



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Modelos de fuente de sismicidad LP para la actividad del volcán Galeras 2004-2010 (Colombia)

Oscar Ernesto Cadena Ibarra

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias Naturales, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2021

Modelos de fuente de sismicidad LP para la actividad del volcán Galeras 2004-2010 (Colombia)

Oscar Ernesto Cadena Ibarra

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Doctor en Geociencias

Director:

Ph.D. John Jairo Sanchez Aguilar

Línea de Investigación:

Sismología volcánica

Grupo de Investigación:

Grupo de Investigación en Vulcanología - VIG

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2021

A mi padre,

Desde niño tuve claro a donde me querías llevar, ahora, impresionado me paro en el lugar a donde me trajiste y desde aquí agradezco tu legado, mi educación.

Agradecimientos

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a mi director de tesis, el Ph.D. John Jairo Sánchez Aguilar, por su apoyo incondicional desde el inicio de mis estudios doctorales, su orientación, sus aportes a lo largo de esta investigación y su dedicación en la revisión del documento final.

Agradezco al Servicio Geológico Colombiano por respaldar esta investigación y permitirme hacer uso de la información necesaria para lograr los objetivos propuestos. Un agradecimiento especial a su Comité de Bienestar Social e Incentivos por brindarme apoyo económico-educativo para el último semestre del doctorado.

También deseo expresar mis agradecimientos al Ing. Jhon Meneses Muñoz del SGC por su apoyo en la puesta en marcha de rutinas que permitieron agilizar el procesamiento de información, al M.Sc. Roberto Torres Corredor y al Ing. Carlos Laverde Castaño, también del SGC, por sus aportes y sugerencias durante las discusiones que sostuvimos dentro del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-SGC.

Finalmente agradecer a Lyna, mi esposa, Sofía y Valeria, mis hijas, por su paciencia, comprensión y apoyo durante estos estudios.

Resumen

Modelos de fuente de sismicidad LP para la actividad del volcán Galeras 2004-2010 (Colombia)

En este estudio se analiza la sismicidad tipo LP del volcán Galeras para el periodo 2004 – 2010, desde los aspectos relacionados con: 1) su distribución temporal, mediante la aplicación de la técnica de variación de la dimensión fractal, 2) la segmentación de la sismicidad en familias y grupos de familias, utilizando correlación cruzada y la caracterización de familias y grupos mediante información espectral, 3) los resultados generados en 1 y 2, sirven de apoyo contextual para la generación de modelos de resonancia de una columna de magma, dentro de la cual se aplica una perturbación que se propaga en forma de ondas sísmicas por la interfase de la columna y la corteza superficial, hasta alcanzar un receptor. La información para la parametrización de la corteza superficial y el magma, se obtuvo de estudios específicos preexistentes, y la solución de los sistemas de ecuaciones se realiza mediante el método de elementos finitos. Los resultados muestran un comportamiento anómalo en la dimensión fractal durante el emplazamiento de los domos de lava de 2006 y 2008. La caracterización sísmica evidencia la existencia de 9 familias de sismos LP que se distribuyeron en dos grupos G1 y G2, asociados respectivamente con el emplazamiento de los domos de lava en superficie y la sismicidad precedente a estos domos. Se parametrizaron modelos para los grupos, G1 y G2, los cuales tienen por diferencias principales: la longitud de la columna de magma y el tipo de acción de la fuente sísmica. Se propone la resonancia de una columna de magma de aproximadamente 2800 m de largo, cuyo tope casi alcanza la superficie, como posible causante de la sismicidad del grupo G1 y una columna cercana a los 2000 m como responsable de los sismos del grupo G2. Adicionalmente, los resultados de este estudio ponen en duda la efectividad de la localización de sismicidad de fluidos basada en el método de atenuación de amplitudes.

Palabras clave: Volcán Galeras, Sismos de Largo Periodo, resonancia en conductos.

Abstract

LP seismicity source models for the activity of the Galeras volcano 2004-2010 (Colombia)

This study analyzes the Long Period-type seismicity (LP) registered in Galeras volcano in the 2004 – 2010 period, from aspects related to: 1) its temporal distribution by applying the technique of the variation in the fractal dimension, 2) the segmentation of the seismicity into families and groups of families, using cross-correlation method and the characterization of families and groups using spectral information, 3) the results generated in 1 and 2, serve as contextual support for the generation of resonance models of a magma column, within from which a disturbance is applied. This disturbance is propagated in the form of seismic waves through the interface between the column and the superficial crust until to reach a receptor. The reference information used for the parameterization of the superficial crust and magma properties was obtained from specific pre-existing studies, and the solution for the system of the equations is carried out using the finite element method (FEM). The results show anomalous behavior in the fractal dimension during the emplacement of the lava domes of 2006 and 2008. Seismic characterization reveals the existence of 9 families of LP earthquakes that were distributed into two groups, G1 and G2, associated with the seismicity preceding the lava domes (G2) and that associated with their emplacement on the surface (G1). Models for groups G1 and G2 were parameterized, which have as main differences: the length of the magma column and the form of action of the seismic source. The resonance of a magma column of approximately 2000 m long is proposed as a possible cause of the seismicity of G2 group, while a 2800 m long column, whose top almost reaches the surface, as responsible for the earthquakes of the G1 group. Additionally, the results of this study cast doubt on the effectiveness of locating fluids seismicity based on seismic waves amplitude attenuation method.

Keywords: Galeras volcano, Long Period seismicity, conduit resonance

Contenido

1. Análisis de la ocurrencia sísmica tipo LP en Galeras	5
1.1 Clasificación de sismos en el volcán Galeras	5
1.1.1 Sismos volcánicos de fuente transitoria	6
1.1.2 Señales sísmicas volcánicas continuas	9
1.2 Red sísmica del volcán Galeras	11
1.3 Generalidades de la actividad de Galeras 1989 - 2010	12
1.4 Análisis de la recurrencia sísmica	20
1.4.1 Dimensión fractal	20
1.5 Resultados y análisis	23
1.5.1 Dimensión fractal aplicada a la sismicidad LP de Galeras	23
1.6 Discusión	40
2. Caracterización de la sismicidad LP en el periodo 2004-2010	43
2.1 Correlación cruzada	44
2.1.1 Caracterización en el dominio de la frecuencia	45
2.2 Resultados y análisis	49
2.3 Discusión	71
3. Modelos de fuente para sismos tipo LP	75
3.1 Modelos de grieta y de conducto	76
3.1.1 Modelo de grieta accionada por fluido	76
3.1.2 Modelo de conducto resonante	78
3.2 Los mecanismos de fuente	81
3.3 Atenuación	82
3.3.1 Atenuación intrínseca	82
3.4 Configuración de modelos de conducto para la sismicidad LP del volcán Galeras	83
3.4.1 Parametrización elástica del edificio del volcán Galeras	86
3.4.2 Propiedades físicas del magma de Galeras	91
3.4.3 Diámetro del conducto	99
3.4.4 Aproximación topográfica	101
3.4.5 Ecuaciones del modelo y el método de elementos finitos	102
3.5 Resultados	108
3.5.1 Verificación de eco sísmico en sismogramas reales	108
3.5.2 Longitud de la columna de magma con base en el eco sísmico	111
3.5.3 Primeras ondas de corteza y reflexiones en la base	112
3.5.4 Deducción de la profundidad de la fuente	114
3.5.5 Sismogramas sintéticos	116
3.5.6 Reconocimiento de fases y verificación del eco sísmico	117

3.5.7	Selección de sismogramas sintéticos y modelos promedio asociados	121
3.5.8	Propiedades de los modelos promedio seleccionados	124
3.5.9	Contextualización y sus consideraciones físicas	135
3.5.10	Sismos reales vs sintéticos, casos específicos.....	140
3.6	Discusión	148
3.6.1	Parametrización de los modelos.....	148
3.6.2	El eco sísmico	149
3.6.3	Modelos de sismos LP para Galeras	151
4.	Conclusiones y recomendaciones	155
4.1	Conclusiones	155
4.2	Recomendaciones	157

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Sismograma, espectrograma y espectro (de arriba hacia abajo) de un evento tipo VT registrado por una estación de la red de vigilancia de Galeras, ubicada a 2.2 km al sur del foco del sismo.	6
Figura 1-2: Sismograma, espectrograma y espectro de un evento tipo LP en la componente vertical de una de las estaciones de la red sísmica de Galeras.	7
Figura 1-3: Sismograma de un evento tipo Tornillo en la estación de la red sísmica de Galeras, más cercana al cono activo. Obsérvese el lento decaimiento de sus ondas de coda y el pico dominante en los 1.38 Hz.	8
Figura 1-4: Sismogramas de un evento tipo HYB en tres de las estaciones sísmicas de la red de vigilancia de Galeras. Obsérvese que el inicio del evento está dominado por altas frecuencias y su coda por armónicos de baja frecuencia.....	9
Figura 1-5: Tremor armónico registrado por la estación más cercana al cono activo de Galeras. Sismograma (superior), espectrograma (centro) y espectro (inferior). Obsérvese los armónicos que sobresalen en su espectro.....	10
Figura 1-6: Sismograma y ampliación de un segmento de un episodio de tremor armónico producido por en el volcán Galeras. Se observan modulaciones en la señal ocasionadas por armónicos con frecuencias cercanas entre sí.....	11
Figura 1-7: Localización de las estaciones sísmicas y sensores de infrasonido que conformaron la red de vigilancia de Galeras a junio de 2020. Fuente: SGC.	12
Figura 1-8: Volcán Galeras visto desde la sede del SGC-OVSP (ciudad de Pasto), ubicada a 11 km al este del volcán. Fuente: SGC.	13
Figura 1-9: Histogramas de actividad del volcán Galeras a partir de la observación la ocurrencia sísmica diaria por tipos: LP, VT, TRE, HYB y deformación del terreno registrada en una de las componentes radiales de los inclinómetros electrónicos CraRAD y PeIRAD, ubicados a 0.8 m y 1.6 km al E del cráter del volcán respectivamente. La ocurrencia de las principales erupciones se indican mediante las flechas negras y algunos de los números en negrilla (611, 738, 1308, 702 y 820) indican el número máximo de sismos alcanzado que supera el rango del eje de las ordenadas. Las áreas sombreadas resaltan las etapas de “Reposo” (blanco), “Intrusión y construcción de domos de lava” (azul), “Destrucción de domos de lava” (rojo): arriba) para el periodo entre mayo de 1989 y diciembre de 1996 y abajo) para el periodo entre marzo de 2004 y diciembre de 2010. Fuente: SGC.	14

Figura 1-10: Izquierda: emisión de gases y ceniza registrada el 5 de mayo de 1989, derecha: emisión de gases y ceniza registrada el 21 de noviembre de 2004. Fuente: SGC.....	16
Figura 1-11: Izquierda: domo de lava dentro del cráter principal observado en 1991, derecha: domo de lava dentro del cráter principal observado el 13 de enero de 2006. Fuente: SGC.....	17
Figura 1-12: Izquierda: domo de lava dentro del cráter principal observado el 12 de diciembre de 2008, derecha: imagen térmica aérea del domo de lava, se observa una temperatura máxima de 533 °C. Fuente: SGC.....	17
Figura 1-13: Izquierda superior: erupción explosiva del 16 de julio de 1992, derecha superior: erupción explosiva del 17 de enero de 2008, izquierda abajo: erupción explosiva del 7 de junio de 2009, derecha abajo: imagen térmica de la erupción explosiva del 2 de enero de 2010. Fuente: SGC.	18
Figura 1-14: Dimensión de correlación (línea continua negra) de la serie de tiempo de sismos LP entre julio de 2004 y diciembre de 2011.	24
Figura 1-15: Comportamiento de la dimensión de correlación (línea negra) en el periodo entre julio de 2004 y julio de 2006. Se ha sombreado con diferentes colores las diferentes etapas que se explican en el texto. También se muestra el número diario de sismos (en amarillo) y algunos hitos importantes dentro con flechas rojas.....	25
Figura 1-16: Energía sísmica diaria liberada por cada tipo de sismos (LP amarillo, VT rojo y TRE azul) Se destaca el aporte energético de los episodios de tremor a partir del 21 de diciembre de 2005. Fuente SGC.	27
Figura 1-17: Emisiones de vapor de agua y ceniza registradas el 6 y 29 de diciembre de 2005. Fuente SGC.	27
Figura 1-18: Fotografías aéreas del domo de lava observado el 13 de enero de 2006 sobre la base del cráter principal de Galeras. Fuente SGC.....	28
Figura 1-19: Fotografías aéreas del domo de lava observado el 5 de febrero (izquierda) y 15 de febrero (derecha) de 2006 sobre la base del cráter principal de Galeras. (Tomado de SGC, informe público).	29
Figura 1-20: Fotografía aérea del domo de lava observado el 3 de marzo de 2006 sobre la base del cráter principal de Galeras. Fuente SGC.....	31
Figura 1-21: Fotografías aéreas del VG el 10 de marzo (izquierda) y 11 de marzo (derecha) de 2006. Fuente SGC.	31
Figura 1-22: De izquierda a derecha, fotografías tomadas los días 16 (aérea), 19 y 20 de marzo de 2006. Fuente SGC.	32
Figura 1-23: Fotografía aérea del domo de lava observado el 29 de marzo de 2006 sobre la base del cráter principal de Galeras. Fuente SGC.....	32
Figura 1-24: Fotografía aérea del domo de lava observado el 6 de abril (izquierda) y 11 de mayo (derecha) de 2006 sobre la base del cráter principal de Galeras. Fuente SGC.	33
Figura 1-25: Fotografía aérea del cráter principal observado el 26 de mayo con detalles del foco de emisión preexistente Urcunina. Fuente SGC..	33
Figura 1-26: Fotografías de la columna de gases y ceniza de la erupción del día 12 de julio de 2006 a las 10:58 a.m. Fuente SGC.....	34

Figura 1-27: Fotografías aéreas del domo de lava tomadas el día 16 de julio de 2006. Fuente SGC.	34
Figura 1-28: Fotografías de la erupción explosiva del 17 de enero de 2008. Fuente: SGC, la fotografía de la derecha fue cortesía del Profesor Alberto Quijano Bodniza.	35
Figura 1-29: Comportamiento de la dimensión de correlación (línea negra) en el periodo entre julio de 2006 y septiembre de 2010. Se ha sombreado con diferentes colores las diferentes etapas que se explican en el texto. También se muestra el número diario de sismos (en amarillo) y algunos hitos importantes dentro con flechas rojas.	36
Figura 1-30: Emisiones de gases y cenizas, observadas en los días 30 (izquierda) y 31 de julio de 2008 (derecha), respectivamente. Fuente: SGC.	37
Figura 1-31: Columnas de emisión de gases y ceniza. A) Agosto 22; B) y C) Agosto 24. Fuente: SGC.	37
Figura 1-32: Imágenes térmicas tomadas en sobrevuelos del 12 (izquierda) y 15 de agosto derecha) en sobrevuelos realizados por el SGC. Fuente: SGC.	37
Figura 1-33: : Fotografía e imagen térmica tomada en el sobrevuelo de septiembre 19 de 2008, nótese la incandescencia (izquierda) por la presencia del domo de lava y la mayor anomalía térmica en la región nor-oriental interna del cráter (derecha). Fuente: SGC....	38
Figura 1-34: Imagen fotográfica, tomada el 12 de diciembre de 2008 a las 8:50 a.m., del cono activo de Galeras en donde se resalta un detalle da la superficie del domo de lava. Fuente: SGC.	39
Figura 1-35: Flujo de SO ₂ de Galeras, medido con estaciones Scan-DOAS (NOVAC). Enero a diciembre de 2008. Fuente: SGC.	39
Figura 2-1: Sismograma, espectrograma y espectro de Fourier de un sismo tipo LP del volcán Galeras.	45
Figura 2-2: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta su frecuencia dominante.	47
Figura 2-3: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde la línea roja corresponde a la frecuencia central, esta divide la energía espectral en dos partes iguales (0.5 E).	47
Figura 2-4: Espectrograma de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta el pixel correspondiente al centroide del espectrograma, las sombras azul y roja corresponden a zonas de mayor energía tanto en frecuencia como en tiempo.	47
Figura 2-5: Espectrograma de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta el pixel que contiene el valor de máxima energía del espectrograma.	48
Figura 2-6: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta la banda más angosta que contiene el 70% de su energía total.	48
Figura 2-7: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde se resaltan las bandas interior y superior mediante las que se calcula el índice espectral, en este ejemplo la banda inferior es de 1 a 6 Hz y la superior de 6 a 16 Hz.	48
Figura 2-8: Sismograma de un sismo tipo LP donde se ha sombreado su tiempo de duración que para este caso es de 27 segundos, aproximadamente.	49
Figura 2-9: Sismicidad tipo LP distribuida por familias en el periodo 2004-2011. Las líneas rojas muestran algunos ejemplos de familias y su continuidad en el tiempo.	50
Figura 2-10: Cantidad de elementos en las 9 familias más numerosas (aquellas que superan los 200 elementos). La tabla muestra el número de la familia según el software	

de procesamiento, un alias o identificador que indica la jerarquía de las familias ordenadas desde la más numerosa a la menos numerosa y el número de integrantes por familia.	50
Figura 2-11: Series de tiempo de los sismos que integran las 9 familias seleccionadas. Las áreas sombreadas corresponden a los periodos de crecimiento de los domos de lava de 2006 y 2008.	52
Figura 2-12: Evento maestro de la Familia F1.	53
Figura 2-13: Evento maestro de la Familia F2.	53
Figura 2-14: Evento maestro de la Familia F3.	54
Figura 2-15: Evento maestro de la Familia F4.	54
Figura 2-16: Evento maestro de la Familia F5.	55
Figura 2-17: Evento maestro de la Familia F6.	55
Figura 2-18: Evento maestro de la Familia F7.	56
Figura 2-19: Evento maestro de la Familia F8.	56
Figura 2-20: Evento maestro de la Familia F9.	57
Figura 2-21: Frecuencia dominante.	58
Figura 2-22: Frecuencia central.	58
Figura 2-23: Frecuencia centroide.	59
Figura 2-24: Frecuencia Máxima energía.	59
Figura 2-25: Razón frecuencia-tiempo.	60
Figura 2-26: Banda en el espectro que contiene el 70% energía (segmento en gris oscuro). Los números ubicados en las áreas de diferente tono de gris indican los extremos de la banda espectral.	60
Figura 2-27: Índice de frecuencia (1-6 : 6-30).	61
Figura 2-28: Duración del sismo.	61
Figura 2-29: Sumatoria de la energía de los integrantes de cada familia.	62
Figura 2-30: Energía promedio.	62
Figura 2-31: Formas de onda y espectro de Fourier de las familias del grupo G1.	65
Figura 2-32: Formas de onda y espectro de Fourier de las familias del grupo G2.	65
Figura 2-33: Ocurrencia temporal (2004-2011) de las 9 familias estudiadas, los colores de los símbolos para las series sísmicas corresponden a familias del grupo G1 (azul) y G2 (rojo). En línea punteada se muestra la serie D2, mientras que las sombras dividen las diferentes etapas.	66
Figura 2-34: Primera etapa comprendida entre marzo y noviembre de 2005. La flecha verde indica la erupción de noviembre de 2005.	67
Figura 2-35: Segunda etapa entre diciembre de 2005 a mediados de enero de 2006.	67
Figura 2-36: Tercera etapa comprendida entre julio de 2006 y agosto de 2008.	69
Figura 2-37: Cuarta etapa, comprendida entre julio de 2008 y febrero de 2009.	70
Figura 2-38: Quinta etapa comprendida entre febrero de 2009 y diciembre de 2011.	71
Figura 3-1: Geometría de la grieta que se considera en el modelo (izquierda), discretización de la misma, para la aplicación del método numérico de solución (derecha) (Chouet, 1996).	77
Figura 3-2: Sismogramas y espectros para propiedades de fluido consistentes con una fracción volumétrica de gas = 0.088 y longitud de conducto = 200 m (a, b); 500 m (c, d);	

1000 m (e, f) y 1500 m (g, h). Cuando el conducto es corto, los subeventos no se aprecian discretos. A medida que el conducto es más largo, los subeventos se tornan separables y aparecen pequeños subeventos desde la base del conducto. Tomado de Sturton & Neuberg, 2006.	78
Figura 3-3: Sismogramas sintéticos para un modelo de conducto de 30 m de diámetro y bajo contenido de gas, cuyas propiedades de magma varían con la profundidad (rojo), o han fijado con valores promedio (azul). Componente horizontal (arriba) y vertical (abajo). Tomado de Smith, 2006.	80
Figura 3-4: Funciones tipo monopolo representadas por una ondícula Kupper de 1 Hz (Izquierda) y una ondícula Ricker de 2 Hz (derecha). Estas funciones de onda se usaron en los trabajos de Neuberg et al., 2006 y Smith, 2006, respectivamente.	82
Figura 3-5: Esquema general de los elementos que constituyen la base del modelo de conducto para Galeras. Para visualizar mejor los detalles del modelo, el gráfico no guarda la escala correcta, algunos elementos del gráfico han sido exagerados para poder ser visualizados.	85
Figura 3-6: Mapa geológico del CVG. Tomado de Torres, 2012, modificado de Murcia y Cepeda, 1991.	86
Figura 3-7: Modelo conceptual de estructura interna propuesto para Galeras a lo largo de un corte subparalelo al trazo de la falla Romeral-Buesaco, tomado de Torres, 2012.	89
Figura 3-8: Superior: Imagen de relieve sombreado que incluye parte del CVG y el cono activo. La línea AB indica la extensión y orientación del perfil vertical utilizado para la construcción del modelo de conducto. El triángulo rojo marca la ubicación de la estación sismográfica Cufiño. Inferior: Perfil topográfico a lo largo de la línea AB. El cero para referenciar la profundidad se ha seleccionado en un valor promedio de los picos más altos del perfil.	89
Figura 3-9: Ilustración de las variables de entrada requeridas por Conflow y Confort15, y sus opciones disponibles para el cálculo de las propiedades del flujo como función de la profundidad. Tomado de:	95
Figura 3-10: Presión, densidad, velocidad acústica y logaritmo de la viscosidad para el magma de Galeras en función de la profundidad. Contenido fijo de H ₂ O (1 wt%) para un volumen de cristales de 35% (rojo), 37.5% (verde) y 40% (azul).	97
Figura 3-11: Presión, densidad, velocidad acústica y logaritmo de la viscosidad para el magma de Galeras en función de la profundidad. Contenido fijo de cristales (37.5%), para un contenido de H ₂ O de 0.5 wt% (rojo), 1.0 wt% (verde) y 1.5 wt% (azul).	98
Figura 3-12: Domo de lava emplazado en 1991 (dentro del óvalo amarillo). Fuente SGC.	100
Figura 3-13: Geometría de la superficie donde se ubica el sismómetro virtual (triángulo rojo). Tanto la pendiente de las laderas como la ubicación del sismómetro son aproximadamente iguales a las correspondientes en el perfil topográfico real que corta el cráter y pasa por el sismómetro de la estación Cufiño.	102
Figura 3-14: Discretización de los dominios que intervienen en el modelo (izquierda). Detalle del lado de uno de los triángulos cercano a la fuente (derecha).	107
Figura 3-15: Algunos ejemplos de sismogramas reales (sin procesar) registrados por la estación Cufiño a lo largo del periodo estudiado, 2004-2010. Los primeros cuatro	

(superior) paneles son ejemplos de eventos sin un comportamiento pulsátil claro, mientras que en los seis paneles siguientes (inferior), estos pulsos aparecen claramente. El eje de las ordenadas corresponde a la amplitud normalizada.....	109
Figura 3-16: Lectura del tiempo de cada pulso. Para esta ilustración los corchetes tienen el mismo tamaño. Las marcas 1, 2 y 3, representan la duración de cada pulso. En general 1, 2 y 3 son ligeramente diferentes.....	110
Figura 3-17: Representación de las reflexiones sucesivas que generan eco sísmico. La estrella roja corresponde a la fuente que se encuentra a una altura h_f desde la base de la columna de magma y las líneas inclinadas representan el número de veces que las ondas tienen que viajar para retornar al tope de la misma (no corresponden a rayos sísmicos).....	111
Figura 3-18: Representación de las diferentes trayectorias (líneas inclinadas) que tomarían las ondas a partir del transitorio de presión generado en la fuente a una altura h_f de la base (estrella roja). Las líneas inclinadas en la ilustración no corresponden a rayos sísmicos en un sentido estricto.....	113
Figura 3-19: Sismograma real con detalle de los diferentes pulsos asociados a los arribos de trenes de onda tanto al tope como a la base de la columna de magma.	113
Figura 3-20: Esquema para la deducción de la profundidad de la fuente. La estrella roja representa la posición vertical de la fuente.	115
Figura 3-21: Esquema de los elementos que constituyen la base de los modelos que se estructuraron y ejecutaron para generar sismogramas sintéticos. El gráfico no se presenta a escala para visualizar mejor los rasgos pequeños del modelo.	116
Figura 3-22: Sismograma sintético registrado por la componente y del sismograma virtual. Este registro fue generado por el modelo c312b01 (Tabla 3-9). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo, puntos rojos sobre los pulsos, están en segundos.	119
Figura 3-23: Fotogramas para instantes específicos del campo de velocidad (componente vertical - y) del modelo c312b01. La escala a la derecha de la figura no es igual para todos los fotogramas, para resaltar valores pequeños de velocidad en algunos casos.	120
Figura 3-24: Formas de onda, espectros y espectrogramas del sismo sintético generado por el modelo 326. Las amplitudes de los sismogramas y espectros están normalizadas.	126
Figura 3-25: Componentes x , y y del sismograma sintético generado por el modelo 326 (Tabla 3-12). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo anotados sobre los pulsos están en segundos.....	127
Figura 3-26: Fotogramas del modelo 326 para instantes específicos del campo de velocidad (componente horizontal - x). La escala de velocidad a la derecha de la figura no es igual para los diferentes fotogramas. En esta figura y posteriores figuras análogas a esta, las flechas negras continuas representan la dirección de propagación de la perturbación dentro del conducto, mientras que las flechas negras punteadas indican la dirección de propagación de los frentes de onda fuera del conducto.	127

Figura 3-27: Formas de onda, espectros y espectrogramas del sismo sintético generado por el modelo 330. Las amplitudes de los sismogramas y espectros están normalizadas.	129
Figura 3-28: Componentes y , y x del sismograma sintético generado por el modelo 330 (Tabla 3-12). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo anotados sobre los pulsos están en segundos.	130
Figura 3-29: Fotografías del modelo 330 para instantes específicos del campo de velocidad (componente vertical - y) con que se propagan las ondas generadas por un transitorio de presión dentro del magma. Nótese que la escala de velocidad a la derecha de la figura no es igual para los diferentes fotografías.	131
Figura 3-30: Formas de onda, espectros y espectrogramas del sismo sintético generado por el modelo 351. Las amplitudes de los sismogramas y espectros están normalizadas.	132
Figura 3-31: Sismograma sintético registrado por las componentes y , y x del sismograma sintético generado por el modelo 351 (Tabla 3-12). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo sobre los pulsos están en segundos.	134
Figura 3-32: Fotografías del modelo 351 para instantes específicos del campo de velocidad (componente vertical - y) con que se propagan las ondas generadas por un transitorio de presión dentro del magma. Nótese que la escala de velocidad a la derecha de la figura no es igual para los diferentes fotografías.	134
Figura 3-33: Sismogramas reales donde se observan varias oscilaciones en cada uno de los pulsos. A la derecha se presenta el espectro relacionado con cada sismograma. Ambos tipos de representación tienen amplitud normalizada.	137
Figura 3-34: Seis ondículas tipo Ricker conectadas entre sí para formar un pulso de tres crestas con frecuencia de 4 Hz.	138
Figura 3-35: Sismogramas sintéticos donde se observan varias oscilaciones en cada uno de los pulsos. A la derecha se presenta el espectro relacionado con cada sismograma y en el recuadro al extremo, la forma de onda de la fuente aplicada en cada caso.	138
Figura 3-36: Esquema de los elementos que constituyen la base de los modelos que se estructuraron y ejecutaron para generar sismogramas sintéticos para los ejemplos del grupo G1. Para visualizar mejor los detalles del modelo, la ilustración no está a escala.	141
Figura 3-37: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 2 de febrero de 2006 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.	142
Figura 3-38: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 28 de febrero de 2006 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.	143
Figura 3-39: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 24 de octubre de 2008 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.	143
Figura 3-40: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 3 de noviembre de 2008 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.	144

Figura 3-41: Esquema de los elementos que constituyen la base de los modelos que se estructuraron y ejecutaron para generar sismogramas sintéticos para los ejemplos del grupo G2. Para visualizar mejor los detalles del modelo, la ilustración no está a escala.	145
Figura 3-42: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 13 de septiembre de 2005 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330c02.	146
Figura 3-43: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 27 de septiembre de 2005 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330f01.	146
Figura 3-44: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 17 de enero de 2008 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330d08.	147
Figura 3-45: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 17 de enero de 2008 (horas después del de la figura anterior) con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330d08.	147

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1-1. Númer de sismos por tipo en los periodos 2004-2010 y 2004-2015.	24
Tabla 1-2. Datos comparativos de los domos del Volcán Galeras, emplazados en 1991 y 2006, en términos de tasas de crecimiento promedio diario. Fuente SGC.....	30
Tabla 2-1 Valores promedio de las características para cada familia.	62
Tabla 2-2: Identificación de grupos de familias mediante el criterio de similitud de sus atributos promedio. Colores iguales indican familias de características similares.....	64
Tabla 3-1: Valores promedio de parámetros elásticos por profundidad, calculado de Torres, 2012.....	90
Tabla 3-2: Valores de parámetros elásticos utilizados para el presente estudio, calculado de Torres, 2012.....	91
Tabla 3-3: Valores de óxidos mayores resultado de los estudios de Bain et al., 2019, e INGEOMINAS (2008), sobre muestras de material expulsado en erupciones entre 2006 y 2010.	93
Tabla 3-4: Valores de entrada a Conflow y Confort15 seleccionados para Galeras.	97
Tabla 3-5: Densidad, velocidad acústica y viscosidad en función del contenido de cristales y agua en el magma de Galeras.....	99
Tabla 3-6: Resultados de la medición de los intervalos de eco sísmico.	110
Tabla 3-7: Valores posibles de longitud de la columna de magma con base en la velocidad acústica estimada en la sección 3.4.2 y los valores de intervalos de tiempo entre pulsos sucesivos de la Tabla 3-6 . Los valores resaltados con negrilla corresponden al valor mínimo y máximo que toma la longitud del conducto dentro de esta matriz.	112
Tabla 3-8: Descripción de cada variable utilizada en el esquema de la Figura 3-21 . Los campos que contienen la palabra “variable” implican que su valor correspondiente es modificable para dar paso a distintas configuraciones del modelo.....	116
Tabla 3-9: Parametrización del modelo c312b01.	117
Tabla 3-10: Características espectrales de los 9 sismos sintéticos que cumplen los criterios para estar incluidos dentro de los grupos G1 y G2. Los valores sombreados con naranja, no están dentro de los rangos exigidos para el correspondiente grupo.....	122
Tabla 3-11: Intervalos de tiempo medidos en segundos para los 5 pulsos después del primer paquete de ondas. La última fila muestra el promedio de los cuatro intervalos...	123
Tabla 3-12: Parametrización de los modelos que dieron origen a los sismogramas sintéticos cuyas características espectrales los hacen comparables con los sismos reales de los grupos G1 y G2.....	124

Introducción

El volcán Galeras (VG), se encuentra localizado al suroccidente de Colombia, a 9 km de la ciudad de Pasto, capital del departamento de Nariño. En su zona de influencia habitan alrededor de 500 000 personas. El VG pertenece al Complejo Volcánico Galeras (CVG) al que se le ha estimado más de 1 millón de años (Cepeda, 1985) y que comprende 6 estados a lo largo de su evolución. Según los estudios de Murcia y Cepeda (1991), los centros eruptivos del CVG están conformados principalmente por depósitos de flujos de lavas, depósitos de flujos piroclásticos, depósitos de caídas de cenizas, depósitos de avalanchas de escombros y depósitos de flujos de lodo. El CVG está formado sobre uno de los segmentos del Sistema de Fallas Romeral, cuya dirección aproximada en este punto es de 45° noreste. A lo largo de su evolución, el CVG ha presentado erupciones efusivas y explosivas que han formado un estratovolcán y dos calderas (Calvache, 1990), estas últimas con edades aproximadas de 560 000 años BP y 150 000 – 40 000 años BP, por otra parte, hace 12 000 a 5 000 años se presentó un colapso en el costado occidental del edificio favorecido por la alteración hidrotermal y la elevada pendiente.

El VG tiene edad de ~4 500 años, corresponde al centro eruptivo más reciente del CVG, y tiene composición predominantemente andesítica, identificándose seis periodos eruptivos que han generado flujos piroclásticos, caídas piroclásticas y flujos de lava (Calvache, 1990; Calvache et al., 1997). Según Espinosa (2001), históricamente se tienen documentados 63 episodios eruptivos entre 1535 y 1936.

Desde el inicio del monitoreo permanente del VG en 1989 por parte del Servicio Geológico Colombiano-Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (SGC-OVSP), se han registrado 21 erupciones explosivas de tipo vulcaniano con columnas eruptivas de hasta 12 km de altura y que en ocasiones han producido pequeños depósitos de material piroclástico.

Dentro del contexto de la actividad volcánica de Galeras, se han registrado diferentes tipos de sismos, entre los cuales están, los relacionados con fractura de material rocoso del edificio volcánico, los llamados sismos Volcano-tectónicos (VT), y aquellos relacionados con movimiento de fluidos dentro o hacia afuera del volcán, sismos de Largo Periodo (LP), cuando la fuente actúa de manera transitoria en el tiempo, y Tremor volcánico (TRE), cuando la fuente se mantiene persistente en el tiempo.

La sismicidad objeto de estudio en este trabajo, es del tipo LP, especialmente la registrada en el periodo comprendido entre 2004 y 2010, en el que se registraron importantes eventos como son, el emplazamiento de dos domos de lava en la base del cráter principal, uno en 2006 y otro en 2008, que posteriormente se destruyeron como consecuencia de las erupciones registradas entre 2006 y 2010.

La importancia de la sismicidad LP, en un contexto de formación de domos, radica en que, a partir de sus formas de onda y contenido espectral, es posible extraer información relacionada con los procesos de ascenso y emplazamiento del magma en superficie. Autores como Ferrazzini & Aki (1987); Chouet (1986,1988); Sturton (2003), Jousset et al. (2003), Sturton & Neuberg (2006); Neuberg (2006); Smith (2006), entre otros, han construido un estado del arte mediante el cual es posible estudiar los sismos LP como la consecuencia de procesos de movimiento de magma y/o gases dentro de un sistema volcánico. En general, estos autores sugieren que la resonancia de las paredes de grietas llenas de gas o conductos llenos de magma, corresponde a la fuente generatriz de gran parte de la sismicidad LP.

Es de interés en este trabajo abordar la sismicidad LP desde el enfoque que presentan los autores mencionados, especialmente porque se encuentra factible la aplicación de sus teorías, en la etapa de extrusión de los domos de lava de 2006 y 2008 en el volcán Galeras.

El principal objetivo del presente estudio, es la configuración de modelos de fuente de sismos LP, con base en la resonancia de columnas de magma, dentro de las cuales, una perturbación inicial dentro de la columna, se propaga por sus paredes, en forma de ondas hasta alcanzar un receptor ubicado en superficie. Estos modelos se parametrizan utilizando información preexistente de estudios específicos de la estructura interna del volcán, tanto de su edificio, como de sus componentes fluidos internos (magma y gases).

Los sistemas de ecuaciones que se derivan del planteamiento del problema, se resuelven mediante el método de elementos finitos y los resultados de la ejecución de los modelos propuestos, se presentan como sismogramas sintéticos comparables con sismogramas reales registrados durante el periodo estudiado.

Para alcanzar el objetivo principal, es necesario realizar un reconocimiento de la sismicidad en cuanto a su distribución en el tiempo, durante el periodo de estudio. Esto se trabaja desde la perspectiva de cambios en la dimensión fractal de la distribución temporal de sismos, lo que conduce a una forma de medida del orden o aleatoriedad de la ocurrencia sísmica en el tiempo. La aplicación de este método de análisis, sus resultados y discusión se detallan en el Capítulo I.

Luego, en el Capítulo II, se aplica un análisis de correlación cruzada al total de sismos LP registrados entre 2004 y 2010, con el fin de separar la sismicidad significativa y a su vez organizarla en familias, las cuales representan grupos de sismos con características espectrales similares, que posteriormente son caracterizadas en el dominio de la frecuencia y distribuidas en grupos bajo ciertos criterios de su similitud espectral. Al final del capítulo, se presenta una discusión relacionada con los resultados obtenidos.

Finalmente, en el Capítulo III, se pone en evidencia la existencia de pulsos (eco sísmico) en las formas de onda de sismos de Largo Periodo del VG, a partir de los cuales se propone inferir la longitud de la columna de magma asociada con estos sismos y la ubicación vertical de la fuente dentro de la columna. Adicionalmente se logra la identificación, sobre los sismogramas, de los diferentes trenes de ondas que forman parte de un sismo del tipo Largo Periodo. Se presenta también una comparación entre sismogramas sintéticos (producto de los modelos propuestos) y sismos reales. Se propone un modelo correspondiente a los sismos asociados a la etapa predómica y otro relacionado con el emplazamiento de los domos como tal. El Capítulo finaliza con la discusión de los resultados encontrados y sus posibles aplicaciones, así como también sus alcances y limitaciones.

La importancia de este estudio radica en que sus resultados y conclusiones, aportan al entendimiento de un fenómeno complejo como es la génesis de sismos tipo LP, algo que ha sido ampliamente debatido desde los inicios de la observación de la sismicidad

volcánica. Para el caso específico de los modelos de resonancia de conducto, estos resultados se muestran como evidencias de la validez de la teoría y la posibilidad de su aplicación en sismicidad real, con objetivos de monitoreo de la actividad volcánica y apoyo al entendimiento de la estructura interna de los volcanes.

1. Análisis de la ocurrencia sísmica tipo LP en el volcán Galeras

1.1 Clasificación de sismos en el volcán Galeras

En los volcanes del mundo, se ha tratado de asociar las diversas formas de onda de sismos volcánicos con una representación de fuente que los origina. Por ejemplo, la fractura de material cortical en el edificio volcánico, sin que importe la causa que la produjo, genera sismos que tienen arribos impulsivos y sus fases P y S son fácilmente reconocidas, estos sismos son llamados *Volcano-tectónicos* (Latter, 1979; Lahr et al., 1994 y Chouet, 1996), se distinguen por las siglas VT. Puede suceder que los sismos VT sean producto de actividad volcánica o de acumulación de esfuerzos tectónicos que se transmiten hacia la región volcánica; el hecho de que su foco esté localizado en inmediaciones de la estructura volcánica es suficiente para clasificarlo como VT.

Se han observado también, sismos relacionados con la dinámica del sistema magma-gas e hidrotermal. Este tipo de sismos se divide en dos grupos diferenciados por el tiempo de excitación de su fuente generatriz. Se llaman sismos de *Largo Periodo* o LP aquellos en que su fuente es transitoria y *Tremor* o TRE cuando la fuente es persistente en el tiempo. Chouet considera que una concatenación de sismos LP puede ser tratada como un solo episodio de tremor. Otro tipo de sismos involucra tanto fractura de material sólido como movimiento de fluidos, estos son llamados *Híbridos* o HYB.

En algunos volcanes se observan también tipos propios, que responden a particularidades en su estructura o dinámica, por ejemplo, los llamados *Tornillos* o TO (Gómez & Torres, 1997) registrados en Galeras y en otros pocos volcanes del mundo.

Las definiciones que se describen a continuación se han tomado del Catálogo de señales sísmicas volcánicas de Colombia (Gómez et al., 2005), que describe los tipos de sismos

volcánicos dentro de una división superior que contiene: señales sísmicas volcánicas transitorias y señales sísmicas volcánicas continuas.

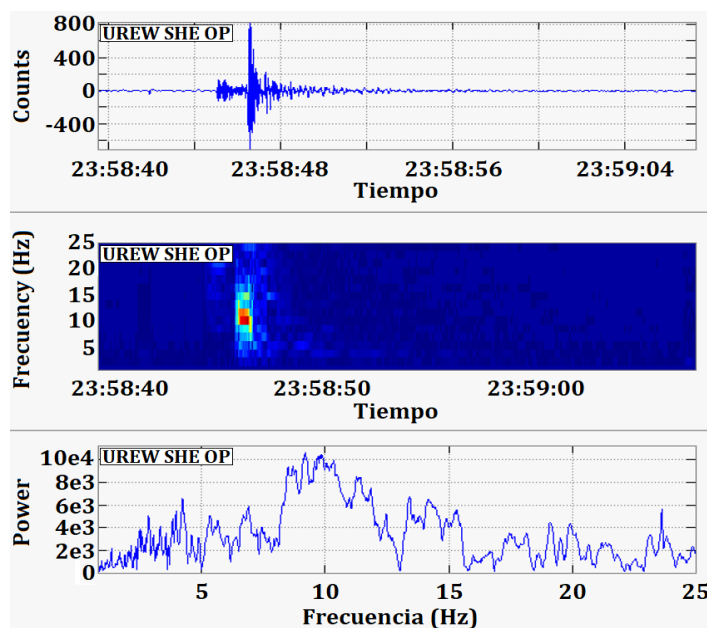
1.1.1 Sismos volcánicos de fuente transitoria

Hace referencia a señales cuya fuente actúa en un tiempo relativamente corto, generalmente unos pocos segundos, luego de esto se generan sus ondas de coda. Existen señales transitorias asociadas a fractura de material cortical y también con movimiento de fluidos, dentro de estas señales se encuentran los tipos: VT, LP, HYB y TO.

Sismos Volcano-tectónicos VT

En general ocurren a profundidades entre 2 y 10 km desde la cima del volcán. En su registro en el dominio del tiempo es posible distinguir con facilidad las fases P y S. El decaimiento de la envolvente de sus ondas de coda muestra una forma exponencial disminuyendo su amplitud rápidamente con el tiempo (**Figura 1-1**). El espectro de este tipo de eventos contiene altas frecuencias, mayores que 5 Hz; los picos que aportan con mayor energía a la señal están generalmente en una banda entre los 6 y 8 Hz y sus ondas de coda pueden contener frecuencias significativamente energéticas, incluso hasta los 15 o 20 Hz.

Figura 1-1: Sismograma, espectrograma y espectro (de arriba hacia abajo) de un evento tipo VT registrado por una estación de la red de vigilancia del VG, ubicada a 2.2 km al sur del foco del sismo.



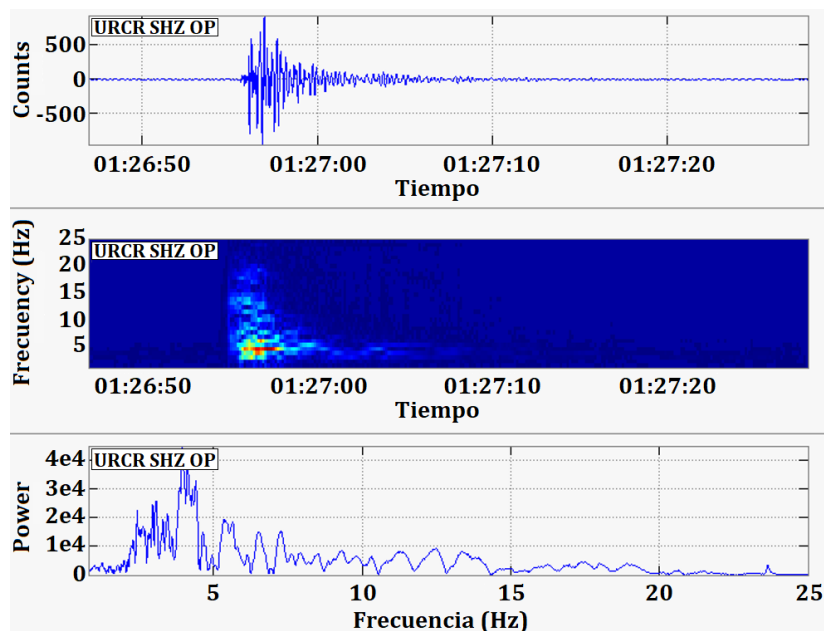
Sismos tipo Largo periodo (LP)

Los sismos del tipo LP se caracterizan porque en su firma generalmente es posible distinguir la forma de onda de sus armónicos dominantes, que generalmente se encuentran por debajo de los 5 Hz, superpuestos a estos armónicos se encuentran componentes menos energéticas que alcanzan los 13 Hz (**Figura 1-2**). Cuando el foco del evento es cercano a la estación de registro se observa un arribo impulsivo, similar al de un VT, que en las estaciones más lejanas se observa como emergente.

En los sismos LP el decaimiento de ondas de coda es relativamente lento por lo cual la duración de estos eventos es prolongada, es difícil distinguir la onda S. Su firma en ocasiones exhibe pulsos que pueden originarse por la superposición de armónicos de frecuencias cercanas o ser originados por vibraciones pulsátiles de la fuente misma.

Los sismos tipo LP en ocasiones muestran una señal emergente de bajo nivel energético, a modo de precursor, seguido a este se presenta el evento que es mucho más energético respecto a su precursor y con arribo impulsivo. Es común observar componentes de alta frecuencia al inicio de la señal.

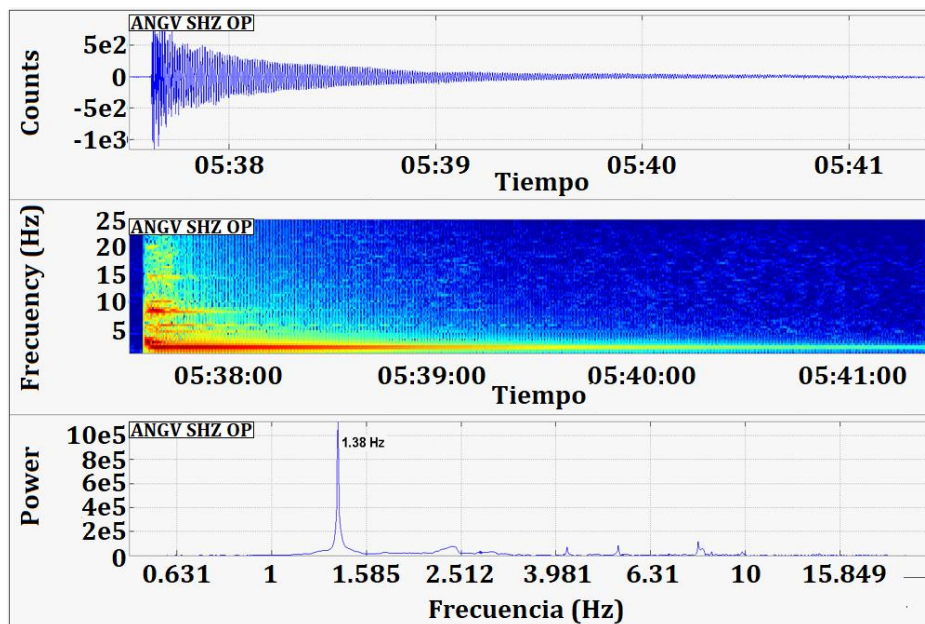
Figura 1-2: Sismograma, espectrograma y espectro de un evento tipo LP en la componente vertical de una de las estaciones de la red sísmica del VG.



Sismos tipo Tornillo (TO)

Este nombre fue acuñado en Colombia por el personal del Servicio Geológico Colombiano (SGC), para distinguir un tipo especial de sismos de largo periodo cuya fuente está asociada a procesos de resonancia de grietas dentro de volcanes (Sakuraba et al., 2002). Su firma muestra un inicio impulsivo, tras el cual, se observa que uno o varios armónicos alargan su coda por tiempos relativamente largos. La manera en que decae la amplitud del sismograma a lo largo del tiempo es lenta, lo que implica que la tasa de pérdida de energía en la cavidad resonante es lenta también. Su espectro muestra uno o pocos picos en las frecuencias de los armónicos que aportan la energía del sismo (**Figura 1-3**).

Figura 1-3: Sismograma de un evento tipo Tornillo en la estación de la red sísmica del VG, más cercana al cono activo. Obsérvese el lento decaimiento de sus ondas de coda y el pico dominante en los 1.38 Hz.

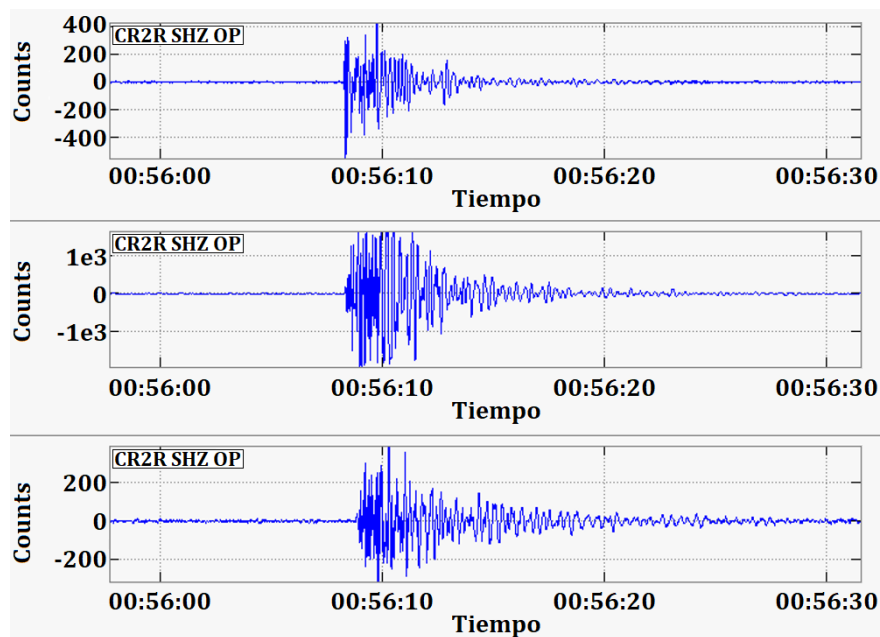


En el VG generalmente se presentan en el contexto de un sistema cerrado. Un transitorio de presión dentro de una grieta, por ejemplo, podría ser el inicio de la resonancia que dependiendo de la composición y propiedades físicas de los fluidos involucrados determinarían los armónicos dominantes en su espectro y la duración del evento. Este tipo de sismos ha precedido la mayoría de las erupciones registradas entre 1992 y 1993 (Gómez & Torres, 1997) y en las erupciones recientes, entre 2004 y 2010.

Sismos tipo Híbrido (HYB)

Muestran características originadas por la combinación de procesos que involucran movimiento de fluidos y fracturamiento de material cortical, por lo cual, se ha sugerido que se trata de la combinación de eventos tipo VT con sismos tipo LP (**Figura 1-4**). Generalmente su arribo es impulsivo y en el cual dominan altas frecuencias; en muchas ocasiones es posible distinguir la fase S. Como los sismos VT, los sismos HYB muestran diferentes polaridades en sus arribos para diferentes estaciones, mientras que los LP tienen igual polaridad en las diferentes estaciones de registro.

Figura 1-4: Sismogramas de un evento tipo HYB en tres de las estaciones sísmicas de la red de vigilancia de Galeras. Obsérvese que el inicio del evento está dominado por altas frecuencias y su coda por armónicos de baja frecuencia.



1.1.2 Señales sísmicas volcánicas continuas

El sismograma de las señales volcánicas continuas, puede estar asociado con una fuente persistente en el tiempo, relacionada con dinámica de fluidos o con procesos de deslizamiento de roca o lahares.

Tremor volcánico (TRE)

Este tipo de sismicidad presenta una firma continua en el tiempo que refleja una excitación persistente de la fuente. El sismograma del tremor volcánico puede tener variaciones en amplitud producidas por cambios en la energía del fenómeno que lo produce, aunque en otros casos la amplitud es relativamente estable. La duración del tremor puede variar desde unos pocos minutos hasta meses. En ocasiones es posible distinguir una secuencia de sismos, de tipo LP por ejemplo, que se concatenan formando una señal continua que también es considerada tremor. Por sus características espectrales se puede diferenciar el tremor armónico ya que muestra picos sobresalientes en su espectro (**Figura 1-5**), en cambio el tremor espasmódico muestra variaciones irregulares en su forma de onda (**Figura 1-6**).

Figura 1-5: Tremor armónico registrado por la estación más cercana al cono activo del VG. Sismograma (superior), espectrograma (centro) y espectro (inferior). Obsérvense los armónicos que sobresalen en su espectro.

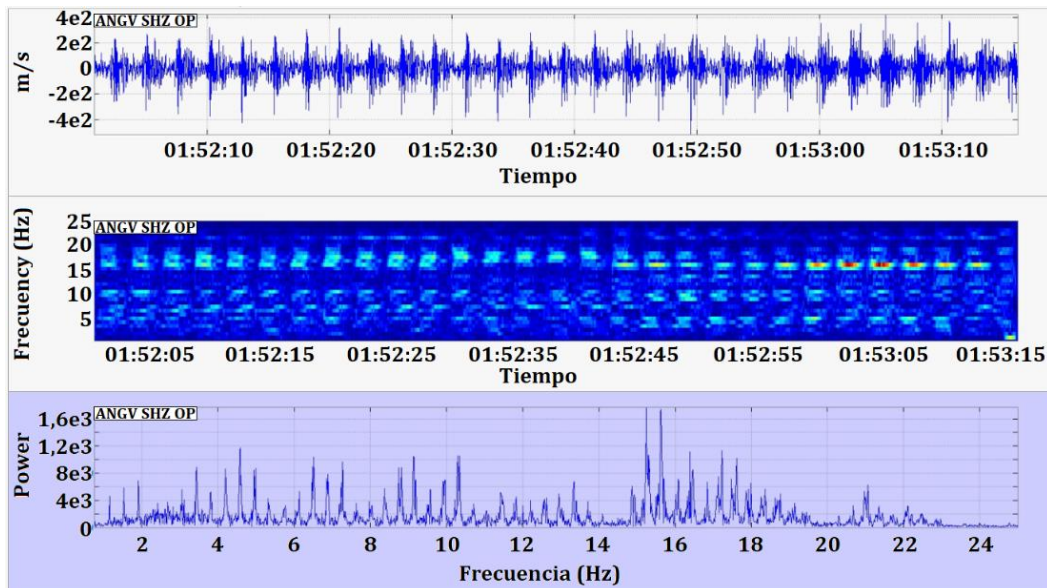
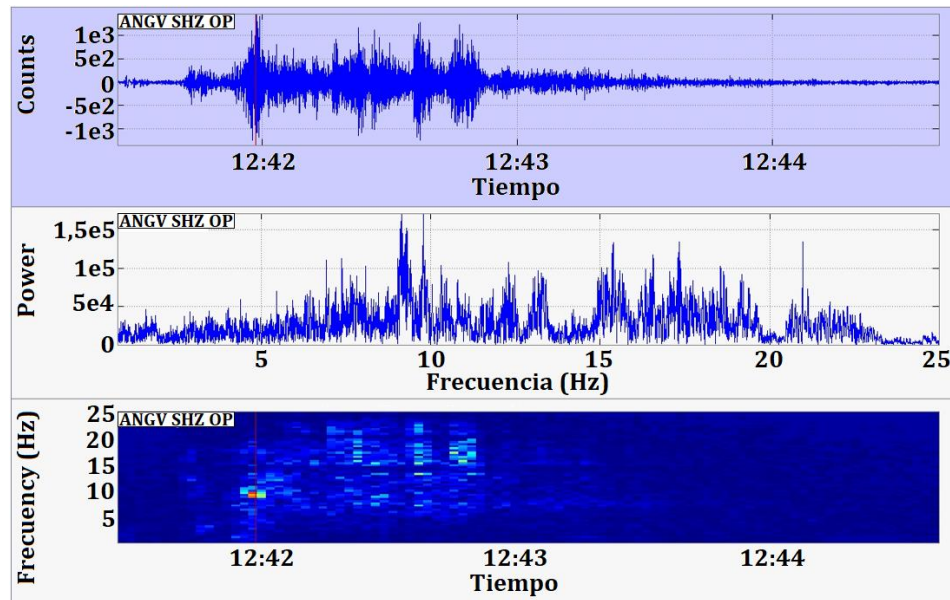


Figura 1-6: Sismograma, espectro y espectrograma de un episodio de tremor armónico del volcán Galeras.

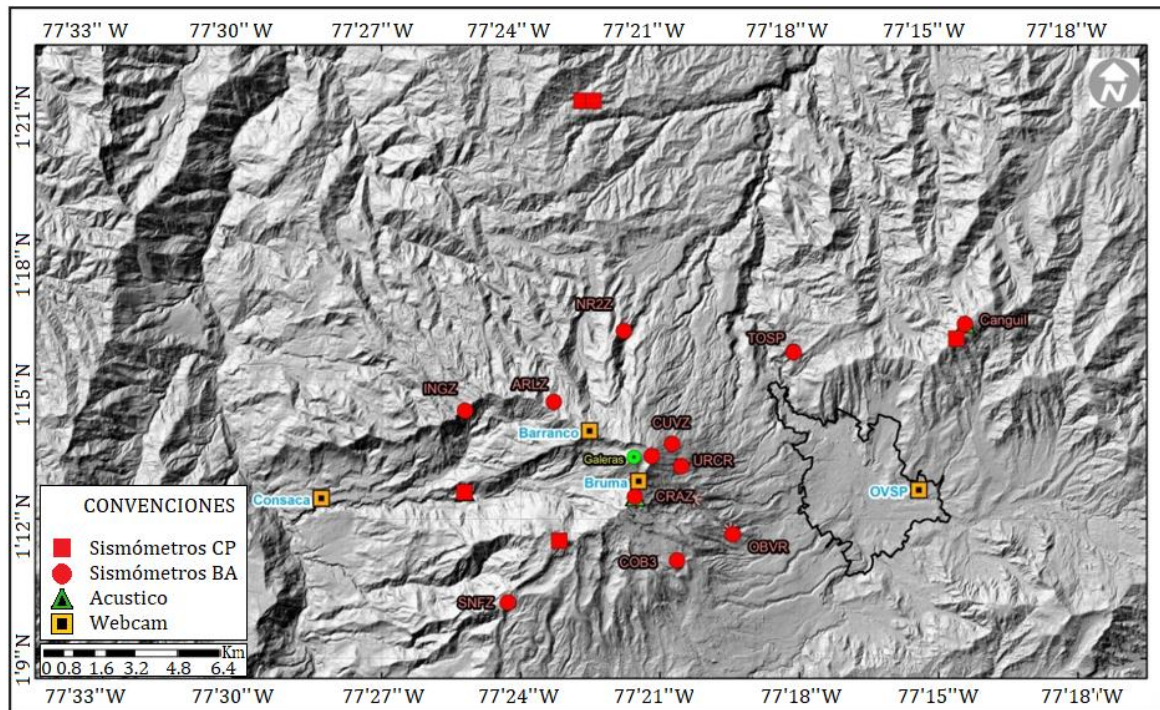


1.2 Red sísmica del volcán Galeras

La red sísmica instalada en Galeras, ha tenido importantes variaciones desde su despliegue inicial en el año 1989, actualmente está constituida por 15 sensores triaxiales de banda ancha y 2 de Corto periodo, adicionalmente está complementada por 6 sensores de infrasonido. La disposición de los instrumentos de la red sísmica del VG se muestra en la **Figura 1-7**, todas sus estaciones transmiten la información en tiempo real y de forma telemétrica desde su ubicación en campo hasta la sede del SGC, el Observatorio Vulcanológico y Simológico de Pasto (SGC-OVSP).

La estación de referencia para el actual estudio lleva el nombre de Cufiño, por el sector donde se encuentra instalada, en la **Figura 1-7** aparece con el identificador CUVZ, es una de las estaciones más cercanas al cono activo a tan solo 1.9 km del cráter principal y una altitud de aproximadamente 3800 metros sobre el nivel del mar y corresponde a uno de los sismómetros de banda ancha de la red.

Figura 1-7: Localización de las estaciones sísmicas y sensores de infrasonido que conformaron la red de vigilancia del VG a junio de 2020. Fuente: SGC.



1.3 Generalidades de la actividad volcánica de Galeras 1989 - 2010

En los últimos 25 años el VG (**Figura 1-8**) ha mostrado alta recurrencia eruptiva, con erupciones vulcanianas de VEI (Índice de Explosividad Volcánica, por sus siglas en inglés) ≤ 2 .

Desde la presencia del monitoreo instrumentado del VG, una de las características de su actividad ha sido la generación de domos, registros históricos también sugieren este hecho como por ejemplo el relato del químico francés Jean Baptiste Boussingault, quien observó Galeras en el año de 1831 y que en sus trabajos publicados, dedicó considerable atención al VG. Adicionalmente, en la actividad eruptiva de 1924 se hace referencia a la extrusión de un domo (INGEOMINAS, 2000). En los años de 1991, 2006 y 2008 se observó la presencia de domos en la base del cráter, en los 3 casos el sistema evolucionó de manera similar, inicialmente con una fase de “limpieza de conductos”, seguida de la extrusión del domo y como consecuencia de esto, el sellamiento de sus conductos por enfriamiento del domo, la presurización del sistema y finalmente una o varias explosiones que terminaron por destruir cada uno de los domos (Bain et al., 2019; Stix et al., 1997).

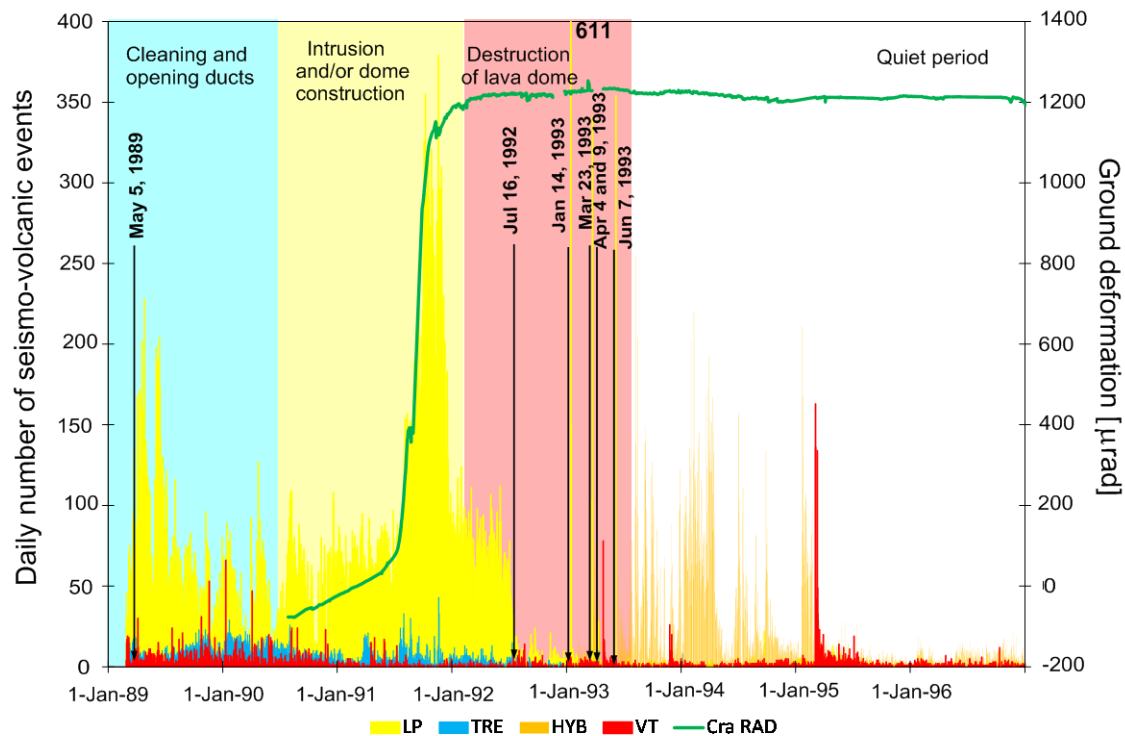
Figura 1-8: Volcán Galeras visto desde la sede del SGC-OVSP (ciudad de Pasto), ubicada a 11 km al este del volcán. Fuente: SGC.

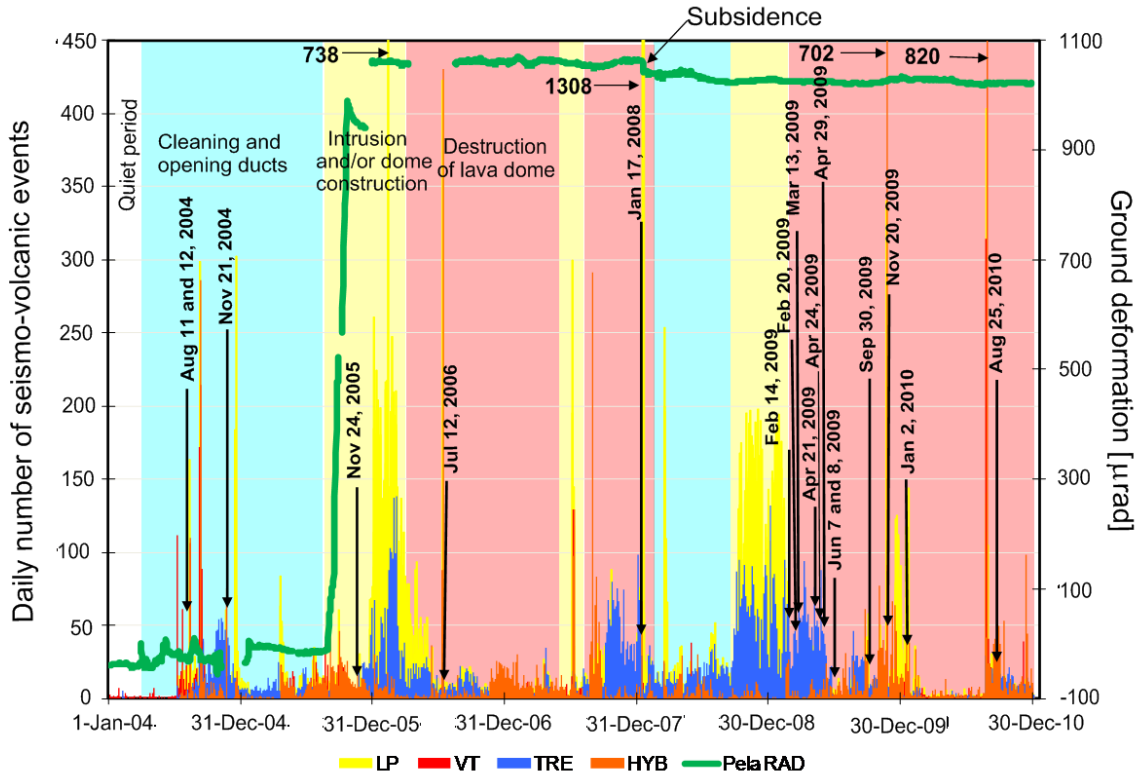


El registro de los distintos parámetros monitoreados por el SGC-OVSP desde 1989 ha permitido estudiar la actividad volcánica durante dos periodos claramente diferenciados, el primero entre 1989 y 1996 (**Figura 1-9**, arriba) y el segundo entre 2004 y 2010 (**Figura 1-9**, abajo), cuyas manifestaciones condujeron a la distinción de 4 etapas a lo largo de estos procesos, así (Torres, 2012):

- Una primera etapa denominada “Reposo” caracterizada por bajos niveles tanto de ocurrencia de sismos como de energía sísmica liberada, sin cambios de deformación en el edificio volcánico y con muy baja tasa de emisión de gases. Esta etapa puede iniciar con la ocurrencia de sismos VT distales con magnitudes relativamente moderadas en zonas de fallas vecinas o que atraviesan el volcán como un reajuste de esfuerzos dado que los volcanes surgen en regiones tectónicamente activas. Progresivamente, en la medida que se recarga el sistema hidrotermal, se presentan algunos sismos del tipo LP que exhiben características espectrales cuasimonocromáticas y con decaimiento lento de sus ondas de coda, por estas características especiales se los ha denominado Tornillos (Gómez & Torres, 1997).

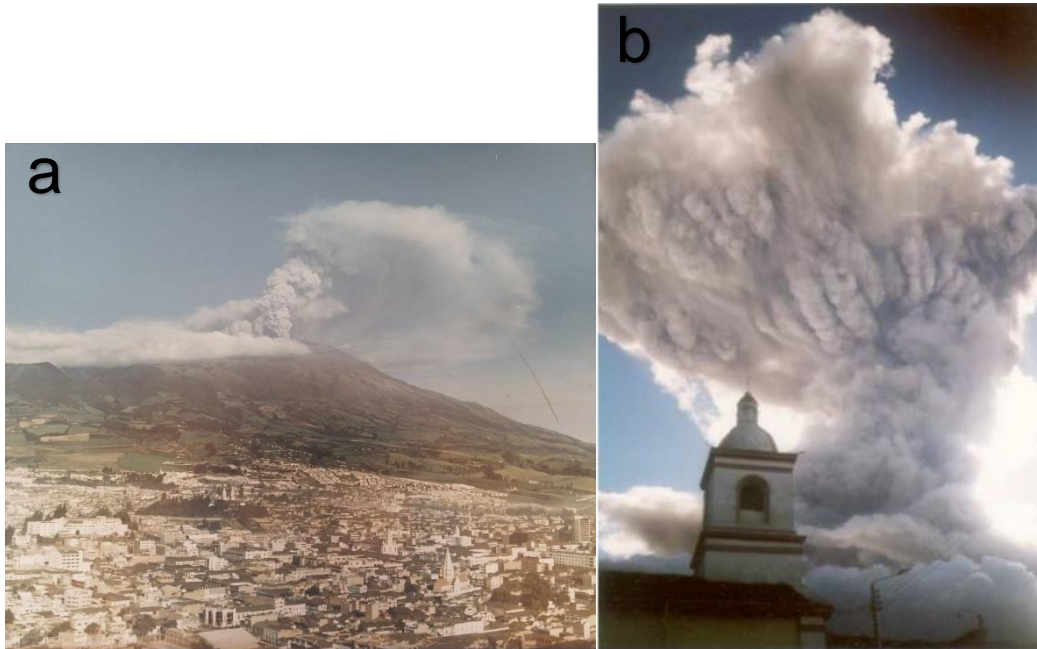
Figura 1-9: Histogramas de ocurrencia sísmica diaria por tipos: LP, VT, TRE, HYB y deformación del terreno registrada en una de las componentes radiales de los inclinómetros electrónicos CraRAD y PeIRAD, ubicados a 0.8 m y 1.6 km al E del cráter del volcán respectivamente. La ocurrencia de las principales erupciones se indican mediante las flechas negras y algunos de los números en negrilla (611, 738, 1308, 702 y 820) indican el número máximo de sismos alcanzado que supera el rango del eje vertical. Las áreas sombreadas resaltan las etapas de “Reposo” (blanco), “Limpieza y apertura de conductos” (cian), “Intrusión y construcción de domos de lava” (amarillo), “Destrucción de domos de lava” (rojo): **arriba)** para el periodo entre mayo de 1989 y diciembre de 1996 y **abajo)** para el periodo entre marzo de 2004 y diciembre de 2010. Fuente: SGC.





- Una segunda etapa definida como “limpieza y apertura de conductos”. En esta etapa se aprecia un incremento en la ocurrencia y en la energía de diversos tipos de eventos sismo-volcánicos. Dentro de estas señales, se han registrado: sismos VT distales y proximales asociados a fracturas de tensión o cizalla en la roca, sismos LP relacionados con perturbaciones transitorias de presión causadas por transporte o cambios volumétricos de fluidos hidrotermales o magmáticos. También se han registrado sismos catalogados como HYB en los cuales se manifiestan procesos combinados de las fuentes de sismos de los tipos LP y VT, y señales de tremor asociadas a perturbaciones de presión sostenida en el tiempo debido al movimiento de fluidos. En esta etapa, donde el sistema hidrotermal desempeña un papel fundamental, hay un predominio de señales TRE y se observa emanación de gases, emisiones de cenizas y erupciones explosivas de material no juvenil al principio (**Figura 1-10**). Paulatinamente con el tiempo ocurren erupciones en las cuales se empieza a evidenciar la presencia de magma fresco y algunas son precedidas por sismos Tornillos.

Figura 1-10: a) emisión de gases y ceniza registrada el 5 de mayo de 1989, b) emisión de gases y ceniza registrada el 21 de noviembre de 2004. Fuente: SGC.



- Una tercera etapa denominada “intrusión y construcción de domo”, caracterizada por incremento en la deformación del edificio volcánico y el aumento en la ocurrencia de señales sismovolcánicas asociadas con la actividad de fluidos volcánicos así como el aumento en las emisiones de dióxido de azufre. Los sismos VT no son frecuentes y generalmente son de pequeñas magnitudes. Predomina el registro de sismos LP con formas de onda muy similares entre sí. En esta etapa parte del sistema hidrotermal se va secando, se tienen erupciones menores con predominio de cenizas y generalmente termina con el emplazamiento de un domo de lava en superficie. En las **Figura 1-11** y **Figura 1-12** se muestran fotografías aéreas de los tres domos de lava que se han registrado en el VG desde 1989.

Figura 1-11: Izquierda: domo de lava dentro del cráter principal observado en 1991, derecha: domo de lava dentro del cráter principal observado el 13 de enero de 2006. Fuente: SGC.



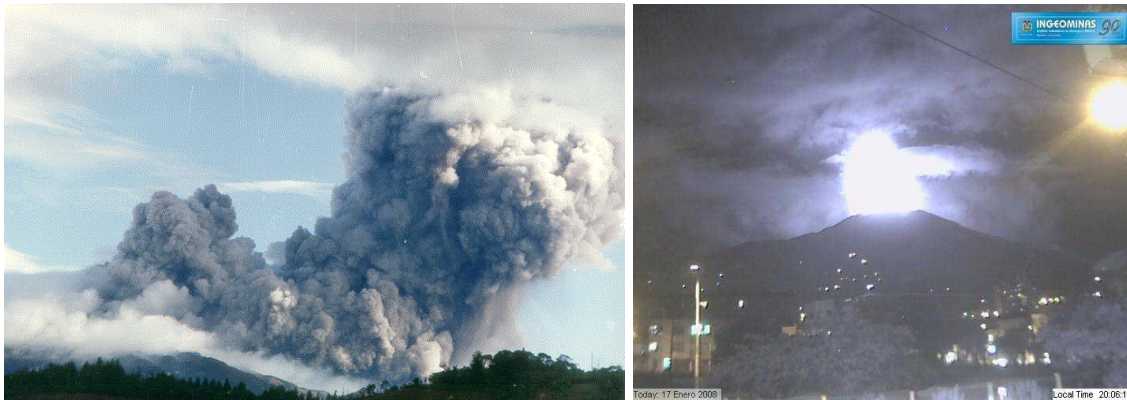
Figura 1-12: Izquierda: domo de lava dentro del cráter principal observado el 12 de diciembre de 2008, derecha: imagen térmica aérea del domo de lava, se observa una temperatura máxima de 533 °C. Fuente: SGC.



- La cuarta etapa que se ha denominado “destrucción de domo”, empieza con un descenso en la ocurrencia de señales sismo-volcánicas así como en la tasa de desgasificación corroborada mediante observaciones directas del cráter del VG. Adicionalmente, las mediciones del flujo de SO₂ utilizando la técnica de Espectroscopia de Absorción Óptica Diferencial (DOAS) revelan disminución en las

emisiones del flujo de manera constante durante el período anterior a cada erupción (semanas antes), volviendo a incrementarse después. Cada ciclo eruptivo después del emplazamiento de domos se asocia con una serie de fenómenos sísmicos que iniciaron con la ocurrencia de sismos tipo Tornillo exhibiendo variaciones temporales en la frecuencia dominante y en el factor de calidad de la oscilación, luego, la ocurrencia de sismos de VT e HYB muy pequeños de corta duración y superficiales justo antes de las erupciones explosivas (**Figura 1-13**) con predominio de la componente magmática y el subsecuente enjambre de eventos de largo período e incluso tremor asociado a la consiguiente desgasificación del volcán en condición de sistema abierto. No hay manifestaciones de deformación volcánica progresiva, salvo en erupciones mayores donde ocurre una deformación muy cercana a la erupción.

Figura 1-13: Izquierda superior: erupción explosiva del 16 de julio de 1992, derecha superior: erupción explosiva del 17 de enero de 2008, izquierda abajo: erupción explosiva del 7 de junio de 2009, derecha abajo: imagen térmica de la erupción explosiva del 2 de enero de 2010. Fuente: SGC.





Este breve resumen de la actividad volcánica del VG entre 1989 y 2010, pone en evidencia que la sismicidad ha tenido un rol preponderante como insumo de análisis e interpretación del fenómeno volcánico. Se puede ver como cada fase que se ha definido, incluyendo la limpieza y apertura de conductos, pasando por la intrusión de domos de lava y finalizando con las subsecuentes erupciones, está marcada por la presencia de patrones sísmicos que se repiten de manera bastante similar en cada periodo.

Por una parte, el tipo de sismos que ocurren en determinado momento nos da indicios del tipo de actividad presente, esta puede estar asociada al movimiento de fluidos, fractura de roca o ambas. Por otra parte, la regularidad con que actúan las fuentes que producen la sismicidad observada en cada fase, nos indica qué tipo de actividad domina en determinado momento, de hecho, las series de tiempo que corresponden al número de sismos por tipo, históricamente han jugado un papel importante dentro de la interpretación del fenómeno (INGEOMINAS, 2005, 2006, 2008), sin embargo, en general se hace una lectura directa de esta información sin que pase por un proceso analítico más profundo. Lo que sigue de este capítulo concentra sus esfuerzos en la aplicación de técnicas matemáticas que nos permitan extraer información adicional desde las series de tiempo de la ocurrencia sísmica.

1.4 Análisis de la recurrencia sísmica

Una de las herramientas de temprana aplicación para detectar cambios en la actividad de un volcán es el registro de la recurrencia con que se manifiesta su sismicidad. La presentación de esta información se realiza utilizando histogramas del número de sismos por tipo, lo que facilita la visualización de incrementos en este parámetro de monitoreo, constituyéndose en una herramienta ágil y de fácil acceso, útil para detectar anomalías en la actividad volcánica. Sin embargo, si se aplican otras técnicas sobre la serie de tiempo de ocurrencia, podrían quedar en evidencia patrones de comportamiento sísmico útiles para mejorar el pronóstico de la actividad del volcán. Para el análisis de la sismicidad del VG 2004-2010 se han seleccionado dos técnicas mediante las cuales se puede extraer información adicional a la que usualmente brindan los histogramas de ocurrencia. En la primera se estudian las variaciones de los tiempos entre sismos consecutivos con el fin de definir etapas de enjambre o de alta periodicidad sísmica; la segunda técnica corresponde al cálculo de la dimensión fractal de correlación el cual se aplica sobre la serie de tiempo de ocurrencia, esta última técnica nos permite medir la “aleatoriedad” o el grado de “agrupamiento” de los sismos en el tiempo. Las técnicas se aplican a cada tipo de sismos por separado y muestran características de ocurrencia que no sería posible observar en un histograma típico.

1.4.1 Dimensión fractal

El termino fractal es usado para describir objetos geométricos o funciones que son invariantes respecto a la escala, una parte del objeto o función es similar a su todo, por tanto, se dice que son autosemejantes. Los conjuntos cuya geometría posee propiedades fractales muestran una relación mediante una ley de potencia respecto a la escala, esta potencia es la llamada dimensión fractal D_f (Fraga et al., 2016).

La dimensión fractal D , es un número real, generalmente no entero, que generaliza el concepto de dimensiones ordinarias, las cuales están dadas por números enteros como son: 0 para un punto, 1 para la longitud, 2 para el área y 3 para el volumen. No existe una única forma de cálculo de la dimensión fractal. Están, por ejemplo, la dimensión de Minkowski-Bouligand de capacidad o de conteo de cajas, la dimensión de información y la dimensión de correlación, que son las más utilizadas y de relativa fácil implementación algorítmica. Un fractal de dimensión 2.7 tendría la apariencia de una esponja ya que esta

no ocupa completamente el espacio tridimensional en el que se encuentra embebida, por tanto, no puede tener dimensión 3.

En la naturaleza existen muchas estructuras que exhiben propiedades fractales y aunque no son exactamente auto-semejantes pueden ser estudiadas como tal. Entre estos fenómenos están la forma de las montañas y de las costas o la distribución espacial y temporal de los terremotos de magnitud menor que 6 en la escala de Richter (Spinadel Vera, 2002). En el ámbito sismológico, el concepto de dimensión fractal es un medio para determinar si el agrupamiento de sismos es un proceso invariante de escala en el tiempo o si se trata de un proceso aleatorio. La dimensión fractal de la distribución de sismos en el tiempo tomaría valores en un intervalo entre 0 y 1, esto se debe a que la ocurrencia sísmica no se concentra en un solo punto del tiempo (dimensión 0), pero tampoco ocupa completamente la dimensión del mismo (dimensión 1), lo anterior si tratamos la línea de tiempo como un elemento geométrico de dimensión 1. Por otro lado, el análisis de la dimensión fractal podría ayudar a distinguir patrones sísmicos a diferentes escalas de tiempo (Caruso et al., 2006), que inclusive podrían estar asociados a etapas preeruptivas.

La investigación de Legrand et al., (1996), sugiere que el estudio multifractal, análisis de varias dimensiones fractales, pueden explicar de una mejor manera la distribución de sismos en el tiempo. Las configuraciones multifractales están relacionadas con la distribución estadística de medidas sobre un soporte geométrico como una línea, una superficie o un volumen, por ejemplo (Feder, 1998). Los multifractales están conformados por un entretejido de subconjuntos fractales con diferentes exponentes.

Consideremos un conjunto el cual está embebido en un hipervolumen dentro de un espacio euclidiano E -dimensional con longitud lineal máxima L . La dimensión L es usualmente calculada cubriendo el objeto con hipercajas de longitud lineal $\varepsilon \leq L$ y un hipervolumen dado por ε^{D_E} , donde $D_E \geq D_f$ es la dimensión del espacio euclidiano donde el fractal está embebido; número $N_{box}(\varepsilon)$ de cajas que contienen puntos del objeto en estudio está dado por (De Souza, 2011):

$$N_{box}(\varepsilon) \sim \varepsilon_f^D \quad (1-1)$$

La dimensión fractal se obtiene evaluando:

$$D_f = \lim_{\varepsilon \rightarrow \infty} \frac{\log N_{box}(\varepsilon)}{\log \varepsilon} \quad (1-2)$$

Tal medida, únicamente basada en el número de cajas ocupadas, no tiene en cuenta la posibilidad de tener regiones fractales con diferente densidad. En general, para caracterizar completamente una distribución, o para distinguir cuantitativamente entre dos distribuciones, necesitamos comparar los diferentes momentos de la distribución. De una manera similar la geometría de un objeto fractal bajo estudio está mejor caracterizada por medio de un conjunto infinito de dimensiones fractales generalizadas (Caruso et al., 1998).

La dimensión multifractal de orden q está definida como:

$$D_q = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{1}{q-1} \frac{\ln \left(\sum_{i=1}^N p_i^q(\varepsilon) \right)}{\ln \varepsilon}, \quad q = -\infty, \dots, +\infty \quad (1-3)$$

al igual que antes, es necesario dividir el espacio mediante una medida de soporte μ , en N cubos d – dimensionales de tamaño ε denotados por $\Lambda_i (i = 1, 2, \dots, N)$. Se indica con $P_i(\varepsilon) = \int_{\Lambda_i} d\mu$ la integral medida sobre el i – ésimo cubo (la masa de Λ_i). En la práctica si el fractal está hecho por un conjunto de M puntos (cada punto corresponde a la ocurrencia de un sismo en el caso bajo estudio $P_i(\varepsilon)$ está dado por la probabilidad de encontrar un punto en la i – ésima caja $P_i(\varepsilon) = \frac{M_i(\varepsilon)}{M}$ (M_i corresponde al número de puntos en Λ_i). Es importante tener en cuenta que la dimensión fractal generalizada involucra la probabilidad planteada por la q – ésima potencia $p_i^q(\varepsilon)$. Así, la dimensión multifractal D_q pondera de una manera diferente las regiones con varias densidades. Usando esta definición, uno encuentra como un caso especial la definición fractal del conteo de cajas para $q = 0$, por otro lado, para $q = 1$, encontramos la llamada dimensión de información:

$$D_1 = D_I = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\left(\sum_{i=1}^N P_i(\varepsilon) \ln p_i(\varepsilon) \right)}{\ln \varepsilon} \quad (1-4)$$

Mientras que para $q = 2$, tenemos la dimensión de correlación:

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\ln C(\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \quad (1-5)$$

$$C(\varepsilon) = \frac{1}{M(M-1)} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^M \theta(\varepsilon - |\vec{x}(i) - \vec{x}(j)|) \quad (1-6)$$

Donde por $\vec{x}(i) = (i = 1 \dots M)$ nosotros indicamos las posiciones de los M puntos del objeto bajo estudio y θ es la función Heaviside.

En general se tiene que para q más pequeños D_q crece. Únicamente en el caso bastante particular de un objeto con iguales probabilidades para todas las celdas (un monofractal) tenemos $D_q = D_0$ para todo q .

Para calcular el espectro completo, es posible escribir la ecuación (1-2) por medio de la suma de correlación generalizada como:

$$D_q = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{1}{q-1} \frac{\ln C_q(\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \quad (1-7)$$

$$C_q(\varepsilon) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left[\frac{1}{M-1} \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^M \theta(\varepsilon - |\vec{x}(i) - \vec{x}(j)|) \right]^{q-1} \quad (1-8)$$

Para descender a un nivel práctico la aplicación de los conceptos expuestos anteriormente, en nuestro caso la serie $x(i) = (i = 1 \dots M)$ estarían representados por los $t(i) (i = 1 \dots M)$ que corresponden a los tiempos de ocurrencia de los M sismos.

1.5 Resultados y análisis

1.5.1 Dimensión fractal aplicada a la sismicidad LP del volcán Galeras

Para el caso del VG 2004-2010 se separaron los sismos por tipos y se realizó el cálculo de la dimensión fractal de correlación tomando ventanas de N sismos con traslapos de dn sismos, estos parámetros fueron diferentes para cada tipo de sismos debido a que el número total de los mismos es diferente en cada caso. Por otro lado, para evitar problemas en el borde de las series de tiempo se trabajó con el número total de sismos hasta el 31 de diciembre de 2015 (**Tabla 1-1**), pese a esto, el análisis, interpretación y conclusiones de los resultados del cálculo de la dimensión fractal de correlación se aplicaron hasta 2010. La **Figura 1-14** muestra la curva que se obtuvo utilizando valores de N y dn que se consideraron como los mejores para una visualización apropiada de los resultados.

Figura 1-14: Dimensión de correlación (línea continua negra) de la serie de tiempo de sismos LP entre julio de 2004 y diciembre de 2011.

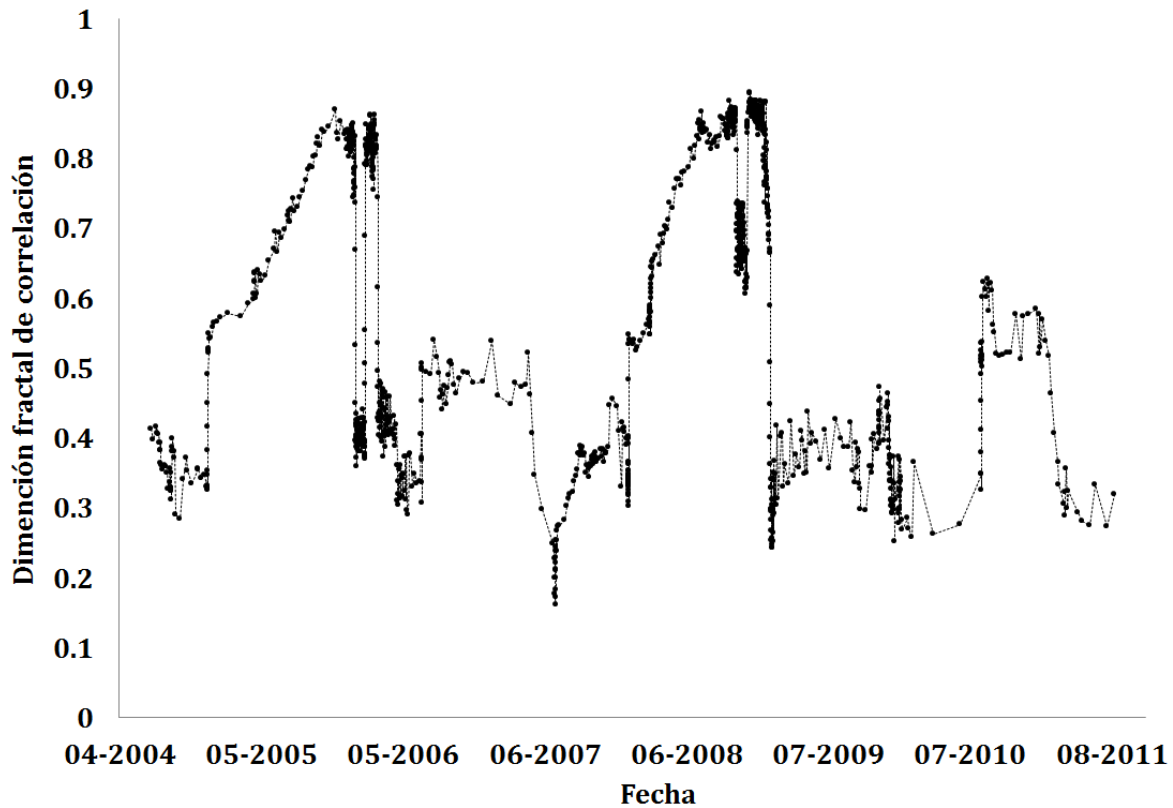


Tabla 1-1. Número de sismos por tipo en los periodos 2004-2010 y 2004-2015.

TIPO	2004-2010	2004-2015
LP	56.111	61.261
VT	9.101	12.389
HYB	15.253	20.378

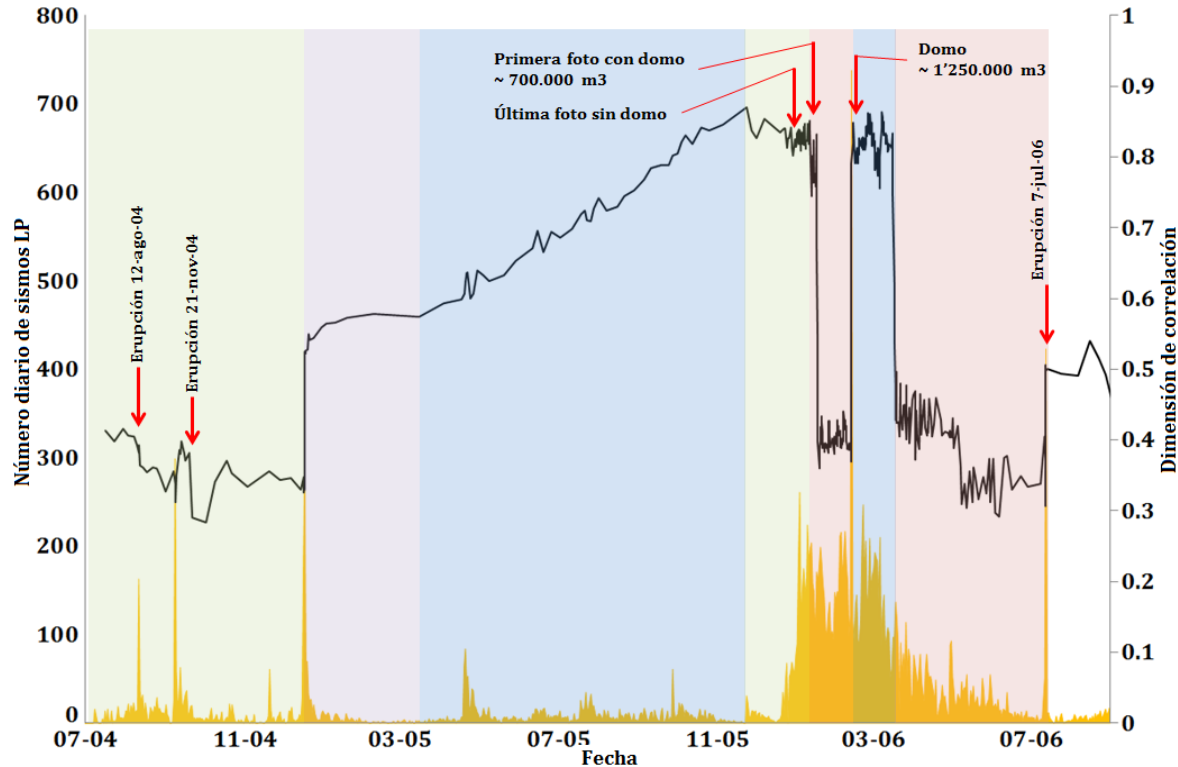
Domo 2006

Después del periodo de quietud entre 1996 y mediados de 2004, el VG muestra actividad sísmica a partir de finales de junio de 2004, se registraron sismos de los diferentes tipos como son: VT, LP, HYB y TRE. La sismicidad tipo VT, al inicio de este nuevo periodo de actividad estuvo asociada directamente con el rompimiento de material rocoso, que posteriormente daría paso a una nueva intrusión de magma hacia la superficie. Por otra parte, los episodios de temblor de largas duraciones, de hasta días, en agosto, septiembre,

octubre y noviembre de 2004, se asociaron con emisiones de columnas grises cargadas de ceniza. Particularmente el 11 y 12 de agosto de 2004 se registraron dos erupciones explosivas acompañadas de la emisión de ceniza, lapilli y bloques, el tremor asociado a estas erupciones tuvo una duración de varias horas. De manera similar se registró una erupción explosiva el 21 de noviembre de 2004, con características similares de material expulsado y señal sísmica acompañante (INGEOMINAS, 2005). Esta breve descripción pone en evidencia un nuevo proceso de intrusión de material magmático en el que la sismicidad tipo LP, toma un rol preponderante, en especial su distribución en el tiempo, estudiada a través de la aplicación de la técnica de la dimensión fractal, la cual nos muestra patrones que podemos asociar a diferentes etapas de este nuevo periodo de actividad 2004-2010.

En la **Figura 1-15** se observa que entre julio y mediados de diciembre de 2004 el valor de D2 oscila entre 0.28 y 0.42, estos valores bajos en D2 coinciden con el inicio del periodo de actividad, incluyendo las emisiones y erupciones explosivas que se describieron anteriormente. Esta actividad sísmica probablemente obedece al ascenso de fluidos asociados al magma que ha iniciado su camino hacia un nivel más superficial; más adelante en este estudio se determinará qué características tuvo el fluido que se movilizó en este periodo de actividad, por ahora nos interesa distinguir las diferentes etapas del proceso de intrusión a partir del análisis de D2.

Figura 1-15: Comportamiento de la dimensión de correlación (línea negra) en el periodo entre julio de 2004 y julio de 2006. Se han destacado con diferentes colores las diferentes etapas que se explican en el texto. También se muestra el número diario de sismos (en amarillo) y algunos hitos importantes dentro con flechas rojas.



A partir del 16 de diciembre de 2004 el valor de D2 se incrementa, inicialmente de manera rápida durante unos pocos días, luego se mantiene relativamente estable hasta mediados de marzo de 2005 con un valor de 0.57 y posteriormente muestra una tendencia ascendente hasta el 23 de noviembre de 2005 (recordemos que el 21 de noviembre ocurrió una erupción explosiva), los valores en D2 cambiaron desde 0.57 hasta 0.87 a lo largo de 9 meses aproximadamente en los que se considera, a partir del análisis de D2, que la intrusión de magma inició como tal aunque no es sino hasta finales de diciembre de 2005 cuando se agudiza, lo que se hace evidente por el notorio incremento en la cantidad de sismos LP y el cambio de tendencia en la curva de D2. El incremento en la actividad sísmica LP de finales de diciembre de 2005 se relaciona directamente con la presencia de magma a niveles superficiales, probablemente con profundidades menores a 0,5 km desde la base del cráter, lo que ocasionó una intensa interacción entre el cuerpo magmático caliente y el sistema hidrotermal superficial, cuya interacción produjo volúmenes considerables de vapor de agua que se liberaron hacia la atmósfera, en ocasiones acompañados de ceniza que probablemente hacía parte de los remanentes de las erupciones de agosto y noviembre de 2004, estas emisiones casi siempre estuvieron asociadas a la ocurrencia de episodios de tremor (**Figura 1-16** y **Figura 1-17**).

Figura 1-16: Energía sísmica diaria liberada por cada tipo de sismos (LP amarillo, VT rojo y TRE azul) Se destaca el aporte energético de los episodios de tremor a partir del 21 de diciembre de 2005. Fuente SGC.

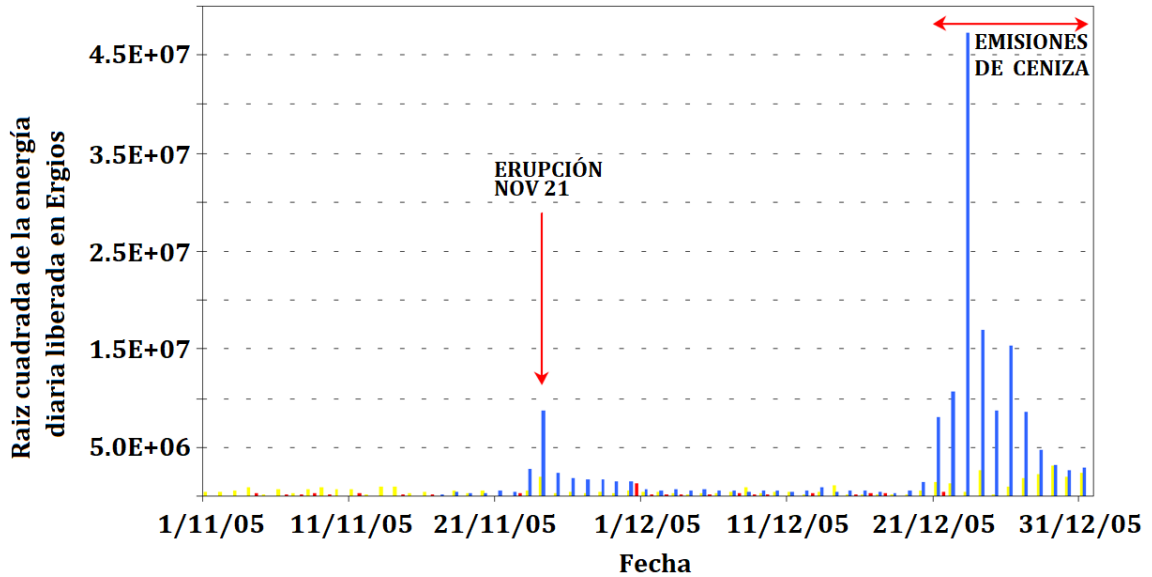


Figura 1-17: Emisiones de vapor de agua y ceniza registradas el 6 y 29 de diciembre de 2005. Fuente SGC.



Cabe destacar que hasta finales de diciembre de 2005 no se contaba con observaciones directas del fondo del cráter principal donde se pudiera apreciar material magmático en superficie. Después del 23 de noviembre de 2005 la tendencia en D2 cambia e inicia un descenso que a partir del 10 de enero de 2006 se agudiza y en pocos días pasa de 0.8 a 0.36 y se mantiene oscilando con valores cercanos a este último hasta el 13 de febrero de 2006 en que retorna a un valor de 0.85. Es posible afirmar que en este lapso, de poco más de un mes, el material magmático alcanzó la base del cráter principal, lo que implica un

cambio en la configuración de presión del sistema (despresurización?) y por ende un fuerte cambio en el régimen de flujo de magma lo que ocasionó un reordenamiento en la distribución de sismos LP sobre la línea de tiempo. La evidencia final de magma en superficie fue obtenida el día 13 de enero de 2006, por el INGEOMINAS, en sobrevuelo realizado a Galeras (**Figura 1-18**). Los cálculos de volumen del domo, realizados hasta ese entonces, por el SGC indicaron un valor de 700 000 m³.

Figura 1-18: Fotografías aéreas del domo de lava observado el 13 de enero de 2006 sobre la base del cráter principal del VG. Fuente SGC.



El el boletín del primer semestre de 2005, el INGEOMINAS resume (INGEOMINAS, 2005):
“De acuerdo con los cambios observados en parámetros como sismicidad y deformación, se asume que muy probablemente el ascenso final del domo o emplazamiento de este cuerpo en el fondo del cráter, se presentó en los primeros días de enero de 2006, particularmente teniendo en cuenta el sobrevuelo efectuado el 29 de diciembre de 2005, fecha en la cual, no es clara la existencia de este cuerpo en el cráter y cambios observados en sismicidad y deformación.”

Esta descripción es bastante consistente con el análisis hasta aquí presentado a partir del comportamiento de D2, con la salvedad de que la curva D2 se mantiene con valores bajos por un poco más de un mes que es el periodo en el que este análisis considera que se mantuvo la extrusión a superficie, diferente a lo escrito en el siguiente párrafo del informe público de enero del SGC: *“Teniendo en cuenta lo anterior, los 700 000 m³ de material magmático fueron extruidos en un lapso cercano a 15 días...”*

Sin embargo, en el informe público de febrero del SGC se informa de nuevos datos del domo de lava, entre ellos un nuevo cálculo de su volumen y condiciones de desgasificación

así: “Durante el vuelo efectuado el 5 de febrero, las tasas de emisión de vapor de agua y otros gases permitieron una visualización parcial del domo, detallándose una baja emisión desde la parte superior del domo (**Figura 1-19**)... El día 15 de febrero de 2006 se realizó sobrevuelo a la cima del volcán encontrando unas condiciones climáticas favorables, así como de baja emisión de vapor de agua y otros gases (**Figura 1-19**)... Sin embargo para el período 2006, teniendo en cuenta las observaciones de finales de diciembre de 2005 (no se detectó presencia del domo pero sí de cambio en algunos parámetros de sismicidad y deformación), se puede establecer que en los primeros 15 días del proceso de salida del material magmático (diciembre 30 de 2005 (?) a enero 13 de 2006), los cerca de 700 000 m³ de material, se emplazaron a una tasa más alta, del orden de 45 000 – 50 000 m³/día. Así entonces, se deduce, con las incertidumbres y factores de error que pueden existir en las medidas y cálculos, que cerca del 60 % del material del domo hasta ahora detectado, se emplazó en el fondo del cráter principal en un período de tiempo que puede estar entre los 15 – 20 días, mientras que el 40 % de material restante, lo hizo a una tasa menor de crecimiento y durante un lapso, un poco mayor a los 30 días (**Tabla 1-2**).” Las fechas que muestra esta tabla en relación con el crecimiento del domo de 2006 se ajustan bastante bien con el periodo enero-10 a febrero-13 de 2006 en que D2 muestra el rápido descenso en sus valores.

Figura 1-19: Fotografías aéreas del domo de lava observado el 5 de febrero (izquierda) y 15 de febrero (derecha) de 2006 sobre la base del cráter principal del VG. (Tomado de SGC, informe público).



Tabla 1-2. Datos comparativos de los domos del Volcán Galeras, emplazados en 1991 y 2006, en términos de tasas de crecimiento promedio diario. Fuente SGC.

Fecha de referencia	Volumen de material (m ³)	Variables del crecimiento		
		Tiempo (días)	Volumen (m ³)	Tasa de crecimiento (m ³ /día)
09-oct-1991	240 000	14	160 000	11 429
23-oct-1991	400 000			
13-ene-2006	710 000	33	515 000	15 606
15-feb-2006	1 225 000			

El relato anterior se ajusta de manera bastante precisa a los cambios que se observan en la curva D2 y adicionalmente manifiesta características de desgasificación que estarían relacionadas con el taponamiento de conductos por la masa de magma en superficie; recordemos que, las fotografías del 6 y 29 de diciembre de 2005 (**Figura 1-17**) muestran importante desgasificación, especialmente de vapor de agua y ceniza, sin embargo, la fotografía del 5 de febrero de 2006 (**Figura 1-19**) indica una disminución en el volumen de gas emitido a la atmósfera y adicionalmente muestra que la desgasificación se da únicamente por sectores al rededor del domo, finalmente en la fotografía del 15 de febrero (**Figura 1-19**) se ve poca o casi nula desgasificación. Este hecho cambia las condiciones del sistema ya que este incrementa su presurización y es correcto suponer que se presenten cambios en el régimen de extrusión de magma, que coinciden con el cambio en D2 entre el 13 de febrero y el 16 de marzo de 2006 en que sus valores oscilan entre 0.75 y 0.85, similares a los mostrados antes de la observación del domo en superficie, además, tras las observaciones realizadas en sobrevuelo del 3 de marzo (**Figura 1-20**), el SGC resume lo siguiente en su informe del primer semestre de 2006 (INGEOMINAS, 2006): “La mayor parte del gas emitido se restringe alrededor del cuerpo dómico de lava. Se pudieron también detectar algunas zonas en la parte central del domo con presencia de incandescencia. Adicionalmente, con la información obtenida en este sobrevuelo, se pudo estimar una tasa de crecimiento lenta del domo de lava”

Figura 1-20: Fotografía aérea del domo de lava observado el 3 de marzo de 2006 sobre la base del cráter principal del VG. Fuente SGC.



Un nuevo cambio en D2 se observa a partir del día 16 de marzo, la curva muestra un rápido descenso para finalmente oscilar con valores entre 0.29 y 0.5 hasta el día 11 de julio de 2006. Este descenso coincide con el incremento en la emisión de vapor de agua desde diferentes puntos sobre el domo de lava, según la observación por parte del SGC en sobrevuelo realizado el 16 de marzo y que ya se había hecho evidente el 10 y 11 de marzo de 2006 en otros sobrevuelos realizados por el SGC (**Figura 1-21** y **Figura 1-22**). De manera especial se observa en la **Figura 1-23** volúmenes de vapor de agua que salen de la periferia del domo, y que en comparación con la fotografía del 3 de marzo (**Figura 1-20**) hay una clara diferencia en relación con este importante aspecto.

Figura 1-21: Fotografías aéreas del VG el 10 de marzo (izquierda) y 11 de marzo (derecha) de 2006. Fuente SGC.

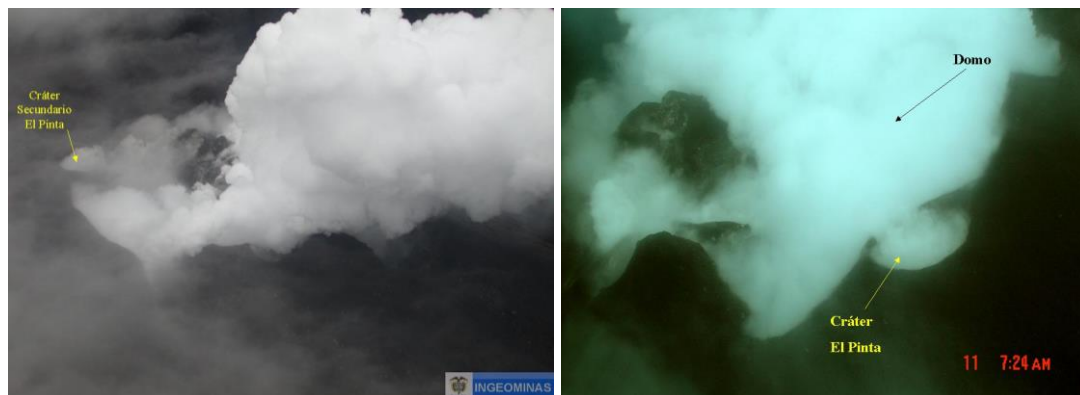


Figura 1-22: De izquierda a derecha, fotografías tomadas los días 16 (aérea), 19 y 20 de marzo de 2006. Fuente SGC.



Figura 1-23: Fotografía aérea del domo de lava observado el 29 de marzo de 2006 sobre la base del cráter principal del VG. Fuente SGC.



Estas últimas evidencias, permiten asociar el nuevo descenso de D2 con la continuación de extrusión de material magmático, que por supuesto, viene acompañado con la exolución de vapor de agua y otros gases como se observa en los registros fotográficos y como consta en el informe público de marzo de 2006 del SGC donde se presenta una breve descripción de cada una de las emisiones que fue posible observar (casi todos los días) y en las que se evidenció grandes cantidades de vapor de agua, acompañado en ocasiones por ceniza.

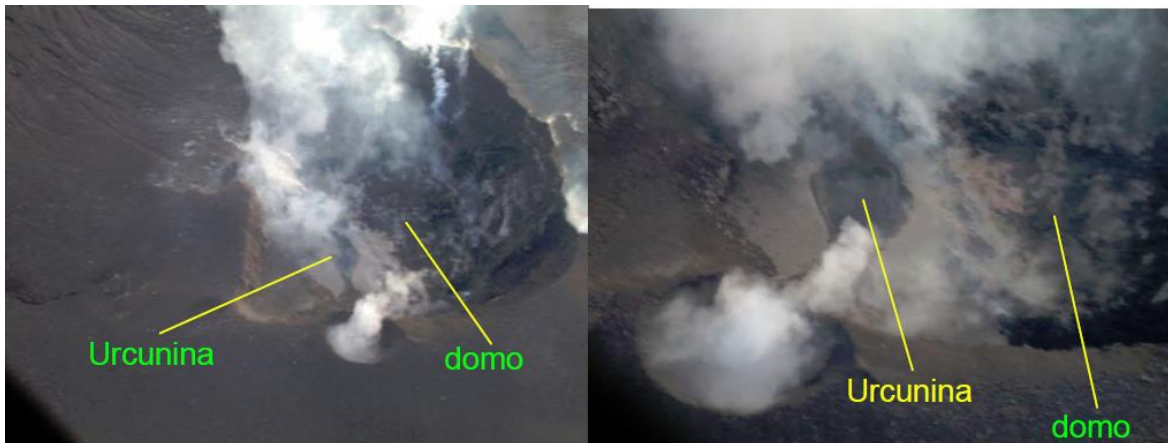
Niveles altos de desgasificación de vapor de agua acompañado de ceniza continuaron entre los meses de abril y mediados de junio de 2006 (INGEOMINAS, 2006), en este periodo se observó también un descenso en la temperatura de la corteza del domo y se presume un proceso de sellamiento de los conductos, también se registró un incremento en la sismicidad de tipo tremor. Por otra parte, en fotografías tomadas por el SGC (**Figura**

1-25) se pudo observar la ampliación de un foco de emisión preexistente llamado Urcunina localizado en la pared oriental del cono activo. Cabe aclarar que este cono no se ubica en el domo. No se tiene detalles del volumen del domo entre mayo y junio de 2006.

Figura 1-24: Fotografía aérea del domo de lava observado el 6 de abril (izquierda) y 11 de mayo (derecha) de 2006 sobre la base del cráter principal del VG. Fuente SGC.



Figura 1-25: Fotografía aérea del cráter principal observado el 26 de mayo con detalles del foco de emisión preexistente Urcunina. Fuente SGC..



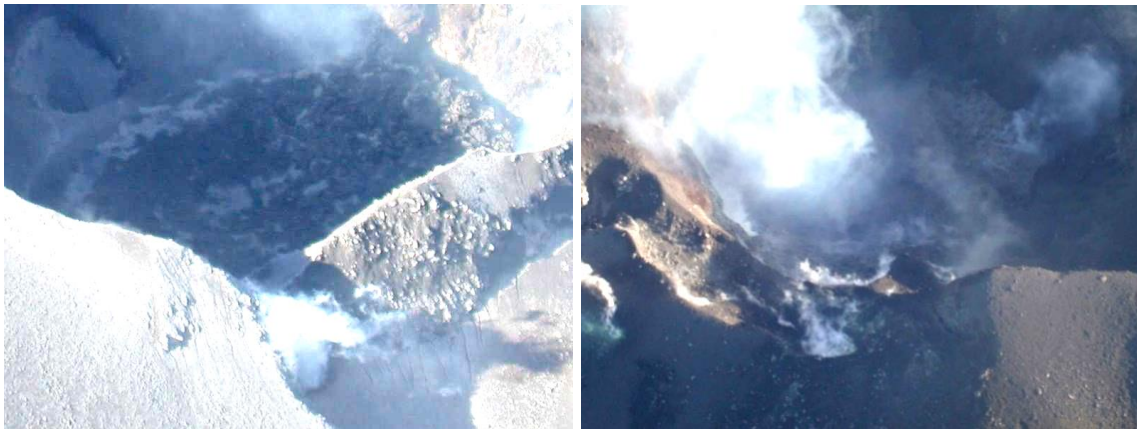
Entre los días 8 y 12 de julio de 2006 se registraron 3 episodios eruptivos, uno de los cuales (el del día 12 de julio) fue de carácter explosivo con una columna de gases y ceniza que alcanzó 8 km de altura (**Figura 1-26**)

Figura 1-26: Fotografías de la columna de gases y ceniza de la erupción del día 12 de julio de 2006 a las 10:58 a.m. Fuente SGC.



Después de esta erupción, en sobrevuelo realizado por el SGC el día 16 de julio se observó el domo de lava con modificaciones en su forma, especialmente en su sector central, en el cual se nota una clara pérdida de volumen respecto a lo observado en sobrevuelos anteriores (**Figura 1-27**). Con base en mapas de isópacas construidos por el SGC y el análisis petrográfico de muestras de líticos, se determinó un volumen de material expulsado de cerca de 310 000 m³ y el hecho de que el material emitido proviene de niveles más profundos que el emplazado en la base del cráter principal.

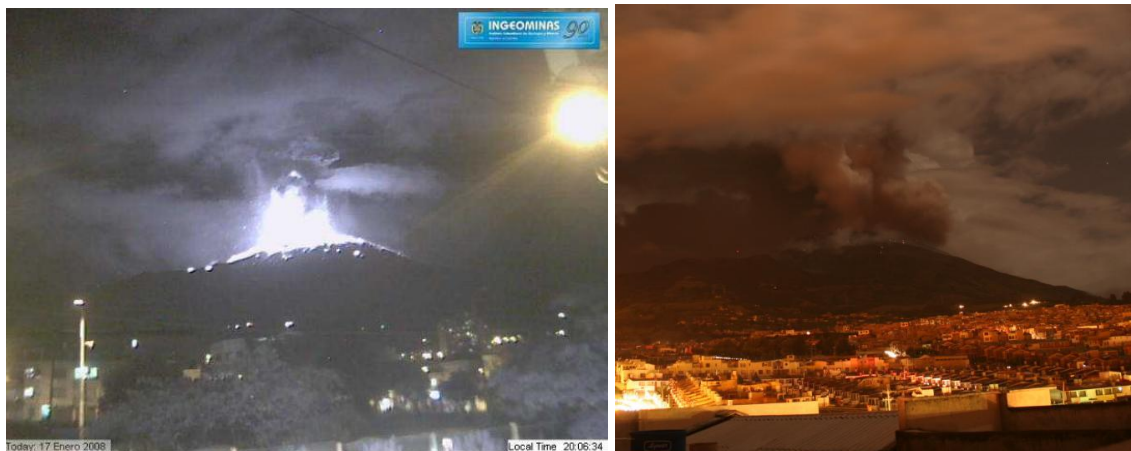
Figura 1-27: Fotografías aéreas del domo de lava tomadas el día 16 de julio de 2006. Fuente SGC.



Domo 2008

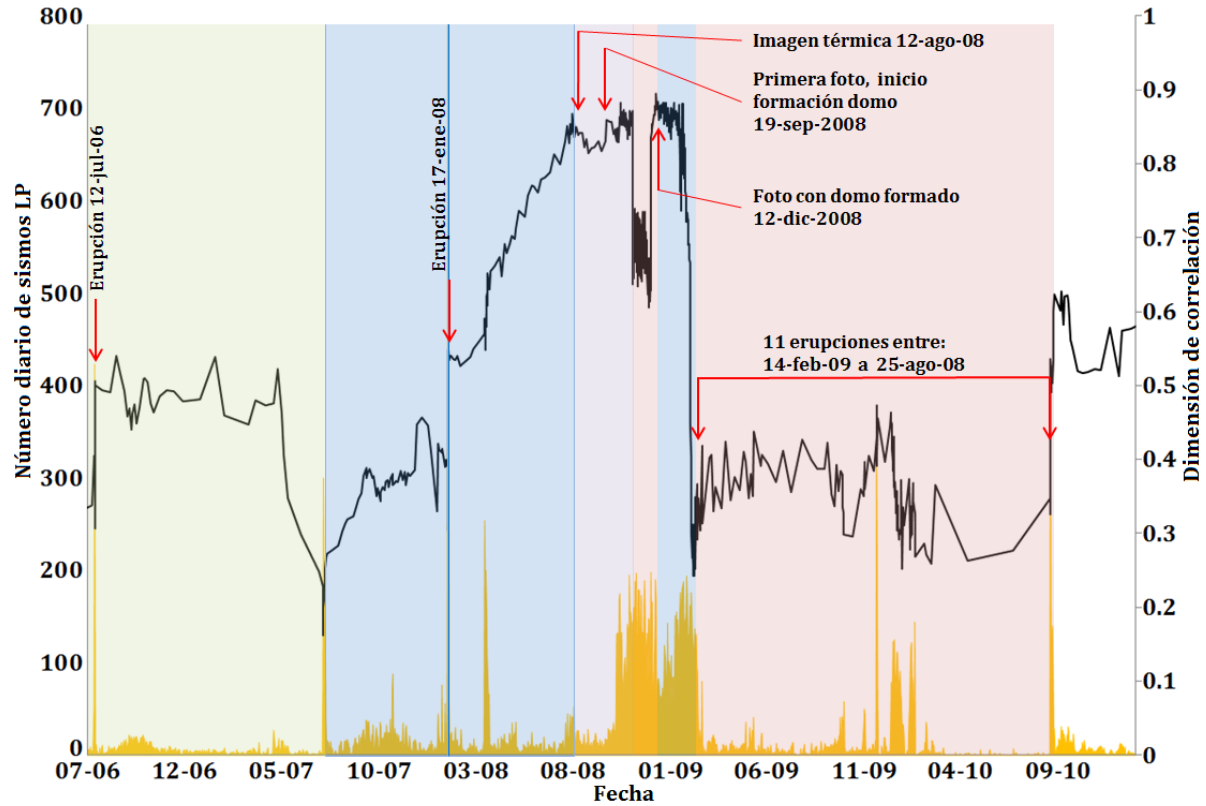
Después de la erupción explosiva del 12 de julio de 2006, hubo un periodo de relativa calma en que no se registró niveles considerables de sismicidad tipo LP, la curva de D2 (**Figura 1-29**) muestra valores que oscilan entre 0.44 y 0.54 entre el 12 de julio de 2006 y el 25 de abril de 2007. Luego de esta relativa estabilidad D2 muestra un rápido descenso entre el 25 de marzo y el 6 de julio de 2007 en que el valor de D2 cayó hasta 0.16 (el valor más bajo registrado). A partir de este momento, D2 inicia un ascenso que podemos dividir en dos etapas, la primera que finalizaría con la erupción del 17 de enero de 2008 (**Figura 1-28**), y la segunda hasta finales de julio de 2008.

Figura 1-28: Fotografías de la erupción explosiva del 17 de enero de 2008. Fuente: SGC, la fotografía de la derecha fue cortesía del Profesor Alberto Quijano Bodniza.



Según el INGEOMINAS en su informe del primer semestre de 2008 (INGEOMINAS, 2008), en la erupción del 17 de enero, el material eyectado pertenecía a un remanente del domo emplazado en el fondo del cráter principal en enero de 2006, también precisa: “*Luego de un período de aproximadamente seis meses, donde predominaron procesos asociados con la dinámica de fluidos en el interior del volcán, se presentó una fase de acumulación de presiones internas...para que el proceso desencadenara en una erupción explosiva en enero 17 de 2008, a las 8:06 p.m.*” este relato concuerda con la primera etapa del ascenso en los valores de D2 (**Figura 1-29**).

Figura 1-29: Comportamiento de la dimensión de correlación (línea negra) en el periodo entre julio de 2006 y septiembre de 2010. Se muestran con diferentes colores las diferentes etapas que se explican en el texto. También se muestra el número diario de sismos (en amarillo) y algunos hitos importantes dentro con flechas rojas.



En la segunda etapa del ascenso en D2 que se llevó a cabo entre el 17 de enero de 2008 y el 31 de julio de 2008 la actividad del VG muestra desgasificación (**Figura 1-30 y Figura 1-31**) de vapor de agua en ocasiones acompañadas por ceniza, en este punto la tendencia de la curva D2 vuelve a cambiar y se muestra relativamente estable entre valores de 0.81 y 0.88 hasta el 2 de noviembre de 2008. En sobrevuelos realizados el 12 y 15 de agosto de 2008 el SGC capturó fotografías térmicas que registraron temperaturas hasta de 470°C en algunos lugares del cráter principal (**Figura 1-32**), lo que fue un indicativo de que material magmático estaba a punto de salir a la superficie.

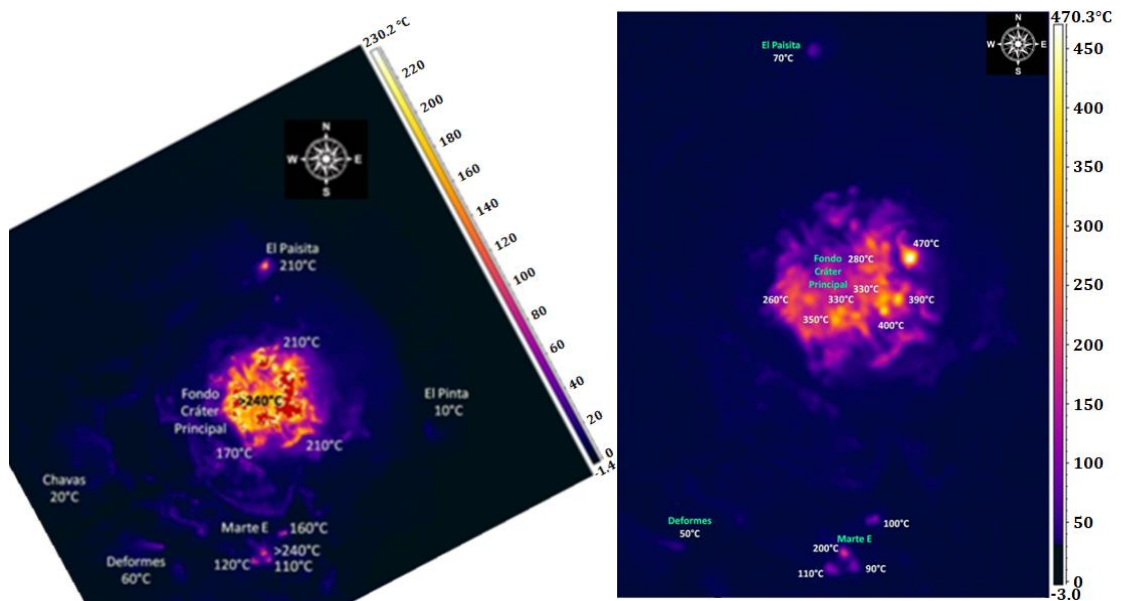
Figura 1-30: Emisiones de gases y cenizas, observadas en los días 30 (izquierda) y 31 de julio de 2008 (derecha), respectivamente. Fuente: SGC.



Figura 1-31: Columnas de emisión de gases y ceniza. A) Agosto 22; B) y C) Agosto 24. Fuente: SGC.



Figura 1-32: Imágenes térmicas tomadas en sobrevuelos del 12 (izquierda) y 15 de agosto (derecha) en sobrevuelos realizados por el SGC. Fuente: SGC.



Es así como el 19 de septiembre de 2008 se corrobora la presencia de material magmático en la base del cráter principal (**Figura 1 33** y **Figura 1 34**) al que se le calculó un volumen entre 800 000 y 1'000 000 de m³. Fuente: SGC.

El comportamiento en D2 muestra un rápido descenso que se mantiene entre el 30 de octubre y el 9 de diciembre de 2008, los valores de D2 oscilan entre 0.61 y 0.73 para este periodo en que la extrusión del domo a superficie probablemente tuvo mayor relevancia. Posteriormente en sobrevuelo realizado el 12 de diciembre de 2008 el SGC consiguió fotografías aéreas en las cuales se observa el domo ya formado en superficie con leve desgasificación de vapor de agua que emerge por los bordes del domo (**Figura 1-34**). Se debe tener en cuenta entonces, que la fotografía que confirma material magmático en superficie fue tomada el 19 de septiembre y la fotografía en la que se ve el domo ya formado el 12 de diciembre de 2008, este periodo de tiempo se ajusta bastante bien con los cambios observados en D2 que se describieron anteriormente y que se muestran de manera bastante similar al comportamiento de la extrusión del domo de lava del 2006 y su correspondiente curva D2.

Figura 1-33: : Fotografía e imagen térmica tomada en el sobrevuelo de septiembre 19 de 2008, nótese la incandescencia (izquierda) por la presencia del domo de lava y la mayor anomalía térmica en la región nor-oriental interna del cráter (derecha). Fuente: SGC.

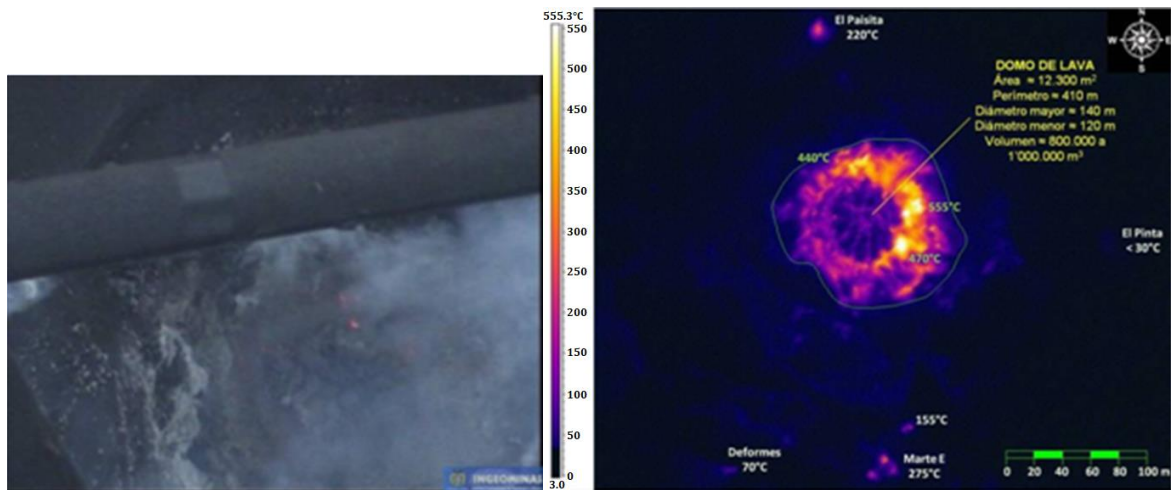
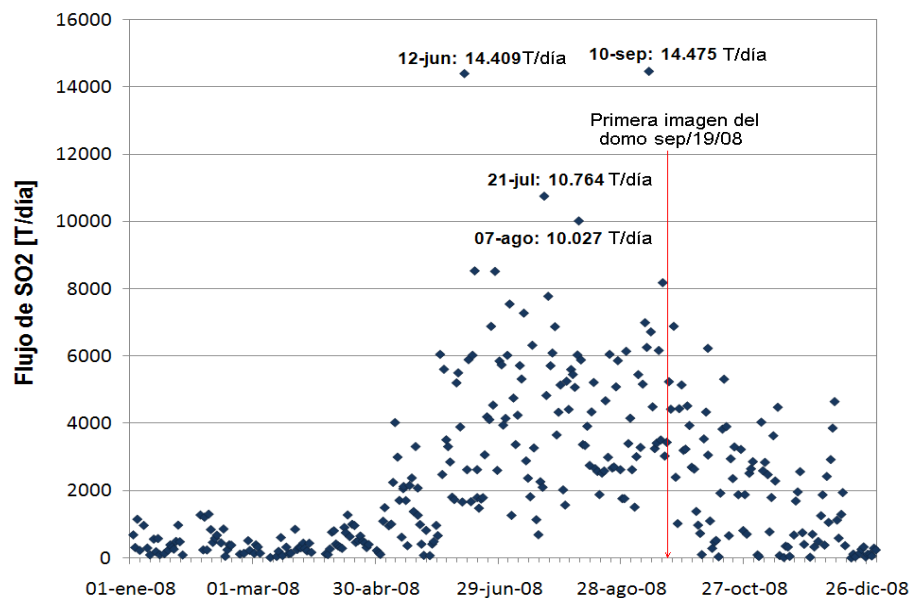


Figura 1-34: Imagen fotográfica, tomada el 12 de diciembre de 2008 a las 8:50 a.m., del cono activo del VG en donde se resalta un detalle de la superficie del domo de lava. Fuente: SGC.



La desgasificación de volúmenes considerables de vapor de agua continuó durante los meses de octubre y noviembre de 2008, adicionalmente a lo largo de la intrusión de este domo el SGC pudo registrar el flujo de SO₂ emitido a la atmósfera desde el cráter principal, se puede ver en la **Figura 1-35** como los valores de flujo se incrementan a partir de mayo de 2008 hasta finales de septiembre de 2008 en que el flujo de SO₂ inicia un descenso en gran medida debido al taponamiento de los conductos por la extrusión del domo y que consigue sus valores más bajos a finales de diciembre de 2008.

Figura 1-35: Flujo de SO₂ del VG, medido con estaciones Scan-DOAS (NOVAC). Enero a diciembre de 2008. Fuente: SGC.



Entre el 9 de diciembre de 2008 y el 19 de enero de 2009 la curva D2 se mantiene oscilando con valores entre 0.84 y 0.89 e inicia un nuevo descenso que rápidamente alcanza un valor de 0.25 y se mantiene oscilando entre este y 0.47 hasta la fecha de la última erupción del VG el día 26 de agosto de 2010.

1.6 Discusión

El cálculo de la dimensión fractal ha sido aplicado a investigaciones en las que se busca información de la distribución espacial o temporal de sismicidad asociada a fractura de material cortical, ya sea a una escala regional o local como es el caso de zonas volcánicas (Smalley, 1998; Legrand, 1996). Particularmente, en el caso de zonas volcánicas se conoce de trabajos que analizan la ocurrencia de sismos tipo VT a través del cálculo de D2 para caracterizar su comportamiento en etapas preeruptivas (Caruso, 1998). El presente capítulo intenta hacer un uso novedoso del cálculo de D2 mediante su aplicación sobre la serie de tiempo de la sismicidad tipo LP en busca de la caracterización de las diferentes fases de un proceso que incluye sus etapas preeruptiva, eruptiva y posteruptiva. La sismicidad tipo LP brinda información relacionada con el movimiento de fluidos en el interior del sistema volcánico, gran parte de esta información corresponde a la interacción entre una fuente de calor y el sistema hidrotermal del volcán, poniendo en evidencia la cercanía de un cuerpo magmático a la superficie. Para el caso de la sismicidad LP del volcán Galeras entre 2004 y 2010 la dimensión fractal de correlación, muestra claramente dos episodios con características similares que están directamente asociados a la intrusión y el emplazamiento en superficie de los domos de lava de 2006 y 2008, mostrando en cada caso tendencias similares antes, durante y después de la extrusión de estos domos.

El marcado ascenso del valor de D2 meses antes del emplazamiento de los domos en superficie indica cambios en las tasas de ocurrencia sísmica LP a manera de indicio precursor de una próxima presencia de material magmático en superficie. Por otro lado, el súbito descenso de D2 que dura poco menos de un mes coincide con las evidencias del crecimiento del domo como tal en la base del cráter principal, esto indicaría un cambio importante en las condiciones del régimen del fluido, probablemente debido a cambios de presión como consecuencia del flujo de magma fuera del sistema. Finalmente en la etapa postdómica se observa un nuevo cambio en la tendencia de D2 mostrando valores bajos que coincidieron con los periodos de destrucción de los domos a través de sucesivas erupciones.

Los valores de D2 están directamente relacionados con el “grado de aleatoriedad” con que se presentan los eventos de una serie de tiempo, valores más altos de D2 indican mayor aleatoriedad, por el contrario, valores bajos indicarían una relativa “organización” de los sismos en el tiempo; partiendo de este hecho podemos fácilmente distinguir en las **Figura 1-15** y **Figura 1-29** en qué periodos la recurrencia sísmica LP se torna más o menos aleatoria.

Si intentamos ir un poco más allá mediante una interpretación física del fenómeno basada tanto en las observaciones de la actividad del volcán, que se han descrito a lo largo del documento, así como también en el cálculo de D2 podríamos decir que en ambos casos para los domos de 2006 y 2008 un cuerpo magmático en ascenso en algún punto de su ascenso inicia su interacción con el sistema hidrotermal del volcán produciendo explosiones que se reflejan en sismicidad LP que se muestra con grado de aleatoriedad cada vez mayor, en el periodo en que el valor de D2 baja súbitamente podemos inferir que nos encontramos ante una sismicidad que es el reflejo de un flujo más “ordenado” y que correspondería a la extrusión de los domos a la superficie, finalmente cuando D2 recupera rápidamente sus valores altos podría ser un indicativo de que la presión generada por el peso del domo en la base del cráter impide el aporte de nuevo magma a superficie, cortando este flujo “ordenado” y retornando al dominio de un proceso en el que la sismicidad LP se torna nuevamente aleatoria.

Para la finalidad que tiene este primer capítulo dentro del trabajo, D2 junto con las observaciones realizadas a lo largo de este documento nos permite reconocer periodos en los que la actividad LP muestra diferencias asociadas probablemente con diferentes fuentes productoras de estos sismos, esta división en periodos nos permite buscar de manera más detallada similitudes que podrían ser criterios para definir familias sísmicas que se puedan estudiar a la luz de modelos de fuente adecuados.

2. Caracterización de la sismicidad LP en el periodo 2004-2010

Una vez se han definido periodos de actividad volcánica de acuerdo con características sísmicas o fenomenológicas, es necesario caracterizar la sismicidad de cada periodo, encontrando rasgos similares en sus formas de onda o contenidos frecuenciales dentro de conjuntos de sismos asociados con algún fenómeno volcánico específico.

Inicialmente se procedió buscando familias sísmicas (grupos de sismos con características espectrales similares) en el periodo 2004-2011, para esto se utilizó la técnica de correlación cruzada que se aplicó con el programa *Peakmatch* (Rodgers et al., 2015), que utiliza un algoritmo de procesamiento que hace mucho más eficiente la búsqueda de familias sísmicas que otros programas de su tipo, considerando que el conjunto de sismos originalmente seleccionado para este proceso contiene 57.394 eventos y un algoritmo convencional ejecutaría la correlación cruzada de cada par de sismos directamente, lo que implicaría realizar 3.294'071.236 correlaciones, que para una estación de trabajo convencional tomaría un tiempo considerable.

Al aplicar la técnica de correlación cruzada, se obtienen conjuntos de sismos relacionados por características espectrales y de forma de onda, cada conjunto se conoce como "familia", perteneciendo a una familia en particular aquellos sismos cuyo coeficiente de correlación sea igual o superior a 0.7. Posteriormente se seleccionan aquellas familias que contienen más de 200 sismos y se grafican en una línea de tiempo con el fin de asociarlas a la actividad volcánica.

Finalmente se aplican algoritmos para la extracción de las características espectrales y de forma de onda de los sismos de cada familia con el objetivo de encontrar similitudes y diferencias entre las familias, todo esto tendiente a relacionar los rasgos que distinguen a cada familia con el fenómeno volcánico que las produjo.

A continuación se exponen de manera breve conceptos básicos de las técnicas utilizadas para el estudio de la sismicidad LP en este capítulo.

2.1 Correlación cruzada

En una serie de tiempo cuyo intervalo de muestreo es Δt el algoritmo de correlación de series consiste en sumar los productos de los valores correspondientes a las series en cuestión, después de haber dado a una de estas un corrimiento de $n\Delta t$.

Sean las series por correlacionar:

$$\tilde{f} = \{\dots, f_{-2}, f_{-1}, f_0, f_1, f_2, \dots\} \text{ y } \tilde{g} = \{\dots, g_{-2}, g_{-1}, g_0, g_1, g_2, \dots\} \quad (2-1)$$

$$\tilde{C}_{fg} = \tilde{f} * \tilde{g} \quad (2-2)$$

$$\tilde{C}_{fgn} = \sum_{j=-\infty}^{\infty} f_{j-n}^* g_j \Delta t = \sum_{j=-\infty}^{\infty} f_j^* g_{j+n} \Delta t \quad (2-3)$$

donde f^* indica el complejo conjugado de f y Δt se incluye para efectos de normalización (Nava, 2013).

De modo práctico, el grado de correlación entre dos señales se expresa como un número entre -1 y 1 donde 1 indica un 100% de correlación y -1 anticorrelación total. Lo anterior se logra dividiendo el valor de correlación que se obtiene entre dos señales entre el factor

$$\frac{1}{N} \sqrt{\left[\sum_{n=0}^{N-1} (f(n))^2 \cdot \sum_{n=0}^{N-1} (g(n))^2 \right]} \quad (2-4)$$

donde N es el número de datos de la serie más larga. De esta manera, mientras más se acerque a 1 el valor de correlación normalizado, mayor será la similitud entre las dos series.

2.1.1 Caracterización en el dominio de la frecuencia

La caracterización de las familias sísmicas se realizó utilizando parámetros que tienen como origen el espectro y espectrograma de las formas de onda, tras la aplicación de la transformada de Fourier.

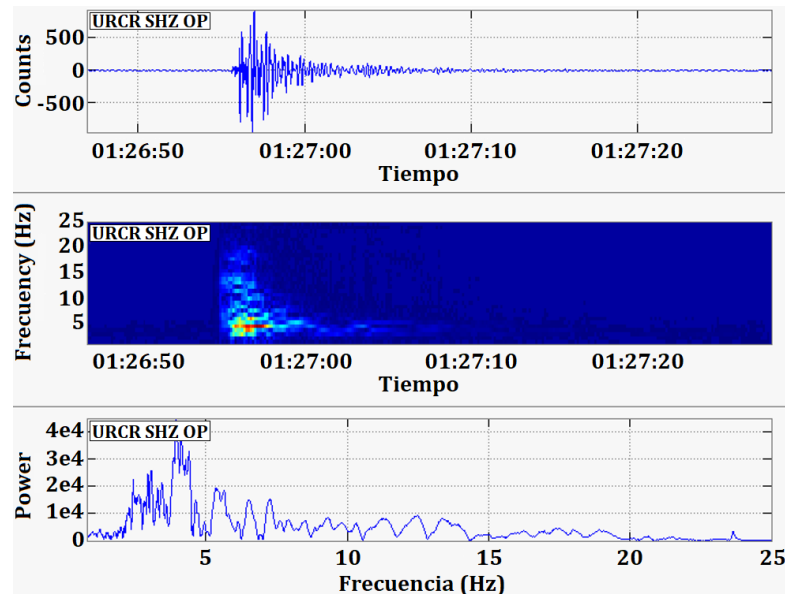
Sea $x(n)$ una señal periódica discreta en el tiempo. La transformada discreta de Fourier de esta señal se define como:

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-j2\pi k \frac{n}{N}}, \quad k = 0, \dots, N - 1. \quad (2-5)$$

En la cual $X(k)$ es un conjunto de números complejos (Proakis & Manolakis, 2009).

Mediante la transformada de Fourier de series discretas se obtiene el espectro de frecuencias del sismo, mientras que el espectrograma (**Figura 2-1**) se obtiene a partir de sucesivas transformadas de Fourier aplicadas sobre pequeñas ventanas de tiempo traslapadas, por ejemplo 128 muestras, equivalentes a 1.28 segundos teniendo en cuenta la tasa de muestreo de los registros, que para el caso de los datos seleccionados para este estudio, es de 100 Hz.

Figura 2-1: Sismograma, espectrograma y espectro de Fourier de un sismo tipo LP del volcán Galeras.



Con base en la información suministrada por el espectro y por el espectrograma, las familias sísmicas se caracterizaron mediante los siguientes atributos:

1. **Frecuencia dominante.** Pico de máxima energía en el espectro (**Figura 2-2**).
2. **Frecuencia central.** Valor de frecuencia en el espectro que divide la energía espectral total en dos partes iguales (**Figura 2-3**).
3. **Frecuencia centroide.** Valor de frecuencia dentro del espectrograma correspondiente al pixel donde coinciden: la frecuencia (fila) que aporta la máxima energía del sismo y el tiempo (columna) donde se da el espectro de máxima energía (**Figura 2-4**).
4. **Frecuencia de máxima energía.** Valor de frecuencia en el espectrograma correspondiente al pixel de máxima energía espectral (**Figura 2-5**).
5. **Razón frecuencia-tiempo.** Relación entre la banda espectral que contiene el 70% de la energía del sismo y el menor tiempo posible donde se registra esa cantidad de energía.
6. **Banda de energía 70%.** Banda más angosta en el espectro que contiene el 70 % de la energía total del sismo (**Figura 2-6**).
7. **Índice de frecuencia.** Relación espectral definida como $\log_{10} \left(\frac{\bar{F}_s}{\bar{F}_l} \right)$, donde \bar{F}_s es la frecuencia promedio de una banda superior de frecuencia y \bar{F}_l es una banda inferior de frecuencia. Este concepto fue introducido por Buurman & West (2010), como criterio para la clasificación de sismos (**Figura 2-7**).
8. **Duración.** Tiempo transcurrido entre el arribo de la onda P y el final de las ondas de coda (**Figura 2-8**).
9. **Energía.** Sumatoria de la energía correspondiente a los sismos de una familia determinada.

10. Energía promedio. Promedio de energía para una familia determinada, esto es, el total de energía dividido para el número de sismos que pertenecen a cada familia.

Las características 8, 9 y 10 se obtienen del registro de los sismos en el dominio del tiempo.

Figura 2-2: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta su frecuencia dominante.

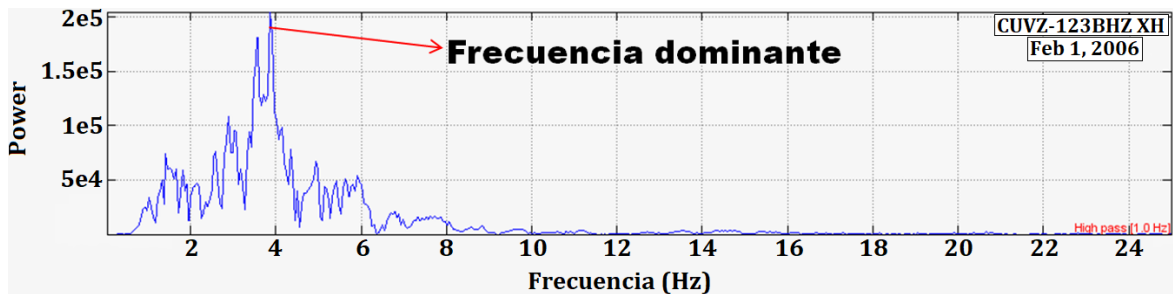


Figura 2-3: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde la línea roja corresponde a la frecuencia central, esta divide la energía espectral en dos partes iguales (0.5 E).

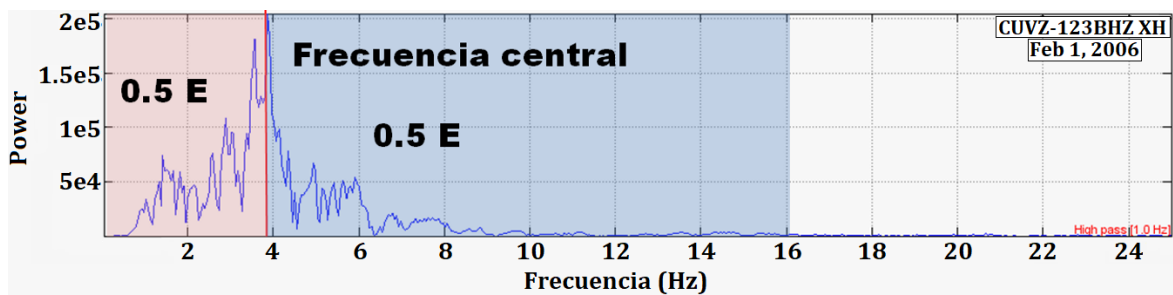


Figura 2-4: Espectrograma de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta el pixel correspondiente al centroide del espectrograma, las sombras azul y roja corresponden a zonas de mayor energía tanto en frecuencia como en tiempo.

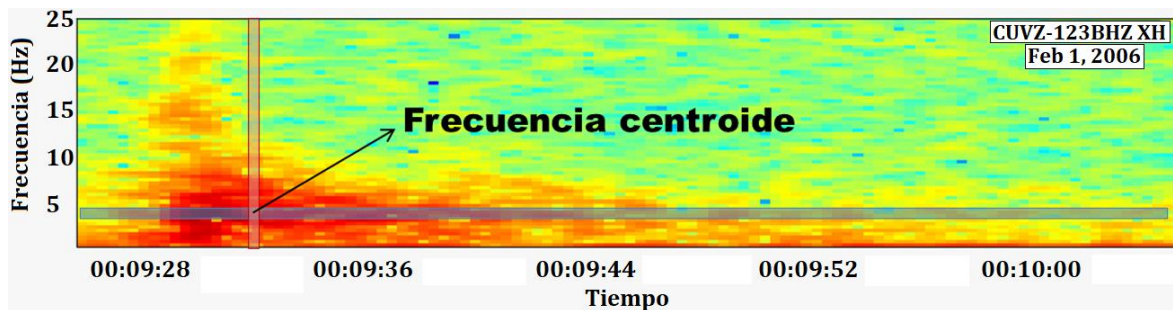


Figura 2-5: Espectrograma de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta el pixel que contiene el valor de máxima energía del espectrograma.

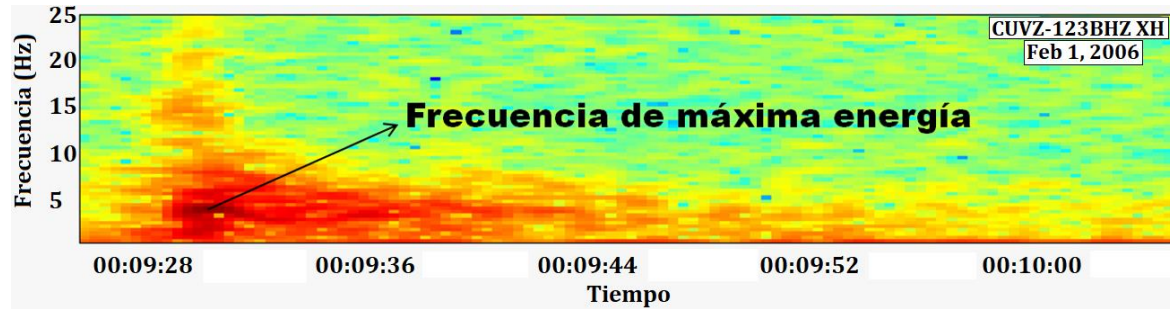


Figura 2-6: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde se resalta la banda más angosta que contiene el 70% de su energía total.

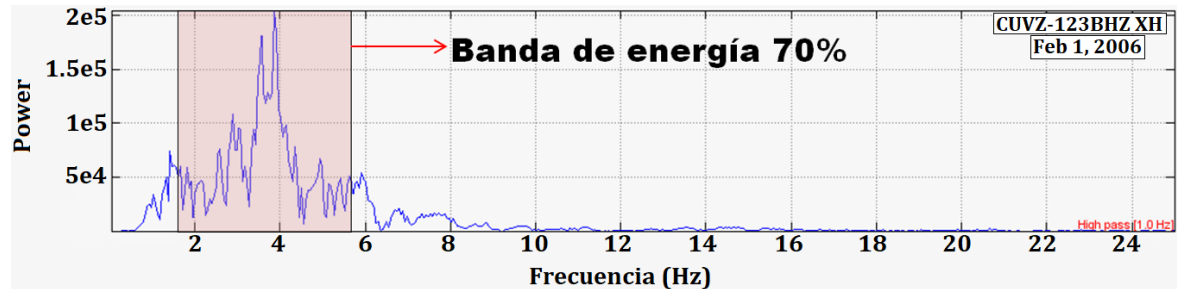


Figura 2-7: Espectro de Fourier de un sismo tipo LP donde se resaltan las bandas interior y superior mediante las que se calcula el índice espectral, en este ejemplo la banda inferior es de 1 a 6 Hz y la superior de 6 a 16 Hz.

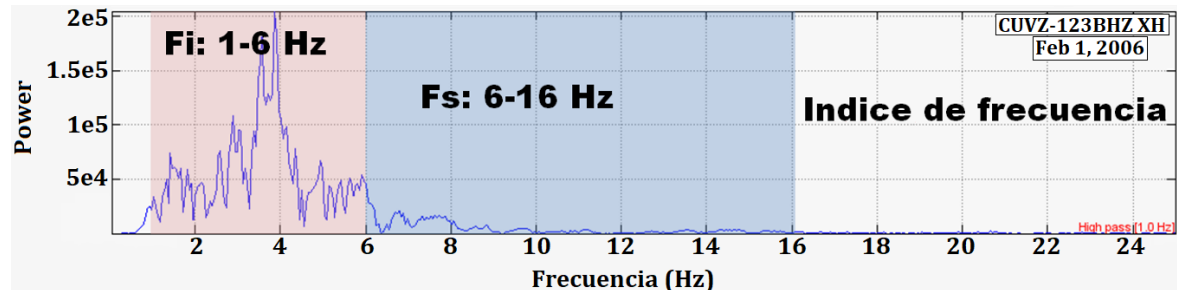
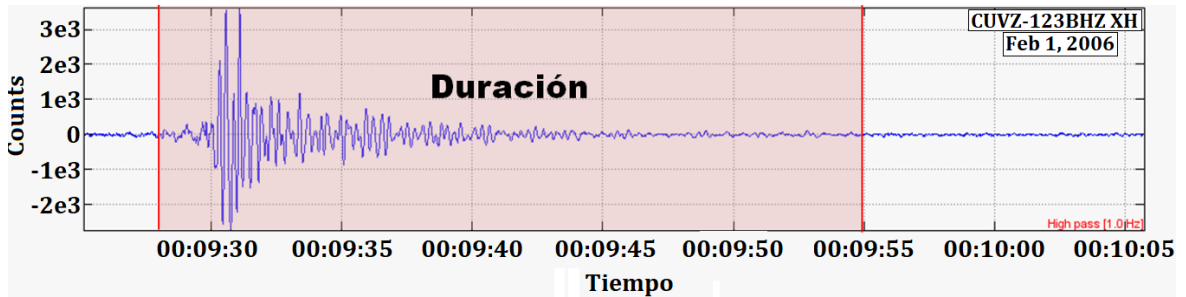


Figura 2-8: Sismograma de un sismo tipo LP donde se ha sombreado su tiempo de duración que para este caso es de 27 segundos, aproximadamente.



2.2 Resultados y análisis

La correlación cruzada se calculó para un total de 57.394 sismos del periodo estudiado (2004-2011). El resultado básico de la aplicación de esta técnica se muestra en la **Figura 2-9**, el eje horizontal corresponde al tiempo y el vertical el número de familias encontradas, cada punto en una determinada secuencia horizontal representa un sismo integrante de dicha familia, marcada con su correspondiente número en el eje vertical. Se totalizaron 6822 familias, sin embargo, existen familias con un número pequeño de elementos (muchas incluyen solamente dos sismos), por otra parte, se detectaron sismos que no pertenecen a una familia, que se calificaron como “huérfanos”. Del total de sismos analizados, 22.707 (39.6%) pertenecen a una de las familias encontradas, los 30.687 (60.4%) sismos restantes no cumplieron con el criterio mínimo para asociarse con alguna familia y fueron etiquetados como huérfanos.

En la **Figura 2-9**, a modo de ejemplo, se han marcado con líneas rojas algunas familias, que a la vista, aparecen relativamente claras, cuyos elementos están distribuidos en el tiempo a veces de manera esporádica y otras veces cercanos entre sí. Dado el gran número de familias y para orientar el trabajo hacia la sismicidad relevante, se realizó una selección que contiene las familias con el mayor número de elementos (**Figura 2-10**).

Figura 2-9: Sismicidad tipo LP distribuida por familias en el periodo 2004-2011. Las líneas rojas muestran algunos ejemplos de familias y su continuidad en el tiempo.

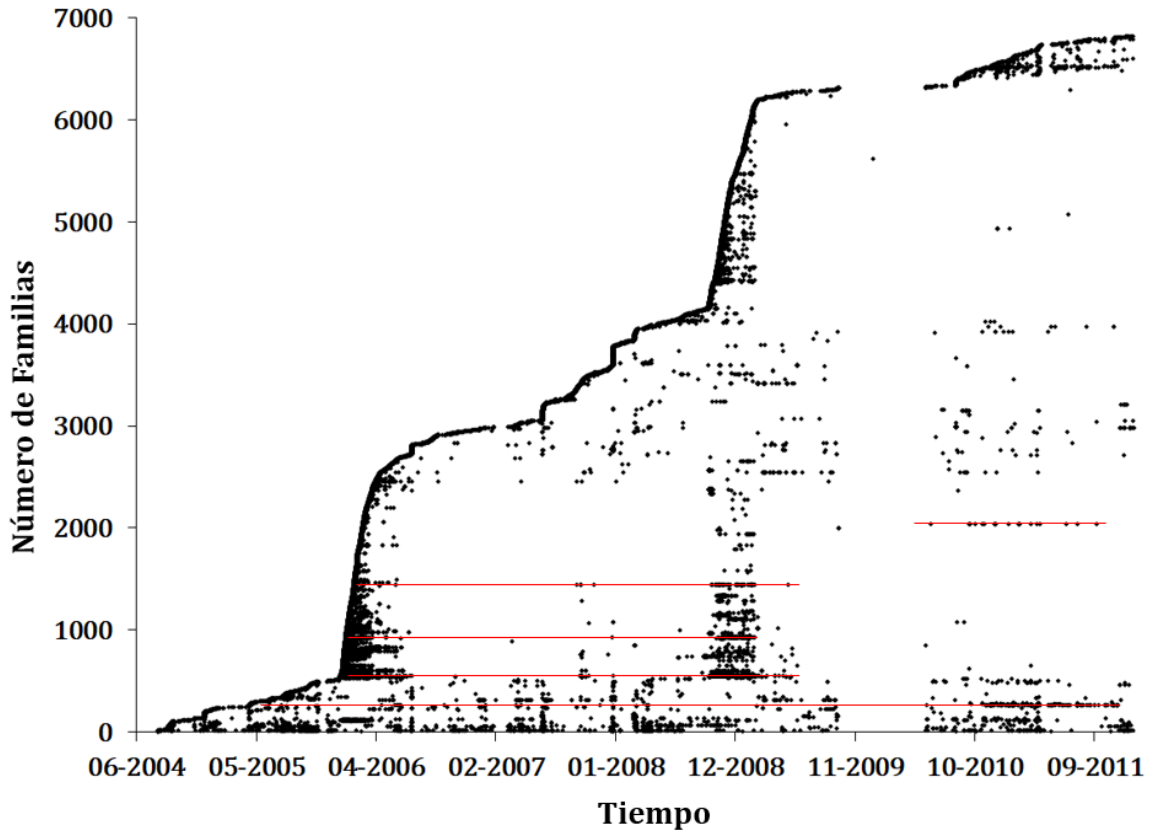
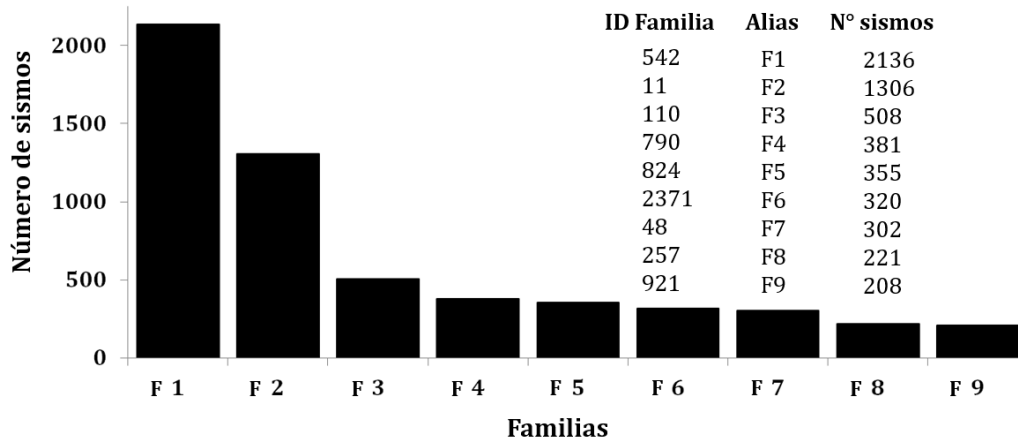


Figura 2-10: Cantidad de elementos en las 9 familias más numerosas (aquellas que superan los 200 elementos). La tabla muestra el número de la familia según el software de procesamiento, un alias o identificador que indica la jerarquía de las familias ordenadas desde la más numerosa a la menos numerosa y el número de integrantes por familia.



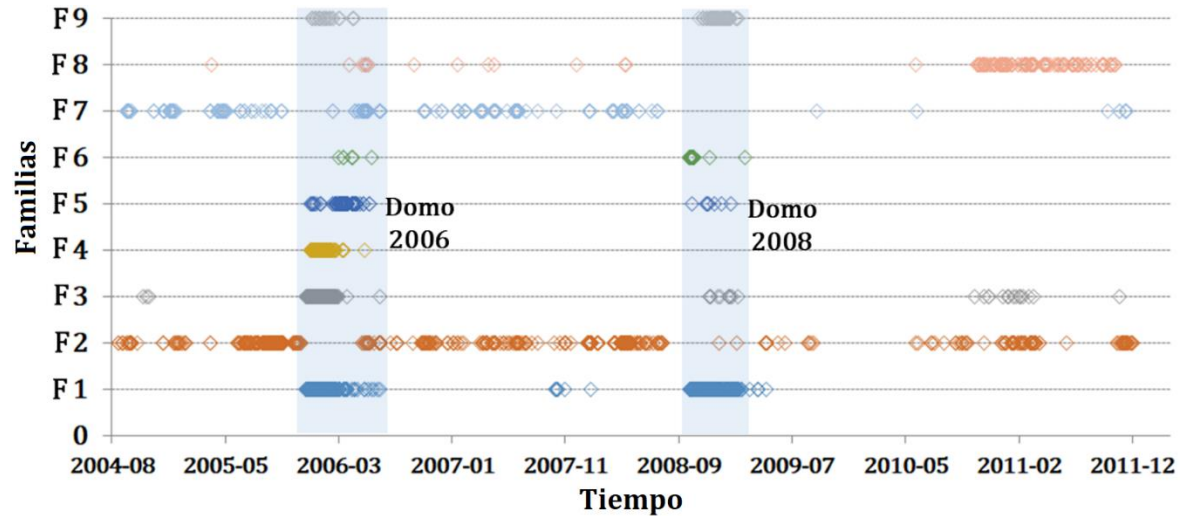
De los 22.707 sismos asociados con alguna familia, 5.927 (26.1%) pertenecen a las 9 familias más numerosas (con más de 200 sismos), estas familias son conjuntos que contienen desde 208 a 2.136 integrantes.

El estudio de una selección reducida de familias, pero numerosas, se justifica con el hecho de que contienen información de actividad volcánica repetitiva, esto es, guardan patrones que podrían explicar la actividad más relevante del fenómeno volcánico durante el periodo estudiado, por otra parte, no sería práctico analizar una a una las 6.822 familias encontradas durante el proceso de correlación cruzada, ya que como resultado se incluirían detalles triviales de la actividad.

En este punto es posible hacer una primera observación relevante, la gran mayoría de sismos LP, alrededor de 30.700 sismos (60.4%), se registraron por única vez, sin que se repitiera un registro similar bajo el criterio de umbral mínimo de correlación. Muchos de estos sismos huérfanos están presentes en periodos donde la dinámica volcánica no es importante y su origen puede estar asociado con la actividad del sistema hidrotermal superficial del volcán, esta sismicidad no aporta información relevante que dé indicios de actividad magmática superficial que es lo que se busca como insumo básico para interpretar la actividad preeruptiva o eruptiva.

Las series de tiempo de ocurrencia sísmica de los elementos que conforman las 9 familias seleccionadas se muestran en la **Figura 2-11**, estos conjuntos de sismos están ordenados desde la familia con mayor número de elementos, que en el gráfico corresponde al número 1 en el eje de las ordenadas y que en adelante se identificará como F1 y que contiene 2016 elementos, hasta la última familia F9 con 208 sismos. En esta figura se han resaltado los episodios de crecimiento de los domos de lava de 2006 y 2008 como actividad volcánica de referencia.

Figura 2-11: Series de tiempo de los sismos que integran las 9 familias seleccionadas. Las áreas sombreadas corresponden a los periodos de crecimiento de los domos de lava de 2006 y 2008.



A partir de este resultado es posible identificar el tiempo de acción de las familias, en algunos casos sus sismos integrantes aparecen concentrados en periodos específicos, como en las familias F1 o F4, y en otros casos aparecen de manera regular a lo largo de todo el periodo evaluado como es el caso de la familia F2. Cada familia tiene asociado un evento “maestro” que es un sismo que cumple con el criterio de umbral mínimo de correlación con más sismos que cualquier otro. Desde la **Figura 2-12** a la **Figura 2-20** se muestran las formas de onda, espectros y espectrogramas de los eventos de cada una de las 9 familias seleccionadas.

Figura 2-12: Evento maestro de la Familia F1.

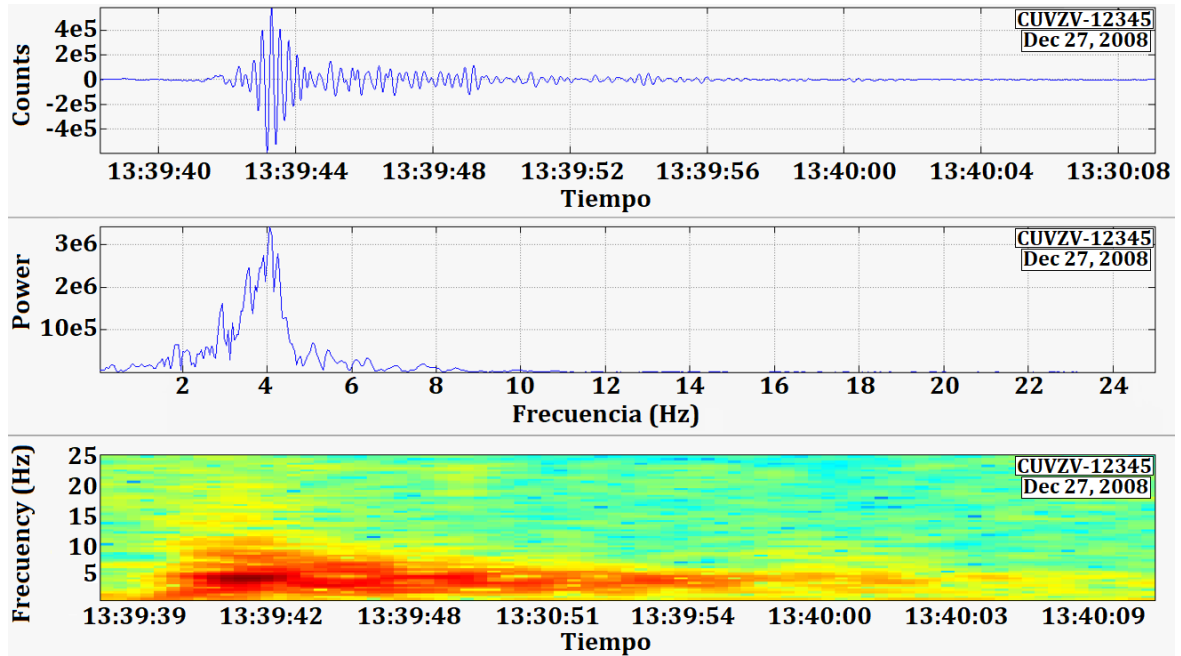


Figura 2-13: Evento maestro de la Familia F2.

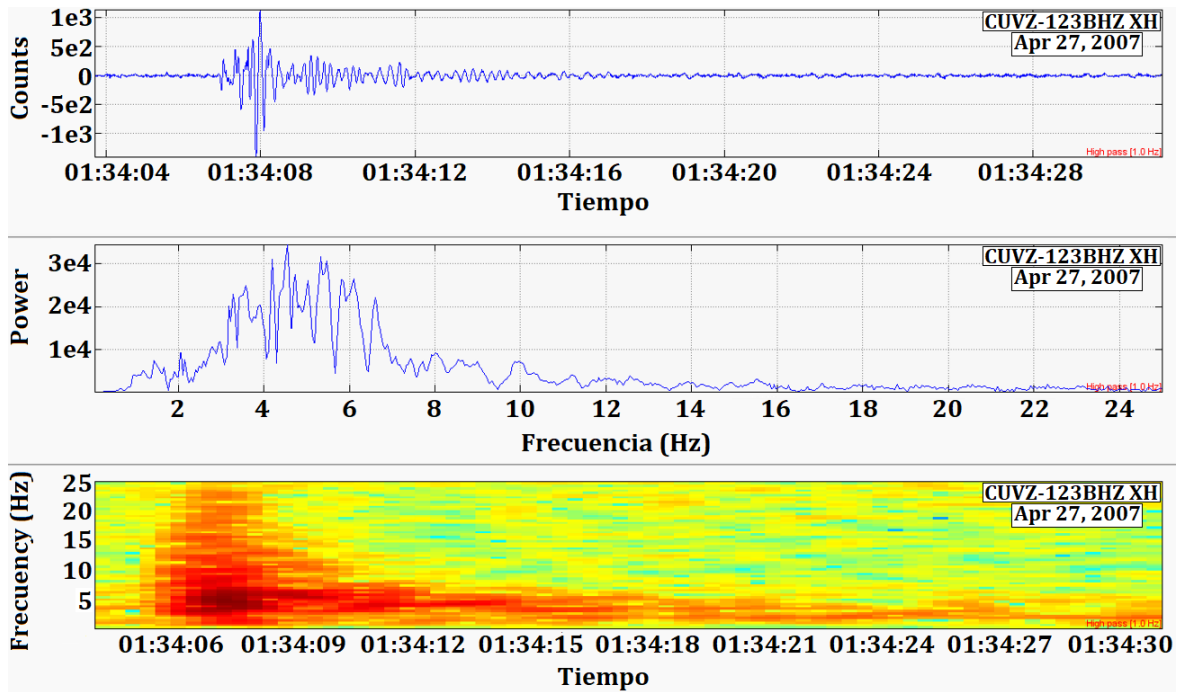


Figura 2-14: Evento maestro de la Familia F3

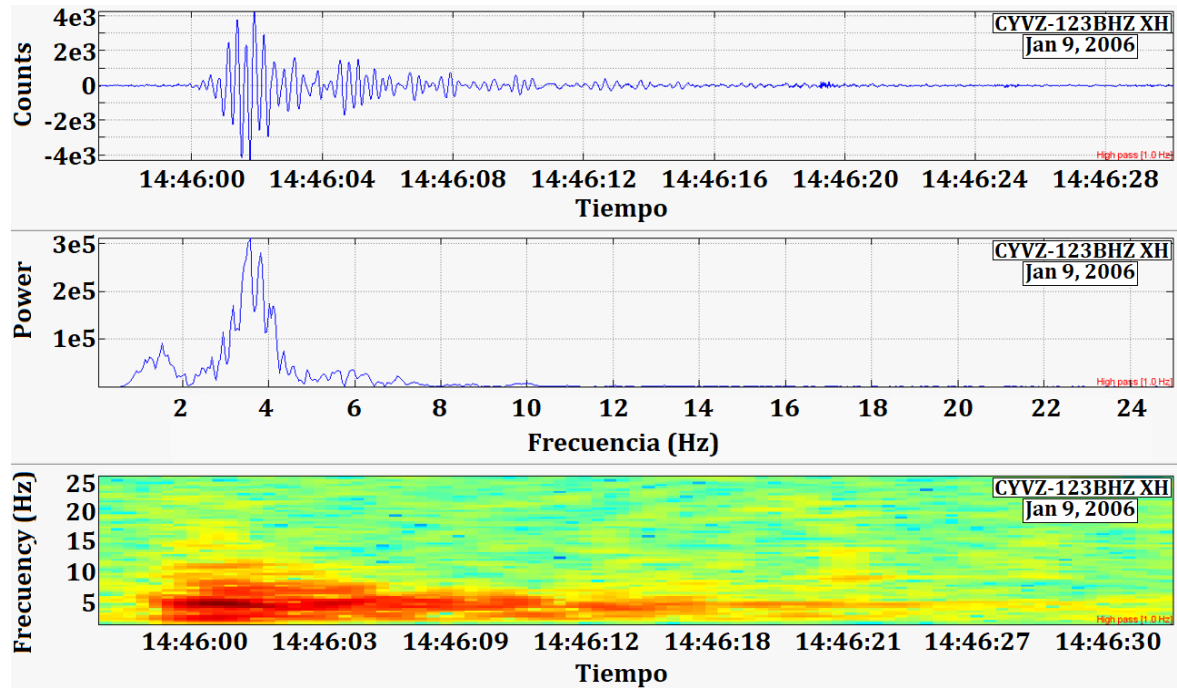


Figura 2-15: Evento maestro de la Familia F4.

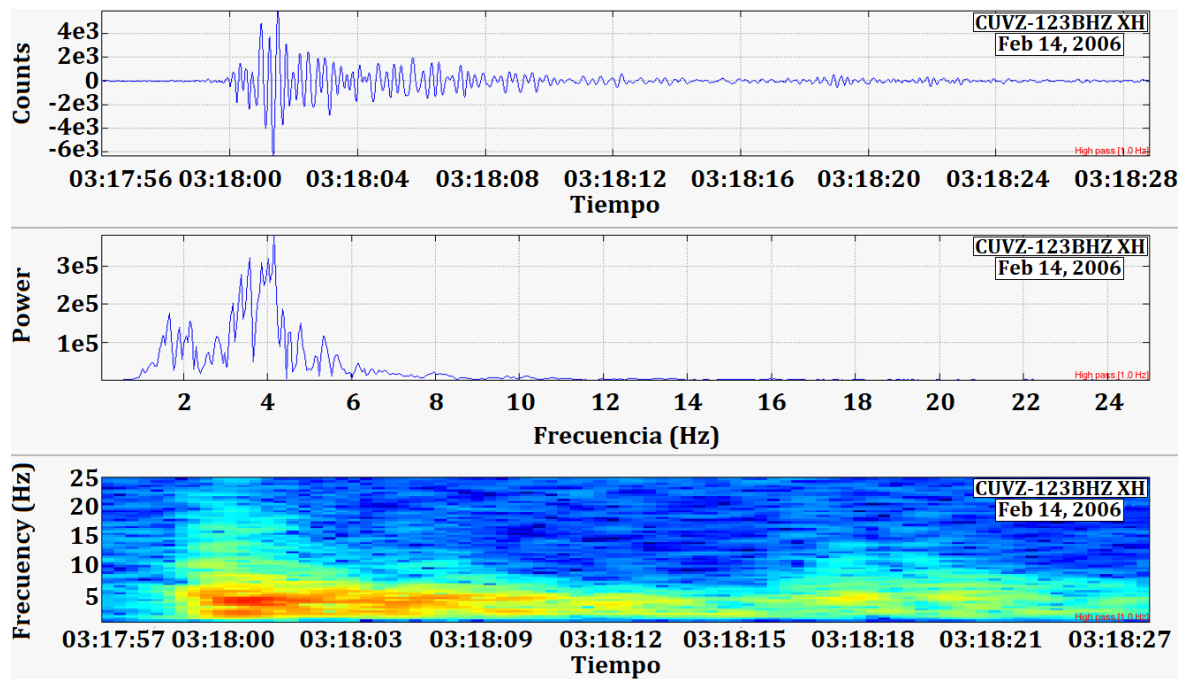


Figura 2-16: Evento maestro de la Familia F5.

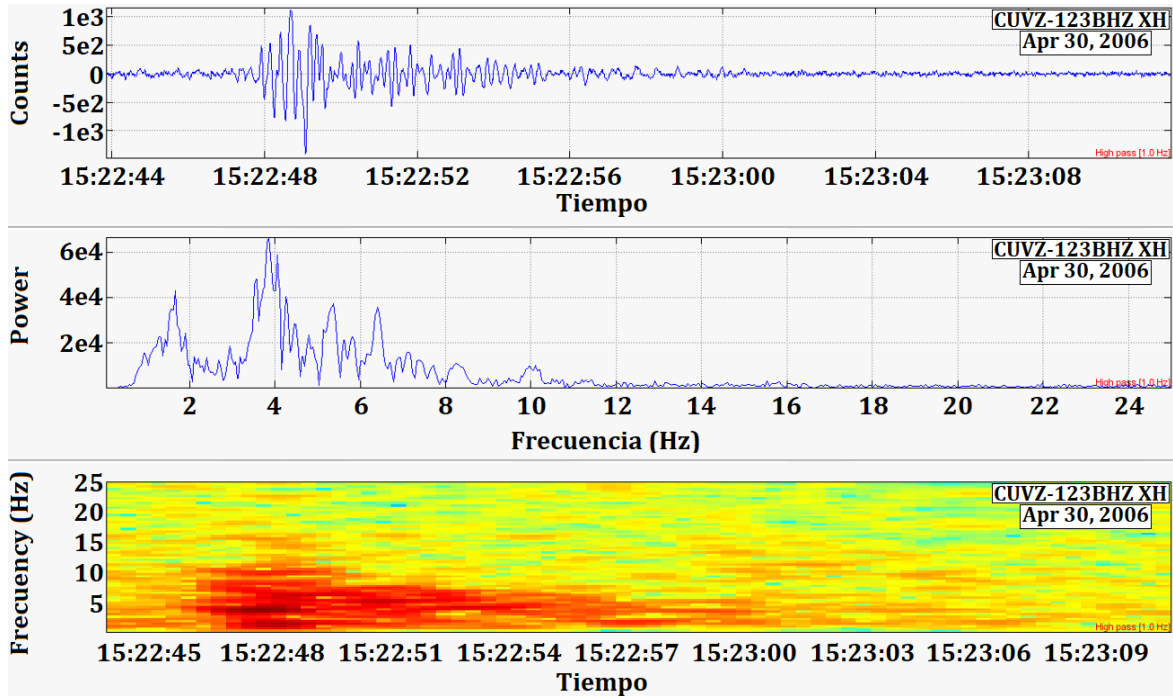


Figura 2-17: Evento maestro de la Familia F6.

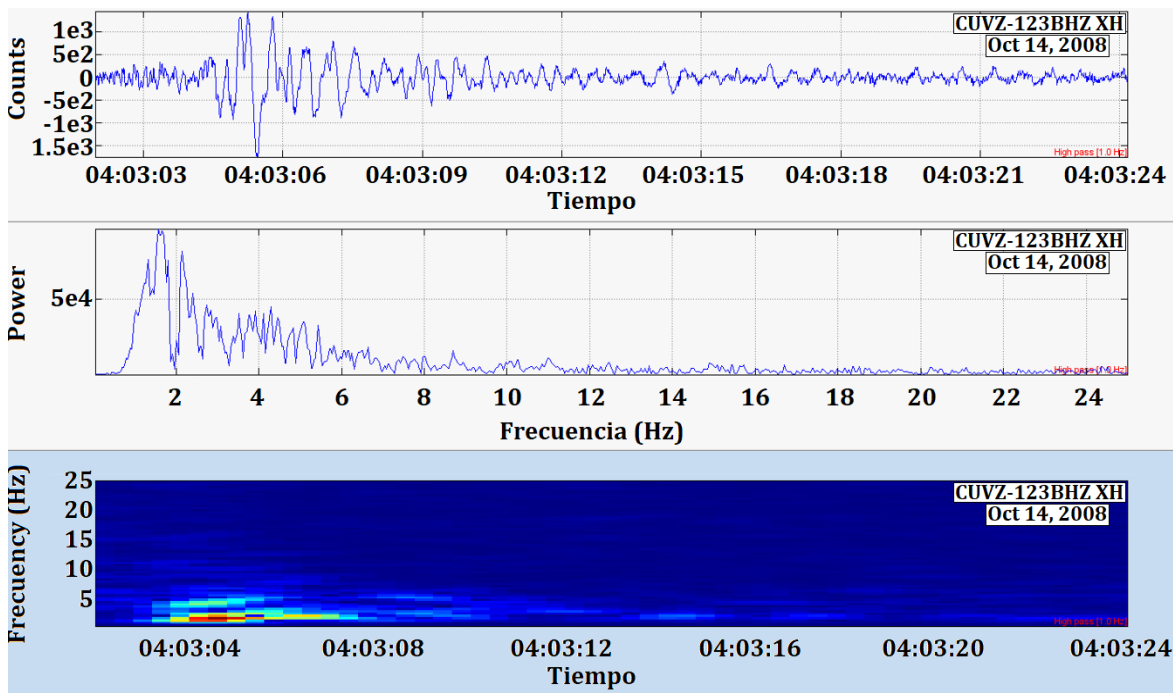


Figura 2-18: Evento maestro de la Familia F7.

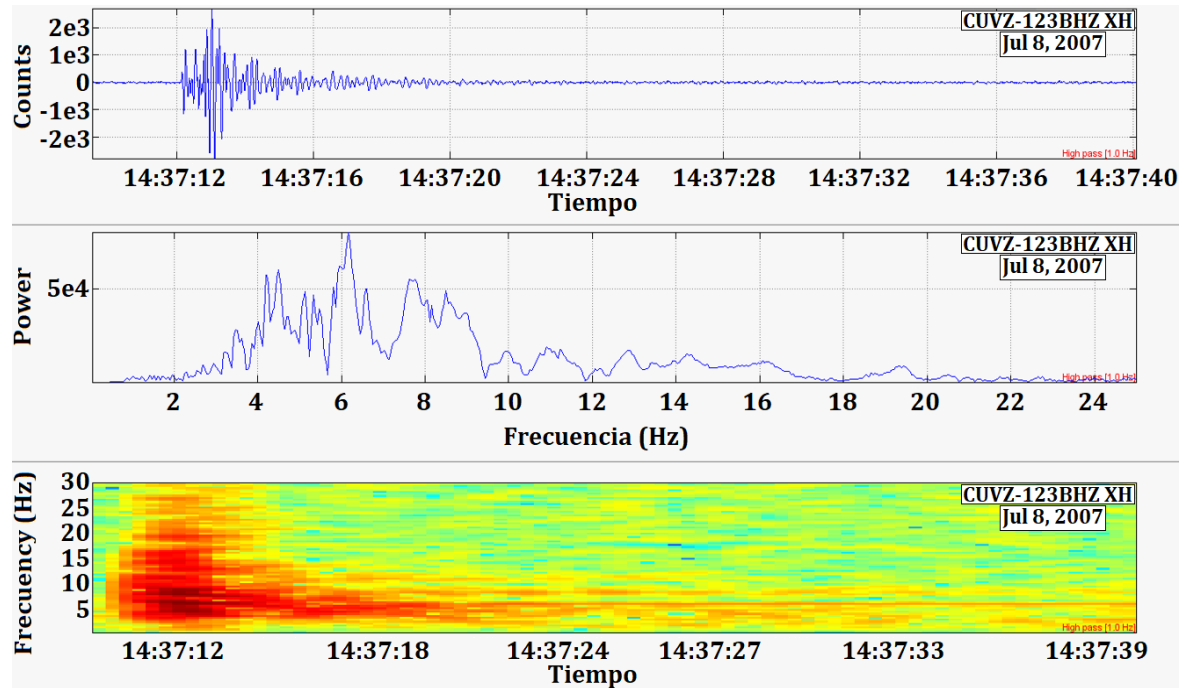


Figura 2-19: Evento maestro de la Familia F8.

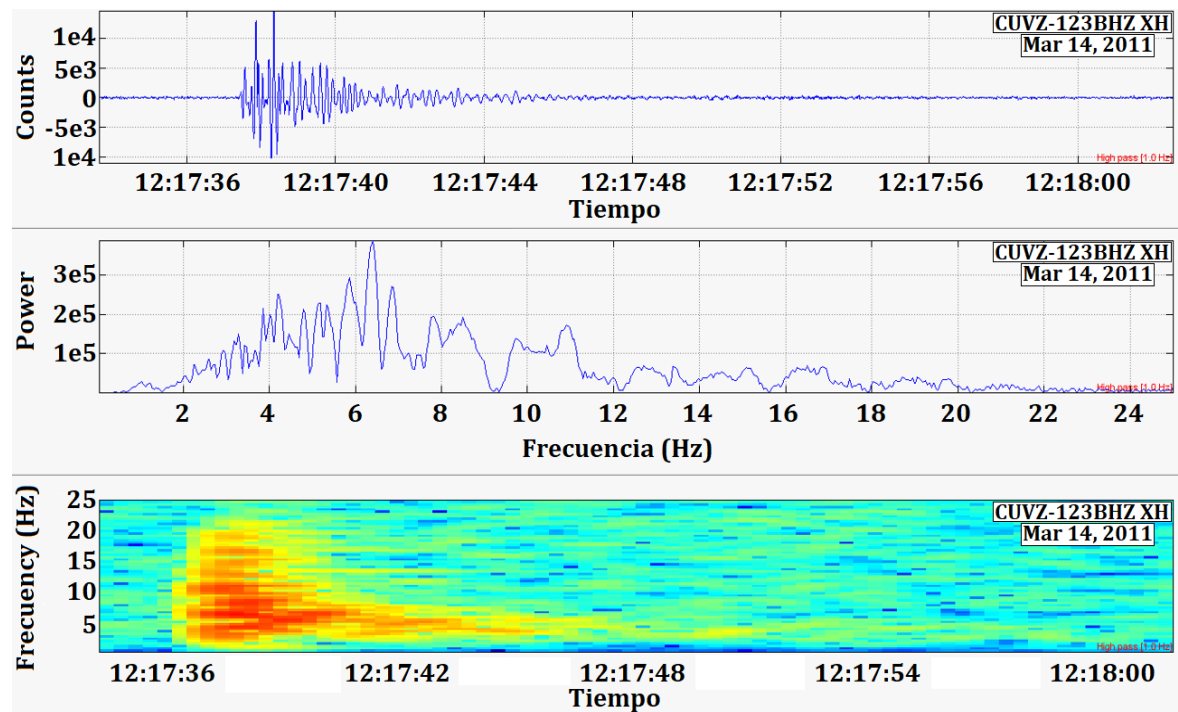
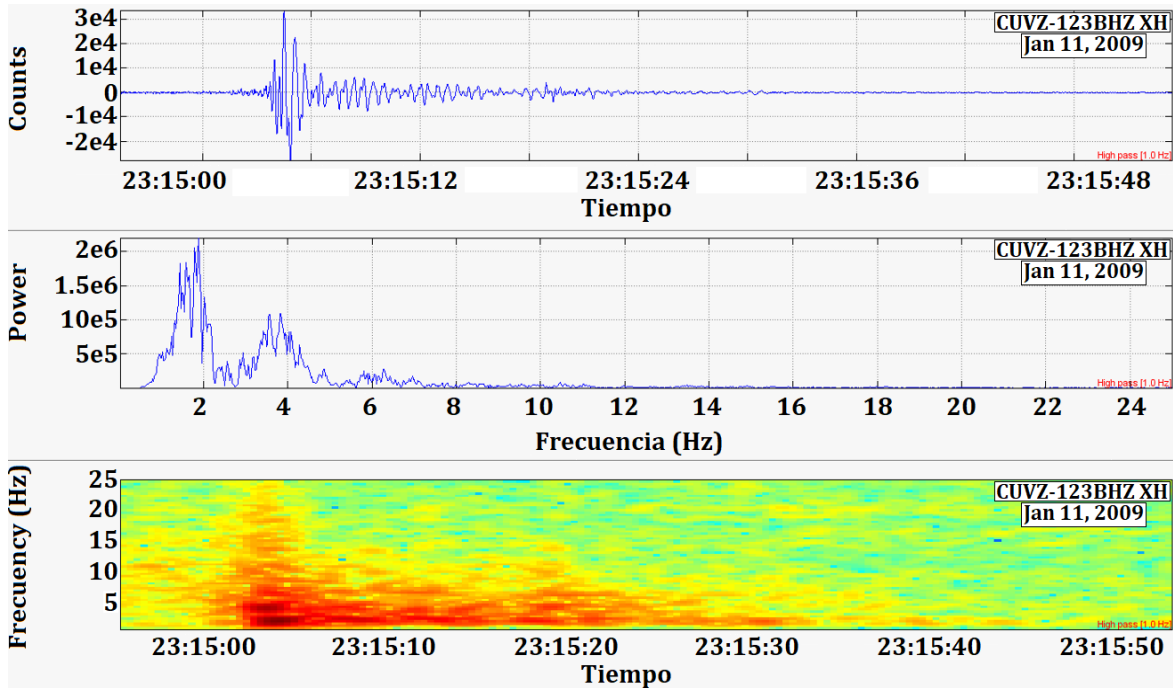


Figura 2-20: Evento maestro de la Familia F9.



Los eventos maestros son los eventos típicos de cada familia, sin embargo, para realizar la caracterización de cada conjunto, se procede estimando el valor de cada uno de los 10 atributos (descritos en la sección 2.1.1) mediante su promedio y desviación estándar, para lo cual se tienen en cuenta todos los integrantes de una misma familia. Los resultados se muestran desde la **Figura 2-21** a la **Figura 2-30** donde el eje x contiene las familias marcadas con F1 a F9. La **Tabla 2-1** resume los resultados.

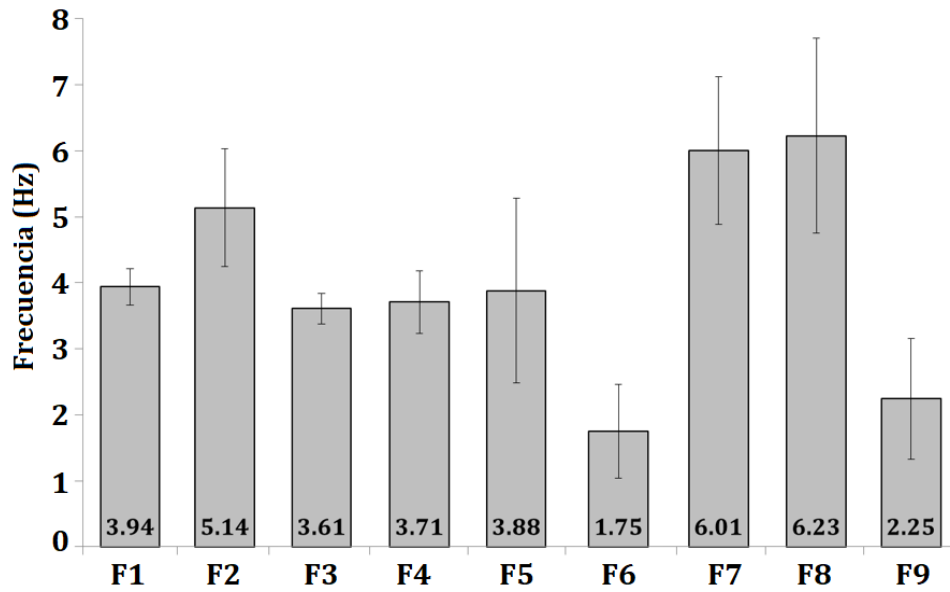
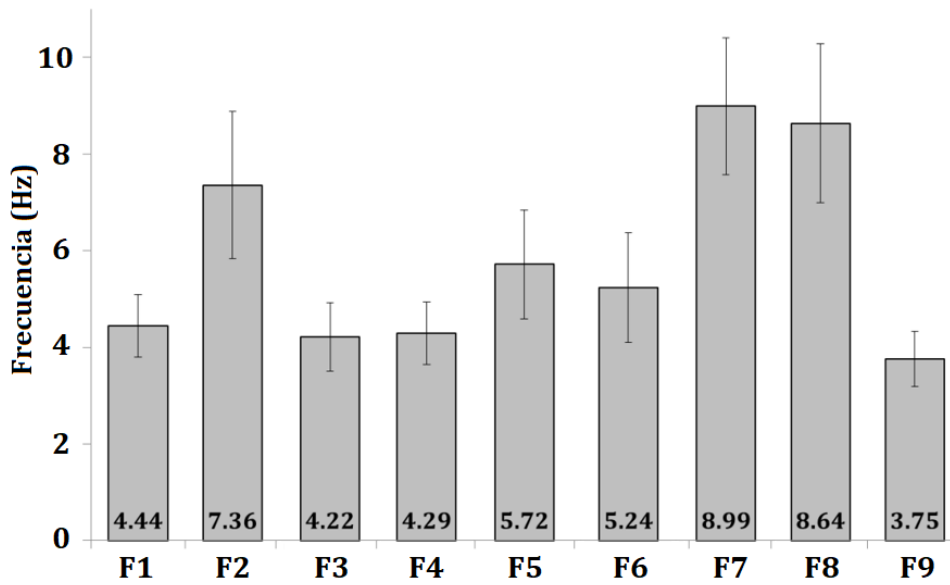
Figura 2-21: Frecuencia dominante.**Figura 2-22:** Frecuencia central.

Figura 2-23: Frecuencia centroide.

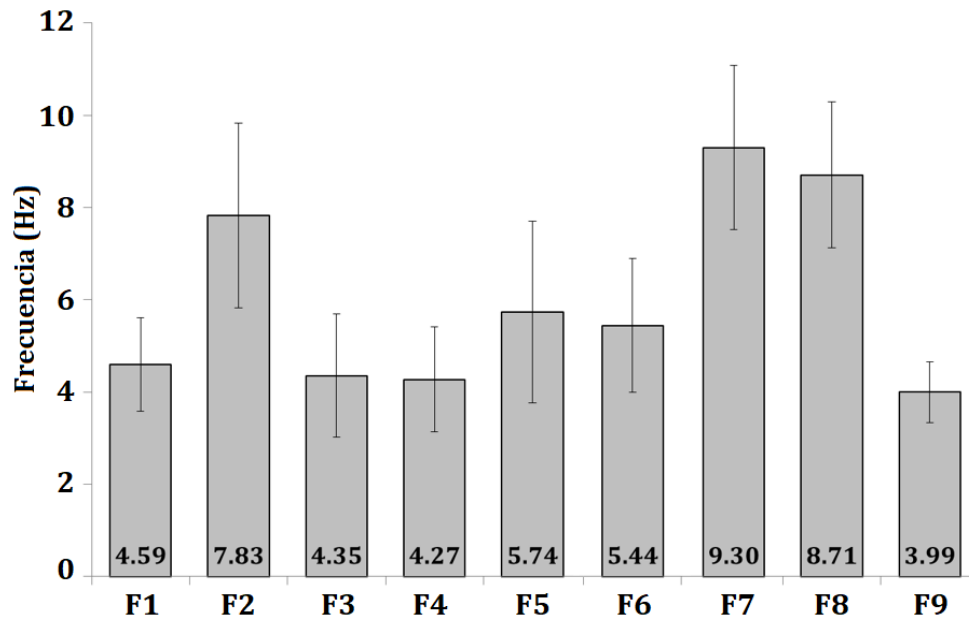


Figura 2-24: Frecuencia Máxima energía.

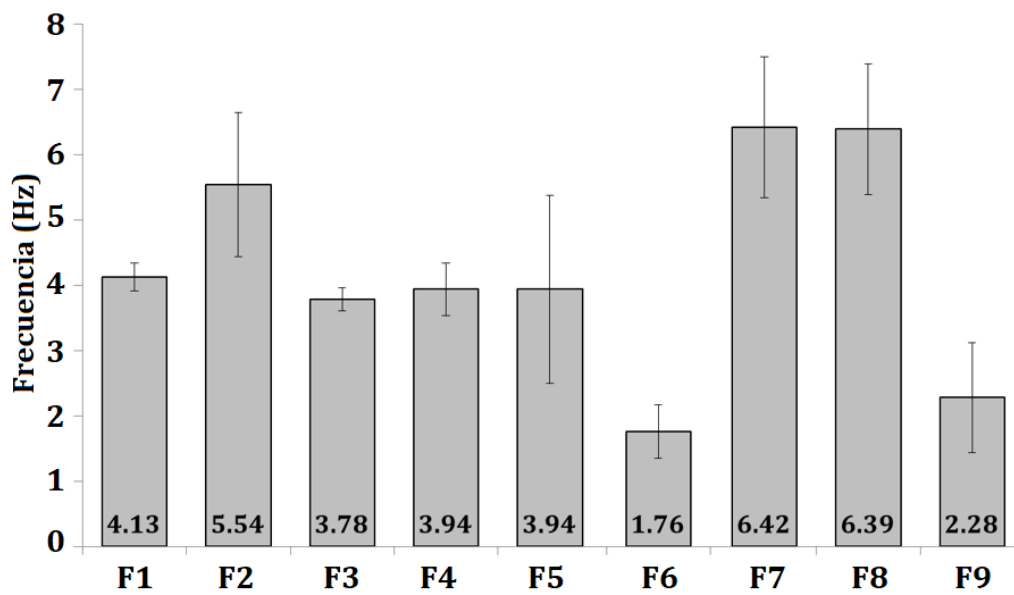


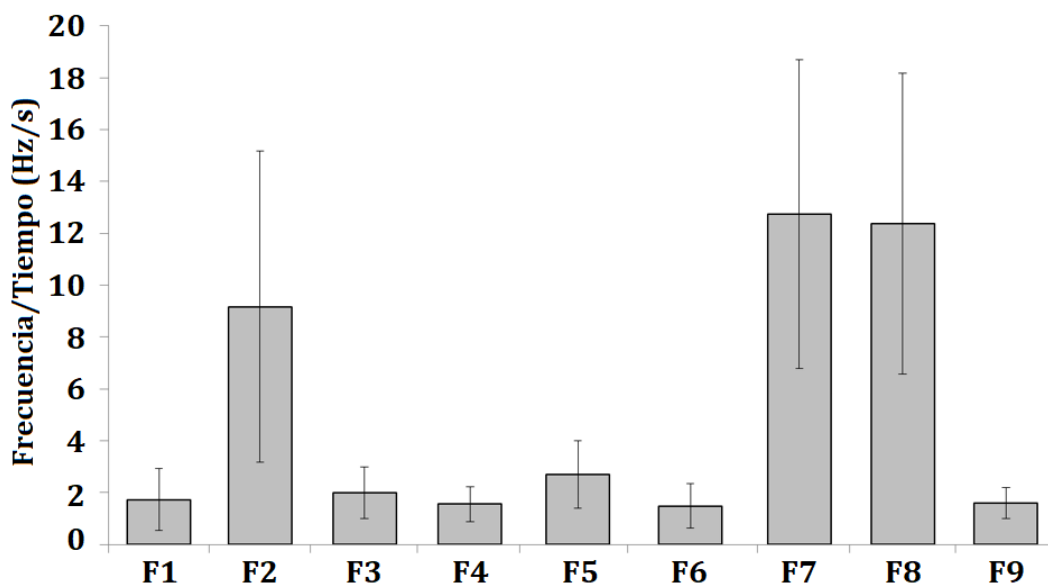
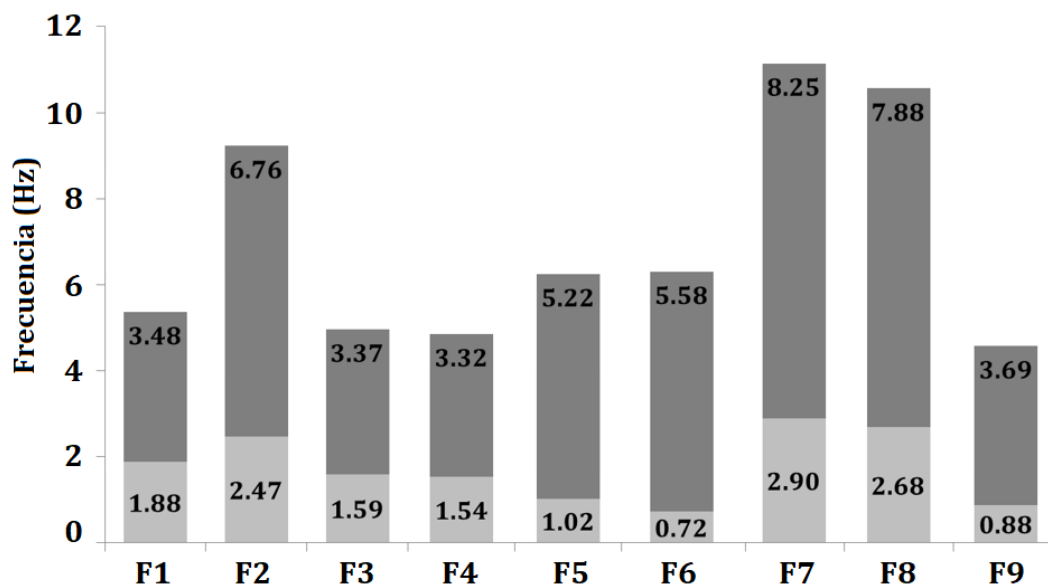
Figura 2-25: Razón frecuencia-tiempo.**Figura 2-26:** Banda en el espectro que contiene el 70% energía (segmento en gris oscuro). Los números ubicados en las áreas de diferente tono de gris indican los extremos de la banda espectral.

Figura 2-27: Índice de frecuencia (1-6 : 6-30).

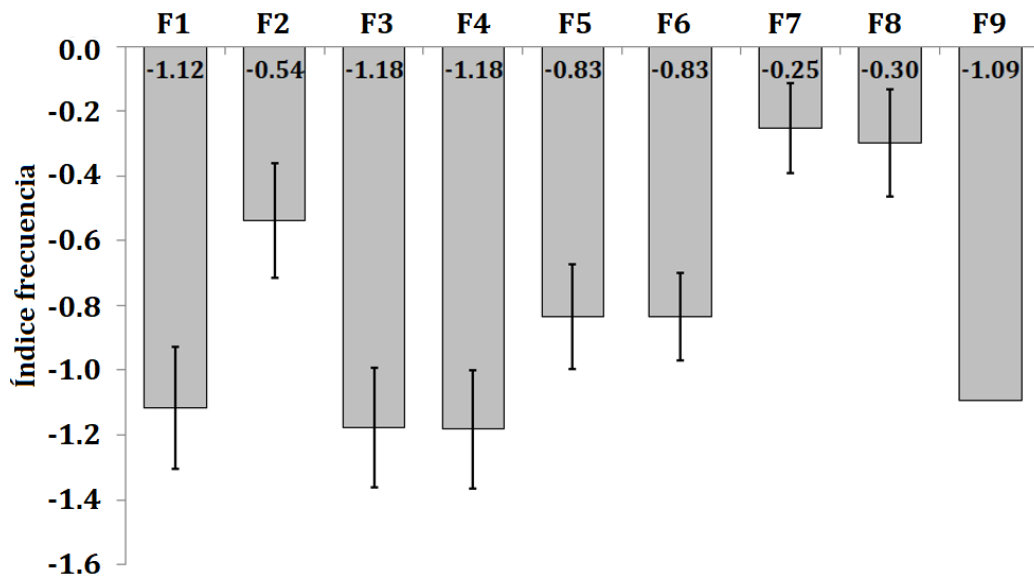


Figura 2-28: Duración del sismo.

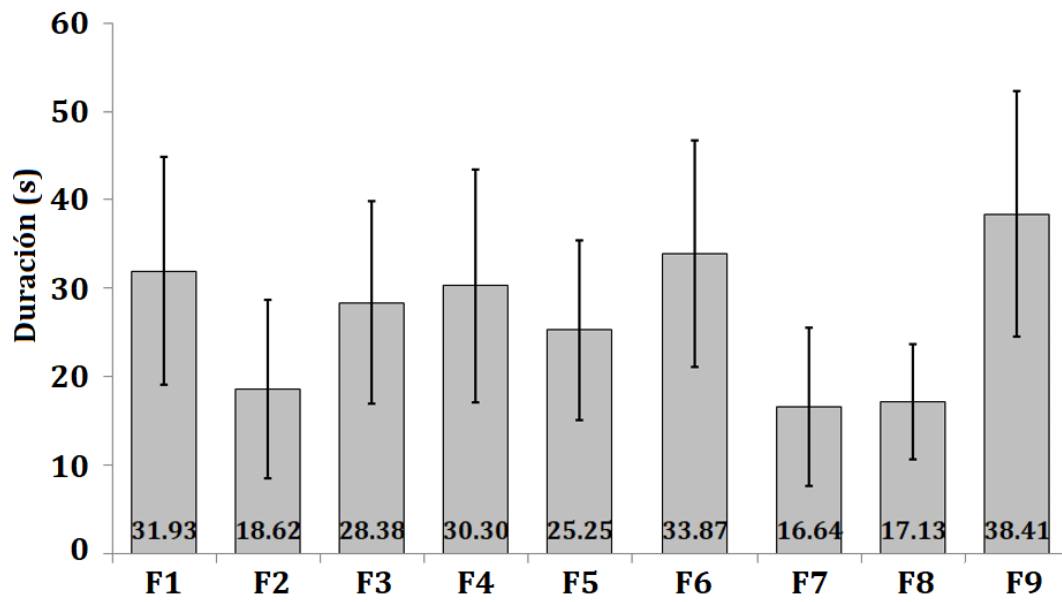
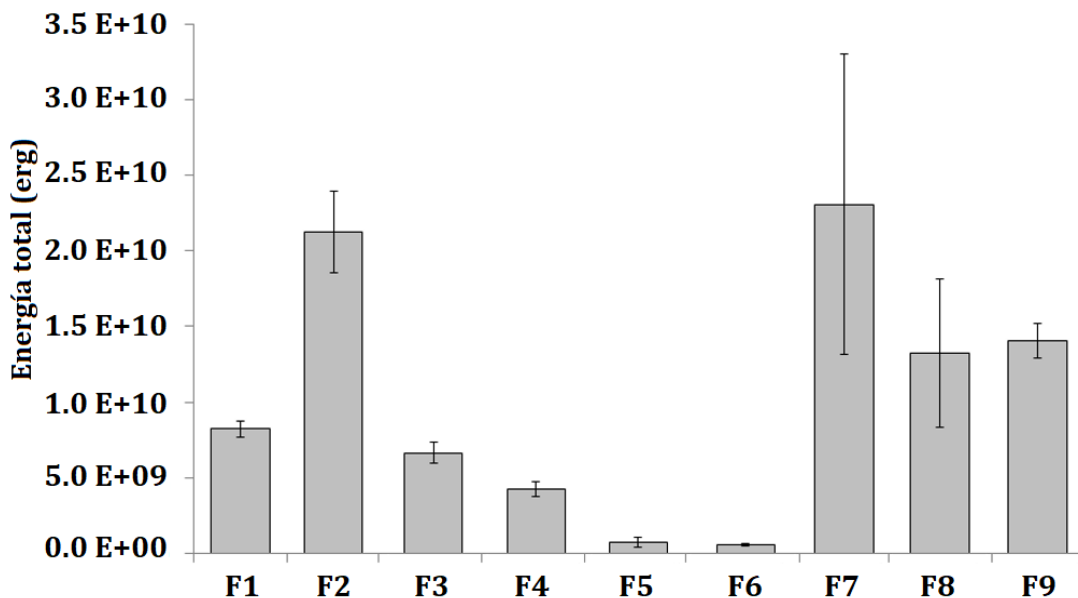
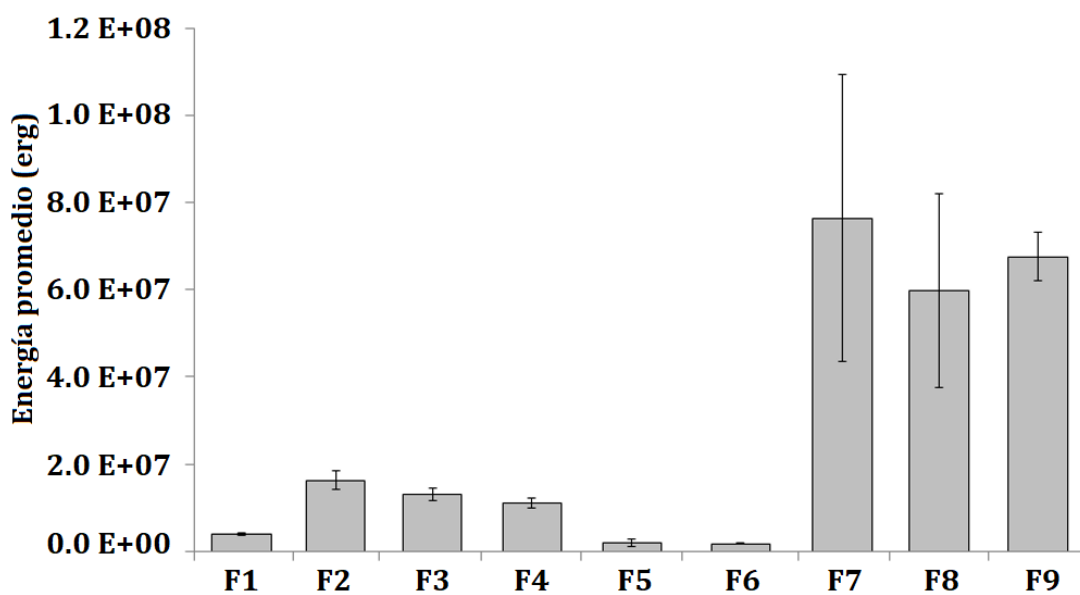


Figura 2-29: Sumatoria de la energía de los integrantes de cada familia.**Figura 2-30:** Energía promedio.**Tabla 2-1** Valores promedio de las características para cada familia.

Parámetro	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
F. DOMINANTE	3.94	5.14	3.61	3.71	3.88	1.75	6.01	6.23	2.25
F. CENTRAL	4.44	7.36	4.22	4.29	5.72	5.24	8.99	8.64	3.75

F. CENTROIDE	4.59	7.83	4.35	4.27	5.74	5.44	9.30	8.71	3.99
F. MÁXIMA ENERGÍA.	4.13	5.54	3.78	3.94	3.94	1.76	6.42	6.39	2.28
RELACIÓN F-T	1.73	9.16	1.98	1.55	2.70	1.49	12.74	12.37	1.60
F. INFERIOR 70%	1.88	2.47	1.59	1.54	1.02	0.72	2.90	2.68	0.88
F. SUPERIOR 70%	5.36	9.23	4.96	4.85	6.25	6.30	11.15	10.56	4.57
ÍNDICE FRECUENCIA.	-1.12	-0.54	-1.18	-1.18	-0.83	-0.83	-0.25	-0.30	-1.09
DURACIÓN (S)	31.93	18.62	28.38	30.30	25.25	33.87	16.64	17.13	38.41
ENERGÍA. (ERG)	8.2x10 ⁹	2.1x10 ¹⁰	6.6x10 ⁹	4.2x10 ⁹	7.1x10 ⁸	5.6x10 ⁸	2.3x10 ¹⁰	1.3x10 ¹⁰	1.4x10 ¹⁰
ENERGÍA PROMEDIO. (ERG)	3.8x10 ⁶	1.6x10 ⁷	1.3x10 ⁷	1.1x10 ⁷	2.0x10 ⁶	1.7x10 ⁶	7.6x10 ⁷	5.9x10 ⁷	6.7x10 ⁷

F: Frecuencia en la primera columna. F: Familia para la primera fila.

En general se observan valores dentro de rangos esperados para la sismicidad tipo LP (Gómez et al., 2004), sin embargo, una comparación detallada entre familias, muestra claras diferencias en sus características, lo que hace posible la distinción entre dichas familias.

Frecuencia dominante. Con base en esta característica es posible agrupar tres tipos de familias, F1, F3, F4 y F5 con valores entre 3.6 y 3.9 Hz; F2, F7 y F8 con valores entre 5.14 y 6.23 Hz; y F6 y F9 con valores de 1.75 y 2.25 Hz.

Frecuencia central. En este caso sobresalen nuevamente valores entre 7.36 y 8.99 Hz dentro de los cuales están incluidas las familias F2, F7 y F8; sería posible incluir a las familias restantes en un grupo con valores en rango entre 3.75 y 5.72 Hz.

Frecuencia centroide. De forma similar a la frecuencia central, las familias F2, F7 y F8 pueden ser distinguidas del resto.

Frecuencia máxima energía. Al igual que con la frecuencia dominante se distinguen tres grupos de familias con los mismos integrantes: F1, F3, F4, F5 con frecuencias entre 3.78 y 4.13 Hz; en el segundo grupo F6 y F9 con 1.76 y 2.28 Hz respectivamente; y en un tercer grupo F2, F7 y F8 con una banda entre 5.54 y 6.42 Hz.

Razón frecuencia-tiempo. Es la característica que muestra mayor contraste entre los grupos que se podrían proponer. F2, F7 y F8 para un primer grupo y el resto de familias para un segundo grupo.

Banda 70% energía espectral. Nuevamente se distinguen claramente dos grupos: F2, F7 y F8; y en un segundo grupo el resto de familias, lo anterior con base en la comparación entre los valores de sus frecuencias límite inferiores y las frecuencias límite superiores.

Índice de frecuencia. También podemos notar una clara diferencia de las familias F2, F7 y F8 respecto al resto, que formaría un segundo grupo.

Duración. Las familias F2, F7 y F8 muestran la menor duración promedio con respecto al resto.

Las observaciones realizadas anteriormente se resumen en la **Tabla 2-2** donde se resaltan con el mismo color las casillas que corresponden a un grupo de familias. En esta tabla también es evidente que las familias F1, F3, F4, F5, F6 y F9 conservan valores similares en sus atributos, con excepción de la frecuencia dominante y frecuencia de máxima energía para las familias F6 y F9. Por otro lado, las familias F2, F7 y F8 forman otro grupo de familias. Para este análisis no se consideraron atributos como energía sísmica total o energía promedio, ya que en el proceso de correlación cruzada las formas de onda se normalizan y la comparación de sismos con base en su energía pierde sentido.

Tabla 2-2: Identificación de grupos de familias mediante el criterio de similitud de sus atributos promedio. Colores iguales indican familias de características similares.

Parámetro	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
F. Dominant	3.94	5.14	3.61	3.71	3.88	1.75	6.01	6.23	2.25
F. Central	4.44	7.36	4.22	4.29	5.72	5.24	8.99	8.64	3.75
F. Centroide	4.59	7.83	4.35	4.27	5.74	5.44	9.30	8.71	3.99
F. Max. Ener.	4.13	5.54	3.78	3.94	3.94	1.76	6.42	6.39	2.28
Relación t-f	1.73	9.16	1.98	1.55	2.70	1.49	12.74	12.37	1.60
F. Inf 70%	1.88	2.47	1.59	1.54	1.02	0.72	2.90	2.68	0.88
F. Sup 70%	5.36	9.23	4.96	4.85	6.25	6.30	11.15	10.56	4.57
Indice frec.	-1.12	-0.54	-1.18	-1.18	-0.83	-0.83	-0.25	-0.30	-1.09
Duración (s)	31.93	18.62	28.38	30.30	25.25	33.87	16.64	17.13	38.41

En adelante llamaremos grupo G1 a las familias F1, F3, F4, F5, F6 y F9; y grupo G2 a las familias F2, F7 y F8. Se ha decidido incluir a las familias F6 y F9 en el grupo G1 ya que 7 de los 9 atributos mostrados en la tabla las ubican en este grupo. Las formas de onda y espectros de los eventos maestros de las familias correspondientes a los grupos G1 y G2 se muestran desde la **Figura 2-31** y **Figura 2-32** respectivamente.

Figura 2-31: Formas de onda y espectro de Fourier de las familias del grupo G1.

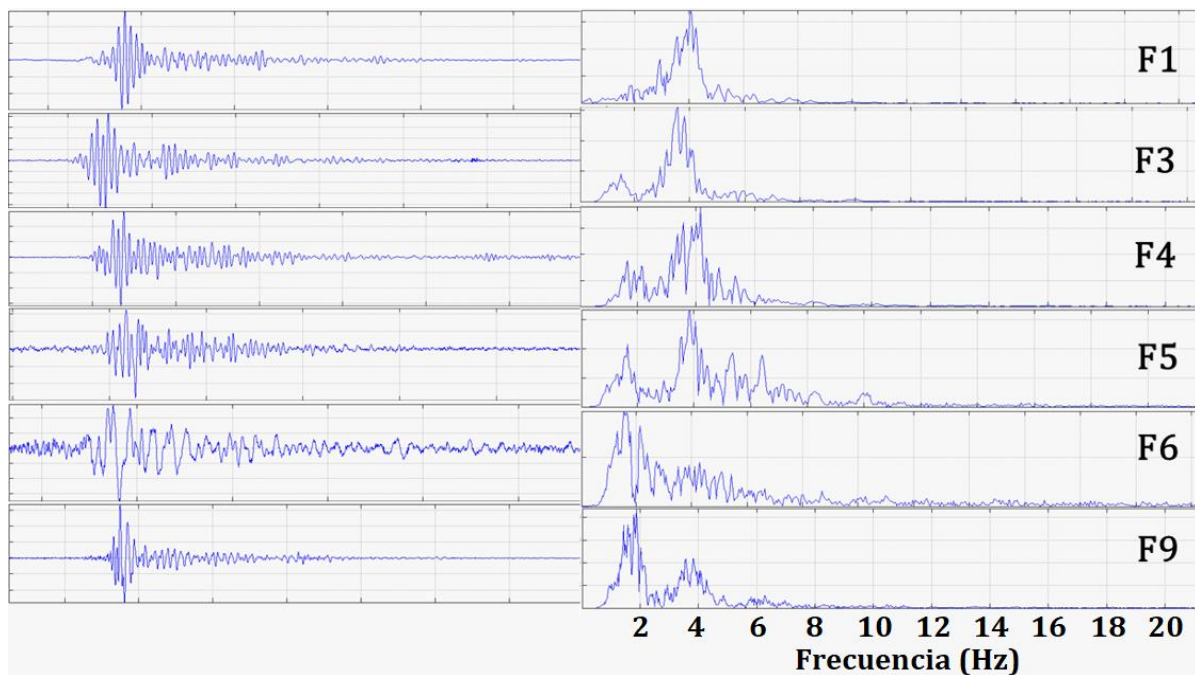
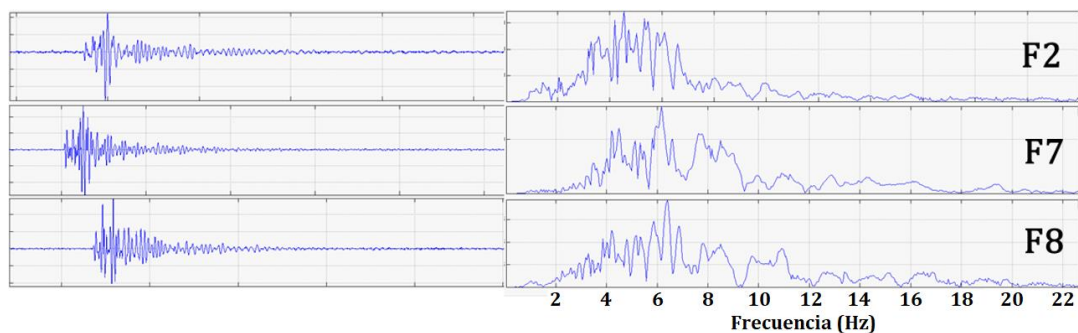


Figura 2-32: Formas de onda y espectro de Fourier de las familias del grupo G2.



El siguiente paso consiste en buscar relaciones entre los grupos de familias y aspectos fenomenológicos de la actividad volcánica 2004-2011, para esto se tuvieron en cuenta los resultados del Capítulo I referentes al cálculo de la dimensión fractal de correlación D2 para el mismo periodo.

Para facilitar el análisis del periodo estudiado (2004-2011), se optó por dividirlo en cinco etapas (**Figura 2-33**), la primera asociada con la actividad predómica del domo 2006 (**Figura 2-34**), la segunda contiene el emplazamiento del domo 2006 (**Figura 2-35**), la tercera correspondiente a la actividad predómica del domo 2008 (**Figura 2-36**), la cuarta etapa asociada al crecimiento del domo 2008 (**Figura 2-37**) y la quinta desde el inicio de la destrucción del domo 2008 hasta diciembre de 2011 (**Figura 2-38**).

Figura 2-33: Ocurrencia temporal (2004-2011) de las 9 familias estudiadas, los colores de los símbolos para las series sísmicas corresponden a familias del grupo G1 (azul) y G2 (rojo). En línea a trazos se muestra la serie D2, mientras que los colores dividen las diferentes etapas.

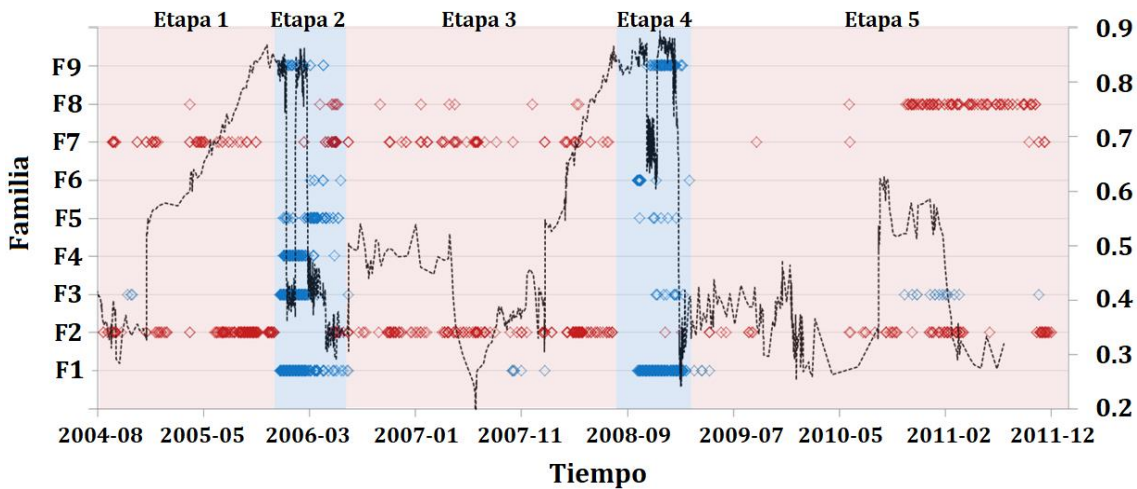
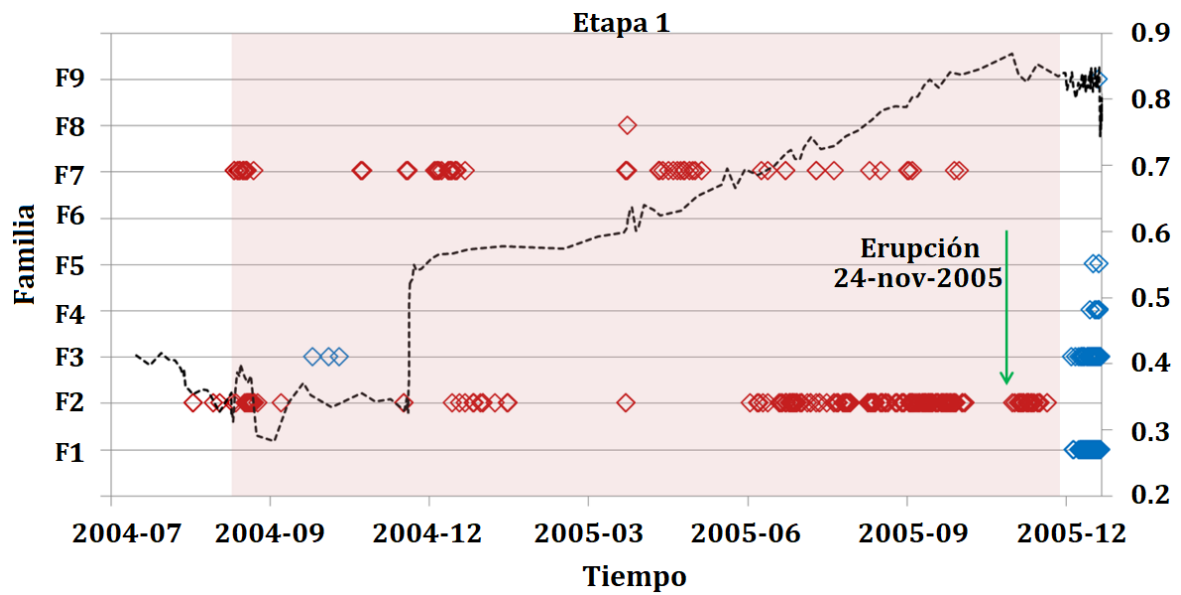
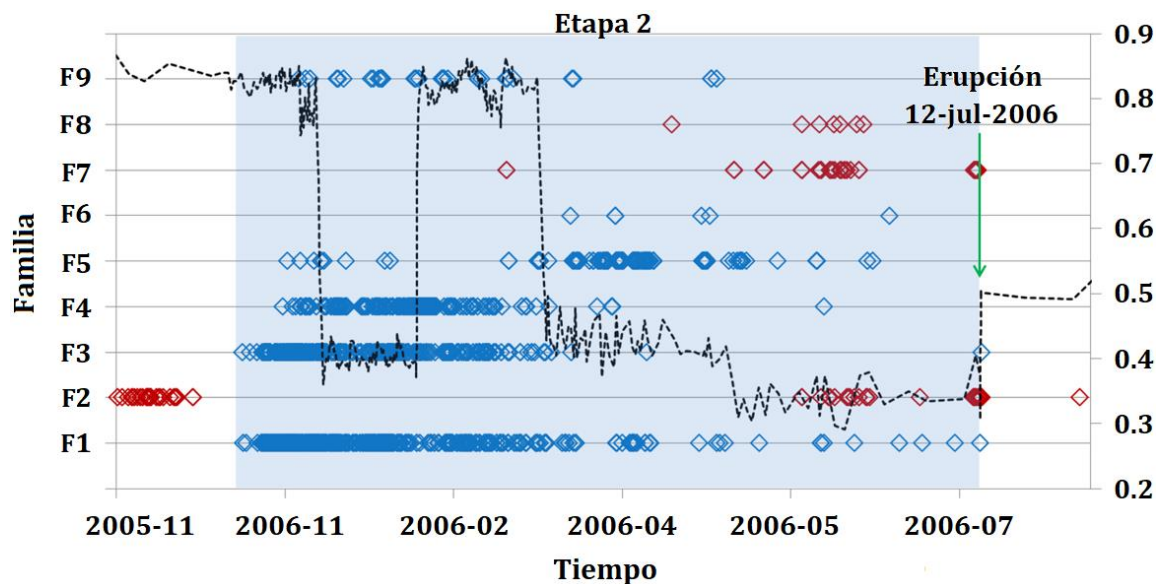


Figura 2-34: Primera etapa comprendida entre marzo y noviembre de 2005. La flecha verde indica la erupción de noviembre de 2005.



En la **Figura 2-34** se observa con detalle que desde marzo y hasta finales de noviembre de 2005, cuando la tendencia de D2 fue ascendente, las familias sísmicas dominantes fueron F2 y F7, del grupo G2, con mayor aporte de F2, esta última cesó su actividad cuando D2 cambió su tendencia días después de la erupción explosiva del 24 de noviembre de 2005. El grupo G1 inicia su actividad notoria durante este período de cambio en D2.

Figura 2-35: Segunda etapa entre diciembre de 2005 a mediados de enero de 2006.



Posteriormente a finales de diciembre de 2005, aparecen las familias F1 y F3, y a mediados de enero de 2006 las familias F4, F5 y F9, todas estas integrantes del grupo G1 (**Figura 2-35**). Estas observaciones coinciden con lo que se considera el inicio de la presencia de magma a niveles superficiales y el posterior crecimiento del domo de lava de 2006. Por su parte, las familias F7 y F8 del grupo G2, poco o nada se manifiestan en estas dos primeras etapas.

La muy persistente familia F1 registró sus últimos elementos justo el día de la erupción del 12 julio de 2006, cesando así la actividad del grupo G2 para esta segunda etapa, se observa que varias semanas antes, cuando las familias del grupo G1 mostraron una reducción paulatina de su ocurrencia, las familias del grupo G2 incrementaban nuevamente su actividad (**Figura 2-36**).

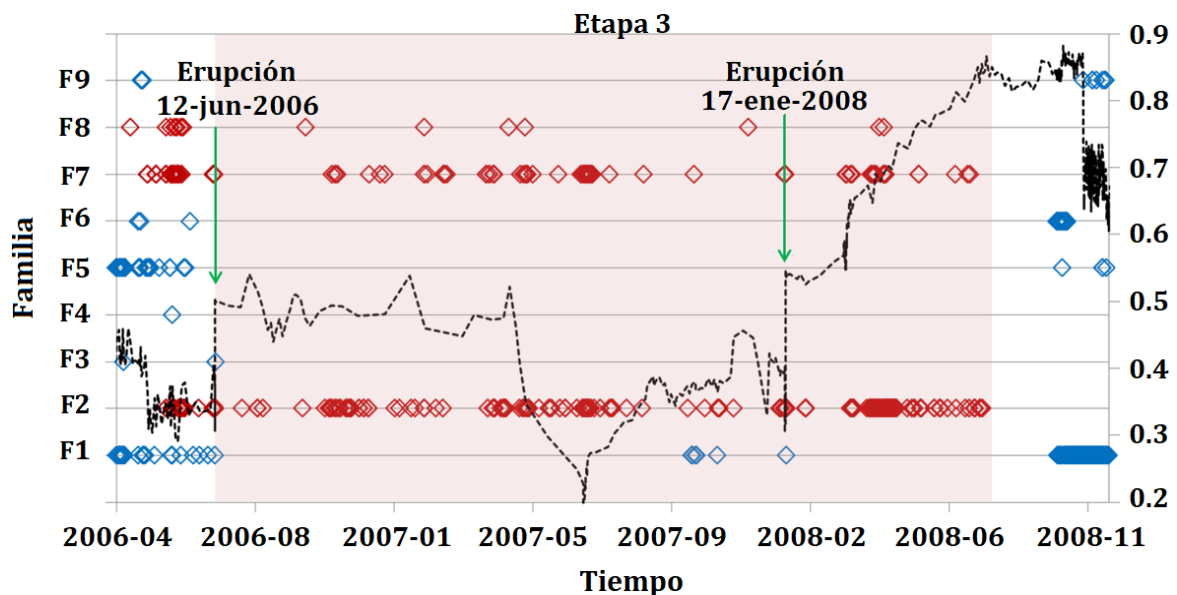
Se observa que la sismicidad del grupo G2 está presente cuando el domo aún no se ha manifestado en superficie, mientras que el grupo G1 aparece en el lapso en que se tiene certeza de magma a niveles superficiales y lava formando el domo en el fondo del cráter principal (Capítulo I), estas familias finalizan su actividad con el inicio de la destrucción del domo de 2006.

Después del 12 julio de 2006 y hasta finales de julio de 2008, lapso correspondiente a la tercera etapa (**Figura 2-36**), dominan los sismos de las familias F2, F7 y F8, todas integrantes del grupo G2, a lo largo de este periodo no existen evidencias de nuevo aporte de magma a niveles superficiales.

De manera similar al proceso de la primera etapa, se observa que la sismicidad de las familias del grupo G2 preceden y acompañan el ascenso de la serie D2 entre julio de 2007 y finales de julio de 2008, después de lo cual se verifica la desaparición de los sismos del grupo G2, se resalta que dentro de esta etapa tuvo lugar la erupción explosiva del 17 de enero de 2008 sin que se note un cambio importante en la actividad sísmica de las familias G2, excepto unos pocos sismos de la familia F1 (G1) que aparecieron unas semanas antes de dicha erupción.

Con estas evidencias, ahora en la tercera etapa, se da fuerza a la afirmación de que los sismos del grupo G2 solo están presentes durante lapsos en los que no se observa aporte de magma a niveles superficiales o formación de domo en la base del cráter principal.

Figura 2-36: Tercera etapa comprendida entre julio de 2006 y agosto de 2008.



La cuarta etapa (**Figura 2-37**) muestra un comportamiento bastante similar al observado en la etapa 2 del crecimiento del domo de 2006, es evidente el dominio absoluto de la actividad sísmica del grupo G1 y la casi total ausencia de sismicidad del grupo G2.

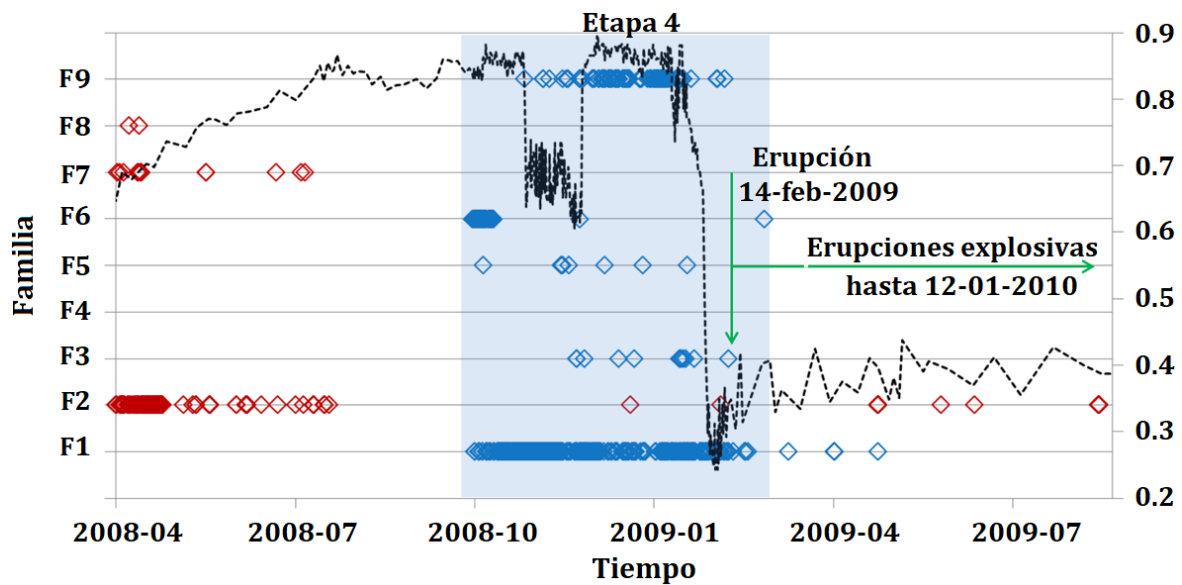
Las familias con mayor aporte en esta cuarta etapa son F1, F6 y F9, con escasa presencia de las familias F3 y F5, todas estas del grupo G1. Las familias F1 y F6 inician su actividad la primera semana de agosto de 2008, sin embargo, F6 tiene actividad intensa prácticamente durante 10 días, mientras que F9 se hace presente a partir de los primeros días de noviembre de 2008, menguando en actividad cuando se detecta el desplome de los valores de D2 que finalmente se asociaron al inicio del emplazamiento del domo de 2008 en la base del cráter principal (Capítulo I).

La destrucción del domo de lava de 2008 inicia con la erupción del 14 de febrero de 2009 y continúa con otras 10 erupciones hasta el 2 de enero de 2010. La primera de estas erupciones coincide con la drástica disminución de sismos de las familias que conforman

el grupo G1, de hecho, después del 23 de febrero de 2009 solo se registraron cinco sismos de este tipo.

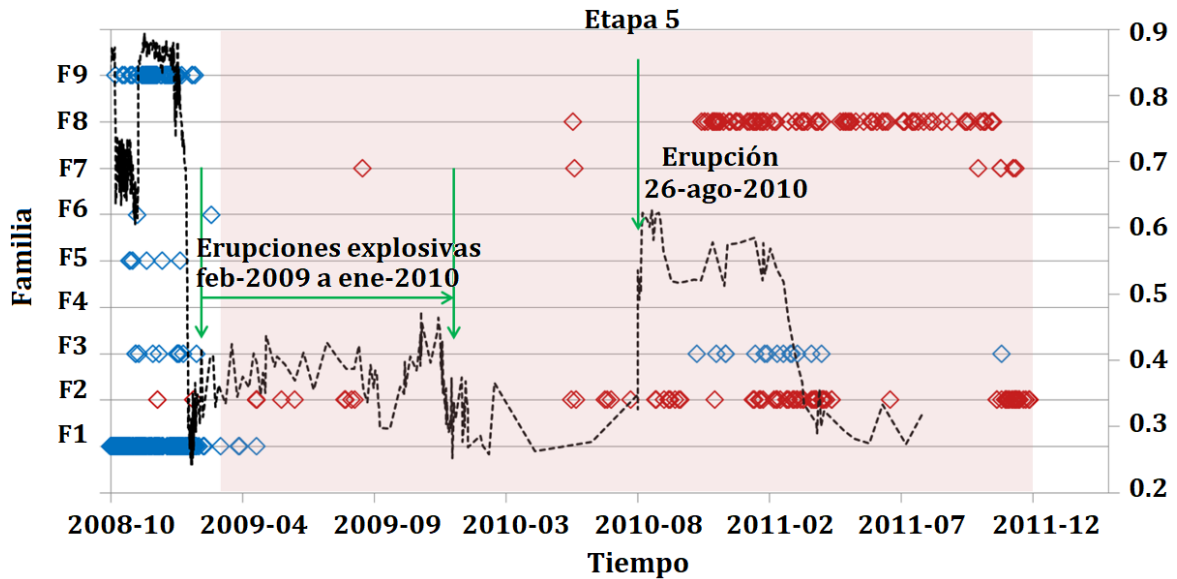
Estas observaciones nuevamente sugieren la posibilidad de asociar directamente las familias del grupo G1 con el arribo de magma a niveles superficiales y el emplazamiento y crecimiento de los domos de lava en la base del cráter principal y por otro lado, relacionar a las familias del grupo G2 con actividad que no está directamente relacionada con un proceso dómico.

Figura 2-37: Cuarta etapa, comprendida entre julio de 2008 y febrero de 2009.



Finalmente se presenta la secuencia sísmica de la etapa 5 (**Figura 2-38**), que inicia con el proceso eruptivo de destrucción del domo de 2008 y finaliza en diciembre de 2011, que corresponde a la fecha límite de este estudio.

En esta quinta etapa son evidentes dos observaciones: la escasa (casi nula) actividad sísmica asociada a las familias en estudio durante el intervalo de tiempo comprendido entre las erupciones 2008-2010 y por otro lado, la reaparición de actividad sísmica asociada a las familias F2 y F8 (grupo G2) a partir de septiembre de 2010. Adicionalmente se registraron algunos sismos (13 en total) de la familia F3 entre noviembre de 2010 y abril de 2011, sin que se pudieran asociar con algún tipo de actividad volcánica en particular.

Figura 2-38: Quinta etapa comprendida entre febrero de 2009 y diciembre de 2011.

2.3 Discusión

En general, la clasificación de la sismicidad volcánica es una importante herramienta para el análisis e interpretación del fenómeno volcánico, enmarcar la actividad sísmica dentro de los tipos VT, LP, TRE o HYB, relacionadas a fuentes sismogénicas claramente diferenciables, ha sido un recurso indispensable para el pronóstico de erupciones.

Sin embargo, diversos fenómenos asociados al movimiento de fluidos en un volcán, se manifiestan con registros sísmicos que muestran diferencias entre sí, pero que pertenecen al mismo tipo general, y que para caso de este estudio corresponden al tipo LP por tratarse de una fuente que actúa de manera transitoria.

En este capítulo se han aplicado técnicas para distinguir periodos de actividad asociada al movimiento de fluidos, cuyas fuentes se pueden diferenciar a través de familias de sismos con características comunes dentro de cada familia, sin que por ello se los deba excluir del tipo general LP.

Un punto importante para iniciar esta discusión tiene que ver con la cantidad de sismos analizados, ya que de un total de 54.394, las familias analizadas solo incluyeron 5.927. El factor más importante de esta notable reducción tuvo que ver con el hecho de que se buscaron grupos de sismos numerosos, con características similares entre sí (familias), y tras aplicar el análisis de correlación cruzada, 30.687 sismos fueron etiquetados como huérfanos con base a los criterios de correlación aplicados. Por otro lado, de los 22.707 sismos candidatos, la gran mayoría hacen parte de familias con pocos elementos, incluso, hubo un número significativo de familias con únicamente 2 sismos integrantes. Lo anterior es consecuencia de la exigencia de un alto nivel de correlación entre los registros sísmicos, solo aquellos que tuvieran un coeficiente mayor o igual a 0.7 harían parte de una familia. Para la elección de este valor de correlación se tuvo en cuenta un equilibrio entre la fiabilidad de la similitud entre los registros sísmicos y el número de elementos en cada familia, exigir un coeficiente de correlación más alto disminuiría fuertemente el número de sismos por familia, y por otro lado, un coeficiente de correlación muy bajo incluiría elementos con poca similitud dentro de las familias.

Gran parte de los sismos huérfanos o familias con un pobre número de sismos asociados, podrían estar relacionados con dinámica de fluidos superficial, como la actividad del sistema hidrotermal, por ejemplo, que origina sismos con formas de onda variadas y contenido espectral bastante diversificado, adicionalmente, estos sismos no tienen un patrón claro en su recurrencia.

Lo anterior asegura que las características de los integrantes de una misma familia converjan a valores cercanos entre sí, esto garantiza una muestra fuerte, en el sentido de que representa adecuadamente el fenómeno que está detrás de la génesis de esos registros sísmicos, aunque la muestra contenga relativamente pocos eventos sísmicos, llegando a incluir unos pocos cientos de sismos por familia, adicionalmente, es posible que registros que no se hayan incluido en alguna familia en particular, correspondan a sismos que provienen de la misma fuente, pero que no cumplieron estrictamente con el criterio de correlación establecido. Esto se puede dar regularmente en sismos cuya relación señal-ruido no es favorable, en estos sismos se sumaría energía espectral en las bandas propias del ruido, enmascarando características de fuente, evitando alcanzar el valor mínimo de correlación exigido. La importancia de la anterior observación radica en que cerca de 34.000 sismos muestran valores energéticos considerados como bajos. Quizá un campo

de investigación futuro explote, con técnicas diferentes, esta gran cantidad de señales que seguramente guardan información valiosa acerca de los fenómenos magmáticos y volcánicos.

El análisis estadístico básico de los parámetros que caracterizan cada familia, muestra desviaciones estándar relativamente pequeñas (**Figura 2-21** a **Figura 2-26**), lo que indica poca dispersión de valores alrededor de sus respectivos promedios y por ende una significativa similitud de cada parámetro entre sismos de una misma familia. En este orden de ideas, los eventos maestros son los mejores representantes de cada familia, sus características espectrales y de forma de onda serían la base de un estudio posterior cuyo principal objetivo estaría asociado con la caracterización de la fuente generatriz de la sismicidad en cuestión.

Los 5.927 sismos analizados hacen parte de las nueve familias más numerosas, cuya distribución temporal muestra una relación entre familias y actividad volcánica específica como se observa desde la **Figura 2-33** hasta la **Figura 2-38**. Las familias F1, F3, F4, F5, F6 y F9 (grupo G1) aparecen simultáneamente en periodos en que se tiene certeza (Capítulo I) de la presencia de magma a niveles superficiales y crecimiento de domos de lava, mientras que las familias F2, F7 y F8 (grupo G2) están presentes en periodos no dómicos, adicionalmente, se determinó que las familias mencionadas muestran características espectrales similares entre sí, tal como se evidencia en la **Tabla 2-2**.

En este punto, la aplicación de las técnicas de agrupamiento y caracterización de sismicidad LP, han desembocado al fin en la síntesis de dos grandes grupos de sismos directamente asociados al transporte de magma a niveles superficiales (G2) y la formación de los domos de lava de 2006 y 2008 (G1), su estudio y los resultados del Capítulo I refuerzan las hipótesis planteadas a partir del análisis de la dimensión fractal de correlación D2.

El dominio de la sismicidad del grupo G2 junto con una tendencia ascendente de los valores de D2 meses antes de la formación de los domos de lava, podrían indicar la movilización de magma hacia niveles más superficiales, por su parte, la presencia de sismicidad del grupo G1 junto con las particulares variaciones de D2 aportan evidencia

adicional de la presencia de magma en superficie y la formación de domos tal como se ha podido registrar mediante seguimiento fotográfico (Capítulo I).

Los sismos de los grupos G1 y G2 se excluyen entre sí, esto es, en el periodo en que se encuentra activo un grupo, el otro no lo está. Esto sugiere que es posible distinguir al menos dos fuentes que generan los sismos de cada grupo y que adicionalmente actúan en periodos distintos. Las diferencias entre estas fuentes podrían conjugar varios aspectos tales como: la geometría de conductos, la naturaleza del fluido en movimiento, el tipo de movimiento del fluido o su profundidad de origen, se requiere entonces un estudio detallado de la sismicidad de cada grupo en pro de caracterizar sus fuentes.

Los resultados de este capítulo pueden ser aplicados en el monitoreo volcánico de mediano plazo (algunos meses) como apoyo para el pronóstico de movimiento de magma hacia superficie y emplazamiento de futuros domos. La secuencia de actividad sísmica de los grupos G1 y G2 se repitió con significativa similitud durante las etapas predómicas y dómicas de 2006 y 2008, por lo que son dos ejemplos que podrían ser un patrón de actividad en el volcán Galeras.

3. Modelos de fuente para sismos tipo LP

El análisis de un modelo de grieta accionada por fluido inició con el trabajo de Aki et al., 1977, con un modelo que no soportaba ondas acústicas, lo que implicaba la imposibilidad de eventos de larga duración debido a la pérdida excesiva de energía desde la grieta hacia la roca circundante.

Años más tarde Ferrazzini & Aki (1987), dieron inicio al análisis de una teoría que explicara los modos normales de ondas atrapadas en una capa de fluido ubicada entre dos semiespacios de roca, estas, que se conocieron inicialmente como ondas de interfase, fueron examinadas en el contexto de los volcanes. Ferrazzini & Aki, 1987, proporcionaron una expresión analítica que explica que los modos fundamentales para una onda dispersiva lenta de interfase existen para toda longitud de onda. Esta expresión analítica se da en términos de las relaciones entre la velocidad de fase y la velocidad de las ondas sísmicas P y S de la roca circundante y acústica del fluido.

Ferrazzini & Aki (1987), explican la existencia de dos tipos de ondas de interfase dispersivas: ondas lentas viajando a velocidades por debajo de la velocidad acústica y ondas rápidas viajando fuera de la grieta con velocidades de fase entre la velocidad acústica y la velocidad de la onda S. La velocidad de fase de las ondas lentas decrece a medida que se incrementa la longitud de onda, mientras que la velocidad de fase de las ondas rápidas crece con la longitud de onda. Ferrazzini & Aki (1987), también sugieren que, debido al decaimiento exponencial de las ondas de interfase, sería improbable que estas ondas puedan ser observadas lejos de la grieta lo que no permitiría la construcción de un sismograma en superficie generado por ondas de interfase en la grieta.

Usando el método de diferencias finitas, Chouet (1986) y Chouet (1988), identificó ondas lentas (a las que llamó ondas de grieta) para los casos de una grieta y un conducto llenos de fluido inmersos en roca circundante. Ferrazzini & Aki (1987), observaron gran similitud entre sus resultados analíticos y los resultados numéricos de Chouet (1986) y Chouet

(1988). Por otro lado, Sturton & Neuberg (2003) y Jousset et al., (2003), mostraron que los extremos superior e inferior de un conducto ancho actúan como fuentes secundarias de ondas y adicionalmente, sugieren que las ondas lentas viajan a lo largo del conducto, reflejando hacia el interior del conducto parte de su energía al llegar a los extremos, lo que produce el fenómeno de “resonancia del conducto”, mientras que otra parte de la energía es transmitida hacia la roca circundante con una velocidad controlada por las variaciones en las propiedades del magma en función de la profundidad del conducto. En razón de esto, Sturton & Neuberg (2006), propusieron que cada evento de baja frecuencia puede ser considerado como la composición de una serie de subeventos. La resonancia del conducto es un proceso fundamentalmente diferente al de las ondas armónicas estacionarias en el conducto, cuyas frecuencias propias de resonancia, los llamados modos de tubo de órgano, podrían depender únicamente de la velocidad acústica en el fluido (Neuberg et al., 2000), estas ondas viajarían con mayor velocidad que las ondas lentas de interfase en el conducto.

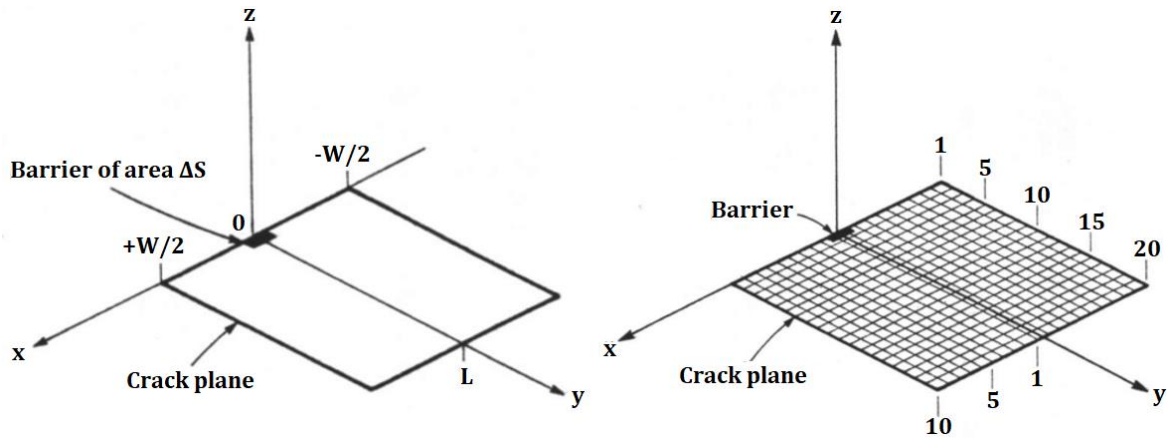
3.1 Modelos de grieta y de conducto

Entre los modelos más aceptados para el análisis de sismos de baja frecuencia, con resultados aceptables, y que se han tratado con técnicas de métodos numéricos, se tiene el modelo de grieta accionada por fluido de Chouet (1986) y Chouet (1988), en el cual ondas lentas se propagan por la interfase sólido-fluido de algunas decenas de metros de longitud y el modelo propuesto por Neuberg et al., (2000); Jousset et al., (2003); y Sturton & Neuberg (2006), en el cual se utilizan conductos de varios cientos de metros de longitud por cuya interfase se propagan ondas lentas controladas por la dependencia de las propiedades del magma con la profundidad.

3.1.1 Modelo de grieta accionada por fluido

Iniciando con los estudios de Aki et al., (1977) y pasando por Chouet (1986) y Chouet, (1988), se demostró que las características de la resonancia de una grieta llena de fluido dependen de la geometría de la grieta, el contraste entre las propiedades físicas del fluido y del sólido, cambios espaciales y temporales de presión en la grieta y las condiciones de contorno del perímetro de la grieta cuya geometría se muestra en la **Figura 3-1** (Chouet, 1996).

Figura 3-1: Geometría de la grieta que se considera en el modelo (izquierda), discretización de la misma, para la aplicación del método numérico de solución (derecha) (Chouet, 1996).



Estos factores que intervienen en la física del problema, cuya combinación da origen a una diversidad de formas de onda, pueden resumirse en dos parámetros conocidos como: rigidez de grieta C (Aki et al., 1977) y contraste de impedancia Z . Para el caso de una grieta de longitud finita se tiene:

$$C = \frac{bL}{\mu w} \tag{3-1}$$

Donde b es el módulo de *bulk* del fluido, L la longitud de la grieta, μ la rigidez del sólido y w el espesor o ancho de la grieta. La velocidad de fase se reduce al aumentar los valores de rigidez de la grieta (Chouet, 1986 y Chouet, 1988), de esta forma, una grieta con una relación L/w más grande o un amplio contraste de b/μ podrían producir señales de largo periodo asociadas a la resonancia de la grieta (Chouet, 1996).

Por otro lado, el contraste de impedancias Z se define como:

$$Z = \frac{\rho_s \alpha}{\rho_f c} \tag{3-2}$$

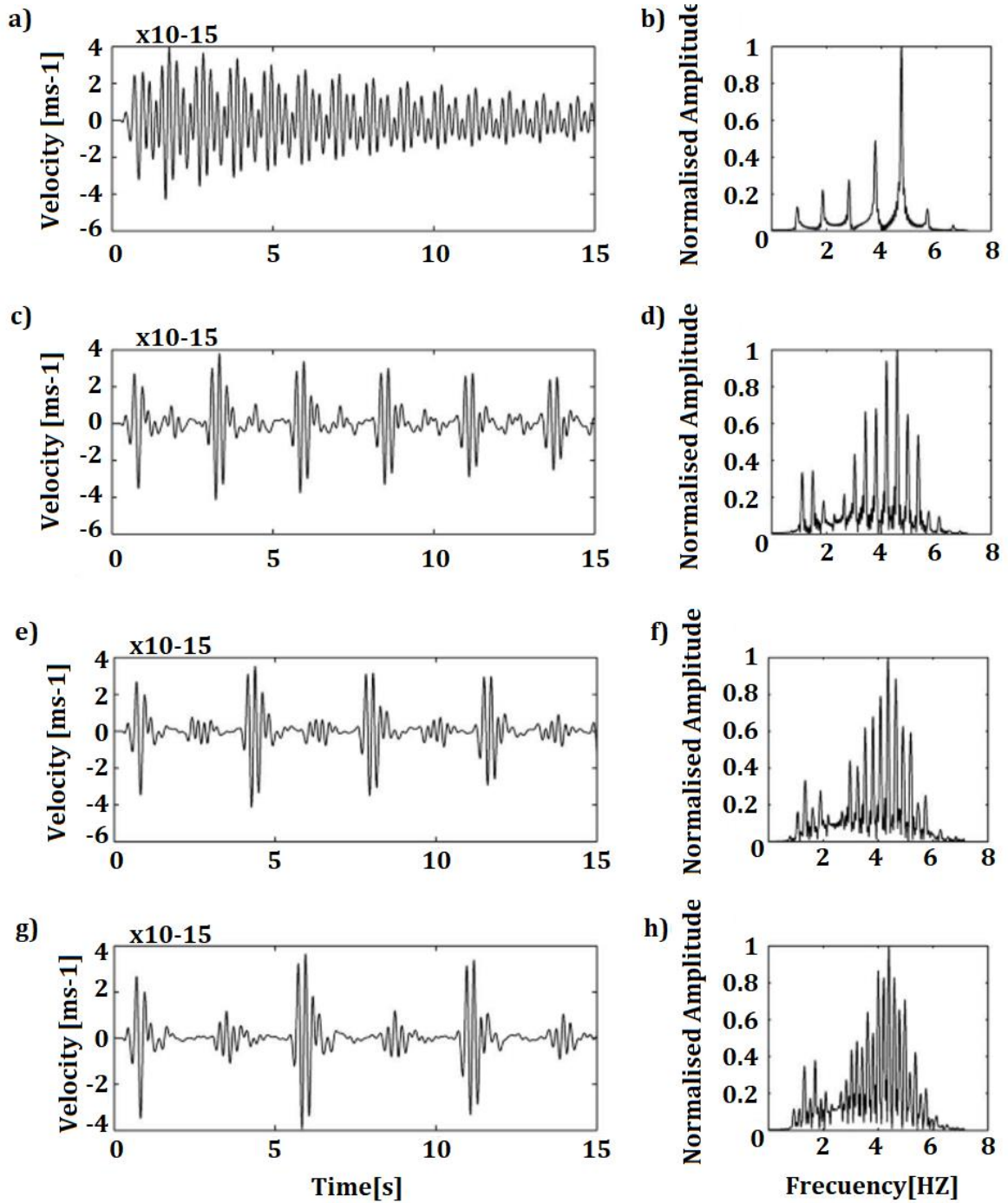
Donde ρ_s y ρ_f corresponden a las densidades del sólido y del fluido respectivamente, mientras que α y c son las velocidades de la onda P en el sólido circundante y acústica en el fluido respectivamente. El contraste de impedancia controla principalmente la cantidad

de energía que se transmite desde la grieta a la roca circundante a medida que el fluido se mueve dentro de la grieta.

3.1.2 Modelo de conducto resonante

En Neuberg et al., (2000), se realiza uno de los primeros intentos por modelar sismicidad de baja frecuencia en un conducto resonante de varios cientos de metros de largo, extendiendo las ideas de Ferrazzini, Aki y Chouet, a conductos llenos de magma teniendo en cuenta la variación de sus propiedades con la profundidad y utilizando una fuente puntual en el medio fluido. En este modelo, la mayor parte de la energía permanece atrapada dentro del conducto donde las ondas se propagan con la velocidad acústica que caracteriza al fluido, mientras que parte de la energía se escapa propagándose a lo largo de la interfase con una velocidad menor, concordando con los resultados de Ferrazzini & Aki (1987), mediante su estudio analítico. Adicionalmente se mostró que la frecuencia fundamental de un sismo de baja frecuencia no depende de la estación donde se registre, sin embargo, su amplitud espectral puede variar para diferentes estaciones. Para sistemas abiertos, en los que el conducto llega hasta la superficie, la energía sísmica se pierde más rápido y la resonancia del conducto se sostiene por cortos periodos de tiempo (Neuberg et al., 2000). Posteriormente Sturton & Neuberg (2006), mostraron que dependiendo de la longitud del conducto se observan subeventos componentes del sismo principal (**Figura 3-2**), mientras más largo el conducto, más visibles y distantes en el tiempo están estos subeventos, por otro lado, a medida que el conducto se acorta, el espacio entre subeventos tiende a perderse, formando una señal similar a la de un sismo tipo Tornillo (Gómez & Torres, 1997).

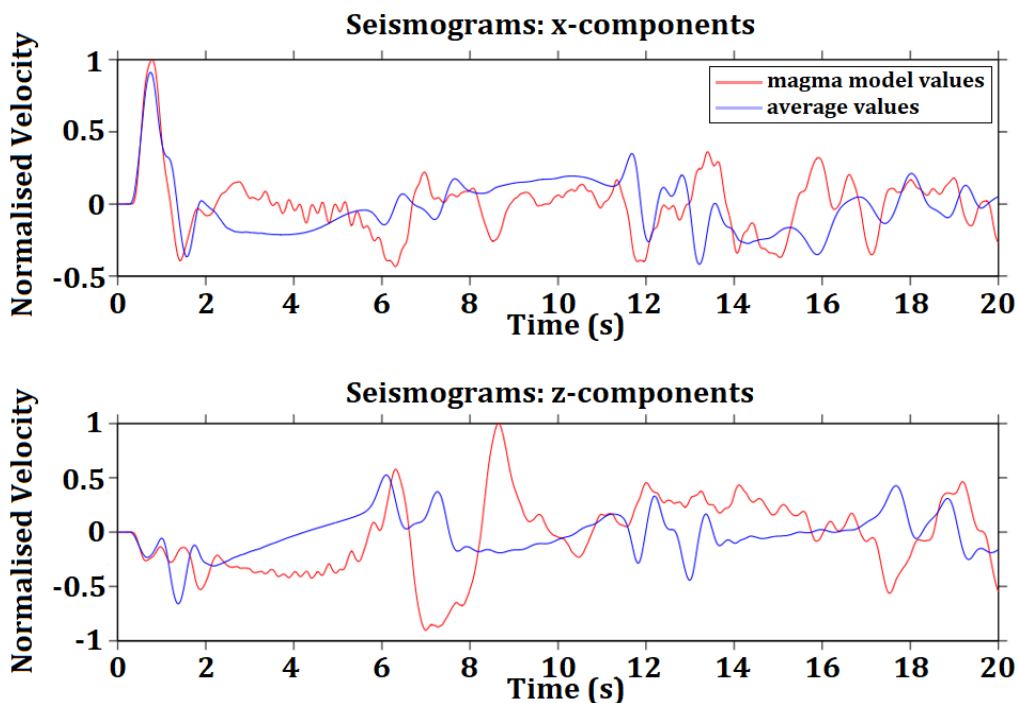
Figura 3-2: Sismogramas y espectros para propiedades de fluido consistentes con una fracción volumétrica de gas = 0.088 y longitud de conducto = 200 m (a, b); 500 m (c, d); 1000 m (e, f) y 1500 m (g, h). Cuando el conducto es corto, los subeventos no se aprecian discretos. A medida que el conducto es más largo, los subeventos se tornan separables y aparecen pequeños subeventos desde la base del conducto. Tomado de Sturton & Neuberg (2006).



Smith (2006), obtuvo sismogramas sintéticos teniendo en cuenta la distribución de las propiedades de magma dentro del conducto volcánico a partir de modelos de flujo de magma resueltos mediante el método de elementos finitos (Collier & Neuberg, 2006). En particular, Smith (2006), tuvo en cuenta las variaciones de densidad y velocidad sísmica

calculadas a partir de modelos de conducto preexistentes para incorporar esta información en sus modelos de generación de sismogramas sintéticos (**Figura 3-3**). Smith (2006), encontró grandes contrastes de impedancias entre la base y el tope del conducto, lo que produjo sismogramas más complejos con mayor contenido de ruido de altas frecuencias. Esta diferencia en el contraste de impedancia permite que una mayor cantidad de energía se transmita desde la parte baja del conducto hacia la roca circundante, lo que se ve reflejado en amplitudes mayores de los subeventos correspondientes. Smith (2006), también corroboró el hecho de que las características de resonancia de un cuerpo lleno de fluido dependen tanto de la geometría del mismo como del contraste de impedancia entre el fluido y el sólido circundante. Por otro lado, propuso que el factor de rigidez de grieta no define completamente las frecuencias de resonancia, dado que, por ejemplo, un incremento en el valor de rigidez de grieta, mediante un ajuste en la velocidad acústica o la densidad, muestra efectos opuestos, debido a esto, Smith (2006), sugiere considerar de manera individual los efectos de estos tres componentes: velocidad, densidad y relación de aspecto.

Figura 3-3: Sismogramas sintéticos para un modelo de conducto de 30 m de diámetro y bajo contenido de gas, cuyas propiedades de magma varían con la profundidad (rojo), o han fijado con valores promedio (azul). Componente horizontal (arriba) y vertical (abajo). Tomado de Smith (2006).

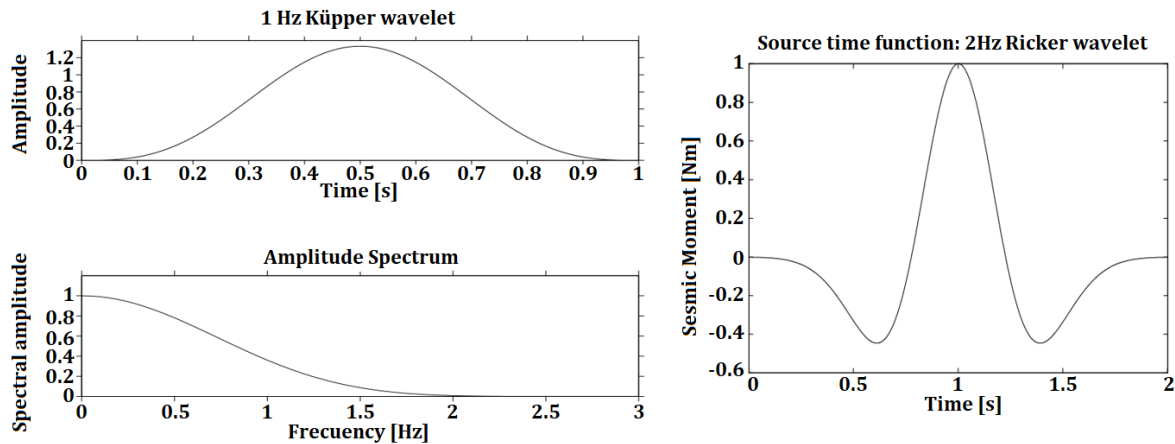


3.2 Los mecanismos de fuente

Los fenómenos físicos involucrados en el momento de liberación de energía en las fuentes sísmicas dentro de volcanes han sido estudiados por algunos autores, entre ellos figuran Collier & Neuberg (2006) y Neuberg et al., (2006), quienes propusieron la fractura frágil de magma en las paredes del conducto como mecanismo de disparo de sismicidad de baja frecuencia, idea a su vez basada en el trabajo de Tuffen (2003), quien sugirió la generación de sismos de baja frecuencia mediante un mecanismo donde la acumulación de esfuerzos de cizalla en un magma viscoso conduce a la formación de fracturas a través de las cuales ciertas cantidades de gas y ceniza pueden escapar, y el subsecuente curado de estas fracturas resulta en la acumulación de esfuerzos con tiempos de repetición del orden de decenas de segundos. Zimanowski, 1998, propuso la interacción entre magma y agua para explicar la liberación súbita de energía; Goto (1999) propuso movimientos del tapón de magma de tipo “*stick-slip*” con fractura de cizalla; Julian (1994), propone inestabilidades en el flujo de magma; Molina et al., (2008), proponen liberaciones periódicas de mezcla de gas y ceniza en grietas abiertas. Adicionalmente, en otros contextos no volcánicos pero comparables Rougier & Patton (2015) y Ford & Walter (2013), orientan sus esfuerzos al análisis y explicación del proceso físico de explosiones en las que se involucran gases. Muchas de estas ideas aplican a casos particulares, y hoy en día no se logra un consenso establecido y no se puede decir que una u otra propuesta sea la más aceptada, de hecho, el tipo de fuente sugerido, depende del contexto de la actividad volcánica, en este sentido, lo apropiado sería tener en cuenta diferentes propuestas dependiendo del volcán y tipo de actividad que se desea estudiar.

No obstante, una de las propuestas más comunes incluye la representación de la fuente como la aplicación de un transitorio de presión tipo monopolo, positivo, negativo o combinado, con frecuencia y amplitud variables, dentro de una grieta o conducto. Matemáticamente existen funciones que se adaptan a la forma del transitorio que el investigador tiene en mente, es así, que algunas de las más utilizadas corresponden a ondículas o “*wavelets*” de diferentes formas de onda (**Figura 3-4**).

Figura 3-4: Funciones tipo monopolo representadas por una ondícula Kupper de 1 Hz (Izquierda) y una ondícula Ricker de 2 Hz (derecha). Estas funciones de onda se usaron en los trabajos de Neuberg et al., (2006) y Smith (2006), respectivamente.



3.3 Atenuación

A medida que las ondas acústicas se propagan por un conducto, parte de la energía total se pierde debido a radiación a través de sus paredes, otros efectos más complejos pero importantes están asociados a la viscosidad del fluido, fricción del fluido con las paredes del conducto y dispersión en las burbujas del fluido, que también son causantes de atenuación de amplitud y cambios de fase en los sismogramas (Jousset et al., 2004).

En lo que concierne a la radiación de la energía desde el conducto hacia el medio rocoso, como se mencionó en la sección 3.1.2, el factor que domina este fenómeno es el contraste de impedancia entre las propiedades del fluido en el conducto y del medio rocoso, en particular las diferencias entre sus correspondientes velocidades y densidades, tal como lo describe la ecuación (3-2).

3.3.1 Atenuación intrínseca

Uno de los aspectos más debatidos en el modelo de resonancia de conducto (Neuberg et al., 2000; Jousset et al., 2003; Neuberg et al., 2006; Sturton & Neuberg, 2006), es que, en una cavidad elongada llena de magma de alta viscosidad, la atenuación intrínseca podría ser tan fuerte que la energía se disiparía rápidamente y el conducto no soportaría

resonancia (Chouet et al., 1999). Para probar esto, Smith (2010) realiza un estudio detallado de la atenuación intrínseca de la sismicidad volcánica de largo periodo.

En primera instancia logra distinguir mediante modelos numéricos, ondas acústicas de ondas de interfase, y aunque se tiene claro que las ondas de interfase son diferentes que las ondas acústicas en términos de dispersión y amplitud (Ferrazzini & Aki, 1987), hasta el momento se habían tratado como iguales al estimar la atenuación intrínseca como consecuencia de las propiedades físicas del fluido, (p. ej. Kumagai & Chouet, 1999).

Smith (2010), propone no asumir que la atenuación intrínseca de las ondas acústicas es igual a la de ondas de interfase, lo que agrega mayor atenuación total a medida que la energía se propaga a lo largo del conducto, de hecho, demuestra numérica y analíticamente, que las ondas de interfase se atenúan mucho menos que las ondas acústicas (hasta por un factor mayor que 5), lo que reduce sustancialmente la atenuación intrínseca total.

Una de las conclusiones más importantes del trabajo de Smith (2010), expone que la viscosidad del fluido contribuye hasta un $23,50 \pm 2,26\%$ menos de lo que se pensaba hasta ese momento en la atenuación intrínseca total, lo que implica que esta se haya sobreestimado en estudios previos. Lo anterior confiere mayor peso al argumento de que modelos de resonancia en conductos con longitudes mayores a 1000 m y llenos de magma altamente viscoso, resulten factibles y realistas como fuentes de sismicidad de largo periodo en volcanes (p.ej. Jousset et al., 2003; 2004; Srurton & Neuberg, 2006).

3.4 Configuración de modelos de conducto para la sismicidad LP del volcán Galeras

Este estudio se lleva a cabo en un ambiente 2D, configurando el modelo como la sección transversal de un conducto que contiene magma y que está rodeado por un semiespacio de corteza superficial que contiene la pila volcánica del CVG. El perfil que se representa, corresponde al que pasa por la estación sísmica real de referencia (Cufiño) y corta diametralmente el cráter principal del volcán (**Figura 3-8**). El conducto, cavidad vertical abierta desde la superficie hasta cierta profundidad, se modela como un rectángulo con su longitud en profundidad mucho más extensa que su longitud transversal, en una proporción que varía alrededor de 100 a 1. Parte del conducto contiene magma desde su base hasta

cierta altura, en donde entra en contacto con la atmósfera. El magma se modela mediante una caracterización física basada en su densidad, velocidad acústica (velocidad de ondas compresionales en el fluido) y viscosidad, cuya composición implica una mezcla multifase de alta temperatura, silicatada, con sólidos (cristales) y fase fluida que puede ser líquida y gaseosa.

En algún lugar dentro de la columna de magma, se ubica una fuente puntual que genera perturbaciones transitorias de presión las cuales pueden durar una fracción de tiempo, entre 0,2 y 1,9 segundos.

El semiespacio de corteza, que incluye la pila volcánica, está modelado mediante tres componentes (**Figura 3-5**): 1) Un rectángulo de 6 km de ancho y 5 km de alto de material elástico lineal e isotrópico con parametrización promedio correspondiente al edificio del CVG, 2) Tres capas en forma de rectángulos de 0.5 km de espesor ubicadas, a los lados y base de la primera estructura. La función de estas capas es absorber la energía proveniente de la fuente y evitar reflexiones no deseadas que retornen energía hacia el centro del sistema, lo que proporciona las características de un semiespacio en el sentido de la propagación lateral y en profundidad de ondas sísmicas, 3) Adicionalmente se cuenta con una interfase de baja reflexión que rodea las capas absorbentes con el fin de enfatizar la característica de no reflexión lateral o en profundidad.

Los detalles del modelo, tales como dimensiones y valores de las propiedades de cada elemento, se indicarán en secciones posteriores.

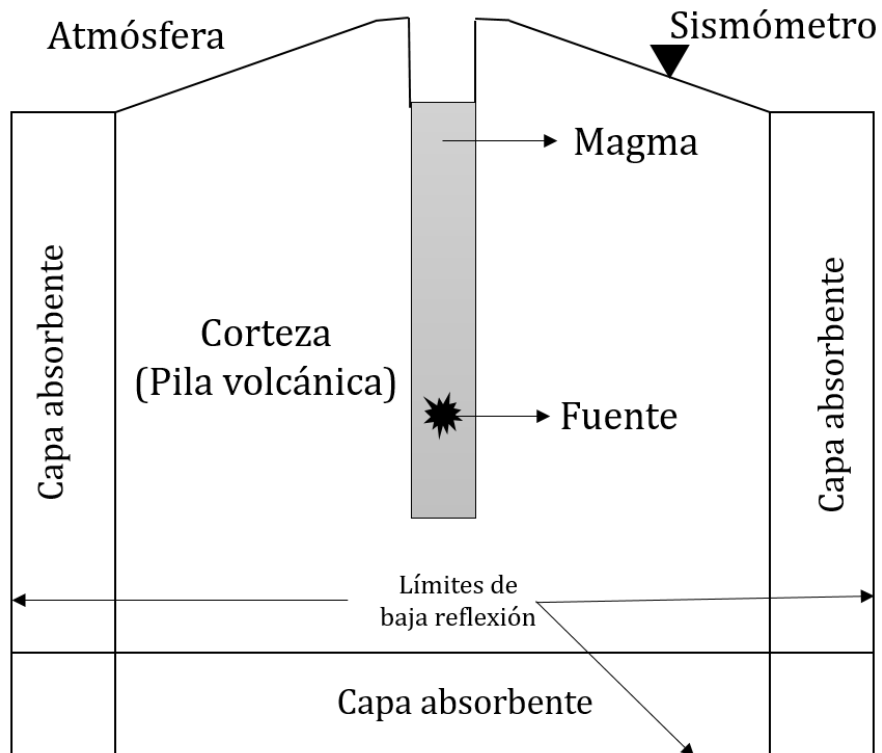
Tanto las paredes del segmento de conducto que no contiene magma, como la superficie del semiespacio, corresponden a superficie libre, lo que quiere decir que pueden oscilar libremente según la excitación que las alcance.

Los resultados de los modelos generados se verán reflejados en la síntesis de sismogramas a partir de un registrador virtual ubicado en la superficie.

Se analiza la propagación de ondas sísmicas generadas dentro de la columna de magma, que viajan a lo largo del volumen del fluido, por la interfaz sólido-fluido y por el medio que los rodea, hasta alcanzar el sismómetro virtual ubicado en superficie, donde se registran las componentes horizontal (x) y vertical (y) del movimiento de la superficie libre en ese punto.

Como en cualquier modelo, existen incertidumbres asociadas a variables químicas, geométricas y físicas, por ejemplo: a) La composición del magma y de la corteza local; b) La estructura interna de conductos (ramificaciones: fracturas, diques, silos); c) Forma y ubicación de la fuente; d) La topografía de la zona; e) El acople entre las diferentes interfases, y f) Variaciones en el tiempo (relativamente rápidas) de algunos de estos parámetros, especialmente los relacionados con las propiedades del magma. Debido a lo anterior, se hace absolutamente necesario realizar algunas simplificaciones que se describirán a lo largo de estas secciones.

Figura 3-5: Esquema general de los elementos que constituyen la base del modelo de conducto para Galeras. Para visualizar mejor los detalles del modelo, el gráfico no está a escala, algunos elementos han sido exagerados para poder ser visualizados.

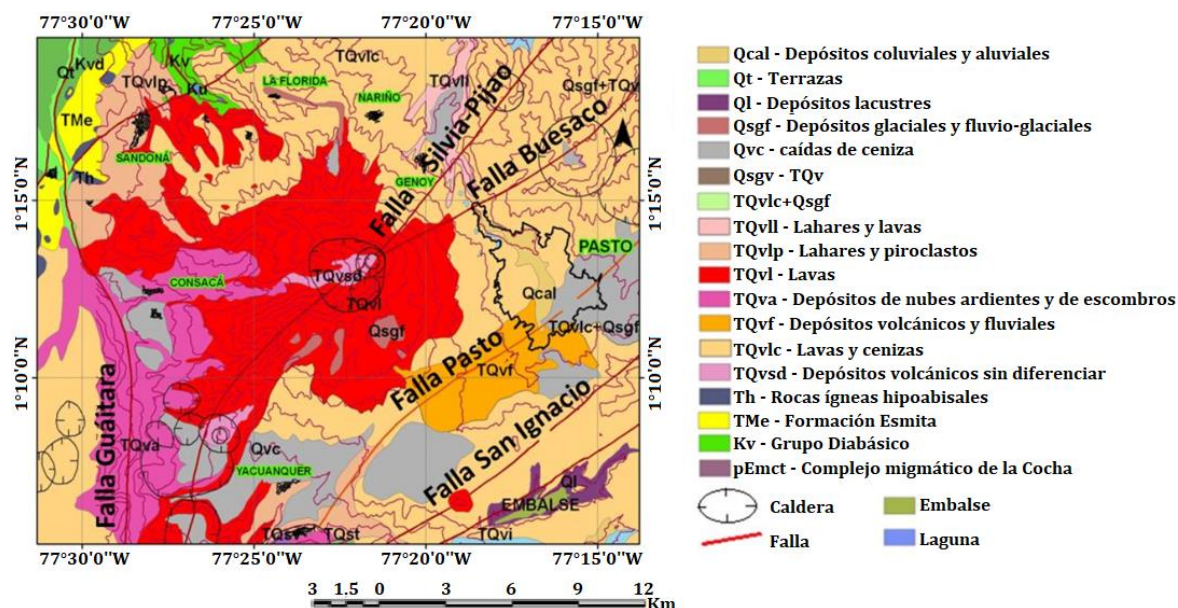


3.4.1 Parametrización elástica del edificio del Complejo Volcánico Galeras

La importancia de la caracterización de la estructura interna del Complejo Volcánico Galeras, en términos de sus parámetros elásticos, radica en que corresponde al medio de propagación de ondas sísmicas entre la fuente y el receptor, específicamente se hace referencia a los primeros 5 km de profundidad y un área de aproximadamente 36 km² con centro en el cráter principal. En los siguientes párrafos se explica los referentes que se tuvieron en cuenta para la caracterización elástica del CVG.

Cepeda (1985), hace referencia al volcán Galeras como parte de un complejo volcánico que, de acuerdo a dataciones radiométricas de su actividad eruptiva más antigua, se le asocia una edad de poco más de un millón de años. Galeras es el último de los estadios del complejo volcánico y su edad es de aproximadamente 4500 años, su composición es predominantemente andesítica y su edificio se eleva sobre flujos de lavas, caídas piroclásticas, depósitos de flujo de lodos secundarios y avalanchas de escombros (**Figura 3-6**), adicionalmente, entre los rasgos estructurales más importantes se encuentra el sistema de fallas Romeral que se bifurca en la región donde se eleva la cima del VG evidenciándose la falla Silvia-Pijao hacia el Oeste y la falla Romeral hacia el Este, caracterizadas por su movimiento lateral derecho (Tibaldi & Romero, 2000).

Figura 3-6: Mapa geológico del CVG. Tomado de Torres (2012), modificado de Murcia y Cepeda (1991).



Calvache (1990), para explicar los procesos eruptivos del volcán propone la presencia de un sistema magmático compuesto por dos reservorios: una pequeña cámara magmática somera con volumen menor a 0.5 km^3 conectada a una más profunda con mayor volumen. En ese mismo trabajo, la autora sugiere también que los magmas del VG han sido químicamente homogéneos durante los últimos 4500 años.

Moncayo (2004), mediante una tomografía de coda Q propone la presencia de dos zonas de anomalías de atenuación, la primera ubicada a 4 km de profundidad respecto a la cima del VG y una segunda a 9 km de profundidad, anomalías que fueron interpretadas como consistentes con las cámaras magmáticas somera y profunda respectivamente.

Sánchez et al., (2005), mediante un mapeo tridimensional del parámetro b proponen la existencia de una estructura vertical elongada bajo el cráter del VG hasta una profundidad de 5 km, lo que interpretan como una posible región transitoria de almacenamiento superficial de magma.

Vargas et al., (2006), en su estudio de la variación de la coda Q en Galeras encontraron dos anomalías de atenuación, a 9 y 11 km de profundidad respecto a la cima, concluyeron que el cuerpo superficial parece extenderse hasta la cima indicando la presencia de tapones y fluidos alimentados por un cuerpo más profundo.

Carcolé et al., (2006), mediante la estimación de la distribución espacial 3D de los coeficientes de dispersión (*scattering*) encuentran dos zonas de anomalías de fuerte dispersión, para altas frecuencias, localizadas entre 4 y 8 km de profundidad la primera, y una segunda a una profundidad mayor a los 37 km.

Londoño & Ospina (2008), muestran un estudio tomográfico de la estructura interna del VG, con ayuda de sismicidad Volcano-tectónica y Tectónica-local, entre sus resultados se destaca la inferencia de tres zonas con anomalías en la velocidad de propagación de ondas P, que interpretan como regiones de acumulación de magma o al menos como zonas de anomalías térmicas. Estas anomalías estarían situadas al este del cráter activo, entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km de profundidad y la última debajo del cráter con una profundidad entre 4 y 8 km.

Mediante los estudios realizados por Torres (2012), cuyo principal objetivo fue obtener un modelo 3D de estructura interna del volcán Galeras mediante la aplicación de la técnica

de tomografía sísmica local pasiva de velocidades, se extrajo información directamente relacionada con los parámetros elásticos de la zona de interés. Adicionalmente, se destaca que los datos utilizados por Torres (2012), corresponden al periodo de actividad sísmica entre 1989 y 2009, lo que cubre la mayor parte del periodo analizado en el presente estudio (2004-2010).

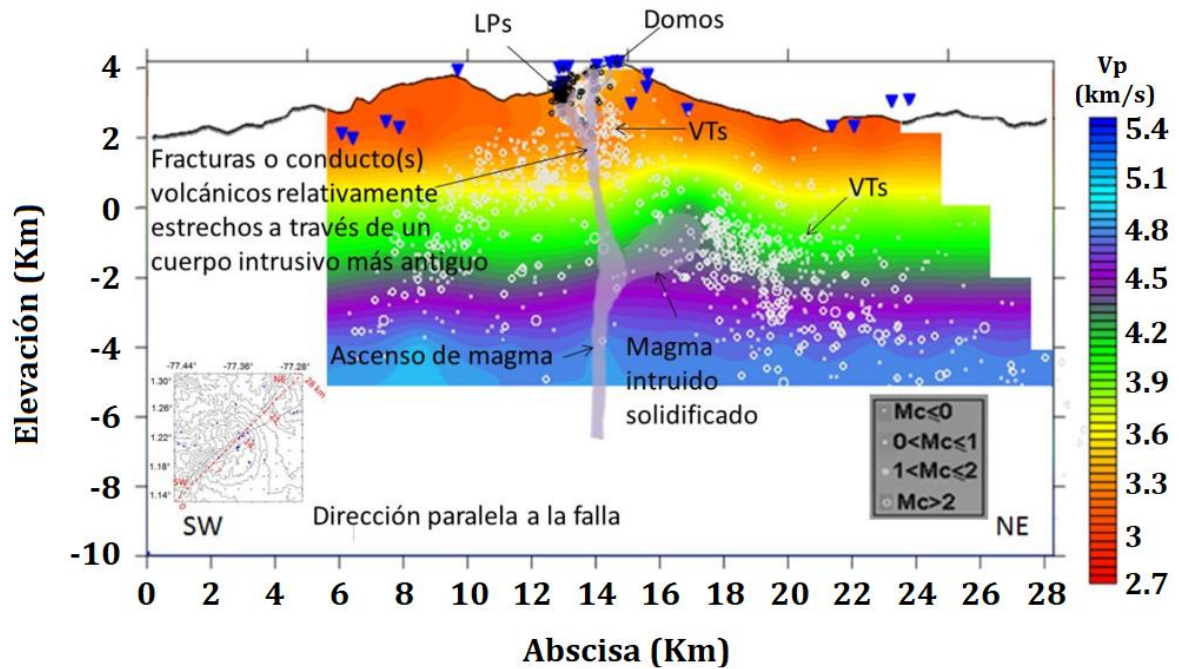
Torres (2012), hace un análisis de la resolución de la tomografía, lo que implica la verificación de las zonas donde sus resultados son confiables, según su estudio, los tomogramas son suficientemente válidos hasta 8 km de profundidad respecto a la cima del VG y hasta unos 3 km de radio con centro en el cráter principal. Estas extensiones permiten obtener una parametrización elástica confiable dentro de un volumen suficientemente amplio en el que se considera se genera la sismicidad LP del VG.

Torres (2012), propone que la concentración de sismos VT alineados verticalmente bajo el cráter principal hasta unos 4 km de profundidad, donde los tomogramas muestran mayores valores de velocidad respecto a sus vecindades laterales, sugiere una estructura vertical con comportamiento frágil que podría estar asociada a intrusivos antiguos a través de los cuales asciende nuevo magma, indicando la presencia de un conducto o fracturas actualmente activas.

A partir del modelo de velocidades 3D de onda P, Torres (2012), estima la variación en densidad y coeficiente de Poisson utilizando ajustes específicos de regresión dados por Brocher (2005), para cada parámetro, también calcula los módulos de rigidez al cortante y de bulk. Los valores encontrados fueron contrastados con los resultados del estudio gravimétrico del volcán Galeras realizado por Ortega (2014), mediante la comparación de valores de densidad, encontrándose buena concordancia entre ambas propuestas.

Finalmente, Torres (2012), propone un modelo conceptual de estructura interna del VG **(Figura 3-7)**.

Figura 3-7: Modelo conceptual de estructura interna propuesto para Galeras a lo largo de un corte subparalelo al trazo de la falla Romeral-Buesaco, tomado de Torres (2012).



Para los fines prácticos del presente estudio, en lo concerniente a la parametrización elástica de la zona de interés para el modelo de conducto del VG, es de especial atención una región bidimensional con un corte de 5 km de profundidad desde la cima del VG y 6 km de sección transversal centrada en el cráter principal (**Figura 3-8**). Con el objetivo de obtener valores adecuados para la caracterización de esta región, se promediaron los valores de parámetros elásticos encontrados por Torres (2012), para la sección transversal de interés especificada. La **Tabla 3-1** resume los valores promedios de parámetros elásticos que caracterizan la zona en estudio.

Figura 3-8: Superior: Imagen de relieve sombreado que incluye parte del CVG y el cono activo. La línea AB indica la extensión y orientación del perfil vertical utilizado para la construcción del modelo de conducto. El triángulo rojo marca la ubicación de la estación sismográfica Cufiño. Inferior: Perfil topográfico a lo largo de la línea AB. El nivel cero para referenciar la profundidad se ha seleccionado en un valor promedio de los picos más altos del perfil.

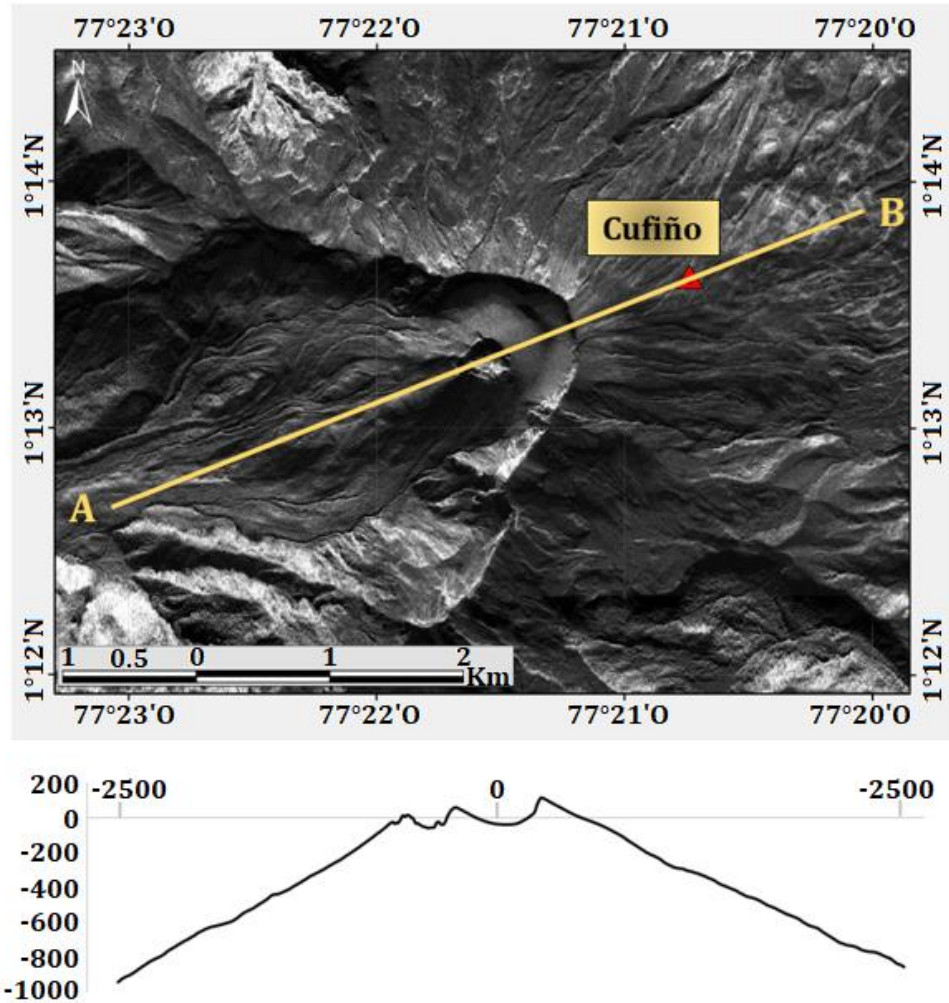


Tabla 3-1: Valores promedio de parámetros elásticos por profundidad, calculado de Torres (2012).

<i>Prof(km)</i>	<i>V_p(km/s)</i>	<i>V_s(km/s)</i>	<i>V_p/V_s</i>	<i>ρ(kg/m³)</i>	<i>ν</i>	<i>μ(N/m²)</i>	<i>K(N/m²)</i>	<i>E(N/m²)</i>
0	3.15	1.67	1.88	2251	0.30	6.3 x10 ¹⁰	1.4x10 ¹¹	1.6x10 ¹¹
4	3.46	1.90	1.83	2305	0.29	8.5 x10 ¹⁰	1.7 x10 ¹¹	2.2x10 ¹¹
6	4.30	2.50	1.72	2432	0.25	1.5 x10 ¹¹	2.5 x10 ¹¹	3.8x10 ¹¹
8	4.78	2.80	1.70	2501	0.24	2.0 x10 ¹¹	3.1 x10 ¹¹	4.9x10 ¹¹
10	4.78	2.80	1.70	2500	0.24	2.0 x10 ¹¹	3.1 x10 ¹¹	4.9x10 ¹¹

Donde V_p , V_s y V_p/V_s , corresponden a las velocidades de onda P, S y la relación entre estas respectivamente; ρ , ν , μ , K y E son: densidad, relación de Poisson, módulo de rigidez, módulo de bulk y módulo de Young, respectivamente.

Dado que los modelos generados para este trabajo contemplan profundidades no mayores a los 5 km, se han tomado los valores de los parámetros elásticos correspondientes a las dos primeras capas de la tomografía de Torres (2012), y debido a la similitud entre los valores de cada parámetro elástico en estas primeras capas, sus promedios representarían adecuadamente cada parámetro de la zona de estudio (**Tabla 3-2**).

Tabla 3-2: Valores de parámetros elásticos utilizados para el presente estudio, calculado de Torres (2012).

<i>Prof.(km)</i>	<i>Vp(km/s)</i>	<i>Vs(km/s)</i>	<i>Vp/Vs</i>	<i>ρ(kg/m³)</i>	<i>ν</i>	<i>μ(N/m²)</i>	<i>K(N/m²)</i>	<i>E(N/m²)</i>
0 - 6	3.30	1.78	1.86	2278	0.29	7.4x10 ¹⁰	1.5x10 ¹¹	1.9x10 ¹¹

3.4.2 Propiedades físicas del magma del volcán Galeras

Una vez se tiene parametrizada la roca circundante, son las características del fluido dentro del conducto las que generan diferentes combinaciones, tanto en el parámetro de rigidez C , como en el contraste de impedancia entre el material contenido en la cavidad y el de la roca circundante.

Los trabajos anteriores sobre la dinámica del magma en Galeras han aportado indicios para definir rangos apropiados de los valores de sus propiedades físicas, datos que servirán como elementos de entrada a los modelos mediante los cuales finalmente se obtendrá los sismogramas sintéticos.

En el trabajo de Stix et al., (1997), se propone un modelo para las erupciones vulcanianas del VG entre 1992 y 1993, posteriores al emplazamiento de un domo de lava en el que hubo enfriamiento, cristalización y solidificación parcial de la columna de magma que taponaba el conducto. En este periodo se gestaron 5 erupciones explosivas que estuvieron precedidas de sismicidad de largo periodo, entre la que se registró un conjunto de sismos tipo Tornillo (Gómez & Torres, 1997). Los estudios de Stix et al., (1997), analizan la naturaleza del gas del magma, los mecanismos de retención de gas y presurización, las características del enfriamiento de magma, la fuente y profundidad de la presurización y el rol del sistema hidrotermal superficial en la generación de sobrepresión.

Los estudios más recientes relacionados con procesos eruptivos en Galeras se llevaron a cabo por Bain et al., (2019), quien analiza bombas balísticas del periodo de actividad 2004

– 2010 para reconstruir la arquitectura del tapón de magma antes de seis de las explosiones vulcanianas individuales. Bain et al., (2019) encontraron que cada tapón estaba estratificado verticalmente en cuanto a su cristalinidad, vesicularidad, contenido de volátiles en el fundido, composición y viscosidad del fundido, lo que interpretan como múltiples eventos de nucleación de burbujas y cristalización impulsada por la desgasificación durante el ascenso del tapón de magma, seguido de la cristalización variable dentro del tapón en condiciones de enfriamiento favorecido en parte por la desgasificación.

Bain et al., (2019), proponen que el conducto superficial evolucionó de condiciones más abiertas para desgasificación durante 2004 – 2008 a condiciones más cerradas para desgasificación durante 2009 – 2010, lo que resultó en explosiones más débiles y menos frecuentes durante 2004 - 2008 y más fuertes y frecuentes en 2009 – 2010. Los autores en Bain et al., (2019) también concluyen que esta evolución estuvo controlada por cambios promedio en la tasa de ascenso de magma, la cual fue menor en el periodo 2004 – 2008 que en el periodo 2008 – 2010.

Óxidos mayores

Las propiedades físicas del magma se relacionan estrechamente con la composición química, que usualmente es expresada en términos de su contenido de óxidos mayores. Bain et al., (2019), obtuvo resultados a través de análisis EPMA (Electron Probe Micro-Analyzer) tanto sobre microlitos en la masa fundamental de vidrio como en fenocristales de feldespatos. La **Tabla 3-3** resume los promedios calculados con base a los valores encontrados por Bain et al., (2019).

Por otro lado, el SGC realizó el análisis de muestras recolectadas tras la erupción del VG del 17 de enero de 2008 (**Tabla 3-3**), las técnicas aplicadas fueron: Atomic absorption-flame y Inductively coupled optical emission spectroscopy (ICP-OES) (INGEOMINAS, 2008), los valores promedio encontrados para las muestras analizadas también se consignan en la **Tabla 3-3**.

Tabla 3-3: Valores de óxidos mayores resultado de los estudios de Bain et al., (2019), e INGEOMINAS (2008), sobre muestras de material expulsado en erupciones entre 2006 y 2010.

<i>Referencia</i>	<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>MnO</i>	<i>P₂O₅</i>	<i>SrO</i>
Bain et al., (2019)	56.17	26.65	1.98	0.89	0.08	9.71	--	5.67	0.67	0.01	--	0.12
INGEOMINAS (2008)	58.58	17.38	6.91	3.47	3.39	6.69	0.76	3.67	1.57	0.10	0.36	--

Adicionalmente el SGC cuenta con datos basados en análisis petrográficos (Cortez G. en Bain et al., (2019), según Cortez las muestras corresponden a andesitas porfíricas con contenidos de SiO₂ entre 58.13 – 59.21 wt% y K₂O + NaO 5.4 – 5.47 wt%. Estos valores son bastante consistentes con los resultados de los análisis aplicados por el SGC sobre las muestras de la erupción de 2008, sin desconocer la similitud general con los resultados obtenidos por Bain et al., (2019).

Teniendo en cuenta lo anterior, para el actual estudio se han tomado como referencia los resultados del análisis aplicado por el SGC sobre las muestras de la erupción del 17 de enero de 2008.

Fracción de cristales

En cuanto a la fracción de cristales, otra de las variables que juega un rol importante en la estimación de algunas propiedades físicas del magma, Stix et al., (1997), utiliza para sus cálculos un valor de 35%. Un estudio de Pulgarín (2006), en el cual se analizaron bombas de la erupción del 12 de julio de 2006, menciona que las rocas, analizadas macroscópicamente, son de textura porfírica, tienen 70% de matriz rica en vidrio, un 28% de cristales de plagioclasa y un 2% de cristales máficos (piroxenos). Otro análisis que se llevó a cabo por parte del entonces INGEOMINAS, en el que se estudiaron bloques correspondientes a la erupción del 17 de enero de 2008, se observa que el contenido de fenocristales está entre 30 – 40%, principalmente de plagioclasas (INGEOMINAS, 2008). Bain et al., (2019), por su parte ubican los valores de contenido de cristales entre el 16 – 55 %, con un promedio del 38%.

Para el presente estudio, a partir de las anteriores referencias, se ha acotado un rango representativo para el contenido de cristales entre 35 – 40%.

Temperatura

Stix et al., (1997) tomaron los valores de temperatura encontrados por Goff et al., (1994) y Calvache & Williams (1997), basados en termometría de muestras de domo, las cuales arrojaron temperaturas de 1000 ± 50 °C y 900 a 945 °C respectivamente. En los estudios de Bain et al., (2019), se utilizó un valor de 980 °C para realizar cálculos de viscosidad y otras propiedades del magma, valor que fue adoptado para el trabajo que aquí se desarrolla.

Contenido de H₂O

Los primeros cálculos del porcentaje de contenido de agua en el magma del VG, provenientes de resultados de análisis químicos de roca total, fueron fijados entre 0 y 2wt% Stix et al., (1993); Calvache & Williams (1997) y Stix et al. (1997) utilizan estos valores para realizar cálculos en sus respectivos trabajos. Recientemente, Bain et al., (2019), igualmente como resultado de análisis de laboratorio, encuentra valores entre 0.05 – 1.01wt% en muestras de vidrio de la matriz, y valores mayores a 0.4 wt% para muestras de bombas, que se incrementan a medida que se alcanza el límite de la profundidad estudiada (500 m).

Teniendo en cuenta estas referencias, se fijó un rango de valores que se considera representativo para el magma del VG entre 0.5 – 1.5 wt%.

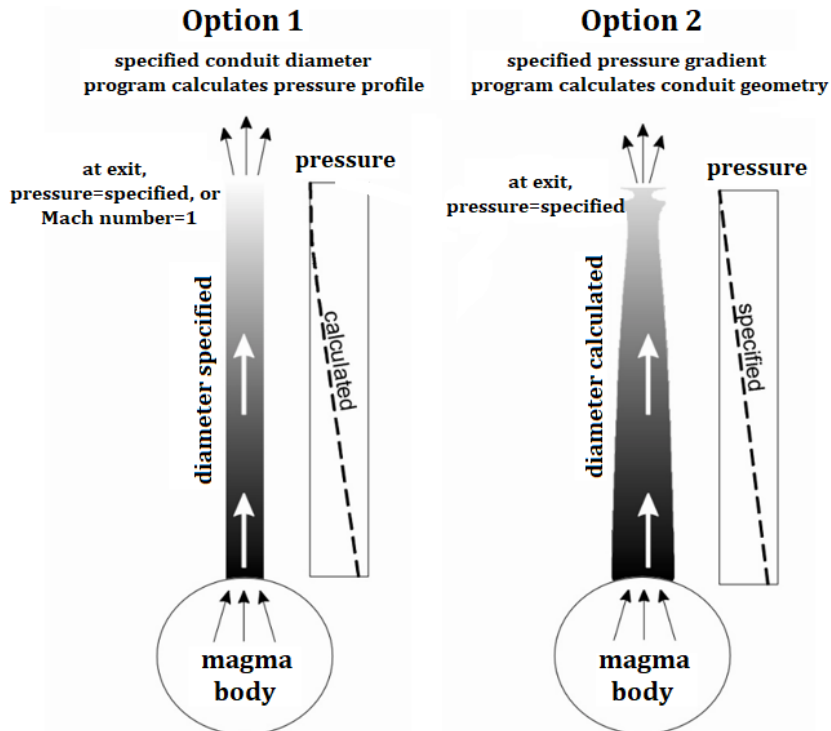
Densidad, viscosidad y velocidad acústica (Conflow y Confort15)

Modelos unidimensionales de flujo de magma en conductos fueron utilizados para estimar rangos de densidad, viscosidad y velocidad acústica del magma para Galeras, esto se llevó a cabo utilizando los programas Conflow (Mastin, 2002) y Confort15 (Campagnola et al., 2016), este último básicamente se trata de una actualización de Conflow e incluye ciertas mejoras específicas que se describen más adelante. Estos programas permiten estimar la variación de los parámetros físicos del magma y el radio del conducto, respecto a la profundidad. El interés del uso de estos programas en este trabajo de tesis, es principalmente obtener perfiles estimados de densidad, viscosidad y velocidad de onda acústica en el magma, además de la fracción de volumen de gas y velocidad de ascenso

de magma, entre otros. Algunos resultados que se obtienen con estos programas, forman parte del conjunto de entradas para la generación de sismogramas sintéticos.

Conflow y Confort15 asumen que, a cualquier profundidad del conducto, la presión, velocidad de ascenso de magma, fracción de volumen de gas, temperatura y otras variables, dependen de dos conjuntos de factores: 1) presión inicial, temperatura y composición del magma y 2) longitud y geometría del conducto (Mastin, 2000). Adicionalmente, utilizando uno de los dos métodos que se ilustran en la **Figura 3-9**, es posible acceder a un perfil de presión si se especifica el diámetro del conducto tanto en su base como en su tope (**Figura 3-9** - izquierda), o a una geometría de conducto cuando se especifica el diámetro del conducto en la base y un gradiente de presión (**Figura 3-9** - derecha).

Figura 3-9: Ilustración de las variables de entrada requeridas por Conflow y Confort15, y sus opciones disponibles para el cálculo de las propiedades del flujo como función de la profundidad. Tomado de:



Por otro lado, es importante tener en cuenta algunas restricciones de Conflow y Confort15: flujo estacionario, conducto vertical y circular en su sección transversal, temperatura, presión y velocidad de ascenso igual para todas las fases del magma en cualquier

profundidad, flujo de calor a través de las paredes del conducto despreciable comparado con el flujo vertical, flujo unidimensional (vertical), el flujo de magma no realiza trabajo sobre sus alrededores.

Conflow tiene en cuenta las ecuaciones de conservación de momento, masa y energía combinadas para el cálculo del gradiente de presión con la profundidad y de donde es posible calcular el radio del conducto (Mastin, 2000).

La densidad del fundido y del gas son calculados mediante los métodos de Ghiorso & Sack (1995 en Mastin, 2000) y Haar et al., (1984 en Mastin, 2000), mientras que la densidad de los cristales es constante y hace parte de los parámetros de entrada del programa.

Conflow calcula la viscosidad de fundidos que contienen menos del 70% de SiO₂ utilizando la parametrización de Shaw (1972), la cual aplica una relación arrheniana relativamente simple con la viscosidad inversamente proporcional a la temperatura absoluta, sin embargo, en Confort15 se ha mejorado el método de cálculo de la viscosidad mediante el modelo GRD (Guirdano et al., 2008, en Campagnola et al., 2016) en el cual se usa una relación no-Arrheniana para la dependencia de la viscosidad con la temperatura para fundidos con valores menores o iguales a 59% de SiO₂, lo que correspondería al caso del VG.

La velocidad acústica se calcula mediante

$$C^2 = \left(\frac{\partial P}{\partial \rho_f} \right)_S, \text{ o a través de: } C^2 = \frac{K}{\rho_f} \quad (3-3)$$

donde P es la presión, ρ_f la densidad del magma, K es el módulo de bulk y el subíndice S indica condiciones de entropía constante (sistema adiabático).

Conflow – Confort15 para el caso Galeras

En el caso específico del volcán Galeras la utilidad de Conflow y Confort15 radica en la estimación de la densidad, viscosidad y velocidad acústica del magma, no se pretende extraer la geometría del conducto, por tanto, en principio se utilizaron los valores de entrada que se han argumentado en secciones anteriores y que se resumen en la **Tabla 3-4**.

Tabla 3-4: Valores de entrada a Conflow y Confort15 seleccionados para Galeras.

PARÁMETRO	VALOR
SiO ₂	58.58 wt%
Al ₂ O ₃	17.38 wt%
Fe ₂ O ₃	6.91 wt%
FeO	3.47 wt%
MgO	3.39 wt%
CaO	6.69 wt%
TiO ₂	0.76 wt%
Na ₂ O	3.67 wt%
K ₂ O	1.57 wt%
H ₂ O	0.5-1.5 wt%
Volumen cristales	35-40 wt%
Densidad cristales	2555.6 kg/m ³
Temperatura	980 °C
Presión inicial	100 MPa
Radio conducto	15 m
Longitud conducto	4000 m

Como puede observarse, todos, excepto el volumen de cristales y la cantidad de agua en la mezcla, corresponden a valores fijos. Por esto, se procedió a estudiar el efecto de diferentes valores de volumen de cristales y contenido de agua, sobre los parámetros físicos del magma. Los resultados que se muestran a continuación corresponden a las gráficas de densidad, viscosidad y velocidad acústica en donde se ha variado el contenido de cristales de 35% a 40% y se ha mantenido fijo el contenido de agua en un 1.0%.

En estas gráficas (**Figura 3-10 y Figura 3-11**) se observa que el comportamiento de los parámetros físicos es similar para magmas con diferentes contenidos de cristales entre 35% y 40%. De esta forma, en adelante se adopta el valor promedio de 37.5% como una constante. Por otro lado, la **Figura 3-11** muestra el comportamiento de los mismos parámetros físicos, con un contenido de cristales de 37.5% pero con distintos valores en el contenido de H₂O.

Figura 3-10: Presión, densidad, velocidad acústica y logaritmo de la viscosidad para el magma del VG en función de la profundidad. Contenido fijo de H₂O (1 wt%) para un volumen de cristales de 35% (rojo), 37.5% (verde) y 40% (azul). Para esta gráfica la viscosidad se calculó mediante Conflow.

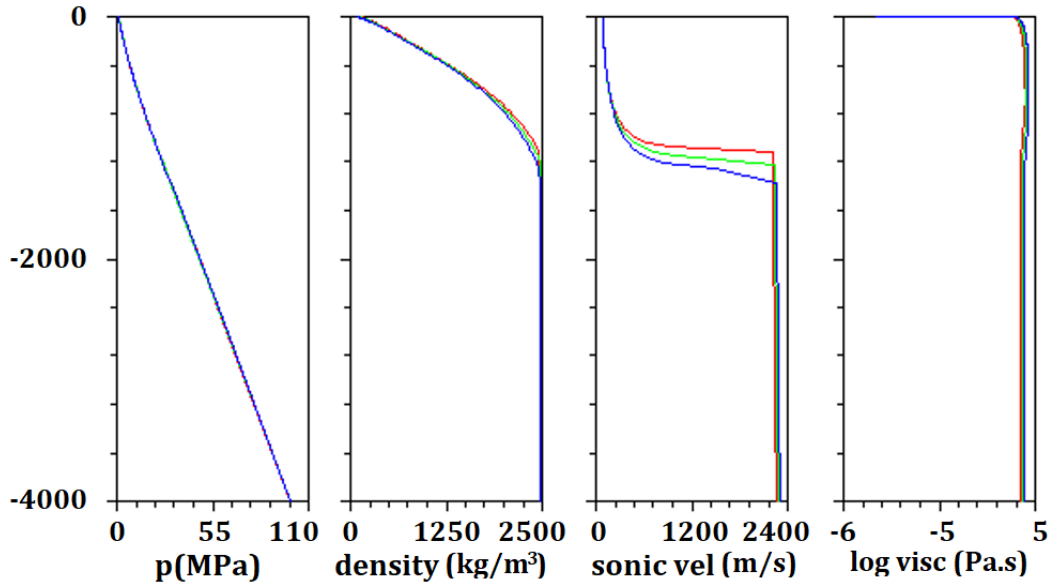
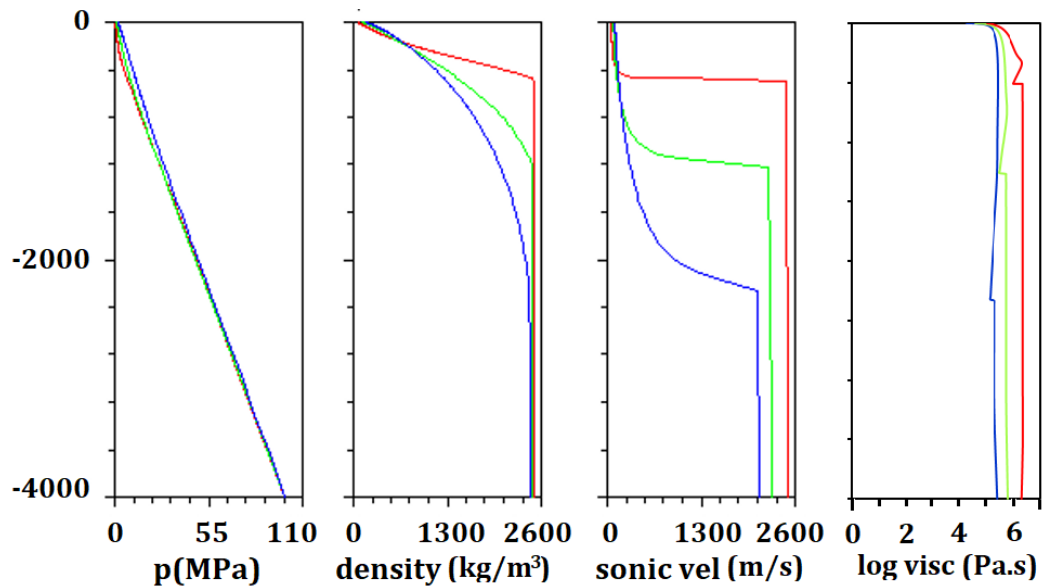


Figura 3-11: Presión, densidad, velocidad acústica y logaritmo de la viscosidad para el magma del VG en función de la profundidad. Contenido fijo de cristales (37.5%), para un contenido de H₂O de 0.5 wt% (rojo), 1.0 wt% (verde) y 1.5 wt% (azul). Para esta gráfica la viscosidad se calculó mediante Confort 15.



A diferencia de la variación de contenido de cristales, un sutil cambio en la cantidad de H₂O en la mezcla, produce variaciones notables en los parámetros físicos respecto a la profundidad. La presión tiene un efecto ligeramente distinguible en el primer kilómetro del conducto; la densidad por su parte, puede ser considerada como constante desde cierta profundidad, dependiendo del contenido de agua en la mezcla, a mayor cantidad de agua, mayor profundidad del conducto desde donde se consideraría constante, de igual manera para la velocidad de onda acústica en el magma; finalmente, la viscosidad puede ser considerada constante a lo largo de todo el conducto, pero con valores diferentes para diferentes contenidos de agua.

Como datos adicionales respecto a la viscosidad, se tiene el cálculo realizado por Stix et al., (1997), quienes estimaron un rango entre 1.98×10^{10} Pa.s a 800 °C en condición anhidra y 7.55×10^5 Pa.s a 1000 °C y 2 wt% de agua disuelta. Bain et al., (2019), por su parte encuentra que para los primeros 500 m de profundidad, el rango de viscosidad del fundido entre 7.94×10^5 y 3.16×10^7 Pa.s a una temperatura de 980°C.

De esta manera en la **Tabla 3-5** se resumen los valores de densidad, velocidad acústica y viscosidad calculados mediante Conflow y Confort15.

Tabla 3-5: Densidad, velocidad acústica y viscosidad en función del contenido de cristales y agua en el magma del VG.

H ₂ O (wt%)	Densidad (kg/m ³)	Velocidad acústica (m/s)	Viscosidad (Pa.s)
0.5	2509	2485	2.00×10^6
1.0	2472	2254	5.01×10^5
1.5	2430	2093	2.00×10^5

3.4.3 Diámetro del conducto

En los modelos que se proponen a lo largo de este estudio, el conducto volcánico se representa con una geometría de diámetro constante. No se ha incluido una geometría más compleja, lo que podría estimarse con el software Conflow, o irregularidades a lo largo del conducto, para tener mejor control sobre las variables que intervienen en la generación de las formas de onda y contenido espectral de los sismogramas sintéticos como resultado

de los modelos propuestos. De hecho, la mayor parte de trabajos que se han citado hasta aquí y que están relacionados con este tema, asumen diámetro constante, por ejemplo, Smith (2006), desarrolla su estudio utilizando un diámetro de 30 o 50 m para el volcán Soufriere Hills, valores que se determinaron mediante estudios fotográficos de espigas emergentes en el conducto superficial (Watts et al., 2002), Sturton & Neuberg (2006), también utilizan un diámetro constante de 30 m como ancho del conducto, adicionalmente ellos mencionan en su estudio que con base al trabajo de Sturton (2003), se concluye que diferencias en el diámetro del conducto entre 30 y 90 m no inducen diferencias significativas en los resultados. Harnett et al., (2018), utilizando elementos discretos para modelar el emplazamiento y colapso de domos de lava utilizaron valores de diámetro de 20 m.

Hasta el momento no existen trabajos específicos para el volcán Galeras que den cuenta de la estimación del diámetro de conducto, sin embargo, los trabajos mencionados anteriormente sirven como un buen punto de partida para adoptar un valor específico, adicionalmente, se cuenta con algunos cálculos y mediciones en campo del ancho del domo más pequeño identificado en Galeras, el cual tuvo su emplazamiento en 1991 (**Figura 3-12**).

Figura 3-12: Domo de lava emplazado en 1991 (dentro del óvalo amarillo). Fuente SGC.



Mediante fotografías del domo del VG de 1991 se estimó un diámetro mayor de 104 m y un diámetro menor de 55 m, por otra parte, medidas realizadas en campo en octubre de 1991, sobre el domo aún en formación, indicaron un diámetro mayor de 100 m y un

diámetro menor de 80 m (SGC, informe interno), estos datos se registraron cuando el domo (en crecimiento) ya había iniciado su emplazamiento, de aquí se infiere que el diámetro del conducto por donde emerge el material que lo conforma debe ser menor que cualquiera de los valores mencionados.

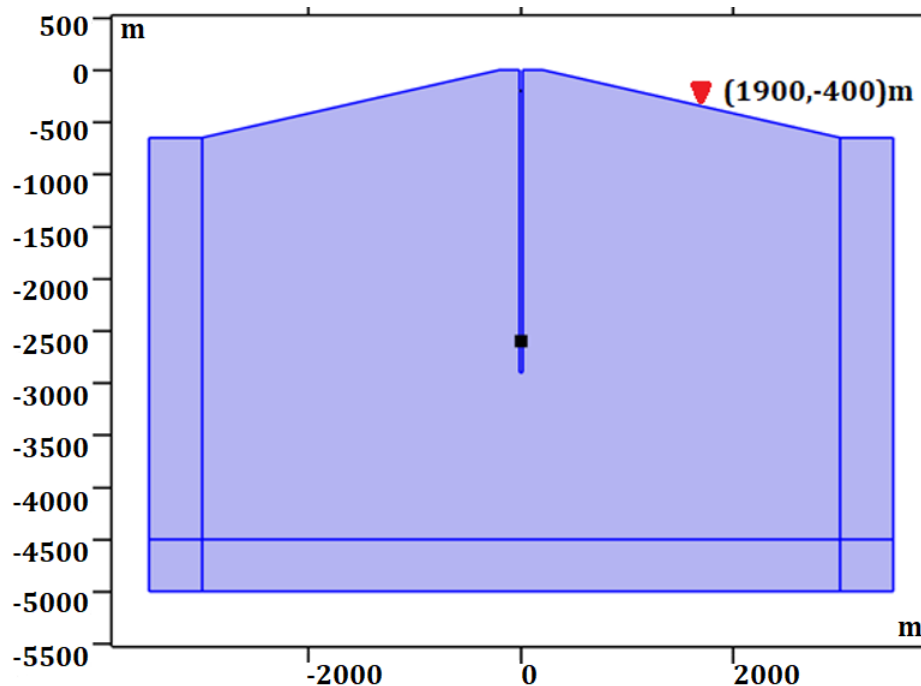
Con base en lo anterior, para el caso específico del volcán Galeras se tomará como representativo un diámetro de conducto constante promedio 30 m.

3.4.4 Aproximación topográfica

A medida que los estudios de grietas y conductos resonantes dentro de volcanes se tornaban cada vez más detallados, fue necesario la inclusión de la topografía de la zona de estudio para imprimir en los sismogramas sintéticos, aspectos que no correspondían a la fuente como tal y que aparecían de diferente forma en sismómetros virtuales ubicados en diferentes lugares a lo largo del perfil estudiado. Autores como Neuberg et al., (2000); Neuberg et al., (2006); Jousset et al., (2004), demostraron que la inclusión de la topografía tiene el efecto de añadir dispersión en los sismogramas, modificando su tiempo de viaje y formas de onda.

Ya que en el presente trabajo se pretende reproducir las características generales de la sismicidad LP del VG en una sola estación de referencia, no se incluye la topografía detallada de la zona en los modelos de conducto que aquí se estudian, sin embargo, se ha incluido una pendiente que simule las laderas del volcán con el objetivo de ubicar el sismómetro virtual a una distancia epicentral y altitudinal aproximadamente correspondientes a las del sismómetro real (**Figura 3-8** y **Figura 3-13**), esto se hace necesario debido a que la energía se distribuye de manera diferente entre las componentes horizontal y vertical en el sismómetro, dependiendo de su ubicación respecto a la fuente sismogénica.

Figura 3-13: Geometría de la superficie donde se ubica el sismómetro virtual (triángulo rojo). Tanto la pendiente de las laderas como la ubicación del sismómetro son aproximadamente iguales a las correspondientes en el perfil topográfico real que corta el cráter y pasa por el sismómetro de la estación Cufiño.



3.4.5 Ecuaciones del modelo y el método de elementos finitos

El modelo que se ha venido construyendo en las secciones anteriores, claramente presenta dos dominios cuyas propiedades controlan la propagación de ondas en dos medios diferentes, uno sólido y otro fluido, por tanto, las ecuaciones involucradas en el sistema deben aportar la solución del campo de presión dentro del fluido y del campo de desplazamiento en el medio sólido, pasando por las respectivas interacciones entre ambos dominios en sus interfases de contacto, todo esto con base en unas condiciones iniciales específicas.

El método de elementos finitos hace parte del conjunto de métodos numéricos que ofrecen soluciones aproximadas a problemas descritos a través de ecuaciones diferenciales que se resuelven sobre geometrías específicas. Básicamente se requiere el conocimiento concreto de las ecuaciones constitutivas y las de evolución temporal.

La idea general del método es la división de un medio continuo en un conjunto de pequeños elementos interconectados por una serie de puntos llamados nodos. Las ecuaciones que rigen el comportamiento del medio continuo controlarán también el del elemento. De esta forma se consigue pasar de un sistema continuo (infinitos grados de libertad), que es regido por una ecuación diferencial o un sistema de ecuaciones diferenciales, a un sistema con un número de grados de libertad finito cuyo comportamiento se modela por un sistema de ecuaciones algebraicas, lineales o no (Pereiro, 2006).

En la solución de un problema a través del método de elementos finitos se pasa por las siguientes instancias:

1. Las ecuaciones diferenciales que describen el problema se replantean en su forma débil, lo que permite reducir el sistema de ecuaciones diferenciales a un sistema algebraico.
2. La geometría del problema o dominio se divide en un número finito de pequeños subdominios a los que se les da el nombre de elementos finitos y que forman el espacio de elementos finitos. Estos elementos están unidos por sus vértices a los que se llama nodos.
3. Las incógnitas del problema dejan de ser funciones matemáticas y pasan a ser el valor de estas funciones en los nodos. De esta manera la solución del sistema completo sigue las reglas de los sistemas discretos.
4. El comportamiento en el interior de cada elemento queda definido a partir del comportamiento de los nodos mediante las adecuadas funciones de interpolación (Frías, 2004).

De esta forma, un problema planteado en un espacio no finito, puede ser resuelto de manera aproximada en un espacio finito, con un número finito de ecuaciones, aunque generalmente el número de estas ecuaciones es elevado, inclusive del orden de cientos o miles, lo que imprime un costo relacionado con el tiempo de cálculo, a pesar de que su implementación práctica, desde hace varias décadas, se realiza sobre programas de computador cada vez más sofisticados.

A continuación, se plantean las ecuaciones diferenciales que se deben conocer de antemano y que rigen el comportamiento de cada dominio del problema específico que se trata en esta investigación.

Dominio sólido

El dominio de aquello que representa la corteza como un semiespacio es controlado mediante la ecuación:

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)) + \mu\nabla^2\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \rho_s \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (3-4)$$

La cual corresponde a la ecuación de onda sísmica general y que para el presente caso de estudio se soluciona para los desplazamientos $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ en las dimensiones x y y , donde λ y μ corresponden a las constantes elásticas de Lamé y ρ_s la densidad del medio. La ecuación (3-4) se deriva de la relación entre el tensor de esfuerzos:

$$\sigma_{ji} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (3-5)$$

Y el de deformaciones:

$$e_{ji} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{pmatrix} \quad (3-6)$$

Suponiendo desplazamientos pequeños, del orden de los micrómetros, por ejemplo. Los tensores de esfuerzo (3-5) y deformación (3-6) están relacionados a través de la ley de Hooke, que en su forma general se escribe como:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \quad (3-7)$$

Donde c_{ijkl} corresponde al tensor elástico de cuarto orden con 81 constantes elásticas que definen el comportamiento mecánico del medio, pero que para propagación en medio homogéneo e isotrópico se reducen a λ y μ . En términos de estas constantes, la ley de Hooke se representa como:

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (3-8)$$

La ecuación de onda sísmica (3-4), incluye los parámetros λ , μ y ρ_s , este último corresponde a la densidad del sólido, por tanto, basta con conocer estos parámetros, u otros parámetros elásticos relacionados con estos, para definir el material que sirve de medio para la propagación de las ondas sísmicas.

En este estudio se utiliza una parametrización basada en el módulo de Young E , la relación de Poisson ν y la densidad para el dominio sólido del sistema, tanto E como ν están relacionados con λ y μ a través de:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (3-9)$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3-10)$$

Dominio fluido

La propagación de ondas en el dominio fluido está descrita por:

$$\frac{1}{\rho_f c^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} + \nabla \cdot \left(-\frac{1}{\rho_f} (\nabla P - q_d) \right) = Q_m \quad (3-11)$$

Donde P corresponde al campo de presión $P(x,t)$, ρ_f es la densidad del fluido, c la velocidad acústica y Q_m y q_d son fuentes de tipo monopolo y dipolo respectivamente, lo que implica una fuente puntual para el primer caso y una fuente con dos puntos de acción para el segundo caso. Para este caso, la ecuación exige el conocimiento de la densidad del fluido y de la velocidad de propagación de ondas acústicas.

Por otra parte, la atenuación intrínseca está controlada por la viscosidad del fluido, que se introduce al sistema de ecuaciones mediante el coeficiente de atenuación de Rayleigh (Clay & Medwin, 1977):

$$\gamma = \frac{\omega^2}{2\rho_f c^3} \left(\frac{4}{3}\xi + \xi_B \right) \quad (3-12)$$

Donde ω es la frecuencia angular, ξ es la viscosidad dinámica y ξ_B la viscosidad bulk, esta última, también conocida como viscosidad volumétrica y está directamente relacionada con pérdidas de energía por compresión y expansión del fluido, esto es, incluye resistencia compresional.

Interfases

Las interfases entre el dominio sólido y el fluido, son tal que, en el contacto, el campo de presión produce desplazamiento en el dominio sólido, y este a su vez excita el campo de presión en el fluido. La energía irradiada desde el fluido hacia el sólido está controlada por el contraste de impedancias entre el dominio sólido y el fluido, el cual, en la sección 3.1.1 quedó definido mediante la ecuación (3-2)

De la misma forma, esta ecuación aplica para la interfaz entre el dominio fluido (magma) y el exterior (atmósfera), esta interfaz se encuentra en el tope de la columna de magma, para este caso, la ecuación (3-2) toma los valores de densidad y velocidad acústica del magma y del aire, este último, toma los valores de (1.2 kg/m³ y 343 m/s).

Mallado y tasa de muestreo

Uno de los factores más sensibles dentro de este método de solución, es el tamaño de los elementos que se utilizan para discretizar los dominios, sin embargo, una de las ventajas del programa utilizado (COMSOL Multiphysics, 5.5) es que se apoya en la física del sistema y sus valores iniciales, para generar un mallado apropiado, teniendo en cuenta las longitudes de onda más cortas del modelo, el valor de velocidad de onda más alto y el elemento de malla más pequeño. El tamaño máximo de elemento l_{max} que está directamente relacionado con la menor longitud de ondas varía en el rango:

$$l_{max} = \frac{c_{min}}{1.5 f_{max}} \text{ hasta } \frac{c_{min}}{2 f_{max}} \quad (3-13)$$

donde f_{max} es la frecuencia máxima y c_{min} corresponde al valor más bajo de velocidad en el modelo.

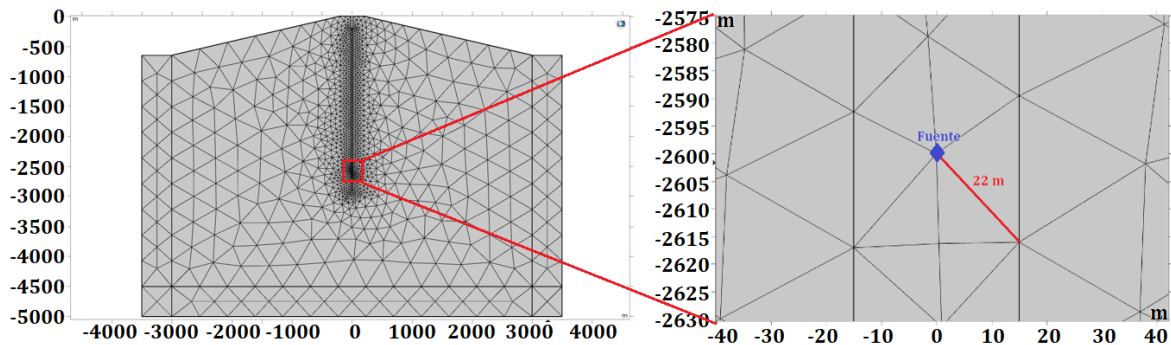
Los sismogramas sintéticos que se extraen en el sismómetro virtual ubicado en superficie, se han configurado de tal manera que la tasa de muestreo sea igual a la utilizada para el

registro de los sismogramas reales, esto es, 0.01s, lo que hace posible estudiar frecuencias de hasta 50 Hz.

La **Figura 3-14** muestra un ejemplo de mallado de uno de los modelos estudiados en esta tesis. Se observa que la densidad de elementos dentro y en la vecindad del conducto es mucho mayor, esto debido al ajuste que el programa aplica teniendo en cuenta los rangos de frecuencia y velocidad de onda existentes en cada segmento de los dominios. Debido a que la fuente está dentro del fluido y que es allí donde se espera que tengan lugar frecuencias más altas, es necesario un mallado más fino a diferencia de las regiones alejadas del conducto en el dominio sólido, donde las bajas frecuencias son las dominantes.

Como se mencionó anteriormente, la máxima frecuencia que alcanzan los espectros de los sismos sintéticos es de 50 Hz, (fijada por la tasa de muestreo por las razones que se expusieron anteriormente), por otro lado, la velocidad acústica mínima dentro del fluido (magma) está alrededor de 2100 m/s, de esta manera las ecuaciones (**3-13**) nos aseguran que el tamaño máximo del elemento dentro del dominio fluido se ubicará entre 21 y 28 m. Si medimos una de las aristas más largas de un triángulo cercano a la fuente (donde hay mayor densidad de triángulos), se observa que esta mide casi 22 m (**Figura 3-14** - derecha), cumpliendo las exigencias del método en cuanto al tamaño máximo de los elementos.

Figura 3-14: Discretización de los dominios que intervienen en el modelo (izquierda). Detalle del lado de uno de los triángulos cercano a la fuente (derecha).



3.5 Resultados

Tal como se describió en la sección 3.1.2. Sturton & Neuberg (2006), proponen la existencia de *subeventos* con base en sismogramas sintéticos que se han obtenido variando la longitud de la columna de magma en el modelo. Con base en esta teoría, en este estudio se buscaron dentro de sismogramas reales, evidencias de tales subeventos, ya que, de encontrarlas, proporcionarían la base de una de las restricciones más importantes de este trabajo, la longitud de la columna de magma en el modelo. Es así como se procedió a la revisión visual y sistemática de las formas de onda reales de las componentes verticales de la estación Cufiño, teniendo en cuenta la distinción entre las familias de los grupos G1 y G2.

Un aspecto de forma, más que de fondo, tiene que ver con la palabra “subeventos” acuñada por Sturton & Neuberg (2006), ya que, al tratarse de reflexiones en los extremos del conducto, un término más adecuado podría ser “eco” *...repetición de un sonido producida al ser reflejadas sus ondas por un obstáculo (DRAE – Diccionario de la lengua española)*, esto debido a que la palabra subeventos haría referencia a una seguidilla de eventos que aparecen después del sismo principal, en la fuente donde apareció el primero.

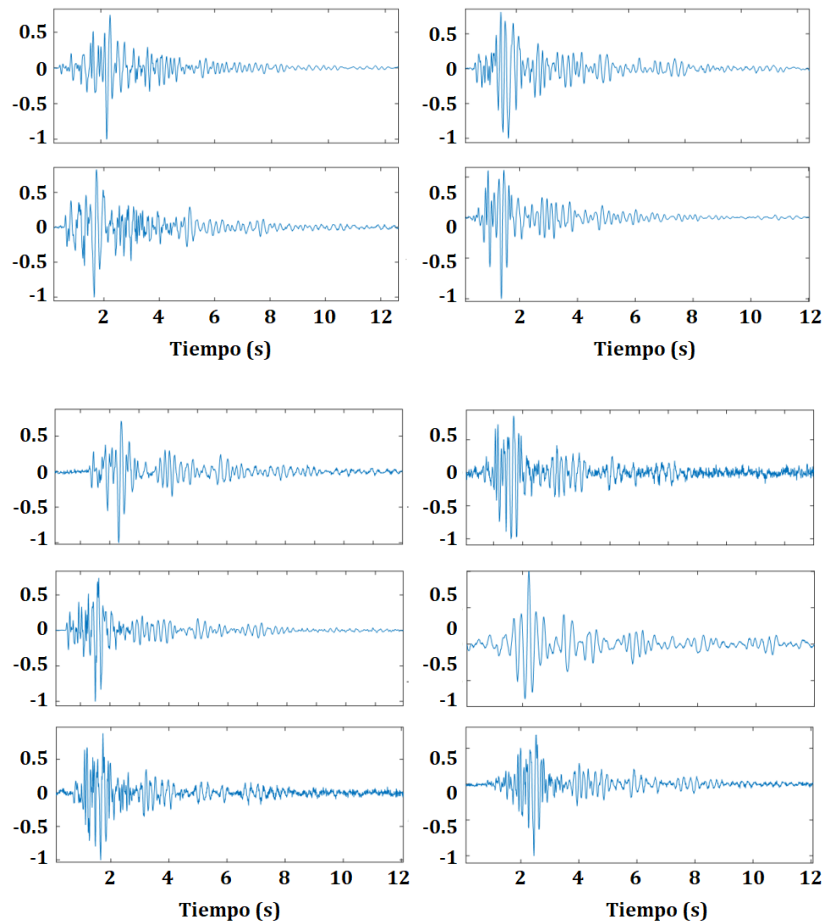
3.5.1 Verificación de eco sísmico en sismogramas reales

La variedad de formas de onda encontradas a lo largo del periodo de estudio es amplia y no todos los sismos muestran un comportamiento “pulsátil” suficientemente claro (**Figura 3-15** - superior), que es la característica, que, por simple inspección visual, daría indicios de la existencia de eco en el sismograma, sin embargo, un conjunto de sismos, con un número de elementos nada despreciable respecto al total de sismos analizados, muestra pulsos de energía que se atenúan con el tiempo (**Figura 3-15** - inferior).

En la mayoría de estos sismos fue posible medir con cierta precisión el tiempo entre la cresta de un pulso y la siguiente correspondiente al pulso consecutivo. Posteriormente se demuestra que, a través de la lectura de la duración de estos pulsos, es posible encontrar una ecuación que calcule un valor aproximado de la columna de magma y para algunos

sismos más claros, teóricamente se podría calcular, la posición vertical de la fuente respecto al tope o base de dicha columna.

Figura 3-15: Algunos ejemplos de sismogramas reales (sin procesar) registrados por la estación Cufiño a lo largo del periodo estudiado, 2004-2010. Los primeros cuatro (superior) paneles son ejemplos de eventos sin un comportamiento pulsátil claro, mientras que en los seis paneles siguientes (inferior), estos pulsos aparecen claramente. El eje vertical corresponde a la amplitud normalizada.

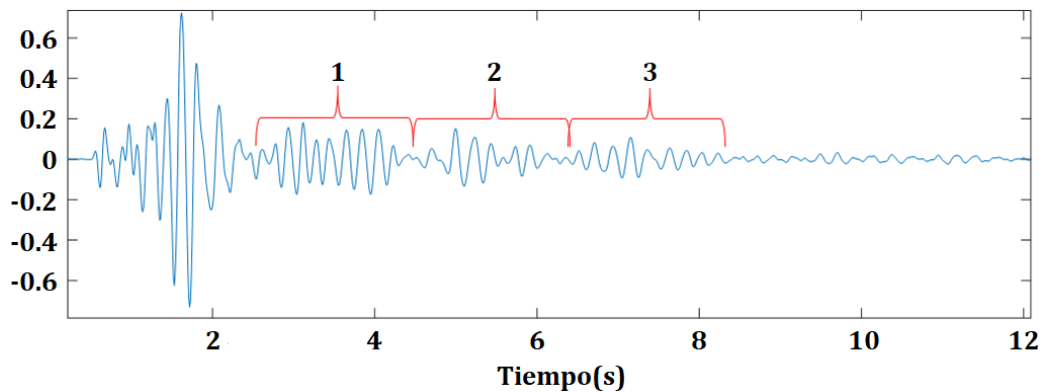


Esta primera confirmación por inspección visual de una posible evidencia de eco en los sismos revisados, abre la puerta para un análisis más detallado.

Para esto, se procede entonces a realizar la selección de una muestra de sismos de los grupos G1 y G2 por separado y la aplicación de un tratamiento sencillo sobre los sismogramas, que básicamente consiste de un filtro para eliminar de ruido de alta frecuencia.

La **Figura 3-16** es una ilustración general donde se resaltan las duraciones de cada pulso. Estos intervalos se pueden medir también desde la cresta de un pulso hasta la cresta del siguiente, o, desde una cresta o valle cualquiera de una onda dentro de un pulso, hasta su onda correspondiente en el siguiente pulso, lo que en realidad es algo más complicado. Estas distintas formas de medir arrojan diferencias mínimas entre ellas, esto se comprobó después de obtener las lecturas de tiempo correspondientes.

Figura 3-16: Lectura del tiempo de cada pulso. Para esta ilustración los corchetes tienen el mismo tamaño. Las marcas 1, 2 y 3, representan la duración de cada pulso. En general 1, 2 y 3 son ligeramente diferentes.



Las características de muestra seleccionada para la lectura de las duraciones de eco sísmico y los resultados obtenidos de se muestran en la **Tabla 3-6**, donde se observa que se escogieron sismos del grupo G1 durante el emplazamiento del domo de 2006 y del grupo G2 para eventos registrados unos meses antes de los domos de 2006 y 2008.

Tabla 3-6: Resultados de la medición de los intervalos de eco sísmico.

PARÁMETRO	G1-2006	G2-2006	G2-2008
Numero sismos	75	73	119
Media (s)	1.99	1.87	1.98
Error típico (s)	0.04	0.03	0.09
Desviación estándar (s)	0.35	0.23	0.96

Estos resultados constituyen la clave para aplicar una constricción física a la longitud de la columna de magma con base en el siguiente razonamiento.

3.5.2 Longitud de la columna de magma con base en el eco sísmico

Si suponemos que la mayor parte de la energía liberada en la fuente viaja a lo largo de la columna de magma y se transmite hacia la corteza en mayor proporción por el tope y la base de la misma, los pulsos de los sismogramas representan la energía que escapa del conducto por sus extremos. De ser así, el lapso entre un pulso y el siguiente corresponde al tiempo de viaje que le toma al pulso en recorrer la trayectoria tope-base-tope (A-A1-B o B-B1-C), en la **Figura 3-17**, esto es, 2 veces su longitud, por tanto, la longitud de la columna quedaría determinada por:

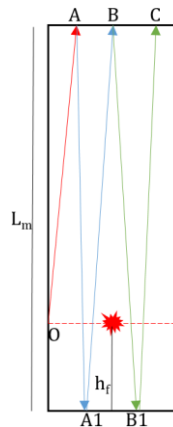
$$L_m = \frac{ct}{2} \quad (3-14)$$

Donde c es la velocidad de onda acústica en el fluido y t el tiempo leído entre pulsos sucesivos.

Las letras B y C de la **Figura 3-17**, representarían los pulsos 1 y 2 en la **Figura 3-16**.

Nótese que en este sencillo razonamiento no se ha incluido el primer tren de ondas, el cual sigue la trayectoria O-A, y tampoco se hace referencia a las reflexiones A1 y B1 en la base, que serán discutidas en la siguiente sección.

Figura 3-17: Representación de las reflexiones sucesivas que generan eco sísmico. La estrella roja corresponde a la fuente que se encuentra a una altura h_f desde la base de la columna de magma y las líneas inclinadas representan el número de veces que las ondas tienen que viajar para retornar al tope de la misma (no corresponden a rayos sísmicos).



Finalmente, con base en las lecturas de los tiempos entre pulsos que se consignaron en la **Tabla 3-6**, los valores de velocidad acústica registrados en la **Tabla 3-5** y la ecuación (**3-14**), se construyó una matriz de valores probables de longitud de columna de magma que se presentan en la **Tabla 3-7**.

Tabla 3-7: Valores posibles de longitud de la columna de magma con base en la velocidad acústica estimada en la sección **3.4.2** y los valores de intervalos de tiempo entre pulsos sucesivos de la **Tabla 3-6**. Los valores resaltados en negrilla corresponden al valor mínimo y máximo que toma la longitud del conducto dentro de esta matriz.

Velocidad acústica (m/s)	G1-2006 (m)	G2-2006 (m)	G2-2008 (m)
2485	2472±50	2320±34	2459±109
2254	2242±46	2105±31	2231±99
2093	2082±42	1954±29	2071±92

De acuerdo con los resultados de la **Tabla 3-7** es posible acotar la longitud de la columna de magma que participa en la generación de sismos LP del VG, a un intervalo entre 1920 m y 2750 m., teniendo en cuenta el error por debajo del valor mínimo consignado en la matriz y el error por encima del valor máximo de longitud.

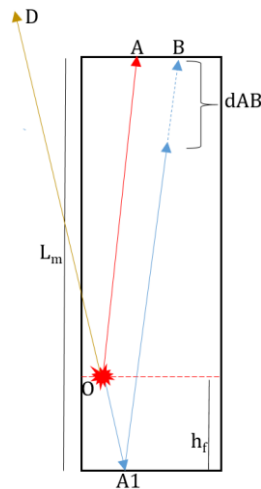
3.5.3 Primeras ondas de corteza y reflexiones en la base

Una vez la fuente libera su transitorio de energía a una altura h_f de la base de la columna de magma, este se mueve en ambas direcciones (**Figura 3-18**), hacia arriba siguiendo la trayectoria representada por O-A y hacia abajo siguiendo O-A1, adicionalmente la presión que ejerce la fuente sobre el segmento de pared más cercano, crea ondas que viajan directamente hacia el sismómetro siguiendo la trayectoria O-D, de hecho, estas ondas son las primeras en llegar al sismómetro, dado que el medio por el que viajan les proporciona mayor velocidad.

Por otro lado, las ondas dentro del conducto, que siguen la trayectoria O-A, arribarán al sismómetro más rápido que aquellas que toman la trayectoria O-A1-B, con una diferencia temporal que depende de la posición vertical de la fuente y la velocidad acústica de las ondas en el fluido, en la **Figura 3-18** esta diferencia se ha representado como dAB. Esta

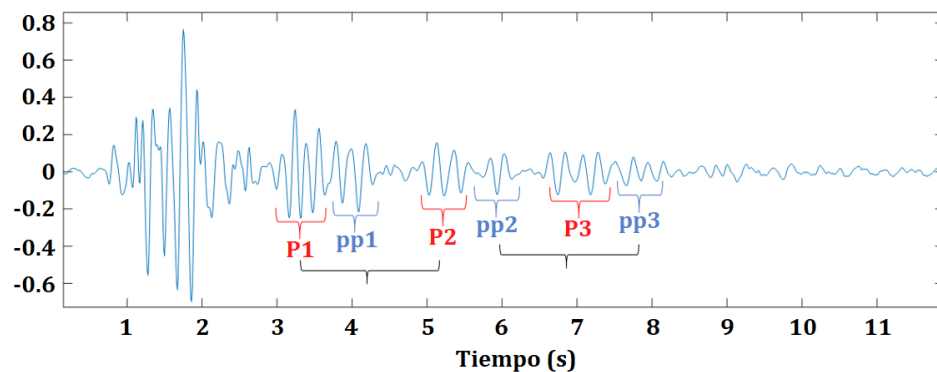
diferencia se mantendrá aproximadamente constante mientras duren las sucesivas reflexiones (eco) dentro del conducto, lo que en los sismogramas reales debería ser distinguible si la fuente actúa a una distancia suficiente de la base o el tope del conducto.

Figura 3-18: Representación de las diferentes trayectorias (líneas inclinadas) que tomarían las ondas a partir del transitorio de presión generado en la fuente a una altura hf de la base (estrella roja). Las líneas inclinadas en la ilustración no corresponden a rayos sísmicos en un sentido estricto.



La **Figura 3-19** muestra lo que podría ser una confirmación del fenómeno explicado anteriormente, en este sismograma real, los pulsos P_1 , P_2 y P_3 corresponderían a la energía que llega al tope antes que sus correspondientes reflexiones en la base pp_1 , pp_2 y pp_3 y que alcanzarían el tope con algo de retraso. Se espera que la diferencia temporal entre P_1 y P_2 , por ejemplo, sea muy similar a la de pp_1 y pp_2 .

Figura 3-19: Sismograma real con detalle de los diferentes pulsos asociados a los arribos de trenes de onda tanto al tope como a la base de la columna de magma.



En cuanto al primer paquete de ondas en el sismograma, el de mayor amplitud, contiene tanto la energía de las ondas directas de fuente que viajaron por la corteza, trayectoria O-D en la **Figura 3-18**, las ondas directas que viajaron por el conducto siguiendo la trayectoria O-A y las reflejadas en la base que recorrieron A1-B, en ese orden de arriba, por tanto, es un paquete más difícil de discriminar, adicionalmente porque su contenido frecuencial es “más completo” ya que lleva abundante información espectral del mecanismo de fuente, a diferencia de sus pulsos subsiguientes, cuyas trayectorias son más largas (varias veces la longitud del conducto) y filtra las altas frecuencias de origen, permitiendo una mejor distinción sin tener que aplicar filtros digitales sobre el sismograma.

Sin embargo, si fuese posible contar con sismogramas sobre los que se pudiera distinguir dentro del primer paquete el arribo de las ondas que siguen las trayectorias O-A y O-A1-B, sería posible estimar la ubicación de la fuente dentro de la columna de magma.

3.5.4 Deducción de la profundidad de la fuente

En la **Figura 3-20** observamos el diagrama esquemático de una columna de magma de longitud L_m con una fuente a una profundidad P_f desde el tope o lo que es lo mismo una altura h_f desde la base, las primeras ondas ascendentes recorren una distancia x_1 siguiendo la trayectoria O-A desde la fuente hasta el tope del conducto (línea roja), mientras que las ondas que descienden por el conducto recorren una distancia x_2 a través de la trayectoria O-A1-B (línea azul), causando una reflexión en A1.

En un sismograma, en el que fuese posible distinguir estos arribos, se tendría la lectura de los tiempos t_1 y t_2 para las ondas que alcancen los puntos A y B respectivamente, por lo tanto:

$$t_1 = \frac{x_1}{c}, t_2 = \frac{x_2}{c} \quad (3-15)$$

donde c es la velocidad de onda acústica, de aquí:

$$x_2 - x_1 = c(t_2 - t_1) = 2h_f \quad (3-16)$$

$$h_f = \frac{1}{2}c(t_2 - t_1) \quad (3-17)$$

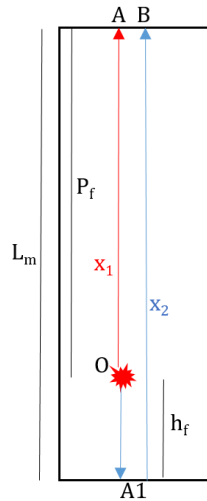
Y ya que,

$$P_f = L_m - h_f \tag{3-18}$$

Se tiene

$$P_f = L_m - \frac{1}{2}c(t_2 - t_1) \tag{3-19}$$

Figura 3-20: Esquema para la deducción de la profundidad de la fuente. La estrella roja representa la posición vertical de la fuente.



En el análisis previo, tanto para la longitud de la columna, como para la profundidad de la fuente con base en los sismogramas reales, no se ha tenido en cuenta la distancia entre el tope del conducto y la posición del sismómetro, sin embargo, tanto la distancia como el medio serían los mismos para las ondas que alcanzan el tope, puntos A y B en la **Figura 3-20**.

Hasta el momento se ha planteado la hipótesis de que la fuente de los sismos LP del volcán Galeras corresponde al eco sísmico dentro de una columna de magma dentro de un conducto de longitud L_m , con origen en un transitorio de presión representado por una función con un ancho de banda centrado en una frecuencia f_0 ; la energía generada sufre sucesivas reflexiones en la base y tope del conducto que en gran medida determinan la forma de onda y contenido espectral de los sismogramas. En las secciones que siguen se pondrá a prueba este razonamiento, utilizando los elementos que se indagaron en las primeras secciones para la estructuración y ejecución de modelos que se resuelven mediante el método de elementos finitos.

3.5.5 Sismogramas sintéticos

En la **Figura 3-21** y **Tabla 3-8** se muestra el esquema general para la estructuración de los modelos de sismos LP en Galeras, cuyas soluciones corresponden a los sismogramas sintéticos, y cuyas características generales se espera que simulen de manera aproximada a aquellas de los sismogramas reales.

Figura 3-21: Esquema de los elementos que constituyen la base de los modelos que se estructuraron y ejecutaron para generar sismogramas sintéticos. La figura no se presenta a escala para visualizar mejor los rasgos pequeños del modelo.

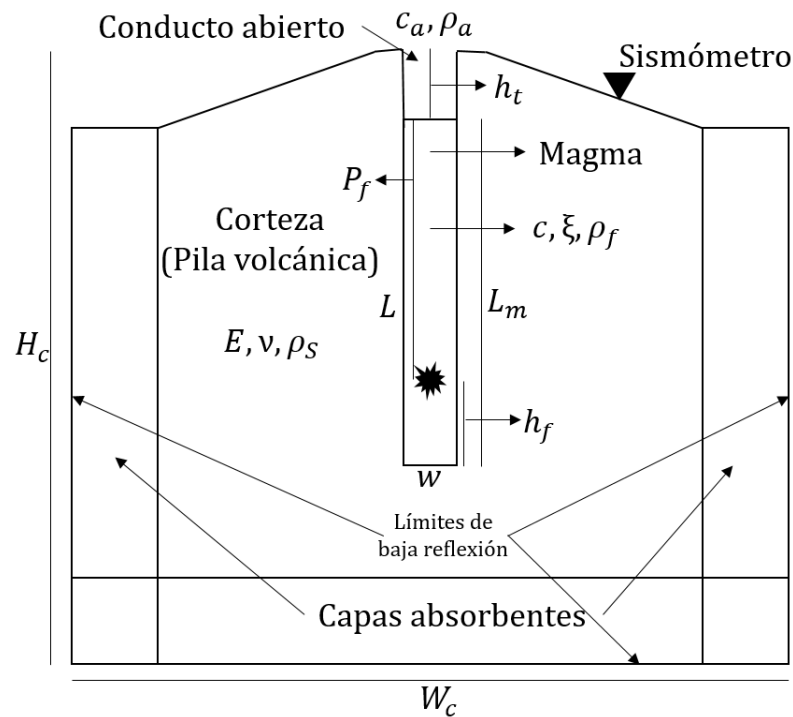


Tabla 3-8: Descripción de cada parámetro utilizada en el esquema de la **Figura 3-21**. Los campos que contienen la palabra “variable” implican que su valor correspondiente es modificable para dar paso a distintas configuraciones del modelo.

PARÁMETRO	DESCRIPCIÓN	VALOR, UNIDADES
H_c	Espesor de la corteza	5000 m
W_c	Ancho de la corteza	7000 m
L	Longitud del conducto	variable (m)
L_m	Longitud de la columna de magma	Variable (m)

w	Ancho del conducto	30 m
P_f	Profundidad de la fuente respecto al tope del conducto	variable (m)
h_f	Altura de la fuente respecto a la base del conducto	variable (m)
h_T	Profundidad del tope del conducto respecto a la cima	variable (m)
c	Velocidad acústica del fluido (magma)	variable (m/s)
c_a	Velocidad acústica del aire	343 m/s
E	Módulo de Young	1.9x10 ¹¹ N/m ²
v	Relación de Poisson	0.29
ξ	Viscosidad del magma	variable (Pa*s)
ρ_s	Densidad del sólido (corteza)	2278 kg/m ³
ρ_f	Densidad del fluido (magma)	variable (kg/m ³)
ρ_a	Densidad del aire	1.2 kg/m ³

3.5.6 Reconocimiento de fases y verificación del eco sísmico

En un primer acercamiento a los resultados de los modelos, se analizan los sismogramas sintéticos (**Figura 3-22**) y fotogramas del campo de velocidad en su componente vertical (**Figura 3-23**), producto de la ejecución del modelo c312b01, cuya parametrización se muestra en la **Tabla 3-9**.

Este primer análisis tiene como objetivo poner en evidencia, dentro del sismograma, los arribos al sismómetro virtual, de ondas generadas dentro de una columna de magma, mediante el apoyo de una animación del comportamiento del campo de velocidades, donde se pueden hacer el seguimiento de las trayectorias de los distintos trenes de ondas.

Tabla 3-9: Parametrización del modelo c312b01.

VARIABLE	VALOR
L	4000 (m)
L_m	4000 (m)
h_f	1300 (m)
h_T	300 (m)
c	2485 (m/s)
ξ	2x10 ⁶ (Pa*s)

ρ_f	2509 (kg/m ³)
f_0	5 (Hz) (Ricker)

Se puede observar en la **Tabla 3-9**, que las variables correspondientes a las propiedades físicas del magma han tomado los máximos valores mostrados en la **Tabla 3-5**, con el fin de ejecutar el experimento teniendo en cuenta una alta viscosidad, lo que revelará la posibilidad o no de que la columna de magma pueda sostener resonancia, adicionalmente se ha exagerado la longitud del conducto para hacer distinguibles los diferentes trenes de ondas que arriban al sismómetro virtual.

Adicionalmente, para este caso especial, la longitud del conducto coincide con la longitud de la columna de magma y el sistema está cerrado por ambos extremos, enfatizando el hecho de que la atenuación intrínseca juega un papel sumamente importante en este experimento.

Para la lectura de los resultados, obsérvese que cada marca de tiempo en la componente y del sismograma sintético (**Figura 3-22**), corresponde a un fotograma (**Figura 3-23**) marcado con letras en su parte superior izquierda, donde también se visualiza el tiempo del campo de velocidades correspondiente al fotograma, y dentro de este, las flechas verticales continuas representan la dirección de viaje del pulso dentro de la columna de magma y la flecha a trazos corresponde a la dirección aproximada de la trayectoria de cada perturbación hacia el sismómetro virtual.

Las observaciones de estos resultados se han dividido en cinco segmentos para facilitar su interpretación:

- 1) Los fotogramas a y b, corresponden al arribo de ondas directas desde la fuente al sismómetro viajando directamente por el dominio de la corteza, tales arribos son los marcados con los tiempos 0.46 s y 0.8 s en el sismograma.

En este primer paquete de ondas, no existe energía asociada al viaje de la perturbación inicial a través de la columna de magma, de hecho, hasta ese momento (entre 0.46s y 0.8 s), el transitorio de presión que viaja hacia abajo, apenas está alcanzando la base del conducto, mientras que el que sube, aún está lejos del tope del conducto.

- 2) El fotograma c, muestra las primeras ondas que han atravesado el conducto y llegado al sismómetro viajando a través de la zona más superficial de la corteza, estos primeros arribos de ondas acústicas y de interfase, corresponden a las ondas alrededor de 1.71 s en el sismograma sintético.
- 3) Posteriormente en el fotograma d, hacen su arribo las ondas que viajaron inicialmente desde la fuente hacia la base del conducto, se reflejaron en esta y retornaron por el conducto hacia arriba hasta alcanzar su tope. Este paquete de ondas se puede identificar alrededor de 2.85 s en el sismograma.
- 4) El fotograma e corresponde a ondas que escapan por la base del conducto y se dirigen directamente al sismómetro cruzando la corteza, se observa su arribo en el sismograma alrededor de 3.88 s.
- 5) Finalmente, el fotograma f corresponde al mismo tren de ondas que arribó al instante 1.71 s (fotograma c) y que retorna al sismómetro tras haber cruzado de ida y vuelta la columna de magma, esto se identifica en el sismograma en el tiempo 5.25 s.

Figura 3-22: Sismograma sintético registrado por la componente y del sismograma virtual. Este registro fue generado por el modelo c312b01 (**Tabla 3-9**). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo, puntos rojos sobre los pulsos, están en segundos.

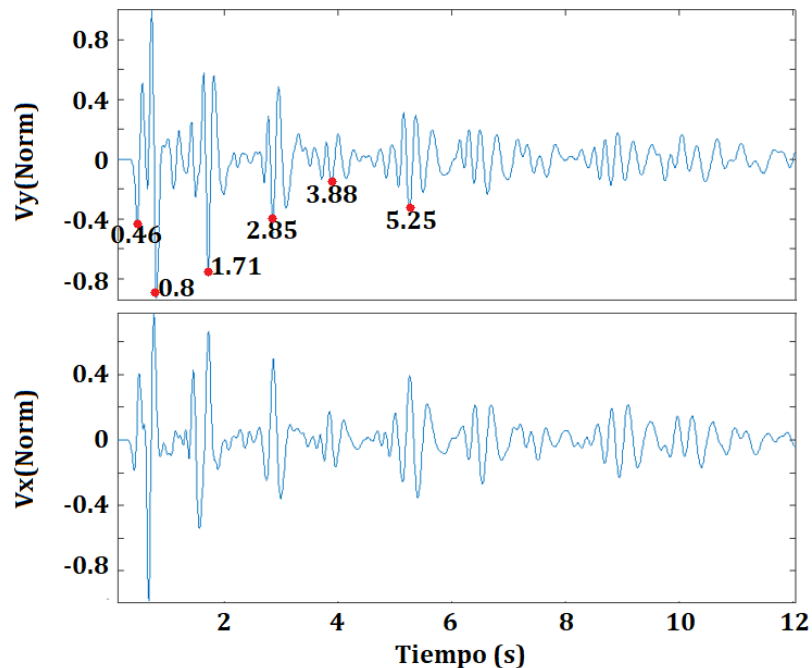
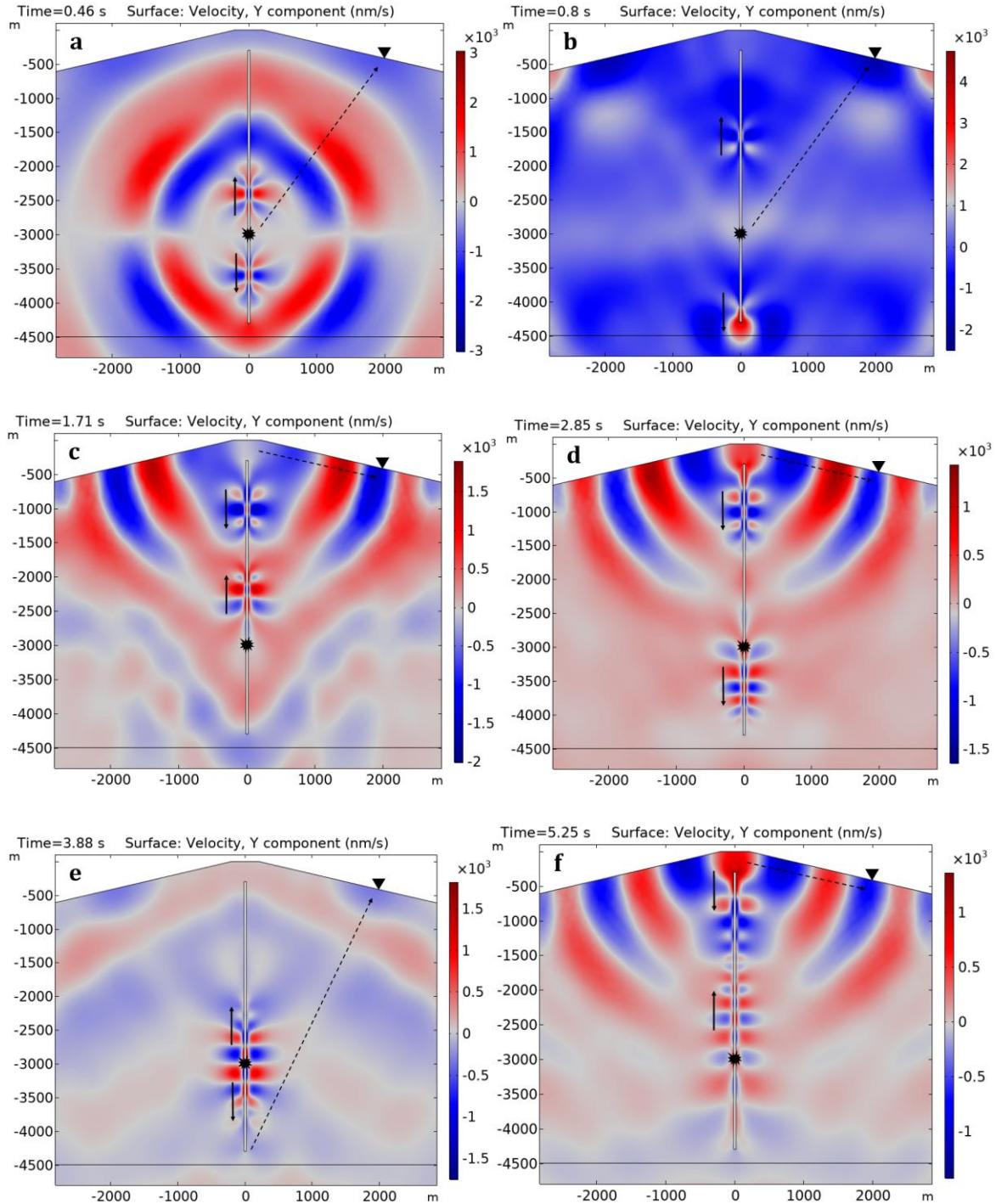


Figura 3-23: Fotogramas para instantes específicos del campo de velocidad (componente vertical - y) del modelo c312b01. La escala a la derecha de la figura no es igual para todos los fotogramas, para resaltar valores pequeños de velocidad en algunos casos.



Los resultados de la simulación c312b01 muestran la factibilidad de que un conducto lleno de magma con propiedades físicas aproximadas a las de magma del VG, pueda generar

sismogramas formados por pulsos originados en un transitorio de presión dentro de la columna, inclusive si esta es más larga de lo que los sismogramas reales lo sugieren.

Por otro lado, en esta primera experiencia se pudieron identificar los diferentes trenes de ondas que alcanzan el sismómetro, lo que en principio habilita la posibilidad de estimar la ubicación vertical de la fuente con base en la ecuación (3-19) y la diferencia de lecturas entre el tiempo de los fotogramas c y d, correspondientes a los tiempos 2.85 s y 1.71 s en el sismograma sintético, este cálculo arroja un valor de 1416 m desde la base, siendo el valor real de 1300 m, lo que implica una diferencia de alrededor de 8 % en la estimación.

3.5.7 Selección de sismogramas sintéticos y modelos promedio asociados

Esta sección tiene como objetivo dar un primer paso en la búsqueda de modelos que se acerquen al fenómeno real. Lo que se pretende es seleccionar uno o varios modelos, cuyos sismogramas sintéticos resultantes, representen de manera bastante general las características de los grupos G1 y G2 definidos sobre sismos reales en el Capítulo II, para luego aplicar consideraciones físicas adicionales y observaciones contextuales de la actividad volcánica en pro de refinar la parametrización inicial de los modelos que se seleccionen.

Se realizaron un total de 225 simulaciones con modelos diferentes, un inconveniente que impidió un número mayor de simulaciones, fue el tiempo de cómputo de los modelos, ya que en un computador convencional (Intel core i7), se requería entre unas horas y unos días para resolver cada modelo. El uso de dos estaciones de trabajo más potentes [Intel(R) Xeon(R) a 3.7 GHz, 16 núcleos y 32 GB de memoria RAM], permitió conseguir el número de simulaciones mencionado.

Los 225 modelos se construyeron con base en combinaciones, algunas de las cuales, incluyeron parámetros de la **Tabla 3-8** que no están marcados como “variables”, esto fue necesario hasta conseguir: (1) Una configuración geométrica apropiada, especialmente con el objetivo de evitar que reflexiones no deseadas hicieran parte de los sismogramas, y (2) Tratando de reducir el número de elementos finitos, para evitar prolongaciones innecesarias en el tiempo de cálculo, pero sin comprometer la precisión de los resultados.

Criterios espectrales

Del conjunto primario de 225 modelos se seleccionaron 63 que contienen exclusivamente combinaciones de los parámetros marcados como “variables” en la **Tabla 3-8**, y sus sismogramas sintéticos resultantes fueron sometidos al proceso de extracción de características espectrales (Anexo A), bajo los mismos criterios con que se trataron los sismogramas reales en la sección **2.1.1** del Capítulo II.

Para realizar una selección apropiada, con modelos cuyos sismogramas sintéticos mostraran cierta similitud con los reales, se escogieron sismogramas sintéticos permitiendo un margen aproximado de ± 0.3 Hz, en los valores de sus características comparadas con las de sismos reales (Capítulo II). En los casos de las características: relación tiempo-frecuencia e índice de energía se permitió un rango mucho más holgado.

Con estas nuevas restricciones, 54 modelos fueron descartados, los 9 modelos restantes generaron sismogramas con características espectrales que hicieron posible ubicarlos dentro de los grupos G1 o G2 (**Tabla 3-10**) de la siguiente manera:

Tabla 3-10: Características espectrales de los 9 sismos sintéticos que cumplen los criterios para estar incluidos dentro de los grupos G1 y G2. Los valores sombreados con naranja, no están dentro de los rangos exigidos para el correspondiente grupo.

ID	F. Dominante	F. Central	F. Centroide	F. Max. Ener.	Relación t-f	F. Inf 70%	F. Sup 70%	Índice frecuencia
GRUPO 1								
313	4.30	4.35	4.30	4.49	1.86	1.37	5.08	-1.15
325	3.66	4.10	3.71	4.30	1.76	1.17	4.69	-1.40
326	3.27	3.52	3.91	3.52	1.86	1.76	5.47	-1.29
402	2.59	3.96	3.91	4.10	3.71	1.95	5.66	-1.16
405	3.66	3.76	3.91	3.91	2.73	1.76	4.49	-1.15
407	3.66	4.15	4.49	3.91	4.30	1.95	6.25	-0.92
GRUPO 2								
315	5.91	7.67	7.81	6.05	4.10	2.15	10.35	-0.44
330	6.54	6.84	6.84	6.64	6.05	1.56	7.62	-0.34
351	6.54	7.62	6.84	6.64	6.84	3.13	9.96	-0.35

En la **Tabla 3-10** se observa que las propiedades de 6 sismogramas corresponden al grupo G1 y 3 al grupo G2. Aunque la característica “relación tiempo-frecuencia” para los sismogramas de G2 no se cumplió según los requisitos impuestos inicialmente, esto no impide incluirlos ya que las demás características son suficientes.

Criterio de intervalo entre pulsos

A las restricciones espectrales, se deben añadir las restricciones relacionadas con el intervalo entre pulsos medidos en cada sismograma sintético, recordemos que esto acota la longitud del conducto y moldea la forma de onda del registro sísmico.

En la **Tabla 3-11** se han registrado los intervalos de tiempo entre pulsos consecutivos medidos para cada uno de los 9 sismogramas sintéticos seleccionados.

Tabla 3-11: Intervalos de tiempo entre pulsos consecutivos medidos en segundos para los 5 pulsos después del primer paquete de ondas. La última fila muestra el promedio de los cuatro intervalos.

Intervalo (s)	GRUPO 1						GRUPO 2		
Identificador	313	325	326	402	405	407	315	330	351
Int.1	2.58	1.93	1.84	2.30	2.16	2.16	2.38	1.83	1.83
Int.2	2.53	1.93	1.83	2.32	2.46	2.45	2.52	1.83	1.85
Int.3	2.55	1.94	1.83	2.31	2.19	2.44	2.37	1.84	1.84
Int.4	2.34	1.92	1.84	2.32	2.44	2.48	2.51	1.87	1.84
Promedio	2.50	1.93	1.84	2.31	2.31	2.38	2.45	1.84	1.84

Para acotar el número de modelos bajo la restricción de tiempo entre pulsos, es necesario tener en cuenta los valores medidos en los sismogramas reales que se presentaron en la **Tabla 3-6**: 1.87 ± 0.03 s, 1.99 ± 0.04 s y 1.92 ± 0.09 s. Si tenemos en cuenta sus posibles valores extremos, incluyendo el error asociado a cada uno de ellos, se define un intervalo entre 1.84 s y 2.07 s, dentro del cual se mantienen 4 de los 9 modelos, los etiquetados como 325 y 326 del grupo G1 y 330 y 351 del grupo G2.

3.5.8 Propiedades de los modelos promedio seleccionados

Los modelos asociados a los sismogramas seleccionados que se mencionan en la **Tabla 3-10** y la **Tabla 3-11**, tienen características específicas que los diferencian entre sí, pero también poseen características generales que los incluyen en uno de los grupos, G1 o G2. Para analizar este aspecto, en la **Tabla 3-12** se consignan las variables consideradas más importantes que definen las características de los sismogramas sintéticos.

Tabla 3-12: Parametrización de los modelos que dieron origen a los sismogramas sintéticos cuyas características espectrales los hacen comparables con los sismos reales de los grupos G1 y G2.

ID	GRUPO 1		GRUPO 2	
	325	326	330	351
H ₂ O (wt%)	1.5	1.0	1.0	1.0
L (m)	3000	3000	3000	3000
L _m (m)	1960	1960	1960	1960
ρ _f (kg/m ³)	2430	2472	2472	2472
c (m/s)	2093	2254	2254	2254
ξ (Pa.s)	2.0x10 ⁵	4.8x10 ⁵	4.8x10 ⁵	4.8x10 ⁵
f ₀ (Hz)	5	4	8	9
h _f (m)	50	300	300	1000

Un aspecto notable de estos resultados es la coincidencia en los valores de algunas variables, tales como: longitud de conducto (L), longitud de columna de magma (L_m), y en 3 de los 4 modelos (326, 330 y 351), las variables son iguales a excepción de la frecuencia dominante de fuente y en el último modelo la posición de la fuente (h_f).

Otro factor que ayuda a direccionar la configuración de un modelo adecuado, tiene que ver con el contenido de H₂O en la mezcla, ya que, para una mezcla con 1.5 wt% de agua, su densidad y velocidad acústica varían rápidamente desde la superficie hasta unos 2400 m de profundidad (**Figura 3-11**), por tanto, en un conducto de 3000 m medidos desde la cima, únicamente los 600 m más profundos podrían contener magma con valores en sus variables físicas relativamente estables, lo que aleja la posibilidad de adoptarlos como

modelos realistas con base en las observaciones del eco sísmico sobre los sismogramas reales. De esta manera se infiere que modelos con un menor porcentaje de agua en la mezcla, podrían ser más probables.

Se tienen entonces solo 3 posibilidades, el modelo 326 asociado con el grupo G1 y los modelos 330 y 351 asociados al grupo G2.

Es destacable que después de probar diferentes combinaciones de variables, en un número relativamente elevado de modelos (225), los 3 candidatos finales a modelos promedio tienen igual configuración geométrica y de caracterización de magma, su diferencia primordial radica en su frecuencia de fuente, baja (4 Hz) para el representante del grupo G1 y alta (≥ 5 Hz) para los modelos asociados al grupo G2.

No se debe dejar de lado la idea de que estos sismogramas sintéticos representan grupos amplios de sismicidad y corresponden a modelos promedio a partir de los cuales podría ser factible la estructuración de modelos específicos, en el caso en que se requiera estudiar formas de onda específicas.

Adicionalmente, cabe la posibilidad de que resultados similares se obtengan a partir de configuraciones de modelos diferentes que no se probaron en este estudio. Las consideraciones y restricciones físicas, juegan un papel extremadamente importante al momento de refinar la parametrización de un modelo.

En las secciones siguientes se presentan algunas características en tiempo y frecuencia de los tres modelos promedio seleccionados anteriormente.

Modelo promedio del grupo G1 (modelo 326)

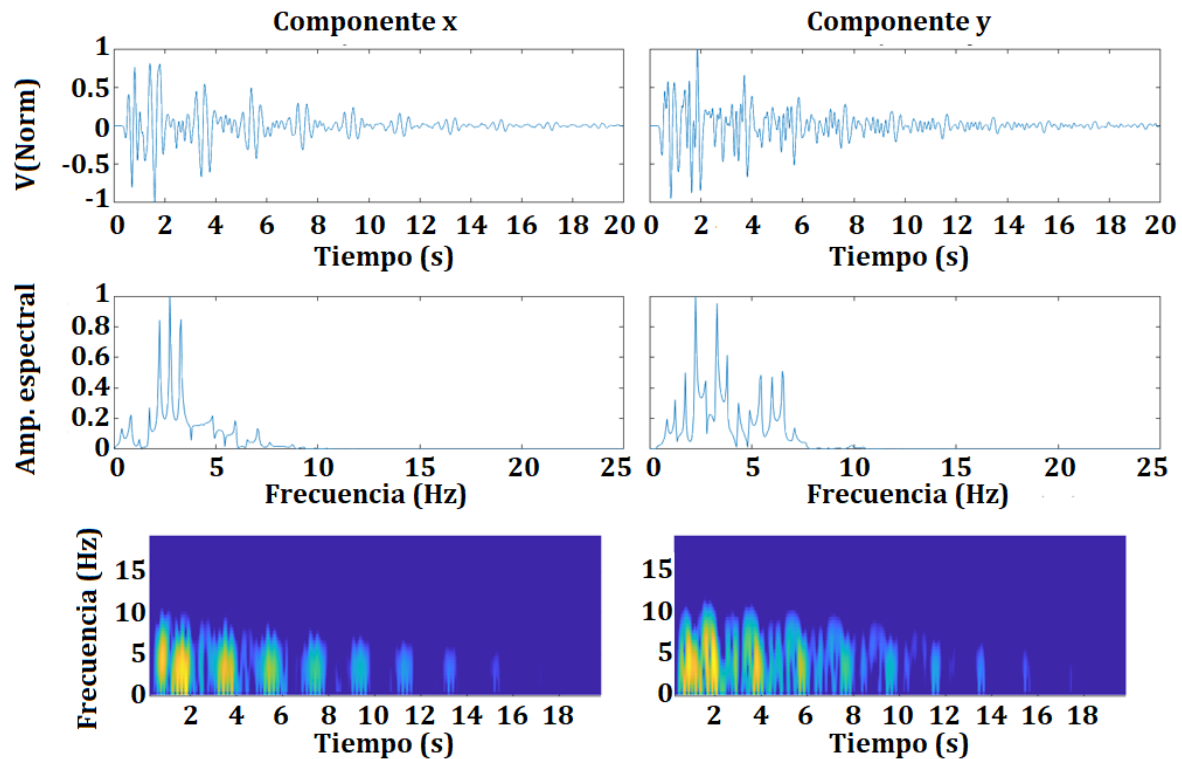
Pasemos ahora a la descripción de algunos detalles de los resultados correspondientes al modelo 326, la **Figura 3-24** muestra las formas de onda, espectros y espectrogramas de las componentes x y y del sismo sintético resultante.

Los sismogramas sintéticos contienen 20 s de registro y muestran característica pulsátil, en caso mucho más evidente en la componente x , tanto en su forma de onda como en su espectrograma.

Sus espectros contienen frecuencias en el rango esperado para sismos del grupo G1, generalmente menores que 7.5 Hz, con una banda estable de mayor energía por debajo de 3.8 Hz en su componente y.

En estos sismogramas no es posible distinguir pulsos correspondientes a las primeras reflexiones en la base del conducto (sección 3.5.2), lo que impediría una estimación de la profundidad de la fuente mediante las ecuaciones (3-15) a (3-19) del razonamiento expuesto en la sección 3.5.2.

Figura 3-24: Formas de onda, espectros y espectrogramas del sismo sintético generado por el modelo 326. Las amplitudes de los sismogramas y espectros están normalizadas.



Ahora centramos la atención en los resultados de las relaciones entre la forma de onda del sismograma sintético y el campo de velocidades en el modelo 326, para esto se presentan la **Figura 3-25** y **Figura 3-26**.

Figura 3-25: Componentes x , y y del sismograma sintético generado por el modelo 326 (Tabla 3-12). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo anotados sobre los pulsos están en segundos.

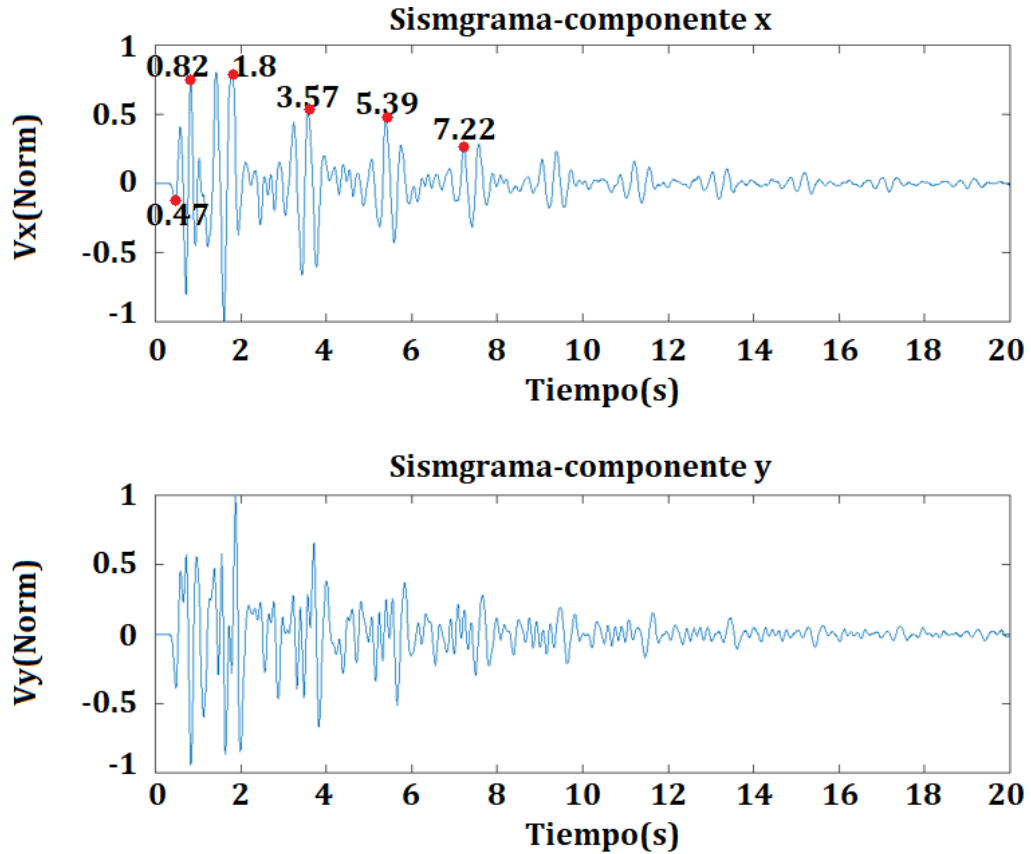
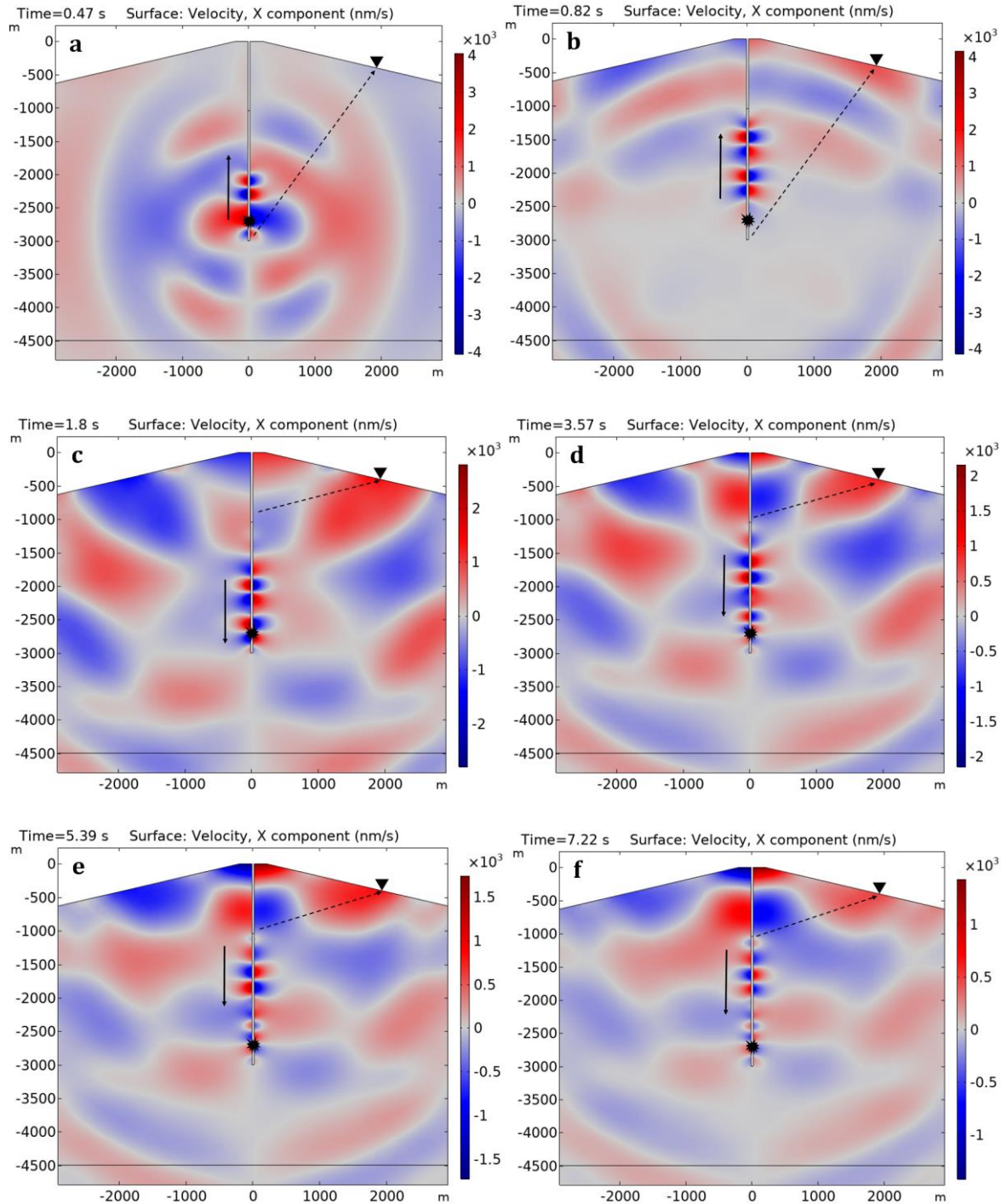


Figura 3-26: Fotogramas del modelo 326 para instantes específicos del campo de velocidad (componente horizontal - x). La escala de velocidad a la derecha de la figura no es igual para los diferentes fotogramas. En esta figura y posteriores figuras análogas a esta, las flechas negras continuas representan la dirección de propagación de la perturbación dentro del conducto, mientras que las flechas negras punteadas indican la dirección de propagación de los frentes de onda fuera del conducto.



Los fotogramas a y b, que corresponden a los tiempos 0.47 y 0.82, muestran ondas que llegan al sismómetro viajando directamente por la corteza, desde una zona cercana a la fuente, de hecho, en b se observa que el transitorio de presión aún continúa su viaje ascendente por el conducto, sin que haya alcanzado aún su tope.

Los fotogramas c, d, e y f y sus correspondientes marcas de tiempo en la **Figura 3-25**, corresponden al arribo de ondas compresivas que dejan el conducto por su tope y alcanzan el sismómetro viajando por la parte superior de la corteza.

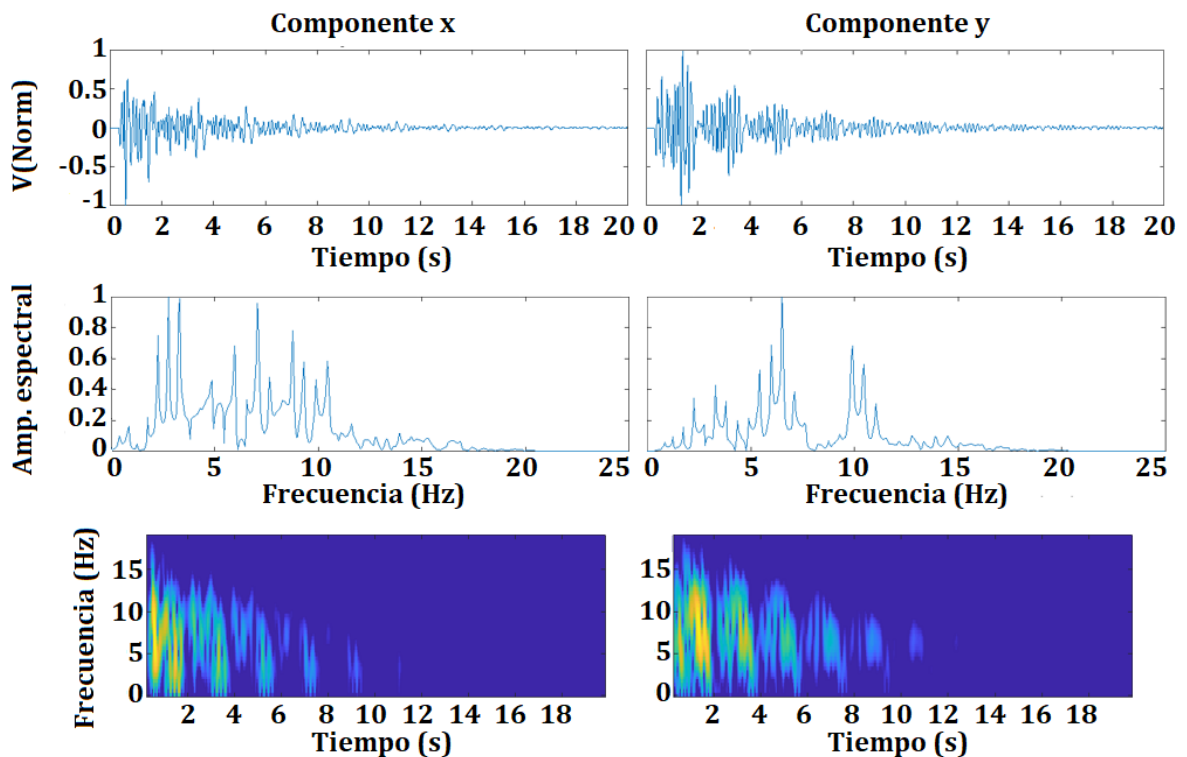
Modelos promedio del grupo G2

Los resultados de sus correspondientes sismogramas sintéticos se muestran en la **Figura 3-27**, **Figura 3-28** y **Figura 3-29** para el modelo 330 y la **Figura 3-30**, **Figura 3-31** y **Figura 3-32** para el modelo 351, la única diferencia entre este par de modelos es la posición de la fuente, que para el primer caso es de 300 m y para el segundo de 1000 m respecto a la base.

De la misma forma que en la sección anterior, en estas figuras se resaltan instantes de tiempo en los sismogramas y fotogramas, que se corresponden entre sí.

Modelo 330

Figura 3-27: Formas de onda, espectros y espectrogramas del sismo sintético generado por el modelo 330. Las amplitudes de los sismogramas y espectros están normalizadas.



Observamos en la **Figura 3-27** la característica pulsátil de los sismogramas, en este caso más acentuada en la componente y .

Su espectro es más ensanchado en comparación con el sismograma sintético del grupo G1, ya que en este caso se observa energía hasta los 16 Hz en ambas componentes, con una banda dominante entre 4.8 y 7.5 Hz y una subdominante entre 9 y 11.5 Hz, en la componente y .

Se observa también que cada paquete está compuesto por un primer segmento de alta frecuencia y un subsiguiente de menor frecuencia, este detalle es evidente tanto en el sismograma de la componente y , como en su respectivo espectrograma.

Al igual que en el modelo 326 del grupo G1, en este caso tampoco es posible distinguir pulsos correspondientes a energía reflejada en la base del conducto, imposibilitando una estimación de la profundidad de la fuente desde los sismogramas.

Figura 3-28: Componentes y , y x del sismograma sintético generado por el modelo 330 (**Tabla 3-12**). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo anotados sobre los pulsos están en segundos.

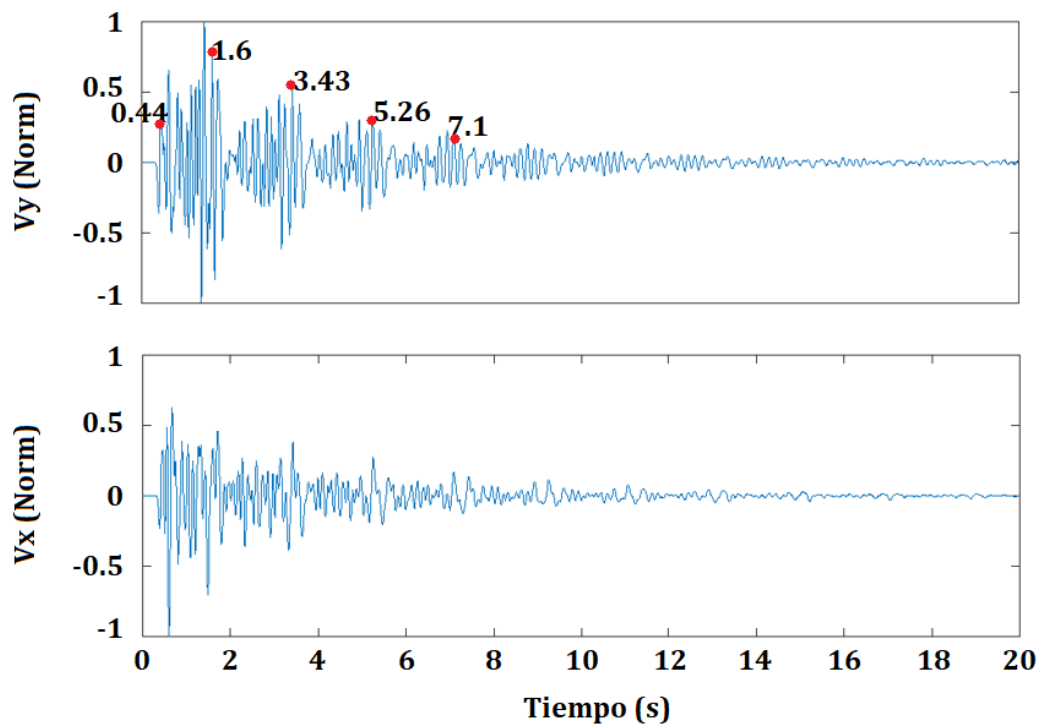
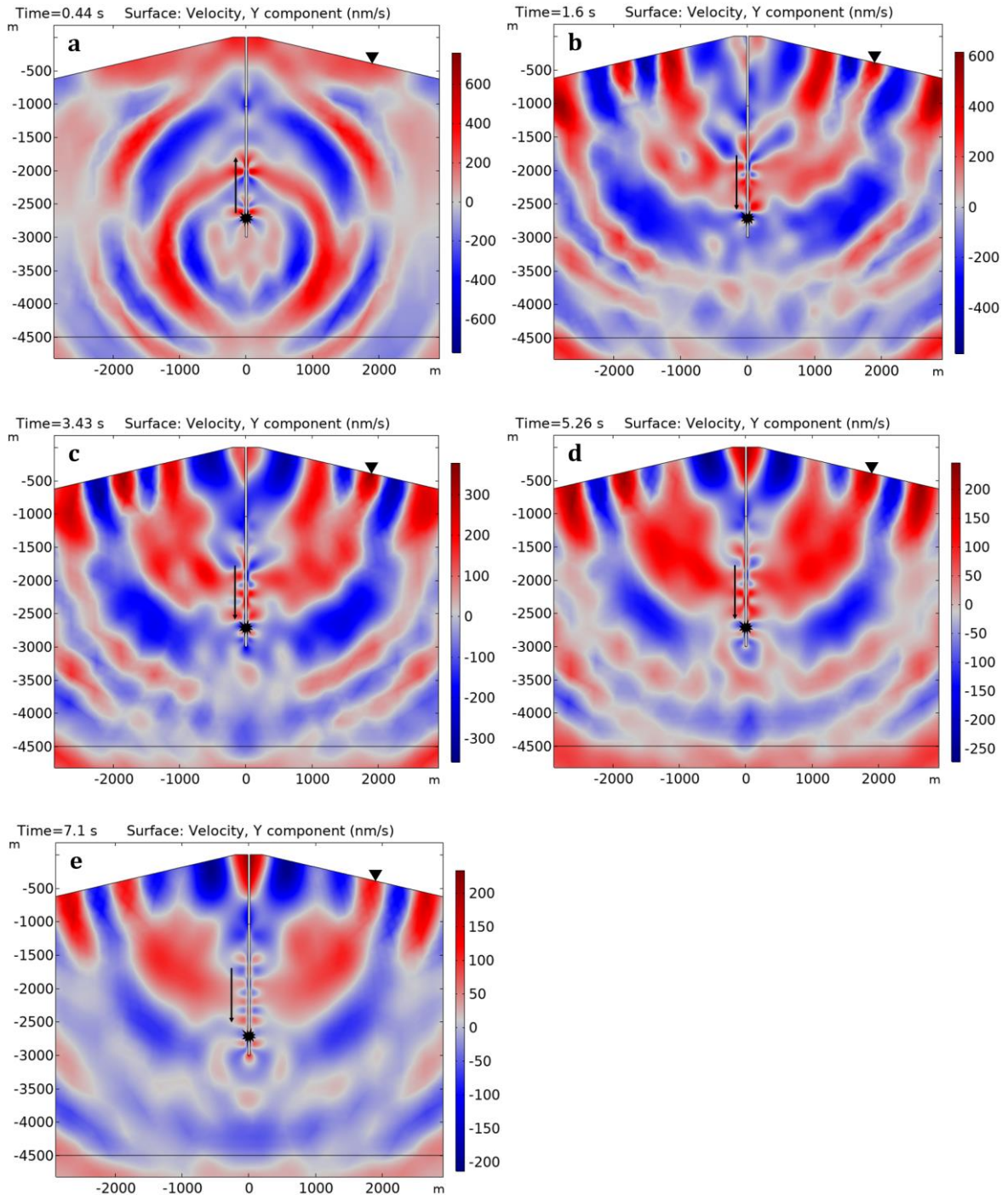


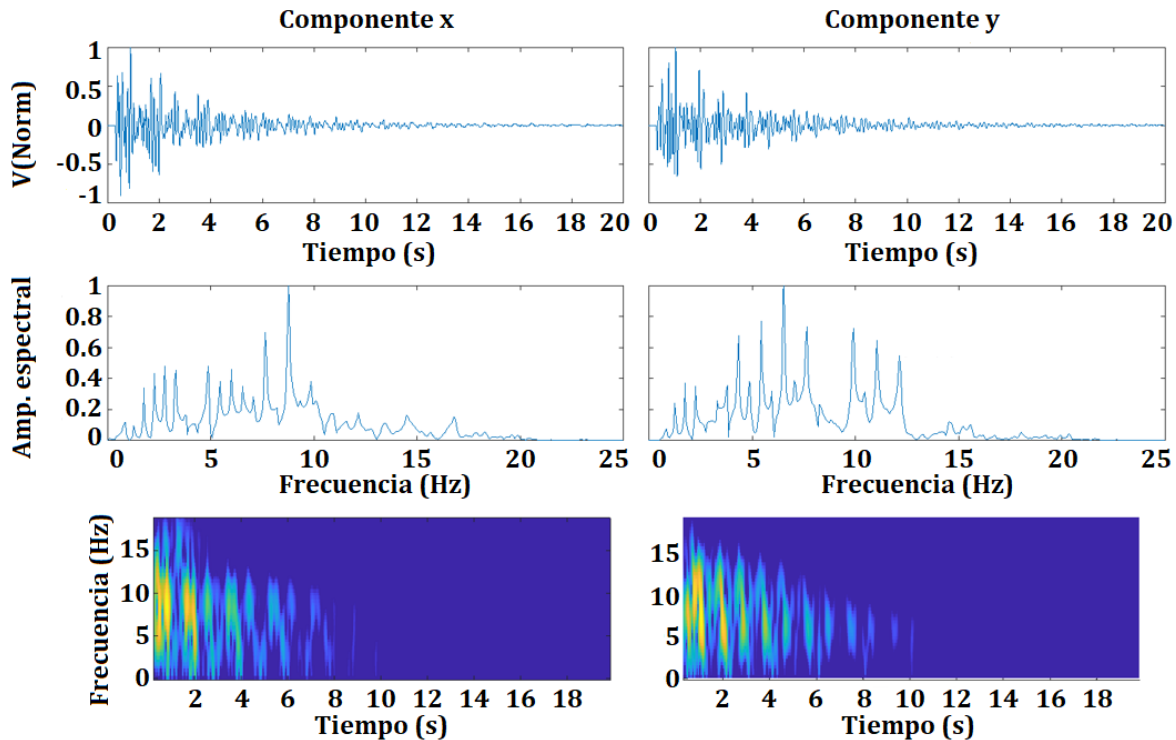
Figura 3-29: Fotografías del modelo 330 para instantes específicos del campo de velocidad (componente vertical - y) con que se propagan las ondas generadas por un transitorio de presión dentro del magma. Nótese que la escala de velocidad a la derecha de la figura no es igual para los diferentes fotografías.



El fotograma a de la **Figura 3-29** corresponde a la configuración del campo de velocidades tras el arribo de ondas directas viajando por la corteza desde una zona cercana a la fuente. Los fotogramas siguientes (b, c, d y e), muestran ondas compresivas llegando al sismómetro tras dejar el tope del conducto y viajar por la zona más superficial de la corteza, las cuales coinciden con sus respectivas marcas en la forma de onda del sismograma sintético.

Modelo 351

Figura 3-30: Formas de onda, espectros y espectrogramas del sismo sintético generado por el modelo 351. Las amplitudes de los sismogramas y espectros están normalizadas.



Los sismogramas de este modelo también muestran un aspecto pulsátil, con energía espectral hasta 16 Hz y bandas importantes entre 3.3 y 8.3 Hz y 9.4 y 12.4 Hz.

Sus espectrogramas exhiben características pulsátiles también, con energía de alta frecuencia al inicio del sismo, que se pierden con el paso del tiempo.

En el sismograma sintético de la componente *y*, se distinguen los pulsos asociados al viaje de la perturbación inicial directamente hacia el tope del conducto y aquellos asociados a la primera reflexión en la base del conducto (**Figura 3-30** y **Figura 3-31**). Estos pulsos

parecen estar igualmente espaciados ya que la fuente se encuentra cercana al centro de la columna de magma.

De esta forma, con las lecturas de tiempo entre pulsos sucesivos realizadas sobre el sismograma (**Figura 3-31**), y aplicando la ecuación (**3-19**), es posible estimar la profundidad de la fuente respecto a la base de la columna de magma, los resultados arrojan: 1026 m, 1037 m y 1014 m, para las respectivas diferencias de tiempo entre los pulsos.

Teniendo en cuenta que el modelo se configuró inicialmente con una profundidad de la fuente de 1000 m respecto a la base, la diferencia encontrada es menor al 4%.

La configuración del modelo 351 facilitó la estimación de la posición vertical de la fuente, debido básicamente a la posición de la misma dentro de la columna de magma, lo que no ocurrió con los modelos descritos anteriormente (326 y 330), en los que la fuente se encuentra cerca de la base del conducto, ya que, para esta relación entre la longitud de columna la posición de la fuente, los trenes de ondas directos y los reflejados en la base no tienen suficiente tiempo para mostrarse distinguibles y prácticamente se combinan, dificultando su reconocimiento en el sismograma.

Finalmente se muestran los fotogramas correspondientes a instantes del campo de velocidades relacionados con arribos concretos visibles en el sismograma, el fotograma a de la **Figura 3-32** tiene como objetivo indicar las diferentes direcciones que toma el transitorio de presión desde su posición de liberación, en ese fotograma se observa que las primeras ondas aún no arriban al sismómetro. Los siguientes fotogramas muestran el arribo de ondas compresivas correspondientes a cada pulso marcado con su respectivo tiempo en la **Figura 3-31**.

Figura 3-31: Sismograma sintético registrado en las componentes y , y x del sismograma sintético generado por el modelo 351 (Tabla 3-12). La amplitud está normalizada y los valores de tiempo sobre los pulsos están en segundos.

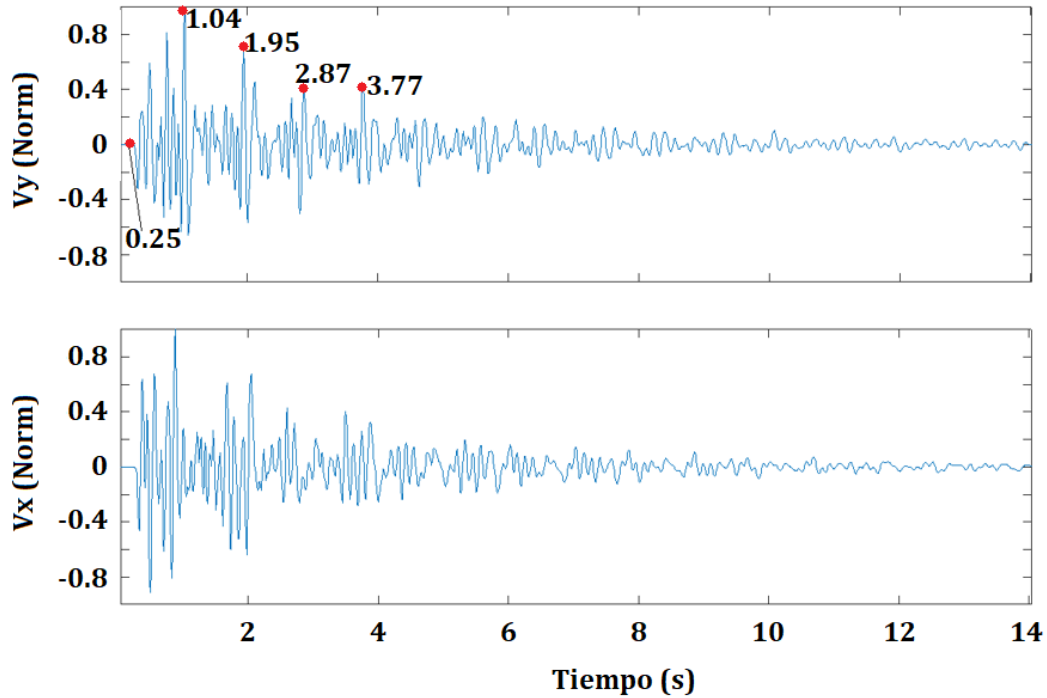
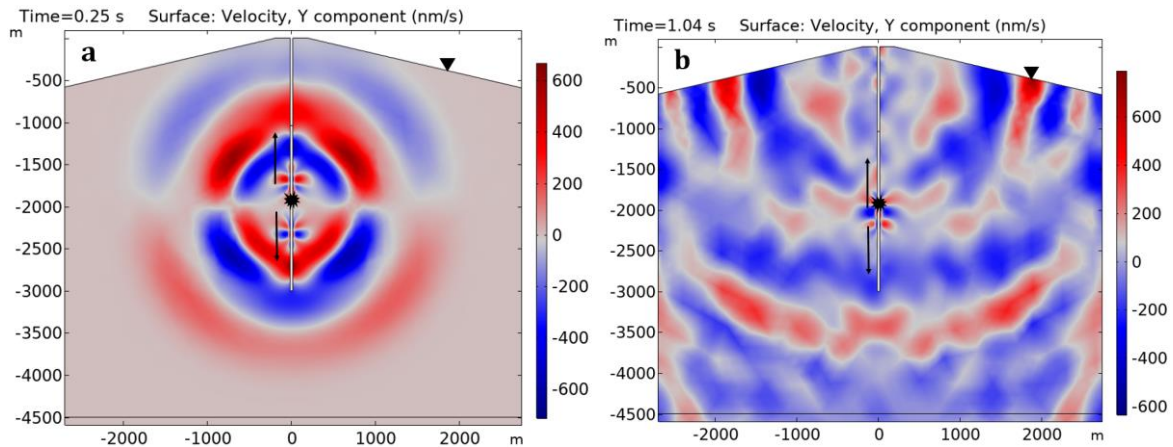
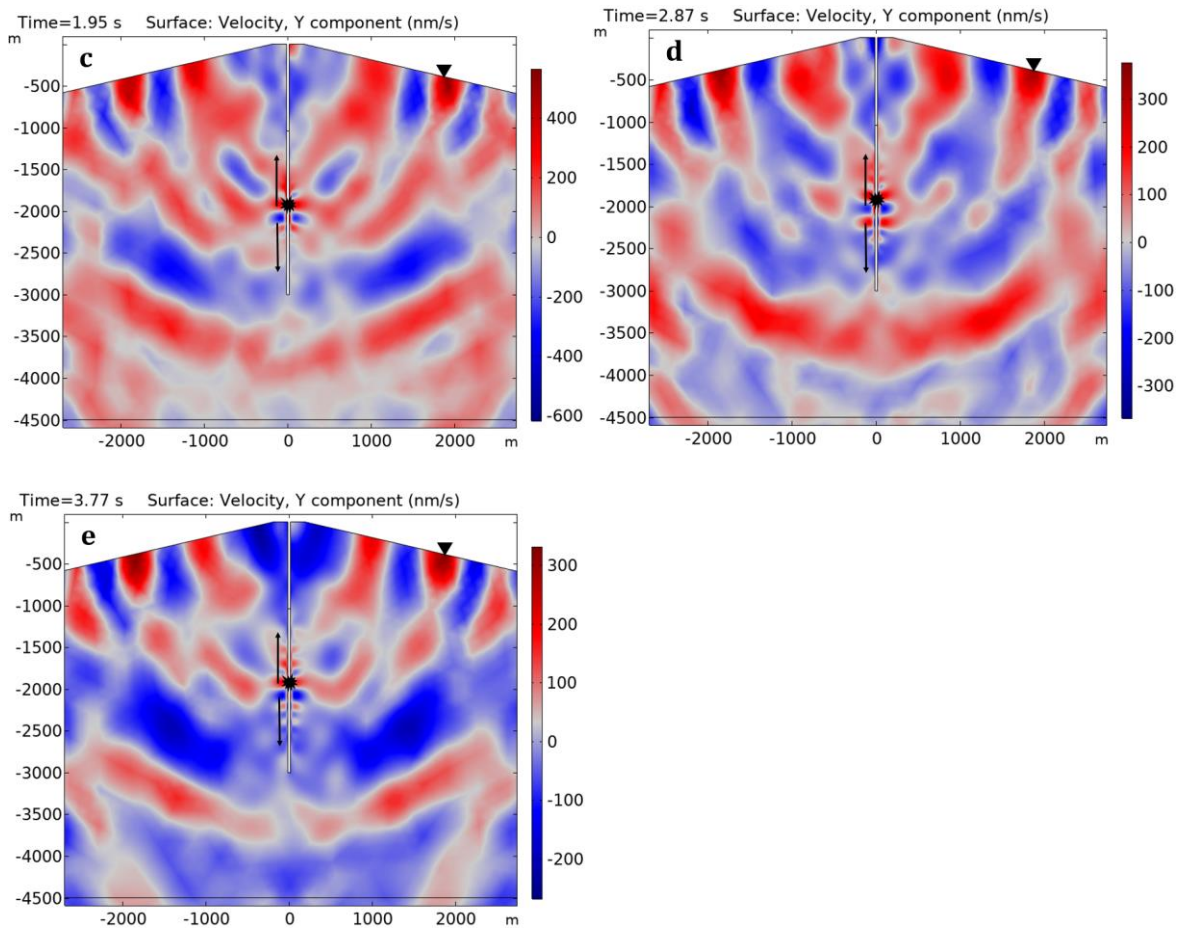


Figura 3-32: Fotografías del modelo 351 para instantes específicos del campo de velocidad (componente vertical - y) con que se propagan las ondas generadas por un transitorio de presión dentro del magma. Nótese que la escala de velocidad a la derecha de la figura no es igual para los diferentes fotografías.





3.5.9 Contextualización y sus consideraciones físicas

Los resultados que se presentaron en las secciones anteriores, muestran buenas aproximaciones al fenómeno real, pese a las limitaciones del modelo. Sin embargo, de estos mismos resultados surgen cuestiones que en parte podrían ser resueltas ajustando a posteriori algunos parámetros de los modelos, con base en observaciones específicas de la actividad volcánica durante el periodo estudiado que conllevan a consideraciones físicas aplicables a este fenómeno.

Consideraciones para los modelos del grupo G1

- a. Ya que los sismos reales del grupo G1 están presentes durante la extrusión del domo en superficie, lo que implica que el tope de la columna de magma está a unos 200 m de la cima del cono, se debe probar la validez del modelo 326 (grupo G1)

exigiendo que el tope de la columna de magma se ubique a una profundidad similar a la real y no a 1000 m como está dispuesto originalmente.

- b. El intervalo temporal entre pulsos de los sismos reales del grupo G1, en promedio es de 1.99 ± 0.04 s, mientras que en el modelo 326 es de 1.83 s, lo que implica la necesidad de incrementar la longitud de la columna de magma.
- c. Dados los resultados hasta aquí presentados, es razonable pensar que la fuente está ubicada en la base del conducto, que es el lugar por donde ingresa material a la columna de magma, por tanto, la fuente se debe acercar a la base del conducto hasta una distancia tal que el efecto de proximidad a su interfase con el sólido no afecte la forma de onda de los sismos sintéticos.
- d. Un último ajuste tiene que ver con la composición de los pulsos en los sismogramas sintéticos, ya que, para un pulso particular, la cantidad de oscilaciones sintéticas es mucho menor a la observada en los pulsos de los sismogramas reales.

Las consideraciones de los literales a, b y c, pueden ser resueltas de manera relativamente sencilla, probando con cambios relativamente pequeños sobre las variables adecuadas en el modelo. Sin embargo, la observación planteada en el literal d, necesita un desarrollo más elaborado, tanto en su planteamiento como en la propuesta de su solución, lo que se describe en la siguiente sección.

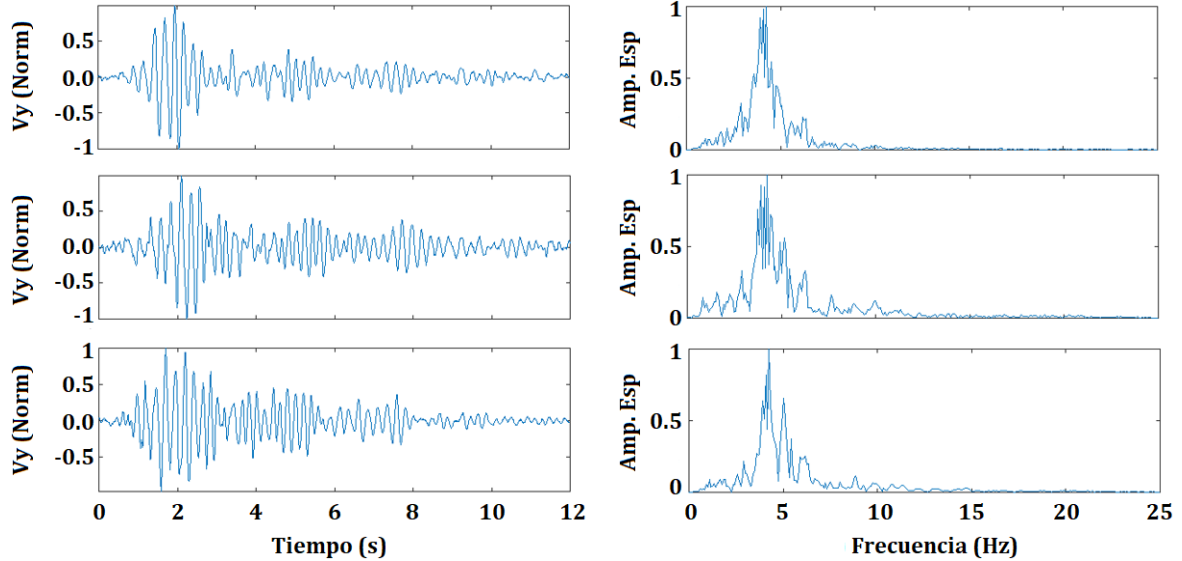
Redefinición de “transitorio”

Los modelos probados hasta aquí, asumen una fuente que actúa de manera transitoria en el tiempo, constriñendo la definición de “transitorio” (en este estudio), a la aplicación de un solo pulso representado por una ondícula tipo Ricker (**Figura 3-4**), con una duración generalmente menor de 0.6 s, dependiendo de su frecuencia.

Esto resulta en sismogramas sintéticos con pocas oscilaciones por pulso (**Figura 3-24**), contrario a lo que se observa en la mayoría de sismogramas reales, donde se distinguen claramente varias oscilaciones por pulso.

En la **Figura 3-33** se exponen tres ejemplos de sismos reales del grupo G1 en los que se observa que cada pulso está compuesto por un paquete de varias oscilaciones.

Figura 3-33: Sismogramas reales donde se observan varias oscilaciones en cada uno de los pulsos. A la derecha se presenta el espectro relacionado con cada sismograma. Ambos tipos de representación tienen amplitud normalizada.

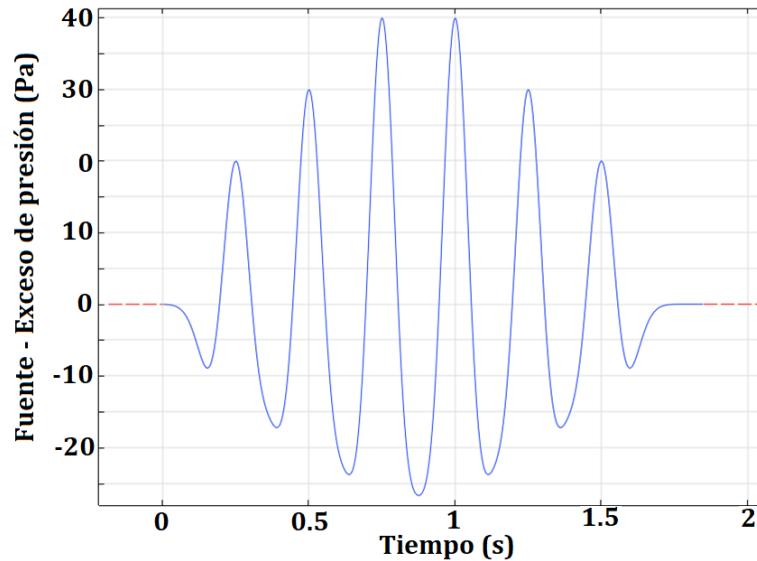


Para incluir este fenómeno en los sismogramas sintéticos, es necesario ampliar el concepto de lo que se entiende por “transitorio” en esta tesis, de tal forma que se permita como fuente, la aplicación de un pulso formado por varias oscilaciones, representado por una cadena de ondiculas Ricker (**Figura 3-34**).

El tiempo de aplicación de la fuente dependerá entonces de la o las frecuencias componentes del pulso, ya que sus ondiculas no estarían obligadas a ser de igual frecuencia, de hecho, cabría también la posibilidad (aunque no es el caso en este estudio), de que cada ondicula se encuentre separada de la anterior por intervalos no regulares.

Esto amplía de manera significativa las posibilidades de modelos que simulen de manera más cercana el comportamiento de algunos sismogramas reales, pero también obliga a una reinterpretación del fenómeno físico que ocasiona la liberación de energía en el punto de acción de la misma.

Figura 3-34: Seis ondículas tipo Ricker conectadas entre sí para formar un pulso de tres crestas con frecuencia de 4 Hz.



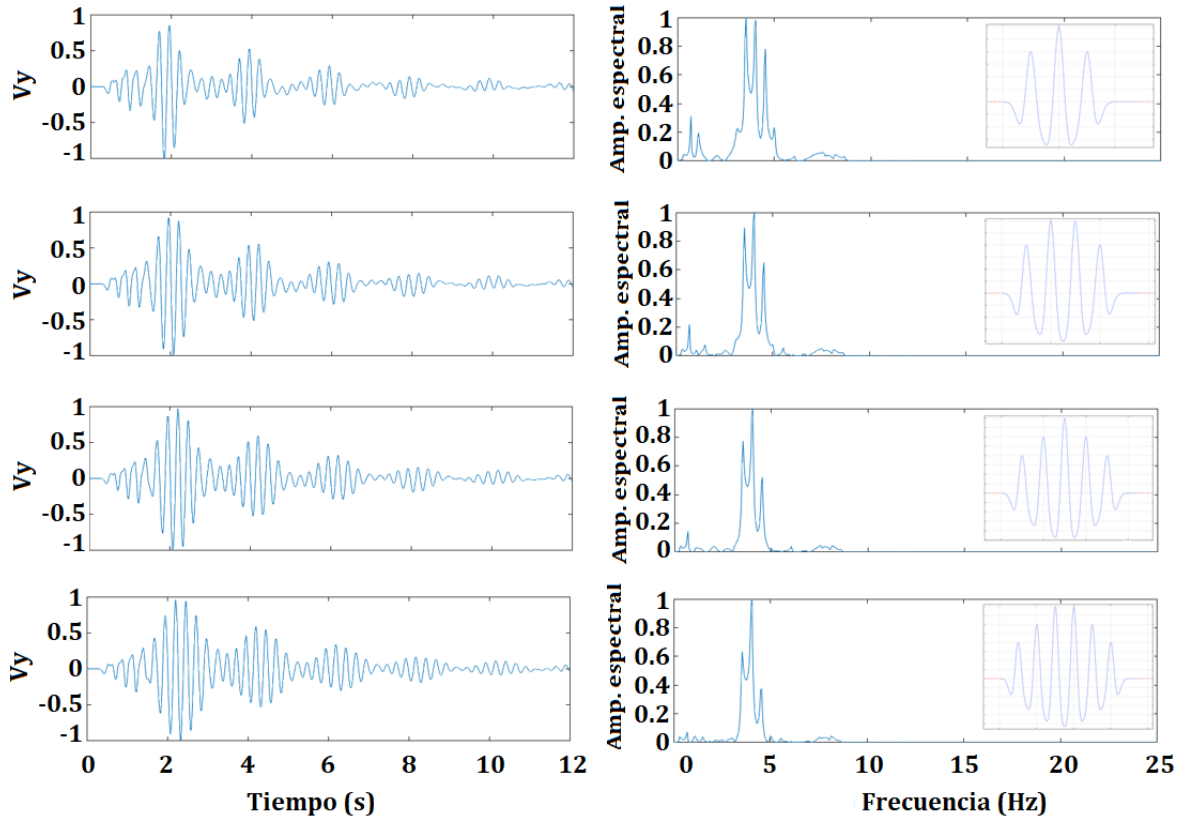
En la **Figura 3-35** se observan sismogramas sintéticos resultantes de la aplicación de diferentes formas de onda de fuente, desde una que contiene 3 crestas hasta una que contiene 6 crestas.

Obsérvese que, a medida que se incluyen más oscilaciones en el pulso de fuente, el espectro se ve afectado mediante ligeros acortamientos del ancho de banda donde radica su frecuencia dominante.

Un mayor número de oscilaciones en el pulso de fuente produce que en el sismograma sintético muestre que los pulsos consecutivos estén más cercanos entre sí.

Finalmente, no se puede descartar, que una misma fuente, ubicada en un mismo lugar, actúe con pulsos de un número diferente de oscilaciones, lo que resultaría en la génesis de formas de onda diferentes, como las que se observan en la **Figura 3-35**.

Figura 3-35: Sismogramas sintéticos donde se observan varias oscilaciones en cada uno de los pulsos. A la derecha se presenta el espectro relacionado con cada sismograma y en el recuadro al extremo, la forma de onda de la fuente aplicada en cada caso.



Consideraciones para los modelos del grupo G2

- a) Ahora, dado que las consideraciones para la sismicidad del grupo G1, implican que:
- 1) el tope de la columna de magma está a 200 m o menos, de la superficie, 2) es necesario incrementar la longitud de su columna de magma y 3) si asumimos que la base del conducto permanece constante a lo largo del periodo estudiado (2004 – 2010), entonces los modelos 330 y 351 del grupo G2 deben ser modificados de tal manera que la profundidad de la base de su columna de magma, coincida con la del modelo para la sismicidad de G1.
- b) Dado que el intervalo de tiempo entre pulsos medido en los sismogramas reales de G2 fue de 1.87 ± 0.03 s y el medido en los sintéticos fue de 1.83 s, no se considera necesario aplicar un ajuste sobre la longitud de la columna.

- c) De la misma manera que para los modelos de G1, se supone una fuente lo más cercana posible a la base del conducto.
- d) Los sismogramas reales de la sismicidad del grupo G2, no muestran pulsos con paquetes de numerosas oscilaciones, es probable que la fuente para este tipo de sismos aplique transitorios más cortos que para el caso de G1, lo que posiblemente evite la necesidad de una fuente representada con varias oscilaciones.

Las consideraciones mencionadas anteriormente, aportan aspectos esenciales a la estructuración de modelos representativos de la sismicidad de interés, como es el caso de sismos que anteceden al emplazamiento de domos de lava y aquellos que se registran durante la construcción de los mismos.

Dicho esto, en las secciones finales se proponen dos modelos para sintetizar sismos específicos pero representativos de los grupos G1 y G2.

3.5.10 Sismos reales vs sintéticos, casos específicos

En esta tesis se han orientado los esfuerzos a generar modelos que simulen características generales de los sismos de los grupos G1 y G2 registrados en el periodo de actividad del VG 2004-2010. No se espera que una misma parametrización genere detalles de sismos específicos o detalles de cada una de las 9 Familias encontradas inicialmente en el Capítulo II, sin embargo, partiendo de estos modelos generales es posible lograr similitudes con sismos representativos de los grupos G1 y G2, ajustando, bajo las consideraciones mencionadas en las secciones precedentes, algunas variables alrededor de los valores que dieron pie a la caracterización general de la sismicidad estudiada. Es así como a continuación se presentan los resultados de la comparación directa entre sismogramas sintéticos y reales.

Se han escogido sismos representativos del grupo G1 correspondientes a la construcción de los domos de 2006 y 2008, y otros sismos representativos del grupo G2 registrados antes del emplazamiento de los domos, tanto de 2006 como de 2008.

Sismos del grupo G1, domos de 2006 y 2008

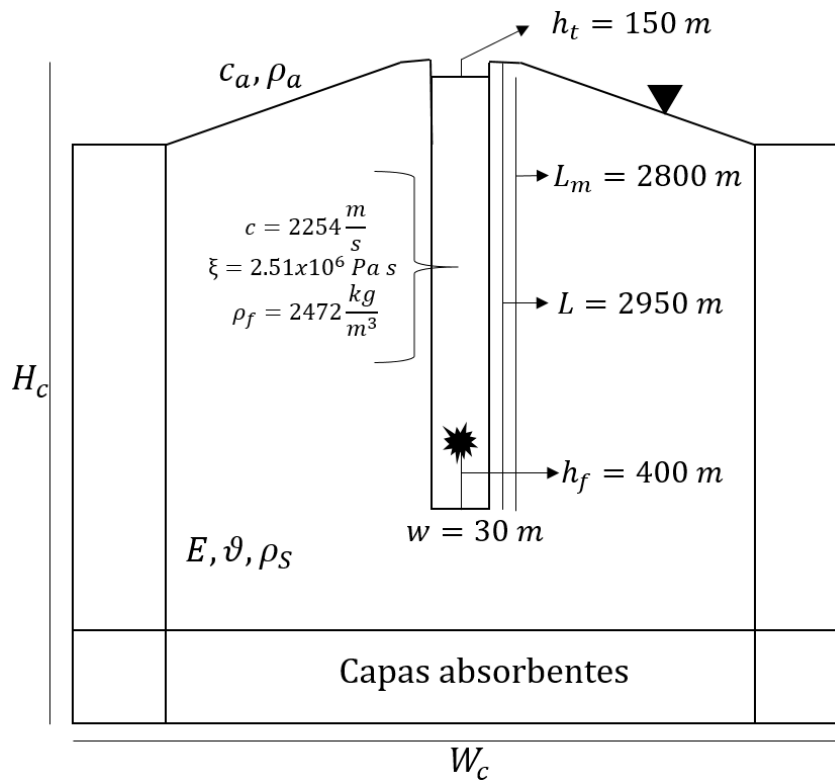
Dada la fuerte similitud entre las formas de onda y espectros de los sismos reales escogidos para esta comparación, las formas de onda y espectro sintéticos con que se comparan están modelados con la misma configuración, que se muestra en la **Figura 3-36**,

donde se han dejado de manera simbólica, aquellas variables que no cambiaron su valor respecto a lo consignado en la **Tabla 3-8**. Adicionalmente se debe mencionar que la fuente fue configurada con ondículas tipo Ricker de 5 Hz, con siete oscilaciones igualmente separadas, para un tiempo de perturbación de la fuente de 1.9 segundos.

Obsérvese que en este modelo la columna de magma casi alcanza la superficie, esto está en concordancia con el hecho de que los sismos del grupo G1 se registraron durante el emplazamiento de los domos de lava en la base del cráter principal.

En la **Figura 3-37** y la **Figura 3-38** se muestran los sismogramas real y sintético de dos de los sismos registrados en febrero de 2006, también se han sobrepuesto sus espectros. De igual manera para los sismos registrados en octubre y noviembre de 2008, los que se muestran en la **Figura 3-39** y **Figura 3-40**.

Figura 3-36: Esquema de los elementos que constituyen la base de los modelos que se estructuraron y ejecutaron para generar sismogramas sintéticos para los ejemplos del grupo G1. Para visualizar mejor los detalles del modelo, la ilustración no está a escala.



En los cuatro casos de sismos del grupo G1, sus correspondientes sismogramas sintéticos, muestran similitud a los sismogramas reales con los que se comparan, se destaca la recreación de las características pulsátiles del sismograma real y el ajuste bastante aceptable con la banda espectral correspondiente.

En todos los casos, tanto para los sismos sintéticos del grupo G1 como para los del grupo G2, se agregó ruido compuesto por amplitudes aleatorias entre el 2 y el 4% de la máxima amplitud, esto aporta a cada gráfica una envolvente un poco más realista en pro de su comparación, por supuesto, el aporte energético de este ruido es casi imperceptible en el espectro.

Figura 3-37: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 2 de febrero de 2006 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.

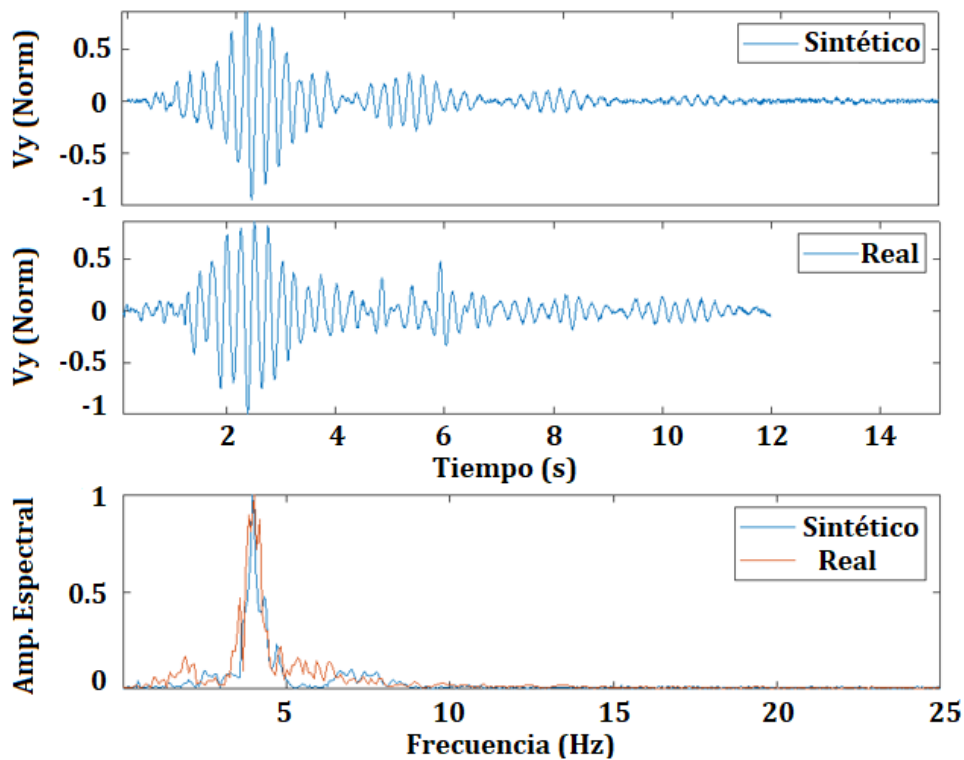


Figura 3-38: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 28 de febrero de 2006 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.

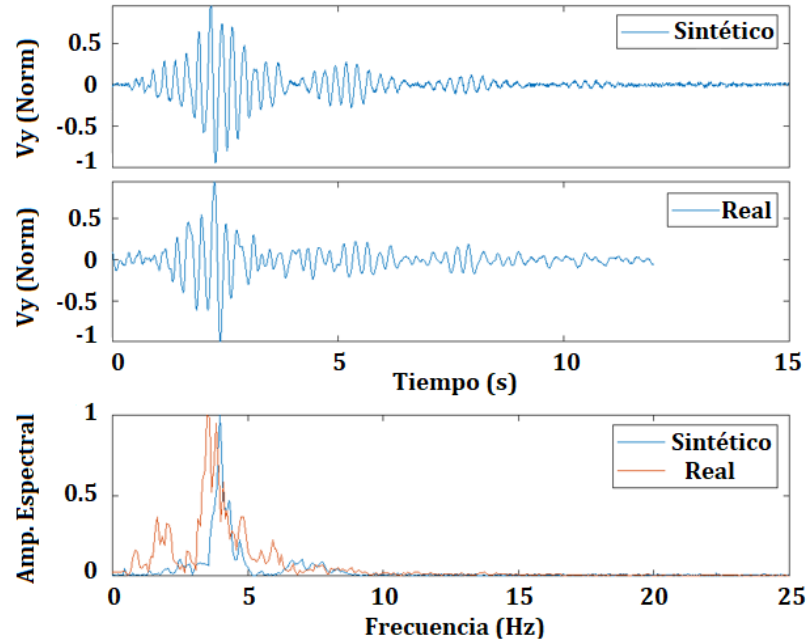


Figura 3-39: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 24 de octubre de 2008 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.

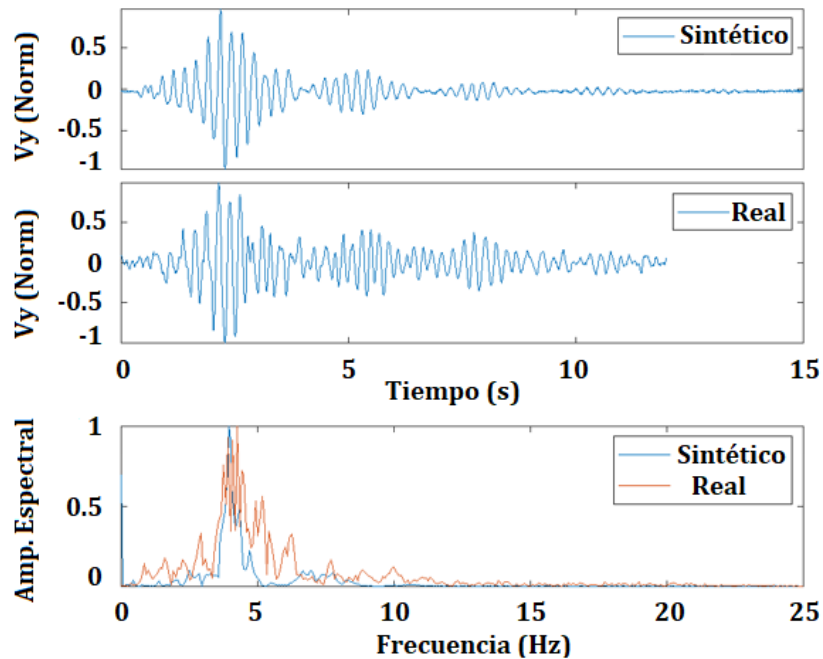
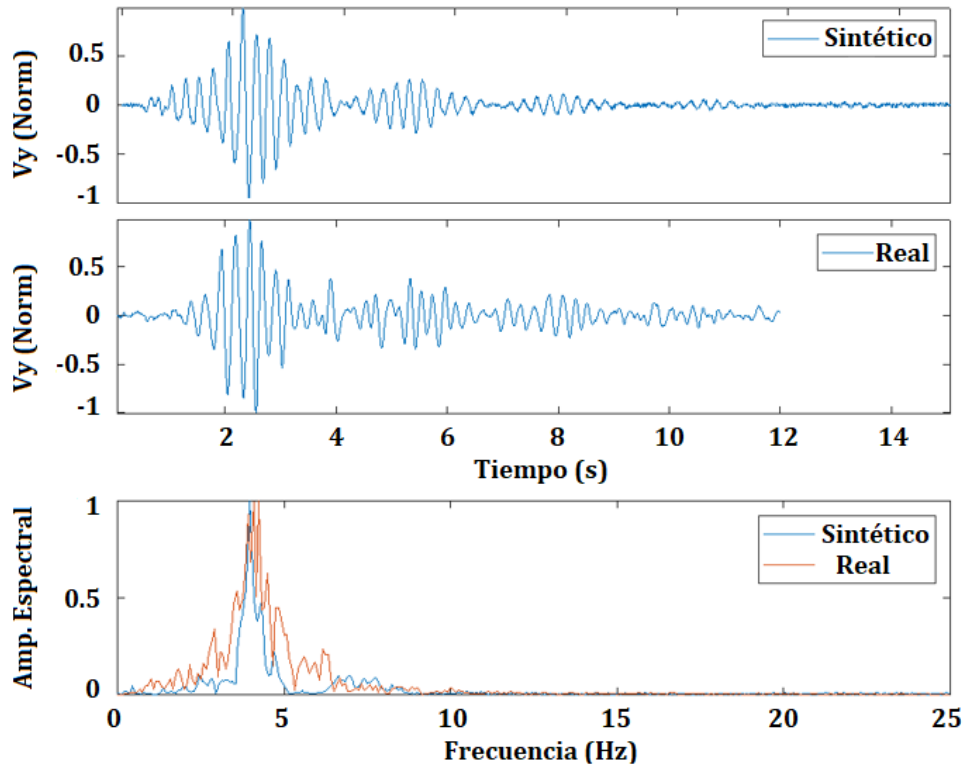


Figura 3-40: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 3 de noviembre de 2008 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c254bL2800_13.



Sismos del grupo G2, pre domo de 2006 y 2008

Los sismos reales seleccionados para esta comparación, muestran entre sí, diferencias en sus formas de onda que también se hacen evidentes en sus contenidos frecuenciales. Los sismos sintéticos generados para esta comparación, se formaron a partir del modelo descrito en la **Figura 3-41** donde se utilizó una fuente compuesta por una única ondícula tipo Ricker de 8 Hz para el primer sismo de 2005 y de 10 Hz para los demás, lo que implica un tiempo de perturbación de la fuente entre 0.25 y 0.3 segundos, adicionalmente, para la comparación con los dos sismos del 17 de enero de 2008 se utilizó una altura de fuente de 350 m respecto a la base del conducto.

El contenido frecuencial de los sismos reales de G2, es mucho más amplio en comparación con los sismos de G1, especialmente hacia las altas frecuencias, pese a esto, la parametrización del modelo para G2, recrea gran parte de la información observada en los sismos reales.

Entre la **Figura 3-42** y la **Figura 3-43** se observa la comparativa de sismogramas sintéticos resultado de un mismo modelo, con dos sismos registrados en septiembre de 2005, meses antes del emplazamiento del domo de 2006 y en la **Figura 3-44** y la **Figura 3-45**, otros dos registrados en enero de 2008, meses antes del emplazamiento del domo de 2008, estos cuatro sismos corresponden al grupo etiquetado como G2 en el Capítulo II.

Figura 3-41: Esquema de los elementos que constituyen la base de los modelos que se estructuraron y ejecutaron para generar sismogramas sintéticos para los ejemplos del grupo G2. Para visualizar mejor los detalles del modelo, la ilustración no está a escala.

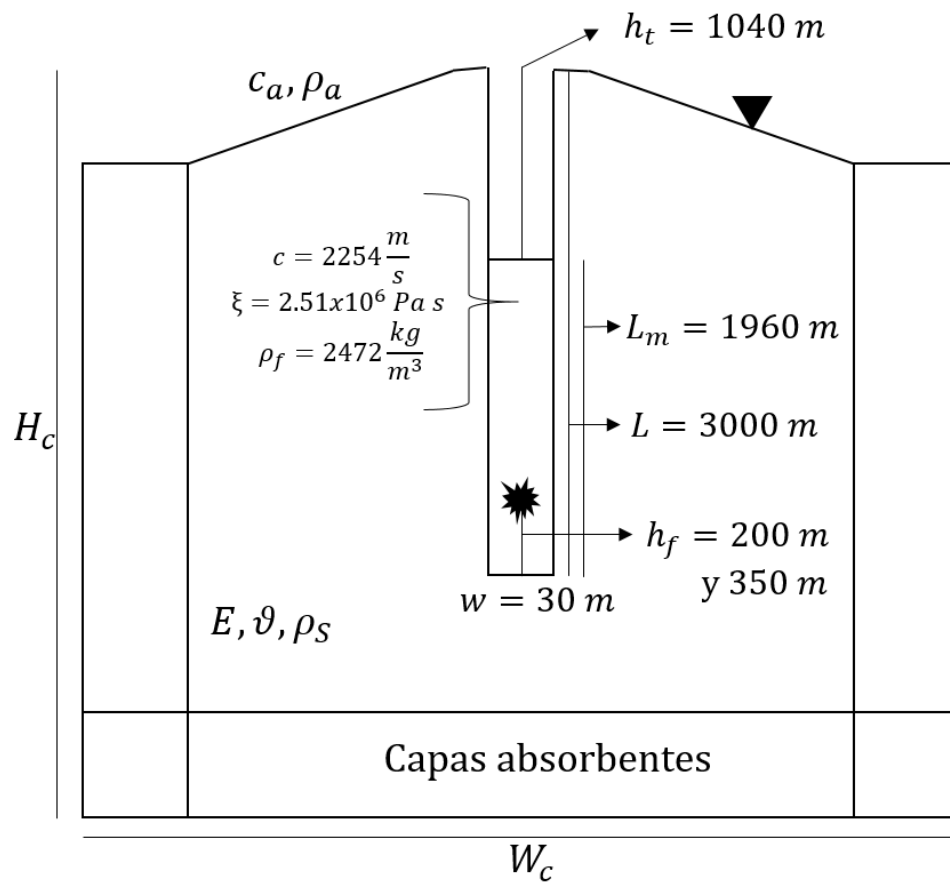


Figura 3-42: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 13 de septiembre de 2005 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330c02.

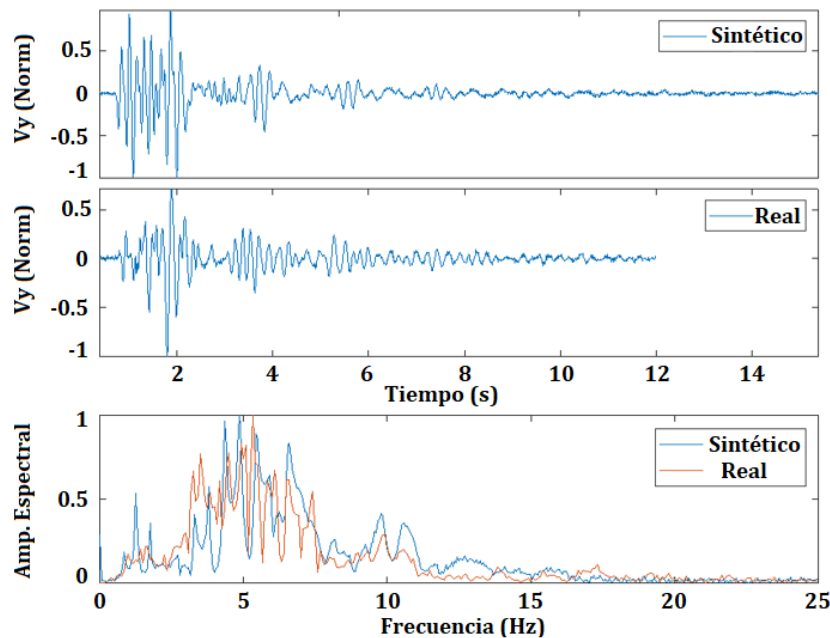


Figura 3-43: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 27 de septiembre de 2005 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330f01.

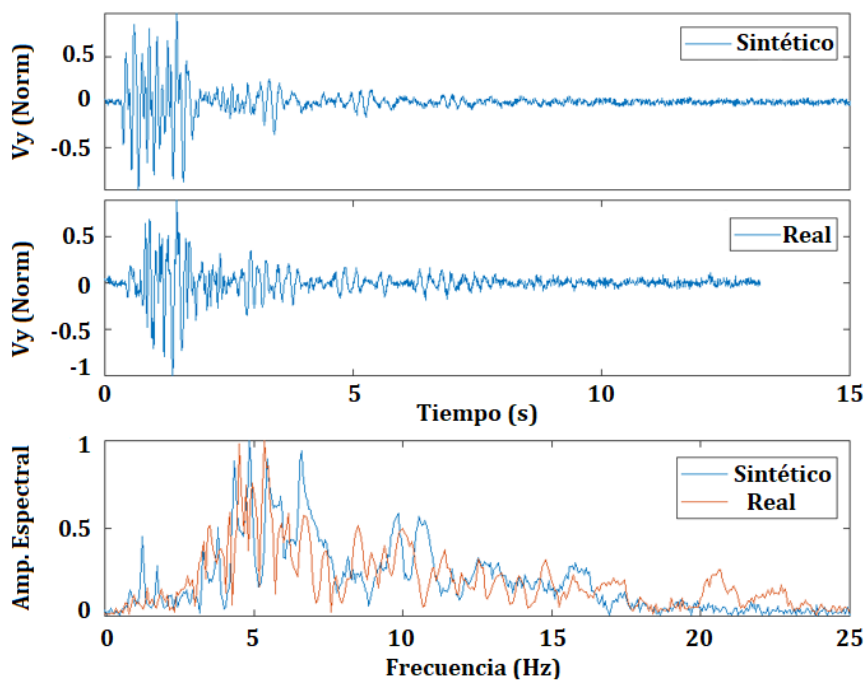


Figura 3-44: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 17 de enero de 2008 con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330d08.

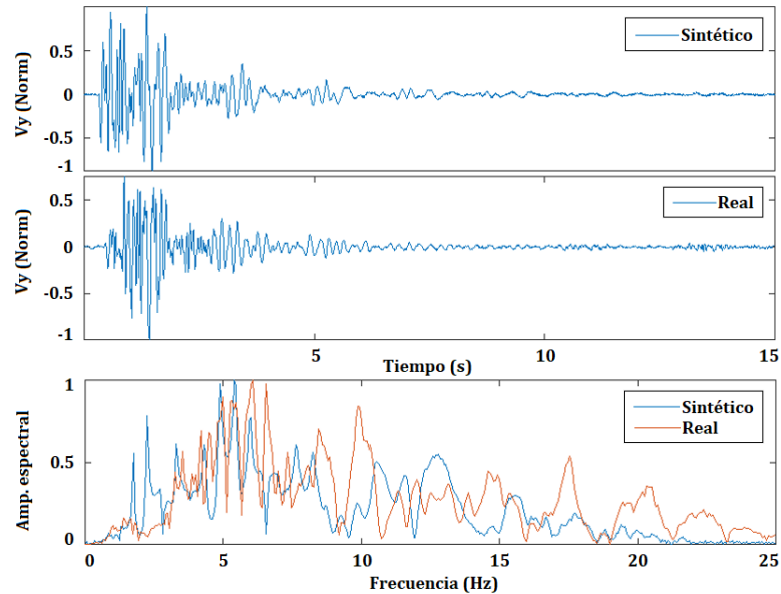
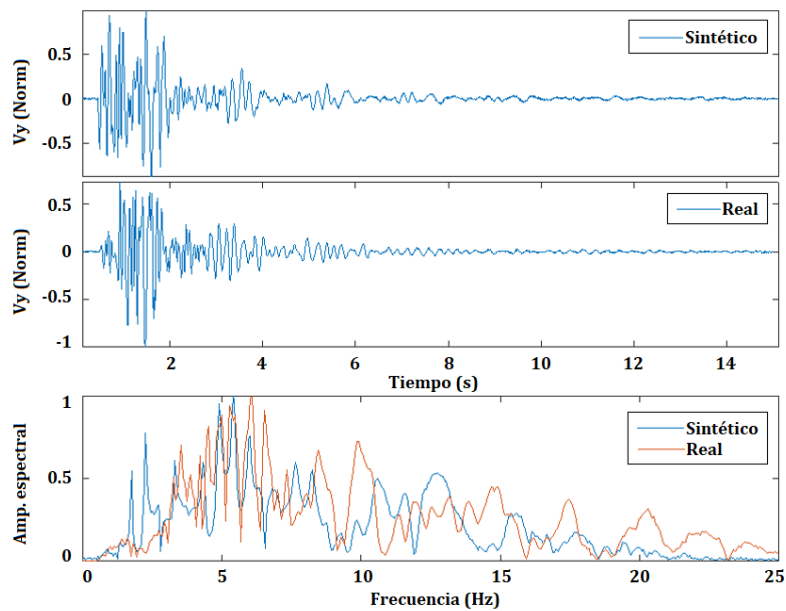


Figura 3-45: Comparación de la componente y del sismograma real registrado el 17 de enero de 2008 (horas después del de la figura anterior) con la correspondiente componente del sismograma sintético que se obtuvo como resultado de la simulación del modelo c330d08.



3.6 Discusión

A lo largo del proceso de la construcción de modelos de fuente de sismicidad LP para Galeras 2004-2010, se han estudiado, con cierto detalle, cada uno de los factores que fueron incluidos como parámetros de dichos modelos. En el estado del arte que formó parte de la base de esta investigación, es posible encontrar estudios completos que tienen como objetivo el modelamiento de algún factor específico, como por ejemplo, Sturton & Neuberg (2006), en su análisis de la incidencia de la longitud del conducto sobre sismogramas sintéticos, o Smith (2010) en su estudio sobre las causas y consecuencias de la atenuación intrínseca.

Las conclusiones que se desprenden de trabajos como esos y muchos más mencionados, proporcionan bases sólidas para la construcción de modelos que actualmente es posible llevar a un nivel práctico, para extraer información relevante desde la física del fenómeno, pasando por una descripción matemática necesaria, y aplicar el nuevo conocimiento a las implicaciones en amenaza volcánica, los cambios relevantes en la actividad volcánica y el pronóstico de erupciones.

3.6.1 Parametrización de los modelos

La validez de la parametrización de cada modelo, tanto en su dominio sólido (corteza), como del dominio fluido (magma), se soporta en estudios publicados acerca de parámetros específicos que se han utilizado, estos, junto a la contextualización de la actividad volcánica para el periodo analizado, dieron pie a la estructuración de los modelos razonables que finalmente se proponen para la actividad sísmica del tipo LP.

En cada uno de los modelos analizados, cada parámetro se asumió como constante respecto a la profundidad, es importante mencionar este aspecto, ya que se sabe que en la realidad las propiedades del magma varían tanto vertical como horizontalmente, sin embargo, Smith (2006), estudia modelos, en los que las propiedades del magma son función de la profundidad, lo que implica un mayor número de variables, resultando en sismogramas sintéticos mucho más complejos (**Figura 3-3**) a los obtenidos en esta tesis, que se aprecian como buenas representaciones de los datos reales (**Figuras 3-37 a 3-40 y 3-42 a 3-45**).

La búsqueda de modelos más simples pero adecuados, tuvo en cuenta combinaciones de valores diferentes en los parámetros utilizados, y aunque el rango de posibilidades estuvo limitado, especialmente por el tiempo de cómputo de los modelos, se aplicaron constricciones de tipo físico, contextual y geológico, que limitaron la búsqueda de posibles valores para cada parámetro, facilitando la convergencia hacia unos valores confiables, que finalmente resultaron en sismogramas sintéticos apropiados.

El uso de software como Conflow y Confort15, para estimar la densidad, velocidad acústica y viscosidad del magma bajo ciertas condiciones de contenido de cristales y agua, se convirtió en un apoyo importante para definir rangos de acción de cada uno de estos parámetros, sin embargo, no fue una herramienta determinante para seleccionar valores específicos, ya que la información aportada por estudios citados en este documento tuvo un rol de igual importancia en la parametrización.

Uno de los aportes más importantes del uso de Conflow y Confort15, fue poner en evidencia que las características de la sismicidad LP, depende fuertemente de la cantidad de agua en el magma, ya que pequeñas variaciones en esta, del orden de las décimas (0.5 a 1.5 wt%), conllevan a importantes afectaciones en la forma de onda y contenido espectral de los sismogramas. Lo anterior es una consecuencia de los cambios en los valores de densidad, velocidad acústica y viscosidad del magma, en función del contenido de agua. En este sentido, Conflow y Confort15, arrojaron pistas sobre los posibles límites de contenido de agua en la mezcla, valores que, por otra parte, estuvieron soportados en estudios relacionados con el magma del VG.

La confianza en los rangos de valores utilizados para los parámetros, especialmente los relacionados con el magma, se fortalecía a medida que los resultados de Conflow y Confort15 se mostraban próximos a los que se mencionaban en los estudios aplicados en Galeras. No se encontraron discrepancias notorias, salvo por variaciones justificadas probablemente por la diferencia de los métodos aplicados para la estimación de las propiedades del magma.

3.6.2 El eco sísmico

Indagar en los detalles de las formas de onda de sismos LP del VG, fue lo que condujo al reconocimiento de modulaciones y pulsos regulares a lo largo del sismograma, este patrón, que fue posible distinguir en una gran cantidad de sismos LP, durante el periodo 2004-

2010, orientó los esfuerzos de este capítulo hacia la búsqueda de una explicación en términos de la física de los fenómenos implicados.

La teoría de Sturton & Neuberg (2006) aportó los fundamentos necesarios para tratar de explicar este fenómeno, sin embargo, no se conoce ejemplos en donde la sismicidad LP de otros volcanes haya sido explicada desde este enfoque, porque, aunque la teoría de resonancia de una columna de magma es bastante conocida, los detalles de las formas de onda que genera y sus implicaciones, no se han discutido con base a resultados del contraste de sismogramas sintéticos y sismogramas reales.

La distinción de los trenes de onda en un sismograma y sus procesos asociados, así como también la estimación de la longitud de la columna de magma y una estimación de la ubicación vertical de la fuente, se desprenden de este trabajo, como propuestas prácticas aplicables a épocas con sismicidad similar en el volcán Galeras. Por supuesto, existen limitaciones importantes que sería imposible desconocer, como por ejemplo, la dificultad en muchos casos, de la observación y lectura de los intervalos entre cada pulso, o conseguir precisión en la estimación de las propiedades del magma para volcanes que carecen de estudios relacionados o para los cuales los resultados son dispares. Aun así, la propuesta se convierte en un apoyo para el monitoreo de la actividad volcánica y profundiza un frente de investigación, cuyos resultados pueden aportar al conocimiento de la estructura interna del volcán.

La ecuación (3-19), para el cálculo de la posición vertical de la fuente, pudo aplicarse con éxito sobre sismogramas sintéticos, sin embargo, es de difícil aplicación en los sismogramas reales, pues los trenes de ondas necesarios, no son fácilmente distinguibles, no obstante, este mismo hecho puede contener información respecto a la ubicación vertical de la fuente, ya que si los trenes de ondas asociados al pulso que sube hacia el tope y el que baja hacia la base, están traslapados o forman un solo pulso, es un indicativo de que la fuente podría estar cerca de uno de los extremos de la columna de magma.

Por otro lado, la estimación de la longitud de la columna de magma, a partir de los intervalos entre pulsos, arrojó resultados aceptables, tanto en los sismogramas sintéticos como en los reales. Esta aproximación se llevó a cabo incluyendo la velocidad acústica promedio del magma, y no se tuvieron en cuenta los efectos dispersivos de las ondas de interfase, lo que llevaría a la aplicación de algunas correcciones que seguramente mejorarían la precisión del cálculo, lamentablemente este aspecto está fuera del alcance

de este estudio. Adicionalmente se debe mencionar que, la lectura de intervalos entre pulsos, se facilita a medida que la columna de magma es más larga, por el contrario, los pulsos estarían traslapados y probablemente no serían distinguibles en columnas de magma cortas.

La complejidad de las formas de onda de los sismos LP, tiene su origen, en gran medida, en el aporte de diferentes trenes de onda: 1) ondas directas desde la fuente hasta el receptor cuya trayectoria es casi directa y a través de la corteza, 2) ondas acústicas y de interfase que abandonan la columna por su tope 3) ondas acústicas y de interfase reflejadas en la base y que retornan a superficie viajando por la columna para dejarla por su tope y 4) ondas acústicas y de interfase que dejan la columna por la base y viajan directamente por la corteza hacia el receptor. Dependiendo de la longitud de la columna de magma, estos trenes de onda pueden estar lo suficientemente separados como para distinguir unos de otros, o, lo suficientemente juntos, formando un sismograma más complejo y sin modulaciones.

3.6.3 Modelos de sismos LP para Galeras

Se aplicaron tres fases para conseguir modelos representativos de la sismicidad LP de los grupos G1 y G2 en Galeras, en primera instancia se verificó mediante simulaciones la posibilidad de la presencia de pulsos en las formas de onda para columnas de magma con propiedades similares a las del VG, posteriormente se generó modelos con el fin de recrear características espectrales y de forma de onda generales para los grupos G1 y G2 por separado, y finalmente, se aplicaron consideraciones contextuales, referentes a la actividad volcánica del periodo estudiado y consideraciones físicas que terminaron limitando los rangos de los valores de cada parametrización.

No se debe dejar de lado la idea de que estos sismogramas sintéticos representan conjuntos de sismos (grupos de familias) y que están generados por modelos promedio, a partir de los cuales podría ser factible la estructuración de modelos específicos, en el caso en que se requiera estudiar formas de onda específicas.

Adicionalmente, cabe la posibilidad de que diferentes configuraciones de modelos arrojen sismogramas sintéticos similares, por tanto, consideraciones contextuales y restricciones físicas, juegan un papel muy importante para refinar la parametrización de un modelo.

En los modelos presentados al final del capítulo, la estrecha similitud en la longitud del conducto para los modelos del grupo G1 y G2, es necesaria, ya que se espera que la distancia entre la base del conducto (el lugar de conexión entre el conducto y la fuente aportante de magma a la columna) y la superficie sea similar durante el proceso 2004-2010, que puede ser considerado como una misma fase de actividad volcánica. Lo que se espera que cambie, es la longitud de la columna de magma dentro del conducto, ya que, inclusive por observaciones directas, se tiene certeza de que la sismicidad del grupo G1, coincide con el registro de lava en la base del cráter principal durante el emplazamiento de los domos de 2006 y 2008, mientras que la sismicidad del grupo G2 está presente meses antes de la extrusión de los domos.

A medida que material magmático asciende por el conducto, la longitud de la columna crece paulatinamente, llegando a tener una diferencia de 800 m en su longitud entre los modelos del grupo G1 y G2. Teniendo en cuenta que los sismos de G2 muestran características pulsátiles desde 2004, sería posible inferir que remanentes de magma correspondientes a la actividad del VG entre 1989 y 1993, fueron los causantes de la resonancia de una columna de magma preexistente a 2004, para dar origen a formas de onda con evidencias de eco sísmico.

Adicionalmente, sería posible inferir que la porción de columna de magma involucrada (expulsada) en las erupciones del VG de 1991, las cuales estuvieron relacionadas con la destrucción del domo de lava de 1991, fuera cercana a los 800 m más superficiales de la columna. Este razonamiento, aunque no está soportado en evidencias de peso, se acerca a las descripciones de Bain et al., (2019), en las que propone que la porción de columna involucrada en las erupciones explosivas del VG entre 2004 y 2010, comprometen los 500 m más superficiales de la columna.

Por tanto, es posible que durante los inicios de un futuro proceso dómico en Galeras, se observen sismos LP con características similares a las del grupo G2, la lectura de los intervalos de su eco sísmico, arrojaría indicios de la longitud de la columna de magma en ese momento, y la posibilidad de indagar sobre la porción de la columna de magma expulsada en las erupciones entre 2004 y 2010.

Esto sugiere también la posibilidad de usar los resultados de esta investigación, como un método de monitoreo de la actividad volcánica, particularmente en lo relacionado con el ascenso y emplazamiento de domos de lava en superficie.

La acción de la fuente, que a lo largo de este trabajo se representó como una función compuesta por una o varias ondículas (*wavelets*) tipo Ricker, puede interpretarse como cambios transitorios de presión en la base de la columna de magma, que tendrían su origen en inestabilidades en el flujo de magma, propuesta que fue mencionada por Julian (1994), estas inestabilidades podrían ser producto de la forma en que se aporta material a la columna o de irregularidades en la geometría del conducto como tal.

Ahora, en los resultados expuestos al final del capítulo, se observa que el modelo que representa sismos del grupo G1, funciona con una fuente representada por una sola ondícula, mientras que en el modelo para G2, se usó un pulso más complejo, de siete ondículas. Esta diferencia en la representación de la fuente para lograr un buen ajuste entre registros reales y sismos sintéticos, podría estar asociada al hecho de que al principio de la actividad 2004-2005 (modelos del grupo G2), el ingreso y ascenso de magma a la columna fuese tortuoso debido a la presencia de material magmático preexistente, en cambio, una vez el magma se ha abierto paso hasta alcanzar la superficie (Modelos del grupo G1), el régimen de flujo cambia, permitiendo mayor continuidad en el ingreso de magma a la columna.

Un aspecto que aún queda abierto al debate, no solo en esta tesis, sino también en las que sirvieron como referencia, es el aporte de un argumento sólido sobre las características de la base de la columna, ya que en este trabajo se modela como una interfaz dominada por el contraste de impedancia entre el magma de la columna y el sólido de la corteza. Sin embargo, si este límite está cerrado, ¿cuál sería la manera en que se aporte magma a la columna?, una opción podría ser la existencia de “cuellos” en la base del conducto, lo suficientemente cerrados como para servir de interfaz donde sea posible la reflexión de ondas, pero lo suficientemente abiertos como para permitir el ingreso de magma.

Finalmente, los resultados de este trabajo tienen una delicada implicación sobre los métodos de localización de sismicidad de fluidos, que en las últimas décadas se han propuesto. En general, estos métodos se basan en la atenuación de la energía sísmica desde la fuente a cada una de las estaciones de registro, sin embargo, se asume que cualquier paquete de ondas es válido para aplicar esos métodos, pero, como se demostró en este estudio, existen diferentes trenes de ondas asociados a diferentes orígenes (la fuente, el tope y la base del conducto), de hecho, los paquetes de mayor energía, que

suelen ser los utilizados en los métodos de localización por atenuación, corresponden a ondas generadas en el tope del conducto y no en la verdadera fuente donde ocurrió la disrupción de la energía, adicionalmente las distancias recorridas por las ondas son diferentes a las que se asumen en los métodos de localización por atenuación.

En este sentido, se sugiere analizar los resultados que se presentaron en esta investigación para estudiar sus implicaciones en los métodos de localización por atenuación de la energía sísmica, especialmente cuando se trata de la localización de sismos LP, para los que se aplique el modelo de resonancia de una columna de magma.

4. Conclusiones y recomendaciones

4.1 Conclusiones

La disposición de las técnicas contenidas en los tres capítulos de esta tesis, iniciando con el análisis de la forma en que la sismicidad LP se distribuye en el tiempo entre 2004 y 2010, que enmarcaron la actividad LP en fases distinguibles con base en la variación del parámetro D2 (Capítulo 1), pasando por la discriminación en familias caracterizadas por sus propiedades espectrales y configuradas en dos grandes grupos que guardan estrecha relación con la actividad volcánica antes y durante los domos de lava de 2006 y 2008 (Capítulo 2), hasta llegar a la aplicación del método de elementos finitos para modelar el eco sísmico observado en sismogramas reales y que se relacionaron con la trayectoria de ondas acústicas dentro de columnas de magma (Capítulo 3), permitieron llegar a las siguientes conclusiones:

La observación de los cambios en la dimensión fractal de correlación, aplicada a la distribución en el tiempo de la sismicidad LP, durante la actividad 2004-2010, puso en evidencia los periodos específicos del emplazamiento de los domos de lava de 2006 y 2008. Pese a que un conteo del número diario de sismos LP, puede dar indicios del inicio de un proceso extrusivo, mediante los cambios en la dimensión fractal, se encontraron diferencias en la distribución temporal de sismos, entre periodos correspondientes a meses antes del emplazamiento de los domos de lava en superficie y durante el emplazamiento de los mismos, lo cual podría dar pie al origen de una herramienta de apoyo al monitoreo volcánico, en lo que a la extrusión de domos se refiere. Por otro lado, importantes puntos de inflexión en la curva de dimensión fractal soportaron la definición de algunas fases de la actividad sísmica que posteriormente se estudiaron individualmente.

La caracterización de la sismicidad LP en el periodo 2004-2010, mostró la existencia de 9 familias relevantes, cada una con un número importante de integrantes. Estas familias

muestran diferencias en sus características espectrales, sin embargo, en el contexto de la actividad, seis de ellas aparecen específicamente en los lapsos de tiempo durante el emplazamiento de los domos en superficie, mientras que los sismos de las tres familias restantes se registraron meses antes o después de la construcción de los domos. A partir de esto, se infiere que el primer grupo de familias (G1) está controlado por condiciones de fuente distintas a las que dieron origen a la sismicidad de las familias del grupo G2, lo que está estrechamente relacionado con la presencia o no de material magmático en superficie.

La sismicidad LP durante la actividad del VG 2004 - 2010, está controlada por la presencia de una columna de magma, tal que, diferencias en su longitud y forma de acción de la fuente, dan lugar a sismos LP con formas de onda y contenido espectral diferentes, que es posible asociar directamente, a periodos de ascenso de magma por el conducto o al emplazamiento de lava en la superficie del cráter principal.

La sismicidad del grupo G1, asociada a la formación de los domos de lava, proviene de la resonancia de una columna llena de magma de aproximadamente 2800 m de longitud (con tope a unos 150 m de la superficie), cuya fuente actúa cerca de la base del conducto mediante una seguidilla de oscilaciones de presión con una duración total de aproximadamente 1.9 segundos y frecuencia dominante alrededor de 5 Hz. Por su parte, la sismicidad del grupo G2 se relaciona con una columna de magma más corta, de aproximadamente 2000 m de longitud (cuyo tope se encuentra a unos 1000 m de la superficie), excitada por una fuente que también está cerca a la base del conducto, conformada por una única oscilación de presión, con frecuencia dominante entre 8 y 10 Hz y que actúa con una duración menor a 0.3 segundos.

Se demostró la validez del modelo de conducto con magma para la actividad sísmica tipo LP del VG 2004-2010, en donde un transitorio de presión dentro de la columna, genera ondas que viajan por el conducto hasta alcanzar un receptor en superficie.

Finalmente, como algo adicional, pero no menos importante, a partir de este trabajo se infiere que, la localización de sismos relacionados al movimiento de fluidos, con base en el método de atenuación de amplitudes, podría ser imprecisa si se tienen en cuenta las características de generación y trayectoria de las ondas de sismos LP, que se analizaron a lo largo de esta investigación.

4.2 Recomendaciones

Se sugiere extender esta investigación al periodo de actividad del VG entre 1989 y 1993, ya que las características de dicha actividad, tienen similitudes importantes con la estudiada en el presente trabajo.

En la actual investigación se consideraron algunas simplificaciones en los modelos, que podrían ser objeto de estudio en futuros trabajos, como son: la variación de las propiedades del magma con la profundidad de la columna, la inclusión de volúmenes de gas en secciones superficiales del conducto y el fenómeno de dispersión de los respectivos trenes de ondas.

Se recomienda ahondar en el estudio del fenómeno de inestabilidad de flujo en el interior de una columna de magma, como posible causa del transitorio de presión, causante de la energía que posteriormente se propaga por el conducto.

Se invita al análisis de sismos LP en otros volcanes del mundo, en busca de evidencia de formas de onda pulsátiles (eco sísmico), en pro de aplicar una metodología similar a la utilizada en este estudio, para caracterizar la fuente de este tipo de sismicidad y aportar mayor evidencia a la validez de los modelos aquí estudiados.

A. Anexo: Características espectrales de la muestra seleccionada de 63 sismos sintéticos, resultados de los modelos de conducto para Galeras

ID	F. Dominante	F. Central	F. Centroide	F. Max. Ener.	Relación t-f	F. Inf 70%	F. Sup 70%	Indice frecuencia
300	2.88	7.42	6.84	6.45	12.11	1.95	8.01	-0.36
301	3.91	8.30	7.23	4.10	14.45	2.73	9.96	-0.38
302	6.20	9.13	8.20	10.55	14.45	3.32	10.55	-0.14
303	9.62	9.23	8.20	9.77	3.42	3.13	9.96	-0.30
304	2.83	7.86	7.23	7.42	5.86	1.95	7.81	-0.31
305	9.62	5.96	6.05	5.66	3.03	2.34	8.40	-0.71
306	3.13	4.64	4.30	3.32	1.86	1.95	5.66	-1.03
307	3.13	3.76	3.71	3.32	1.66	1.95	5.27	-1.57
308	4.54	4.64	4.10	4.69	1.76	1.76	5.27	-1.12
309	4.30	8.64	7.81	8.59	3.61	3.13	10.35	-0.33
310	3.96	4.39	4.10	5.86	1.86	1.95	5.66	-1.02
311	8.40	6.05	5.66	8.59	2.73	2.93	8.40	-0.66
312	4.54	5.13	4.30	4.69	1.66	2.73	6.05	-0.92
313	4.30	4.35	4.30	4.49	1.86	1.37	5.08	-1.15
314	4.54	5.13	4.30	4.69	1.66	2.73	6.05	-0.92
315	5.91	7.67	7.81	6.05	4.10	2.15	10.35	-0.44
316	6.59	5.32	4.49	5.47	4.30	1.56	5.86	-0.80
317	5.91	5.47	5.66	6.05	2.83	2.73	8.40	-0.79
318	3.86	4.39	3.91	5.47	3.91	1.37	5.27	-1.08

319	5.08	4.35	4.30	6.05	2.25	0.98	5.47	-1.19
320	3.86	4.39	3.91	5.47	3.91	1.37	5.27	-1.08
321	4.15	5.76	5.86	4.88	2.83	0.98	6.64	-0.70
322	6.49	5.86	5.47	6.64	4.30	2.34	6.64	-0.70
323	4.64	4.74	4.49	4.88	1.56	3.13	6.25	-1.07
324	6.54	5.03	4.69	6.64	2.05	2.54	6.64	-0.91
325	3.66	4.10	3.71	4.30	1.76	1.17	4.69	-1.40
326	3.27	3.52	3.91	3.52	1.86	1.76	5.47	-1.29
327	5.71	5.66	4.88	5.86	3.91	2.93	6.84	-0.82
328	6.54	6.35	6.05	6.64	4.69	2.15	6.84	-0.51
329	3.86	5.08	4.30	5.86	3.91	2.93	6.84	-1.07
330	6.54	6.84	6.84	6.64	6.05	1.56	7.62	-0.34
331	4.79	4.00	3.52	1.37	3.91	0.98	4.88	-1.37
332	9.91	7.71	7.62	6.64	6.84	3.71	10.55	-0.19
333	4.79	5.18	4.30	4.88	3.91	1.37	5.27	-0.95
3344	4.35	3.76	3.52	4.49	1.66	0.98	4.30	-1.55
3345	3.81	4.44	4.10	4.49	3.71	1.17	4.88	-1.25
3346	4.30	4.93	4.88	4.49	4.49	1.17	5.66	-0.88
335	3.86	4.64	3.91	4.88	3.71	1.17	4.88	-1.16
337	2.15	3.76	3.32	1.56	3.13	1.17	4.30	-1.57
339	2.15	3.76	3.32	1.56	3.13	1.17	4.30	-1.57
341	6.49	5.52	4.88	4.49	4.69	1.95	6.64	-0.81
343	5.42	4.39	4.30	4.49	4.10	1.37	5.47	-1.08
345	4.35	3.52	3.52	4.49	1.66	1.17	4.49	-1.48
347	6.54	6.54	5.66	6.64	5.08	1.56	6.64	-0.57
349	6.54	6.93	6.25	6.64	5.86	1.76	7.62	-0.46
351	6.54	7.62	6.84	6.64	6.84	3.13	9.96	-0.35
3537	4.35	5.76	5.66	4.49	5.27	3.13	8.40	-0.71
3538	4.35	6.98	6.45	4.49	6.45	1.76	8.20	-0.55
3539	4.35	8.06	7.42	4.49	7.42	3.71	11.13	-0.40
400	3.03	3.52	3.32	2.73	2.34	1.76	4.10	-1.52
401	2.73	3.32	3.32	3.32	4.69	1.76	4.10	-1.73
402	2.59	3.96	3.91	4.10	3.71	1.95	5.66	-1.16

403	2.78	3.17	3.32	3.13	2.15	1.95	4.10	-1.60
404	2.59	4.98	4.69	6.84	4.10	2.15	6.25	-0.92
405	3.66	3.76	3.91	3.91	2.73	1.76	4.49	-1.15
406	4.83	3.76	3.32	4.10	3.13	1.17	4.30	-1.52
407	3.66	4.15	4.49	3.91	4.30	1.95	6.25	-0.92
408	3.91	4.54	3.91	5.08	3.71	1.17	4.88	-1.20
410	4.83	5.08	4.49	5.08	4.10	1.17	5.27	-0.96
412	3.03	3.56	3.32	2.34	2.93	0.98	3.91	-1.54
414	2.15	4.59	3.91	5.08	3.71	1.17	4.88	-1.24
416	5.76	5.22	4.49	5.86	4.10	1.76	5.86	-0.92
418	5.76	5.22	4.49	5.86	4.10	1.76	5.86	-0.92

Bibliografía

- Aki, K., Fehler, M., & Das, S. (1977). Source mechanism of volcanic tremor : fluid-driven crack models and their application to the 1963 kilauea eruption. *Department of Earth and Planetary Sciences , Massachusetts Institute of Technology.*
- Bain, et al., (2019). Textural and geochemical constraints on andesitic plug emplacement prior to the 2004 – 2010 vulcanian explosions at Galeras volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.001> 0377-0273
- Brocher, T. (2005). Earthquake Hazard Assessment of Southern California View project Yucca Mountain Project View project Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America.* <https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Buurman, H., & West, M. (2010). Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano. *US Geological Survey Professional Paper.* <https://doi.org/10.3133/pp17692>.
- Calvache, M., (1990). Geology and Vulcanology of the recent evolution of the Galeras Volcano, Colombia. *Ms. Thesis. Louisiana State University.*
- Calvache V, M. L., & Williams, S. N. (1997). Emplacement and petrological evolution of the andesitic dome of Galeras volcano, 1990–1992. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00086-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00086-8).
- Campagnola, S., Romano, C., Mastin, L. G., & Vona, A. (2016). Confort 15 model of conduit dynamics: applications to Pantelleria Green Tuff and Etna 122 BC eruptions. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 171(6). <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1265-5>

- Carcolé, E., Ugalde, A., & Vargas, C. A. (2006). Three-dimensional spatial distribution of scatterers in Galeras volcano, Colombia. *Geophysical Research Letters*, 33(8). <https://doi.org/10.1029/2006GL025751>
- Caruso, F., Vinciguerra, S., Lotor, V., Rapisarda, A. & Malone, S. (2006). Multifractal analysis of Mt. St. Helens seismicity as a tool for identifying eruptive activity. *Fractals*. Vol 14. 179-186. <https://doi.org/10.1142/S0218348X06003180>
- Cepeda, H. (1985). Anotaciones a cerca de la geología del volcán Galeras, Colombia. *Encyclopedia of Volcanoes*. 421-430.
- Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4375–4400. <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04375>
- Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting. In *Nature* (Vol. 380, Issue 6572, pp. 309–316). Macmillan Magazines Ltd. <https://doi.org/10.1038/380309a0>
- Chouet, B. (1986). Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of Geophysical Research*, 91(B14), 13967. <https://doi.org/10.1029/jb091ib14p13967>
- Chouet, B., Saccorotti, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., De Luca, G., Milana, G., & Cattaneo, M. (1999). Broadband measurements of the sources of explosions at Stromboli Volcano, Italy. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1937–1940. <https://doi.org/10.1029/1999GL900400>
- Collier, L., & Neuberg, J. (2006). Incorporating seismic observations into 2D conduit flow modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3–4), 331–346. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.11.009>
- Espinoza, A. (2001). Erupciones históricas de los volcanes colombianos (1500-1995). Editorial Guadalupe Ltda. Bogotá.
- Feder, J. (1988). *Fractals*. Plenum Press, New York.
- Ferrazzini, V., & Aki, K. (1987). Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack:

- Implication for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research*, 92(B9), 9215. <https://doi.org/10.1029/jb092ib09p09215>
- Ford, S. R., & Walter, W. R. (2013). An Explosion Model Comparison with Insights from the Source Physics Experiments. In *pubs.geoscienceworld.org*. <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article/103/5/2937/350029>
- Fraga, F., & Mondragón, R. (2016). Cálculo de dimensión fractal para series de tiempo con el método de multiresolución de conteo de cajas. *Komputer Sapiens Vol. 2*. 25-36.
- Frías, V. (2004). Aportaciones al estudio de las máquinas eléctricas de flujo axial mediante la aplicación del método de los elementos finitos. *Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Eléctrica, UPC*.
- Goff, F., Stimac, J., Larocque, A., & Jr, P. T. (1994). Gold Degassing and Deposition. *GSA Today* from <https://www.geosociety.org/gsatoday/archive/4/10/pdf/i1052-5173-4-10-sci.pdf>
- Gómez ,D., Torres, R. (1997). Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 173–193.
- Gómez, D., Laverde, C., Narváez, L., Ortega, A., Silva, B., Torres, J. & Torres, R. (2004). Catalogo de señales sísmicas volcánicas de Colombia. *INGEOMINAS. Pasto-Colombia*.
- Goto, A. (1999). A new model for volcanic earthquake at Unzen Volcano:Melt rupture model. *Geophysical Research Letters*, vol. 26, No. 16, Pages 2541-2544.
- Harnett, C. E., Thomas, M. E., Purvance, M. D., & Neuberg, J. (2018). Using a discrete element approach to model lava dome emplacement and collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 359, 68–77. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.017>
- INGEOMINAS. (2005). Boletín semestral de actividad del volcán Galeras julio a diciembre de 2004. *Pasto-Combia. Informe público*.

- INGEOMINAS. (2005). Boletín semestral de actividad del volcán Galeras enero a junio de 2005. *Pasto-Colombia. Informe público.*
- INGEOMINAS. (2006). Boletín semestral de actividad del volcán Galeras enero a junio de 2006. *Pasto-Colombia. Informe público.*
- INGEOMINAS. (2008). Boletín mensual de actividad del volcán Galeras enero de 2008. *Pasto-Colombia. Informe público.*
- INGEOMINAS. (2008). Boletín semestral de actividad del volcán Galeras enero a junio de 2008. *Pasto-Colombia. Informe público.*
- INGEOMINAS. (2008). Informe de resultados, análisis de oxidos mayores muestra roca volcán Galeras. *Laboratorio de Geoquímica INGEOMINAS. Bogotá-Colombia.*
- Jousset, P., Neuberg, J. & Jolly, A. (2004). Modelling low-frequency volcanic earthquakes in a viscoelastic medium with topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*
- Jousset, P., Neuberg, J., & Sturton, S. (2003). Modelling the time-dependent frequency content of low-frequency volcanic earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128(1–3), 201–223. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00255-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00255-5)
- Julian, B. R. (1994). Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6). <https://doi.org/10.1029/93jb03129>
- Kumagai, H., & Chouet, B. A. (1999). The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophysical Journal International*, 138(2). <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x>
- Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., & Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 62(93), 137–151.
- Latter, J. (1979). Volcanological observations at Tangariro National Park, 2: types

- and classification of volcanic earthquakes. *Report/Geophysics Division*.
- Legrand, D., Cisternas, A., Dorbath L. (1996). Multifractal analysis of the 1992 Erzincan aftershock sequence. *Geophysical Research Letters* 23., 933-936.
- Londoño, J. M. & Ospina, M. F. (2008). Estructura tridimensional de velocidad de onda P para el volcán Galeras. *Boletín Geológico INGEOMINAS*. 42(1-2), 7-24.
- Mastin, L. G. (2002). Insights into volcanic conduit flow from an open-source numerical model. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. Vol 3. No.7.
- Murcia, L. & Cepeda, H. (1991). Mapa Geológico de Colombia, Plancha 410, La Unión, *Memoria explicativa*. INGEOMINAS.
- Medwin, H., Clay, C. (1997). *Fundamentals of Acoustic Oceanography*. Department of Geology and Geophysics. University of Wisconsin at Madison. ACADEMIC PRESS.
- Molina, I., Kumagai, H., García, A., Nakano, M., & Mothes, P. (2008). Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176. 119–133. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019>
- Moncayo, E. (2004). Tomografía por coda Q en el volcán Galeras Nariño. *Thesis de pregrado*. Universidad Nacional de Colombia. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019>
- Nava, A. (2013). Procesamiento de series de tiempo. *Ediciones científicas Universitarias*. Mexico.
- Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B., & Olsen, K. (2000). Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1–2), 83–104. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00169-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00169-4)
- Neuberg, J. W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., & Dingwell, D. (2006). The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2 SPEC. ISS.), 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008>

- Ortega, A. (2014). Modelo de fuentes de anomalías gravimétricas regional y locales del volcán Galeras, asociadas a su estado de actividad entre junio 2008 – abril de 2009. *Universidad Nacional de Colombia*. <http://www.bdigital.unal.edu.co/12895>
- Pereiro, O. (2006). Aprendiendo sobre el método de elementos finitos. *Facultad de Ingeniería Mecánica, Instituto Superior Politécnico José Antonio Echeverría*. Vol 9. No. 3.
- Proakis, J. & Manolakis, D. (2009). Digital Signal Processing. *Printice Hall*. 4th edition.
- Pulgarín, B. (2006). Informe del apoyo en las labores geológicas del volcán Galeras en el periodo del 13 al 17 de junio de 2006 (Erupción del 12 de julio de 2006). *INGEOMINAS. Informe interno*.
- Rodgers, M., Rodgers, S., & Roman, D. C. (2015). Peakmatch: A Java program for multiplet analysis of large seismic datasets. *Seismological Research Letters*, 86(4), 1208–1218. <https://doi.org/10.1785/0220140160>
- Rougier, E., & Patton, H. J. (2015). Seismic source functions from free-field ground motions recorded on SPE: Implications for source models of small, shallow explosions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5), 3459–3478. <https://doi.org/10.1002/2014JB011773>
- Sakuraba, A., Oikawa, J., & Imanishi, Y. (2002). Free oscillations of a fluid sphere in an infinite elastic medium and long-period volcanic earthquakes. *Earth Planets Space*. 54. 91–106.
- Sanchez, J., Gomez, D., Torres, R., Calvache, M., Ortega, A., Ponce, P., Acevedo, A., Gil, F., Londoño, J., Rodriguez, S., Patiño, J. & Bohórquez, O. (2005). Spatial mapping of the b-value at Galeras volcano, Colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002. *Earth Science Research Journal*. Vol 9. No 1. 30-66.
- Smith, P. (2006). Combining magma flow models with seismic signals. *Msc. Thesis. School of Earth and Environment The University of Leeds*.
- Smith, P. J. (2010). Attenuation of Volcanic Seismic Signals. *PhD Thesis, School of*

Earth and Environment The University of Leeds.

- Spinadel, V. (2002). Geometría fractal y geometría euclídeana. *Revista educación y pedagogía., Universidad de Antioquia, Facultad de educación. Vol.XV, No 35. Pp. 85-91.*
- Stix, J., Zapata, J., Calvache, M., Cortés, G., Fischer, T., Gómez, D., Narváez, L., Ordoñez, M., Ortega, A., Torres, R. & Williams, S. (1997). A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano , Colombia. *The Geological Society of America. 77, 285–303.*
- Stix, J., Zapata, J., Calvache, M., Cortés, G., Fischer, T., Gómez, D., Narváez, L., Ordoñez, M., Ortega, A., Torres, R. & Williams, S. (1993). A model of degassing at Galeras Volcano, Colombia, 1988-1993. October 2009, 1988–1993. *The Geological Society of America. 21. 963-967.* [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0963](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0963)
- Sturton, S., & Neuberg, J. (2003). The effects of a decompression on seismic parameter profiles in a gas-charged magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 128(1–3), 187–199.* [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00254-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00254-3)
- Sturton, S., & Neuberg, J. (2006). The effects of conduit length and acoustic velocity on conduit resonance: Implications for low-frequency events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 151(4), 319–339.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.009>
- Tibaldi, A., & Romero, J. (2000). Morphometry of late Pleistocene-Holocene faulting and volcanotectonic relationship in the southern Andes of Colombia. *Tectonics, 19(2), 358–377.* <https://doi.org/10.1029/1999TC900063>
- Torres, R. (2012). Modelo 3D del volcán Galeras utilizando tomografía sísmica. *Universidad Nacional de Colombia.* <http://bdigital.unal.edu.co/9836/>
- Tuffen, H. (2003). Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes ?. *Geological Society of America, Vol 31. No 12. 1089–1092.*
- Vargas, C. A., Duran, J. P., & Pujades, L. G. (2006). Coda Q tomography at the

Galeras volcano, Colombia. *Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias.*

Watts, R., Herd, R., Sparks, J. & Young, S. (2002). Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society of London. Vol 21.*
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.06>

Zimanowski, B. (1998). Phreatomagmatic explosions. In Freudt, A. & Rossi, M., From magma to tephra: modelling physical processes of explosive volcanic eruptions. *Elsevier, Amsterdam.*