



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Análisis temporal de las ondas coda: Los enjambres de sismos registrados entre 2013 y 2015 bajo los volcanes Chiles-Cerro Negro, Colombia

Laura Vanessa Velásquez Rocha

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

2017

Análisis temporal de las ondas coda: Los enjambres de sismos registrados entre 2013 y 2015 bajo los volcanes Chiles-Cerro Negro, Colombia

Laura Vanessa Velásquez Rocha

Magister en Ciencias Geofísica

Director (a):

Ph.D John Jairo Sánchez Aguilar

Línea de Investigación:

Sismología y Vulcanología

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento Geociencias

Bogotá, Colombia

2017

A mi familia

Agradecimientos

Al Profesor Jhon Jairo Sánchez, por su guía, consejos y motivación que junto con su profunda dedicación a la enseñanza y la investigación, me permitieron culminar este trabajo y crecer como profesional. Al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto – Servicio Geológico Colombiano y al Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional-IGEPN en Ecuador, quienes amablemente suministraron los datos para esta tesis. A Oscar Cadena y Roberto Torres, quienes acompañaron el proceso investigativo y aportaron con su conocimiento y experiencia.

A mi familia, mis padres y mi hermana quienes han significado mi soporte en este largo camino académico y profesional.

Resumen

Se estimó el factor de calidad de las ondas coda Q_c para los enjambres de sismos registrados entre 2013 y 2015 en el área de Complejo Volcánico Chiles – Cerro Negro (CVCCN), ubicado en la frontera entre Colombia y Ecuador. Se analizaron 10.177 eventos locales de tipo Volcano – Tectónico registrados por la estación sismológica ICH, instalada al W de la cima del Volcán Chiles. El factor de calidad se calculó con el modelo de dispersión isotrópica simple (SIS), para 5 bandas de frecuencias centradas en 1.5, 3, 6, 10 y 15 Hz, y para una ventana de coda de 5 segundos comenzando en dos veces el tiempo de arribo de la onda S. Las magnitudes de los eventos analizados estaban en el rango de 1 a 5.6 y tuvieron lugar a una profundidad hipocentral de 0.5 a 10 km, cubriendo un área aproximada 25 km² al SW del Volcán Chiles. Asumiendo la ley de potencia $Q_o f^\eta$, se estimó la ecuación de dependencia de Q_c con la frecuencia $Q_c = 44,16 \pm 1,08 f^{0,46 \pm 0,10}$. Siendo el coeficiente η el indicativo de la dependencia frecuencial, el valor bajo hallado para el CVCCN coincide con el valor reportado para otros volcanes alrededor del mundo, lo que se ha sugerido en la literatura como un predominio de los efectos de atenuación intrínseca sobre la dispersión. Para las bandas de frecuencias centradas en 1,5 y 3 Hz, los valores rms de las amplitudes de la coda no muestran una clara caída, esto se debería a la limitación de la teoría para fijar los datos a bajas frecuencias. Un análisis de la variación temporal de Q_c se llevó a cabo para las bandas de altas frecuencias, centradas en 6, 10 y 15 Hz, los resultados sugieren que los cambios observados estarían relacionados al ascenso del magma y la interacción de una intrusión con fluidos geotérmicos, en concordancia con resultados de otras investigaciones.

Palabras clave: ondas coda, atenuación intrínseca, dispersión, sismos volcano - tectónicos.

Abstract

The coda wave quality factor Q_c was estimated for earthquakes detected during swarms near the Chiles-Cerro Negro Volcanic Complex-CCNVC (Colombia-Ecuador border) between 2013 and 2015. The signals, totaling 10,177 local VT-type earthquakes, were detected by the short-period, three-component ICH station located W of the Chiles volcano summit. The quality factor was calculated with the Single Isotropic Scattering model (SIS) for five frequency bands centered at 1.5, 3.0, 6.0, 10.0 and 15.0 Hz, and using a coda window of 5 s starting at twice the S-wave arrival time. Magnitudes of earthquakes analyzed were in the range 1-5.6 and hypocentral depths located between 0.5 and 10 km, covering an area of roughly 25 km² SW of Chiles volcano. Assuming a power law of the type $Q_c f^\eta$, a frequency-dependence equation for Q_c was estimated as $Q_c = 44,16 \pm 1,08 f^{0,46 \pm 0,10}$. Because the coefficient η is indicative of the strenght of frequency dependence, the low value found for the CCNVC coincides with values reported for other volcanoes around the world, which according to previous studies indicates a dominance of intrinsic attenuation over dispersion. For frequency bands centered at 1.5 and 3.0 Hz the RMS coda amplitude values do not exhibit clear coda decay owing to theory limitations regarding fitting of data at such low frequencies. A temporal analysis of the Q_c variations was performed for higher frequencies centered at 6.0, 10.0 and 15.0 Hz and results suggest that changes observed could be related to magma ascent and the interaction of an intrusion with geothermal fluids, in accord with other studies.

Keywords: Coda waves, intrinsic attenuation, scattering, VT earthquakes.

Contenido

	Pág.
Resumen	IX
Lista de figuras.....	XII
Lista de tablas	XIV
Introducción	1
Estado del Arte	4
1. Marco Teórico.....	7
1.1 Atenuación Sísmica	7
1.1.1 Expansión Geométrica	8
1.1.2 Multipathing.....	8
1.1.3 Dispersión (<i>scattering</i>)	8
1.1.4 Absorción intrínseca.....	9
1.2 Ondas Coda	12
1.3 Modelos de dispersión simple.....	15
1.3.1 Single Back Scattering Model SBS.....	15
1.3.2 Single Isotropic Scattering SIS	19
1.4 Sismos Volcano – Tectónicos	20
2. Complejo Volcánico Chiles – Cerro Negro	23
2.1 Contexto geográfico y geológico	23
2.2 Sismicidad en el Complejo Volcánico Chiles – Cerro Negro	27
3. Datos y metodología	39
3.1 Rutina para el cálculo de la coda Q	39
3.2 Procesamiento.....	47
4. Resultados.....	53
5. Discusión.....	55
6. Conclusiones.....	61
7. Recomendaciones.....	63
A. Anexo: Rutina desarrollada en MATLAB	64
Bibliografía	67

Lista de figuras

Figura 1. Posición de las ondas coda en un sismograma. Sismo VT registrado en el año 2015 por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-OVSP en el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro-CVCCN. La zona roja corresponde a la coda del sismo, t_o es el tiempo de origen del sismo, t_p es el tiempo de arribo de la onda P y t_s es el tiempo de arribo de la onda S	13
Figura 2. Localización geográfica del CVCCN. Línea negra: Frontera colombo-ecuatoriana.....	23
Figura 3. Unidades geológicas del área de influencia del CVCCN.	24
Figura 4. Mapa de localización de las fuentes termales del área de influencia de CVCCN. SGC (2014).	25
Figura 5. Fotografías del Volcán Chiles (1) y del Volcán Cerro Negro (2). Fotos: John J. Sánchez.....	26
Figura 6. Trazo de las fallas en el CVCCN.....	26
Figura 7. Red sismográfica de monitoreo en el CVCCN, administrada por SGC-OVSP e IGEPN.....	28
Figura 8. En azul el histograma diario de sismos localizados entre el 2013 y 2015 en el CVCCN. En rojo la sismicidad acumulada localizada.....	29
Figura 9. Evolución temporal de la energía sísmica liberada por los sismos en el CVCCN.....	30
Figura 10. Sismicidad localizada entre noviembre de 2013 y febrero de 2014.	31
Figura 11. Sismicidad localizada entre febrero y mayo de 2014.....	32
Figura 12. Sismicidad localizada entre junio y agosto de 2014.....	33
Figura 13. Sismicidad localizada entre septiembre y diciembre de 2014.....	34
Figura 14. Sismicidad localizada durante el año 2015	35
Figura 15. Localización en el espacio y en el tiempo, de los sismos analizados en el presente estudio.	37
Figura 16. Formato del archivo .txt con la información de cada uno de los sismos localizados en el CVCCN entre 2013 y 2015. Se pueden leer en orden los parámetros de cada sismo.	40
Figura 17. Forma de onda de un de un sismo con $M_L=1.6$ registrado por la estación ICH el día 27 de octubre de 2015, con frecuencia de muestreo de 100 muestras/s, usando la componente vertical de movimiento, el segmento rojo	

de la traza representa la coda del sismo, t_0 es el tiempo de origen del sismo, t_p es el tiempo de arribo de la onda P y t_s es el tiempo de arribo de la onda S. ..	41
Figura 18. La imagen superior corresponde a la señal filtrada en la “banda de frecuencias 12-18 Hz”, centrada en 15 Hz. En la parte inferior, el ajuste lineal usando el modelo de Sato (1977).	42
Figura 19. Igual que en la Figura 18, para la “banda de frecuencias 8-12 Hz”, centrada en 10 Hz.	43
Figura 20. Igual que en la Figura 18, para la “banda de frecuencias 4-8 Hz”, centrada en 6 Hz.	44
Figura 21. Igual que en la Figura 18, para la “banda de frecuencias 2-4 Hz”, centrada en 3 Hz.	45
Figura 22. Igual que en la Figura 18, para la “banda de frecuencias 1-3 Hz”, centrada en 1.5 Hz.	46
Figura 23. Ensayo de diferentes promedios móviles para la banda de frecuencia centrada en 15Hz.	49
Figura 24. En la parte superior $Q_c - 1$ como función del tiempo entre 2013 y 2015 en el CVCCN, las líneas rojas punteadas destacan las tendencias predominantes en la variación de la atenuación, las barras azul claro representan la desviación estándar de $Q_c - 1$. En la parte inferior en azul la variación de la magnitud de los sismos, la línea roja corresponde a la sismicidad acumulada (número de sismos). La escala de tiempo es en días desde el 20 de noviembre de 2013 hasta el 31 de julio de 2015.	50
Figura 25. Representación gráfica de la dependencia de Q_c con la frecuencia. Las barras representan la desviación estándar de los datos.	51
Figura 26. Comparación de la dependencia de Q_c con la frecuencia en el CVCCN con la reportada en otras regiones volcánicas del mundo.	52

Lista de tablas

Tabla 1 Porcentaje de sismos con un ajuste lineal mayor a 0.8.	47
--	-----------

Introducción

La sismología volcánica estudia las señales sísmicas que se originan de la actividad volcánica, así como la estructura de velocidad, atenuación y otras propiedades físicas de los materiales que afectan el paso de ondas sísmicas en los volcanes (McNutt, 1999). Los esfuerzos en esta área de investigación están encaminados a entender la estructura de los volcanes y la naturaleza de los cambios en su sismicidad, y con ello mejorar el pronóstico de las potenciales erupciones volcánicas.

Se hipotetiza que heterogeneidades en la litósfera, causan la dispersión de las ondas primarias que lleva a la generación de ondas secundarias, llamadas ondas coda, las cuales por tener trayectorias más largas, se registran en la parte final de los sismogramas de sismos locales de corto periodo después de la llegada de las ondas directas (Aki, 1969). El parámetro llamado coda Q o Q_c describe la caída en la amplitud de las oscilaciones que componen la coda (ya sea en el tiempo o en el espacio) (Stein et al., 2003). El inverso de Q_c , Q_c^{-1} cuantifica la atenuación del medio (Lodoño et al., 2002).

El trabajo de Aki (1969) fue el primer trabajo publicado sobre ondas coda que intentó modelar y explicar este fenómeno, desde entonces varios modelos teóricos han sido propuestos en busca de un mejor entendimiento de los procesos de atenuación: Dispersión simple, dispersión múltiple, la teoría de la difusión, y otros que asumen homogenización de la energía dispersada comenzando en el frente de onda (Aki and Chouet, 1975). Su estudio ha generado gran interés debido a su complejidad y a su utilidad en la determinación de los parámetros focales, procesos de atenuación en la litosfera y efectos de sitio, ya que contiene información de la fuente sísmica, la trayectoria de propagación de la onda sísmica y la respuesta local del área geológica en donde está ubicado el sismógrafo.

Para explicar la generación de las ondas coda Aki and Chouet (1975) propusieron un modelo llamado retro dispersión simple (mejor conocido por su nombre en inglés *Single Back Scattering Model-SBS*) en donde la dispersión es considerada un proceso débil.

Este modelo fue modificado posteriormente por Sato (1977), quien formuló el modelo de dispersión isotrópica simple (*Single Isotropic Scattering-SIS*), el cual es válido para distancias fuente-receptor cortas.

Aunque son numerosos los estudios realizados acerca de ondas coda, por años el significado físico de Q_c ha resultado materia de debate en la comunidad científica, aun así las investigaciones realizadas hasta el momento han permitido concluir que variaciones de Q_c estarían relacionadas a variaciones en las condiciones del medio (Londoño et al., 2002). Se han reportado cambios en Q_c asociados a diversos procesos geológicos: sismos de gran magnitud, erupciones volcánicas, emplazamiento de cuerpos magmáticos y actividad hidrotermal (Fehler et al., 1988; Hiramatsu et al., 1992; Londoño et al., 1998). Se ha formulado que el valor de Q intrínseca que hace parte de la Q_c total estaría relacionado a cambios en la presión de fluidos y la temperatura, es decir reflejaría cambios en las condiciones inherentes del sistema magmático o de conductos bajo el volcán (Aki, 1980b; Gao, 1992). Por lo tanto, la determinación de la coda Q a partir de sismos volcánicos es insumo para el monitoreo de la actividad volcánica.

Se ha observado que en general las erupciones volcánicas, así como las intrusiones (donde el magma no llega a superficie), están acompañadas por variaciones en la sismicidad en la vecindad del volcán. Debido a la naturaleza amenazante que el volcanismo y el magmatismo revisten, estos fenómenos reciben una notable atención tanto por la población como por la comunidad científica, y muchos volcanes son monitoreados sísmicamente, razón por la cual la sismología volcánica se ha convertido en una de las herramientas más útiles en el monitoreo de la actividad volcánica (McNutt, 1999).

Como caso de estudio se ha propuesto calcular el valor de Q_c en sismos volcano-tectónicos (VT) de un enjambre registrado entre los años 2013 y 2015 en el área del Complejo Volcánico Chiles – Cerro Negro (CVCCN) por la red de sismógrafos instalados y administrados conjuntamente por el Servicio Geológico Colombiano-SGC, a través del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-OVSP y por el Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional-IGEPN en Ecuador.

Aunque los modelos de dispersión simple propuestos por Aki and Chouet (1975) y Sato (1977) fueron planteados haciendo grandes simplificaciones, Gao et al. (1983) encontraron que para tiempos de viaje cortos las propiedades de las ondas coda pueden

ser explicadas por el modelo de dispersión simple, si no es el caso, deberán tenerse en cuenta los efectos de la dispersión múltiple. En este sentido, los modelos de dispersión simple son adecuados para llevar a cabo la presente investigación, ya que los sismos VT son eventos muy locales, que se presentan comúnmente restringidos en una región dentro de un radio de 10 km alrededor de los volcanes, son de corta duración y se caracterizan por arribos claros de las ondas P y S, un decaimiento rápido de la envolvente de las formas de onda, con un espectro de altas frecuencias, resultado de la ruptura frágil del material cortical en respuesta a cambios en los esfuerzos debido a la actividad magmática (Lahr et al., 1994).

Estado del Arte

Las primeras investigaciones sobre la Q_c en regiones volcánicas fueron publicadas por Chouet (1976), quien realizó sus estudios en el volcán Kilauea, Hawaii.

Fehler et al. (1988) registraron un cambio temporal en la atenuación de las ondas coda durante la erupción del volcán Mt. St. Helens, (EU). Hallaron una disminución de Q_c antes de la erupción de 1981, que atribuyen a un aumento en las microfisuras de la roca asociada con la inflación del volcán antes de la erupción. Encontraron valores de ~ 400 para la Q_c antes de la erupción y de ~ 750 posteriores a ésta. Estas variaciones temporales se explicaron por cambios superficiales debido a la presencia de gas y magma.

Mayeda et al. (1991) encontraron en Long Valley Caldera, (California, EU), que los valores de la Coda Q dependen de la frecuencia. Ambeh and Fairhead (1989) obtuvieron resultados similares para el volcán Mt. Cameroon (Camerún, África).

Hiramatsu et al. (1992) determinaron Q_c^{-1} para las ondas coda en bandas de frecuencia de 1.5 a 24 Hz en la región de Hida, Japón Central, para 367 sismos pequeños y superficiales ocurridos entre 1985 y 1991. Encontraron una sistemática variación temporal de la atenuación Q_c^{-1} . La atenuación incrementó con el tiempo, efecto que se interpretó como resultado de la acumulación de magma.

Wong et al. (2001) en el área volcánica Tres Vírgenes, Baja California Sur, México, observaron una reducción de Q_c en 26 sismos locales, asociando este efecto a la presencia de una anomalía geotérmica.

Los trabajos presentados hacen parte de las numerosas investigaciones sobre la atenuación de las ondas coda realizadas en diferentes regiones de la Tierra. En general estas indican que existe relación entre ambientes volcánicos, geotérmicos y

tectónicamente activos y valores bajos de Q_c , así como una dependencia de este valor con la frecuencia. De manera particular, son pocos los trabajos realizados en Colombia en cuanto a atenuación, la mayoría de ellos publicados en los últimos años, en razón al aumento de las estaciones sismográficas instaladas (Vargas et al., 2004). La mayoría realizados en el VNR. En entornos volcánicos, Londoño et al. (2002) señalan que los cambios en el contenido de fluido y gas podrían ser algunos de los factores que controlan la atenuación en el volcán Nevado del Ruiz (VNR).

Londoño (1996) estudió sismos de fractura del VNR, entre los años 1992 y 1994. Estimó la Q_c utilizando el modelo de SBS, haciendo uso de 5 bandas de frecuencia centradas en 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 y 24.0 Hz. Después de una erupción freato-magmática en 1989 observó estabilidad en Q_c , hasta dos meses antes de la actividad explosiva de 1994 época en la cual se dio un continuo aumento en Q_c^{-1} . Separó Q intrínseca y Q dispersiva de Q total usando el modelo de dispersión múltiple. Para altas frecuencias los valores de Q intrínseca son cercanos a la Q_c total, para bajas frecuencias los valores de Q dispersiva se acercan a la Q_c total, lo que sugiere que la absorción intrínseca es el fenómeno de atenuación predominante para frecuencias mayores a 6 Hz. En consecuencia, las variaciones de la Q_c para altas frecuencias reflejarían las variaciones en las condiciones internas del volcán, tales como temperatura, el movimiento de fluidos, entre otros.

Londoño et al. (1998) estudiaron los cambios temporales en la Q_c antes y después de las erupciones freato-magmáticas de noviembre 13 de 1985 y septiembre 1 de 1989 en el VNR y asociaron estos cambios a variaciones en el nivel de actividad superficial.

Londoño et al. (2002) proponen un modelo de alerta para el VNR basado en los cambios temporales de la Q_c . Sugieren tres etapas, en la primera Q_c^{-1} aumenta debido a la acumulación de gas o líquido antes de una crisis volcánica. En la segunda Q_c^{-1} disminuye durante la crisis volcánica por la descarga de fluidos y gas. Por último, Q_c^{-1} tiende a un valor estable por la desgasificación y/o aumento de rigidez en el medio debido a la cristalización y enfriamiento. En consecuencia, señalan la posibilidad de utilizar la Q_c , junto con otros parámetros, como una herramienta para predecir crisis volcánicas.

Ugalde et al. (2002) estimaron Q_c antes y después del terremoto del Quindío en 1999, sin encontrar variaciones importantes. Exponen que alrededor del VNR se presentan mayores atenuaciones en la banda de 1.0 a 2.0 Hz.

Ojeda et al. (2002) estudiaron las anomalías de atenuación en los Andes de Colombia, encontrando atenuación asociada a los arcos volcánicos, zonas de acreción y cuencas sedimentarias.

Vargas et al. (2004) estudiaron la atenuación de la ondas coda en gran parte del territorio colombiano utilizando los modelo de dispersión simple y dispersión múltiple, observaron un notable atenuación sísmica en Colombia, con un predominio de la absorción intrínseca sobre la dispersión relacionada a los procesos de subducción y las cámaras magmáticas en la cordillera central, principalmente.

1. Marco Teórico

1.1 Atenuación Sísmica

La atenuación es el decrecimiento de la amplitud de una onda sísmica al propagarse en el medio. Aunque la reflexión y la trasmisión de ondas sísmicas también reducen la amplitud, consideramos cuatros procesos principales que atenúan las ondas: En el primero la energía se redistribuye con la distancia variando la amplitud de las ondas (expansión geométrica); en el segundo llamado *multipathing*, la amplitud de las ondas es afectada por variaciones laterales en la velocidad (Stein et al., 2003); El tercer proceso denominado absorción intrínseca se debe a la perdida de energía causada por la conversión de energía elástica en calor (Gonzales et al., 2003); por último, la pérdida de amplitud de las ondas debido a la dispersión producida al interactuar con las heterogeneidades del medio, es conocida como atenuación sísmica dispersiva o en inglés *scattering* (Stein et al., 2003). Dichas heterogeneidades pueden ser grietas, fallas, o cuerpos con densidades diferentes a la densidad del medio circundante.

La expansión geométrica, el *multipathing* y la dispersión son procesos elásticos, es decir, se conserva la de energía. Por otra parte, la atenuación intrínseca corresponde a un proceso inelástico, en el cual la energía sísmica se convierte en calor.

El estudio de la atenuación es limitado por la complejidad de sus causas físicas. Aunque medir la amplitud de las ondas sísmicas es sencillo, éstas dependen de la fuente, la cual no es perfectamente conocida, y de los efectos elásticos e inelásticos a lo largo de los caminos a través de los cuales la energía sísmica viaja entre la fuente y el receptor. Por lo tanto, es difícil distinguir los efectos de la inelasticidad de los procesos elásticos (Stein et al., 2003). Las zonas tectónicamente activas presentan mayor atenuación que las zonas estables, esto se ve reflejado en una menor cantidad de energía de alta frecuencia en los sismogramas.

1.1.1 Expansión Geométrica

En teoría, La onda se mueve en frentes de onda esféricos, debido a que se considera la propagación en un medio elástico y por tanto la energía se conserva, la amplitud decrecerá o se incrementará debido a la variación de la energía dentro del campo de onda. Para las ondas de cuerpo, se considera el movimiento de un frente de onda esférico lejos de la fuente, la energía se conserva en el frente de onda cuya área es $4\pi r^2$, donde r es el radio del frente de onda. Por lo tanto, la energía por unidad de frente de onda decae de acuerdo al factor $1/r^2$, mientras que la amplitud, la cual es proporcional a la raíz cuadrada de la energía, decrece como $1/r$. En realidad, como las ondas de cuerpo viajan a través de una Tierra no homogénea su amplitud depende del enfoque o desenfoque de los rayos por la estructura de velocidad (Stein et al., 2003).

1.1.2 Multipathing

A modo de ejemplo consideremos la luz. Esta se enfoca o desenfoca por cambios en las condiciones refractarias en el aire. Así mismo, las ondas sísmicas se enfocan o desenfocan por variaciones laterales de la velocidad. Aunque físicamente este efecto es el mismo que con variaciones verticales, se distingue con el termino *multipathing*. La distinción refleja nuestra visión de la Tierra como una serie de capas, con variaciones laterales. Las ondas sísmicas se refractan cerca de anomalías de baja velocidad y fuera de anomalías de alta velocidad. Donde los rayos se enfocan, la densidad de energía será alta y esto se verá representado en mayores amplitudes (Stein et al., 2003).

1.1.3 Dispersión (*scattering*)

La dispersión de las ondas sísmicas es un efecto relacionado con el multipathing. Ambos efectos son complicados y la distinción entre ellos es gradacional. Los efectos de las heterogeneidades dependen de la relación entre el tamaño de la heterogeneidad, la longitud de onda y la distancia de viaje a través de la región heterogénea. Cuando la heterogeneidad es grande comparada con la longitud de onda, se considera que el rayo sigue un camino distinto que es distorsionado por el multipathing. Cuando las heterogeneidades son cercanas en tamaño a la longitud de onda, se considera que la energía ha sido dispersada en varios caminos.

La dispersión es esencialmente importante en la corteza continental, debido a que esta tiene muchas capas pequeñas y reflectores, resultado de billones de años de evolución geológica. Aunque estas estructuras no afectan significativamente las longitudes de onda mayores a decenas de km, para ondas con longitudes de onda cortas si pueden actuar como puntos de dispersión.

Con el fin de generar un modelo que permita comprender el fenómeno de dispersión se han considerado una serie de escenarios:

- ✓ Dispersión simple (*Single Scattering*): se considera solo una heterogeneidad en el camino de viaje de la onda entre la fuente y la estación. Para considerar este proceso se debe asumir dispersión débil del medio.
- ✓ Dispersión múltiple (*Multiple Scattering*): se consideran dos o más heterogeneidades en la trayectoria de propagación de la onda. Se asume dispersión fuerte.
- ✓ Dispersión hacia adelante (*Foward Scattering*): En este escenario la mayoría de la energía dispersada es dirigida hacia adelante en el mismo sentido de la onda incidente. Variaciones en la velocidad sin cambios en la impedancia del medio tienden a producir “*foward scattering*”.
- ✓ Dispersión hacia atrás (*Back Scattering*) proceso en el que la mayoría de la energía dispersada es dirigida en sentido opuesto al de la onda incidente. Variaciones en la impedancia del medio tienen a producir “*back scattering*”.

1.1.4 Absorción intrínseca

También llamada anelasticidad, reduce la amplitud debido a la conversión en calor de la energía cinética de la onda en movimiento, por la permanente deformación del medio. A gran escala, se le denomina fricción interna (Stein et al., 2003). Este fenómeno se asocia con la disminución de viscosidad en los fluidos que rellenan los poros de las rocas, minerales, hidrocarburos, magma, entre otros.

Para ejemplificar la absorción intrínseca Stein et al. (2003) examinan un oscilador amortiguado compuesto por un resorte y un amortiguador. Partimos de la segunda ley de Newton $F = ma$ para describir el desplazamiento $U(t)$ de una masa m . La fuerza de restauración del resorte es proporcional a la constante k del resorte y al desplazamiento desde su posición de equilibrio

$$m \frac{d^2 U(t)}{dt^2} + kU(t) = 0 \quad (1)$$

Una vez comienza el movimiento, este sistema sin fricción tiene una respuesta puramente elástica descrita por un oscilador armónico perpetuo

$$U(t) = Ae^{iw_0 t} + Be^{-iw_0 t} \quad (2)$$

Donde A y B son constantes, la masa se mueve con una frecuencia natural

$$w_0 = \left(\frac{k}{m}\right)^{1/2} \quad (3)$$

Una solución general es

$$U(t) = A_0 \cos(w_0 t) \quad (4)$$

Al contener el sistema un amortiguador, la fuerza de amortiguamiento es proporcional a la velocidad de la masa y opuesta a su movimiento

$$m \frac{d^2 U(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{dU(t)}{dt} + kU(t) = 0 \quad (5)$$

Donde γ es el factor de amortiguamiento. Un parámetro adimensional de medida de la atenuación en las ondas sísmicas es el llamado factor de calidad, que en términos del factor de amortiguamiento se define como:

$$Q = \frac{w_0}{\gamma} \quad (6)$$

Reemplazando 6 en 5

$$m \frac{d^2 U(t)}{dt^2} + \frac{w_0}{Q} m \frac{dU(t)}{dt} + kU(t) = 0$$

$$\frac{d^2 U(t)}{dt^2} + \frac{w_0}{Q} \frac{dU(t)}{dt} + \frac{k}{m} U(t) = 0 \quad (7)$$

Siendo

$$w_0^2 = \frac{k}{m}$$

La ecuación 7 se convierte en

$$\frac{d^2U(t)}{dt^2} + \frac{w_0}{Q} \frac{dU(t)}{dt} + w_0^2 U(t) = 0 \quad (8)$$

Esta ecuación diferencial, la cual describe un oscilador armónico amortiguado, puede resolverse asumiendo que el desplazamiento es la parte real de un exponencial complejo.

$$U(t) = A_0 e^{ipt} \quad (9)$$

Donde p es un número complejo. Sustituyendo 9 en la ecuación 8

$$\begin{aligned} i^2 p^2 A_0 e^{ipt} + \frac{w_0}{Q} ip A_0 e^{ipt} + w_0^2 A_0 e^{ipt} &= 0 \\ (-p^2 + ip \frac{w_0}{Q} + w_0^2) A_0 e^{ipt} &= 0 \end{aligned} \quad (10)$$

Para satisfacer la ecuación 10 el término

$$-p^2 + ip \frac{w_0}{Q} + w_0^2 = 0 \quad (11)$$

Como p es un número complejo

$$p = a + ib \quad y \quad p^2 = a^2 + 2aib - b^2$$

Reemplazando p en la ecuación 11

$$-a^2 - 2aib + b^2 + ia \frac{w_0}{Q} - b \frac{w_0}{Q} + w_0^2 = 0$$

Se separa la parte imaginaria de la parte real

$$-a^2 + b^2 - b \frac{w_0}{Q} + w_0^2 = 0 \quad \text{Parte real} \quad (12)$$

$$-2ab + a \frac{w_0}{Q} = 0 \quad \text{Parte imaginaria} \quad (13)$$

Despejando el término b de la ecuación 13

$$b = \frac{w_0}{2Q} \quad (14)$$

Reemplazando 14 en 12, y despejamos el termino a

$$-a^2 + \left(\frac{w_0}{2Q}\right)^2 - \left(\frac{w_0}{2Q}\right)\frac{w_0}{Q} + w_0^2 = 0$$

$$a^2 = w_0^2\left(1 - \frac{1}{4Q^2}\right)$$

$$a = w_0 \sqrt{1 - \frac{1}{4Q^2}} = w$$

Reescribiendo la ecuación 9

$$U(t) = A_0 e^{i(w+ib)t} = A_0 e^{iwt} e^{-bt} \quad (15)$$

De la cual la parte real es la solución para el desplazamiento armónico amortiguado

$$U(t) = A_0 e^{-\frac{w_0 t}{2Q}} \cos(wt) \quad (16)$$

Esta solución muestra como un oscilador armónico responde a un impulso en el tiempo cero. El término exponencial expresa, de manera general, la caída de la amplitud (que de manera práctica se estima como la caída de la envolvente de la señal), la cual esta superpuesta por la oscilación armónica dada por el termino coseno.

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{w_0 t}{2Q}} \quad (17)$$

De la ecuación 17 se puede concluir que Q considera los efectos de absorción de energía sobre la amplitud del movimiento y la variación temporal de la energía inelástica (Vargas et al., 2004).

1.2 Ondas Coda

A su arribo al sismómetro, la energía dispersada por las heterogeneidades en el medio de propagación es registrada después del arribo de las ondas P, S y las ondas de superficie. Estas ondas que corresponden a la parte final de los sismogramas de sismos

locales registrados en el rango de corto periodo, normalmente en el rango 1 - 50 Hz, se les conoce como ondas coda (Figura 1) (Aki and Chouet, 1975). La envolvente de la coda es aproximadamente igual para una misma región, independiente de la energía liberada por el sismo (Aki, 1969), su duración es una función de la magnitud (Lee et al., 1972) y su contribución puede ser aproximadamente el 60% de todo el sismograma (Del Pezzo e Ibañez, 1990, Lee et al., 1972).

Las ondas coda son características ya que en esta parte del sismograma la amplitud de la onda decrece lentamente (debido a la atenuación) hasta que llegan a confundirse con ruido (Del Pezzo e Ibañez, 1990). Al factor de calidad calculado a partir de las ondas coda se le denomina Q_c o “Coda Q ”.

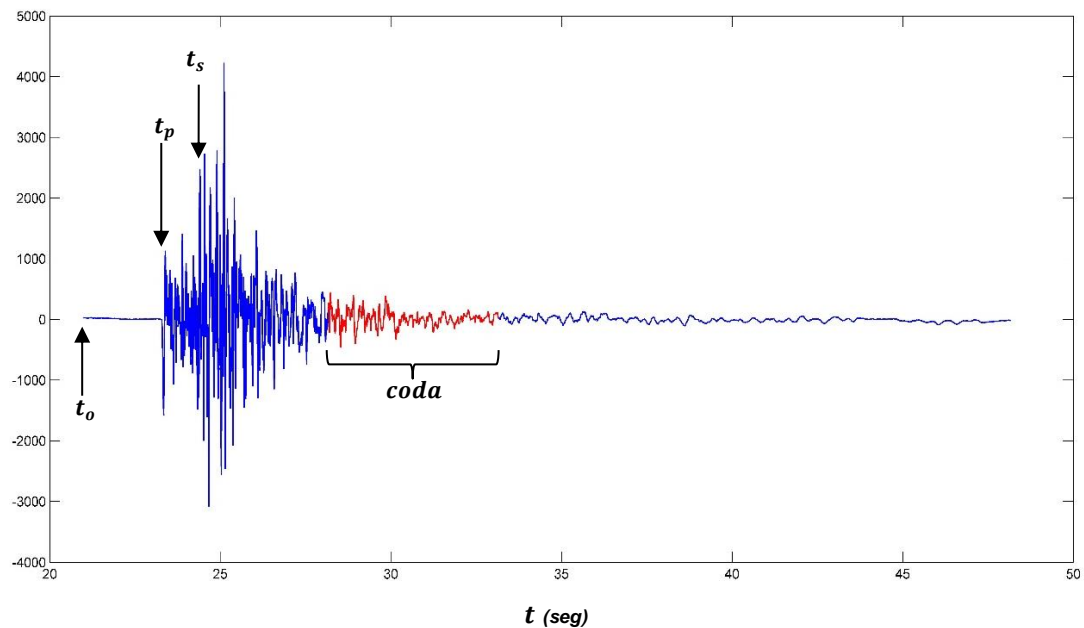


Figura 1. Posición de las ondas coda en un sismograma. Sismo VT registrado en el año 2015 por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-OVSP en el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro-CVCCN. La zona roja corresponde a la coda del sismo, t_o es el tiempo de origen del sismo, t_p es el tiempo de arribo de la onda P y t_s es el tiempo de arribo de la onda S

El decaimiento observado en la coda, se debe a los efectos conjugados de la expansión del frente de onda (expansión geométrica), la absorción de la energía por el medio (absorción intrínseca) y la dispersión de la energía con las heterogeneidades del medio (dispersión).

Dainty (1981), determinó que la atenuación total de las ondas de coda es la suma de las contribuciones de absorción intrínseca y la dispersión, propone que Q_c se puede expresar como:

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_d} \quad (18)$$

Donde Q_i representa la absorción intrínseca y Q_d la atenuación por dispersión. Si en el medio de propagación hay fuerte absorción, el proceso de dispersión disminuye produciéndose registros de corta duración. De otro lado, si la absorción es débil y la dispersión es fuerte, las codas observadas tendrán larga duración (Herraiz and Espinosa, 1986).

Al usar ondas coda para sismos locales, Aki and Chouet (1975), Rautian and Khalturin (1978), Aki (1980b), Hermann (1980) y Singh (1983), investigaron las ondas sísmicas para frecuencias mayores de 0.1 Hz. Aki (1980b) sintetizó los resultados de Q y mostró que dichos valores para las ondas coda eran muy cercanos a los obtenidos para las ondas S. también demostró que los sismogramas para ondas coda y ondas S exhibían idénticos efectos de sitio. Reuniendo estas observaciones con los resultados de los mecanismos de generación de las ondas coda, concluyó que estas ondas eran de tipo S retro-dispersadas.

Otra observación importante es el claro incremento del valor de Q_c con la frecuencia (Aki and Chouet, 1975). Aki (1980a) encontró que Q incrementa con la frecuencia proporcional a f^η , siguiendo la relación

$$Q = Q_o f^\eta \quad (19)$$

Donde Q_o es el factor de calidad a 1 Hz y η es el coeficiente de dependencia con la frecuencia, valores de Q_o del orden de 100 y $\eta = 1$ se obtienen para zonas de tectónica activa, en cambio, para zonas estables se obtienen valores del orden de 1000 para el factor de calidad a 1Hz y de solo algunas décimas de unidad para el exponente.

1.3 Modelos de dispersión simple

El trabajo de Aki (1969) fue el primer trabajo publicado sobre ondas coda que intentó modelar y explicar este fenómeno. Varias consideraciones importantes se obtuvieron de los primeros estudios sobre sismos locales, Aki and Tsujira (1959) señalaron que la coda no está formada por trenes de ondas provenientes de un mismo punto sino de fuentes dispersoras distribuidas en el espacio. Aki (1969), determinó que el espectro de potencia de la coda de diferentes sismos locales decae en función del tiempo (medido a partir del tiempo de origen) y es independiente de la magnitud del sismo y la distancia entre el epicentro y la estación.

Aki (1969) explicó la formación de la coda asumiendo una corteza lateralmente heterogénea, donde las ondas primarias generadas en la fuente, al interactuar con heterogeneidades del medio, se dispersan, y se generan a su vez ondas secundarias. La suma de estas ondas secundarias crea ondas retrodispersadas que se pueden considerar como la suma de muchos eventos independientes que pueden ser tratados estadísticamente (Herraiz and Espinosa, 1986)

Para explicar la generación de las ondas coda Aki and Chouet (1975) propusieron un modelo llamado retro dispersión simple (mejor conocido por su nombre en inglés *Single Back Scattering Model-SBS*) en donde la dispersión es considerada un proceso débil. Este modelo fue modificado posteriormente por Sato (1977), quien formuló el modelo dispersión isotrópica simple (*Single Isotropic Scattering-SIS*), el cual es válido para distancias fuente-receptor cortas.

1.3.1 Single Back Scattering Model SBS

Para formular este modelo Aki and Chouet (1975) asumieron que la fuente y la estación receptora estaban ubicadas en el mismo punto del espacio, un medio de propagación para las ondas sísmicas isotrópico, homogéneo e infinito, con heterogeneidades distribuidas en el espacio aleatoria y uniformemente que causan el fenómeno de dispersión. Sin variaciones en la velocidad de las ondas, ni conversión de ondas en el proceso de dispersión, es decir, las ondas primarias y secundarias son del mismo tipo (ondas S) y por consiguiente tienen la misma velocidad de propagación.

Siguiendo a Aki and Chouet (1975), Aki (1980) y Pulli (1984):

Sea $\phi_{(w|r)}$ la transformada de Fourier (a una frecuencia angular w) del desplazamiento debido a un tren de ondas secundarias provenientes de un único obstáculo (heterogeneidad) ubicado a una distancia r de la fuente/estación. El número de heterogeneidades en una zona limitada por el intervalo $(r, r + \Delta r)$ es $(dn/dr)\Delta r$

$$\frac{dn}{dr}\Delta r = 4N\pi r^2\Delta r \quad (20)$$

Donde n es el número de heterogeneidades en una zona dada, r es la distancia de la heterogeneidad a la fuente/estación y N es la densidad de heterogeneidades.

Como se consideran la fuente y la estación en el mismo lugar, las ondas secundarias provenientes del espacio limitado por $(r, r + \Delta r)$ llegarán a la estación en el intervalo de tiempo $(t, t + \Delta t)$.

La suma de la energía llevada por las ondas secundarias que arriban en el intervalo de tiempo $(t, t + \Delta t)$ es igual a Δt veces la densidad del espectro de potencia $P_{(w|t)}$ de las ondas coda:

$$P_{(w|t)}\Delta t = \sum_{r < r_n < r + \Delta r} |\phi_{n(w)}|^2 = \frac{dn}{dr}\Delta r |\phi_{(w|r)}|^2 \quad (21)$$

Donde r_n es la distancia de la estación a la n -ésima heterogeneidad. Reemplazando 20 en 21

$$P_{(w|t)}\Delta t = |\phi_{(w|r)}|^2 4N\pi r^2\Delta r \quad (22)$$

Teniendo en cuenta la expansión geométrica, el espectro de amplitud de las ondas coda dependerá de las distancias de viaje, según:

$$|\phi_{(w|r)}| = |\phi_{(w|r_0)}| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \quad (23)$$

Donde r_0 es una distancia de referencia. Se introduce el factor de atenuación, usando el parámetro Q_c , recordemos de la ecuación 17 que el término que expresa la caída en la amplitud de las ondas durante un periodo de tiempo t es $e^{-wt/2Q}$. Por lo tanto, la amplitud de una onda secundaria es:

$$|\Phi_{(w|r)}| = |\Phi_{(w|r_0)}| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 e^{\frac{-wt}{2Q_c}} \quad (24)$$

Combinando las ecuaciones 22 y 24:

$$P_{(w|t)}\Delta t = \left[|\Phi_{(w|r_0)}| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 e^{\frac{-wt}{2Q_c}} \right]^2 4N\pi r^2 \Delta r \quad (25)$$

Siendo

$$t = \frac{2r}{\beta}$$

Y por lo tanto

$$r = \frac{\beta t}{2}$$

$$\Delta r = \frac{\beta \Delta t}{2}$$

Donde t es el lapso de tiempo a partir del tiempo de origen y β es la velocidad de la onda S. Se pueden reemplazar estos términos en la ecuación 25

$$P_{(w|t)}\Delta t = |\Phi_{(w|r_0)}|^2 \left(\frac{2r_0}{\beta r}\right)^4 e^{\frac{-wt}{Q_c}} 4N\pi \frac{\beta^2 t^2}{4} \frac{\beta \Delta t}{2}$$

Simplificando

$$P_{(w|t)} = |\Phi_{(w|r_0)}|^2 \frac{8N\pi r_0^4}{\beta t^2} e^{\frac{-wt}{Q_c}} \quad (26)$$

La ecuación 26 puede escribirse de manera más general

$$P_{(w|t)} = S t^{-2} e^{\frac{-wt}{Q_c}} \quad (27)$$

Esta ecuación recibe el nombre de espectro de potencia de la fuente de coda. Incluye los parámetros de la fuente, tanto de las ondas primarias (fuente) como de las ondas secundarias (heterogeneidades o fuentes de dispersión). El exponente 2 está determinado por la expansión geométrica para las ondas de cuerpo.

Esta ecuación puede relacionarse a la raíz media cuadrática (RMS) de las amplitudes de la coda en un filtro de banda angosta centrada en una frecuencia angular, según la siguiente expresión propuesta por Aki and Chouet (1975):

$$A_{(w|t)} = 2[2P_{(w|t)}\Delta f]^{1/2} \quad (28)$$

Reemplazando la ecuación 27 en 28:

$$A_{(w|t)} = 2 \left[2St^{-2} e^{\frac{-wt}{2Q_c}} \Delta f \right]^{1/2} \quad (29)$$

La amplitud de coda toma la siguiente forma generalizada como una función del tiempo medido desde el tiempo de origen.

$$A_{(w|t)} = ct^{-1} e^{\frac{-wt}{2Q_c}} \quad (30)$$

Donde se c es llamado factor fuente de coda en una frecuencia particular w . tomando logaritmo a ambos lados de la ecuación

$$\ln(A_{(w|t)}) = C - \ln(t) - bt \quad (31)$$

Donde $C = \ln(c)$ y la b esta relacionada al factor de calidad de coda Q_c por la expresión

$$b = \frac{w}{2Q_c} \quad (32)$$

Rautian and Khalturin (1978) indicaron que el modelo de Aki and Chouet (1975) podía ser utilizado para lapsos de tiempo mayores a $2(t_s - t_0)$ y siempre después de $3(t_s - t_0)$ siendo t_0 el tiempo de origen del sismo, y t_s el tiempo de arribo de las ondas S.

El modelo de retro dispersión simple propuesto por Aki and Chouet (1975) asume que las distancias entre la fuente y la heterogeneidad y entre la heterogeneidad y la estación son mucho mayores que la distancia entre la fuente y la estación receptora. Esto restringe el análisis a registros de ondas coda que lleguen en un lapso de tiempo mucho mayor que el tiempo de arribo de las ondas S directas.

Para dar una solución a estas limitaciones, Sato (1977) formuló el modelo de dispersión isotrópica simple como una extensión del modelo propuesto por Aki and Chouet (1975).

Este modelo considera la separación fuente y estación, es decir no coincidentes, supone un espacio infinito tridimensional, radiación esférica y una distribución homogénea e isótropa de las heterogeneidades en el medio, el cual se considera perfectamente elástico (Herraiz and Espinosa, 1986), esto permite comenzar el análisis de la coda inmediatamente después de la llegada de las ondas S directas.

1.3.2 Single Isotropic Scattering SIS

Sato (1977) propone la siguiente expresión para la densidad media de energía de las ondas dispersadas a una frecuencia angular w

$$E_{sc}(r, w|t) = \left[\frac{W_0(w)g_0(w)}{4\pi r^2} \right] K(\alpha) e^{-\frac{wt}{Q_c}} \quad (33)$$

Donde r es la distancia hipocentral, g_0 es el coeficiente de dispersión y W_0 la energía total radiada por la fuente. La función $K(\alpha)$, donde $\alpha = t/t_s$ y t_s es el tiempo de llegada de la onda S, es de la forma

$$K(\alpha) = \left(\frac{1}{\alpha} \right) \ln \left[\frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} \right] \quad (34)$$

Si se asume que la energía de las ondas S es radiada esféricamente desde la fuente en un periodo de tiempo u , la densidad media de energía de las ondas S a una distancia r del foco será:

$$E_s(r|w) = \frac{W_0(w)}{4\pi r^2 \beta u} e^{-\frac{wt_s}{Q_c}} \quad (35)$$

Si aplicamos un filtro de frecuencia w al sismograma, la relación entre la densidad media de energía de las ondas dispersadas (E_{sc}) y la energía de las ondas primarias S (E_s) puede aproximarse al cuadrado de la relación de las amplitudes $\left(\frac{A_{smax}}{A(t)} \right)^2$ (Domínguez et al, 1997)

$$\left[\left(\frac{A_{smax}}{A(t)} \right)^2 \right] = \frac{E_s(r|w)}{E_{sc}(r, w|t)} = \frac{1}{g_0(w)\beta u K(\alpha)} e^{\frac{w}{Q_c}(t-t_s)} \quad (36)$$

Donde A_{smax} es la máxima amplitud de la onda S, $A(t)$ es la amplitud promedio de la onda coda tomada en el tiempo t , t_s es el tiempo de viaje de la onda S, β es la velocidad

de la onda S. Tomando el logaritmo a ambos lados de la ecuación, una función linealizada del modelo de Sato es:

$$\ln \left[\left(\frac{A_{smax}}{A(t)} \right)^2 K(\alpha) \right] = b(t - t_s) + C \quad (37)$$

Donde la pendiente $b = \frac{w}{Q_c}$, es decir, a partir del ajuste por mínimos cuadrados de la ecuación 37 podemos determinar el factor de calidad Q_c .

$$Q_c = \frac{w}{b} \quad (38)$$

1.4 Sismos Volcano – Tectónicos

La sismología volcánica estudia las señales sísmicas de origen volcánico, así como la estructura de velocidad, atenuación de las ondas sísmicas, y las propiedades físicas de los materiales que afectan el paso de ondas sísmicas en los volcanes. Los volcanes son lugares donde el calor y los fluidos móviles se concentran, por lo que el número de sismos en el tiempo es alto en comparación con otras regiones. Se ha observado que en general las erupciones volcánicas, así como las intrusiones, están acompañadas por variaciones en la sismicidad en la vecindad del volcán (McNutt, 1999).

En los volcanes se detectan diversas señales sísmicas, en función del aspecto del sismograma los sismos volcánicos han sido clasificados en cuatro tipos: sismos volcano - tectónicos VT (también llamados de alta frecuencia (HF) o de tipo A), sismos de baja frecuencia (LF) o tipo B, sismos por explosión y temores.

La presente investigación se centra en el procesamiento y análisis de sismos de tipo VT, que representan el mayor porcentaje de los sismos registrados en el área del CVCCN entre los años 2013 y 2015, y exhiben características que los hacen propicios para el análisis de factor de calidad Q_c .

Los sismos VT ocurren comúnmente a profundidades entre 1-10 km, son de corta duración y se caracterizan por arribos claros de las ondas P y S, un decaimiento rápido de la envolvente de las formas de onda (Lahr et al., 1994), con frecuencias dominantes de 5 a 15 Hz, menores a las generadas en la fuente, debido ya sea a las limitaciones instrumentales o a la alta atenuación local (McNutt, 1999). Son comunes en las crisis

volcánicas (Roman and Power, 2011), generalmente presentan magnitudes menores a 4 (Benoit and McNutt, 1996), aunque en casos excepcionales se han calculado magnitudes ≤ 6 . Con respecto a su génesis, se considera que son causados por fallas influenciadas por esfuerzos durante la intrusión o evolución del magma. Normalmente ocurren en enjambres, que son un grupo de muchos sismos de tamaño y ubicación similar sin un sismo principal. En general, en un enjambre entre un sismo y otro la diferencia de magnitud es de 0,5 unidades de magnitud o menos (McNutt, 1999).

White and McCausland (2016) a partir de una revisión histórica señalan que 11 erupciones en 83 volcanes fueron precedidas por sismos VT, para todos los tipos de magma desde basálticos a riolíticos y todas las explosividades desde VEI 0 a VEI 6, de igual manera enjambres de sismos VT precedieron intrusiones en 21 volcanes. Por esto se siguen considerando como precursores tempranos en una crisis volcánica. Entre los volcanes que presentaron sismos VT antes de sus erupciones se destacan: El Volcán Nevado del Ruiz (1985), El Volcán Pinatubo (1991), el Volcán Redoubt (1990, 2009) y El Volcán Rabaul (1994). Estos autores también encontraron que los sismos VT generalmente se alinean a lo largo de fallas regionales, sin migraciones sistemáticas de los hipocentros. La falta de tendencia espacial de hipocentros sugiere que los sismos VT no siguen la migración lateral del magma, sino que reflejan los movimientos a lo largo de fallas tras la intrusión de magma, es decir, se ubicarían bajo la futura ubicación de la erupción.

2. Complejo Volcánico Chiles – Cerro Negro

2.1 Contexto geográfico y geológico

Los volcanes Chiles ($0^{\circ}49' N$, $77^{\circ}56' W$, 4748 msnm) y Cerro Negro de Mayasquer ($0^{\circ}46' N$, $77^{\circ} 57' W$, 4470 msnm) son estratovolcanes que se ubican en el departamento de Nariño, en la frontera Colombo – Ecuatoriana, separados por solo 4 km de distancia (Figura 2).

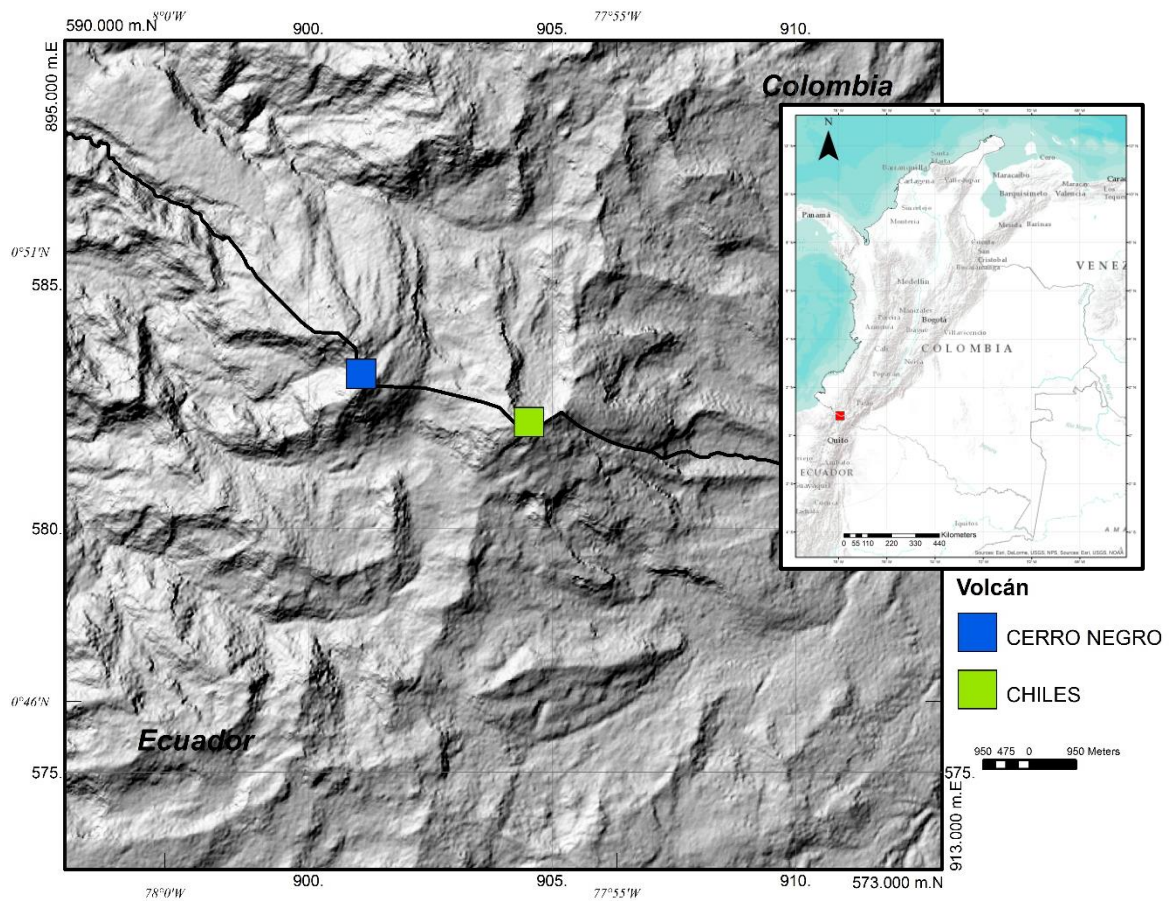


Figura 2. Localización geográfica del CVCCN. Línea negra: Frontera colombo-ecuatoriana.

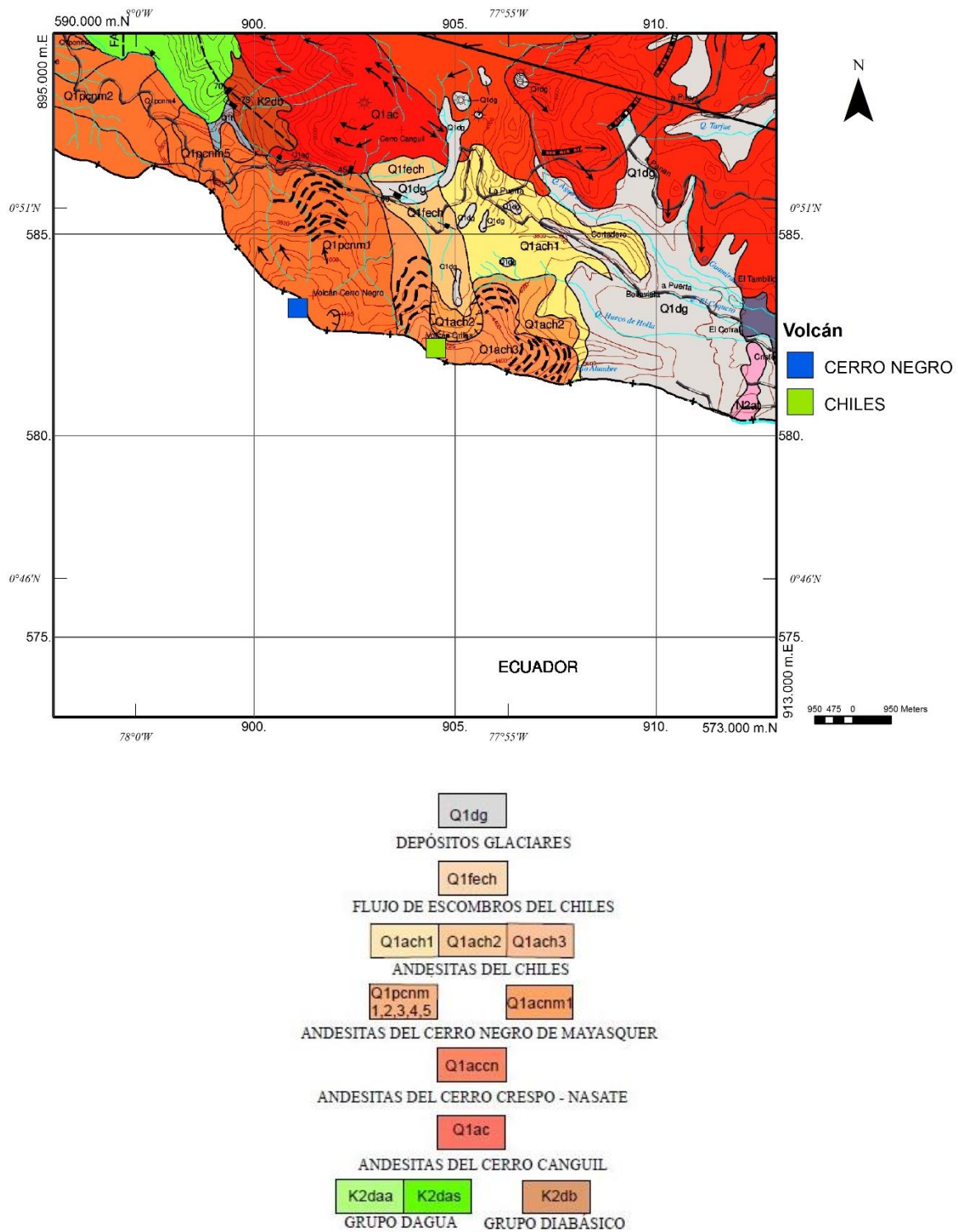


Figura 3. Unidades geológicas del área de influencia del CVCCN.

El CVCCN se construyó sobre la Cordillera Occidental. Los productos de la actividad de este complejo se encuentran sobre productos volcánicos de edad Plioceno emplazados sobre basamento metamórfico. El edificio actual del volcán Chiles está constituido principalmente por varios episodios de flujos de lava andesíticas y el volcán Cerro Negro por depósitos piroclásticos y flujos de lava. El Volcán Chiles tuvo su última erupción hace 160.000 años mientras que flujos de lava andesíticos y dacíticos en la caldera de Cerro Negro son posiblemente de edad Holoceno (Figura 3). La edad del más reciente material eruptado ha sido asignada a una avalancha de escombros que tiene por lo menos 3000 años (Cortés y Calvache, 1997). Un sistema geotermal activo con buen potencial estimado para diversos usos se extiende en el área del volcán Chiles, manifestándose en algunas fuentes termales (figura 4).

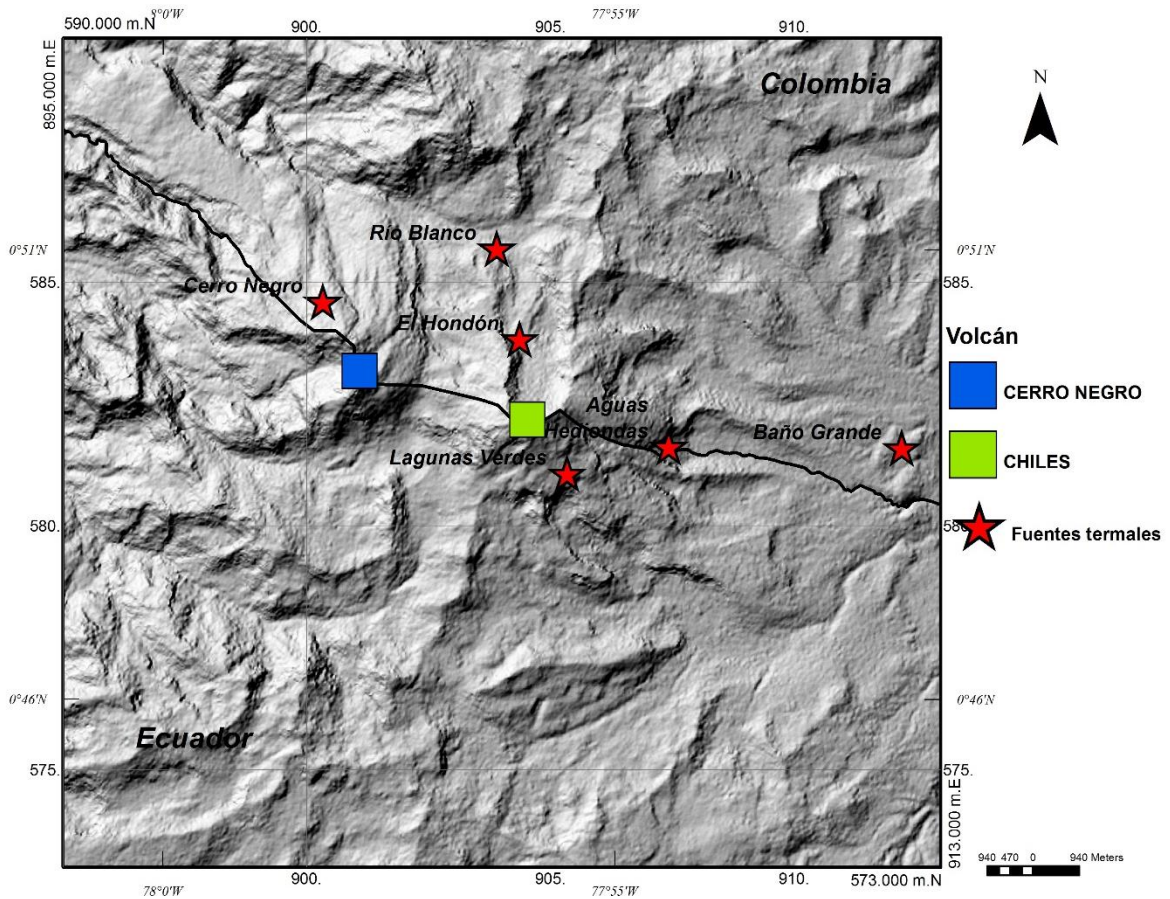


Figura 4. Mapa de localización de las fuentes termales del área de influencia de CVCCN. SGC (2014).

No existen registros históricos de actividad eruptiva para los volcanes Chiles y Cerro Negro. Con respecto a la actividad reciente, se ha registrado un aumento en la actividad

sísmica y la persistencia de fuentes termales. En consecuencia, es calificado como potencialmente activo (SGC, 2014).



Figura 5. Fotografías del Volcán Chiles (1) y del Volcán Cerro Negro (2). Fotos: John J. Sánchez.

El CVCCN muestra cierta complejidad de rasgos estructurales destacándose las fallas Chiles-Cerro Negro y la falla Chiles-Cumbal que atraviesan los dos centros eruptivos (Figura 6).

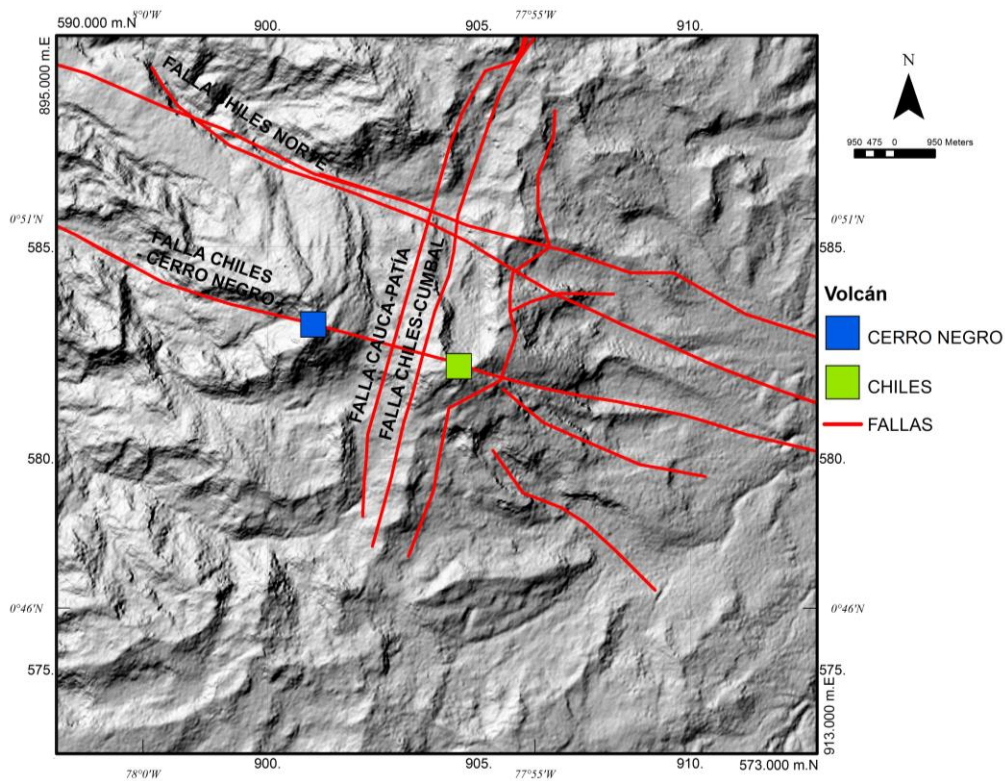


Figura 6. Trazo de las fallas en el CVCCN (Bocanegra y Sánchez, 2017).

2.2 Sismicidad en el Complejo Volcánico Chiles – Cerro Negro

Niveles de baja sismicidad (menos de 10 sismos VT) han sido reportados en el CVCCN desde 1991, después de que el IGEPN instalara un sismómetro en la zona.

En respuesta a una serie de sismos sentidos en varias poblaciones de Nariño y Ecuador a finales de 2013, se implementó una red de monitoreo sismológico en el área de CVCCN, compuesta actualmente por 3 inclinómetros y 10 estaciones sismológicas, 7 de las cuales operan en territorio colombiano y 3 en territorio ecuatoriano. Las estaciones sismológicas administradas por el OVSP corresponden a estaciones de banda ancha, la estación Chiles (ICH) está ubicada en el costado occidental de la cima del Volcán Chiles (sismómetro e inclinómetro), la estación El Morro (IMO) ubicada al nororiente del Volcán Chiles (sismómetro e inclinómetro), la estación Canguil (ICA), instalada el 21 de mayo de 2014 ubicada a 5,5 km al noroccidente del Volcán Chiles (sismómetro y sensor de presión acústica), la estación Cerro Negro (CER) está ubicada al noroccidente de la parte alta del volcán (sismómetro de banda ancha y un inclinómetro electrónico), la estación Panán (IPA), instalada el 3 de julio de 2014 está ubicada a 7,4 km al nororiente del Volcán Chiles, la estación denominada Lagunas (ILV), instalada el 21 de diciembre de 2014 está ubicada a 7,1 km al nororiente del Volcán Chiles, por último la estación Termales (ITE) ubicada al este del complejo (Figura 7) (SGC, 2015).

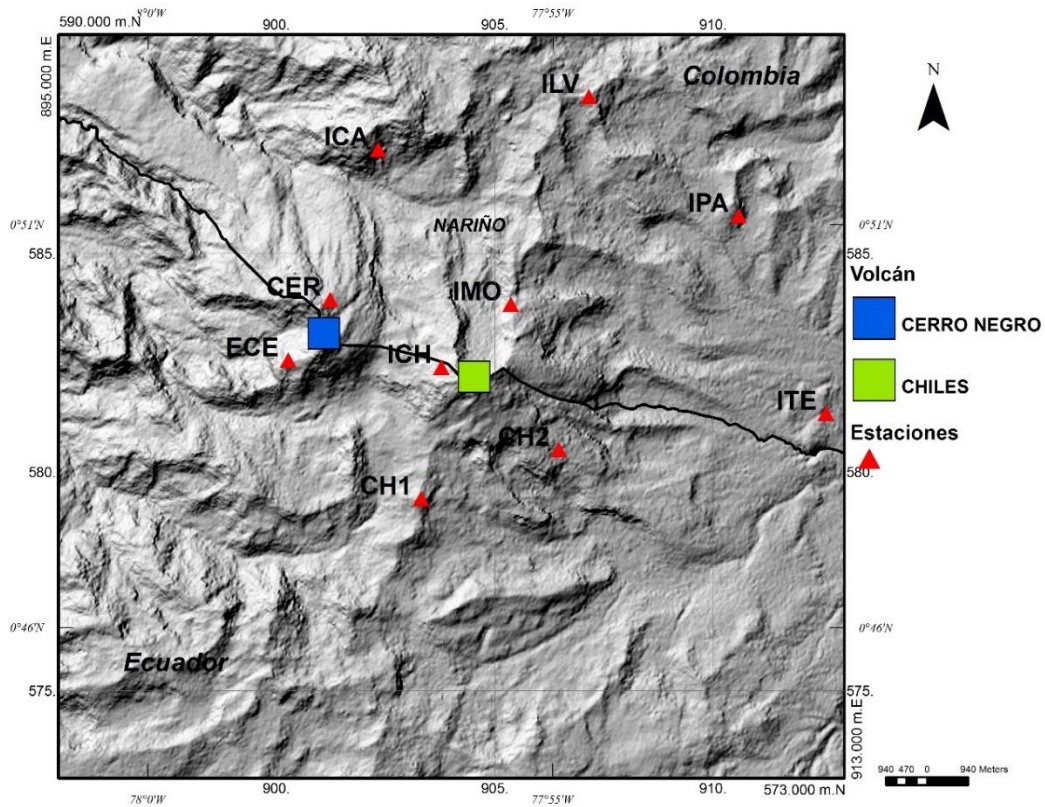


Figura 7. Red sismográfica de monitoreo en el CVCCN, administrada por SGC-OVSP e IGEPN.

Con esta red en operación comenzó la detección de los sismos en la zona, siendo el número de eventos inusualmente alto, mayor a 1000 por día, en su mayoría VT. Hasta agosto de 2015 se registraron alrededor de 540000 sismos de los cuales fueron localizados cerca de 11000 (Figura 8).

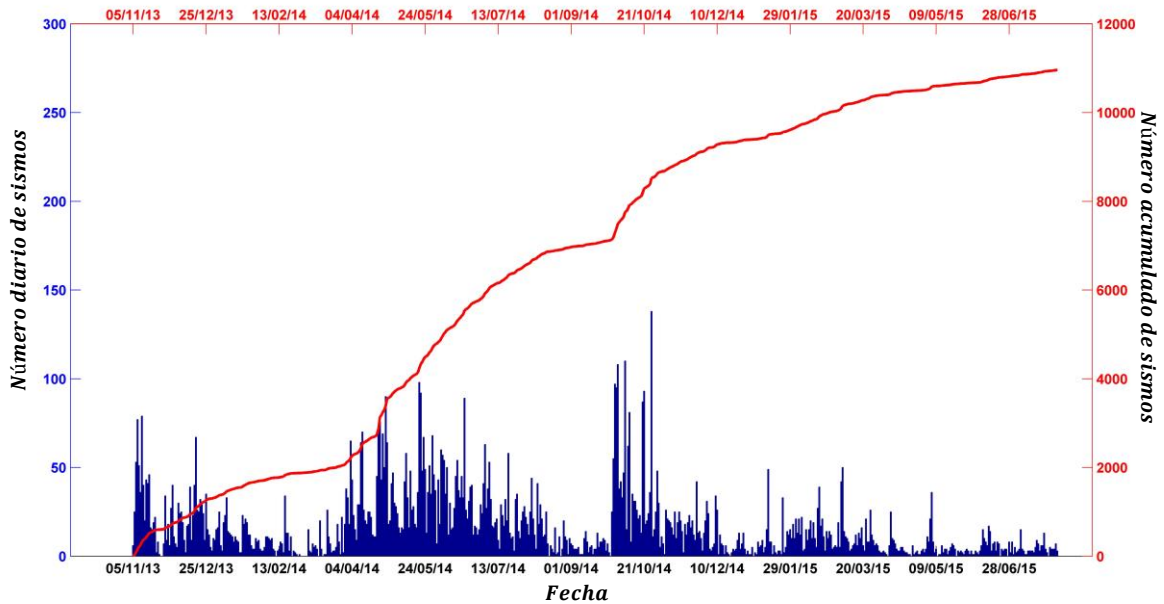


Figura 8. En azul el histograma diario de sismos localizados entre el 2013 y 2015 en el CVCCN. En rojo la sismicidad acumulada localizada.

La evolución temporal de la energía liberada por estos sismos, indica que la secuencia sísmica corresponde a enjambres, es decir la ocurrencia de varios sismos en un área específica con magnitudes similares y en un tiempo relativamente corto (Figura 9). El primero, alrededor de noviembre de 2013, el cual no pudo ser registrado en su totalidad debido a la ausencia de una red sismológica en el área; el segundo, tuvo lugar entre finales de febrero y mayo de 2014; por último, el registrado entre finales de septiembre y noviembre de 2014.

La mayoría de los sismos tienen profundidades entre 2 y 5 km, y se concentran en un área de 25 km² al SW del volcán Chiles. Los tres enjambres ocurrieron en aproximadamente la misma localización, los eventos de mayor energía ocurrieron aproximadamente en la mitad de cada secuencia.

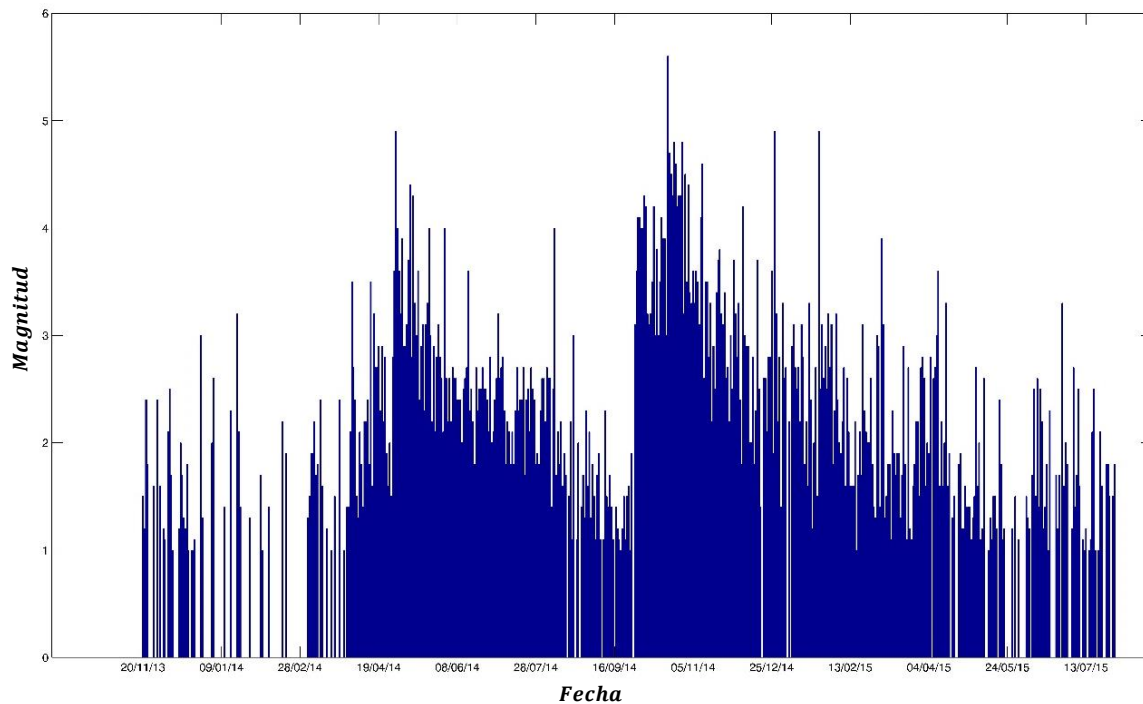


Figura 9. Evolución temporal de la energía sísmica liberada por los sismos en el CVCCN.

La zona donde se ubican los sismos muestra cierta complejidad de rasgos estructurales destacándose las fallas Chiles-Cerro Negro y la falla Chiles-Cumbal que atraviesan los dos centros eruptivos. El incremento en la tasa de sismos en los enjambres hasta un sismo de máxima magnitud, fue interpretado como la evidencia de una intrusión magmática y la resultante exolución de fluidos (Torres et al., 2015).

Aunque los enjambres de sismos en CVCCN son dominados por eventos VT que se piensan están asociados al fallamiento frágil, se han registrado algunos eventos de baja frecuencia (LF), que podrían indicar el movimiento de fluido (SGC, 2014).

A noviembre de 2013 se registraron 7368 sismos VT, de los cuales se localizaron 638, ubicados principalmente a 2,5 km al SW del volcán Chiles (4,5 al SE de Cerro Negro), con profundidades entre 2 y 6 km respecto a la cima volcánica y magnitudes locales menores a 3.2. El número de sismos registrados disminuyó un 6,2% para diciembre de 2013, un 67% para el mes de enero de 2014 y un 89% para el mes de febrero de 2014 (Figura 10), esto permitió al OVSP establecer para estos meses un nivel de actividad VERDE: “Volcán activo y comportamiento estable” para estos dos centros volcánicos activos.

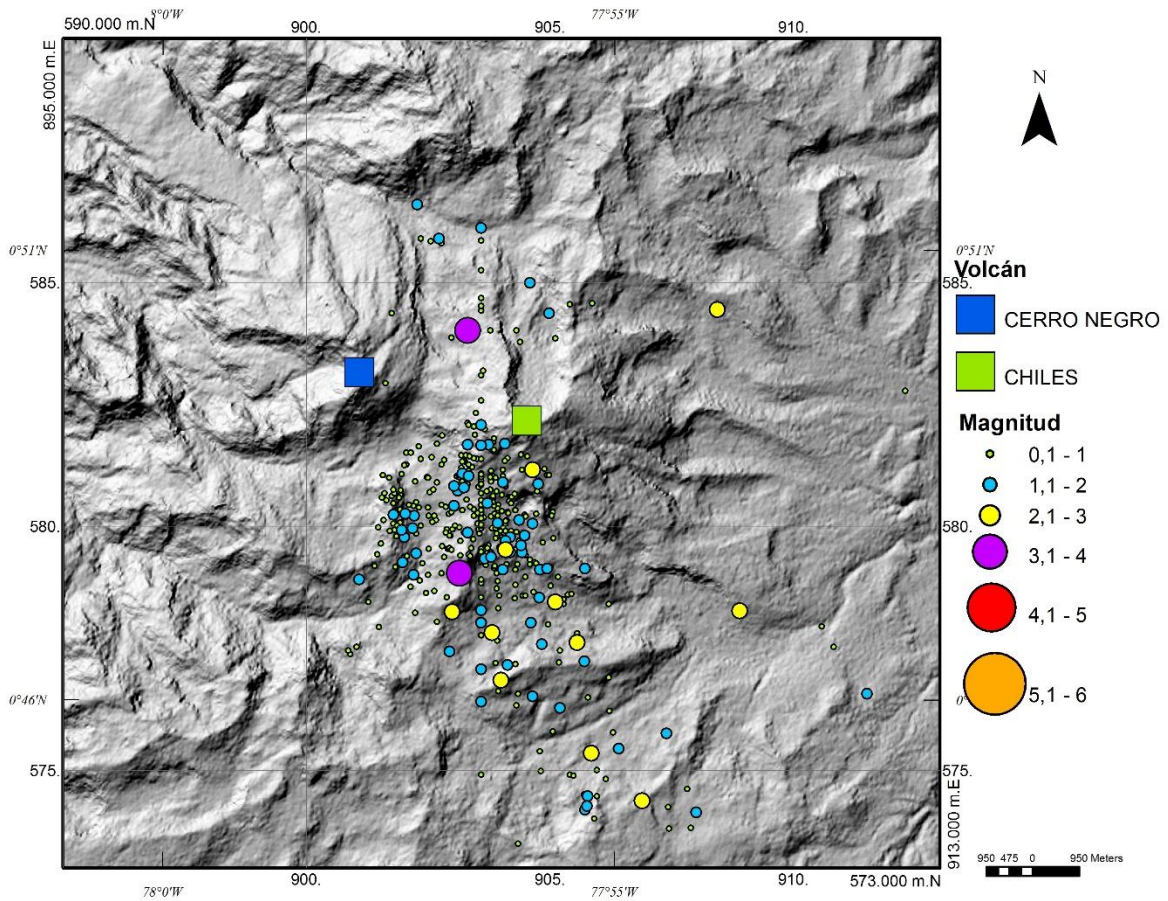


Figura 10. Sismicidad localizada entre noviembre de 2013 y febrero de 2014.

Posteriormente, entre finales de Febrero y Mayo de 2014 fue registrado un enjambre de sismos (Figura 11), al incrementar de febrero a marzo casi 14 veces el número de sismos registrados, en abril el número de sismos aumentó 3 veces con respecto a los registrados en marzo, en su mayoría clasificados como VT y unos pocos como LF en el mes de Febrero. Los sismos asociados a fractura en general se localizaron entre 0.2 y 7 km al SW del Volcán Chiles, aunque la mayoría se concentraron a unos 2 km de distancia, con profundidades entre 0.5 y 9 km respecto a la cima volcánica; las magnitudes locales fueron ≤ 4.7 . Este enjambre fue reportado como sentido por los habitantes de los Resguardos de Chiles, Mayasquer y Panan en Colombia. De estos sismos se destaca el de mayor energía ($M_L=4.9$), registrado el 30 de abril a las 00:43 a.m., ubicado a 1,5 km al SE del Volcán Chiles.

Dado el incremento en la sismicidad, a partir del 30 de abril el nivel de actividad cambió de VERDE: “Volcán activo y comportamiento estable” a nivel AMARILLO: “Cambios en el comportamiento de la actividad volcánica”.

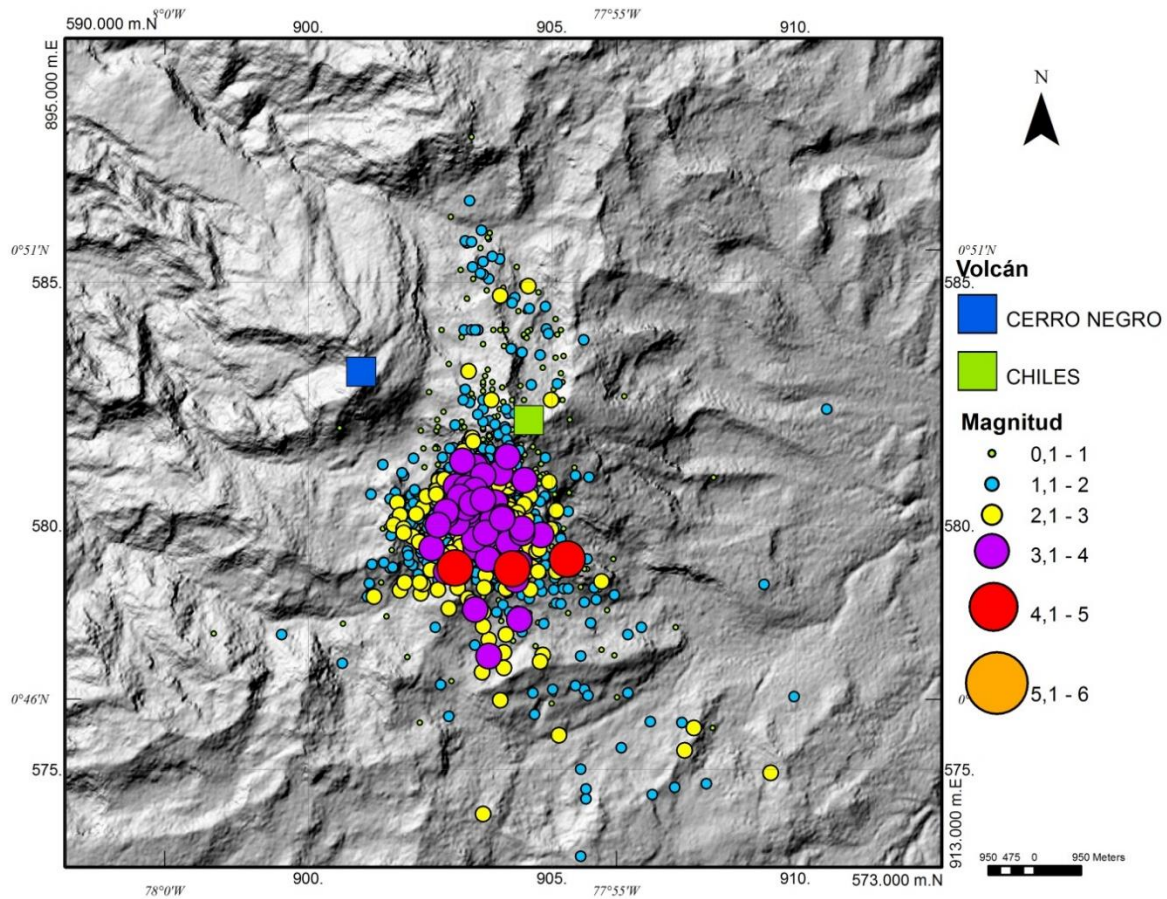


Figura 11. Sismicidad localizada entre febrero y mayo de 2014.

Para el mes de junio la sismicidad disminuyó en un 74% pasando de 31105 sismos registrados en el mes de mayo a 8071 sismos para el mes de junio, esta tendencia se mantuvo hasta el día 28 de septiembre siendo el promedio de sismicidad de 28 sismos por día, en contraste el día 29 de septiembre se registraron 577 sismos, el día 30 de septiembre 1074 y el día 31 de septiembre 112200. Los epicentros de estos eventos se localizaron a distancias entre 1 y 4 km hacia el SW del volcán Chiles, a profundidades menores de 7 km, respecto a la cima volcánica (4.700 msnm), y magnitudes entre 0.7 y 5.6 (Figuras 12 y 13).

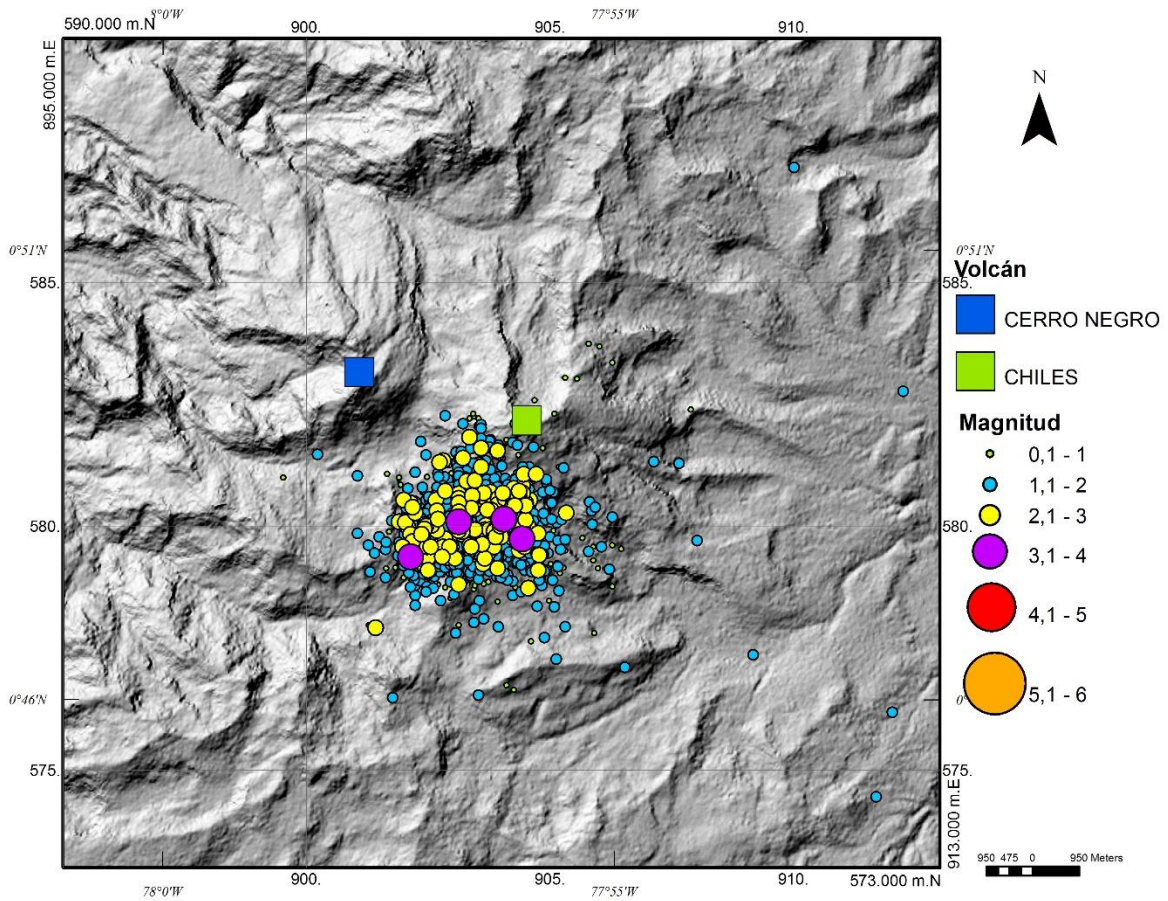


Figura 12. Sismicidad localizada entre junio y agosto de 2014.

Durante el mes de octubre, se contabilizaron alrededor de 95 eventos, reportados como sentidos por pobladores de los Resguardos Indígenas de Chiles, Cumbal, Panán y Mayasquer del Municipio de Cumbal, destacándose el del mayor energía que tuvo lugar el día 20 de octubre de 2014, a las 2:33 pm, con $M_L = 5.6$, a una profundidad inferior a 10 km, sentido incluso en las ciudades de Pasto (Colombia) y Quito (Ecuador), a partir de la ocurrencia de este sismo el OVSP decidió cambiar el nivel de actividad de AMARILLO a NARANJA: “erupción probable en termino de días o semanas”. De la sismicidad VT localizada se distinguen dos fuentes, una ubicada hacia el sector SW del volcán Chiles, con distancias epicentrales entre 1 y 4 km, profundidades entre 2 y 6 km, y la otra ubicada hacia el SE, entre 6 y 7 km de distancia con respecto al edificio volcánico y con profundidades de entre 9 y 10 km.

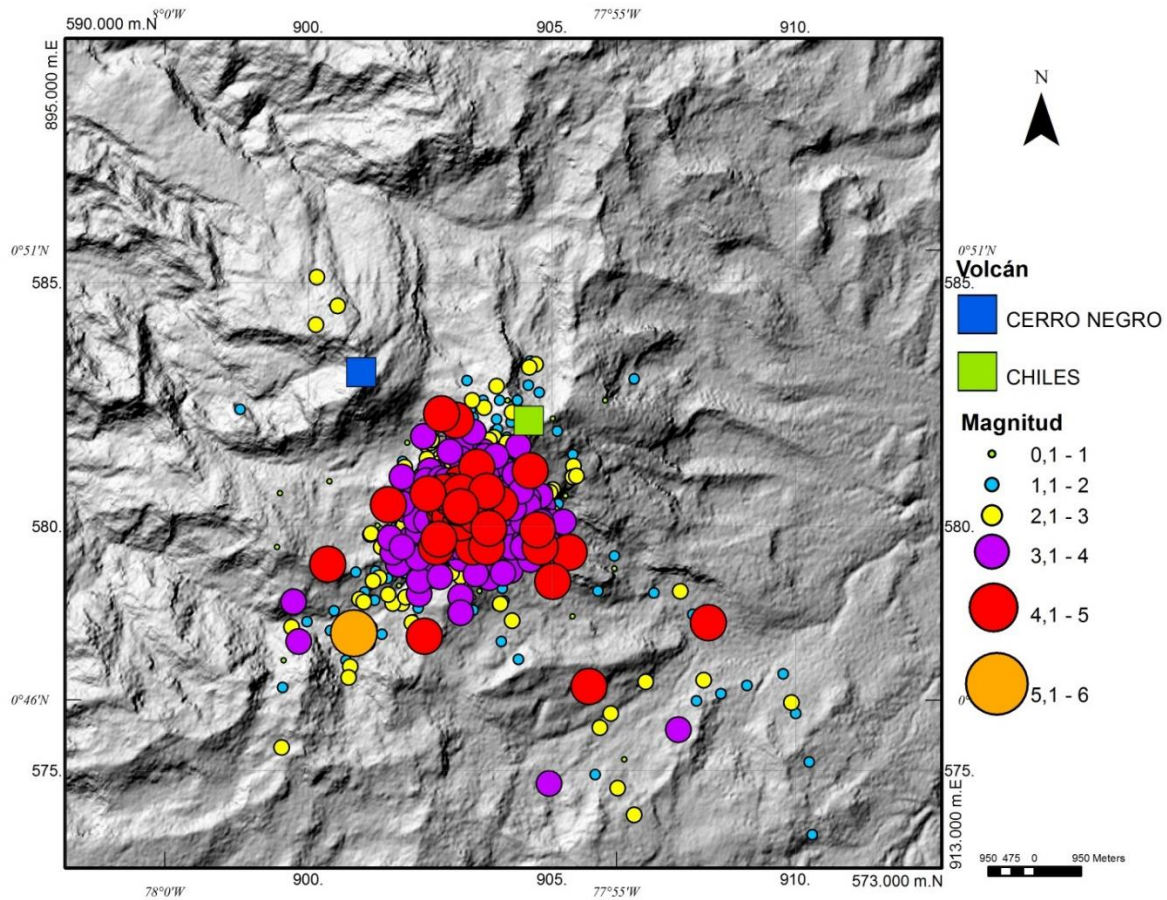


Figura 13. Sismicidad localizada entre septiembre y diciembre de 2014.

A partir del 24 de noviembre de 2014 empieza a disminuir la sismicidad registrada, razón por la cual el 26 de noviembre la alerta cambia de NARANJA a AMARILLA. Durante el año 2015 (Figura 14) se observa una disminución paulatina del número de sismos diario así como de la energía liberada, aproximadamente -40% cada mes hasta agosto de 2015 donde la sismicidad aumento levemente hasta noviembre, en diciembre de 2015 la sismicidad de nuevo disminuye 62% con respecto a noviembre.

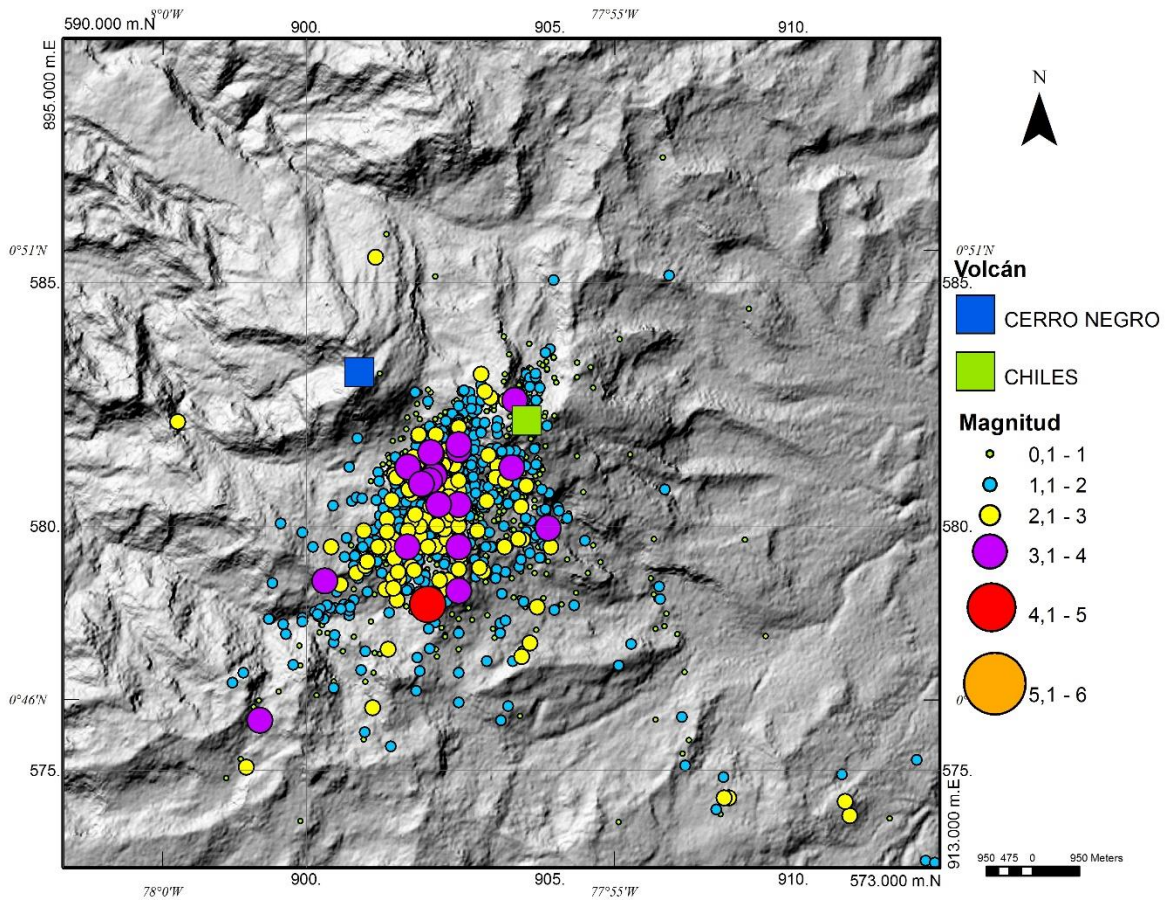


Figura 14. Sismicidad localizada durante el año 2015

Aunque no se evidenciaron manifestaciones en superficie, la actividad volcánica estuvo acompañada entre el 1 y el 19 de octubre de 2014, por una deformación cortical en el área, que concuerda con los cambios observados en la estación de GPS del IGEPN y con la medidas satelitales realizadas por personal de la JPL Caltech – NASA basadas en información de la Agenzia Spaziali Italiane y Università Degli Studi Della Basilicata, mediante la técnica de interferometría (INSAR).

Ebmeier et al. (2016) señalan que el levantamiento registrado entre del 1 al 19 de octubre de 2014, estaría probablemente asociado a una fuente de presión a 10-15km al S del Volcán Chiles, a una profundidad mayor a 13 km. El análisis de movimiento de partículas basado en la evolución temporal de amplitudes de las señales sísmicas sugiere que la fuente de los sismos LF migró con el tiempo, para el 15 de octubre de 2014 estaba

localizada al sur del volcán Chiles, cerca de la fuente de presión reportada por Ebmeier et al. (2016), para el 14 de febrero de 2015 estaba muy cerca del volcán Chiles (Torres et al., 2015).

La presión ejercida por la intrusión magmática habría generado un efecto de dilatación que permitió el aumento en el flujo de fluidos al sistema hidrotermal y contribuyó al aumento en la tasa de ocurrencia de sismos VT. Al mismo tiempo, estos sismos son consistentes con mecanismos asociables a la tectónica regional (Torres et al., 2015) y obedecerían a un desplazamiento dextral oblicuo en una falla inversa con profundidad de 1.4 a 3.4 km de rumbo SW-NE, que registró movimiento por última vez en 1886 (Ebmeier et al., 2016). En consecuencia, la sismicidad registrada entre 2013 y 2015 sería producto de la interacción de la actividad magmática y los procesos tectónicos de la zona.

Después del sismo de magnitud 5.6 ocurrido el día 20 de octubre, el levantamiento cesó y la tasa de sismicidad comenzó a decrecer. Este sismo habría cambiado los esfuerzos en la zona, restringiendo las vías para los fluidos y repercutiendo en un decrecimiento en la tasa de movimiento del magma en la corteza superficial (Ebmeier et al., 2016). El OVSP en los boletines mensuales publicados en 2014 señala también que en ausencia de manifestaciones en superficie de la actividad volcánica, los esfuerzos altamente compresivos que dominan la región habrían propiciado condiciones para que el magma y los fluidos no pudieran ascender fácilmente hacia la superficie.

Torres et al., (2015), basados en el momento sísmico acumulado y en el modelo distal de VT de White and McCausland (2016), estimaron que el volumen de magma que intruyó fue aproximadamente de 35 millones de m³.

La figura 15, muestra la evolución temporal de los parámetros espaciales de los sismos usados en la presente investigación, que fueron seleccionados de acuerdo a sus errores formales de localización así: raíz media cuadrática (rms) menor a 0,5 s, error horizontal menor a 5 km y error vertical menor a 5 km. Las posiciones hipocentrales de la sismicidad analizada no muestran cambios significativos en el tiempo, lo que sugiere estabilidad espacial relativa en las condiciones del medio e indicando que cualquier cambio temporal de la atenuación que pueda ser determinado no estará asociado a cambios en la localización de los sismos (Londoño et al., 2002; Del Pezzo et al., 2004).

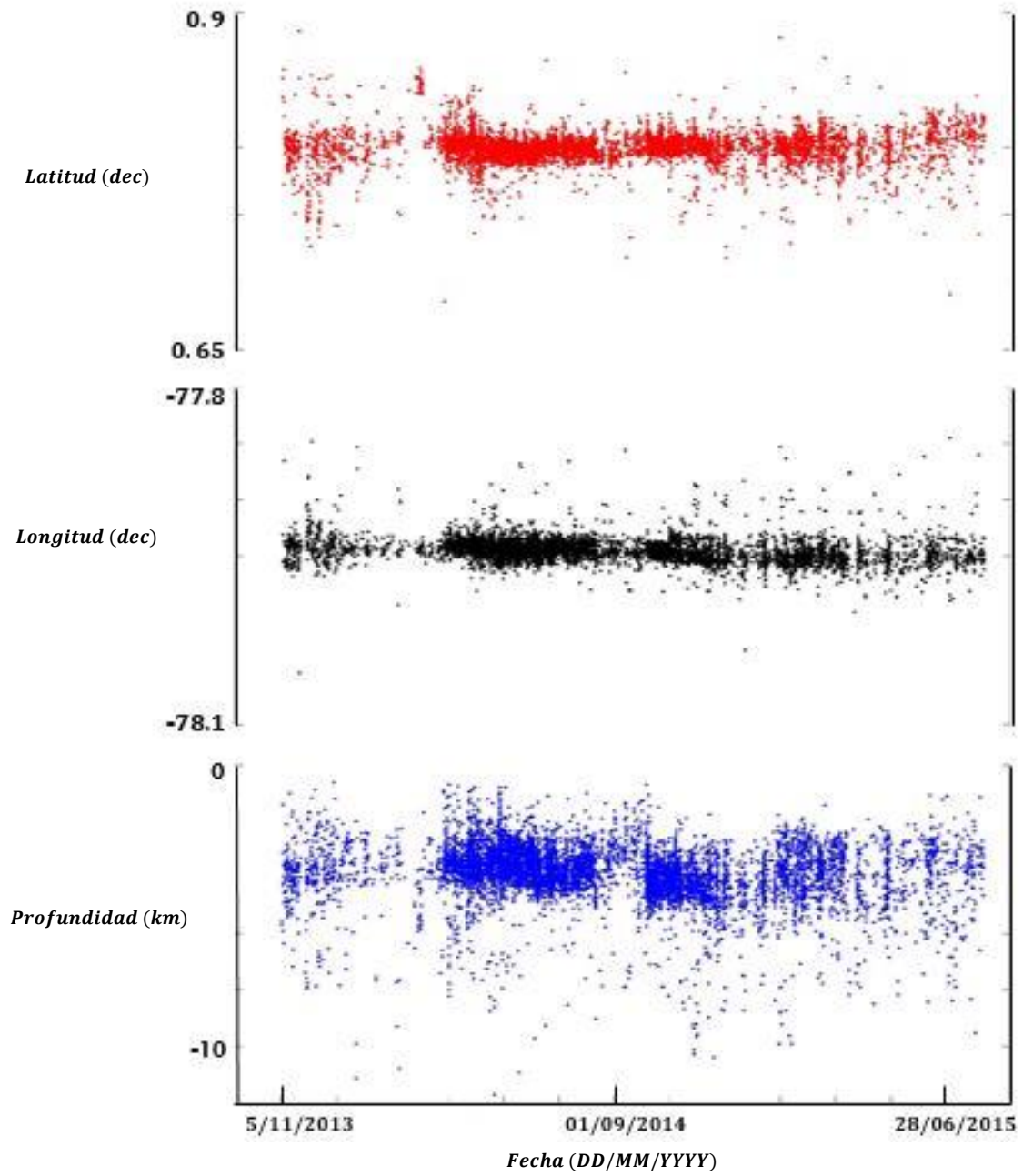


Figura 15. Localización en el espacio y en el tiempo, de los sismos analizados en el presente estudio.

3. Datos y metodología

3.1 Rutina para el cálculo de la coda Q

La coda Q a partir de las señales sísmicas fue calculada con una rutina diseñada en MATLAB por la autora, basada en el modelo SIS de Sato (1977) y teniendo en cuenta las metodologías planteadas por Wong et al. (2001); Dominguez et al. (1997); Londoño et al. (1998); entre otros.

Primero, las trazas (medidas de la amplitud que varían con el tiempo) de los sismos VT locales del área del CVCCN, suministrados por el OVSP, fueron preparadas en un formato tipo ASCII con encabezado especial que facilita su uso. Como se observa en la Figura 16, este formato corresponde a un archivo de texto para cada sismo.

A continuación se describen los pasos de tratamiento de la señal luego de que la rutina a leído un archivo como el descrito, con una forma de onda. Para ejemplificar, se usa una señal detectada el 27 de octubre de 2015, correspondiente a un sismo de $M_L=1.6$, profundidad 6,5 km, registrado por la estación ICH (Figura 17).

1. Para un rastreo riguroso de la señal, se asignan variables para los siguientes aspectos: ID (identificador único para cada señal, asociable a otros archivos, por ejemplo el que contiene los tiempos de llegada de las ondas a diferentes estaciones), la estación sismológica que lo registró, la fecha y hora de ocurrencia, la frecuencia de muestreo, el tiempo de origen del sismo, el tiempo de arribo de la onda P y el tiempo de arribo de la onda S, magnitud, profundidad, latitud y longitud.
2. Se define el tiempo de inicio de la coda, para este caso, dos veces el tiempo de arribo de la onda S (t_s).
3. Se determina el dato de amplitud donde la relación señal – ruido disminuye a un nivel por debajo de 3 y este se define como el final de la coda, la diferencia entre

el tiempo final y el tiempo inicial de la coda corresponde a la longitud de la coda, para nuestro sismo ejemplo es 5 s.

4. Se aplican filtros pasa banda tipo Butterworth a la señal de la coda. Son 5 las bandas de frecuencias, 1-3 Hz, 2-4 Hz, 4-8 Hz, 8-12 Hz, 12-18 Hz, centradas en 1,5 Hz, 3 Hz, 6 Hz, 10 Hz, 15 Hz, respectivamente.
5. Para cada señal resultante del filtrado en las diferentes bandas de frecuencia se calcula la “envolvente suavizada de la coda” utilizando la transformada de Hilbert. La envolvente de la coda representa las amplitudes promedio de esta parte de la señal filtrada (Figuras 18 a 22).
6. Se aplica la función linealizada del modelo de Sato (1977) (Ecuación 37) (Figuras 18 a 22).
7. Con base en la señal obtenida de la función linealizada, se calcula una regresión lineal por el metodo de mínimos cuadrados, y a partir de la pendiente de la línea resultante se determina el factor de calidad Q_c (Ecuacion 38) (Figuras 18 a 22).

ID- identificador	11142
Frecuencia de muestreo	100.000000 muestras/s
Fecha y hora de la ocurrencia del sismo	10/21/14 00:29:01.290000
Estación	ICHZ
Tiempo de origen	52.71
Tiempo de P	54.01
Tiempo de S	54.86
Magnitud	3.9
Latitud	0.8043333333333333
Longitud	-77.93666666666667
Profundidad	3.51
Amplitudes	-27120
	-26820
	-26641
	-26898
	-27200
	-27076
	-27130
	-27353
	-27325
	-27051
	-26968
	-27311
	-27019
	-26684
	-26901
	-26447
	-25968
	-26110
	-26455
	-26410
	-26775
	-27023
	-27131

Figura 16. Formato del archivo .txt con la información de cada uno de los sismos localizados en el CVCCN entre 2013 y 2015. Se pueden leer en orden los parámetros de cada sismo.

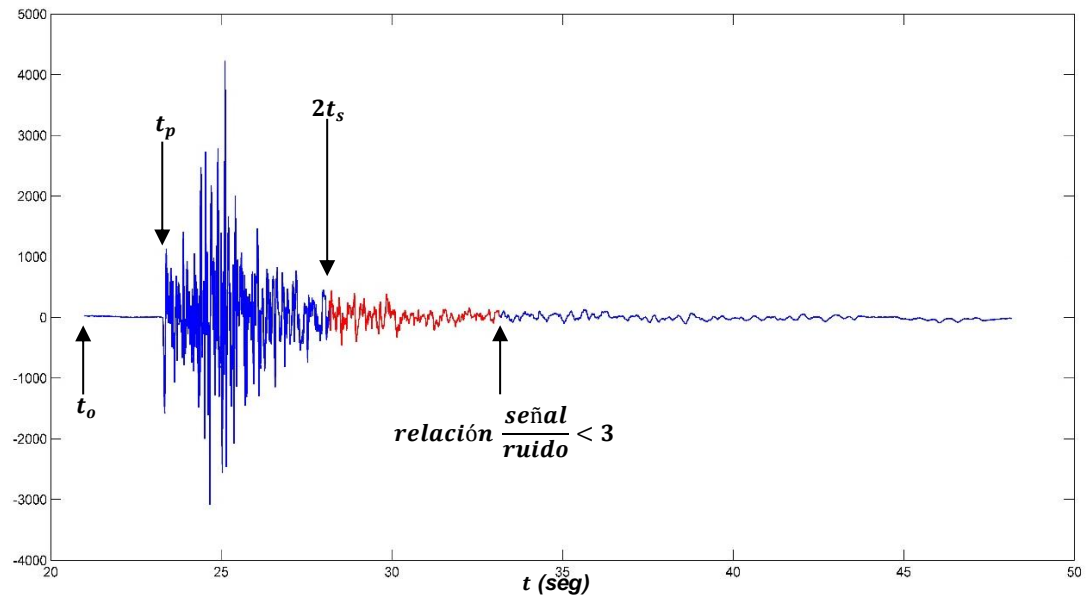


Figura 17. Forma de onda de un de un sismo con $M_L=1.6$ registrado por la estación ICH el día 27 de octubre de 2015, con frecuencia de muestreo de 100 muestras/s, usando la componente vertical de movimiento, el segmento rojo de la traza representa la coda del sismo, t_o es el tiempo de origen del sismo, t_p es el tiempo de arribo de la onda P y t_s es el tiempo de arribo de la onda S.

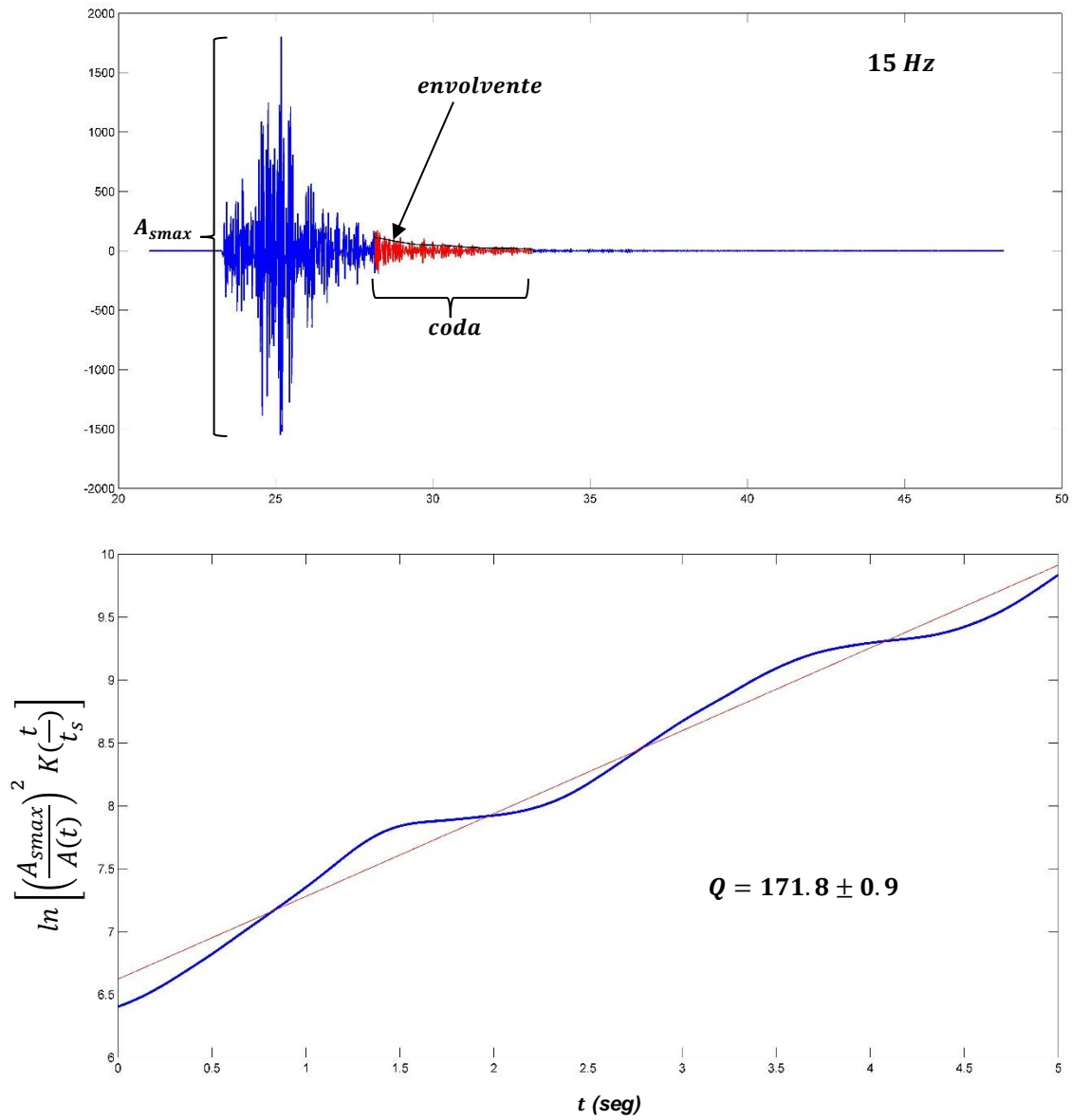


Figura 18. La imagen superior corresponde a la señal filtrada en la “banda de frecuencias 12-18 Hz”, centrada en 15 Hz. En la parte inferior, el ajuste lineal usando el modelo de Sato (1977).

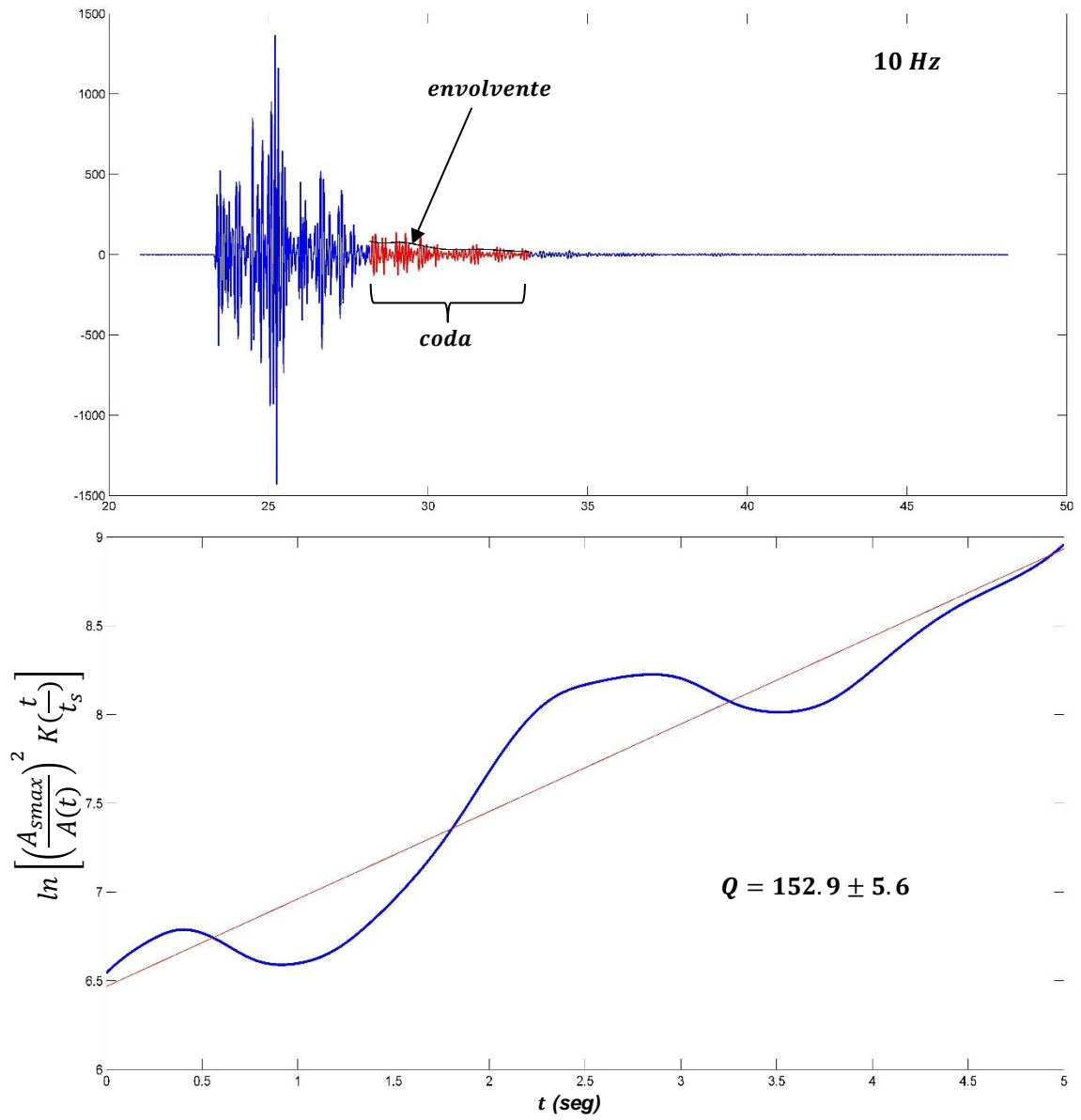


Figura 19. Igual que en la Figura 18, para la “banda de frecuencias 8-12 Hz”, centrada en 10 Hz.

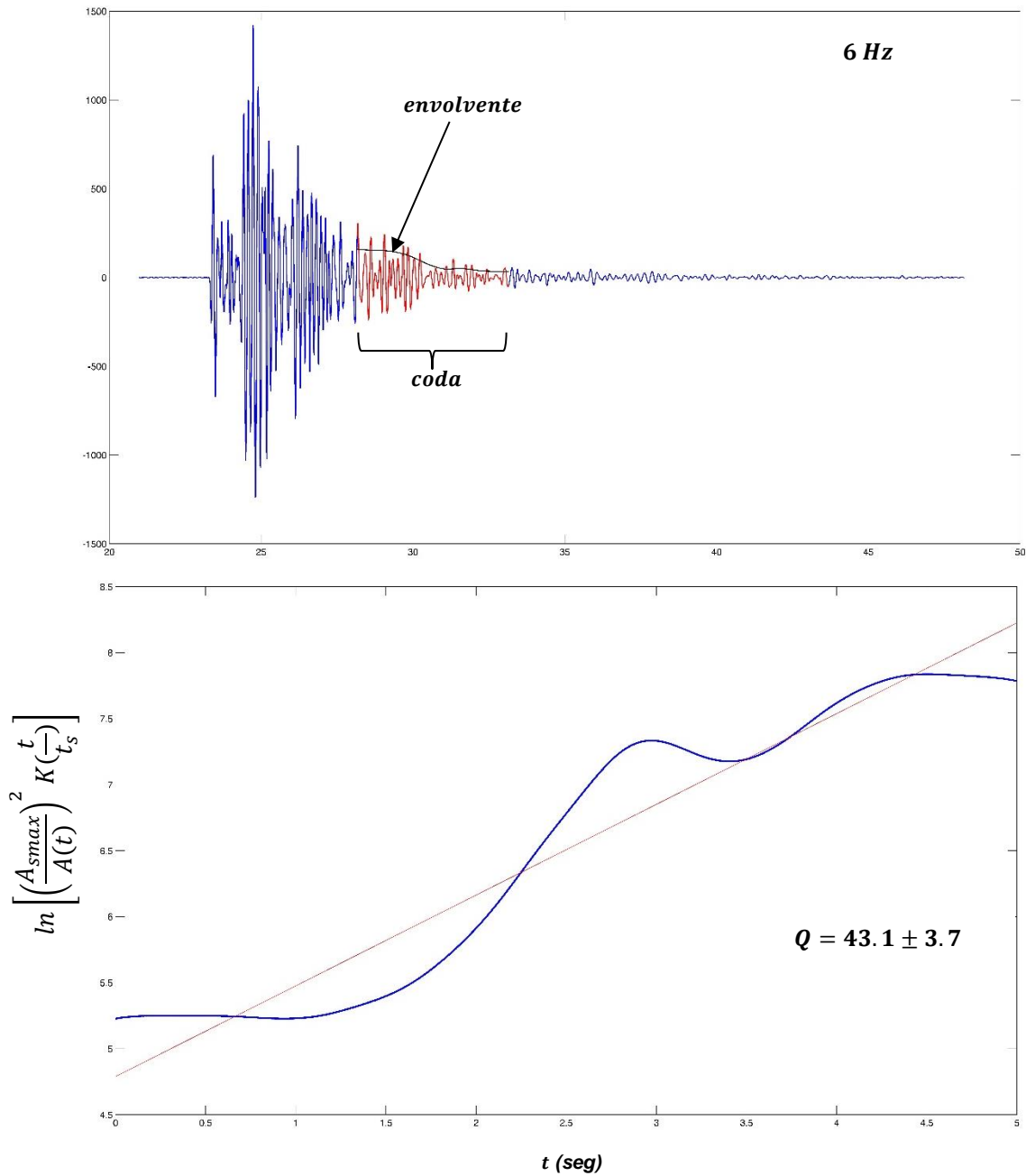


Figura 20. Igual que en la Figura 18, para la "banda de frecuencias 4-8 Hz", centrada en 6 Hz.

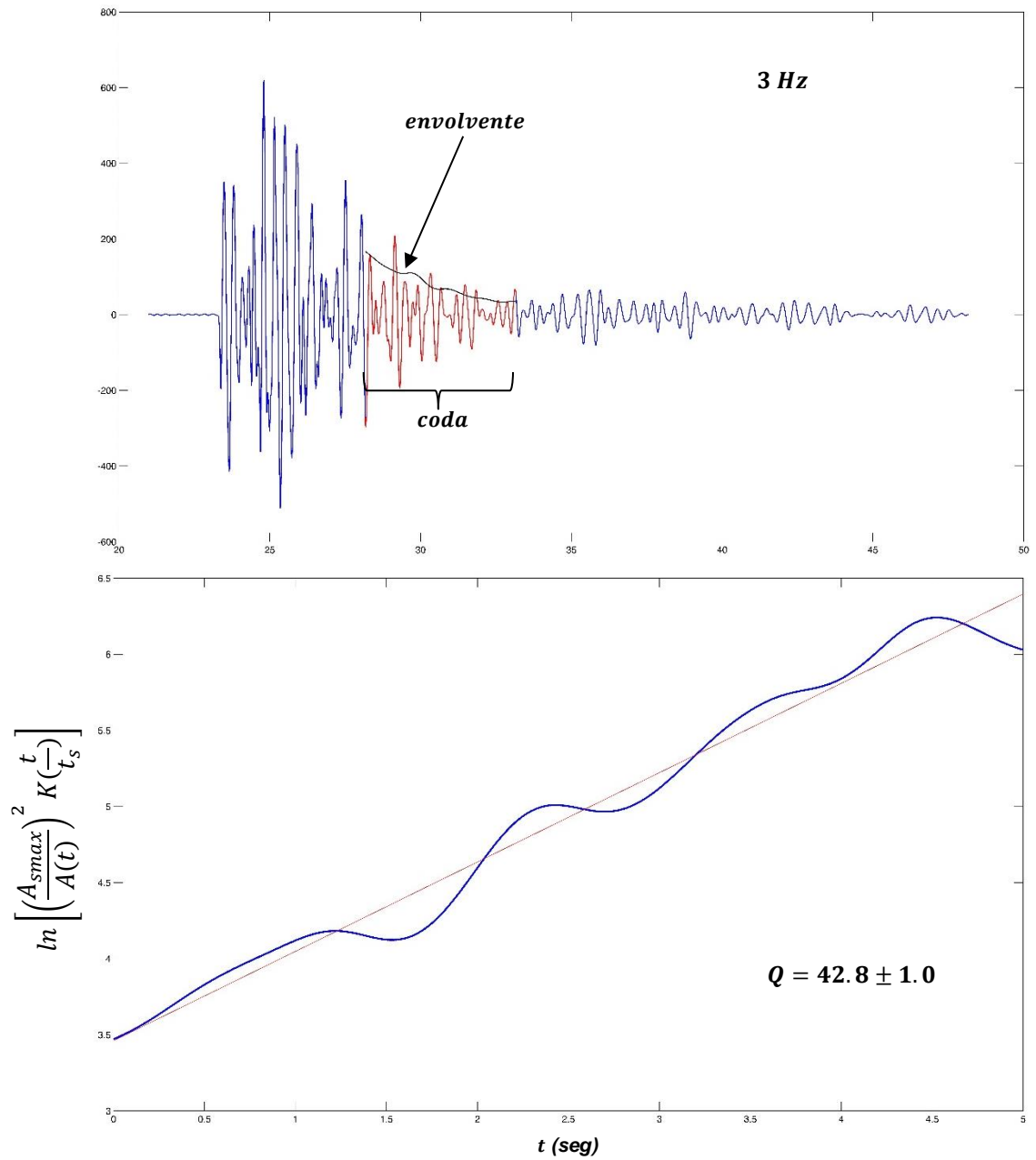


Figura 21. Igual que en la Figura 18, para la "banda de frecuencias 2-4 Hz", centrada en 3 Hz.

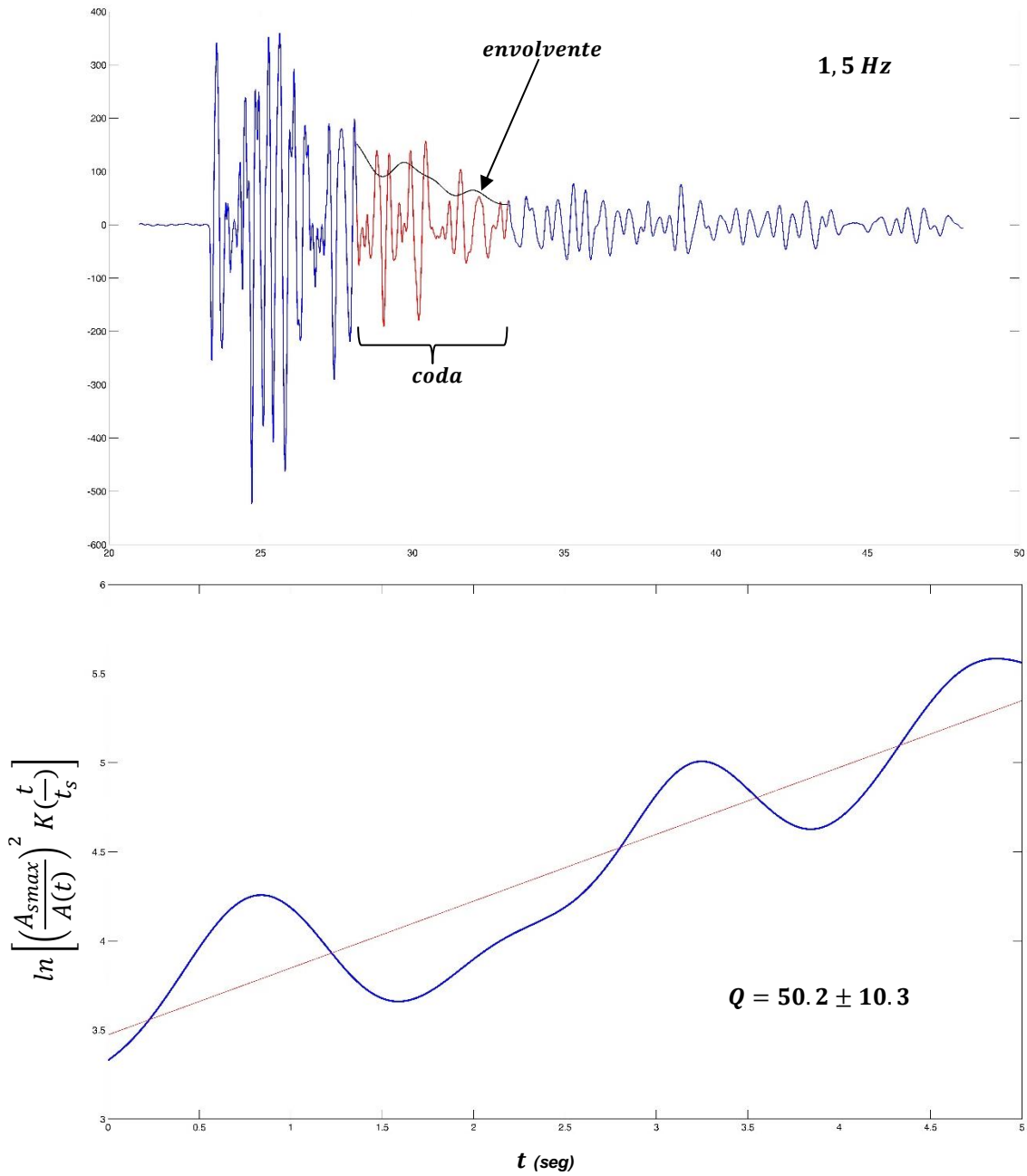


Figura 22. Igual que en la Figura 18, para la "banda de frecuencias 1-3 Hz", centrada en 1.5 Hz.

3.2 Procesamiento

El valor de Q_c se calculó para el intervalo de tiempo entre noviembre de 2013 y julio de 2015. Para ello se hizo uso de la componente vertical de los sismos registrados por la estación ICH, que se seleccionó por exhibir mejor relación señal – ruido y por tener la mayor continuidad de registro en el tiempo. La estación ICH está ubicada distante a las fuentes termales del CVCCN, instalada sobre las lavas andesíticas masivas del Volcán Chiles, compuestas por plagioclasas y piroxenos, y ocasionalmente olivinos con bordes de óxidos de hierro.

Los cálculos se realizaron con base en un inicio de la coda determinado como 2 veces el tiempo de arribo de la onda S (t_s), dado que los sismos VT son sismos de corta duración y la elección de un inicio mayor a $2t_s$, reduciría de manera significativa el segmento de tiempo utilizable como coda. Cabe señalar que diversos autores han escogido en sus investigaciones inicios después de 2.5 e incluso 3 veces t_s , para evitar contaminación de la coda con otro tipo de ondas. En ese sentido, para asegurar calidad en los datos, se han descartado las trazas con coeficiente de correlación para el ajuste lineal menor a 0.8.

Para realizar el análisis masivo de las señales se decidió definir una ventana de coda constante, dado que para sismos pequeños la ventana de coda no supera la ventana de 5 segundos, se realizaron pruebas utilizando ventanas de 4, 4.5 y 5 segundos, y así determinar la más adecuada para el procesamiento y análisis de los datos. En la Tabla 1 se presenta el número de sismos que pudo ser analizado para cada ventana y cada banda de frecuencia, después de descartar múltiples trazas que mostraron un coeficiente de correlación para el ajuste menor a 0.8. Para las bandas 1-3 Hz y 2-4 Hz (bajas frecuencias) las trazas disponibles para ser analizadas disminuyen notablemente, dada la alta dispersión de los datos en estas frecuencias, y por lo tanto poca confiabilidad, los cambios temporales se analizaron a partir de los resultados de las bandas 3, 4 y 5 (altas frecuencias).

Ventana/Banda	Banda 5: 12-18 Hz	Banda 4: 8-12 Hz	Banda 3: 4-8 Hz	Banda 2: 2-4 Hz	Banda 1: 1-3 Hz
5 seg	7313	7474	7070	3747	2185
4.5 seg	7374	7382	6916	3692	2174
4 seg	7400	7434	6713	3603	2154

Tabla 1 Número de de sismos con un ajuste lineal mayor a 0.8, para cada banda de frecuencia y cada ventana de prueba.

Para las 3 ventanas de prueba el mayor número de sismos con un ajuste entre 0.8 y 1.0 se obtuvo utilizando una ventana de 5 segundos (Tabla 1).

Se promediaron los valores diarios de Q_c , desechándose los valores extremos. Con el fin de definir la sensibilidad del método a los cambios temporales en Q_c , se realizaron pruebas con diferentes promedios móviles (Londoño et al., 2002; Del Pezzo et al., 2004), tomando como ejemplo la banda 5, en la Figura 23 se observa como los promedios móviles calculados con tamaños de muestra que aumentan progresivamente se suavizan sin “aplastar” las variaciones en el tiempo de Q_c^{-1} , la prueba demuestra que los mejores resultados, sin distorsión o enmascaramiento de tendencias por ruido, corresponden al promedio móvil de 30 días con un traslape del 50%.

En la parte superior de la Figura 24 se representan los cambios temporales de Q_c^{-1} para las bandas centradas en 6, 10 y 15 Hz, durante el período noviembre de 2013 a julio de 2015 utilizando un promedio móvil de 30 días y asignando al valor obtenido en cada promedio móvil a la fecha central de la ventana de treinta días. En la parte inferior de la Figura 24, se representó la variación temporal de la magnitud y el número acumulado de sismos, destacando los sismos de $M_w = 4.9$ y $M_w = 5.6$, que corresponden a los sismos de mayor energía registrados en el enjambre 2 (febrero a mayo de 2014) y el enjambre 3 (septiembre a noviembre de 2014), respectivamente.

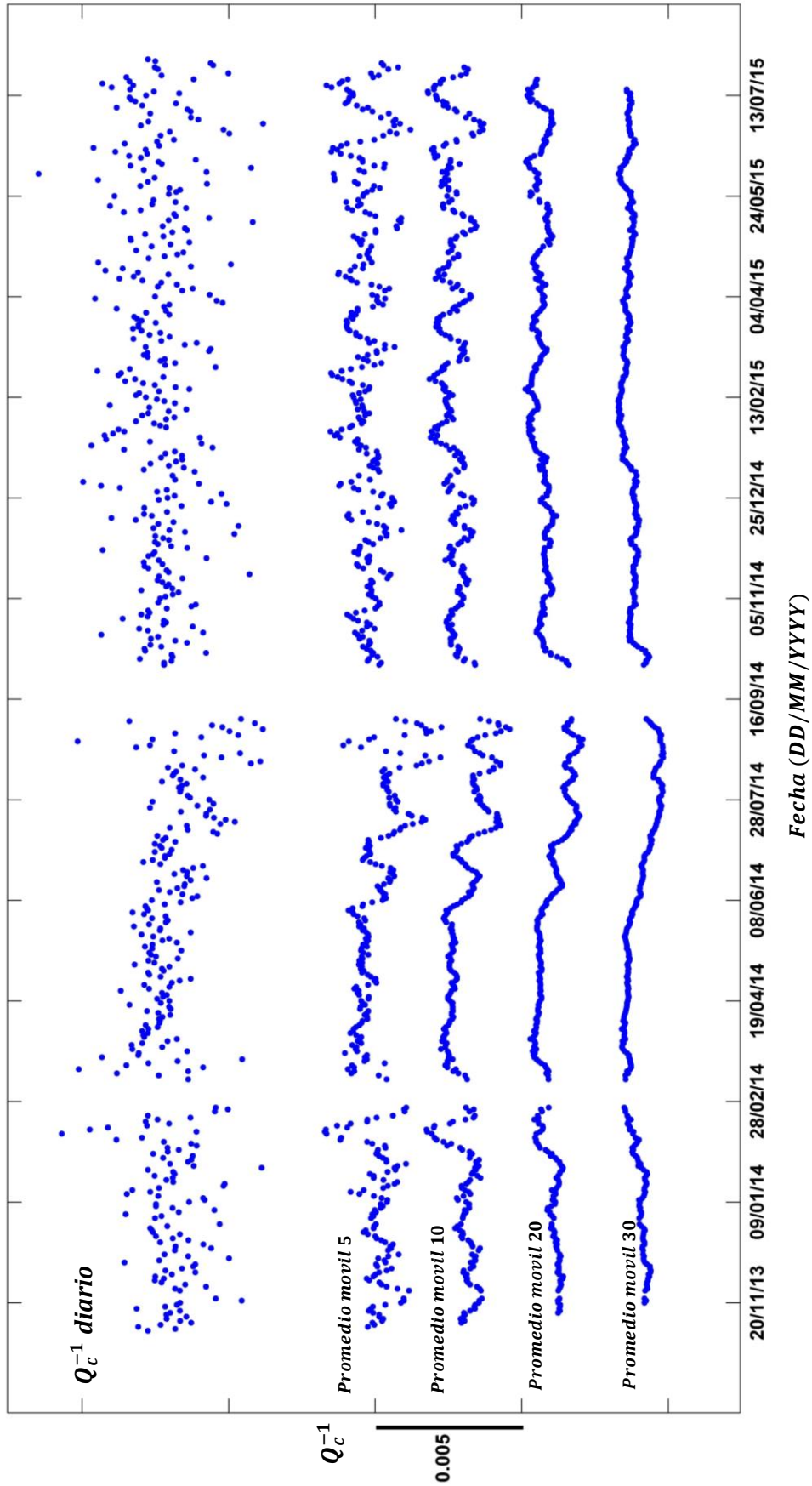


Figura 23. Ensayo de diferentes promedios móviles para la banda de frecuencia centrada en 15Hz

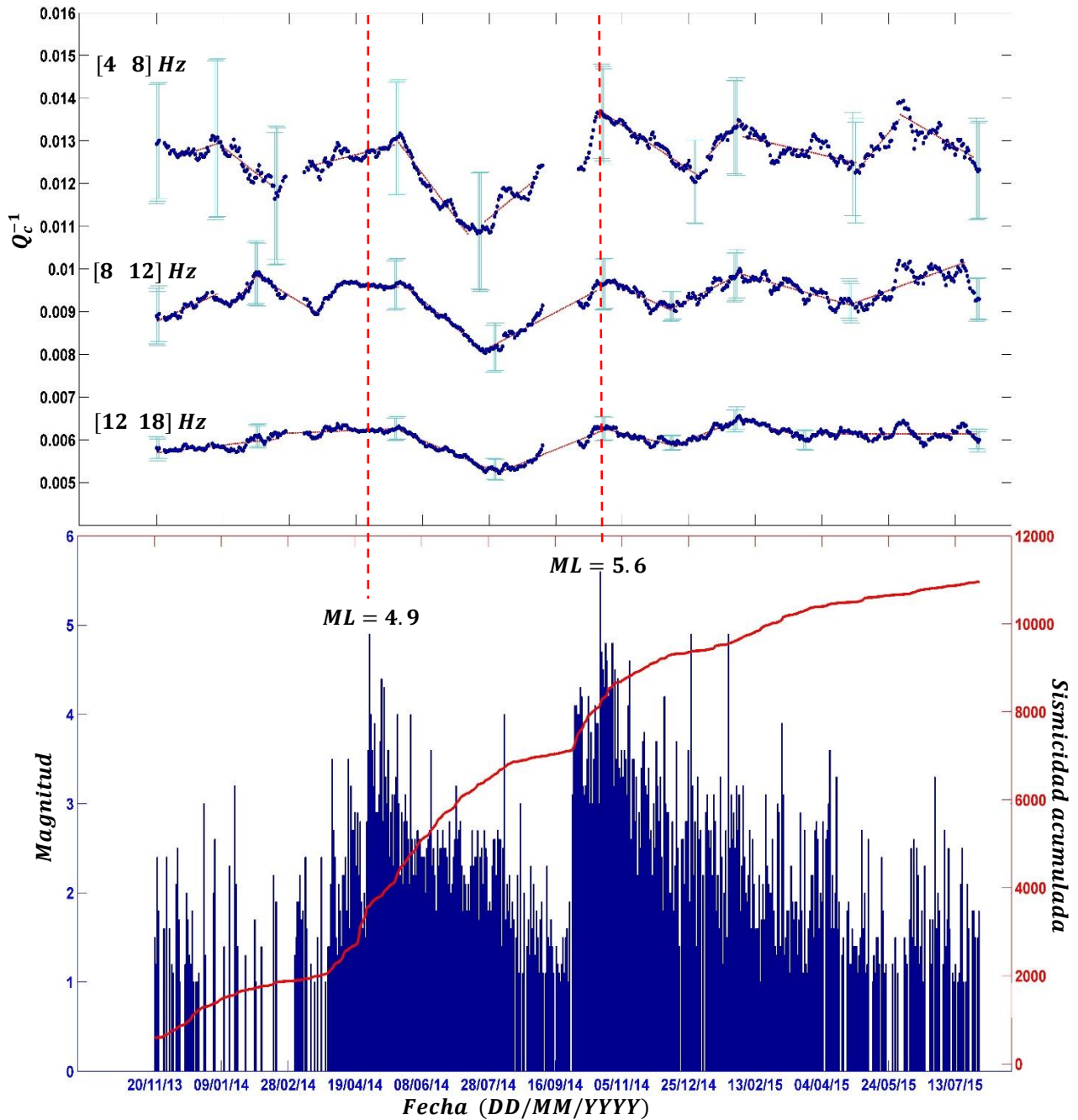


Figura 24. En la parte superior Q_c^{-1} como función del tiempo entre 2013 y 2015 en el CVCCN, las líneas rojas punteadas destacan las tendencias predominantes en la variación de la atenuación, las barras azul claro representan la desviación estándar de Q_c^{-1} . En la parte inferior en azul la variación de la magnitud de los sismos, la línea roja corresponde a la sismicidad acumulada (número de sismos). La escala de tiempo es en días desde el 20 de noviembre de 2013 hasta el 31 de julio de 2015.

Para analizar la dependencia de Q_c con la frecuencia se promediaron los valores de Q_c 20 días antes de la ocurrencia de los dos sismos de mayor energía registrados en cada uno de los enjambres y los valores de Q_c del 19 de julio de 2014 al 7 de agosto de 2014, época donde se observan los menores valores de atenuación. En la Figura 25 se muestran los valores promedio de Q_c para cada una de las frecuencias centrales escogidas. A través de un análisis de regresión y asumiendo la ley de la potencia $Q_c = Q_o f^\eta$ (ecuación 19), para los eventos antes del sismo de $M_w = 4.9$ se obtuvieron las siguientes relaciones $Q_o = 45,84 \pm 1,09$ y $\eta = 0,43 \pm 0,11$. De manera similar, valores de $Q_o = 45,98 \pm 1,08$ y $\eta = 0,44 \pm 0,09$, fueron determinados para los eventos antes del sismo de $M_w = 5.6$. Para los eventos ocurridos alrededor del 28 de julio de 2014 donde se presentó la atenuación más baja se obtuvo $Q_o = 40,67 \pm 1,08$ y $\eta = 0,52 \pm 0,10$. En promedio se obtiene $Q_o = 44,16 \pm 1,08$ y $\eta = 0,46 \pm 0,10$, es decir, en el CVCCN Q_c depende de la frecuencia siguiendo la ecuación $Q_c = 44,16 \pm 1,08 f^{0,46 \pm 0,10}$. Los resultados permiten apreciar de manera general que Q_c aumenta cuando incrementa la frecuencia.

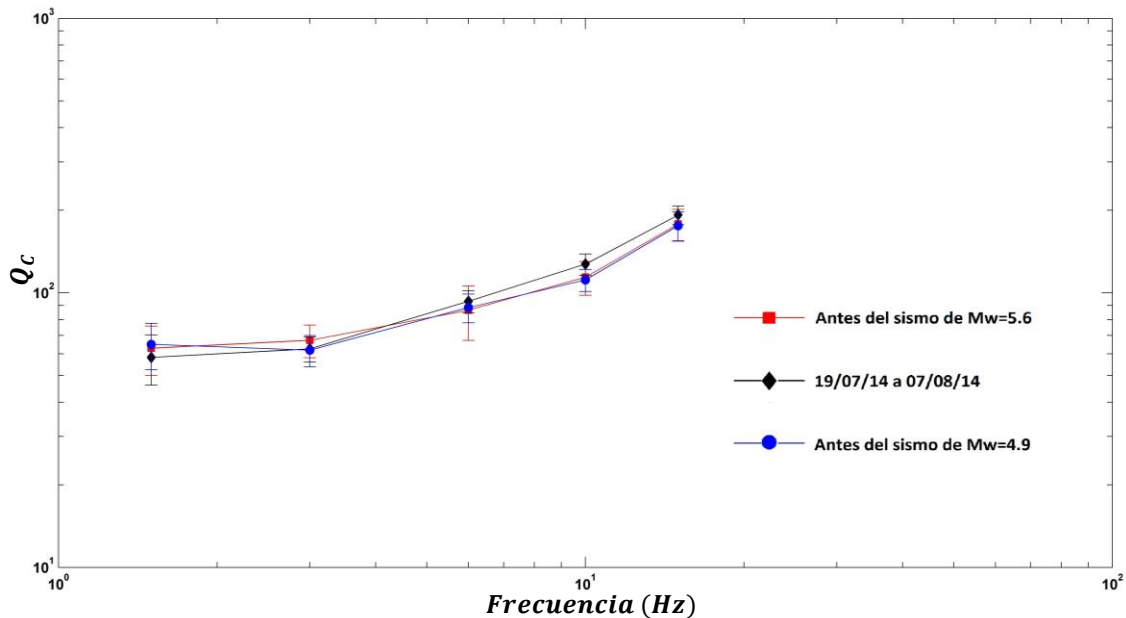


Figura 25. Representación gráfica de la dependencia de Q_c con la frecuencia. Las barras representan la desviación estándar de los datos.

La dependencia de Q_c con la frecuencia en el CVCCN se comparó con la reportada en otras regiones volcánicas del mundo (Figura 26). El valor relativamente bajo del coeficiente η hallado para el CVCCN, coincide con lo reportado en otras regiones volcánicas del mundo, a excepción del Mt Cameroon, el Volcán Nevado del Ruiz y el Volcán Ceboruco.

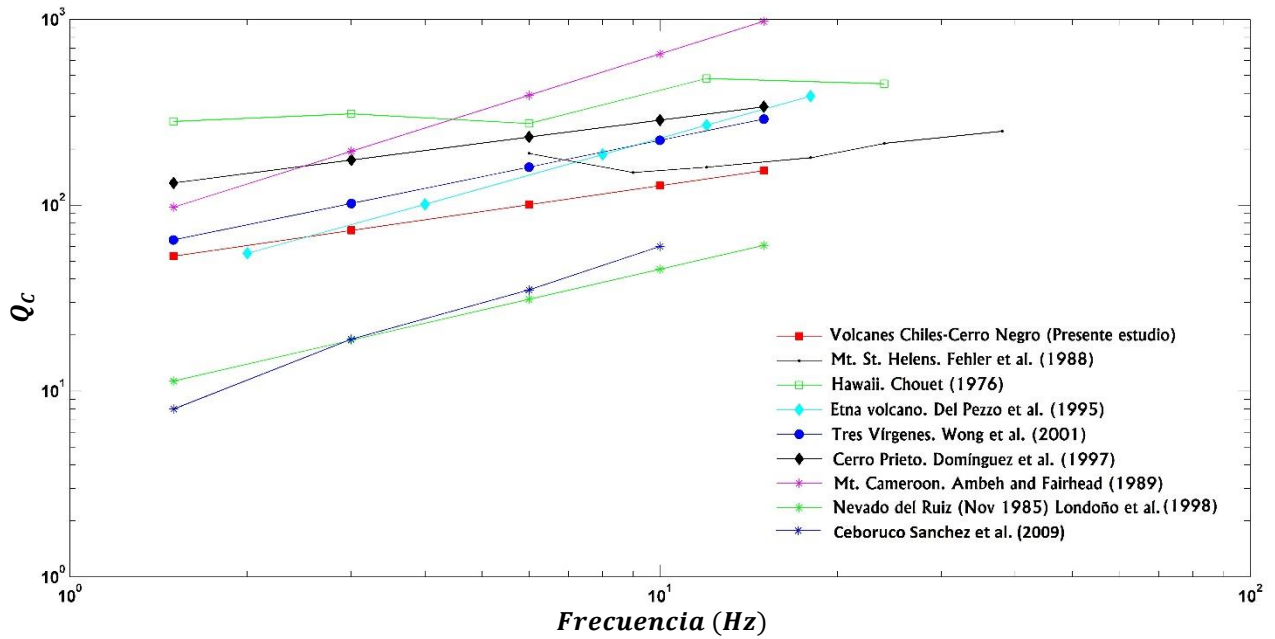


Figura 26. Comparación de la dependencia de Q_c con la frecuencia en el CVCCN con la reportada en otras regiones volcánicas del mundo.

4. Resultados

En la Figura 24 se observan las variaciones de la atenuación de largo período, mezcladas o superpuestas. Una señal tendría un período de aproximadamente seis meses y la otra un período de dos meses. Adicionalmente, la señal exhibe mayores variaciones en Q_c al inicio y al final del intervalo de tiempo analizado, y es más suavizada en el intervalo medio. La variación más importante en la atenuación se registra entre el sismo de $M_w = 4.9$ y el sismo de $M_w = 5.6$. Aunque estas oscilaciones menores caen dentro de los errores formales determinados, pueden reflejar la ocurrencia de procesos geológicos con diferentes velocidades y amplitudes.

La atenuación Q_c^{-1} comenzó a aumentar paulatinamente antes de los sismos de mayor energía liberados en los dos enjambres que tuvieron lugar el día 30 de abril de 2014 ($M_w = 4.9$) y el día 20 de octubre de 2014 ($M_w = 5.6$). Para el primer sismo de gran magnitud, el valor de Q_c^{-1} paso de 0,00576 para el día 21 de noviembre de 2013 a 0,00622 para el día 30 de abril de 2014, es decir, Q_c^{-1} vario a una tasa promedio de $2,87 \times 10^{-6}/\text{día}$. Para el segundo sismo, el valor de Q_c^{-1} paso de 0,00522 el día 5 de agosto de 2014 hasta alcanzar un valor promedio de 0,00630 el día 20 de octubre de 2014, es decir, a una tasa promedio de $1,38 \times 10^{-5}/\text{día}$.

Entre noviembre de 2013 y febrero de 2014 se registró una disminución gradual de la sismicidad, en cambio la atenuación aumentó lentamente. Para marzo de 2014 la sismicidad diaria registrada y la energía liberada por estos sismos aumentan rápidamente, mientras que la atenuación oscila en valores altos. Después de la ocurrencia del sismo del 30 de abril de 2014 ($M_w = 4.9$), la sismicidad, la energía liberada y la atenuación disminuyen. Los valores de Q_c^{-1} alcanzan su nivel más bajo alrededor del 5 de agosto de 2014.

Para el segundo enjambre de 2014, la atenuación comienza a aumentar y de nuevo, la sismicidad diaria y la energía liberada siguen disminuyendo, hasta el día 28 de septiembre donde aumentan drásticamente, el 1 de octubre los inclinómetros electrónicos comienzan a detectar deformación de la corteza, el día 20 de octubre de 2014 ocurre el sismo de $M_w = 5.6$, y la atenuación registra su valor más alto (dentro de la serie de tiempo). Sin embargo, la atenuación muestra otro comportamiento y aunque disminuye con respecto a la atenuación registrada antes del 20 de octubre, oscila en valores altos durante finales de 2014 y el 2015.

En términos generales es posible asociar el valor de η (ecuación 19) a la “fortaleza” de la dependencia de Q_c con la frecuencia, una no dependencia de Q_c equivale a $\eta = 0$, pero $\eta \sim 1$ significa una alta dependencia. El valor relativamente bajo del coeficiente η hallado para el CVCCN, con un valor promedio aproximado de 0.46 ± 0.10 (Figura 25), coincide con lo reportado en otras regiones volcánicas del mundo (Figura 26) (Chouet, 1976; Del Pezzo et al., 1987; De Natale et al., 1987; Wong et al., 2001).

5. Discusión

En el modelo de SBS, se parte de la idea de que Q_c representa la atenuación total, la suma de la atenuación intrínseca y la atenuación por dispersión (Aki and Chouet, 1975; Aki, 1980a). Si existe algún cambio en las condiciones del medio que disminuya su capacidad de atenuar las ondas sísmicas esto significaría un aumento del factor de calidad y de manera inversa si el medio se hace más atenuante, disminuye el factor de calidad, lo cual implica que la amplitud de las ondas sísmicas decaerá más rápido. Cabe señalar aquí, que aunque son diversos los estudios al respecto, el significado físico de Q_c sigue siendo materia de debate. Sin embargo, resulta claro que es un parámetro físico estrechamente relacionado con las propiedades físicas del volumen de corteza atravesado por las ondas sísmicas, en especial su estado térmico, razón por la cual diversos estudios se han centrado en las regiones volcánicas (Chand et al., 2004).

Para regiones volcánicas, la baja dependencia con la frecuencia la atribuyen Fehler et al., (1988) a un dominio de la atenuación intrínseca, pues se ha encontrado en general que la atenuación por dispersión disminuye con la frecuencia mientras que la atenuación intrínseca es generalmente constante. Adicionalmente, Aki (1980a) sugiere que la presencia de magma contribuiría al dominio de la atenuación intrínseca sobre la atenuación por dispersión. Hiramatsu et al., (1992), reportan un incremento de la atenuación por la acumulación de magma. Del Pezzo et al., (1995) encontraron para la corteza, una cercanía entre Q_c y Q_i , sugiriendo que Q_c es una importante estimación de Q_i .

Estudios indican que Q_c^{-1} es más sensible a cambios en la atenuación intrínseca (Sato y Fehler, 2009), es decir, cambios en las propiedades anelásticas del medio, tales como contenido de gas y saturación parcial en rocas (Devilbiss-Muñoz 1980; Frisillio and Stewart 1980; Yin et al., 1992). Incluso Q_c^{-1} sería una medida de la atenuación intrínseca, más que de la atenuación total (Matsunami, 1991; Frankel and Wennerberg, 1987; Shang

and Gao, 1988; Hoshiya, 1993; Del Pezzo et al., 1995). Los anteriores resultados estarían en contradicción con las primeras ideas propuestas por Jin and Aki (1988), que explican las variaciones de Q_c^{-1} , como consecuencia de cambios en la dispersión del medio, desde este punto de vista un aumento de la atenuación estaría relacionado al incremento de la densidad de fracturamiento resultado de mayores esfuerzos tectónicos.

También se ha señalado en varias investigaciones que la contribución de la absorción intrínseca a la atenuación total es mayor a altas frecuencias (Londoño et al., 2002). Dado que fue posible estudiar los cambios temporales solo en las bandas centradas en 6, 10 y 15 Hz, esto indicaría que las variaciones observadas de la atenuación en CVCCN, estarían asociadas con cambios en los parámetros físicos de las rocas tales como temperatura, contenido de gas o líquido en las fracturas y su flujo entre los poros y fracturas adyacentes (Gao, 1992; Stein et al, 2003).

Asumiendo entonces que Q_c^{-1} estaría reflejando principalmente los efectos de la atenuación intrínseca, se atribuyen las variaciones de Q_c^{-1} encontradas en el CVCCN a cambios significativos en las propiedades anelásticas de la estructura geológica superficial de la zona.

Los sismos VT se consideran asociados al fracturamiento frágil (McNutt, 1996), pero las características de "enjambre" están más asociadas con cambios en la presión de los fluidos que a cambios en el movimiento de fallas (Vidale et al., 2006). Los cambios en presión de fluidos podrían ser debidos al calentamiento de las aguas subterráneas o al ascenso de fluidos magmáticos (Jolly and McNutt, 1999). Por si solos, los sismos VT no están asociados a la acumulación y/o movimiento de gases y fluidos, ni al aumento de la temperatura. El hecho de que los sismos VT registrados en el CVCCN reflejen variaciones de la atenuación, indicaría una asociación de estos enjambres a los procesos asociados con la intrusión de un cuerpo magmático. Adicionalmente, la sismicidad distal de VT hasta 15 km del volcán es también una observación común al inicio de las erupciones e intrusiones (White and McCausland, 2016).

La intrusión según Ebmeier et al., (2016), localizada entre 10 y 15 km al sur del Volcán Chiles, a una profundidad mayor a 13 km, con una posible geometría de elipsoide o sill, habría generado esfuerzos que fracturaron la roca, contribuyendo al flujo de fluidos hidrotermales y produciendo los sismos de tipo VT. Los pocos LP registrados estarían

relacionados a la presencia de fluidos (SGC, 2014). Los cambios en los esfuerzos, acompañados del incremento de la sismicidad en razón al ascenso del magma, llevaron a que el día 20 de octubre de 2014 se produjera una dislocación en una zona de falla de tendencia SW-NE, extensión de la falla Romeral, que se rompió por última vez en 1886 (Ebmeier et al., 2016).

Newhall et al., (2001) hacen una revisión de diferentes escenarios geológicos en volcanes alrededor del mundo donde el agua subterránea y la intrusión de magma interactúan, el cual es el caso del CVCCN, que como se ha señalado con anterioridad se considera un campo geotérmico activo con potencial de aprovechamiento. Las intrusiones de magma profundas deformarían elásticamente la roca, y con ello dilatarían mecánicamente los acuíferos. Al ascender el magma, este puede calentar y comprimir mecánicamente el acuífero, de modo que se incrementa la presión de poro, causando en algunos casos la deformación del volcán. Las velocidades de estos procesos pueden variar en días, semanas y años. En general se ha encontrado que el cambio inducido mecánicamente será mucho más rápido que el cambio inducido térmicamente.

Cuando el cambio es inducido térmicamente la presión puede propagarse lentamente hacia el exterior por el calentamiento y convección de los fluidos hidrotermales de poro. Si el volumen de poro permanece constante, el calentamiento del agua en los poros puede elevar su presión en un gradiente de 1-2 MPa/°C, la presión se eleva rápidamente con respecto a la temperatura entre 100 y 300°C (Knapp and Knight, 1977). La tasa a la cual un frente térmico puede propagarse lejos de una intrusión y la tasa relativa de incremento de la presión de poro, dependerán de la roca y su conductividad hidráulica, en general, los tiempos característicos son meses y años.

En contraste, cuando el cambio es inducido mecánicamente la presión puede propagarse en minutos o días por mecanismos de compresión o dilatación de las rocas. La compresión mecánica genera micro-deformaciones de contracción que puede incrementar la presión de poro de 0.005 a 0.05 MPa, en el acuífero. Los cambios en la presión de poro dependerán de la fuente de la presurización y la difusividad hidráulica.

Grandes incrementos en la presión de poro, inducen en muchos casos sismos VT y/o eventos de hidrofracturamiento y deformación del volcán. En algunos casos la deformación se revierte ya sea porque las fracturas auto-selladas se rompen de nuevo, o

el tiempo pasa de modo que la presión se libera (Newhall et al., 2001). Aunque en general los procesos de deformación son de largo término, en Soufriere Guadeloupe en 1976 y en el monte Santa Helena en 1980, se registraron deformaciones muy rápidas, de minutos a horas. Newhall et al., (2001) concluye que las deformaciones de largo término estarían asociadas a la fuente del magma, mientras que las deformaciones rápidas reflejarían la sobrepresurización, fracturamiento y posterior normalización de la presión de los fluidos geotérmicos.

En razón a lo expuesto en los párrafos anteriores, se podría inferir que las variaciones de la atenuación están relacionadas a la interacción del magma y el agua subterránea en el CVCCN.

Después del sismo de $M_w = 4.9$, se registra una importante disminución de la atenuación y la sismicidad registrada; Para agosto de 2014, aunque la sismicidad es baja se empieza a registrar un aumento en la atenuación, posiblemente producto de una reactivación en la movilización del magma, y por ende un aumento de la temperatura del agua subterránea y en la presión de poro; Antes del sismo de $M_w = 5.6$, se registra un elevado aumento de la sismicidad y la atenuación, acompañado por una deformación en el área del volcán, tan solo 20 días antes del sismo, que estarían reflejando un ascenso rápido del magma, donde como consecuencia el proceso predominante sería la compresión mecánica, que eleva a su vez la temperatura de los fluidos geotérmicos y la presión de poro. El sismo de $M_w = 5.6$ posiblemente permitió que se liberara la presión acumulada y/o también sería un reflejo de una disminución importante en la velocidad de movimiento del magma en la corteza superficial, posiblemente causada por la restricción de las vías para el flujo debido a los esfuerzos compresivos de la zona (Ebmeier et al., 2016; SGC, 2014). Al inicio y al final de la secuencia analizada las variaciones de la atenuación serían una combinación de cambios inducidos térmicamente y cambios inducidos mecánicamente (principalmente en los lapsos donde se registró un aumento en la sismicidad).

La ausencia de variaciones importantes en los gases expulsados por el volcán y la ausencia de variaciones en la temperatura de las fuentes termales, podrían ser explicadas también por la interacción del agua subterránea y la intrusión magmática. Se ha encontrado que los gases asociados al magma, son generalmente diluidos en el agua

subterránea, de hecho el mecanismo más eficiente para que el agua se caliente es por absorción de los gases magmáticos, en consecuencia, el agua estaría amortiguando la temperatura (Newhall et al., 2001).

Finalmente se observa que la dependencia de Q_c con la frecuencia en el CVCCN es similar en pendiente y valores absolutos a la observada en áreas como Tres Vírgenes y Cerro Prieto (Figura 26) y sugiere un posible rasgo común, poco explorado, entre estos campos/áreas geotérmicas. Quizá a futuro, con datos de mayor resolución espacial y temporal sea posible usar este comportamiento en la evaluación de áreas de interés geotérmico.

6. Conclusiones

La alta dispersión de los valores de Q_c^{-1} calculados en las bandas de bajas frecuencias, centradas en 1,5 y 3 Hz, está relacionada con el cálculo en sí mismo de Q_c , ya que este se realiza a partir de la caída en la amplitud de las oscilaciones. Para una misma ventana de tiempo de coda en las bajas frecuencias existen menos oscilaciones y en consecuencia no será clara la caída de los rms de las amplitudes. Esto es un reflejo de la limitación del modelo de dispersión simple para fijar los datos a bajas frecuencias (Fehler et al. 1992; Domínguez et al., 1997).

Asumiendo la ley de potencia $Q_o f^\eta$, se estimó un valor promedio de $Q_o = 44,16 \pm 1,08$ y un coeficiente de dependencia frecuencial $\eta = 0,46 \pm 0,10$, valor bajo que coincide con el reportado para otros volcanes alrededor del mundo (Chouet, 1976; Del Pezzo et al., 1987; De Natale et al., 1987; Wong et al., 2001), lo que se ha sugerido indica un predominio de los efectos de atenuación intrínseca sobre la dispersión (Fehler et al., 1988). Incluso hay autores que señalan que el factor de calidad de coda Q_c determinado con el modelo de dispersión simple es una estimación de la atenuación intrínseca, más que de la atenuación total (Matsunami, 1991; Frankel and Wennerberg, 1987; Shang and Gao, 1988; Hoshiba, 1993; Del Pezzo et al., 1995). Dicho de otra manera, las variaciones de Q_c reportadas en este trabajo para el intervalo de tiempo entre 2013 y 2015 estarían relacionadas a cambios en las propiedades anelásticas del medio. Esta observación estaría relacionada con la intrusión de un cuerpo magmático profundo, conclusión de los trabajos publicados por Ebmeier et al., (2016) y el SGC (2014). Un análisis de la variación temporal de Q_c en las bandas de altas frecuencias, centradas en 6, 10 y 15 Hz, sugiere a la luz del trabajo de Newhall et al., (2001), que los cambios observados estarían relacionados a procesos de velocidades diferentes producto del ascenso del magma y la interacción de la intrusión con los fluidos geotérmicos, que deforman

mecánicamente la roca, y modifican principalmente la temperatura del agua y la presión de poro.

La relación entre las variaciones temporales de Q_c reportadas en el presente trabajo y los procesos geológicos en el área del CVCCN, destacan la importancia y utilidad de Q_c como una herramienta adicional al monitoreo de la actividad volcánica.

7. Recomendaciones

- ✓ Determinar de la atenuación total, las contribuciones de la atenuación por dispersión y la atenuación intrínseca, para poder discriminar las propiedades del medio responsables de la atenuación en el CVCCN. Con este objetivo será necesario considerar el Modelo de Dispersión múltiple y la Técnica de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo propuesta por Hoshiha (1991).

- ✓ Es necesario tomar en consideración las condiciones geológicas del medio por el cual se propagaron las ondas sísmicas, para poder comparar, y coincidir o discernir de los resultados de investigaciones realizadas en otras áreas y con ello avanzar en el conocimiento sobre el significado físico del factor de calidad de la coda, su inverso la atenuación, y las propiedades físicas del medio relacionadas al origen de las ondas coda.

A. Anexo: Rutina desarrollada en MATLAB

La rutina desarrollada en MATLAB se diseñó con el objetivo de calcular el factor de calidad de las formas de onda de los sismos VT locales del area del CVCCN, suministrados por el OVSP, con un encabezado especial para su uso (Figura 16). Almacenados en el cd adjunto, encontrara dos script, "CalculoQ_Uno.m" y "CalculoQ_Varios.m". A continuación se describen unas breves instrucciones para su uso.

1. Recuerde que el archivo donde se encuentra la información del sismo debe tener la estructura presentada en Figura 16 y una extensión ".txt".
2. Al ejecutar el script se abrirá una ventana donde deberá buscar el archivo del sismo o los sismos.
3. El programa preguntará en consola la banda de frecuencia, usted deberá digitar b1, b2, b3, b4 o b5, de acuerdo a la siguiente tabla:

	Banda de frecuencia (Hz)	Frecuencia central (Hz)
b1	1-2	1.5
b2	2-4	3
b3	4-8	6
b4	8-12	10
b5	12-18	15

4. En seguida el programa preguntará el tamaño de la ventana de coda en segundos, usted solo deberá ingresar el número
5. Si ejecutó "CalculoQ_Uno.m", debió escoger un solo sismo, en consola aparecerá el valor de Q_c , Q_c^{-1} y el coeficiente de correlación para el ajuste, la rutina le arrojará 4 graficas:
 - ✓ Forma de onda y coda del sismo

- ✓ Forma de onda filtrada en la banda de frecuencia escogida, coda y envolvente de la coda.
 - ✓ rms de las amplitudes vs tiempo, junto con la línea de ajuste.
6. Si ejecutó “CalculoQ_Varios.m”, debió escoger varios sismos. La rutina le arrojará dos archivos de Excel, “Q_Todos.xlsx” y “Q_Promedio_Dias.xlsx”, el primero contiene el valor de Q_c calculado para cada sismo, y el segundo contiene el promedio de Q_c por días (para dicho promedio se descartan los valores extremos). También se generan dos gráficas, en la primera se representa el valor de Q_c vs tiempo y en la segunda Q_c^{-1} vs tiempo.

Bibliografía

Aki, K. 1969. Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74: 615-631.

Aki, K. 1980a. Attenuation of shear – waves in the lithosphere for frequencies from 0.005 to 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21(1): 50–60.

Aki, K. 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6496–6504.

Aki, K., and Chouet, B. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical research*, 80: 3322-3342.

Aki, K., and Tsujiura, M. 1959. Correlational Study of Near Earthquake Waves. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 37: 207-232.

Ambeh, W., and Fairhead. 1989. Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, West Africa. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5): 1589 -1600.

Benoit, J., and McNutt, S. 1996. Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Annals of Geophysics*, 39(2): 221-229.

Bocanegra, L. y Sánchez, J. 2017. Mapa de fallas de los volcanes Chiles-Cerro Negro (Nariño), a partir de minería de datos y confirmación de campo, *Boletín de Geología*, 39: 71-86.

Chand, S., and Minshull, T. 2004. The effect of hydrate content on seismic attenuation: A case study for Mallik 2L-38 well date, Mackenzie delta, Canada. *Geophysical Research Letters*, 31, L14609, doi:10.1029/2004GL020292.

Chouet, B. 1976. Source, scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves. Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology. Cambridge.

De Natale, G., Iannaccone, G., Martini, M., and Zollo, A. 1987. Seismic Sources and Attenuation Properties at the Campi Flegrei Volcanic Area. *Pageoph*, 125(6):883-917.

Del Pezzo, E., Gresta, S., Patané, G., Patané, D., and Scarcella, G. 1987. Attenuation of short period seismic waves at Etna as compared to other volcanic areas. *Pure and applied geophysics*, 125:1039-1050.

Del Pezzo, E., e Ibañez, J. 1990. *Ondas Coda: Teoría y Resultados*. Universidad de Granada. España, 155p.

Del Pezzo, E., Ibañez, J., Morales, J., Akinci, A., and Maresca, R. 1995. Measurements of Intrinsic and Scattering Seismic Attenuation in the Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(5):1373-1380.

Del Pezzo, E., Bianco, F., Petrosino, S. and Saccorotti, G. 2004. Changes in the coda decay rate and shear – wave splitting parameters associated with seismic swarms at Mt Vesuvius, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2): 439 -452.

Dainty, A. 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophysical Research Letters*, 8(11):1126-1128.

Devilbiss-Munoz, J. W. 1980. Wave dispersion and absorption in partially saturated rocks. Ph.D. Thesis, Stanford University.

Domínguez, T., Rebollar, C. y Fabriol, H. 1997. Attenuation of coda waves at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87: 1368 -1374.

Ebmeier, S., Elliott, J., Nocquet, J., Biggs, J., Mothes, P., Jarrin, P., Yépez, M., Aguaiza, A., Lundgren, P., and Samsonov, S. 2016. Shallow earthquake inhibits unrest near Chiles – Cerro Negro volcanoes Ecuador – Colombian border. *Earth and Planetary Science Letters*, 450:283-291.

Fehler, M., Roberts, P., and Fairbanks, T. 1988. A temporal change in coda wave attenuation during and eruption of Mount. St. Helens. *Journal of Geophysical Research*, 93: 4367–4373.

Frankel, A., and Wennerberg. 1987. Energy-Flux model of seismic coda: Separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4):1223-1251.

Frissilo A. L. y Stewart, T. J. 1980. Effect of partial gas/brine saturations on ultrasonic absorption in sandstone. *Journal of Geophysical Research*, 85: 5209–5211.

Gao, L. 1992. Physical meaning of coda envelope. In: *Volcanic Seismology* (Gasparing, P., Scarpa, R., and Aki, K. Ed.). IAVCEI. Proceedings in volcanology. Springer, New York, pp. 391–403.

González, R., Pérez, V., Pujades, L., Caselles, O. y Canas, J. 2003. Distribución de la Q de coda y análisis de la atenuación sísmica intrínseca y dispersiva en la Península Ibérica. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño de Ingeniería*, 19(2): 211-237.

Herraiz, M., and Espinosa, A. 1986. Scattering and Attenuation of High Frequency Seismic Waves: Development of the Theory of Coda Waves. U. S. Geological Survey Open - file Report, 86-455.

Hiramatsu, Y., Ando, M., and Takeuchi, F. 1992. Temporal change in coda Q^{-1} in the Hida region, central Japan. *Geophysical Research Letters*, 19: 1403–1406.

Hoshida, M. 1991. Simulation of multiple scattered coda waves excitation based on the energy conservation law. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 67:123-136.

Hoshida, M. 1993. Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time analysis of full seismogram envelope. *Journal of Geophysical Research*, 98: 15809–15824.

Jin, A., and Aki, K. 1988. Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78:741-769.

Jolly, A., and McNutt, S. 1999. Seismicity at the volcanoes of Katmai National Park, Alaska; July 1995 – December 1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93: 173-190.

Knapp, R., and Knight, J. 1977. Differential thermal expansion of pore fluids: fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments. *Journal of Geophysical Research*, 82: 2515–2522.

Lahr, J., Chouet, B., Stephens, C., Power, J., and Page, R. 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62: 137-151.

Lee, W., Bennett, R. y Meagher, K. 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. U. S. Geological Survey Open - file Report, 28 p.

Lee, W., Aki, K., Chouet, B., Johnson, P., Marks, S., Newberry, J., Ryall, A., Stewart, S., and Toppingham, D. 1986. A preliminary study of coda Q in California and Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(4): 1143-1150.

Londoño, J. 1996. Temporal change in coda Q at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73: 129–139.

Londoño, J., Sanchez, J., Toro, E., Gil-Cruz, F., and Bohorquez, O. 1998. Coda Q before and after the eruptions of 13 November 1985, and 1 September 1989, at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 59: 556–561.

Londoño, J., and Sudo, Y. 2002. A warning model based on temporal changes of coda Q for volcanic activity at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 64: 303-315.

Mayeda, K., Koyanagi, S., and Aki, K. 1991. Site amplification from S wave coda in the Long Valley Caldera region, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6): 2194-2213.

McNutt, S. 1999. Volcanic Seismicity. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp. 1015-1034.

Ojeda, A., and Ottemoller, L. 2002. Q_{Lg} tomography in Colombia. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 130: 253-270.

Pulli, J. 1984. Attenuation of Coda Waves in New England. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(4):1149-1166.

Roman, D., and Power, J. 2011. Mechanism of the 1996–97 non-eruptive volcano-tectonic earthquake swarm at Iliamna Volcano, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 73(2): 143-153.

Sánchez, J., Núñez-Cornú, F., Suarez-Plascencia, C., and Trejo-Gómez, E. 2009. Seismicity at Ceboruco Volcano, Mexico. *Seismological Research Letters*, 80(5): 823-830.

Sato, H. 1977a. Energy propagation including scattering effects, single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25: 27-41.

Sato, H. 1977b. Single isotropic scattering model including wave conversions simple theoretical model of short period body wave propagation. *Journal of Physics of the Earth*, 25: 163-176.

Sato, H., and Fehler, M. 2009. *Seismic wave propagation and scattering in the Heterogeneous Earth*. Springer, 308p.

Singh, S., and Herrmann, R. 1983. Regionalization of Crustal Coda Q in the Continental United States. *Journal of Geophysical Research*, 88(1): 527-538.

SGC. 2014. Boletín mensual No. 04-2014- Periodo evaluado: Abril de 2014. Servicio Geológico Colombiano, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP).

Stein, S., and Wysession, M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell, Oxford, 498p.

Rautian, T., and Khalturin, V. 1978. The use of the Coda for the Determination of the Earthquake Source Spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68: 923-948.

Ugalde, A., Pujades, L., Canas, J., and Villaseñor, A. 1998. Estimation of Intrinsic absorption and Scattering Attenuation in Northeastern Venezuela (Southeastern Caribbean) Using Coda Waves. *Pure and Applied Geophysics*. 153:685-702.

Ugalde, A., Vargas, C., Pujades, L., and Canas, J. 2002. Seismic coda attenuation after the Mw = 6.2 Armenia (Colombia) earthquake of 25 January 1999. *Journal of Geophysical Research*. Res. 10.1029/2001JB000197, 2002.

Torres, R., Cadena, O., Gomez, D., Ruiz, M., Prejean, S., Lyons, J., and White, R. 2015. Intense Seismic Activity at Chiles and Cerro Negro Volcanoes on the Colombia-Ecuador Border.

Vargas, C. 2004. Propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas coda en el territorio Colombiano. Guadalupe Ltda. Bogota D.C., 235p.

Vidale, J., Boyle, K., and Shearer, P. 2006. Crustal earthquake bursts in California and Japan: Their patterns and relation to volcanoes. *Geophysical research letters*, 33, L20313, doi: 10.1029/2006GL027723.

White, R., and McCausland, W. 2016. Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309: 139–155.

Wong, V., Rebollar, C., and Munguía, L. 2001. Attenuation of Coda Waves at the Tres Vírgenes Volcanic Area, Baja California Sur, México. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(4): 683-693.

Yin C. S, Batzle, M. L. y Smith, B. J. (1992). Effects of partial liquid/gas saturation on extensional wave attenuation in Berea sandstone. *Geophysical Research Letters*, 19, 1399–1402.