente se puede tener una apreciación sobre la profundidad aparente de la fuente, la cual estaría entre 2 y 3 km bajo la cumbre del volcán.

Los resultados del análisis de polarización para algunos de los eventos pertenecientes a la familia 1 presentaron la ambigüedad del azimuth o back-azimuth. Tal es el caso de un evento ocurrido el 15 de marzo de 2011 a las 00:00 horas. El cálculo de los back-azimuths de cada estación mediante el código implementado en MATLAB no mostraba un resultado coherente, puesto que uno de los vectores de polarización apuntaba hacia afuera del volcán cuando debería ser lo contrario. En este caso la herramienta STK 0.75 fue de gran utilidad para despejar esta ambigüedad, como se puede ver en los valores presentados en la tabla 5.1.

Estación	MATLAB	STK 0.75
BMOR	207.18	22.6 ± 19.5
BNAS	104.29	104.5 ± 1.3
BREF	177.41	171.9 ± 6.4
BTAM	271.80	271.0 ± 6.9
BVC2	238.53	235.5 ± 12.7

Tabla 5.1: Azimuths calculados mediante MATLAB y STK para el evento ocurrido el 15 de marzo de 2011 a las 00:00 UTC.

Los valores de los ángulos acimutales calculados mediante MATLAB y STK, son similares para todas las estaciones excepto para la estación BMOR. Pero es fácil notar que el ángulo calculado por el código en MATLAB es aproximadamente 180° mayor al obtenido por el STK. En la figura 5.6 se observa que los vectores apuntan hacia el centro del volcán a excepción del vector de polarización de la estación BMOR que se encuentra dirigido hacia afuera del volcán porque su back-azimuth es $207,18^\circ$. En cambio si se corrige este valor y se toma el encontrado con el STK, el vector tendría aproximadamente la dirección que tiene la línea punteada. En dicho caso el epicentro se encontraría entre el área delimitada por líneas color verde. Como se puede apreciar, la fuente se ubicaría al lado oeste del cráter del volcán.

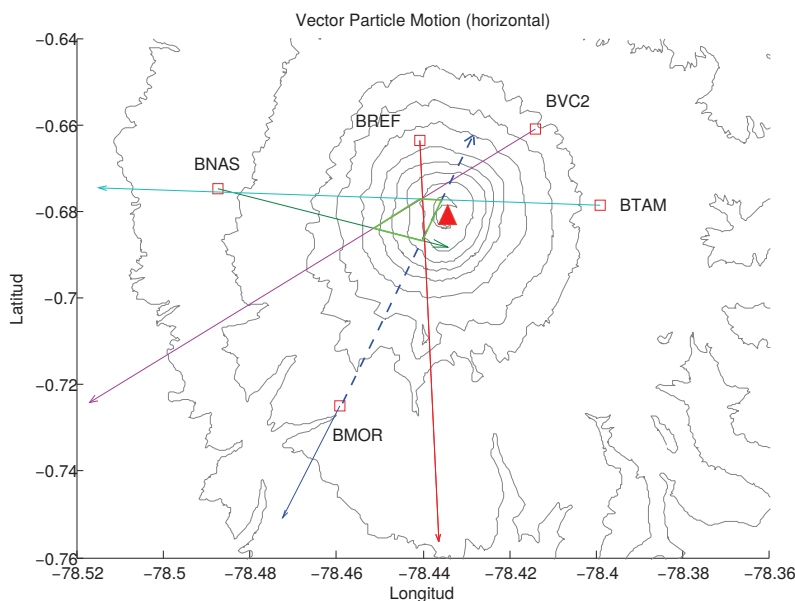


Figura 5.6: Vectores del movimiento de la partícula proyectados en el plano horizontal.

Este problema se presentó principalmente en la estación BMOR y con menor incidencia en la estación BNAS, posiblemente se debe a que los arribos de las señales no son tan claros en algunas estaciones, o también porque las amplitudes de las señales filtradas no son suficientemente grandes como para que el software reconozca la polarización del primer arribo.

Los resultados de la ubicación de los epicentros obtenidos para los eventos que no pertenecen a la familia 1 tienen un margen de error más grande, como se ve en la tabla de resultados de polarización del Anexo C. Es por este motivo que las superficies delimitadas por las intersecciones de los vectores de polarización son más grandes que las que se obtienen con los eventos de la familia 1. Se podría asumir que esta diferencia en la precisión de la localización de la fuente, se presenta entre eventos que pertenecen a la familia 1, y los que no. Lo que implicaría que la localización de la fuente es más confiable si se analizan los eventos pertenecientes a la familia 1.

De manera general los epicentros de los eventos pertenecientes a la familia 1 están localizados en un área que incluye el cráter del volcán y los flancos nor-este y nor-oeste. En el caso de la estimación de la profundidad de la fuente no existe mucha dispersión en los resultados, puesto que todos los valores oscilan entre 2 y 4 km bajo la cumbre.

Los eventos que pertenecen a la única familia establecida en el trabajo de Márquez et al. (2010) están localizados aproximadamente a 3 km bajo el cráter y bajo el flanco este del volcán [55]. Este resultado sugeriría que los eventos de ambas familias (posiblemente la misma) obedecen a procesos repetitivos no destructivos.

Por otro lado los eventos que no son miembros de la familia 1 muestran localizaciones de epicentros variadas, por ejemplo en superficies que abarcan el lado oeste y el cráter del volcán, y también en el lado nor-este del mismo. Las profundidades de sus fuentes toman valores entre 2 y 5 km aproximadamente, pero mayoritariamente entre 2 y 4 kilómetros, al igual que los eventos miembros de la familia 1.

Con base a la información obtenida en este trabajo no es factible saber exactamente el porqué de la dispersión en la distribución espacial de las localizaciones en el volcán. Solamente sería prudente elucubrar sobre el tema, por ejemplo posibles razones serían:

- una mutación del mecanismo de fuente propuesto por Molina et al. (2008)
- la existencia de más fuentes aparte de la grieta propuesta por Kumagai et al. (2010) la cual estaría generando los eventos de la familia 1 registrados al menos desde 2006
- la presencia de la microsismicidad en las señales, sobre todo en aquellas que no pertenecen a ninguna familia

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

Entre los años 2010 y 2014 se registraron 33 eventos sísmicos con contenido de muy largo período en el volcán Cotopaxi , esto indica que existen procesos dinámicos dentro del edificio volcánico. De acuerdo a la esporádica presencia de estos eventos VLP se puede decir que el nivel de actividad ha sido baja en este lapso de tiempo.

Según los análisis realizados sobre los eventos VLP encontrados en este trabajo, estos obedecerían a procesos repetitivos no destructivos, puesto que tienen características similares a eventos identificados y estudiados en años anteriores, como son la forma de onda (cuantificado mediante coeficientes de correlación), características en su contenido frecuencial y la localización de su fuente. Es decir los eventos analizados en el presente trabajo son similares a los estudiados por Kumagai et al. (2010) y Márquez (2010).

Debido a que en este trabajo se utilizó el método de polarización de onda para ubicar la fuente de los sismos, no fue posible encontrar localizaciones puntuales, sin embargo se estimaron rangos dentro de los cuales se encontrarían dichas ubicaciones. En el plano horizontal se estimó un área aproximada dentro de la cual se localizan los epicentros de los eventos. Estas aproximaciones de la posición de la fuente son similares a las encontradas en los estudios sobre VLP anteriores a este [40, 55, 53].

En general, los 33 eventos con contenido VLP se encuentran entre 2 y 4 km de profundidad tomando como punto de referencia la cumbre del volcán, la misma que se encuentra a 5897 metros sobre el nivel del mar. Los epicentros de estos 33 eventos se ubicarían a distancias no mayores a 1.5 km alrededor del vent¹ actual del volcán. Los eventos pertenecientes a la familia 1 son aquellos que presentan mayor homogeneidad en la distribución espacial de los epicentros, aproximadamente están confinados en una zona delimitada por las siguientes coordenadas:

- $(-78,441^\circ, -0,676^\circ)$
- $(-78,446^\circ, -0,69^\circ)$
- $(-78,429^\circ, -0,676^\circ)$

¹Orificio por el cual sale material volcánico.

• $(-78,43^\circ, -0,693^\circ)$

Dicho espacio se puede ver en la figura 6.1, la cual es una superposición de los vectores de polarización correspondientes a los 17 eventos de la familia 1 proyectados en el plano horizontal. Estos vectores difieren de una estación a otra por su color. Se observa que hay algunos vectores de proyección que apuntan hacia afuera del cráter, sobre todo los correspondientes a la estación BMOR. Esto se debe a que el software usado tiene dificultades en reconocer la polarización que tienen algunas ondas, porque las amplitudes de las señales VLP registradas en esta estación son pequeñas comparadas con las registradas en las otras estaciones.

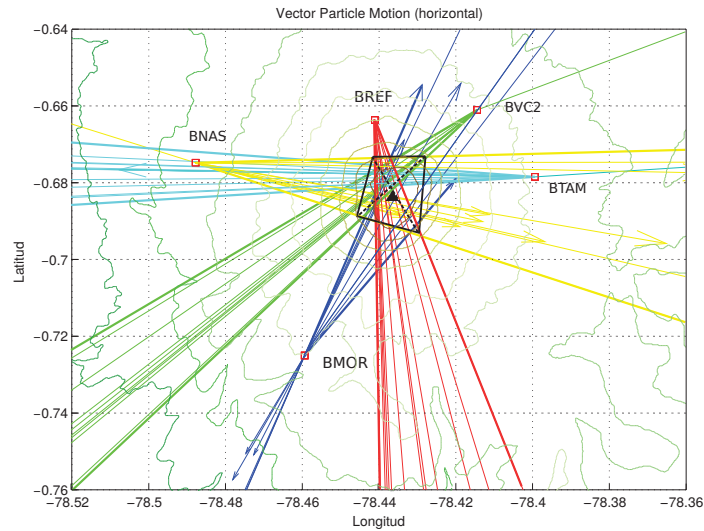


Figura 6.1: Proyecciones superpuestas de los vectores de polarización en el plano horizontal, correspondientes a los 17 eventos que pertenecen a la familia 1. Con las líneas negras sólidas se delimita el área donde se encontrarían la mayoría de los epicentros correspondientes a estos eventos. En triángulo negro ubica el viento del volcán.

El centro de simetría del cuadrilátero sería una estimación promedio de localización de la fuente generadora de los VLP de la familia 1, cuyas coordenadas son: $-78,436^\circ, -0,681^\circ$. Esta ubicación está posicionada aproximadamente a 300 m al norte del viento al interior del cráter del volcán.

Este resultado estaría de acuerdo con la estimación de la localización del evento de mayor amplitud identificado en este trabajo (fig. 6.2).

Se puede observar que la localización aproximada se encuentra en el centro de gravedad del área de intersección de las proyecciones de los vectores de polarización (triángulo en líneas negras). Este evento al tener componentes VLP de gran amplitud ($1,98 * 10^{-4}$ m/s), posee una mejor calidad de datos para analizar, además la influencia de la microsismicidad en el mismo sería menor que en los demás eventos.

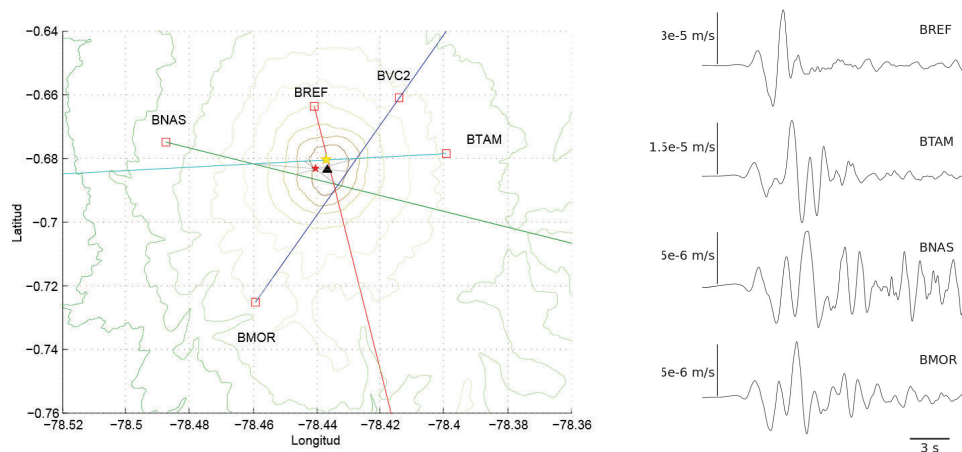


Figura 6.2: Al costado derecho se observan las proyecciones de los vectores de polarización en el plano horizontal, correspondientes al evento ocurrido el 14 de septiembre de 2014 a las 23:55 hrs. El triángulo ubica el cono dentro del cráter del volcán, la estrella roja representa la ubicación estimada para este evento y la estrella amarilla representa la localización aproximada mostrada en la figura. 6.1. En el lado izquierdo se encuentran las formas de onda del componente vertical de este evento, filtradas entre 0.08-0.2 Hz.

En cuanto a los epicentros de los eventos que no pertenecen a la familia 1, estos se encuentran un poco más dispersos sobre la superficie que rodea el cráter del volcán. Esto se debe a la baja amplitud que tienen estos eventos la cual está altamente contaminada por la microsismicidad (ver Anexos D).

En el trabajo de Molina et al. (2008) se calcula la localización de la fuente VLP entre 2002 y 2004 mediante la inversión de onda, que permite encontrar una ubicación más puntual y precisa de la misma. En la figura 6.3 se muestra la localización en el plano horizontal (NS-EW) del resonador que generó dichos VLP, el mismo que sería una grieta sub-vertical ubicada en el flanco nor-este del volcán. Esta estaría situada alrededor de las coordenadas $(-0,6765^\circ, -78,4265^\circ)$. La figura muestra también tanto las señales de desplazamiento registradas por la estación VC2, como las señales sintéticas que se ajustan al modelo de grieta propuesto en dicho estudio.

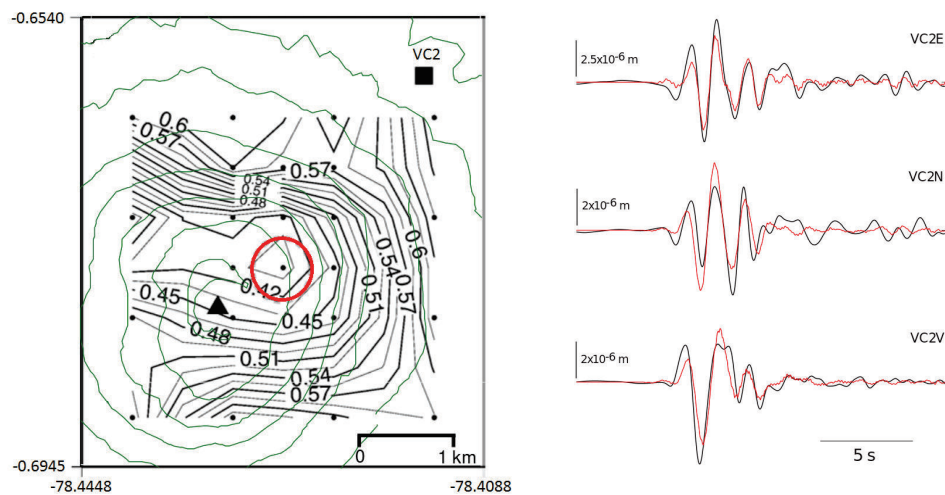


Figura 6.3: En el lado izquierdo, dentro del círculo rojo está la localización de la grieta sub-vertical donde se generaron los sismos entre 2002 y 2004. El triángulo indica la posición del cráter y el cuadrado la posición de la estación VC2. En el costado derecho están las formas de onda del desplazamiento en las 3 componentes registradas en la estación VC2. Las líneas negras representan los sismogramas del desplazamiento observado y las líneas rojas representan las señales sintéticas que obedecerían al modelo de grieta sub-vertical.

Fuente: Tomado y modificado de Molina et al. (2008) [53]

En el trabajo de Kumagai et al. (2010) se usan dos métodos para encontrar el mecanismo de fuente y ubicación (evento del 14 de enero de 2009): la inversión de onda y la atenuación de amplitudes. Mediante el método de inversión de onda, la fuente se trataría de una grieta localizada en el flanco este del volcán, alrededor de las coordenadas $(lon, lat) = -78,43^\circ, -0,682^\circ$. Mediante el método de atenuación de amplitudes la fuente se encontraría en el flanco nor-este del volcán, aproximadamente estaría ubicada en las coordenadas $(lon, lat) = -78,43^\circ, -0,673^\circ$. En la figura 6.4 se puede apreciar el esquema de la posición de las dos estimaciones de la fuente y además las señales sintéticas que obedecen al modelo de grieta propuesto mediante el método de inversión de onda.

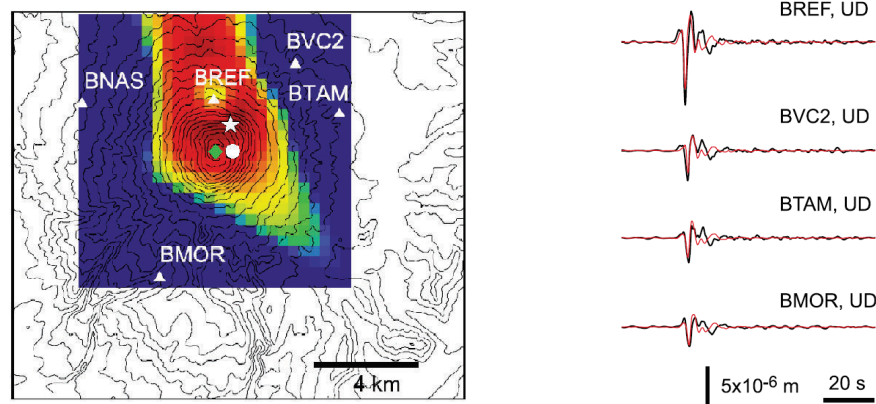


Figura 6.4: En el gráfico del lado izquierdo, el rombo verde ubica el cráter, el círculo blanco representa la localización de la grieta encontrada mediante inversión de onda y la estrella representa la ubicación de la fuente encontrada mediante atenuación de amplitudes. En el lado derecho, representados por las líneas negras se observan los sismogramas de desplazamiento observados y las líneas rojas representan los sismogramas sintéticos que mejor se ajustan al modelo de grieta.

Fuente: Tomado y modificado de Kumagai et al. (2010) [40].

La ubicación de los epicentros según el trabajo de Márquez (2010) se encontrarían también alrededor de la cumbre del volcán. Los eventos localizados más cercanos al cráter del volcán estarían en un espacio aproximado comprendido entre las latitudes $-0,665^\circ$ y $-0,7^\circ$ y las longitudes $-78,425^\circ$ y $-78,45^\circ$, que es el recuadro negro que se puede apreciar en la figura 6.5. Nótese que la mayoría de eventos se ubican en el norte del cráter del volcán, dentro del recuadro rosa.

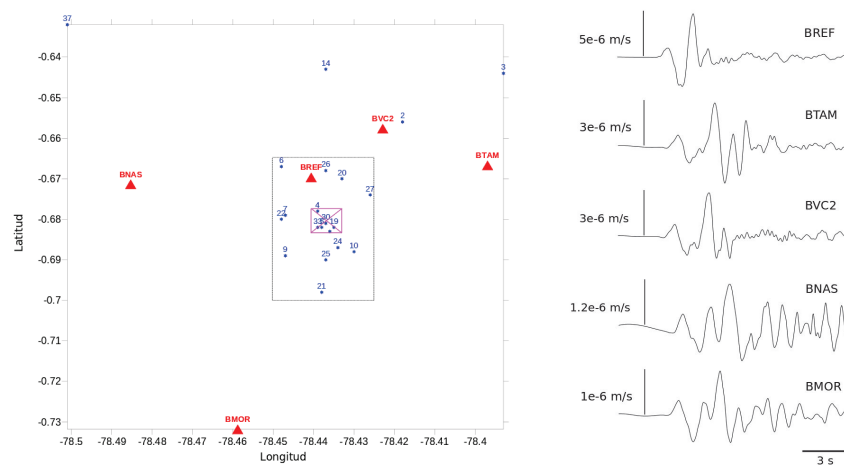


Figura 6.5: En el lado izquierdo se ve la localización de los epicentros de los eventos más cercanos al volcán obtenidas en la banda de frecuencias 0.2-0.8 Hz. Los triángulos representan las estaciones y el cuadrado el cráter del volcán. En el costado derecho se ven las formas de onda del evento el 18 de octubre de 2009 utilizado para la correlación cruzada (ver capítulo 4 de Metodología). Tales formas de onda corresponden al componente vertical y están filtradas entre 0.08-0.2 Hz.

Fuente: Tomado y modificado de Márquez (2010) [55].

En la tabla 6.1 se encuentran resumidos los resultados relacionados con la ubicación de la fuente de los eventos VLP de la familia 1 y su posible mecanismo, comparando con los resultados obtenidos en los trabajos posteriores.

La columna *Lat-Long* indica las coordenadas aproximadas de la fuente correspondiente a cada trabajo. Las columnas *Dist.* y *Prof.* muestran la distancia y la profundidad de la fuente (en kilómetros) con respecto al vento. La columna *Az.* indica el azimuth medido desde el cráter del volcán hacia la fuente y la columna *C.C.* muestra el rango de valores que toman los coeficientes obtenidos al realizar la correlación cruzada entre los eventos de la familia 1 y los mencionados en los trabajos anteriormente (ver Capítulo 4: Metodología).

Trabajos	Lat-Long	Dist. (km)	Azim.	Prof. (km)	C.C.	Mecanismo
Arias (2015)	0,681°S – 78,436°O	0.3	11,55°	2-4	1	Posible mecanismo similar al encontrado por Kumagai et al. (2010).
Molina et al. (2008)	0,6765°S – 78,4265°O	1.37	55,4°	3-4	<0.3	Grieta sub-vertical localizada en el flanco nor-este del volcán.
Kumagai et al. (2010)	0,682°S – 78,43°O	0.77	76°	2	0.72-0.88	Grieta localizada en el flanco este del volcán.
Kumagai et al. (2010)	0,673°S – 78,43°O	1.4	32,6°	2	0.72-0.88	Fuente localizada en el flanco nor-este del volcán.
Márquez (2010)	0,6°S – 78,437°O	0.4	356°	3	0.14-0.94	Posible mecanismo similar al encontrado por Kumagai et al. (2010)

Tabla 6.1: Resultados aproximados de la ubicación de la fuente de los eventos VLP y su posible mecanismo. Comparación entre los eventos de la Familia 1 identificada en este trabajo y los eventos de trabajos anteriores.

Como se puede ver el resultado encontrado en este estudio es muy similar al de Márquez (2010). En conclusión puede notarse que las localizaciones provistas por este y los trabajos anteriores muestran que la posición de la fuente VLP está cerca del vento con una distancia epicentral (vento-fuente) mínima de 300 m al NE y una distancia máxima de 1.4 km NE [53], estas ubicaciones se encuentran dentro del cráter y sobre el flanco del volcán respectivamente. Su ubicación hipocentral estaría confinada entre 2 y 4 km de profundidad respecto al nivel de la cumbre. La localización promedio de la fuente VLP encontrada en este trabajo indica que esta se ubicaría en dirección Este, similar a las zonas más calientes del volcán (figura 6.6.), las cuales han sido detectadas sobre los flancos del mismo.

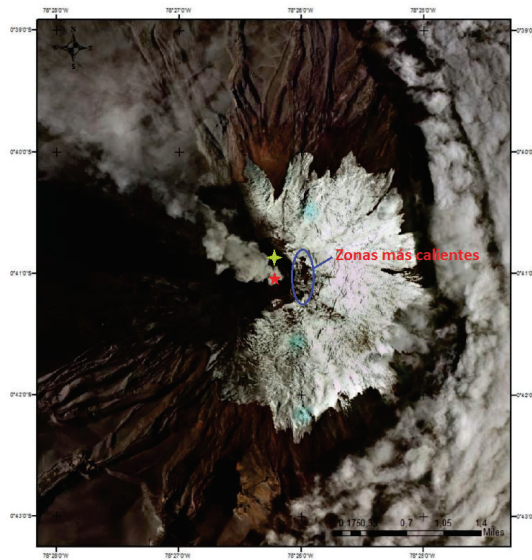


Figura 6.6: Ortofoto obtenida con fotografía aérea del avión fotogramétrico Cessna. La estrella roja indica la posición del viento y la estrella verde la posición de la ubicación promedio de la fuente de los eventos VLP de la familia 1.

Fuente: Patricio Ramón IG-EPN. Fecha de toma 8 de octubre de 2015.

El método de particle motion como herramienta de localización de la fuente es más confiable si las señales sísmicas tienen arribos claros. Los resultados obtenidos al analizar los eventos de la familia 1 son coherentes pues coinciden con la ubicación de los eventos estudiados en trabajos anteriores.

Por otro lado los eventos que no pertenecen a ninguna familia presentan localizaciones más dispersas en el espacio. Estos resultados provienen de los eventos cuya señal sísmica es débil y está considerablemente contaminada por el ruido microsísmico. En algunos de esos casos el uso de las dos herramientas MATLAB y STK, no despejó la ambigüedad de la polarización de la onda.

Las incoherencias que alteran la polarización del arribo de onda P podría tener varios orígenes, tales como [22]:

1. La desorientación del sensor: si las componentes horizontales no estuvieran correctamente alineadas con el norte geográfico.
2. La topografía del terreno: dependiendo del eje de simetría que tenga la anisotropía bajo la superficie topográfica, la desviación de la polarización horizontal es dependiente del azimuth.
3. La presencia de anomalías en la velocidad de la onda P a pequeña escala

En este caso la razón de la ambigüedad que se obtiene al calcular el azimuth (o back-azimuth) radicaría en la anisotropía del terreno, que afectaría principalmente a las señales con amplitudes pequeñas como son los eventos sin familia o como aquellos registrados por la estación

BMOR.

A futuro me interesaría implementar y automatizar la selección del contenido VLP presente en las señales sísmicas. Además desarrollar el código de análisis de polarización de onda, de manera que se pueda obtener los volúmenes de revolución alrededor del ángulo de incidencia para estimar las profundidades de la fuente con mayor precisión (proporcionando un error) y no solamente limitarnos a obtener una profundidad aparente. Además me interesaría precisar si los eventos que no corresponden a ninguna familia obedecen a un resonador diferente.

Referencias

- [1] U.S. Geological Survey, <https://profile.usgs.gov/professional/mypage.php?rfs=y&name=mcnamara>.
- [2] U.S. Geological Survey, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.
- [3] *CMG-40T Triaxial Broadband Seismometer Operator's guide*, 2006.
- [4] ANDERSON, S., AND NEHORAI, A. Analysis of a polarized seismic wave model. *IEEE Transactions on Signal Processing* 44, 2 (2 1996), 379–386.
- [5] ANDRADE, D., HALL, M., MOTHES, P., TRONCOSO, L., EISSEN, J.-P., SAMANIEGO, P., EGRED, J., RAMÓN, P., RIVERO, D., AND YEPES, H. *Los Peligros Volcánicos Asociados con el Cotopaxi*. No. 3 in *Los peligros volcánicos en Ecuador*. Corporación Editora Nacional, 2005.
- [6] ARCINIEGA-CEBALLOS, A., CHOUET, B., AND DAWSON, P. Very long-period signals associated with vulcanian explosions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters* 26, 19 (1999), 3013–3016.
- [7] ARCINIEGA-CEBALLOS, A., CHOUET, B., DAWSON, P., AND ASCH, G. Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170 (2008), 12–23.
- [8] ARDHUIN, F., GUALTIERI, L., AND STUTZMANN, E. How ocean waves rock the Earth: two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s. *Geophysical Research Letters* 42, 3 (2005), 765–772.
- [9] ARTEMIEVA, I. *Continental Crust*. EOLSS Publishers, Oxford, UK, 2002.
- [10] ASTER, R., MAH, S., KYLE, P., MCINTOSH, W., DUNBAR, N., JOHNSON, J., RUIZ, M., AND MCNAMARA, S. Very long period oscillations of Mount Erebus Volcano. *Geophysical Research Letters* 108, B11 (2003).
- [11] BABADI, B., AND BROWN, E. A review of multitaper spectral analysis. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering* 61 (2014), 1555–1564.
- [12] BORMANN, P., ENGD AHL, B., AND KIND, R. Seismic wave propagation and earth models. In *New Manual of Seismological Observatory Practice*, P. Bormann, Ed., vol. 1. GeoForschungsZentrum Potsdam, 2002, ch. 2.

- [13] BORMANN, P., KLINGE, K., AND WENDT, S. Data analysis and seismogram interpretation. In *New Manual of Seismological Observatory Practice*, P. Bormann, Ed., vol. 1. GeoForschungsZentrum Potsdam, 2002, ch. 11.
- [14] BOX, G., JENKINS, G., AND REINSEL, G. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*, 3rd ed. New Delhi Pearson Education, 2004.
- [15] CHOUET, B. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380 (1996).
- [16] CHOUET, B., AND MATOZA, R. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252 (2013).
- [17] CLAERBOUT, J. *Fundamentals of Geophysical Data Processing: With Applications to Petroleum Prospecting*. Blackwell Scientific Publications, 1985.
- [18] CRAMER, C., AND MCNUTT, S. Spectral analysis of earthquakes in the 1989 Mammoth Mountain swarm near Long Valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 6 (1997), 1454–1462.
- [19] DAWSON, P., AND CHOUET, B. Characterization of very-long-period seismicity accompanying summit activity at Kilauea Volcano, Hawai'i:2007-2013. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 278-279 (2014), 59–85.
- [20] DELAURO, E., MARTINO, S. D., FALANGA, M., PALO, M., AND SCARPA, R. Evidence of vlp volcanic tremor in the band [0.2–0.5] hz at Stromboli volcano, Italy. *Geophysical Research Letters* 32 (2005).
- [21] FLINN, E. A. Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. *Proceedings of the IEEE* 53 (12 1965), 1874–1876.
- [22] FONTAINE, F., BARRUOL, G., KENNETT, B., BOKELMANN, G., AND REYMOND, D. Upper mantle anisotropy beneath Australia and Tahiti from P wave polarization: Implications for real-time earthquake location. *Journal of Geophysical Research* 114 (2009).
- [23] HADDAD, Y. *Mechanical Behaviour of Engineering Materials*, vol. 2: Dynamic Loading and Intelligent Material Systems. Springer-Science+Business Media, 2010.
- [24] HARALDUR, S., MCNUTT, S., HOUGHTON, B., RYMER, H., AND STIX, J. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press., 2000.
- [25] HAVSKOV, J., AND ALGUACIL, G. *Instrumentation in Earthquake Seismology*. Springer, 2006.
- [26] HAVSKOV, J., AND OTTEMÖLLER, L. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer-Science+Business Media, 2010.

- [27] HEINZEL, G., RÜDIGER, A., AND SCHILLING, R. Spectrum and spectral density estimation by the Discrete Fourier Transform (DFT), including a comprehensive list of window functions and some new flat-top windows.
- [28] HIDAYAT, D., CHOUET, B., VOIGHT, B., DAWSON, P., AND RATDOMOPURBO, A. Source mechanism of very-long-period signals accompanying dome growth activity at Merapi volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters* 29 (2003).
- [29] HORY, C., MARTIN, N., AND CHEHIKIAN, A. Spectrogram segmentation by means of statistical features for non-stationary signal interpretation. *IEEE Transactions on Signal Processing* 50 (2002), 2915–2925.
- [30] IBÁÑEZ, J., AND CARMONA, E. Apuntes de sismología volcánica, curso internacional de volcanología y geofísica volcánica, 1997.
- [31] JICA, IGEPN, AND NIED. *Broadband Seismic and Infrasonic Networks on Cotopaxi and Tungurahua Volcanoes, Ecuador*, 2012.
- [32] JURKEVICS, A. Polarization analysis of three-component array data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 5 (October 1988), 1725–1743.
- [33] KAYAL, J. Seismic waves and earthquake location, Geological Survey of India. *Geological Survey of India*.
- [34] KEDAR, S., LONGUET-HIGGINS, M., WEBB, F., GRAHAM, N., CLAYTON, R., AND JONES, C. The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean. *The Royal Society: Proceedings A* 464, 2091 (2008), 777–793.
- [35] KIMMAN, W., CAMPMAN, X., AND TRAMPERT, J. Characteristics of seismic noise: Fundamental and higher mode energy observed in the northeast of the Netherlands. *Seismological Society of America* 102, 4 (2012), 1388–1399.
- [36] KOBAYASHI, T., OHMINATO, T., IDA, Y., AND FUJITA, E. Very long period seismic signals observed before the caldera formation with the 2000 Miyake-jima volcanic activity, Japan. *Journal of Geophysical Research* 114 (2009).
- [37] KULHÁNEK, O. *Anatomy of Seismograms: Developments in Solid Earth Geophysics*. Elsevier Science Publishing Company Inc., 1990.
- [38] KUMAGAI, H. Source quantification of volcano seismic signals. In *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, R. Meyers, Ed. Springer-Verlag, 2009, pp. 9899–9932.
- [39] KUMAGAI, H., MIYAKAWA, K., NEGISHI, H., INOUE, H., OBARA, K., AND SUETSUGU2, D. Magmatic dike resonances inferred from very-long-period seismic signals. *Science* 299 (2003), 2058–2061.

- [40] KUMAGAI, H., NAKANO, M., MAEDA, T., YEPES, H., PALACIOS, P., RUIZ, M., ARRAIS, S., VACA, M., MOLINA, I., AND YAMASHIMA, T. Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches. *Journal of Geophysical Research* 115 (2010).
- [41] KUMAGAI, H., OHMINATO, T., NAKANO, M., OOI, M., KUBO, A., INOUE, H., AND OIKAWA, J. Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake Island, Japan. *Science* 293 (2001), 687–690.
- [42] KUZNETSOV, P., AND KOULAKOV, I. Y. The three-dimensional structure beneath the Popocatepetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 276 (2014), 10–21.
- [43] LANGSTON, C. <http://www.ceri.memphis.edu/people/langston/matlab/polarize.html>.
- [44] LEE, W., KANAMORI, H., JENNINGS, P., AND KISSLINGER, C. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Parte 1*. Academic Press, 2002.
- [45] LIKKASON, O. Spectral analysis of geophysical data. In *Advances in Data, Methods, Models and Their Applications in Geoscience*, D. Chen, Ed. InTech, 2011, ch. 2.
- [46] LIM, J. *Two-Dimensional Signal And Image Processing*. Prentice Hall, 1990.
- [47] LONGUET-HIGGINS, M. A theory of the origin of microseisms. *The Royal Society: Philosophical Transactions* 243, 857 (1950).
- [48] LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, 2007.
- [49] MAERCKLIN, N. Three-component processing and analysis tools for seismic data in sac format. Marzo 2010.
- [50] MCNUTT, S. Volcanic Seismology. *Annual Review of Earth Planetary Sciences* 33 (2005), 461–491.
- [51] MERCK, J. University of Maryland, lectures <http://www.geol.umd.edu/~jmerck/geol100/lectures/19.html>, 2010.
- [52] MOLINA, I. Actividad pre-eruptiva del Volcán Tungurahua, 2001. Tesis de pregrado, *Universidad de Caldas - Instituto Geofísico*.
- [53] MOLINA, I., KUMAGAI, H., GARCÍA-ARISTIZÁBAL, A., NAKANO, M., AND MOTHES, P. Source process of very long period events accompanying long-period signals at Cotopaxi volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176 (2008).
- [54] MONTAGNER, J.-P., AND ROULT, G. Normal modes of the Earth. *Journal of Physics: Conference Series* 118 012004 (2008).

- [55] MÁRQUEZ, S. Caracterización de los sismos de muy largo período en el volcán Cotopaxi y sus implicaciones. Master's thesis, Universidad Nacional de la Plata, 2010.
- [56] NEUBERG, J. Characteristics and causes of shallow seismicity in andesite volcanoes. *The Royal Society: Philosophical Transactions A* 358, 1770 (2000), 1533–1546.
- [57] OHMINATO, T., CHOUET, B., DAWSON, P., AND KEDAR, S. Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), 23839–23862.
- [58] OPPENHEIM, A., WILLSKY, A., AND NAWAB, S. *Signals and Systems*, 2nd ed. Prentice Hall, 1997.
- [59] PILZ, M., AND PAROLAI, S. Tapering of windowed time series. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2*, P. Borman, Ed. GeoForschungsZentrum Potsdam, 2012, ch. IS 14.1.
- [60] PROAKIS, J., AND MANOLAKIS, D. *Digital Signal Processing: Principles, Algorithms, and Applications*, 3rd ed. Prentice-Hall, 1996.
- [61] REYMOND, D., AND VYSLOUŽIL, P. STK: Seismic Tool Kit. <http://seismic-toolkit.sourceforge.net/>.
- [62] RUTTY, M., AND GREENHALGH, S. Correlation using triaxial data from multiple stations in the presence of coherent noise. In *Covariance Analysis for Seismic Signal Processing*, vol. 8.
- [63] SCHERBAUM, F. *Of Poles and Zeros: Fundamentals of Digital Sesimology*, 2nd ed. Kluwer Academic Publishers, 2001.
- [64] SMITH, S. *The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing*. California Techincal Publishing, 1997.
- [65] SONGCHENG, L. *Deep Downhole Testing: Procedures and Analysis for High-Resolution Vertical Seismic Profiling*. PhD thesis, The University of Texas at Austin, 5 2008.
- [66] STEIN, S., AND WYSESSION, M. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing, 2003.
- [67] VILLAGÓMEZ, D. Sismicidad del volcán Guagua Pichincha 1998-1999, 2000. Tesis de pregrado, *Escuela Politécnica Nacional - Instituto Gefísico*.
- [68] WAITE, G., CHOUET, B., AND DAWSON, P. Eruption dynamics at Mount St. Helens imaged from broadband seismic waveforms: nteraction of the shallow magmatic and hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research* 113 (2008).
- [69] WAITE, G., NADEAU, P., AND LYONS, J. Variability in eruption style and associated very long period events at Fuego volcano, Guatemala. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (2013), 1526–1533.

- [70] WASSERMANN, J. Volcano seismology. In *New Manual of Seismological Observatory Practice*, P. Bormann, Ed., vol. 1. GeoForschungsZentrum Potsdam, 2002, ch. 13.
- [71] WELCH, P. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. 70–73.
- [72] WIEGELL, M., LARSSON, H., AND WEDEEN, V. J. Fiber crossing in human brain depicted with diffusion tensor MR imaging.
- [73] XIAO, J., AND FLANDRIN, P. Multitaper time-frequency reassignment for nonstationary spectrum estimation and chirp enhancement. *IEEE 55* (2007), 2851 – 2860.
- [74] YILMAZ, O. *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, 1987.
- [75] YILMAZ, O. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. Society of Exploration Geophysicists, 2001.
- [76] YUEN, C. K. Quadratic windowing in the segment averaging method for power spectrum computation. *Technometrics 20*, 2 (1978), 195–200.
- [77] ZHENG, Y. Seismic polarization filtering: Noise reduction and off-line imaging. Master’s thesis, University Of Calgary, 1995.

Anexos

ANEXO A

Operaciones

A.1 Convolución

Sean las funciones $x(t)$ y $f(t)$, la convolución es un operador matemático que superpone $x(t)$ y una versión trasladada e invertida de $f(t)$, así:

$$x(t) * f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau) f(t - \tau) d\tau \quad (\text{A.1})$$

A.2 Correlación

Sea $f(t)$ una parte de la señal que se quiere identificar, y $x(t)$ la parte restante de la señal. La correlación cruzada mide la similitud entre $f(t)$ y la porción siguiente de $x(t)$ mediante el desplazamiento de $f(t)$ en diferentes períodos de tiempo t , y evaluando la integral del producto como función de t , así:

$$x(t) \star f(t) = \int x(\tau) f(\tau + t) d\tau \quad (\text{A.2})$$

ANEXO B

Códigos y Scripts

B.1 Script para remover respuesta instrumental en C-shell/SAC

```
sac <<EOF
r *.sac
rmean
rtrend
transfer from polezero s transfer.CMG40T60s.dat to none
w append *.corr
q
```

B.2 Script para calcular el espectrograma, en SAC

```
r BREF_BHZ_20110407_0731-20110407_0736.sac.corr
spectrogram window 2 slice 1 method mem ymax 15
w espectrograma.pdf
```

B.3 Código para calcular el espectro y la frecuencia dominante aplicando taper hanning y la FFT, en Matlab

```
clear all
close all
Fs = 50;

cd D:\Gabriela\LP\VLP\9-20110407\REF
[t,d,p]=readsac('BREF_BHZ_20110407_0731-20110407_0736.sac.corr');
b = d.';
l = length(b);
h=hanning(l, 'periodic');
x=b.*h;
nfft = 2^nextpow2(l);
```

```

xdft = fft(x, nfft)/l;
mxdft = abs(xdft);
mxdft = mxdft (1:nfft/2+1);
mxdft (2:end-1) = 2* mxdft(2:end-1);

f = Fs/2*linspace(0,1, nfft/2+1);

[r,s] = max(mxdft);
fe = f(s);
fprintf('Dominant freq.: true %f Hz, estimated %f ', fe)
fprintf('Frequency step (resolution) = %f Hznn', f(2))

```

B.4 Función para encontrar la amplitud máxima de un evento, en Matlab

```

%realizado por Molina I.
function [e]= amp_max(traza)
n=length(traza(:,2));
maxtemp=0;
mintemp=0;
maxpunto=0;
minpunto=0;
maxtime=0;
mintime=0;
temp=0;
longitud=abs(maxtemp)+abs(mintemp);
for i=1:(n-1)
temp(i)=traza(i,2);
if ((traza(i,2)*traza((i+1),2))>0)
if n==(i+1)
temp(i+1)=traza(i+1,2);
if traza(i,2)>0
antmaxt=maxtemp;
maxtemp=max(temp);
fila=find(temp==max(temp));
maxtime=traza(fila,1);
else
antmint=mintemp;
mintemp=min(temp);
fila=find(temp==min(temp));
mintime=traza(fila,1);
end
end

```

```

if (longitud < (maxtemp + abs(mintemp)))
longitud = maxtemp + abs(mintemp);
maxpunto = [max(maxtime) maxtemp];
minpunto = [max(mintime) mintemp];
end
temp = 0;
end
else
if (traza(i,2) > 0)
antmaxt = maxtemp;
maxtemp = max(temp);
fila = find(temp == max(temp));
maxtime = traza(fila,1);
else
antmint = mintemp;
mintemp = min(temp);
fila = find(temp == min(temp));
mintime = traza(fila,1);
end
if (longitud < (maxtemp + abs(mintemp)))
longitud = maxtemp + abs(mintemp);
maxpunto = [max(maxtime) maxtemp];
minpunto = [max(mintime) mintemp];
end
temp = 0;
end
end
format long
v = [maxpunto minpunto longitud];
e = v;
return

```

B.5 Código para realizar los periodogramas suavizados de Welch, en Matlab

```

Fs = 50;
cd D:\Gabriela\LP\unahora\20101012largo
[t,d,p]=readsac('BREF_BHZ_20101012_1930-20101012_2100.sac.cut1');
[t1,d1,p1]=readsac('BREF_BHZ_20101012_1930-20101012_2100.sac.cut1');

[w,f] = pwelch(d,50000,[],55000,Fs);
[sw,f1] = pwelch(d,700,200,40000,Fs);

```

```
[w1, f2] = pwelch(d1, 60000, [], 65000, Fs);
[sw1, f3] = pwelch(d1, 800, 270, 50000, Fs);

figure
loglog(f, w, 'Color', [0.5 0.5 0.5]),
hold on, loglog(f2, w1, 'Color', [0.5 0.5 0.5]),
hold on, loglog(f1, sw, 'Color', 'r', 'LineWidth', 1.5),
hold on, loglog(f3, sw1, 'Color', 'b', 'LineWidth', 1.5);
axis([2e-2 5 min(sw1) max(w1)]);
xlabel('Frecuencia (Hz)')
```

B.6 Código para realizar la correlación cruzada, en Matlab

```
clear all
close all
cd /media/arias/2EB6B76DB6B73465/Gabriela/LP/VLP/crossc/TAM/sacs

[t, d, p]=readsac('BTAM_BHZ_20121211_1129-20121211_1133.sac.cc.bp1');
[t1, d1, p1]=readsac('BTAM_BHZ_20100603_0629-20100603_0633.sac.cc.bp1');
B1 = crcor(d, d1);
M1 = max(B1);
m1 = min(B1);
if M1 > abs(m1)
N1 = M1;
else
N1 = m1;
```

Función `crcor`

```
function cc = crcor(vlp, d)
winlen = length(vlp);
vlp = fliplr(vlp);
vlp = vlp/norm(vlp);
rawcc = conv(vlp, d);
rawcc = rawcc(winlen:end);

box = ones(winlen, 1);
sos = conv(box, d.^2);
norms = sqrt(sos);
norms = norms(winlen:end);
cc = rawcc./norms;
cc = fliplr(cc);
cc = cc(winlen:end);
```

```
cc = fliplr(cc);
```

B.7 Código para el análisis de polarización, en Matlab

```
%codigo para una sola estacion
close all
clear all
%definicion de constantes
delt = 0.02;
Fs = 1/delt;
Fny = Fs/2;
integrar = 0;
aceptar = 0;
aceptarl = 0;
latmor = -0.72502;
lonmor = -78.45910;
latnas = -0.67480;
lonnas = -78.48751;
latref = -0.66365;
lonref = -78.44082;
lattam = -0.67849;
lontam = -78.39913;
latvc2 = -0.66102;
lonvc2 = -78.41417;

%lectura de datos
cd /media/arias/2EB6B76DB6B73465/Gabriela/LP/VLP/9-20110407/particlemotion
[tMOR,eMOR,peMOR]=readsac('BMOR_BHE_20110407_0731-20110407_0736.sac.corr');
[tMOR,nMOR,pnMOR]=readsac('BMOR_BHN_20110407_0731-20110407_0736.sac.corr');
[tMOR,zMOR,pzMOR]=readsac('BMOR_BHZ_20110407_0731-20110407_0736.sac.corr');

%numero de puntos
npMOR = length(zMOR);
tmMOR=(0:npMOR-1)/Fs;

%integracion de la senal
integrar = input('integrar las trazas? SI:1 o NO:0 ');
if integrar == 1;
    eMOR = cumsum(eMOR);
    nMOR = cumsum(nMOR);
    zMOR = cumsum(zMOR);
else;
```



```

end;

%aplicacion del filtro
flp = input('ingrese frecuencia mas baja del filtro: ');
fhi = input('ingrese frecuencia mas alta del filtro: ');
npole = input('numero de polos: ');

if flp > 0;
    [b,a] = butter(npole,[flp fhi]/Fny);
    eIMOR = filter(b,a,eMOR);
    nIMOR = filter(b,a,nMOR);
    zIMOR = filter(b,a,zMOR);
    eMOR=eIMOR;
    nMOR=nIMOR;
    zMOR=zIMOR;

    while aceptar==0
        figure
        hold on
        ha = tight_subplot(5,1,[.04 .04],[.08 .05],[.05 .05]);
        axes(ha(1)); plot(tmMOR, zMOR); ylabel('BMOR');
        set(ha(1),'XTick',[tmMOR(1,1):5:tmMOR(1,length(tmMOR))]);
        ventanaZ(1) = 0; ventanaZ(2) = 0;
        [ventanaZ,amp] = ginput(2);
        vent_minZ = fix(ventanaZ(1)*Fs);
        vent_maxZ = fix(ventanaZ(2)*Fs);
        vent_zMOR = zMOR(vent_minZ:vent_maxZ);
        vent_nMOR = nMOR(vent_minZ:vent_maxZ);
        vent_eMOR = eMOR(vent_minZ:vent_maxZ);
        vent_temp_MOR = tmMOR(vent_minZ:vent_maxZ);
        subplot(5,1,1), plot(vent_temp_MOR, vent_zMOR, 'r');
        ylabel('BMOR');
        hold off
        aceptar = input('si: 1 o no: 0 ');
    end
    else;
end;

x1 = [vent_minZ,vent_minZ];
y1 = [-2e-4, 2e-4];
x2 = [vent_maxZ,vent_maxZ];
fig0 = figure;

```

```

subplot(5,1,1), plot(zMOR),
hold on, plot(x1,y1,'r'),
hold on, plot(x2,y1,'r');
ylabel('BMOR')

%%
%Calculo de los angulos de polarizacion
aMOR=[vent_eMOR' vent_nMOR' vent_zMOR'];
%matriz de covarianza
cMOR=aMOR'*aMOR;
% valores y vectores propios
[v1MOR,d1MOR]=eig(cMOR);
% orden de los valores y vectores propios
[vMOR,dMOR]=order(v1MOR,d1MOR);
% azimuth para el valor propio mas grande
azimuthMOR=atan2(vMOR(1,1),vMOR(2,1))*180/pi;
de1MOR=dMOR(1);
% angulo de incidencia
incidenciaMOR=acos(abs(vMOR(3,1)))* 180/pi;
if azimuthMOR < 0;
    azimuthMOR = 360 + azimuthMOR;
end;
if azimuthMOR < 180;
    b_azimuthMOR = azimuthMOR +180;
else
    b_azimuthMOR = azimuthMOR -180;
end;

% Rectilinearidad
rect1M = 1-((dMOR(1,2)+dMOR(1,3))/(2*dMOR(1,1)));
% Planaridad
planMOR = 1-(2*dMOR(1,3)/(dMOR(1,2)+dMOR(1,1)));
vec_az_xMOR = de1MOR.*cos(azimuthMOR*pi/180);
vec_az_yMOR = de1MOR.*sin(azimuthMOR*pi/180);
vec_azMOR = [vec_az_xMOR, vec_az_yMOR];
vec_inc_xMOR = de1MOR.*cos(incidenciaMOR*pi/180);
vec_inc_yMOR = de1MOR.*sin(incidenciaMOR*pi/180);

%%
%Figuras del particle motion

```

```

BMOR = [lonmor latmor];
BNAS = [lonnas latnas];
BREF = [lonref latref];
BTAM = [lontam lattam];
BVC2 = [lonvc2 latvc2];
BMOR1 = [-78.465 -0.736];
BNAS1 = [-78.492 -0.668];
BREF1 = [-78.447 -0.666];
BTAM1 = [-78.393 -0.672];
BVC21 = [-78.425 -0.654];
cd /home/arias/cotpx-mapa
a = load('140-5200.txt');

%normalizacion del movimiento de la particula
vent_eMOR = vent_eMOR/norm(vent_eMOR);
vent_nMOR = vent_nMOR/norm(vent_nMOR);
EM = vent_eMOR/15 +lonmor;
NM = vent_nMOR/15 +latmor;

fig1 = figure;
title('Particle Motion (horizontal)')
hold on
%plot del mapa del cotopaxi
plot(a(:,1),a(:,2), 'Color', [0.5 0.5 0.5])
%plot de las estaciones
plot(BMOR(:,1),BMOR(:,2), 'rs')
text(BMOR1(:,1),BMOR1(:,2), 'BMOR')
%plot del particle motion
plot(EM,NM)
hold off
axis equal
xlim([-78.52 -78.36]), ylim([-0.76 -0.64])
label = [-78.52 -78.50 -78.48 -78.46 -78.44 -78.42 -78.40 -78.38 -78.36];
set(gca, 'XTick', label)
xlabel('Longitud')
ylabel('Latitud'), grid on

%vectores del particle motion
vec_az_xMOR1 = delMOR.*sin(b_azimuthMOR*pi/180);
vec_az_yMOR1 = delMOR.*cos(b_azimuthMOR*pi/180);

```

```

%vectores de la incidencia
vec_inc_xMOR1 = delMOR.*sin(incidenciaMOR*pi/180);
vec_inc_yMOR1 = delMOR.*cos(incidenciaMOR*pi/180);
vec_incMOR = [vec_inc_xMOR1,vec_inc_yMOR1];

while aceptar1==0
    scale = input('factor de escalamiento: ');
    fig2 = figure;
    title('Vector Particle Motion (horizontal)')
    hold on
    %plot del mapa del cotopaxi
    plot(a(:,1),a(:,2), 'Color', [0.5 0.5 0.5])
    %plot de las estaciones
    plot(BMOR(:,1),BMOR(:,2), 'rs')
    text(BMOR(:,1),BMOR(:,2), 'BMOR')
    %plot del vector del pm
    quiver(lonmor, latmor, vec_az_xMOR1, vec_az_yMOR1, scale)
    hold off
    axis equal
    xlim([-78.52 -78.36]), ylim([-0.76 -0.64])
    set(gca,'XTick',label)
    xlabel('Longitud')
    ylabel('Latitud'), grid on
    aceptar1 = input('si: 1 o no: 0 ');
end

```

ANEXO C

Reultados Análisis de Polarización

Fecha	Filtro (Hz)	Estación	MATLAB		STK		Rectilinearidad	Planaridad
			<i>b_az</i>	<i>Inc</i>	<i>b_azimuth</i>	<i>Incidencia</i>		
03/06/2010 06:30	0.3-0.5	<i>MOR</i>	23,40	82,53	26,8 ± 25,3	91,1 ± 20,1	0,92738	0,94603
		<i>NAS</i>	287,35	86,52	105,6 ± 9,6	91,2 ± 20,5	0,9460	0,96746
		<i>TAM</i>	274,25	75,80	270,5 ± 11	81 ± 30,8	0,86869	0,93001
		<i>VC2</i>	239,40	75,57	234 ± 16,8	85,4 ± 24,5	0,87963	0,92083
11/09/2010 06:47	0.4-0.5	<i>MOR</i>	20,26	60,08	33,2 ± 21,5	95,8 ± 31,7	0,18997	0,49754
		<i>NAS</i>	300,36	79,76	92,9 ± 15,7	97,8 ± 6,7	0,82446	0,89807
		<i>REF</i>	351,00	47,47	342,2 ± 21,5	49,2 ± 36,4	0,72207	0,85268
		<i>TAM</i>	254,45	19,84	279,1 ± 33	28,2 ± 37,2	0,82344	0,87116
12/10/2010 20:24	0.3-0.5	<i>VC2</i>	182,03	48,28	200,1 ± 30	50,9 ± 37,7	0,61208	0,78067
		<i>MOR</i>	19,05	86,82	179,9 ± 20,7	101,7 ± 9,7	0,95336	0,9721
		<i>NAS</i>	283,95	82,55	300,4 ± 26,7	84,4 ± 16	0,98097	0,9787
		<i>REF</i>	98,12	70,98	79,4 ± 37,1	99,5 ± 32	0,7143	0,9891
06/11/2010 11:23	0.02-0.5	<i>TAM</i>	265,98	60,39	263,3 ± 7,9	76,6 ± 22,5	0,96301	0,9613
		<i>VC2</i>	243,33	54,00	246 ± 15,1	71,2 ± 22,7	0,94236	0,8980
		<i>MOR</i>	183,12	87,75	222,6 ± 21	78,3 ± 33,6	0,9893	0,9986
		<i>NAS</i>	89,10	88,89	271,6 ± 2	89,1 ± 5,9	0,9935	0,9998
17/01/2011 20:56	0.3-0.5	<i>REF</i>	186,96	29,78	8,8 ± 20,9	122,8 ± 21,6	0,8648	0,8817
		<i>TAM</i>	238,56	7,79	57 ± 31,6	123 ± 38,8	0,9914	0,9925
		<i>VC2</i>	45,31	87,79	203,9 ± 33,6	50,5 ± 6,3	0,9867	0,9926
		<i>MOR</i>	203,9	76,76	19,4 ± 21,0	100,1 ± 17,7	0,9458	0,9978
15/03/2011 00:00	0.3-0.5	<i>NAS</i>	104,54	80,15	105,9 ± 2,2	94,9 ± 11,5	0,9757	0,9979
		<i>TAM</i>	272,59	76,83	274,4 ± 8,2	83,5 ± 19,3	0,9745	0,9823
		<i>VC2</i>	232,25	80,04	230,5 ± 2,4	82,5 ± 10,5	0,9705	0,9926
		<i>MOR</i>	207,18	78,00	22,6 ± 19,5	90,6 ± 14	0,9067	0,9604
15/03/2011 00:00	0.3-0.5	<i>NAS</i>	104,29	84,98	104,5 ± 1,3	95,3 ± 11	0,9680	0,9893
		<i>REF</i>	177,41	57,40	171,9 ± 6,4	120,7 ± 15,2	0,9810	0,9664
		<i>TAM</i>	271,80	79,88	271 ± 6,9	85,4 ± 13	0,9681	0,9788
		<i>VC2</i>	238,53	73,83	235,5 ± 12,7	80,9 ± 25,4	0,9548	0,9877

Continúa en la siguiente página

Tabla C.1 – *Continuación página previa*

Fecha	Filtro (Hz)	Estación	MATLAB		STK		Rectilinearidad	Planaridad
			<i>b_az</i>	<i>Inc</i>	<i>b_azimuth</i>	<i>Incidencia</i>		
15/03/2011 07:45	0.4-0.5	<i>MOR</i>	197,6	80,37	23,1 ± 31	102,5 ± 32	0,92150	0,9733
		<i>NAS</i>	111,99	89,12	109,4 ± 17,9	95,3 ± 9,6	0,8861	0,9752
		<i>REF</i>	171,57	87,4	174,7 ± 12,7	111 ± 27,4	0,9592	0,9622
		<i>TAM</i>	305,4	79,53	320,7 ± 8,7	80,3 ± 6,6	0,9693	0,9575
		<i>VC2</i>	263,48	77,97	103 ± 25,2	93,7 ± 9,9	0,9592	0,9937
01/04/2011 11:00	0.3-0.5	<i>MOR</i>	225,33	65,24	81,7 ± 34	124,8 ± 14,3	0,6632	0,8552
		<i>NAS</i>	86,51	85,48	82,5 ± 10	95,6 ± 7,3	0,9526	0,9749
		<i>REF</i>	343,88	83,73	160,4 ± 19,4	94,4 ± 30,5	0,8543	0,9174
		<i>TAM</i>	161,42	89,99	155 ± 14,4	95,2 ± 16,1	0,8935	0,8715
		<i>VC2</i>	104,62	79,14	148,9 ± 38,5	100,6 ± 18,3	0,6614	0,8145
07/04/2011 07:32	0.02-0.5	<i>MOR</i>	25,80	83,16	25,3 ± 20,5	108,8 ± 10,5	0,9148	0,8679
		<i>NAS</i>	89,92	89,99	103,9 ± 1,7	103,2 ± 5,8	1,0000	1,0000
		<i>REF</i>	170,38	56,92	167,7 ± 7,4	120,9 ± 17,3	0,9635	0,9792
		<i>TAM</i>	271,00	74,34	269,9 ± 5,7	78,8 ± 12,2	0,9664	0,9715
		<i>VC2</i>	227,16	81,41	231 ± 2,8	83,3 ± 11,5	0,9296	0,9404
16/04/2011 01:29	0.3-0.5	<i>MOR</i>	203,41	83,77	200,8 ± 17,3	88,6 ± 14,9	0,9462	0,9654
		<i>NAS</i>	103,08	83,43	105,8 ± 8,8	94,6 ± 14,3	0,9670	0,9820
		<i>REF</i>	172,11	59,02	172,7 ± 5,5	120,6 ± 14,6	0,9824	0,9835
		<i>TAM</i>	271,14	77,18	269,7 ± 9,1	89,8 ± 18	0,9637	0,9829
26/04/2011 05:36	0.02-0.5	<i>MOR</i>	26,94	60,61	29 ± 19,2	115,4 ± 15,6	0,9092	0,9956
		<i>NAS</i>	273,92	63,98	283,8 ± 19	53,5 ± 40,6	0,9452	0,9959
		<i>REF</i>	321,10	46,17	159,3 ± 27,6	98,4 ± 41,7	0,4957	0,7566
		<i>TAM</i>	108,40	76,35	305,1 ± 24,3	79,4 ± 16,6	0,9132	0,9838
26/04/2011 11:37	0.4-0.5	<i>MOR</i>	37,48	67,31	21,6 ± 25,9	102,7 ± 20,7	0,9680	0,9967
		<i>REF</i>	165,53	66,25	167,9 ± 4,8	121,2 ± 16,1	0,9790	0,9985
		<i>TAM</i>	268,73	75,10	269,9 ± 8,5	85,3 ± 12,6	0,9665	0,9985
10/06/2011 08:14	0.3-0.5	<i>MOR</i>	343,16	47,25	358,6 ± 16	49,4 ± 10,3	0,9098	0,9771
		<i>NAS</i>	89,58	84,99	268 ± 21,8	80,4 ± 28,2	0,8686	0,8857
		<i>REF</i>	156,24	63,01	173,2 ± 10,9	103,8 ± 22	0,9457	0,9106
		<i>TAM</i>	105,94	74,50	295,6 ± 24,3	59 ± 19,2	0,9094	0,9642
		<i>VC2</i>	250,72	74,74	248,2 ± 22,1	77 ± 7,5	0,9588	0,9888
21/07/2011 23:39	0.3-0.5	<i>MOR</i>	40,54	62,06	41,23 ± 2,9	100,1 ± 18	0,9047	0,9942
		<i>NAS</i>	102,72	83,35	105,3 ± 8,3	80,3 ± 12	0,9696	0,9978
		<i>REF</i>	179,14	36,51	183,2 ± 6,1	125,8 ± 22,6	0,9783	0,9750
		<i>TAM</i>	266,53	75,0	268,3 ± 2,8	60,9 ± 27,3	0,9724	0,9958
		<i>VC2</i>	231,74	78,70	230,7 ± 3,5	90,2 ± 21,4	0,9916	0,9979

Continúa en la siguiente página

Tabla C.1 – *Continuación página previa*

Fecha	Filtro (Hz)	Estación	MATLAB		STK		Rectilinearidad	Planaridad
			<i>b_az</i>	<i>Inc</i>	<i>b_azimuth</i>	<i>Incidencia</i>		
17/09/2011 16:47	0.02-0.5	<i>MOR</i>	10,62	88,77	19,8 ± 27,9	111,6 ± 14,5	0,9871	0,9920
		<i>NAS</i>	88,48	89,86	103,1 ± 0,6	101,6 ± 5,7	0,9980	0,9988
		<i>REF</i>	178,40	35,56	174,6 ± 16,3	144 ± 16	0,9195	0,8938
		<i>TAM</i>	270,99	77,17	267,3 ± 6,5	79,1 ± 11,3	0,8740	0,9576
		<i>VC2</i>	69,42	89,11	232 ± 2,3	86,8 ± 11,7	0,9080	0,8770
06/11/2011 17:47	0.02-0.5	<i>MOR</i>	25,57	63,70	30,1 ± 10	100,7 ± 29,7	0,9111	0,9323
		<i>NAS</i>	99,73	83,44	90,9 ± 15,7	84,5 ± 12	0,9279	0,9633
		<i>REF</i>	178,09	34,81	174,2 ± 10,9	49,5 ± 22	0,9252	0,9461
		<i>TAM</i>	269,67	76,02	265,5 ± 4,1	76,6 ± 22,5	0,9712	0,9629
		<i>VC2</i>	231,26	82,53	230,2 ± 3,8	71,7 ± 20,7	0,9062	0,8806
25/11/2011 01:17	0.2-0.5	<i>MOR</i>	210,11	76,85	34,9 ± 17,9	107,3 ± 8,6	0,9198	0,9576
		<i>NAS</i>	101,57	84,56	102,9 ± 2,4	91,8 ± 8,5	0,9803	0,9840
		<i>REF</i>	172,49	37,80	169,4 ± 10,4	143,1 ± 15,8	0,9640	0,9639
		<i>TAM</i>	267,46	77,93	266 ± 4,1	82,3 ± 6	0,9797	0,9806
		<i>VC2</i>	231,05	77,30	229,8 ± 3,5	80,5 ± 6,9	0,9796	0,9894
07/02/2012 14:39	0.2-0.5	<i>MOR</i>	29,84	69,67	35,4 ± 21,6	112,9 ± 13,4	0,9467	0,9736
		<i>NAS</i>	100,01	77,82	101,4 ± 0,4	95,5 ± 5,4	0,9665	0,9956
		<i>REF</i>	162,85	37,56	163,5 ± 15,1	143,5 ± 15,3	0,9712	0,9788
		<i>TAM</i>	270,96	78,61	267,9 ± 5	83 ± 11,8	0,9493	0,9888
		<i>VC2</i>	230,63	82,11	230,8 ± 2	86,1 ± 7,1	0,9773	0,9966
21/02/2012 16:00	0.3-0.5	<i>MOR</i>	209,81	79,46	78,3 ± 19,5	128,4 ± 10,5	0,7508	0,8712
		<i>NAS</i>	68,89	76,47	54,7 ± 24,9	118,3 ± 16,9	0,8305	0,9550
		<i>REF</i>	227,06	85,72	278,8 ± 35,5	5,8 ± 20,9	0,5405	0,6952
		<i>TAM</i>	312,14	83,69	277,7 ± 35,6	5,5 ± 20,9	0,9461	0,9566
		<i>VC2</i>	257,71	84,19	235,2 ± 25,4	89,4 ± 18,4	0,8800	0,9157
14/04/2012 03:36	0.6-0.7	<i>MOR</i>	32,54	37,55	25,6 ± 10,3	28 ± 13,2	0,8500	0,9159
		<i>NAS</i>	108,67	86,90	88,7 ± 15,6	80,4 ± 28,2	0,9264	0,9839
		<i>REF</i>	130,41	26,17	129,4 ± 5,7	102,8 ± 12	0,8418	0,9985
		<i>TAM</i>	324,49	34,27	227,6 ± 22,5	119,9 ± 27,8	0,5272	0,9821
		<i>VC2</i>	196,11	78,53	189,3 ± 12,6	93,4 ± 28,1	0,9549	0,9723
29/07/2012 22:41	0.8-1	<i>MOR</i>	200,66	84,95	52,4 ± 31,6	118,6 ± 16,4	0,9050	0,9291
		<i>NAS</i>	93,13	89,60	101 ± 2,7	102,9 ± 16,1	0,9920	0,9862
		<i>REF</i>	164,92	35,41	154,1 ± 7,2	98,5 ± 32,7	0,9193	0,9232
		<i>TAM</i>	271,97	79,27	81,5 ± 12,8	91,2 ± 16,4	0,8335	0,9657
		<i>VC2</i>	56,33	83,44	46,9 ± 4,1	92 ± 16,2	0,8298	0,9213
02/10/2012 22:27	0.4-0.5	<i>MOR</i>	211,04	75,20	22,8 ± 24,7	95,4 ± 23,1	0,8982	0,9930
		<i>NAS</i>	103,59	77,75	95,3 ± 8	80,4 ± 28,2	0,9697	0,9911
		<i>REF</i>	177,79	38,08	159,4 ± 23,3	103,8 ± 22	0,9842	0,9882
		<i>TAM</i>	86,32	84,45	88,7 ± 9	95,1 ± 17,8	0,9594	0,9943
		<i>VC2</i>	226,80	80,71	231,4 ± 12,5	83 ± 11,4	0,9883	0,9881

Continúa en la siguiente página

Tabla C.1 – *Continuación página previa*

Fecha	Filtro (Hz)	Estación	MATLAB		STK		Rectilinearidad	Planaridad
			<i>b_az</i>	<i>Inc</i>	<i>b_azimuth</i>	<i>Incidencia</i>		
21/10/2012 03:36	0.2-0.5	<i>MOR</i>	28,00	49,72	15,1 ± 13,9	83,5 ± 30,2	0,7771	0,8343
		<i>NAS</i>	88,54	84,62	91,2 ± 15,9	121 ± 33,4	0,9575	0,9539
		<i>REF</i>	0,65	63,86	356,8 ± 14,4	53,5 ± 34,9	0,8446	0,8812
		<i>TAM</i>	302,67	46,50	309,3 ± 20,1	88,4 ± 45,7	0,7707	0,8655
		<i>VC2</i>	22,51	89,33	180,1 ± 20	79,1 ± 24	0,7281	0,8887
11/12/2012 11:29	0.4-0.5	<i>MOR</i>	353,11	83,74	10,7 ± 8,6	92,1 ± 19,1	0,9905	0,9932
		<i>NAS</i>	97,12	88,21	102,5 ± 12,9	91 ± 23,5	0,9992	0,9988
		<i>REF</i>	286,10	44,89	110,1 ± 20,6	47,2 ± 35,4	0,9537	0,9966
		<i>TAM</i>	69,47	88,76	271,4 ± 24,2	81,9 ± 27,8	0,7500	0,9236
		<i>VC2</i>	48,49	88,32	219,3 ± 23,7	86,4 ± 14,5	0,6957	0,9922
17/02/2013 10:19	0.2-0.5	<i>MOR</i>	223,82	49,23	31,2 ± 19,5	67,4 ± 12,5	0,9104	0,9699
		<i>NAS</i>	87,43	75,17	103,7 ± 22,8	92,8 ± 6,1	0,7449	0,9869
		<i>REF</i>	131,82	33,83	121,6 ± 16,9	59,2 ± 38,4	0,7618	0,9302
		<i>TAM</i>	66,55	87,13	70,5 ± 28,2	38,2 ± 37,2	0,8590	0,9180
		<i>VC2</i>	108,12	39,69	95,3 ± 26,4	100,9 ± 37,4	0,7711	0,8437
18/02/2013 03:06	0.4-0.5	<i>MOR</i>	68,01	65,20	45,7 ± 19,5	90,5 ± 34,1	0,7535	0,8087
		<i>NAS</i>	87,54	84,38	100,3 ± 22,6	90,7 ± 12,4	0,9605	0,9978
		<i>REF</i>	167,58	35,70	159,3 ± 12,9	78,3 ± 20,8	0,8800	0,9892
		<i>TAM</i>	222,77	55,13	252,1 ± 17,6	100,3 ± 34,2	0,6247	0,9532
		<i>VC2</i>	228,71	70,45	214,9 ± 13,2	96,2 ± 26,4	0,8353	0,9718
27/02/2013 09:18	0.5-0.7	<i>MOR</i>	7,10	29,82	25,3 ± 30	54,2 ± 39,4	0,8067	0,7534
		<i>REF</i>	37,85	15,38	163,7 ± 25,3	118 ± 36,9	0,7786	0,9439
		<i>TAM</i>	296,21	27,63	270,4 ± 25,8	80,3 ± 20,9	0,7691	0,8702
		<i>VC2</i>	208,90	88,02	230,8 ± 17,3	55,8 ± 21,9	0,9258	0,9383
28/03/2013 14:52	0.2-0.5	<i>MOR</i>	203,51	78,83	15,3 ± 17,4	79,4 ± 18,7	0,9383	0,9692
		<i>NAS</i>	108,02	84,02	90,7 ± 13,2	98,9 ± 23,2	0,9751	0,9876
		<i>REF</i>	175,40	34,57	173,9 ± 5,4	57,4 ± 17,2	0,9567	0,9669
		<i>TAM</i>	271,71	78,87	289,2 ± 4,1	100,8 ± 34,1	0,8956	0,9742
		<i>VC2</i>	235,36	77,49	229,9 ± 4,6	90,8 ± 27,8	0,8945	0,9574
13/08/2013 04:22	0.8-1	<i>MOR</i>	39,08	55,83	20,8 ± 14,1	62,4 ± 30,1	0,8138	0,8971
		<i>NAS</i>	91,72	47,61	98,3 ± 10,4	87,6 ± 22,4	0,9283	0,9731
		<i>REF</i>	12,47	12,98	200,5 ± 17	103,2 ± 19,1	0,8907	0,9867
		<i>TAM</i>	262,70	65,46	253,9 ± 15,8	78,4 ± 22,7	0,5145	0,9644
		<i>VC2</i>	63,45	85,02	209,5 ± 13,6	81,2 ± 11,4	0,9341	0,8892
17/05/2014 05:11	0.4-0.6	<i>MOR</i>	53,46	25,19	33,6 ± 15,2	98,1 ± 16,5	0,9281	0,9092
		<i>NAS</i>	99,04	79,48	90,7 ± 4,6	88,6 ± 13,2	0,9534	0,9921
		<i>REF</i>	108,06	11,13	135,9 ± 16,1	55,3 ± 11,7	0,8287	0,9747
		<i>TAM</i>	277,20	70,50	269,8 ± 10,3	100,7 ± 18,2	0,8940	0,9813

Continúa en la siguiente página

Tabla C.1 – *Continuación página previa*

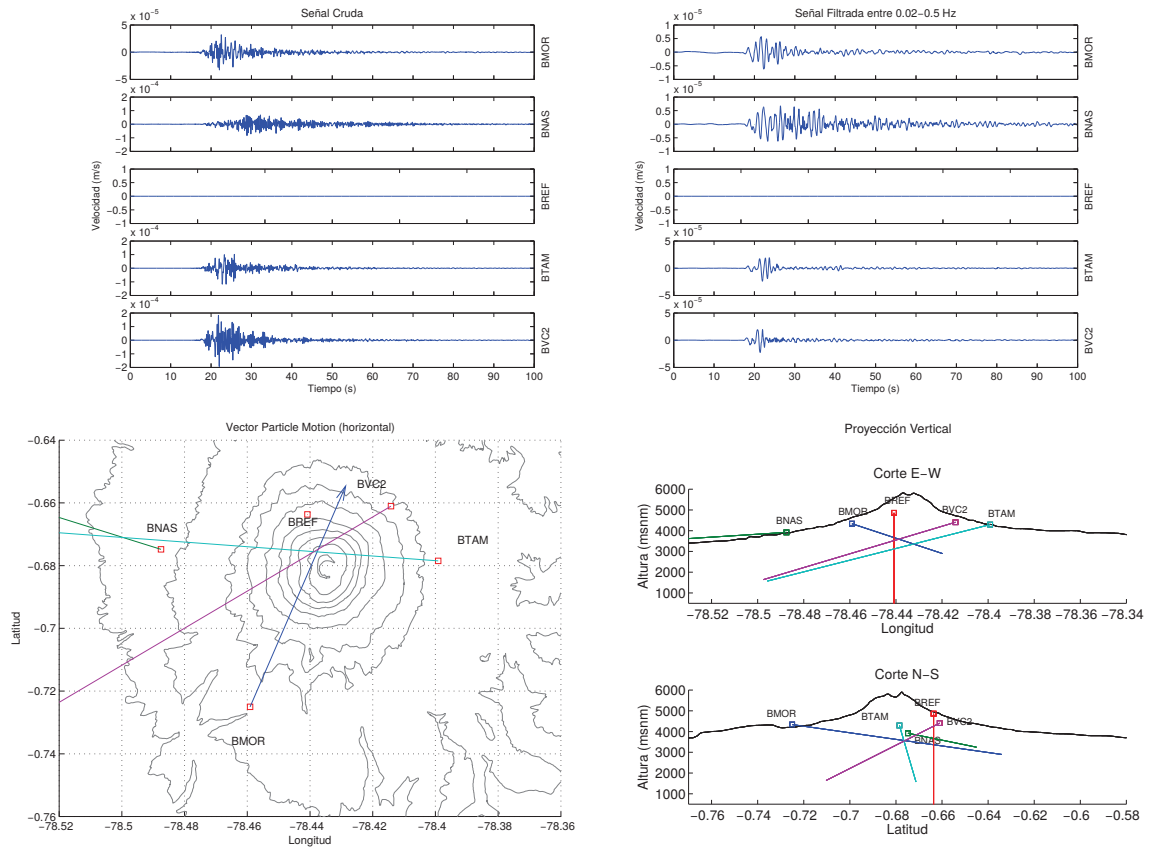
Fecha	Filtro (Hz)	Estación	MATLAB		STK		Rectilinearidad	Planaridad
			<i>b_az</i>	<i>Inc</i>	<i>b_azimuth</i>	<i>Incidencia</i>		
11/09/2014 16:56	0.3-0.5	<i>MOR</i>	202,57	75,96	$16,6 \pm 12,4$	$80,9 \pm 25,4$	0,9060	0,9583
		<i>NAS</i>	101,14	82,12	$99,2 \pm 3,5$	$102,5 \pm 22,9$	0,9384	0,9930
		<i>REF</i>	170,02	36,70	$173,2 \pm 5,1$	$65,3 \pm 9,6$	0,9599	0,9653
		<i>TAM</i>	270,83	73,06	$264,8 \pm 8,2$	$110,3 \pm 26,4$	0,9422	0,9829
14/09/2014 23:55	0.3-0.5	<i>MOR</i>	35,15	69,63	$30,9 \pm 7,6$	$93,8 \pm 10,9$	0,9244	0,9969
		<i>NAS</i>	103,96	84,52	$99,3 \pm 7,2$	$94,8 \pm 14,3$	0,9672	0,9997
		<i>REF</i>	165,84	38,02	$170,1 \pm 6,8$	$114,8 \pm 24,4$	0,9840	0,9936
		<i>TAM</i>	266,97	78,56	$264,2 \pm 3,7$	$94,8 \pm 21,5$	0,9730	0,9927
21/10/2014 13:01	0.1-0.5	<i>MOR</i>	24,77	72,58	$30,8 \pm 6,6$	$101,7 \pm 11,3$	0,9532	0,9954
		<i>NAS</i>	91,13	85,70	$094,2 \pm 7$	$90,4 \pm 12,6$	0,9684	0,9870
		<i>REF</i>	158,15	38,51	$163,2 \pm 6,5$	$103,2 \pm 5,8$	0,9579	0,9808
		<i>TAM</i>	267,62	72,23	$272,5 \pm 8,9$	$88,4 \pm 9,2$	0,9509	0,9680

ANEXO D

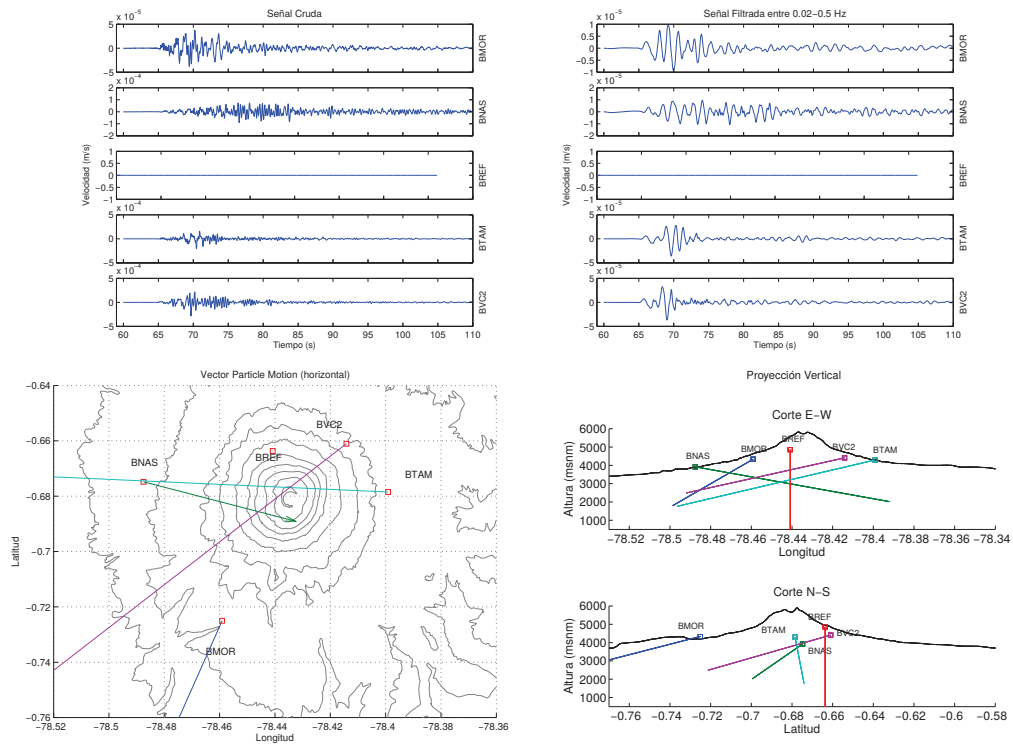
Eventos con contenido VLP

D.1 Familia 1

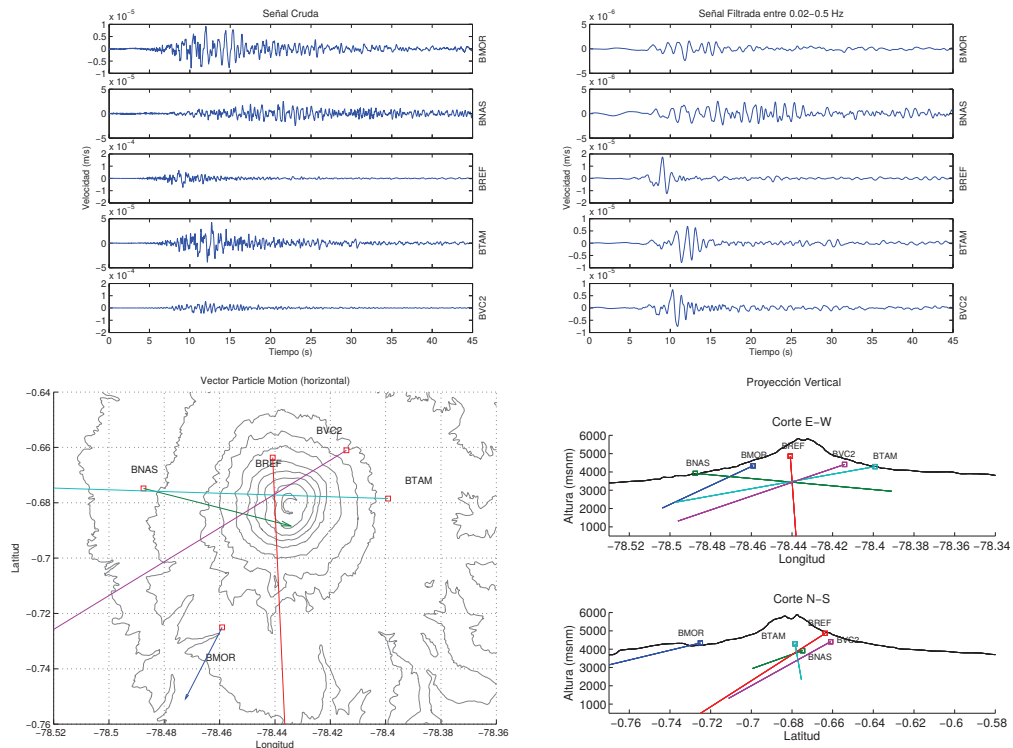
1. 03/Jun/2010 06:30:00 a.m.



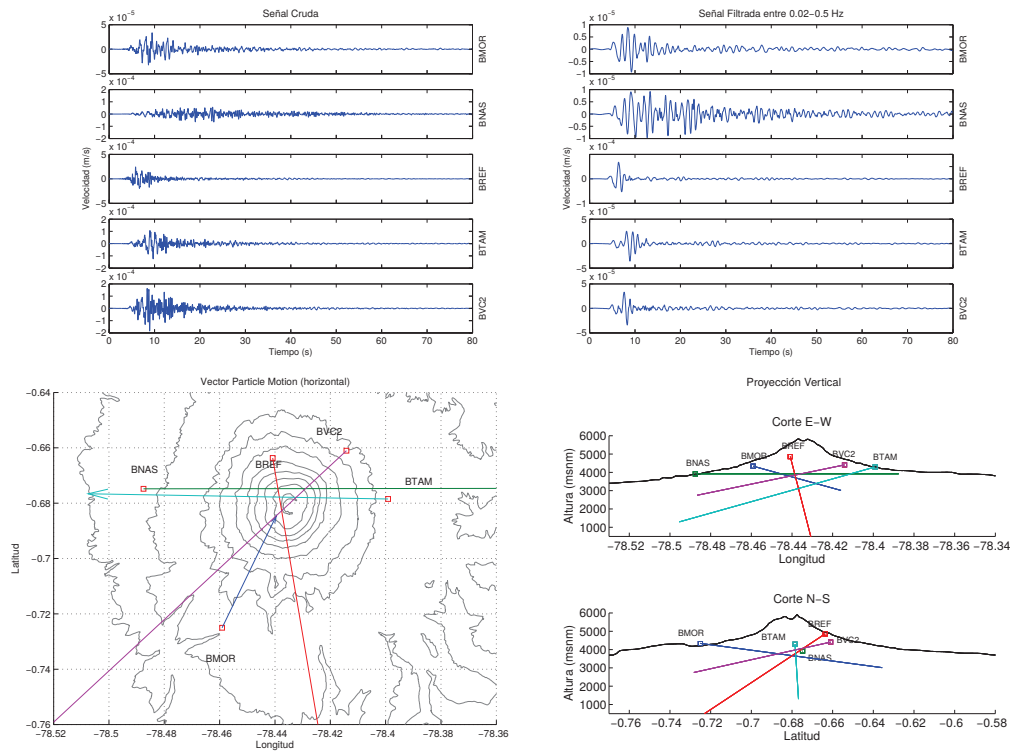
2. 17/Ene/2011 08:56:05 p.m.



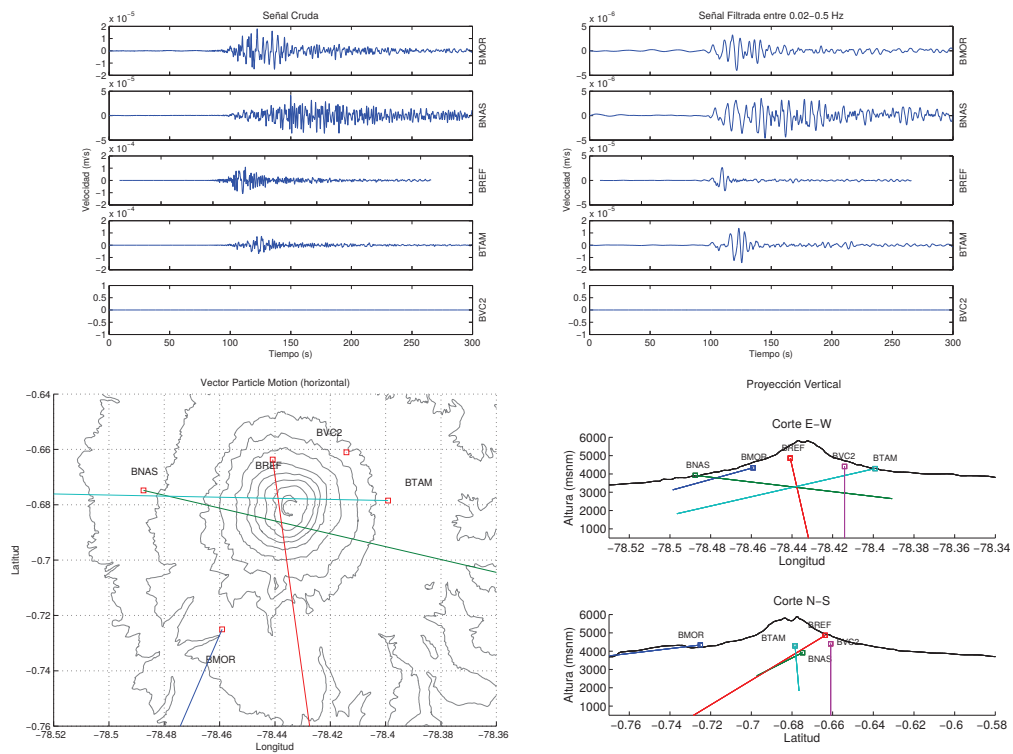
3. 15/Mar/2011 12:00:35 a.m.



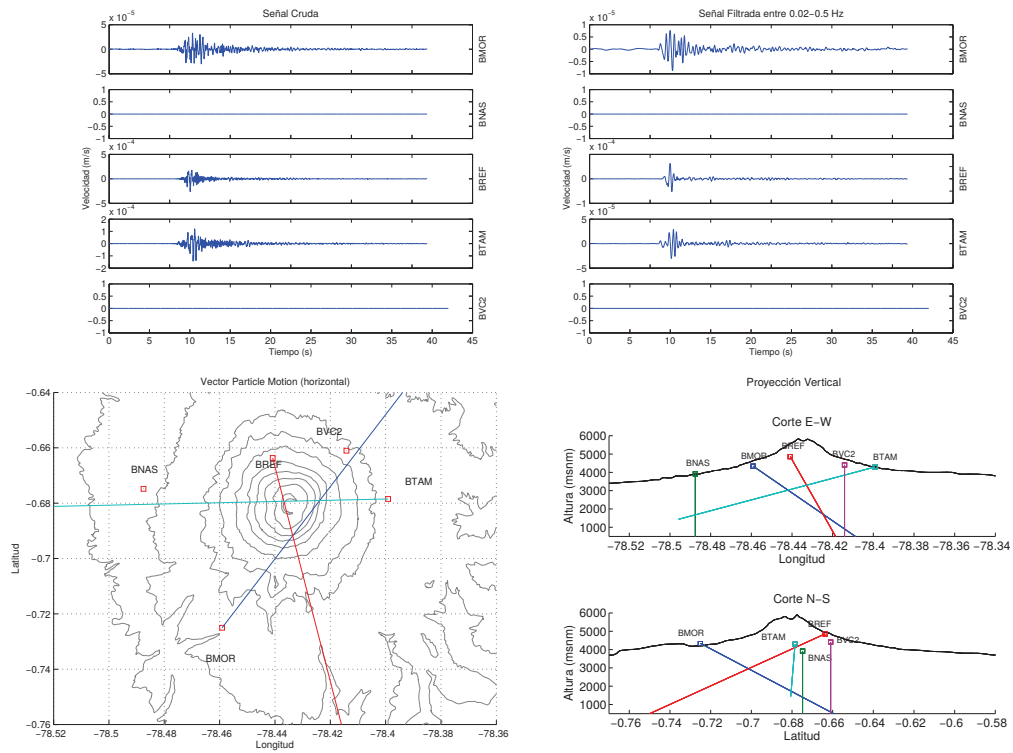
4. 07/Abr/2011 07:32:10 a.m.



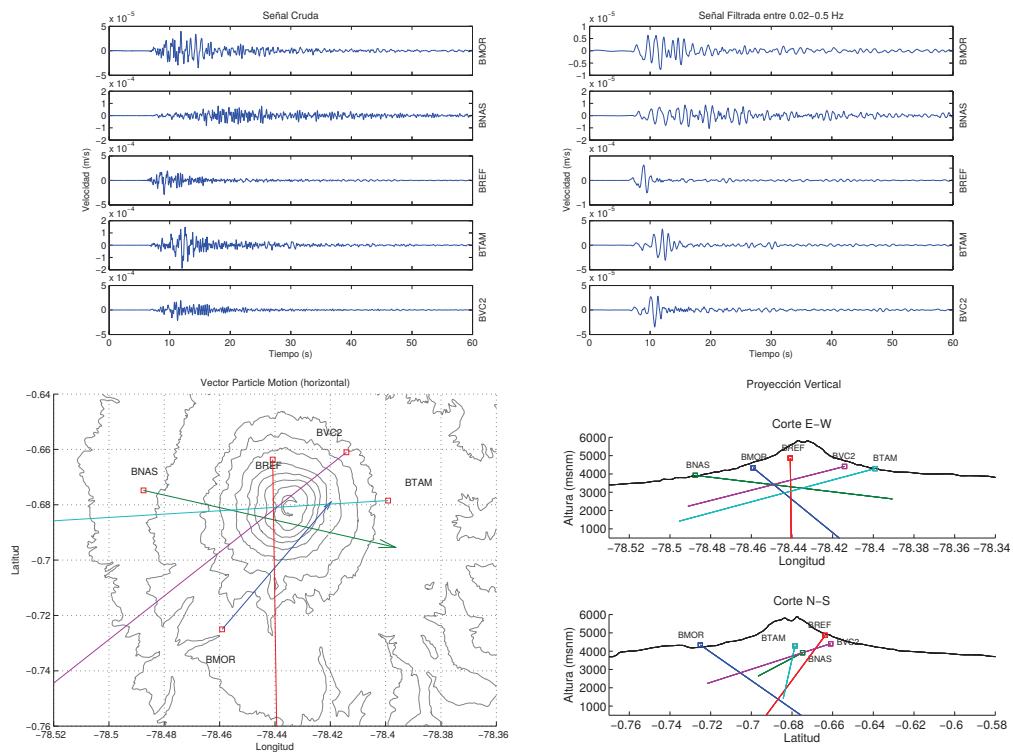
5. 16/Abr/2011 01:29:10 a.m.



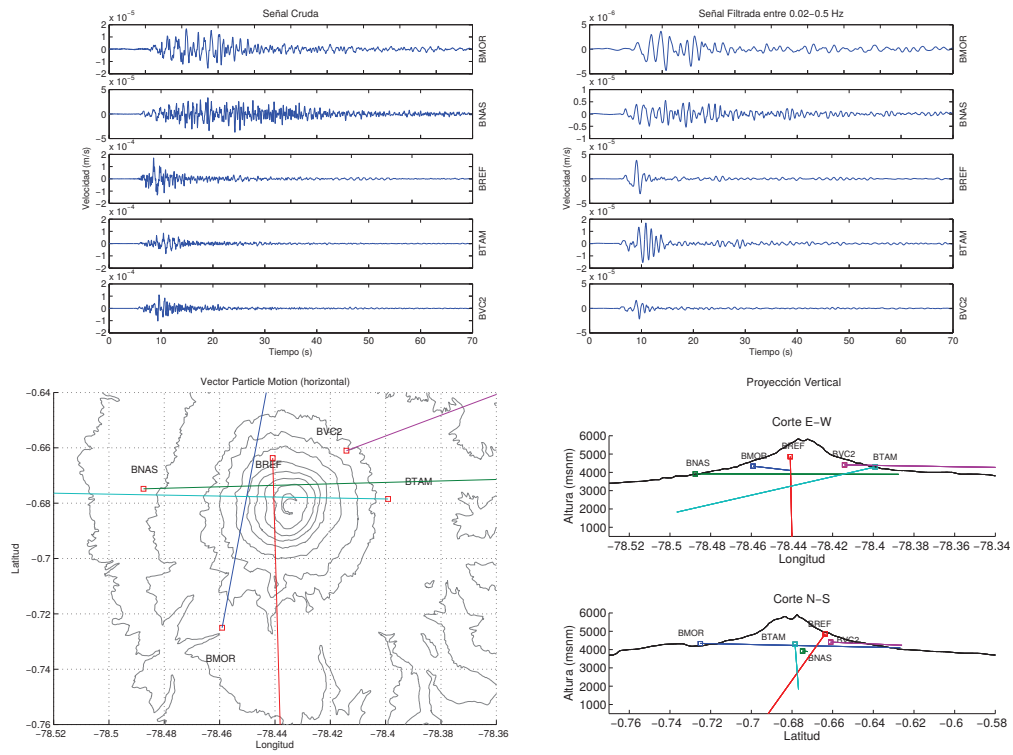
6. 26/Abr/2011 11:37:05 a.m.



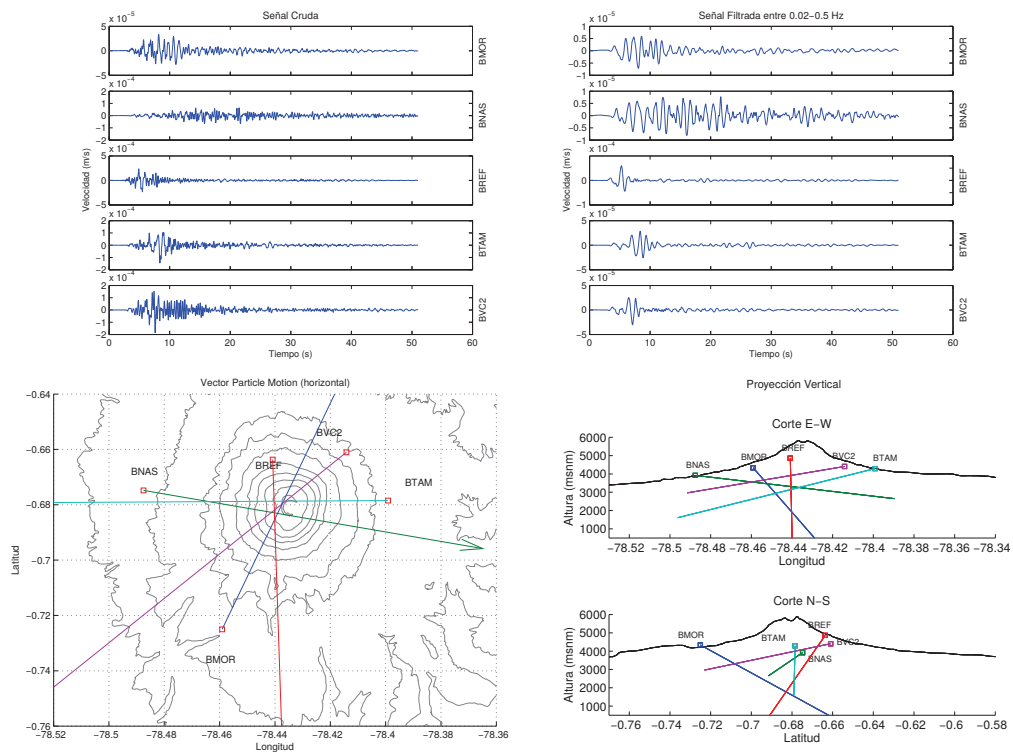
7. 21/Jul/2011 11:39:55 p.m.



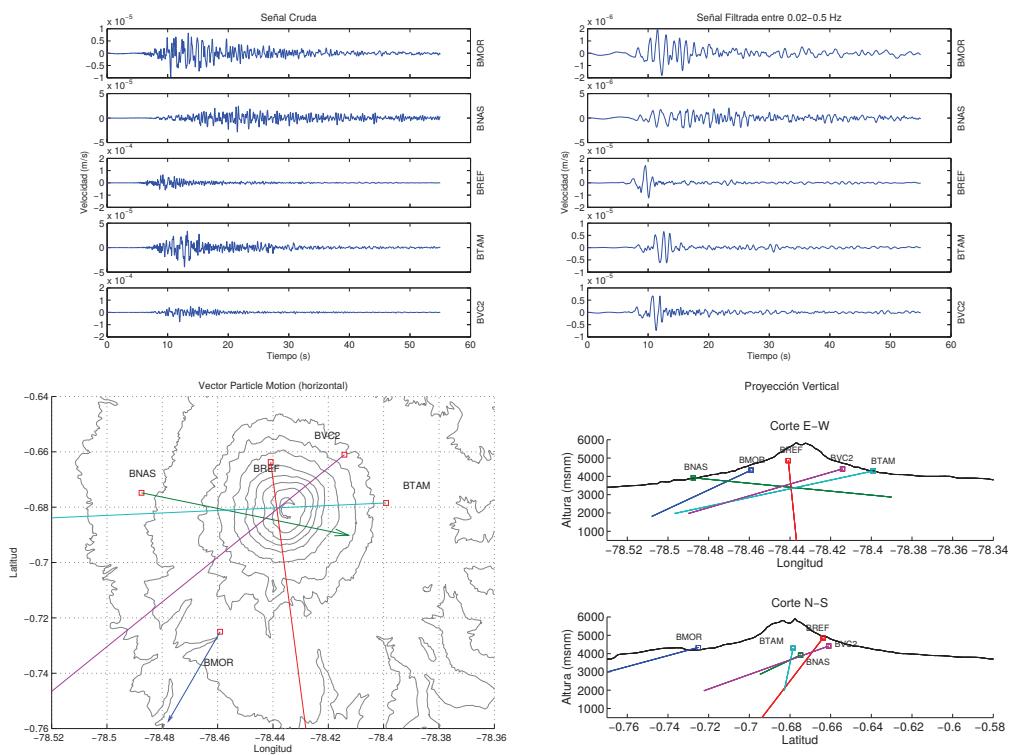
8. 17/Sep/2011 04:47:30 p.m.



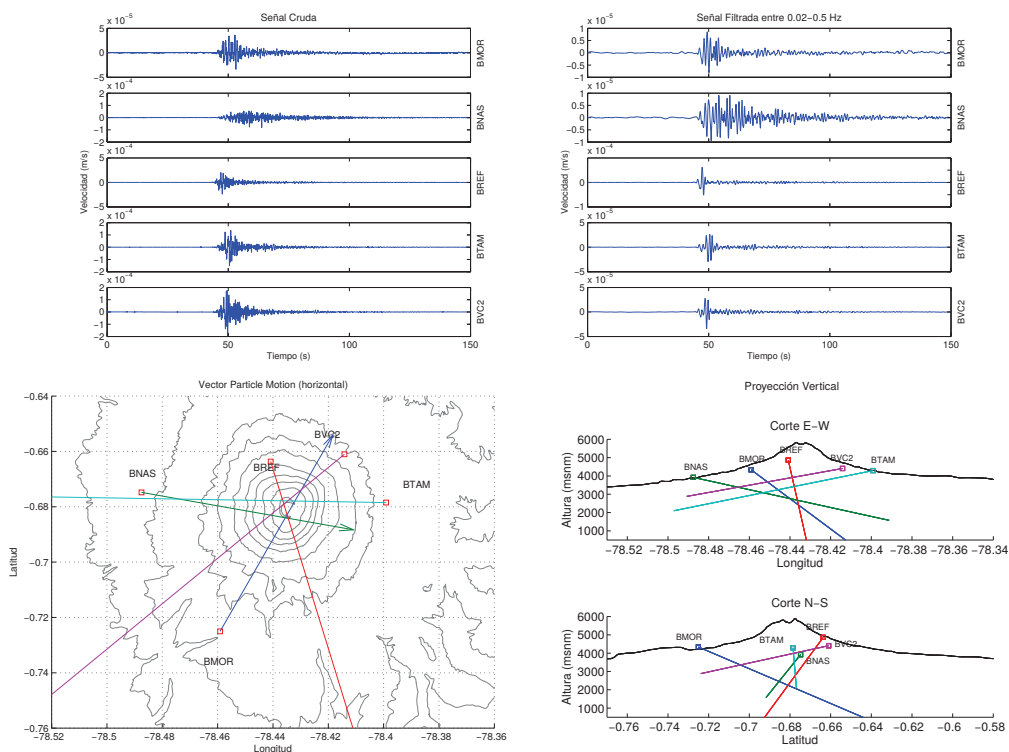
9. 06/Nov/2011 05:47:50 p.m.



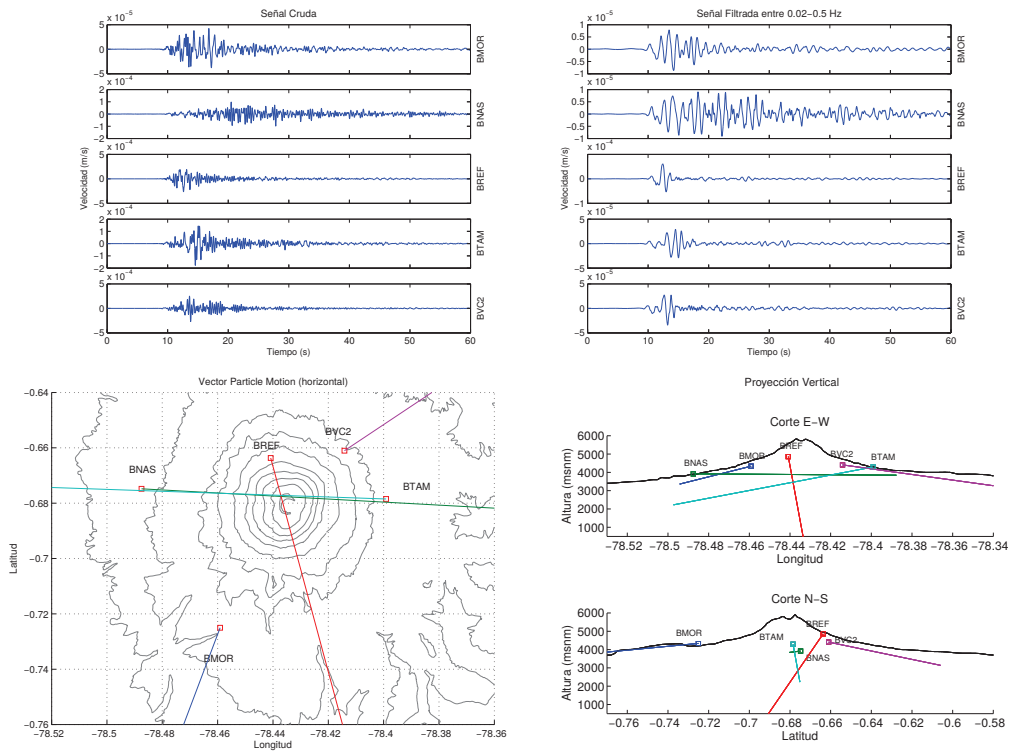
10. 25/Nov/2011 01:17:00 a.m.



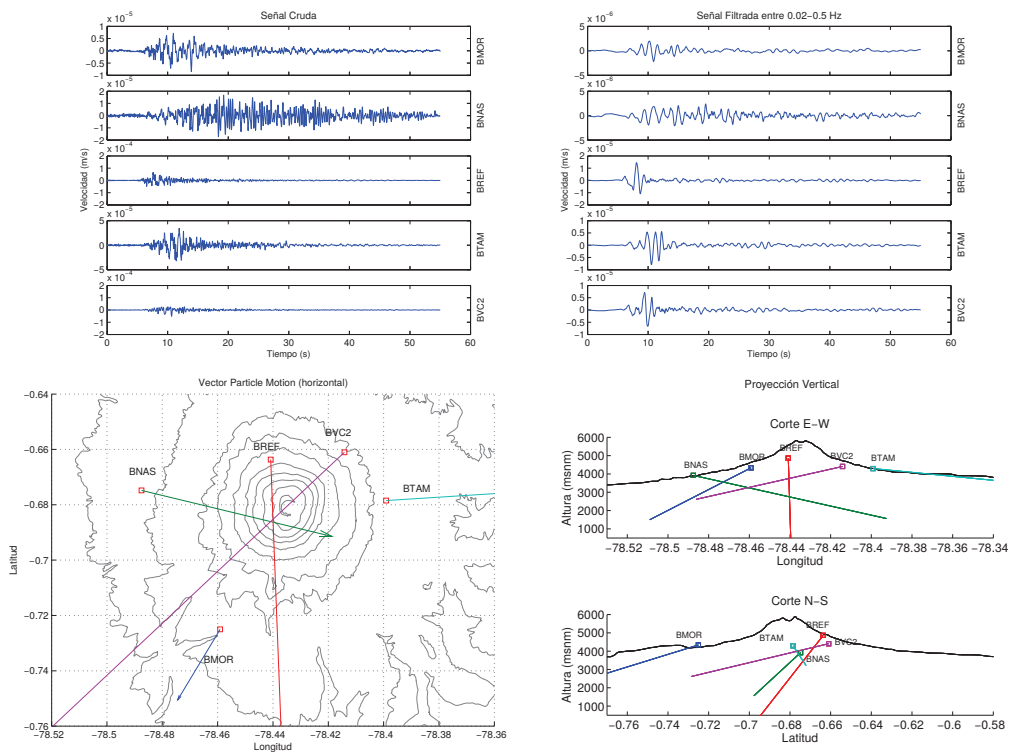
11. 07/Feb/2012 02:39:45 p.m.



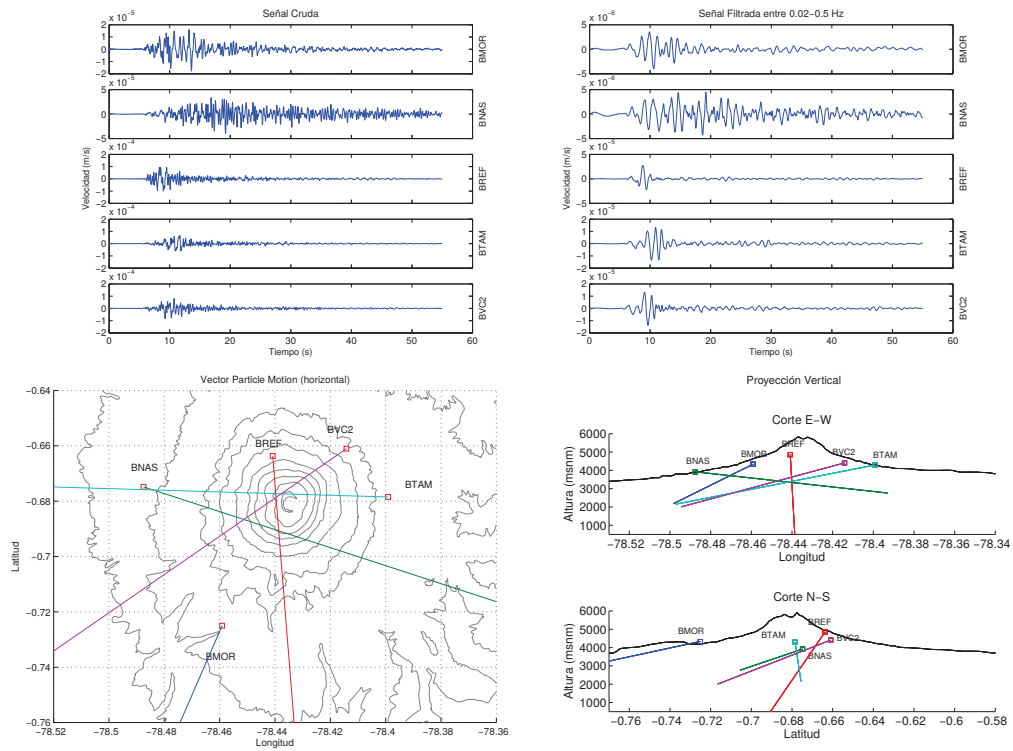
12. 29/Jul/2012 10:41:43 p.m.



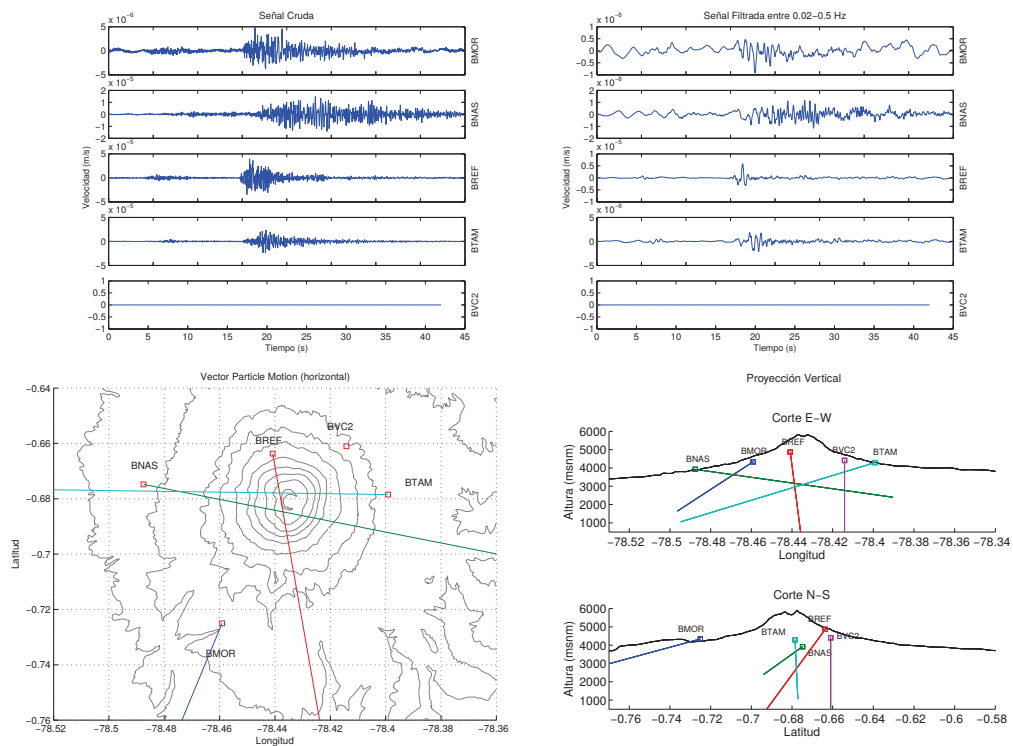
13. 02/Oct/2012 10:27:20 p.m.



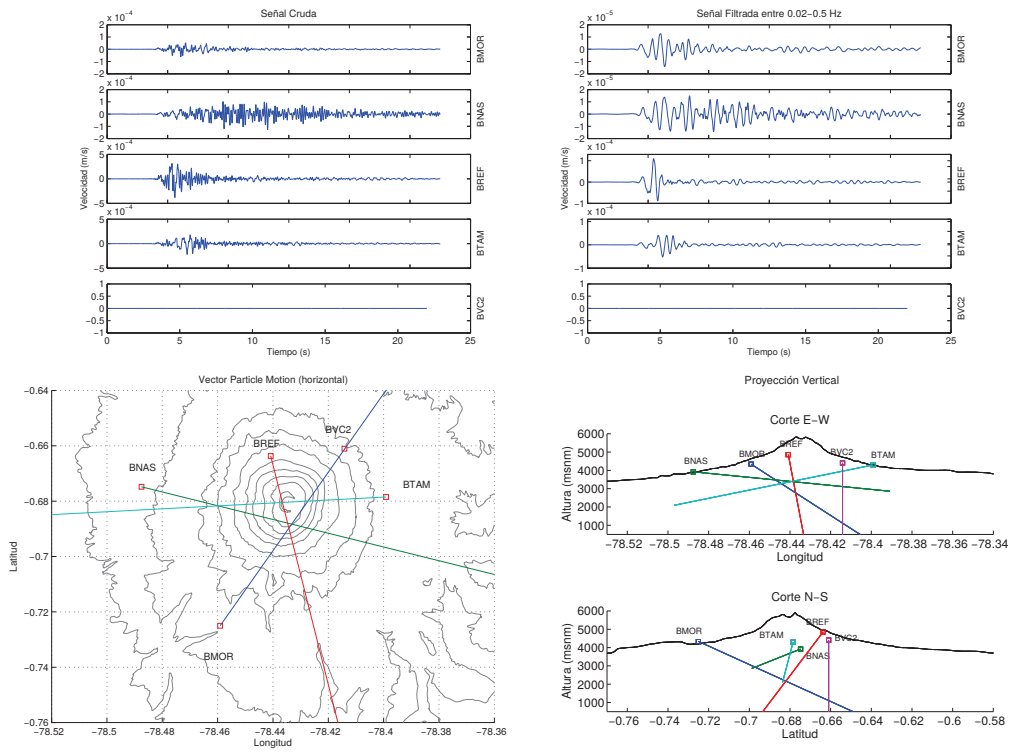
14. 28/Mar/2013 02:52:30 p.m.



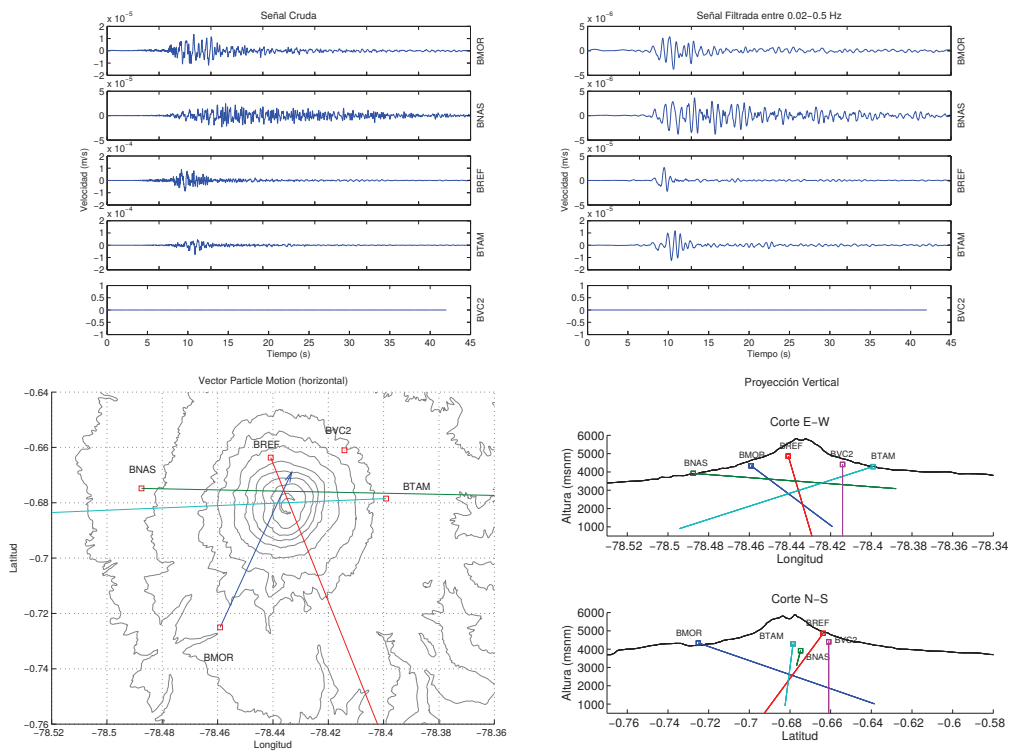
15. 11/Sep/2014 04:56:00 p.m.



16. 14/Sep/2014 11:55:50 p.m.

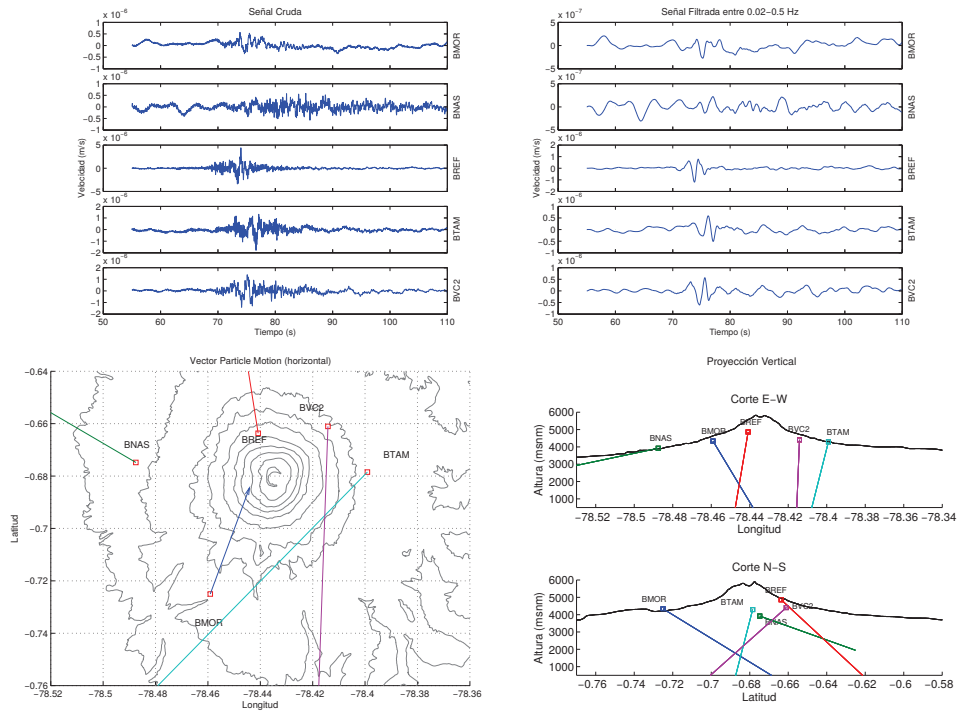


17. 21/Oct/2014 01:01:50 p.m.

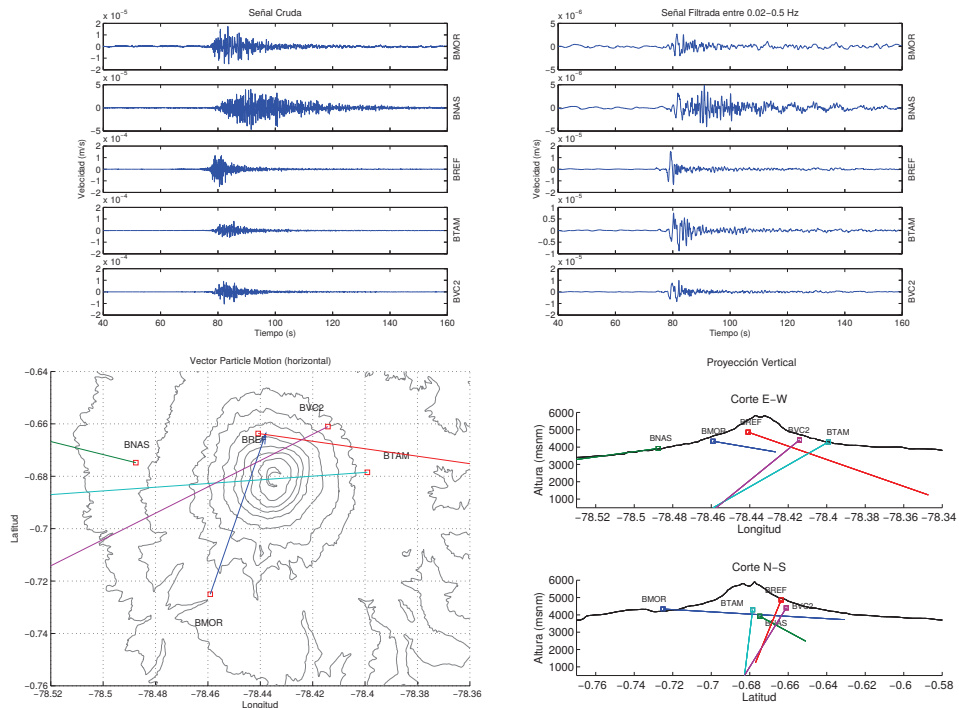


D.2 Eventos sin Familia

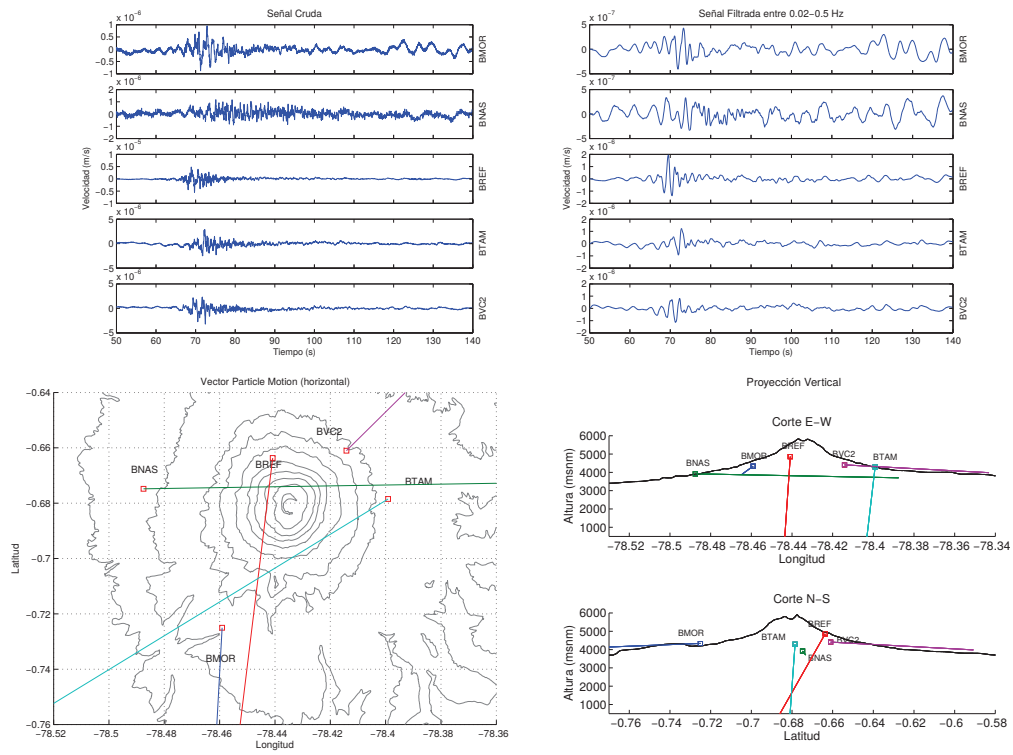
1. 11/Sep/2010 06:47:00 a.m.



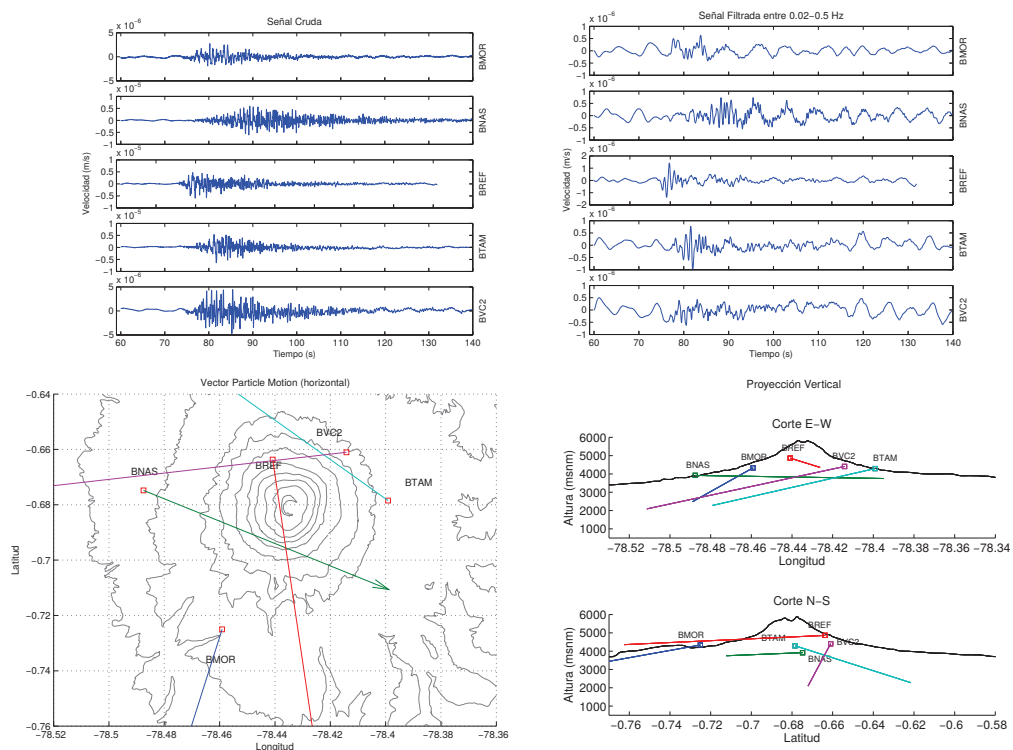
2. 12/Oct/2010 08:24:10 p.m.



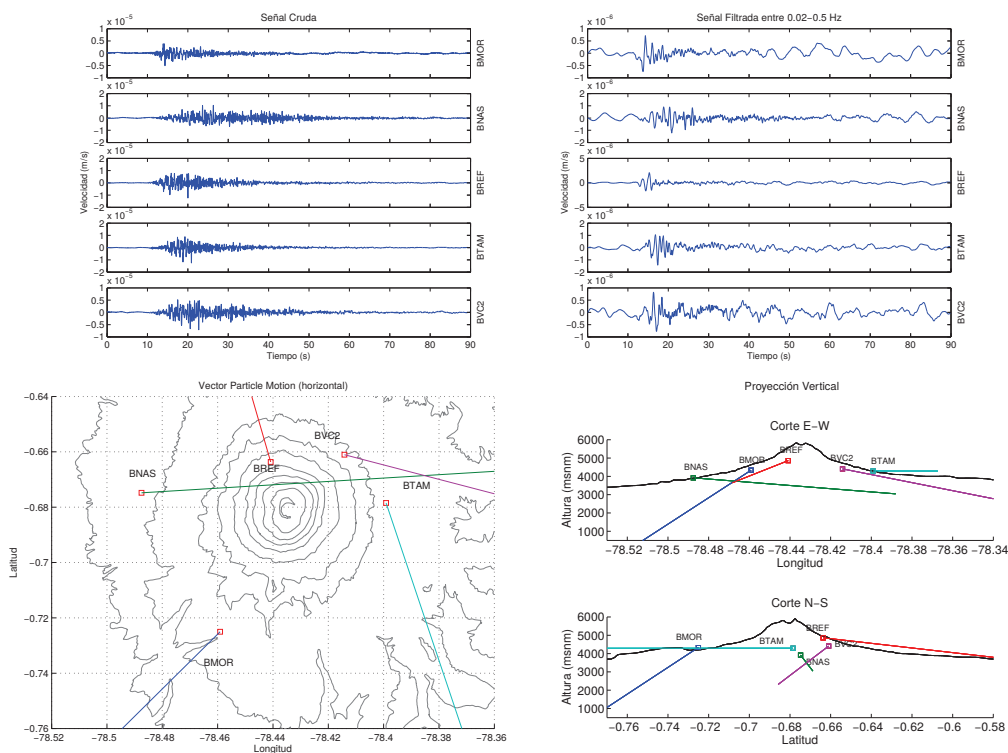
3. 06/Nov/2010 11:23:00 a.m.



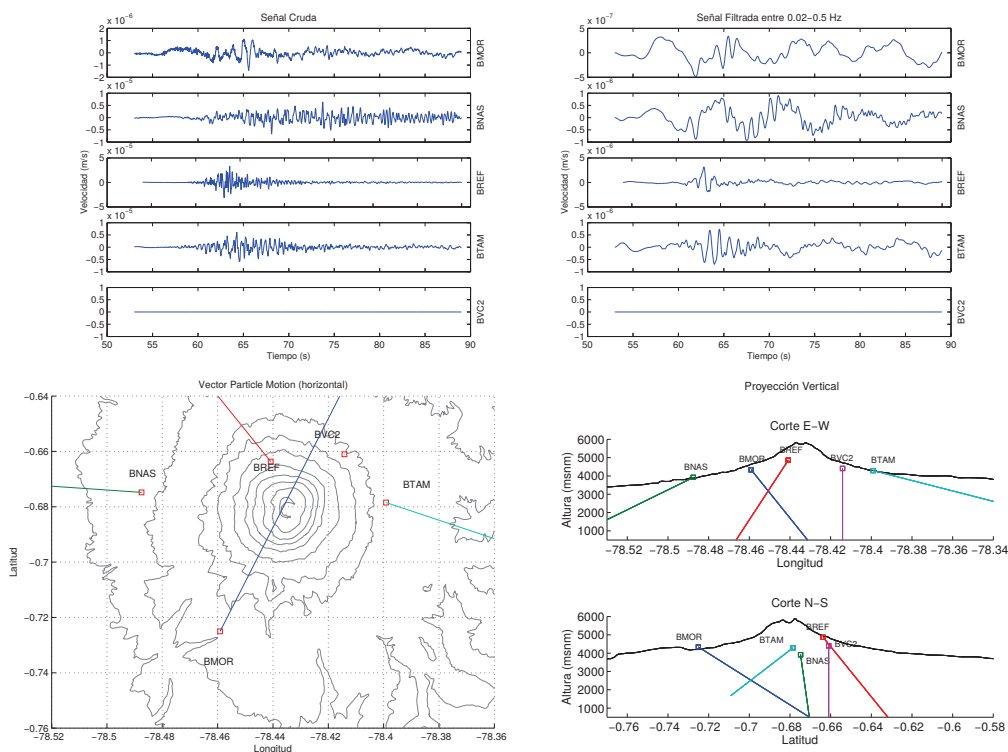
4. 15/Mar/2011 07:45:00 a.m.



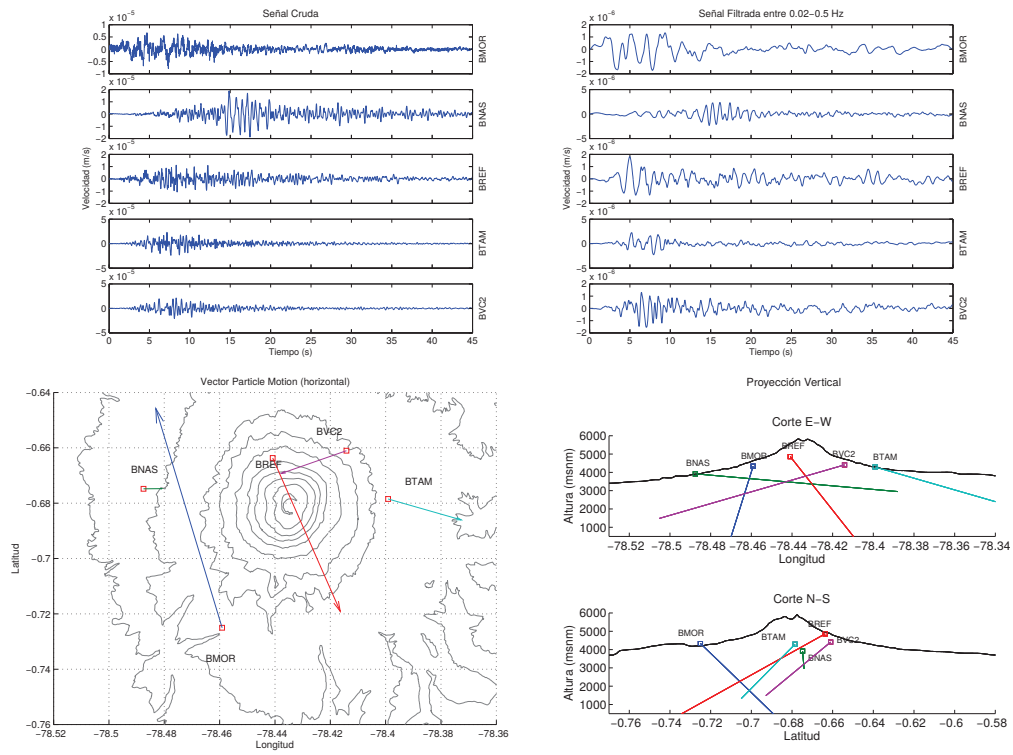
5. 01/Abr/2011 11:00:10 a.m.



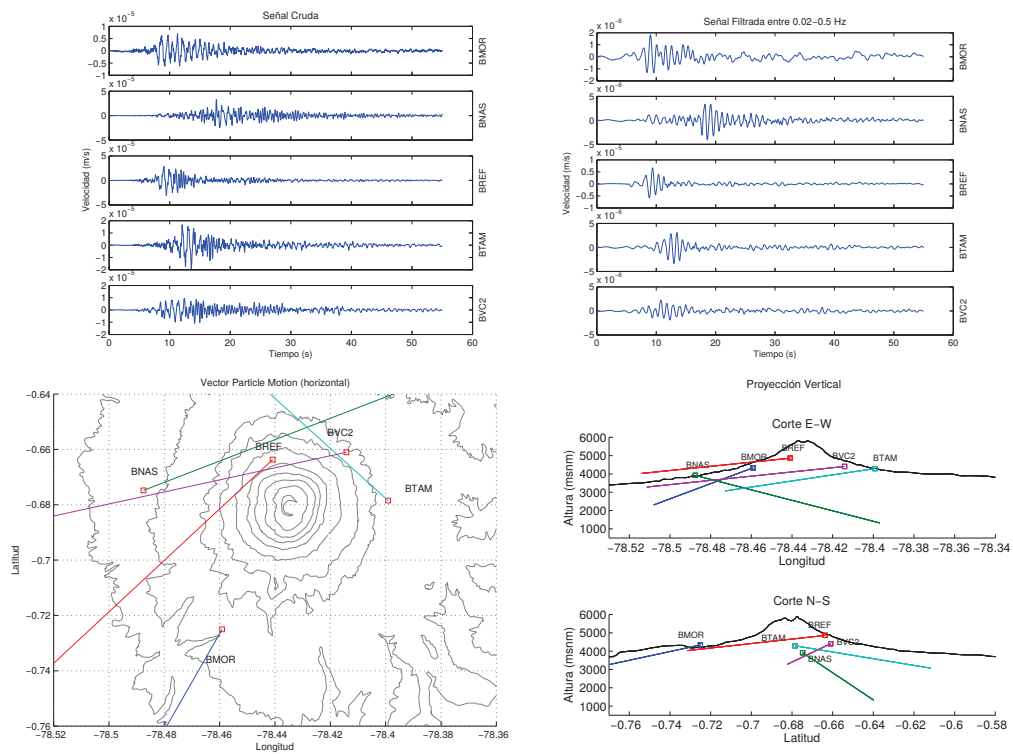
6. 26/Abr/2011 05:36:40 a.m.



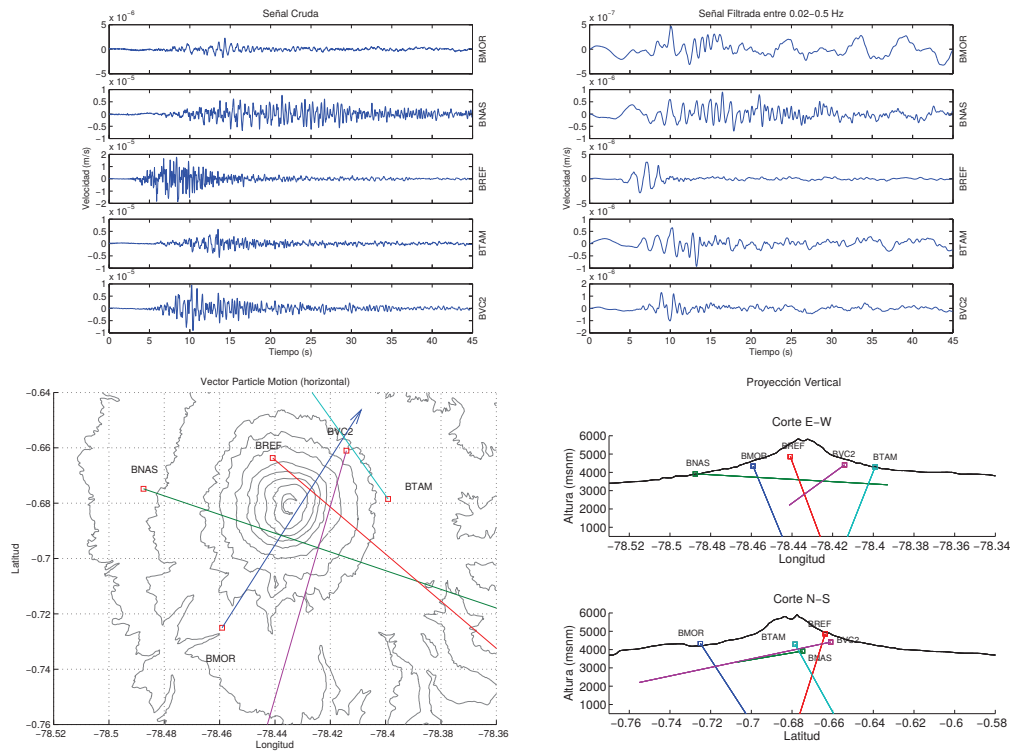
7. 10/Jun/2011 08:14:15 a.m.



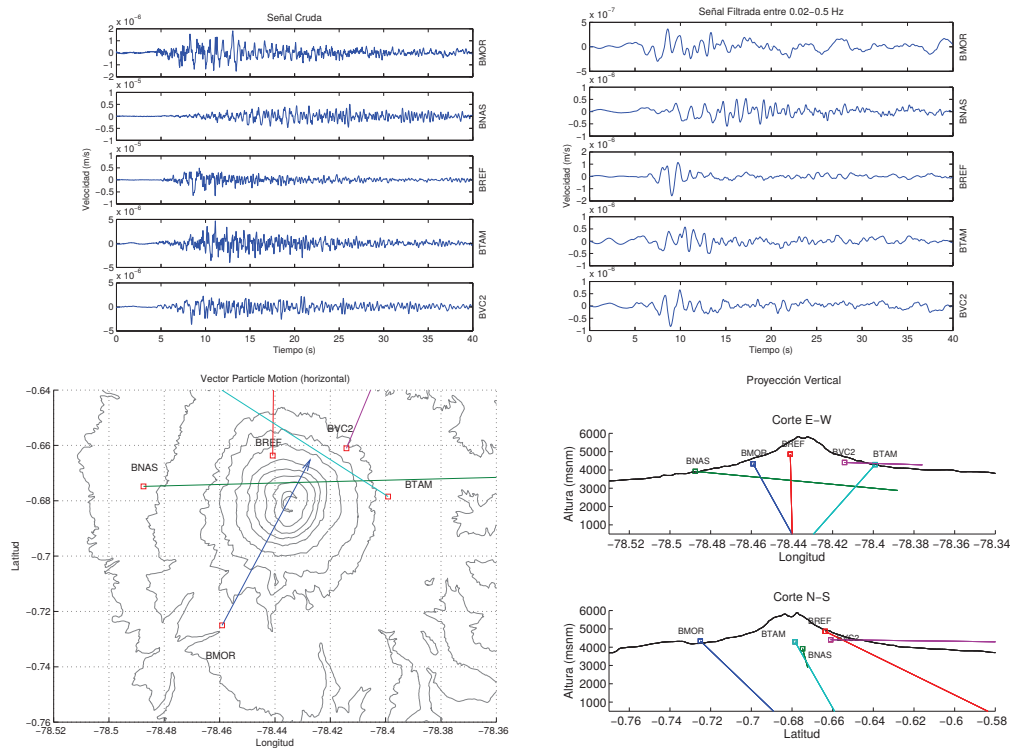
8. 21/Feb/2012 04:00:05 p.m.



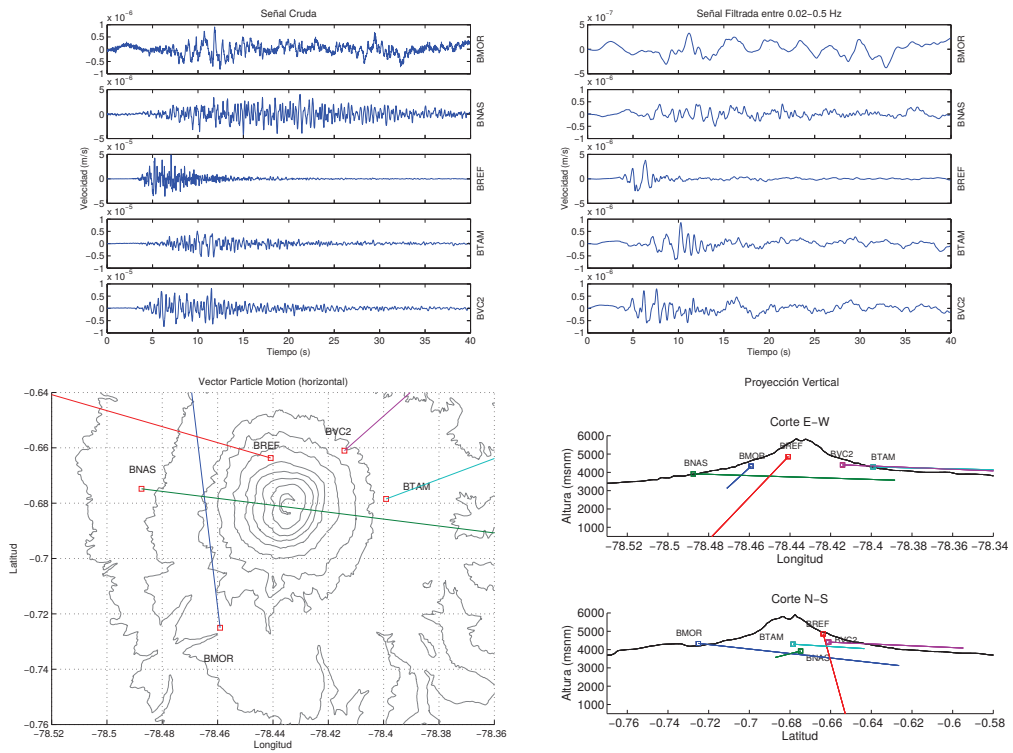
9. 14/Abr/2012 03:36:15 a.m.



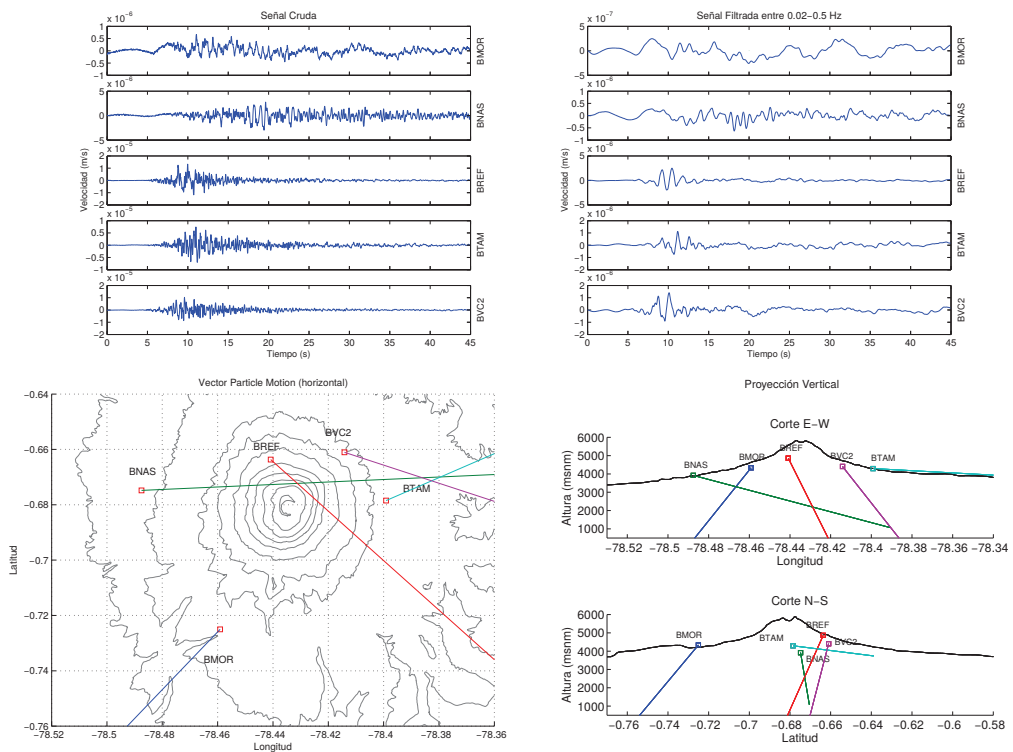
10. 21/Oct/2012 03:36:35 a.m.



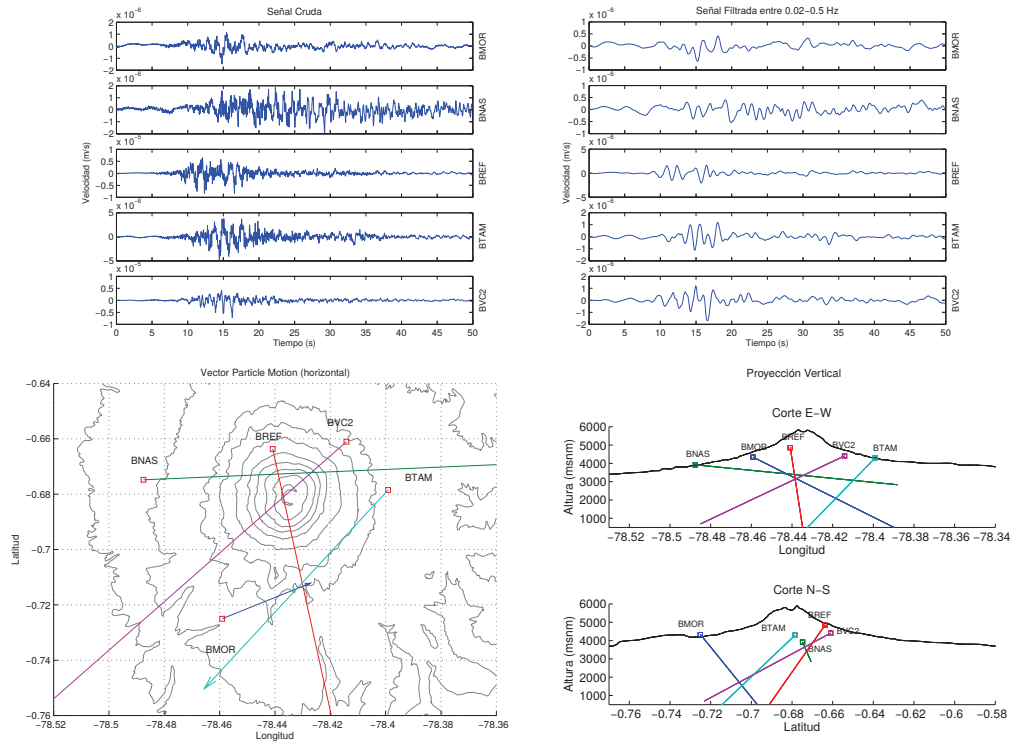
11. 11/Dic/2012 11:29:52 a.m.



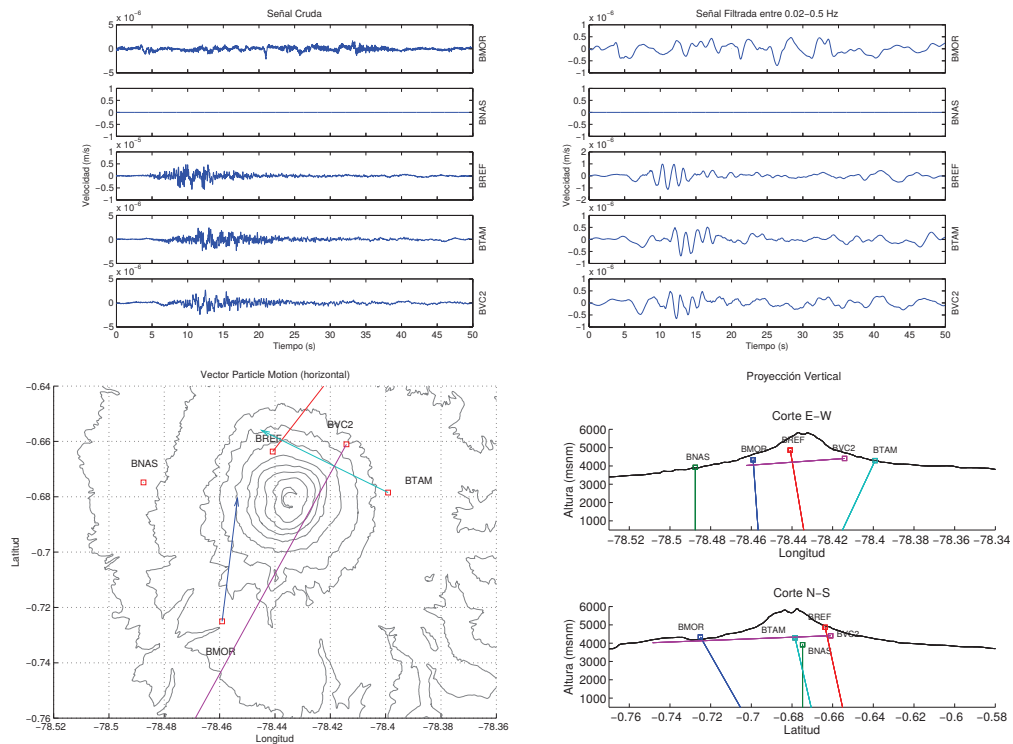
12. 17/Feb/2013 10:19:40 a.m.



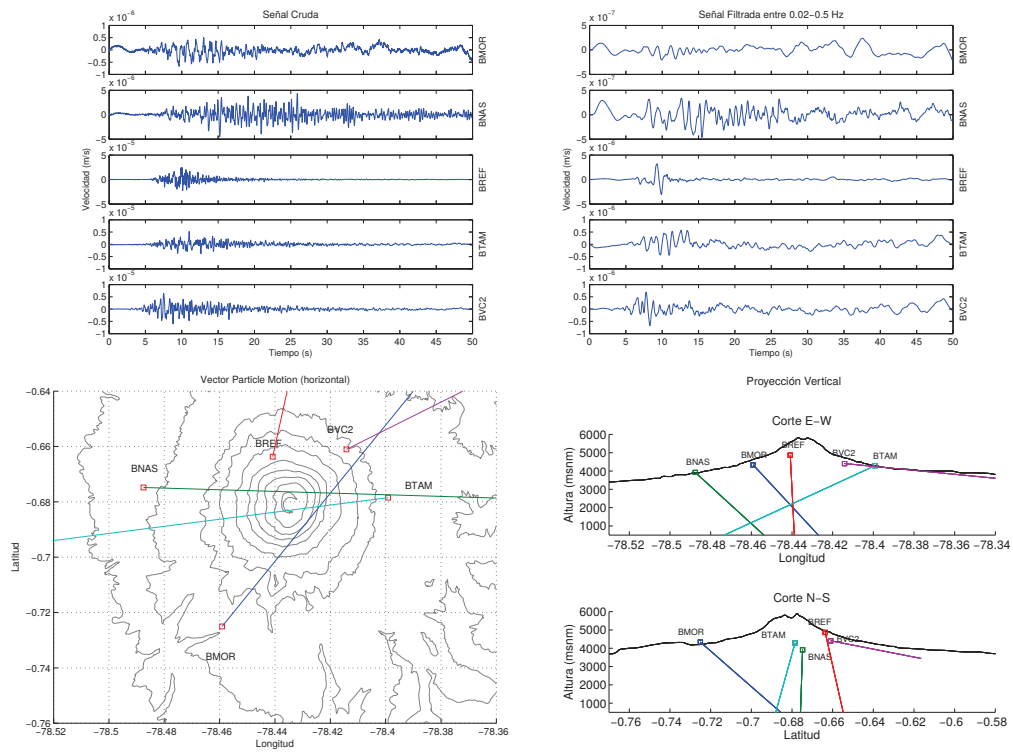
13. 18/Feb/2013 03:06:40 a.m.



14. 27/02/2013 09:18:20 a.m.



15. 13/Ago/2013 04:22:30 a.m.



16. 17/May/2014 05:11:05 a.m.

