



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica
Vulcanología

“Análisis y caracterización espectral de la microsismicidad y la actividad eruptiva del Volcán de Fuego de Colima”

Modalidad

TESIS

Que para optar por el grado de
Maestra en Ciencias

PRESENTA

Elizabeth Castañeda Bastida

TUTOR

Dra. Alejandra Arciniega Ceballos
Instituto de Geofísica, UNAM.

Miembros del Comité:

Dr. Servando de la Cruz Reyna
Dr. Francisco Sanchez Sesma
Dra. Alejandra Arciniega Ceballos
Dr. Allen Husker
Dr. Nick Varley

Entidades de los tutores:

Instituto de Geofísica
Instituto de Ingeniería
Instituto de Geofísica
Instituto de Geofísica
Universidad de Colima



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

En este momento de mi vida en que culmino este proceso, me doy cuenta de lo afortunada que soy porque tengo con quien celebrar este logro. Gracias a mis padres y hermano por siempre estar y a mis suegros por su incondicional apoyo.

Especialmente gracias a mi amado esposo por ser mi luz en las noches más oscuras y por darme la oportunidad de ser madre de nuestra hermosa Julieta, esa mirada profunda y sonrisa de ángel siempre serán mi inspiración para seguir.

También un profundo agradecimiento a mis sinodales, los doctores; Servando de La cruz Reyna, Francisco Sánchez Sésma, Allen Husker y sobre todo a la Dra. Alejandra Arciniega por su guía profesional y humana. Un agradecimiento a DGAPA, por su apoyo económico a través del proyecto PAPIIT IN106111 y al CONACyT CB a través del proyecto con clave 101515.

Índice general

Índice general	I
Resumen	II
Introducción	III
1. Volcán de Colima	1
1.1. Marco geológico	1
1.2. Breve historia eruptiva	5
1.3. Actividad eruptiva reciente	7
1.4. Monitoreo sísmico	12
2. El estudio de la Microsismicidad	17
2.1. La Microsismicidad	18
3. Metodología	25
3.1. Cálculo Sistemático del Ruido Mínimo Promedio (RMP)	26
4. Análisis y comparación de resultados	42
Conclusiones	61
Apéndice	63
4.1. Resultados del RMS y valores mínimos obtenidos	63
4.2. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COPN	68
4.3. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COLS	73
4.4. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COLW	75
4.5. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COPE	80
Bibliografía	85

Resumen

En este trabajo se presenta una metodología para analizar el comportamiento del nivel del Ruido Mínimo Promedio (RMP) en un ambiente volcánico, específicamente mostramos un ejemplo con datos continuos recabados de una red de banda ancha conformada por cuatro estaciones (COLS, COLW, COPE y COPN) instaladas sobre los flancos del Volcán de Colima. La técnica para calcular el RMP se basa en la aplicación de la herramienta estadística denominada *RMS* por sus siglas en inglés (Root Mean Square). Se calcularon los valores del RMS para ventanas de 120 minutos de longitud, y se seleccionaron dos valores mínimos por semana, es decir ocho por cada mes. Posteriormente se calculó para cada ventana la Transformada de Fourier (FFT) y se promediaron los espectros de amplitud para cada uno de los meses analizados.

Con el objetivo de realizar el análisis de la variación temporal entre los espectros del RMP correspondientes a los periodos en los que la actividad del volcán registró mayores cambios, como el marcado incremento en la actividad y el emplazamiento de un domo, se denominaron dos episodios; I y II. El *Episodio I*, corresponde al periodo de octubre de 2012 a enero de 2013, en el cual la actividad del volcán cambió significativamente de un nivel bajo a un incremento muy marcado. El *Episodio II*, abarca de enero a marzo de 2013 en el que se emplazó un nuevo domo.

El análisis de la variación temporal de los espectros del RMP calculados para tres estaciones (COLW, COPE y COPN) correspondientes al *Episodio I* y comparados con el mes de junio de 2011 en el que la actividad del volcán permaneció en niveles bajos, mostró que existen fluctuaciones en la amplitud en aproximadamente 0.15 y 0.3 Hz. El mayor cambio corresponde al mes de enero de 2013 en el que se incrementó significativamente la actividad.

La variación temporal de los espectros del RMP para el *Episodio II*, también muestran un cambio marcado en la amplitud en frecuencias de entre 0.1 y 0.3 Hz, el mayor de ellos corresponde al mes de marzo, en cuyo periodo (de marzo a agosto de 2013) la actividad del volcán estuvo caracterizada por el emplazamiento de un domo de lava, generando pequeños flujos de lava acompañado de frecuentes explosiones vulcanianas (10-30 por día) (Cassidy et al., 2015). Estos hechos sugieren la importancia de la evaluación y monitoreo de la sismicidad asociada al volcán en el ancho de banda de la microsismicidad, ya que podría ser de gran utilidad para evaluar la actividad volcánica y ayudar a la identificación de cambios en la dinámica interna del volcán antes de que se manifiesten superficialmente, como el caso del transporte de fluidos de mayor profundidad. Una de las ventajas que ofrece este método, es que además de ser sencillo también ofrece economía en términos de tiempo y computo. Esta técnica, de implementarse en tiempo real puede ser de gran utilidad para analizar la evolución de la actividad volcánica, aún en episodios de aparente calma eruptiva.

Introducción

El Volcán de Colima es uno de los más activos de México, ha presentado numerosas erupciones tanto históricas como recientes, las cuales han variado en intensidad y en tipo de actividad. Dentro de las más importantes se encuentran las ocurridas en 1913 y recientemente en el 2015. En general, las etapas eruptivas del volcán han estado caracterizadas por el crecimiento y destrucción de domos, acompañados por el registro de eventos de tipo LP, explosiones, tremor, híbridos y señales de alta frecuencia.

El periodo de análisis de este trabajo abarca de junio de 2011 a marzo de 2013. De acuerdo a nuestro análisis, la actividad eruptiva durante el 2011 estuvo dominada por eventos de tipo LP, así como pequeñas explosiones, tremor y eventuales derrumbes de material procedente del domo que se desplazaron sobre los flancos del volcán. El cambio más importante en la actividad del volcán ocurrió durante los primeros días de 2013 al registrar tres grandes explosiones de tipo vulcanianas seguidas de una extrusión de domo (Cassidy et al., 2015). Esta actividad continuó con el emplazamiento del domo de lava, generando pequeños flujos de lava acompañado de frecuentes explosiones vulcanianas (10-30 por día de marzo a agosto de 2013) (Cassidy et al., 2015).

En este trabajo se presenta una técnica para determinar el *Ruido Mínimo Promedio* (RMP) de una estación sismológica, situada en cualquier ambiente tectónico. El objetivo de esta tesis consiste en obtener el ruido sísmico base en un ambiente volcánico e identificar la contribución de la actividad eruptiva al ancho de banda de la microsismicidad, situada en el rango de frecuencias de 0.1 a 0.5 Hz.

Algunas evidencias de la microsismicidad en registros volcánicos se discuten en trabajos realizados por Arciniega et al. (1999; 2000) en los que se muestra como la microsismicidad enmascara cierto tipo de señales como los eventos de tipo VLP (Very Long Period) que se registraron durante la fase eruptiva de 1994 del volcán Popocatepetl. Para mostrar la técnica y sus bondades analizamos datos del Volcán de Colima.

Como antecedente de la técnica que se propone en este trabajo se encuentra el realizado por Vila et al (2006), en el que se propuso una técnica denominada BLNSS (Base Level Noise Seismic Spectrum) que es similar al RMP, difieren en que en el caso de BLNSS se utilizó la amplitud mínima de las componentes espectrales y en el caso del RMP se utilizaron los valores mínimos del RMS calculados para ventanas de 7200 segundos de longitud.

Los resultados de la aplicación de la técnica del RMP a registros de cuatro estaciones instaladas sobre los flancos de volcán de Colima (COLS, COLW, COPE, COPN y COJB), indican que existe un cambio en las frecuencias características de la microsismicidad entre 0.1 y 0.3 Hz, incluso antes de que se presentaran manifestaciones en el aumento de la actividad sísmica en el ancho de banda de 0.5 a 20 Hz, como los eventos de tipo LP, VT, tremor, etc. El hecho de evaluar efectos de cambio en este ancho de banda antes de aumentar los eventos sísmicos que típicamente están relacionados con la actividad volcánica, sugiere que esta técnica puede ser utilizarse para robustecer las técnicas

de monitoreo así como para identificar eventos de origen volcánico y no volcánico, además de evaluar efectos de sitio.

Esta tesis consta de cuatro capítulos; el primero incluye el marco geológico, una breve historia eruptiva, así como el tipo de monitoreo que se lleva a cabo en el volcán y finalmente la ubicación de las estaciones de banda ancha que se instalaron para la realización de este trabajo.

En el segundo capítulo se mencionan las características del ancho de banda de la microsismicidad, así como las diferencias entre la técnica del RMP y la técnica del BLNSS propuesta por Vila et al (2006).

En el tercer capítulo se describe la metodología que se llevó a cabo para la obtención del RMP.

En el capítulo cuatro, se muestran los resultados obtenidos de aplicar la técnica del RMP a diferentes etapas eruptivas elegidas durante los periodos del 2011 al 2013. Finalmente se presentan las conclusiones, la bibliografía y un apéndice en el que se muestran los espectros utilizados para el análisis y obtención del RMP.

Capítulo 1

Volcán de Colima

1.1. Marco geológico

El Volcán de Colima, también conocido como Volcán de Fuego, ha sido históricamente uno de los volcanes más activos de México (Medina-Martínez, 1983; Luhr y Carmichael, 1990; De la Cruz-Reyna, 1993). Es un estratovolcan andesítico, su edad aproximada es de 2500 años AP, con una altura de 3860 m.s.n.m (Macias, 2005). Sus coordenadas son: 19.512°N , 103.617°W . Abarca el Estado de Colima en los municipios de Comala y Cuauhtémoc y el Estado de Jalisco en los municipios de Tuxpan, Zapotitlán y Tonila (Figura 1.1)



Figura 1.1: Foto panorámica del Volcán de Colima. Tomada por Elizabeth Castañeda

Se encuentra situado en la porción occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) (figura 1.2), el cual es un arco volcánico continental que cruza la parte central de México (figura 1.3).

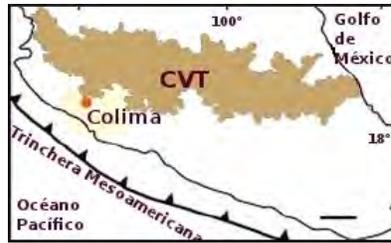


Figura 1.2: Ubicación del Volcán de Colima dentro del CVT

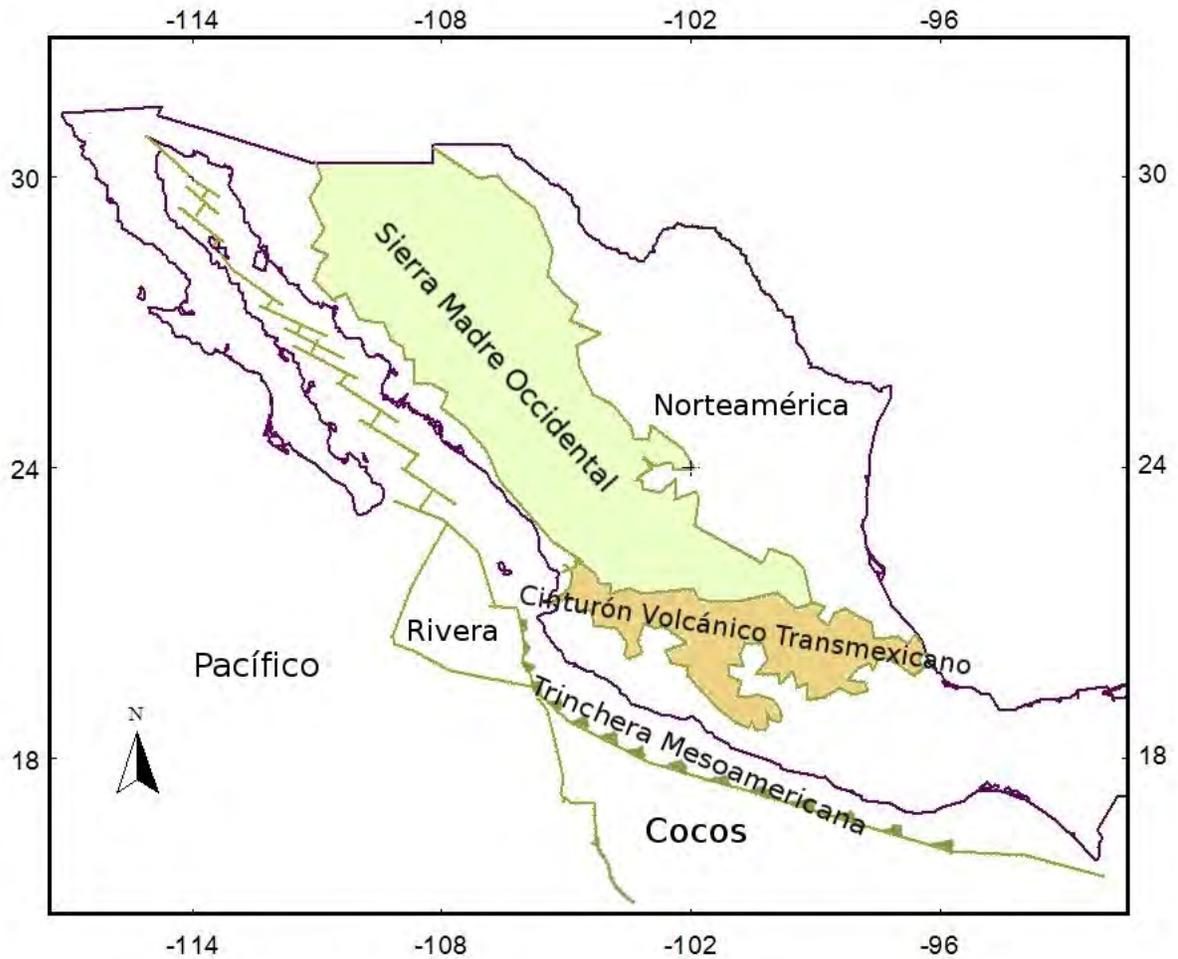


Figura 1.3: Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT)

Su porción NW está sujeta a la subducción de la placa de Rivera por debajo de la placa de Norteamérica (Macías, 2005). Se divide en tres sectores; Occidental, Central y Oriental (Aguirre et al., 1997; Ferrari, 2000) (1.4).

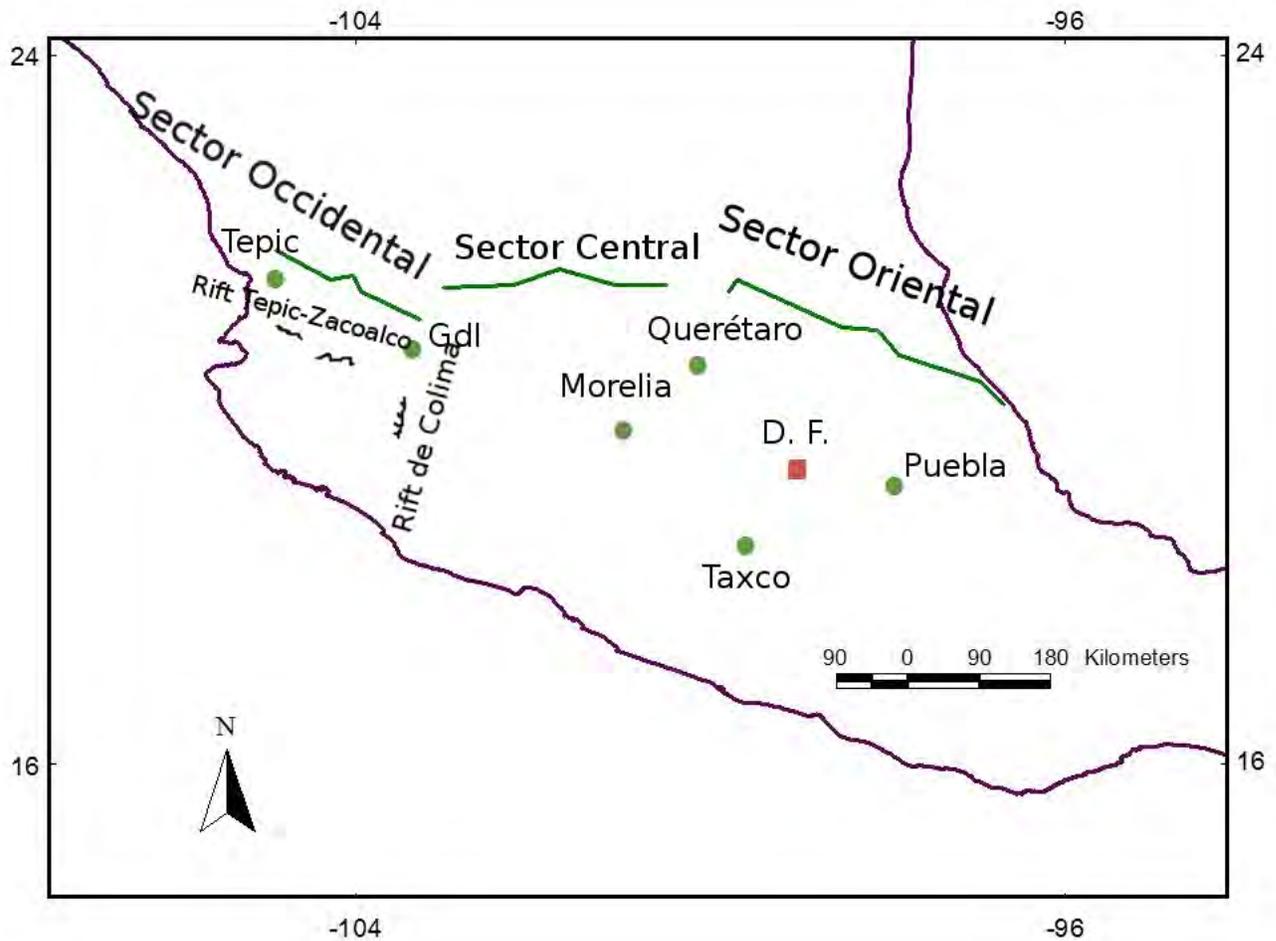


Figura 1.4: División del CVT

El Sector Occidental se encuentra localizado en la región denominada Bloque de Jalisco (BJ) y está limitado al norte y este por la unión de tres zonas de rift: el Rift Tepic-Zacoalco, el Rift Chapala y el Rift Colima. Al sur-oeste se encuentra limitado por la Trincherá Mesoamericana. Dentro de este sector se localiza el Complejo Volcánico de Colima (CVC) (figuras 1.5 y, 1.6). que consta de una cadena orientada de norte a sur, de tres centros volcánicos: el volcán Cántaro al norte, el extinto volcán Nevado de Colima al sur del Cántaro y el Volcán de Colima al sur y cercano a la zona de subducción en la Trincherá Mesoamericana (Figura 1.7) (Macías, 2005).

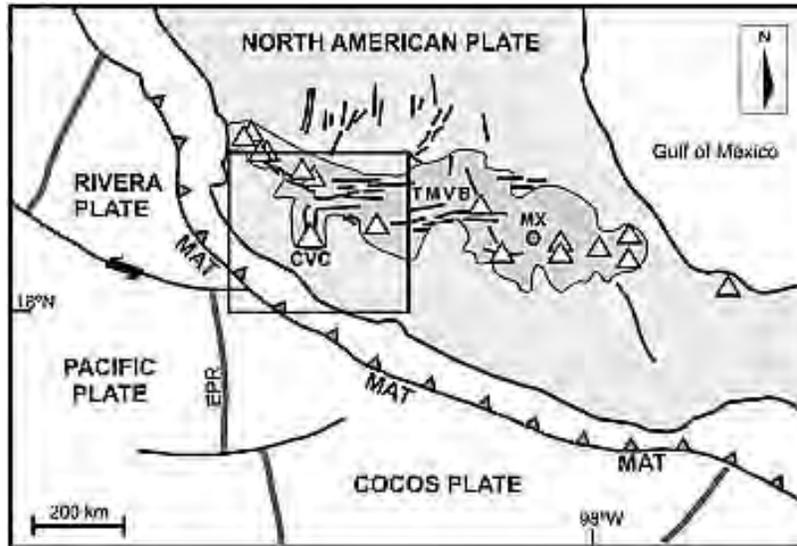


Figura 1.5: Localización del CVC dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). Los triángulos indican los mayores volcanes ubicados dentro del CVT. Imagen tomada de Norini et al., 2010

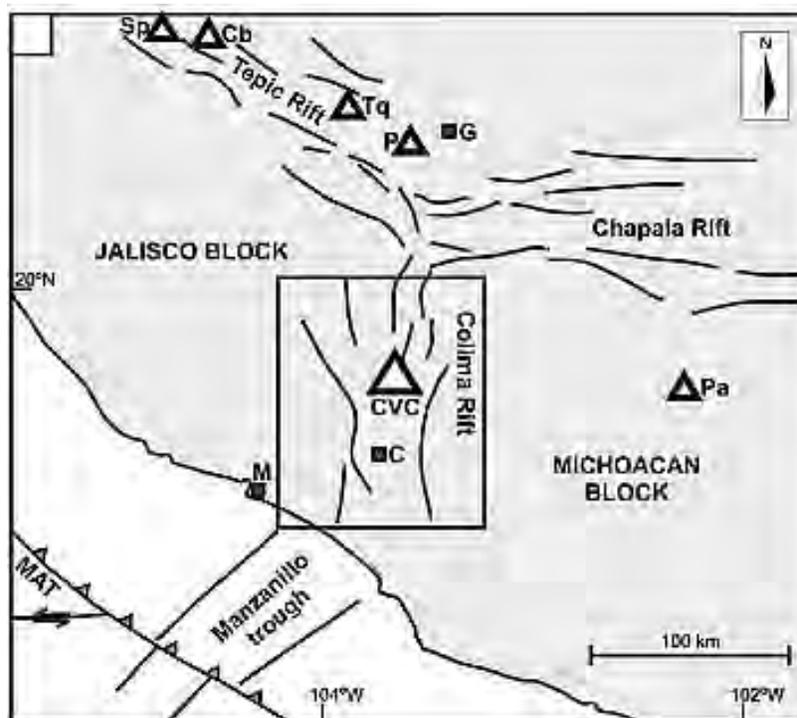


Figura 1.6: Ubicación de las tres zonas de rift: el Rift Tepic-Zacoalco, el Rift Chapala y el Rift Colima, así como el Complejo Volcánico de Colima. También se indica la ubicación del volcán Ce: Ceboruco; Pa: Parícutin; Tq: Tequila; Sp: San Pedro; P: Primavera. Así como las Ciudades de Colima (C), Guadalajara (G) y Manzanillo (M). Imagen tomada de Norini et al., 2010

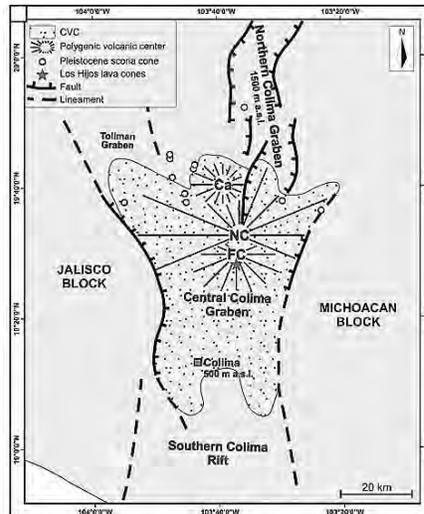


Figura 1.7: Mapa esquemático del Rift de Colima y el CVC. Ca: Volcán Cántaro, NC: Nevado de Colima. Imagen tomada de Norini et al., 2010

El Complejo Volcánico de Colima yace sobre un basamento de andesitas volcanoclasticas del Cretácico Inferior de la Formación Tecatitlán, areniscas y lutitas de la Formación Encino, calizas masivas de la formación Tepames, lechos rojos del Cretácico Superior de la Formación Coquimatlán, intrusivos cretácicos y una secuencia volcánica del Terciario, constituida por derrames de basaltos, andesitas, brechas volcánicas dacíticas e ignimbritas (Cortés et al., 2005). La actividad volcánica cuaternaria en el graben de Colima inició hace aproximadamente 1.6 Ma con la formación del estratovolcán Cántaro (Allan, 1986). Posteriormente, la actividad volcánica migró ≈ 15 km al sur, para formar al volcán Nevado de Colima (Macías, 2005). Al mismo tiempo que las últimas etapas de actividad del Nevado de Colima se construyó el cono ancestral del Volcán de Colima, conocido como Paleofuego (Robin y Boudal, 1987) a 5 km al sur. Después del último colapso del volcán Paleofuego ocurrido hace aproximadamente 2500 años AP, la actividad migró hacia el sur y se instauró dentro de la caldera del Paleofuego. Esta actividad ha dado origen al actual Volcán de Colima (Macías, 2005). Este estratovolcán está compuesto por una alternancia de derrames andesíticos, depósitos de flujos piroclásticos y de caída. Una de sus características, ha sido la generación de flujos piroclásticos que han alcanzado hasta 15 km del cráter (Macías, 2005).

1.2. Breve historia eruptiva

La formación del actual Volcán de Colima fue precedida por una antigua estructura volcánica conocida como Paleofuego, la cual tenía un cráter de 5 kilómetros de diámetro y una elevación de 4100 metros. (Rodríguez-Elizarrarás 1995). A partir del último colapso del antiguo volcán Paleofuego que ocurrió hace 2,500 años, la actividad volcánica migró, dando paso sobre el mismo terreno a la formación del actual volcán (Luhr y Carmichael, 1990a, 1990b).

La actividad eruptiva del Volcán de Colima ha sido documentada desde 1519. En 480 años se ha registrado un espectro amplio de diferentes estilos de erupciones, desde pequeñas explosiones, explosiones fuertes con bloques de lava, hasta eventos de tipo subpliniano y pliniano (Bretón-González et al., 2002).

Las dos erupciones más grandes de tipo pliniana que han sido clasificadas con un $IEV=4$ ¹, se registraron en 1818 y 1913 (Saucedo et al., 2010). La primera de ellas ocurrió el 15 de febrero de 1818, cuya actividad explosiva destruyó un domo de lava, arrojó ceniza y escoria que afectó ciudades al este y noreste como Guanajuato, San Luis Potosí y México (Bárcena, 1887; Arreola, 1915). La erupción dejó un cráter abierto de 450 metros de diámetro, con paredes que llegaron a medir de 50 a 230 metros.

Posteriormente el 12 de junio de 1869, se presentó una gran erupción que provino de una fisura sobre el flanco NE del cono principal, la actividad generó derrames de lava en bloques hacia el sector norte, este y sureste, en la actualidad a esta formación se le denomina “El Volcancito” (Bretón-González, 2002) (Figura 1.8).

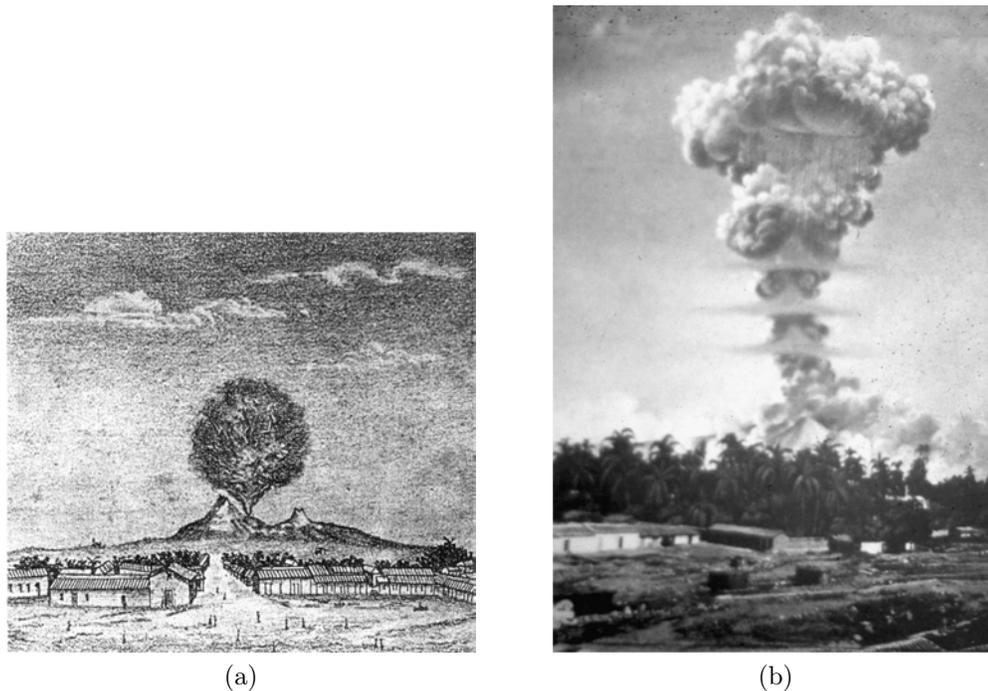


Figura 1.8: (a) Pintura que muestra la erupción del “Volcancito” (b) Una de las primeras fotografías tomadas al Volcán de Colima. Tomadas de Bárcenas, 1887.

La erupción de 1913 es el evento más importante que sufrió el volcán en el siglo XX y quizá una de las más violentas registradas en su historia eruptiva (Bretón-González, 2011). Presentó constantes explosiones con nubes de vapor y lapilli, produjo una columna pliniana que alcanzó los 21 kilómetros sobre el cráter (Saucedo-Girón, 1997), flujos piroclásticos que tuvieron un alcance de 15 kilómetros sobre el flanco sur. Los materiales como la tefra se depositaron en las laderas del volcán, aunque la ceniza se dispersó en dirección noreste hacia Zapotitlán con espesor de 15 centímetros, mientras que al norte sobre la ciudad de Guadalajara fue de 0.5 centímetros, expandiéndose hasta Saltillo, Coahuila. La erupción tuvo un volumen de 0.9 km^3 (Saucedo-Girón, 1997), con un espesor de 40 m

¹Índice de Explosividad Volcánica

de lahares, ceniza y rocas (Waitz, 1915). Esta erupción logró modificar el tamaño y forma del edificio volcánico, destruyendo su cono principal de 100 m y produciendo un cráter de aproximadamente 450 m de diámetro y una profundidad de 350 m (Figura 1.9).

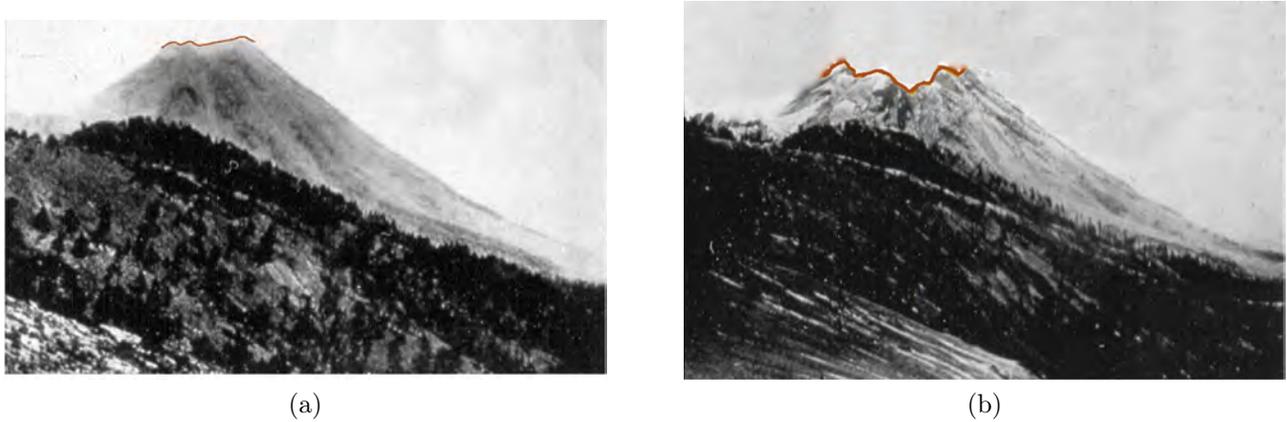


Figura 1.9: (a) Volcán de Colima antes de la erupción de tipo pliniana ocurrida en 1913. (b) Volcán de Colima después de la erupción. Fotografías tomadas de Waitz, 1915.

En 1931 las medidas del cráter oscilaban entre los 50 y 100 metros. La actividad no cesaba y para 1958 se presentaron derrames de lava sobre el flanco norte. En el periodo de 1961 a 1962, los derrames de lava en bloques desplazados en el flanco norte sobre el Playón alcanzaron una distancia de 1 km. En diciembre de 1975 se produjeron diversos derrames de lava acompañados por primera vez de flujos tipos Merapi (Thorpe et al., 1977), que fueron generados por el empuje de magma (Luhr y Carmichael, 1990), el flujo de lava se desplazó sobre a ladera este, fraccionándose en tres derrames, el primero alcanzó 500 metros de distancia, mientras que el resto se desplazó sobre las barrancas extendiéndose hasta 5 kilómetros. (Thorpe et al., 1977).

1.3. Actividad eruptiva reciente

La actividad eruptiva reciente del Volcán de Colima, está representada por los episodios ocurridos de 1991 a 1994, 1998 a 1999, 2001 a 2003, 2004, 2005, 2007 a 2011 y 2013 a 2017.

La actividad de 1991 comenzó el 14 de febrero con el aumento de la actividad sísmica, alcanzando hasta 100 eventos por día (Nuñez-Cornú et al., 1994). La actividad sísmica mostró fluctuaciones de intensidad, registrando picos máximos entre el 23 y 24 de febrero (150 a 180 eventos), 26 de febrero (130 eventos), 29 de marzo y del 12 al 23 de abril con 110 eventos (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991).

Durante este periodo se registraron derrumbes que bajaron por las laderas del volcán. El 1 de marzo se observó un cuerpo de magma sobre el cráter, el 27 de marzo el domo de lava media 100 m de ancho y entre 30 y 40 m de altura (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991). El 15 de abril el domo había alcanzado el borde sur del cráter, generando pequeños derrumbes de material juvenil incandescente, que descendieron principalmente por el flanco suroeste (Rodríguez-Elizarrarás et al.,

1991). El 16 de abril se registró un evento eruptivo mayor, el cual produjo pequeños flujos piroclásticos que descendieron por los flancos sur y suroeste del volcán, teniendo un alcance de 4 kilómetros, los cuales fueron depositados en los cruces de la barranca el Cordobán (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991). Después de junio, la sismicidad disminuyó y finalmente la actividad efusiva se detuvo en septiembre de 1991 (Nuñez-Cornú et al., 1994). En julio de 1994 se registró un nuevo episodio de actividad sísmica que inició con sismos de tipo A (VT) los epicentros fueron localizados en el sector SSW. Posteriormente se registraron sismos someros de baja frecuencia. El incremento de la actividad culminó con una explosión ocurrida el 21 de julio que produjo flujos piroclásticos y caída de ceniza en el sector suroeste del volcán (Z. Jimenez et al., 1995).

El 28 de noviembre de 1997 comenzó una nueva etapa de actividad con el registro de enjambres de sismos que continuaron en marzo, mayo, junio-julio, octubre y noviembre de 1998, dando origen al crecimiento de un domo de lava (Reyes-Davila y De la Cruz-Reyna, 2002). Según los trabajos de Zobin et al. (2002), la erupción del volcán comenzó el 20 de noviembre de 1998. Un sobrevuelo en helicóptero permitió observar la formación de un nuevo domo circular, constituido por andesita oscura, que llenaba al cráter formado por la explosión de 1994. Una característica de esta erupción que sorprendió a la comunidad científica, fue la velocidad de extrusión del material, estimada en $\approx 4.3 \text{ m}^3/\text{s}$, es decir, 50 veces más rápida que la erupción de 1994 (Zobin et al., 2002). En la mañana del 21 de noviembre se realizó otro vuelo que permitió observar el estado del cráter, el cual estaba lleno de lava nueva y además comenzaba a vertirse sobre el flanco SW del volcán, formando flujos de bloques y ceniza (flujos piroclásticos) con intervalos de aproximadamente de 3 a 5 minutos. Estos flujos piroclásticos se movían a una velocidad de 80 a 90 km/h y se extendieron a 4.5 km de distancia. Se estimó que el total del flujo de lava expulsado en esta erupción fue de $39 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Zobin et al., 2002). A principios de febrero de 1999, la emisión de flujos piroclásticos cesó y a medida que esto ocurrió el estilo de la actividad cambió a explosiones intermitentes. El 10 de febrero de 1999 se presentó una gran explosión que dio origen a un nuevo cráter, en el domo formado en noviembre de 1998 (Smithsonian Institution, 1999). Esta gran explosión estuvo acompañada de bloques incandescentes y balísticos de diámetros superiores a 90 cm, los cuales fueron arrojados a distancias de hasta 5 km aproximadamente. Un vuelo sobre el cráter del volcán realizado en agosto del 2000, permitió observar y estimar el diámetro del cráter en aproximadamente 250 m y una profundidad de entre 60 y 80 m.

En febrero del 2001 se presentó nuevamente una fuerte explosión que modificó la morfología del cráter. Cada uno de los grandes explosiones fue precedida por un aumento de la actividad sísmica (Smithsonian Institution, 2001). Después de esta última erupción, la actividad del volcán bajó significativamente sin embargo siguieron presentándose explosiones energéticas.

La actividad de mayo de 2001 a marzo de 2003, fue de tipo efusiva con el crecimiento de domo y la generación de flujos piroclásticos de corto alcance (Varley et al., 2010, Savov, et al., 2008). En julio y agosto de 2003 se registraron explosiones de tipo Vulcanianas que provocaron la destrucción del domo (Varley et al., 2010).

El 25 de septiembre de 2004 comienza un nuevo periodo de actividad de tipo efusiva, al registrarse eventos de tipo LP en la estación más cercana al volcán (EZV4) (Figura 1.15) (Arámbula-Mendoza et al., 2011). El registro de este tipo de eventos sugirió el comienzo de la construcción de un nuevo domo, tres días después, al realizarse un sobrevuelo se observó que el domo de lava había rellenado prácticamente el cráter (Arámbula-Mendoza et al., 2011). El 30 de septiembre a las 00:45 h (horario GMT) se registraron los primeros colapsos de material incandescente que descendieron sobre los flancos N y NW del volcán, durante estos días aumentó la actividad fumarólica, así como la ocurrencia de pequeñas explosiones. La velocidad aproximada de extrusión del material fue de 6-8 m^3/s (Varley

et al., 2010). En diciembre de 2004 los flujos de lava cesaron y comenzaron las explosiones de mayor magnitud en terminos de mayor contenido de ceniza y columnas eruptivas de mayor altura (Arámbula-Mendoza et al., 2011). Durante el periodo de febrero a Septiembre de 2005, el Volcán de Colima produjo 30 explosiones Vulcanianas de magnitud suficiente como para producir flujos piroclásticos de magnitud variable, con un volumen total de al menos $2.5 \times 10^6 m^3$ (Varley et al., 2010). La fase más explosiva se registró el 12 de febrero con un evento que generó flujos piroclásticos sobre la barranca Montegrande y San Antonio con un alcance de 2.5 Km (Varley et al., 2010). El 10 de marzo se registró una explosión que produjo una columna eruptiva de aproximadamente 9.1 km sobre el cráter además de flujos piroclásticos que tuvieron un alcance de 3 km y que descendieron por la barranca Montegrande (Arámbula-Mendoza et al., 2011).

En el 2006, se presentaron en promedio 4 explosiones por día. La característica más sobresaliente en este año fue, que en el mes de diciembre se observó la formación de un nuevo domo en el área del cráter (Palo et al., 2009) con un crecimiento acompañado por algunas explosiones que generaron columnas eruptivas con contenido de ceniza de altura de varios kilómetros sobre el cráter. (Bretón-González, 2011).

El 9 de febrero de 2007 mediante un sobrevuelo se pudo determinar el diámetro del nuevo domo en 80-90 m con temperaturas registradas hasta 380 °C. Hacia finales de febrero y marzo las temperaturas de las fumarolas mostraron un incremento asociado al cuerpo superficial del magma. La actividad continuó en niveles bajos con alrededor de 3-4 explosiones pequeñas por día. Un sobrevuelo realizado el 5 de junio confirmó que el domo crecía muy lentamente (*ciiv.ucol.mx*)

El 1 de agosto de 2008 se realizó un sobrevuelo al volcán, con las imágenes obtenidas se se pudo confirmar el crecimiento lento del domo (*ciiv.ucol.mx*)

En el 2009 el crecimiento lento del domo continuó y eventualmente alcanzó el borde del cráter ocasionando desprendimientos de rocas que bajaron por el flanco N (*ciiv.ucol.mx*)

En febrero de 2010 se observó un aumento significativo en el crecimiento del domo, así como en la frecuencia de desprendimiento de rocas. En abril se observó una disminución clara tanto en el número de explosiones como en el crecimiento del domo (*ciiv.ucol.mx*)

Las fotografías 1.10, 1.11 y 1.12 muestran la evolución del domo del volcán, a partir del 2008 hasta marzo del 2012.



(a)



(b)

Figura 1.10: (a) Vista panorámica del flanco W del volcán. En esta foto se puede apreciar la formación del domo dentro del cráter (Tomada por Nubia A. Zuazo Cuevas, 2008) (b) Vista panorámica del cono principal del volcán (Foto tomada por Juan Carlos Gavilanes Ruíz, 2009)



(a)



(b)

Figura 1.11: (a) Domo del volcán (Foto tomada por Juan Carlos Gavilanes Ruíz, 2010) (b) Domo del volcán, noviembre del 2012 (Tomada por Francisco Rodríguez)



(a)



(b)

Figura 1.12: (a) Volcán de Colima, marzo del 2012. (b) Volcán de Colima, noviembre del 2012 (Foto tomada por Elizabeth Castañeda)

1.3.1. Actividad eruptiva en el periodo 2011 a 2013

El periodo de análisis de este trabajo abarca de junio de 2011 a marzo de 2013. De acuerdo a nuestro análisis, la actividad eruptiva durante el 2011 estuvo dominada por eventos de tipo LP, así como pequeñas explosiones de tipo vulcanianas, tremor y eventuales derrumbes de material procedente del domo que se desplazaron sobre los flancos del volcán.

En general, durante el 2012 la actividad del volcán permaneció en niveles bajos, eventualmente se registraron eventos de tipo LP, algunos derrumbes y pequeñas explosiones de tipo Vulcanianas.

En enero de 2013, después de 18 meses de aparente calma se registraron tres grandes explosiones de tipo vulcanianas, seguidas de la extrusión de domo (Cassidy et al., 2015). La primera de ellas ocurrió el 6 de enero, produciendo columnas eruptivas superiores a 2 km de altura sobre el cráter, así como la generación de corrientes de densidad piroclásticas (Cassidy et al., 2015) (Figura 1.13). Esta actividad continuó con el emplazamiento de un domo de lava, generando pequeños flujos de lava acompañado de frecuentes explosiones vulcanianas (10-30 por día de marzo a agosto de 2013) (Cassidy et al., 2015).



Figura 1.13: Explosión registrada el 6 de enero de 2013. Fotografía tomada de [http : //www.excelsior.com.mx/2013/01/07/nacional](http://www.excelsior.com.mx/2013/01/07/nacional)

La actividad continuó después del 6 de enero, al registrarse una serie de explosiones que generaron la destrucción parcial del domo que ocupaba el cráter desde 2007 (Figura 1.14), dando lugar a un nuevo cráter de 220 m. de diámetro y profundidad de 50 m. aproximadamente (<http://www.jalisco.gob.mx/proteccioncivil>). Además se observó el emplazamiento de un nuevo domo en el interior del cráter.



Figura 1.14: Forma del cráter después de las explosiones de enero del 2013. Tomada del sitio web <http://www.jalisco.gob.mx/proteccioncivil>

El crecimiento de este nuevo domo estuvo acompañado, durante todo 2013 y hasta julio de 2014, por aproximadamente 10 explosiones diarias de magnitud moderada, que produjeron columnas eruptivas de más de 2 km de altura sobre el cráter. Este emplazamiento de magma propició el crecimiento de dos lenguas de lava, dirigidas respectivamente hacia el oeste y suroeste (Espinasa-Pereña y Lucio Cárdenas, 2014).

1.4. Monitoreo sísmico

El Volcán de Colima, es uno de los pocos en el país que cuenta con un monitoreo integral, que consiste en monitoreo sísmico, visual, de deformación, geoquímico, de gases, entre otros. Todas estas técnicas en conjunto permiten la vigilancia de su comportamiento.

Una de las ventajas importantes que ofrece el monitoreo sísmico, es el hecho de que este tipo de monitoreo se lleva a cabo de manera continua y en tiempo real, lo que permite una evaluación inmediata del estado actual del volcán. En 1989 la Universidad de Colima puso en funcionamiento la Red Sismológica del Estado de Colima (RESCO) (De la Cruz-Reyna et al., 1988), este sistema de monitoreo cuenta con estaciones telemétricas desplegadas alrededor del volcán (EZV1 a EZV7). Cada una de ellas está equipada con un sismómetro de periodo corto ($T = 1$ s.) operando con filtros pasa-bandas entre 0.2 y 5.2 Hz. El registro de los datos es llevado a cabo de forma digital a un muestreo de 100 Hz en todas las estaciones, figura 1.15 (Zamora-Camacho, et al., 2007)

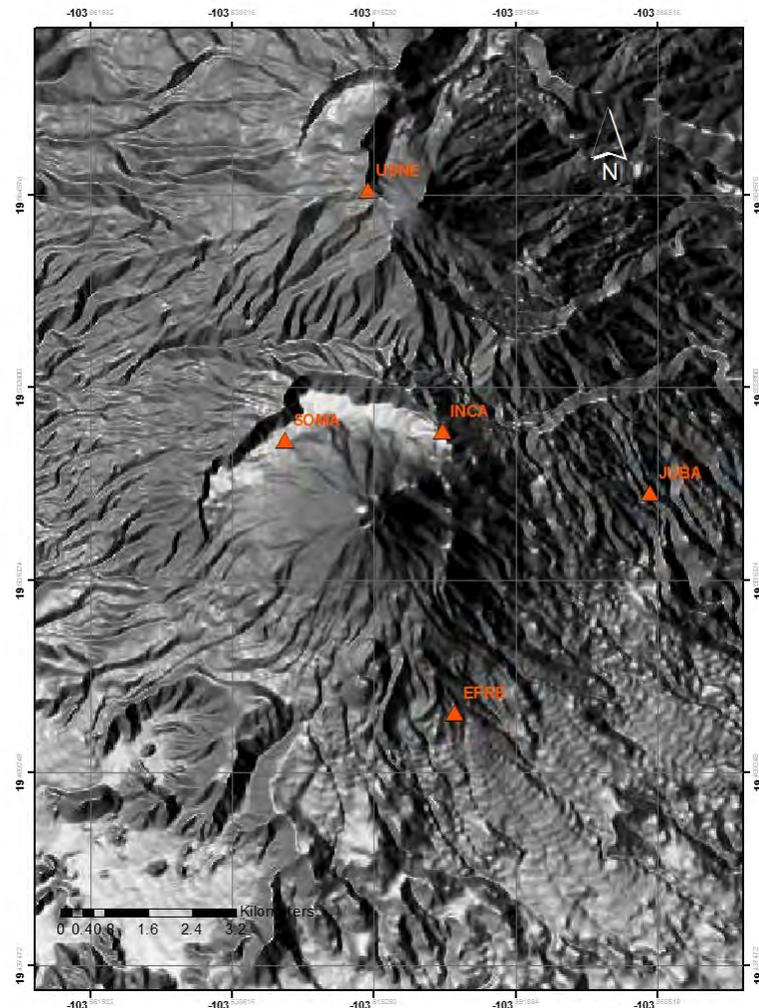


Figura 1.15: Red Sismológica de Colima (RESCO)

1.4.1. Experimento sísmico de banda ancha

Con la finalidad de estudiar la actividad sísmica asociada al Volcán de Colima, se instaló una red temporal de banda ancha, a partir del mes de junio del 2011 y que siguió operando hasta junio de 2016.

Esta red conformada por cinco estaciones, multiparamétricas (COJB, COLW, COLS, COPE y COPN) fueron equipadas con sensores Nanométrics Trillium 120 PA y sistemas de GPS para el monitoreo de la deformación del edificio volcánico. Las estaciones fueron instaladas sobre los flancos del volcán (Figura 1.16) a distancias de entre 1,5 y 4 km al cráter (Tabla 1.1).

Estaciones	Distancia (km)
COLS	2.37
COLW	2.41
COPE	1.71
COPN	1.98

Tabla 1.1: Distancia entre estaciones sísmicas y cráter del volcán

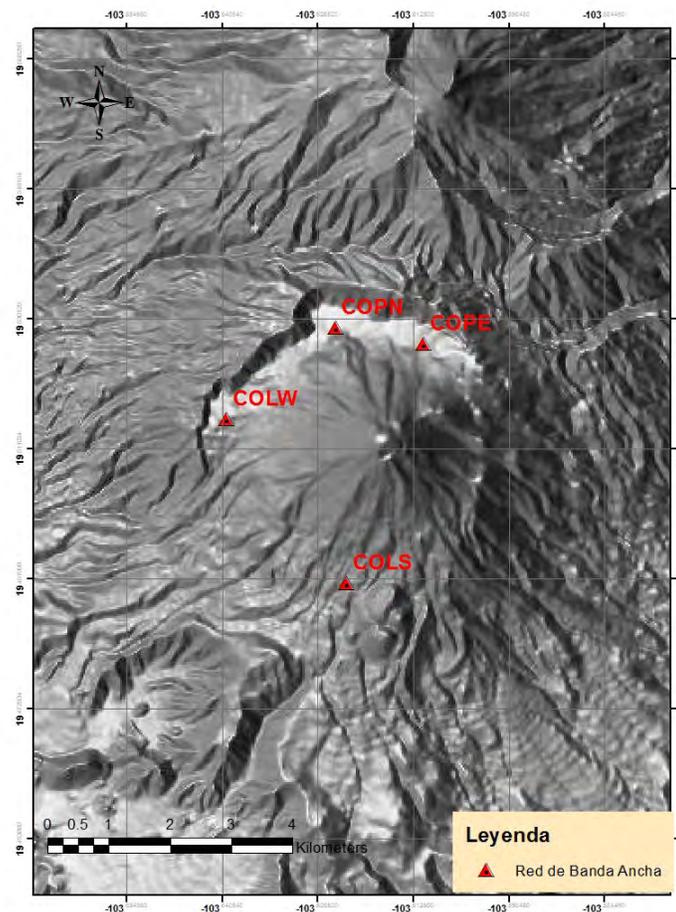


Figura 1.16: Red sísmica temporal de banda ancha. Los triángulos rojos indican la ubicación de las estaciones.

La red fue operada por personal de los departamentos de Vulcanología y Exploración del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. (figuras 1.17-a,1.17-b, 1.17-c,1.17-d y

1.18-a, 1.18-b



(a)



(b)



(c)

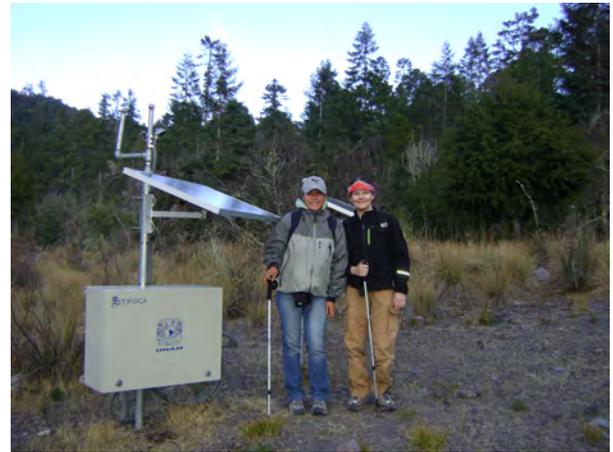


(d)

Figura 1.17: (a) y (b) Imágenes de la instalación de las estaciones sísmicas, (c) Instalación de sensores nanometrics Trillium 120 PA, (d) Bóveda sísmica



(a)



(b)

Figura 1.18: (a) y (b) Personal del equipo de trabajo

3. Cassidy, M., Cole, P.D., Hicks, K.E., Varley, N.R., Peters, N. and Lerner, A.H., 2015. Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions. *Earth and Planetary Science Letters* 420: 73-84.

Capítulo 2

El estudio de la Microsismicidad

Actualmente diversos volcanes alrededor del mundo son objeto de estudio permanente, debido a su alto nivel de actividad y sus implicaciones de riesgo para la sociedad.

El análisis de la actividad sísmica sigue siendo el método de estudio más eficaz debido a que permite monitorear en tiempo real el nivel de actividad de un volcán. Los fenómenos como la fracturación de la roca (Jousset et al. , 2003) la dinámica de burbujas en el magma (Sturton y Neuberg , 2003), la vesiculación (Navon y Lyakhovsky, 1998), entre otros, son procesos que dan origen a señales sísmicas que en la mayoría de los casos se pueden identificar como signos de actividad. Las señales sísmicas de origen volcánico se han clasificado de acuerdo a sus características en tiempo y frecuencia. Varias clasificaciones han sido propuestas por diversos autores, entre ellas la de B. Chouet (1996), el cual propone una clasificación basada en los procesos físicos que generan las señales sísmicas. Según Chouet existen dos familias fundamentales de procesos físicos que generan estas señales. La fuente generadora de la primer familia se atribuye al movimiento de los fluidos hidrotermales y magmáticos que producen un cambio de volumen en los conductos, lo que induce fluctuaciones en la presión produciendo así una onda acústica, la cual presenta características de resonancia. Dentro de esta familia se encuentran los eventos LP y tremor, su rango de frecuencias está entre 0.5 y 5 Hz. La segunda familia representa la fractura de las rocas volcánicas debido a los esfuerzos inducidos por el movimiento de fluidos en el edificio volcánico, dentro de esta familia se encuentran los eventos VT e Híbridos, su rango de frecuencias está entre 0.5 a 25 Hz.

En trabajos como los de Vila et al. (1998), Arciniega et al. (2000), De Lauro et al. (2008), entre otros, se han estudiado las contribuciones del sistema volcánico a frecuencias entre 0.1 y 0.5 Hz, es decir en el ancho de banda que incluye la microsismicidad, producida por la interacción de las olas del mar con la masa de la tierra (Webb, 1988) y otros fenómenos meteorológicos como las tormentas y huracanes. En trabajos como los realizados por Brenguier et al. 2018; 2016, se utilizan las correlaciones del ruido sísmico ambiental para estimar variaciones de la velocidad de las formaciones del edificio volcánico (ver Brenguier et al. 2018; 2016) El objetivo de este trabajo es la identificación de la contribución de la actividad sísmica generada por el Volcán de Colima en este ancho de banda. Después de estudiar la crisis eruptiva del volcán Popocatepetl en el año 2000, se identificaron fluctuaciones en los picos predominantes de frecuencias de entre 0.1 y 0.3 Hz, las cuales no fueron asociados a fenómenos meteorológicos, como tormentas o huracanes (Arciniega et al.,2000). Esto sugirió que los cambios de intensidad en estas frecuencias puede deberse a la actividad volcánica. Por lo tanto evaluar la evolución de este ancho de frecuencias puede ser una herramienta eficaz de monitoreo sísmico volcánico para la identificación de posibles crisis eruptivas.

2.1. La Microsismicidad

La palabra microsismicidad es comunmente denotada para señalar a las oscilaciones del suelo que tienen periodos entre 3 y 10 s y que no tienen su origen en sismos o factores locales como tráfico o ráfagas de viento (Longuet-Higgins, 1950). Existe una gran cantidad de trabajos sobre la fuente de la microsismicidad, entre los más relevantes, se encuentran los de Munk, (1949), Longuet-Higgins (1950), Webb (1988), Peterson (1993), Babcock et al. (1994), entre otros. El primer científico que estudió la microsismicidad fue Bertelli en la segunda mitad del siglo XIX (Beucler et al., 2015), este científico observó una estrecha relación entre la microsismicidad y las diferentes condiciones climatológicas, sobre todo los fenómenos relacionados con el océano (Longuet-Higgins, 1950). Gutenberg (1931; 1932) y Lee (1934) estudiaron el incremento de la microsismicidad, ocurrida simultáneamente en regiones de Europa y Norteamérica, así como las grandes perturbaciones que se encontraron en regiones costeras. La conclusión general que se obtuvo fue que las depresiones barométricas están relacionadas con el origen de la microsismicidad debido a que las bajas presiones originan fenómenos como tormentas, huracanes, oleajes fuertes, etc. y estas a su vez provocan un aumento en la amplitud de las frecuencias en el rango de frecuencias de la microsismicidad.

En 1939, Ramírez usó un arreglo triangular de sismógrafos y demostró que la microsismicidad registrada en St. Louis Missouri (Ramírez, 1939), provenía de la dirección de las depresiones frente a la Costa del Atlántico. Esta conclusión sobre el estudio de direccionalidad, le dio sustento a la hipótesis sobre la estrecha relación entre la microsismicidad y los fenómenos relacionados con el océano.

En 1943 Schotle trató de demostrar que el origen de la microsismicidad puede ser generada por la presión atmosférica sobre la superficie del mar, mostrando que la amplitud de las ondas de compresión son generadas por una presión oscilatoria, suficientemente extendida sobre la superficie del mar. También discutió los efectos de la distribución de las presiones y la energía en la compleja dinámica de la generación de “ondas de gravedad”, también llamadas “ondas superficiales de gravedad” o solo “ondas superficiales” que son generadas en el océano sobre la interfase de océano y aire (Babcock et al., 1994). La teoría más aceptada sobre el origen de las ondas de gravedad, es que son producidas por la interacción del viento que actúa sobre la superficie del mar. Cuando un elemento del fluido es desplazado sobre una interfase a una región con diferente densidad, la fuerza de gravedad actúa como una fuerza restauradora de equilibrio, dando origen a una oscilación alrededor del punto de equilibrio, generando este tipo de ondas (Longuet-Higgins, 1950).

En 1963 Hasselman trató al fenómeno de la microsismicidad como un problema de excitación estática y encontró una expresión para el espectro de una onda inducida por el campo de presiones. (Babcock et al., 1994). Hasta el momento, es ampliamente conocido que la frecuencia del pico principal de energía en el espectro de las ondas superficiales depende directamente del "**Fetch**"¹ y de la velocidad del viento. (Babcock et al., 1994)

Modelos como el propuesto por Pierson-Moskowitz (1964) muestran que el espectro de las ondas superficiales del océano, mantiene una forma constante y un ancho de banda que está directamente relacionado con la velocidad del viento (Babcock et al., 1994). En la Figura 2.1 se observa que existe una relación directa entre el aumento de la velocidad del viento y el corrimiento hacia las bajas frecuencias además, mientras aumenta la velocidad del viento se observan componentes de

¹Término procedente directamente del inglés, es usado para designar a la longitud rectilínea máxima de una gran masa de agua superficial de mares u océanos que es uniformemente afectada en dirección y fuerza del viento, generando a su vez un determinado tipo de oleaje (Pedraza G. J., (1996))

amplitudes mayores. También se observa que a mayores frecuencias tanto la forma del espectro como su amplitud se mantiene sin cambios importantes (Figura 2.2).

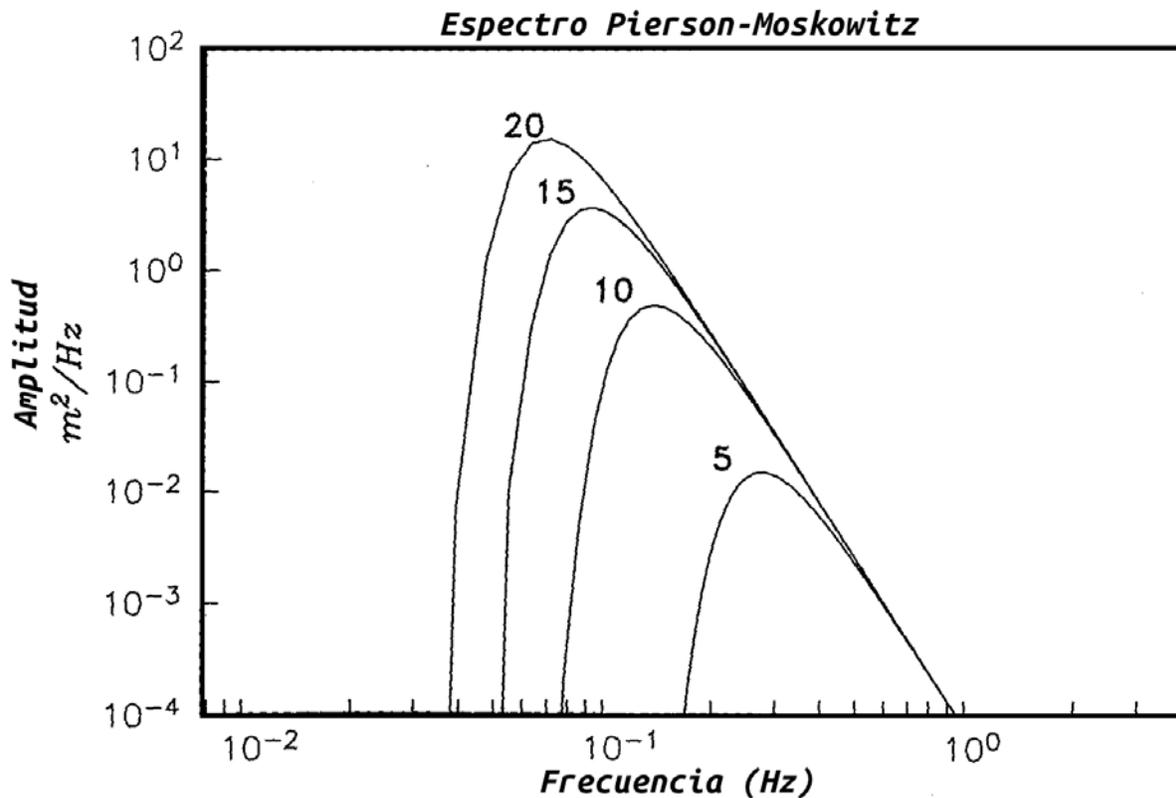


Figura 2.1: Espectro Pierson y Moskowitz (1964) en el que se muestra el comportamiento de las ondas superficiales del océano a diferentes valores de velocidades del viento (5, 10, 15 y 20 m/s). Tomada de Babcock et al., 1994

En 1973 Hasselmann, junto con científicos de Holanda, Inglaterra, Estados Unidos y Alemania, desarrollaron un experimento que consistió en un arreglo de trece estaciones colocados en la región Norte de Alemania en la Isla de Sylt, estas estaciones operaron de manera cuasi-continua durante varias semanas. El objetivo de este proyecto denominado (JONSWAP) fue determinar la relación que existe entre el comportamiento de las olas del océano y la generación de la microsismicidad (Hasselmann et al., 1973). La conclusión fue que las características del crecimiento de las olas se puede explicar cualitativamente por la transferencia no lineal de la energía, debido a la resonancia que ocurre en las interacciones ola-ola (Hasselmann et al., 1973). Este estudio fue determinante, ya que permitió hacer una correlación entre un cambio temporal en las condiciones ambientales y la excitación en la banda de la microsismicidad (Babcock et al., 1994).

En 1994 Babcock y otros, desarrollaron un experimento denominado SAMSON y SWADE, que consistió en realizar observaciones durante 27 días en la región Norte del Atlántico, este estudio tuvo como objetivo hacer mediciones en el fondo marino, a la par se realizaron observaciones en la superficie para determinar las condiciones ambientales. Al finalizar el experimento, se pudo concluir que existe una estrecha relación entre las condiciones meteorológicas y la generación de la microsismicidad. Además, se identificaron picos en el espectro asociados a esas fuentes. En la figura 2.3 se describen

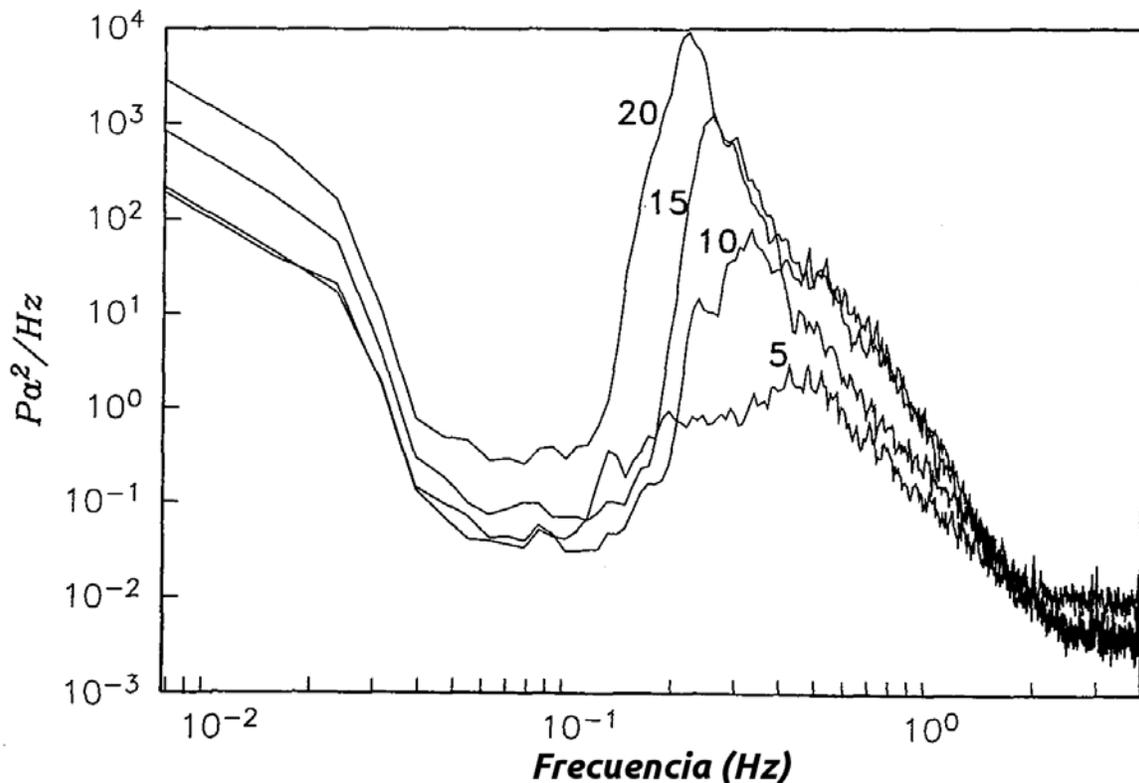


Figura 2.2: Misma muestra espectral de la figura 2.1, se observa que a mayor frecuencia la amplitud del espectro permanece aparentemente sin cambios. Las velocidades se toman en m/s . Tomada de Babcock et al., 1994

los picos espectrales que se identificaron durante el experimento así como su fuente asociada (Babcock et al., 1994)

(A) Periodo largo

Las frecuencias por debajo de $\approx .02$ Hz, son ocasionadas por ondas de gravedad, las cuales son originadas por grandes ondas generadas en la costa, llamadas “surf beat”. Munk, (1949) y Tucker (1950), así como Guza y Thornton (1982), sugieren que este tipo de ondas, son atrapadas a lo largo de la costa y que parte de su energía se escapa a la profundidad del mar, debido a la dispersión ocasionada por las irregularidades de la costa y otros procesos.

(B) El ruido de corte (“noise nocht”

Abarca entre .02-.1 Hz, su fuente es controlada por grandes corrientes y turbulencia en la capa límite del fondo marino (Webb, 1988; Orcutt et al., 1993).

(C) Frecuencia primaria

Aparece en ≈ 0.1 Hz trabajos como los de Haubrich y McCamy, (1969) así como Cessoro y Chan, (1989) sugieren como fuente el rompimiento de las olas en la costa.

(D) El “pico de la microsismicidad” o “doble frecuencia de la microsismicidad”

Se observa en $\approx 0,16$ a $0,30$ Hz, se producen por un mecanismo de interacciones no lineales de ondas oceánicas que se propagan en direcciones opuestas, generando oscilaciones de presión que se

convierten eficientemente en ondas sísmicas golpeando el fondo oceánico (Longuet- Higgss,1950, Has- selman, 1963, Buecler et al., 2015). De acuerdo a la zona en que se generan se dividen en interacciones no lineales a poca profundidad y en interacciones no lineales en el océano profundo (Buecler et al., 2015).

(D') La contribución “telesísmica”

Este pico de la microsismicidad es generado por tormentas lejanas y es ligeramente observada en bajas frecuencias.

(E) Alta frecuencia

Se caracteriza por un rápido decaimiento en su energía y se asocia a la interacción de alta frecuencia del viento local.

La figura 2.3, muestra la localización del ruido de corte, la frecuencia primaria y el doble pico de la microsismicidad.

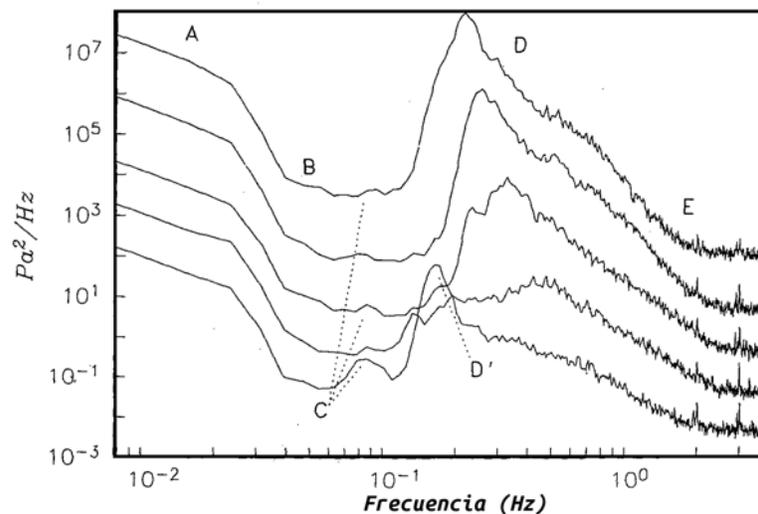


Figura 2.3: Muestra del espectro de frecuencias que se realizó durante el experimento SAMSON y SWADE (A) Ultra baja frecuencia abajo de .02 Hz (B) Ruido de corte \approx .02-.1 Hz (C) Frecuencia primaria \approx 0.1 Hz (D) Pico de la microsismicidad, se observa entre 0.16-0.3 Hz, (D') Contribución telesísmica, (E) Alta Frecuencia. Imagen tomada de Babcock et al., 1994

2.1.1. Contribución de la actividad volcánica al ancho de banda de la microsismicidad

Algunas evidencias de la contribución de la actividad volcánica al ancho de banda de la microsismicidad se discuten en trabajos realizados por Arciniega et al. (1999; 2000) sobre los eventos de tipo VLP (Very Long Period) que se registraron durante las fases explosivas ocurridas en los años 1996 y 1999 en el volcán Popocatepetl. En este análisis se reportaron dos picos en los espectros de amplitud de los registros de velocidad entre 0.05 y 0.5 Hz (Figura (2.4)).

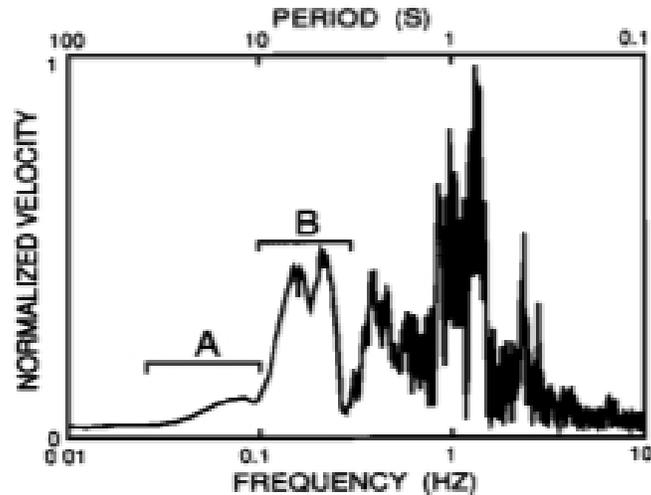


Figura 2.4: Tomada de Arciniega et al., 1999, en la que se muestran los dos picos predominantes en el ancho de banda de la microsismicidad

Vila et al. (2006), propusieron una técnica denominada BLNSS (Base Level Noise Seismic Spectrum), la cual tiene como objetivo obtener un nivel de referencia de la sismicidad de fondo para un sitio determinado. Para el análisis espectral usaron registros sísmicos continuos, se seleccionaron ventanas de duración fija y compararon las amplitudes espectrales de todas las componentes. Luego obtuvieron el valor mínimo de cada frecuencia, este procedimiento se llevó a cabo a lo largo de meses. Esta técnica se aplicó a registros continuos de seis estaciones de banda ancha, con ventanas de 30 minutos de duración. Cinco de estas estaciones fueron instaladas en áreas volcánicas. CADI se colocó al Este de los Pirineos, POBL en el centro de Cataluña, España, HGN en Heimansgroeve en los Países Bajos, HVAR en Croacia, EBRE en la cuenca del Río Ebro en España. La sexta, MMLY fue instalada en área volcánica, en la Isla Monserrat.

Los resultados mostraron que las frecuencias de los espectros de las seis estaciones, fueron similares en el rango de 0.1 y 0.3 Hz. Por el contrario, en frecuencias superiores a 0.5 Hz, se observaron diferencias en la amplitud del espectro correspondiente a la estación MMLY, lo que interpretaron como una contribución de la actividad volcánica asociada con un cambio en la dinámica interna del volcán (Figura 2.5)

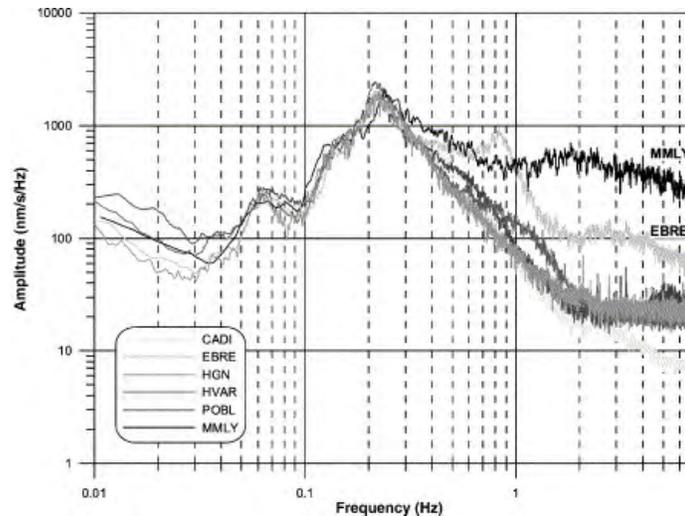


Figura 2.5: Gráfica del BLNSS correspondiente a las estaciones CADI, POBL, HGN, HVAR, EBRE y MMLY. Imagen tomada de Vila et al., 2005

Uno de los resultados más importante de ese trabajo, fue que al aplicar esta técnica en el volcán Llaima, localizado en Chile. Se observó un claro aumento en la amplitud del pico del BLNSS, cuando se incrementó la actividad sísmica del volcán. De acuerdo a la información proporcionada por el OVDAS-SERNAGEOMIN, el incremento de la actividad del volcán comenzó a finales de junio del 2002, la sismicidad aumentó gradualmente, de octubre a diciembre este aumento fue interpretado como un ascenso de magma desde una gran profundidad, manifestado por el aumento del RSAM y un incremento en las anomalías térmicas en el volcán. Durante los primeros días de enero del 2003 la actividad sísmica incrementó pero no apareció ninguna manifestación superficial. A finales de marzo se registraron algunas señales de alta frecuencia y alta duración interpretadas como microfracturas en el edificio volcánico (Vila et al. 2006)

La Figura 2.6 muestra el cambio de las amplitudes del BLNSS, las curvas de menor amplitud corresponden a los meses en los que no se observó aumento de actividad sísmica (febrero-abril, 2002) las mayores amplitudes corresponden al periodo de marzo-abril del 2003, en el que se observó un aumento de la actividad.

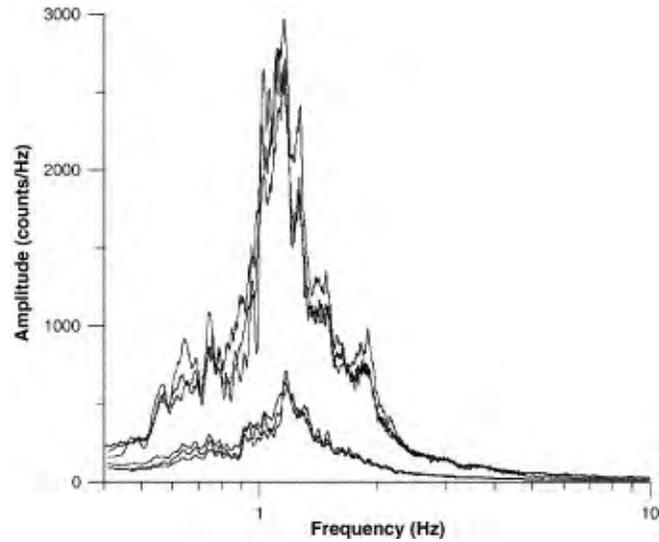


Figura 2.6: BLNSS correspondiente al volcán Llama, se observa un incremento en la amplitud del espectro, el cual coincide con un aumento en la actividad eruptiva del volcán. Tomada de Vila et al., 2006

En el siguiente capítulo describimos la técnica propuesta en este trabajo para obtener los valores del ruido mínimo promedio, que es similar a la técnica propuesta en Vila et., 2006. usando datos del Volcán de Colima.

Capítulo 3

Metodología

Con la idea de que la actividad volcánica contribuye al ancho de banda de la microsismicidad y de acuerdo con lo reportado por Vila et al. (2006) De Lauro et al. (2005) entre otros, esta contribución es debida a cambios internos del volcán. En este trabajo presentamos una metodología para analizar el comportamiento del nivel del ruido sísmico promedio en un ambiente volcánico.

Específicamente mostramos un ejemplo con datos continuos recabados de una red de banda ancha que operó de junio del 2011 a junio de 2016, y que fue instalada sobre los flancos del Volcán de Colima (ver Figura 1.16, Capítulo 1). La metodología que se propone en esta tesis consiste en evaluar el Ruido Mínimo Promedio (RMP) que caracteriza a un sitio o región determinada. Una de las ventajas que ofrece este método, es que además de ser sencillo también ofrece economía en términos de tiempo y computo. Además puede ser de gran utilidad para analizar la evolución de la actividad volcánica en un ancho de banda que pocos autores han trabajado. Esta técnica, de implementarse en tiempo real, ayudaría a la identificación de cambios en la dinámica interna del volcán antes de que se manifiesten superficialmente; como podría ser el caso del transporte de fluidos de mayor profundidad o el emplazamiento lento de un domo.

La técnica para calcular el RMP se basa en la aplicación de la herramienta estadística denominada *Media Cuadrática* o *RMS* por sus siglas en inglés (Root Mean Square) . Debido a que el ruido sísmico es una señal aleatoria, no es posible analizarlo mediante una función explícita, por esta razón, se utilizan herramientas estadísticas como la *Varianza* (Ecuación 3.1) o el *RMS* (Ecuación 3.2), que permiten caracterizar sus propiedades en el dominio del tiempo.

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [x(n) - x_{prom}]^2 \quad (3.1)$$

$$\Psi_{RMS} = \sqrt{\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x^2(t) dt} \quad (3.2)$$

Otra herramienta matemática que se utilizó para el cálculo del RMP es la *Transformada de Fourier*, esta operación matemática transforma una señal del dominio de tiempo al dominio de frecuencia.

Es posible calcular la Transformada de Fourier para cualquier señal $x(t)$, siempre y cuando se satisfagan las condiciones de convergencia de la integral definida por la ecuación 3.3 (Meade y Dillon, 1993),

$$\chi(j\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt \quad (3.3)$$

La ecuación 3.3 denominada Transformada de Fourier, es una función continua de la frecuencia y, a cualquier frecuencia específica ω , su valor es un número complejo. La operación de obtención de la Transformada de Fourier se interpreta como la descomposición de la señal en una suma de componentes de frecuencias exponenciales complejas que cubren todas las frecuencias positivas y negativas. La función 3.3 describe la manera en que la amplitud y la fase de esta distribución continua de componentes varía con la frecuencia. La Transformada de Fourier es por tanto, un modelo en el dominio de la frecuencia de la señal $x(t)$ y se le denomina *espectro de frecuencia* o simplemente *espectro* de la señal. (Meade y Dillon, 1993).

Puesto que $\chi(j\omega)$ se interpreta en términos de una distribución continua de componentes, no tiene sentido hablar de la distribución de una componente con una frecuencia específica al pulso exponencial, por lo que se debe considerar a $\chi(j\omega)$ como un *espectro de densidad* (Meade y Dillon, 1993).

3.1. Cálculo Sistemático del Ruido Mínimo Promedio (RMP)

Para obtener el RMP, se desarrollaron en primer lugar, una serie de algoritmos en los que se calcularon los valores del RMS para ventanas de 120 minutos de longitud, este cálculo se realizó para el registro continuo de al menos 15 meses, para cuatro estaciones (COLS, COLW, COPE y COPN), en algunos casos en episodios intermitentes debido a que a que en ocasiones hubo pérdida de datos. Después de obtener el valor del RMS, se seleccionaron dos valores mínimos por semana, es decir ocho por cada mes. Este procedimiento se llevó al cabo para las cuatro estaciones y sus tres componentes. El cálculo del RMS, se realizó con el programa Seismic Analysis Code (SAC).

En las Figuras 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4 se muestran los valores obtenidos del RMS para cada una de las estaciones y para cada componente. En cada caso se muestra el periodo de análisis y procesamiento de datos. Cada uno de los puntos corresponde a un valor del RMS, las líneas sólidas representan los valores mínimos seleccionados.

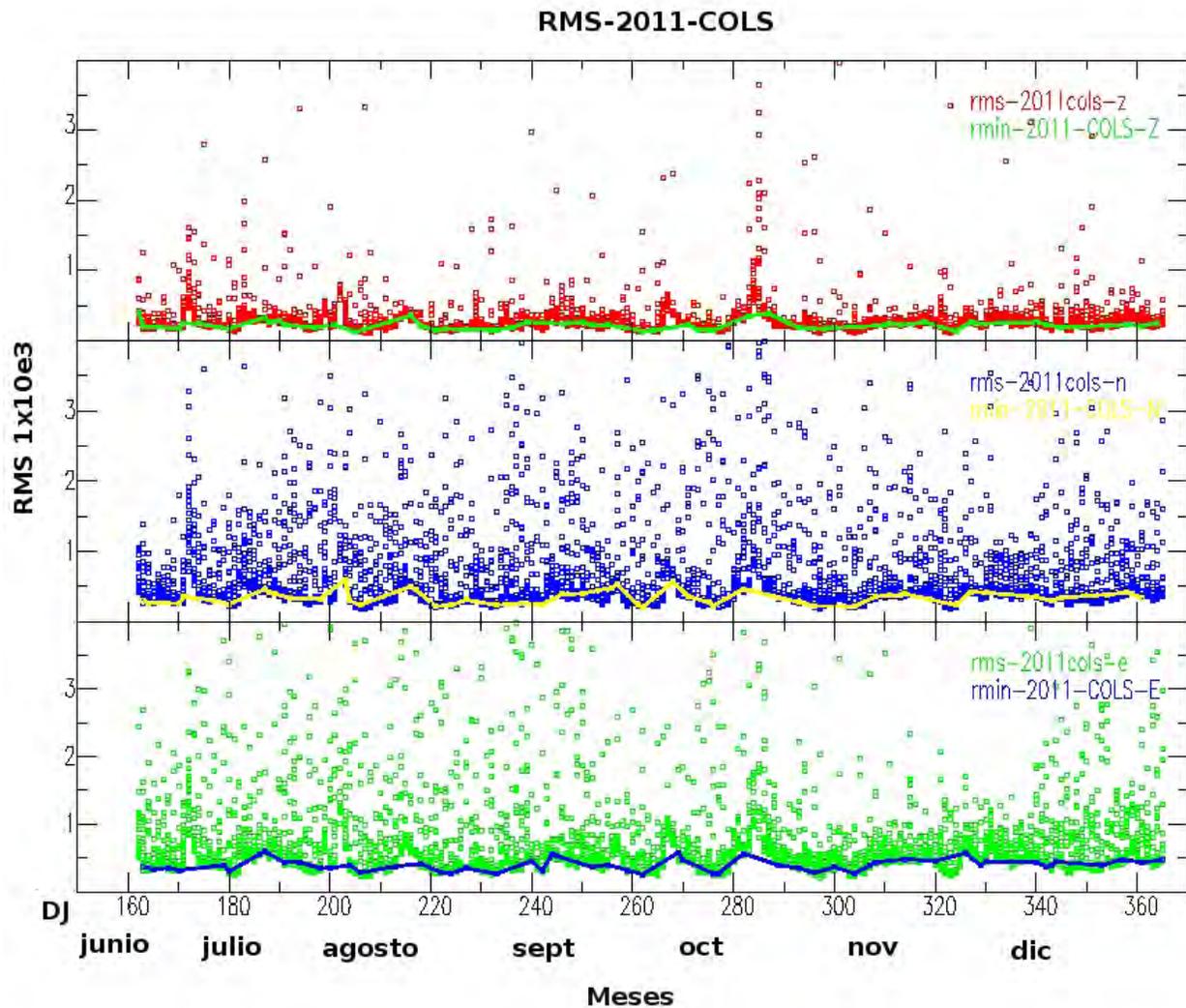


Figura 3.1: Valores obtenidos del RMS para el periodo de junio del 2011 a abril del 2012, estación COLS. Cada punto corresponde a un valor de RMS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes Z, N y E, respectivamente. Las líneas sólidas en verde, amarillo y azul representan el RMP de los mínimos RMS por componente

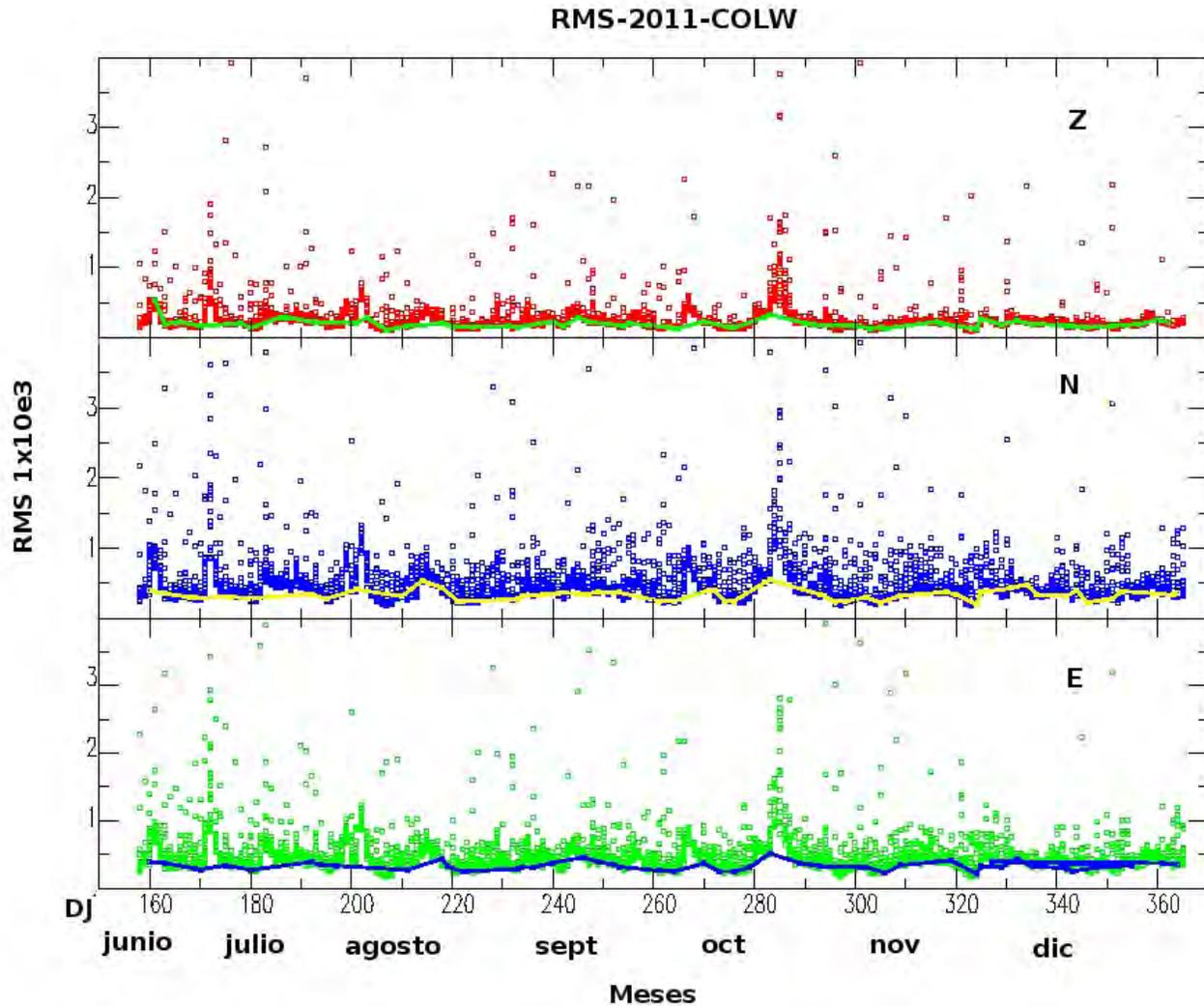


Figura 3.2: Valores obtenidos del RMS para el periodo de junio del 2011 a diciembre del 2012, estación COLW. Cada punto corresponde a un valor de RMS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes Z, N y E, respectivamente. Las líneas sólidas en verde, amarillo y azul representan el RMP de los mínimos RMS por componente

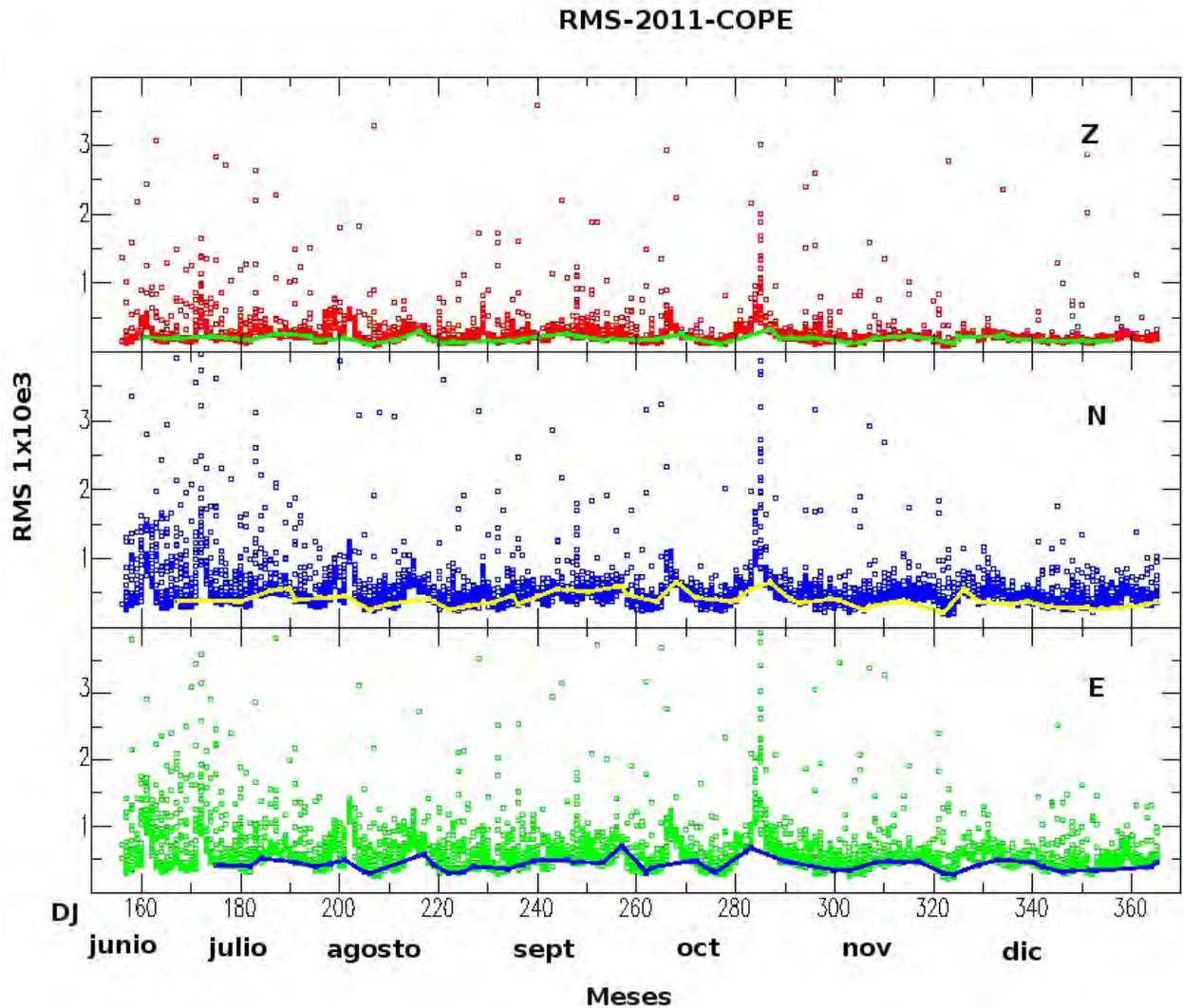


Figura 3.3: Valores obtenidos del RMS para veinte meses de registro continuo, estación COPE. Cada punto corresponde a un valor de RMS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes Z, N y E, respectivamente. Las líneas sólidas en verde, amarillo y azul representan el RMP de los mínimos RMS por componente

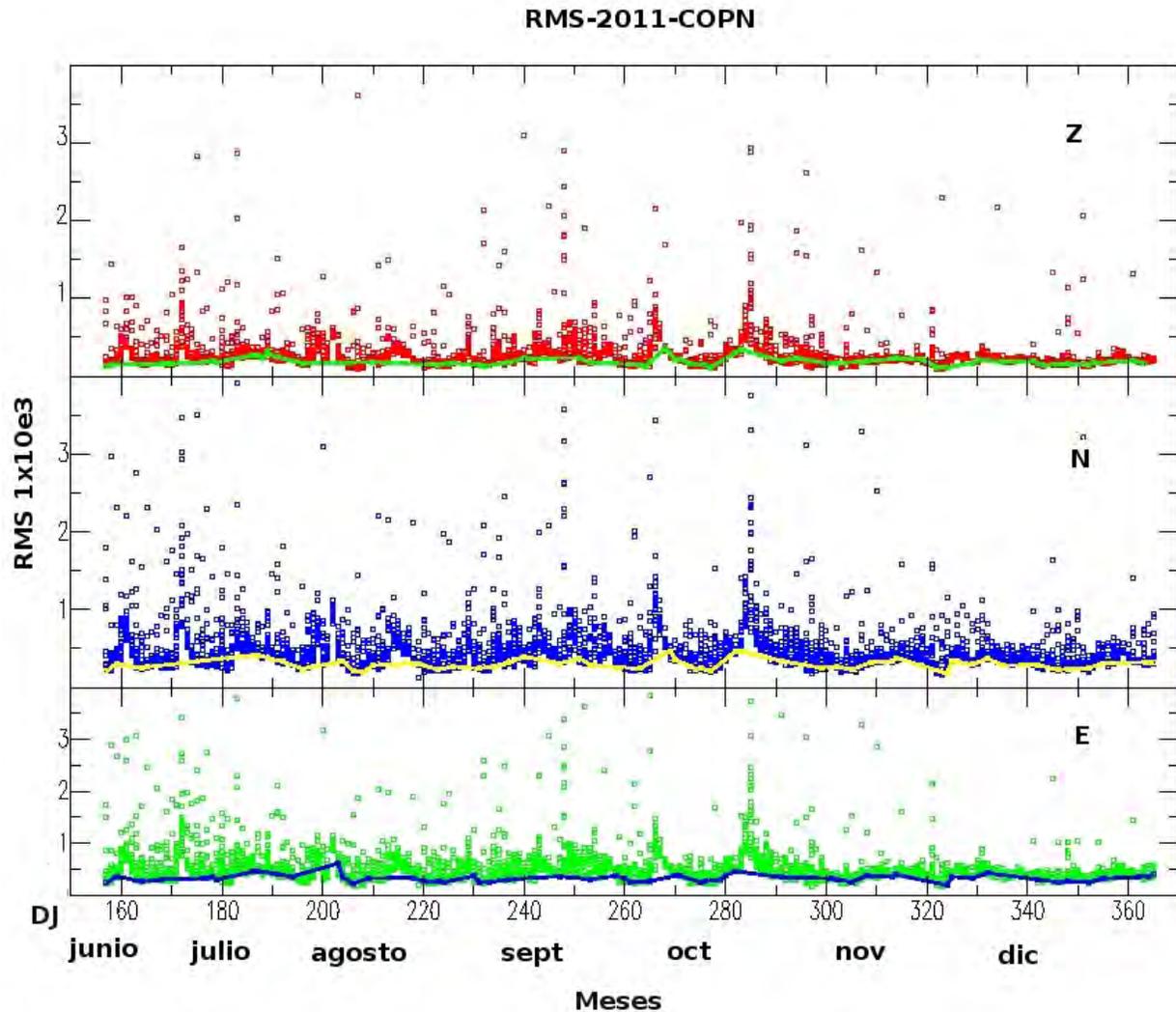


Figura 3.4: Valores obtenidos del RMS para veinte meses de registro continuo, estación COPN. Cada punto corresponde a un valor de RMS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes Z, N y E, respectivamente. Las líneas sólidas en verde, amarillo y azul representan el RMP de los mínimos RMS por componente

Después de obtener las ventanas de 120 minutos con los valores mínimos del RMS, se calculó para cada una de ellas la Transformada de Fourier (FFT) y posteriormente, con estos espectros de frecuencia se realizó el promedio para cada uno de los meses. A este resultado se le denominó Ruido Mínimo Promedio (RMP). Este proceso se llevó a cabo para las cuatro estaciones y para cada componente. Para el cálculo del RMP no se utilizó ningún tipo de filtro. El esquema de la figura 3.5 resume la metodología que se realizó para obtener el RMP.

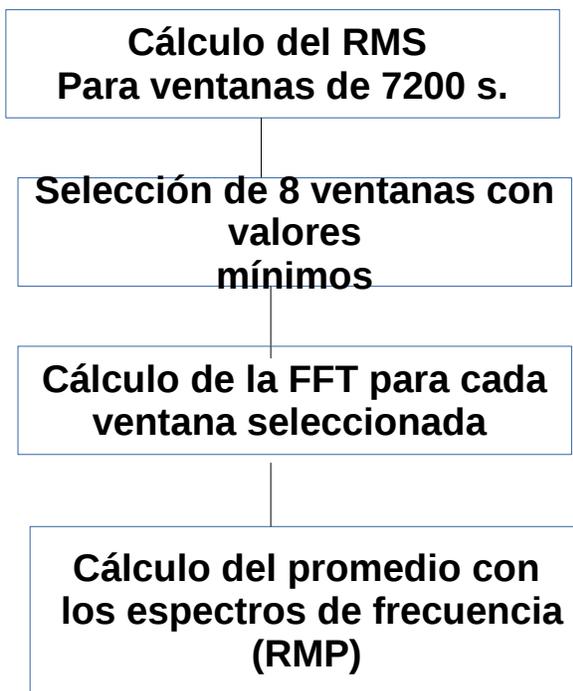


Figura 3.5: Esquema de la metodología para obtener el RMP.

En la figura 3.6 se muestra el espectro del RMP para el mes de diciembre de 2012, en el que se observa la conservación de la forma del espectro, además se identifican los picos característicos del espectro propuesto en Babcock et al., (1994), y descritos en el capítulo 2, como el *Ruido de Corte* (.02-.1 Hz) y la *Frecuencia Primaria* (≈ 0.1 Hz). Además se observan dos picos de mayor amplitud que aparecen entre 0.1 y 0.4 Hz, que corresponden al ancho de banda de la microsismicidad y que podrían deberse a la excitación provocada por la interacción no lineal entre la superficie del mar y el viento. Estos picos como se muestra más adelante, presentan cambios importantes en la amplitud durante las distintas fases eruptivas del volcán.

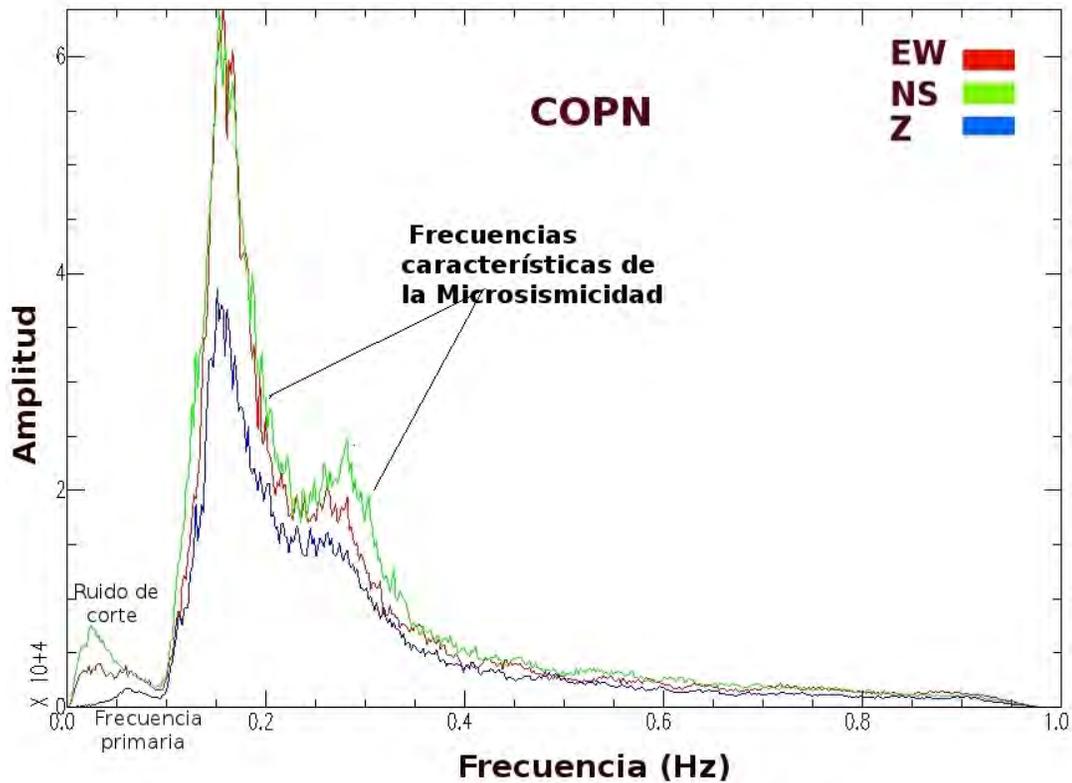


Figura 3.6: Espectro del RMP del mes de diciembre de 2012. En la figura se puede identificar el *Ruido de Corte*, la *Frecuencia Primaria* y dos picos de mayor amplitud entre 0.1 y 0.4 Hz. Los colores rojos, azules y verdes indican los componentes EW, NS y Z, respectivamente

En las figuras 3.7, 3.8, 3.9 y 3.10 se muestran los espectros del RMP obtenidos de los valores mínimos del RMS, correspondiente al mes de noviembre de 2011, la razón por la que se escogió este ejemplo es debido a que durante este mes operaron sin interrupciones las cuatro estaciones. Se observa que en general, la forma del espectro se conserva en las tres componentes, sin embargo la amplitud es mayor en las componentes horizontales, por esta razón y para fines del análisis se tomará a la componente E como representativa de las otras dos. Al realizar los RMP se pudieron identificar los picos predominantes propuestos por Babcock et al.,(1994) descritos en el capítulo 2, como son el *Ruido de Corte* en .02-.1 mHz, y el *Doble pico de la microsismicidad* en 0.16 - 0.30 Hz.

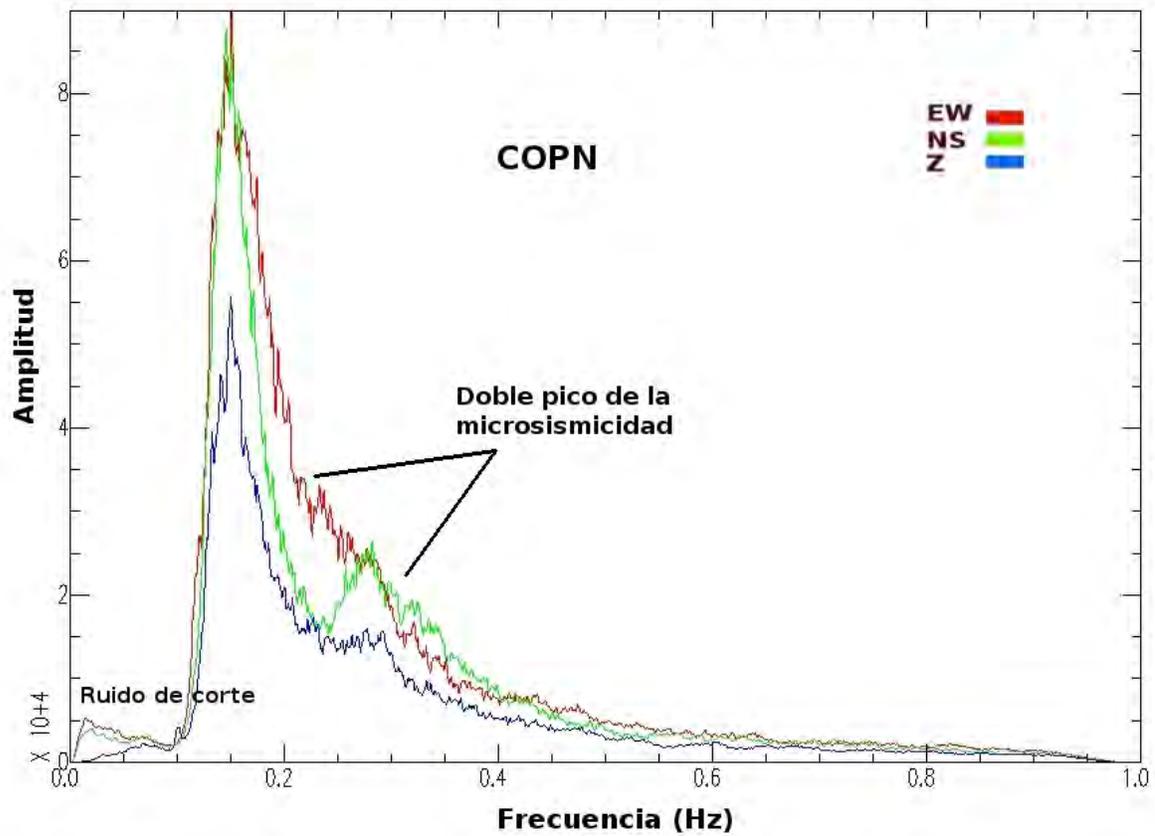


Figura 3.7: Espectro del RMP correspondiente al mes de noviembre de 2011. Estación COLS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes EW, NS y Z, respectivamente. Se observa que la forma del espectro se conserva pero en general, la amplitud es mayor en la componente EW

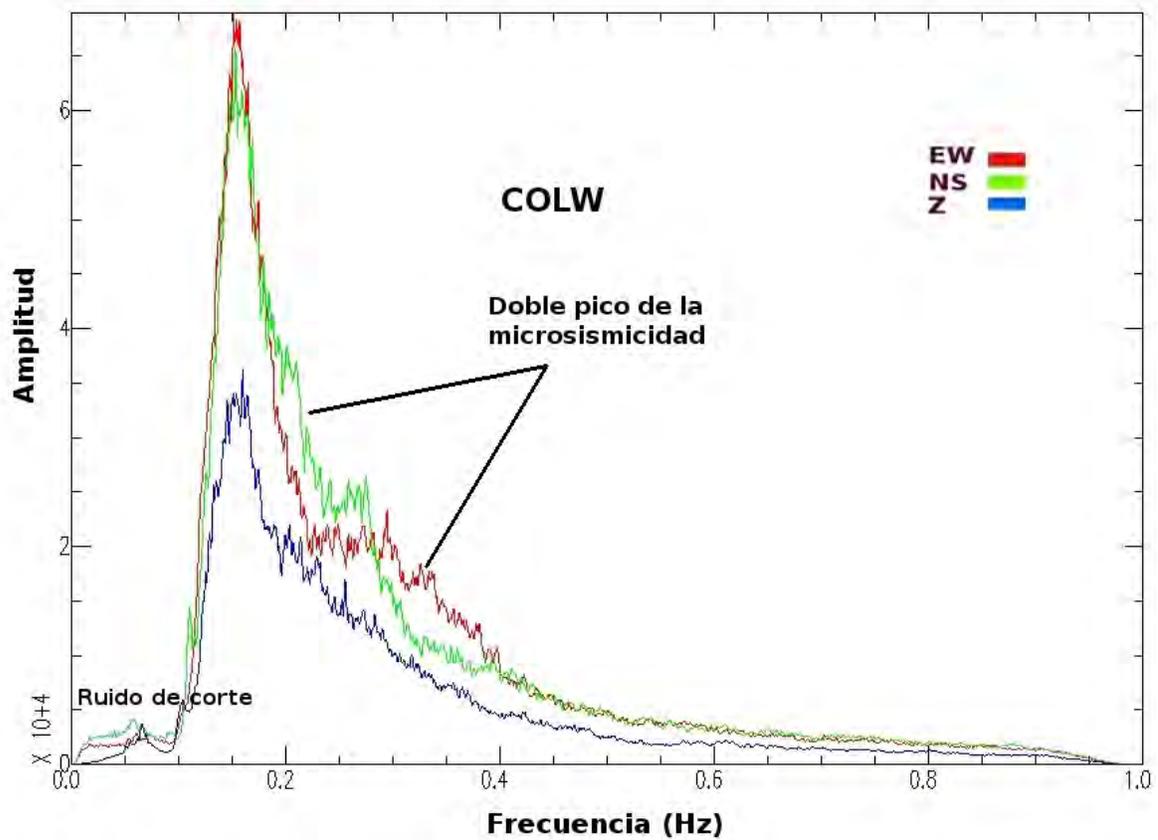


Figura 3.8: Espectro del RMP correspondiente al mes de noviembre de 2011. Estación COLW. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes EW, NS y Z, respectivamente. Se observa que la forma del espectro se conserva pero en general, la amplitud es mayor en la componente EW. La técnica para calcular el RMP se basa en la aplicación de la herramienta

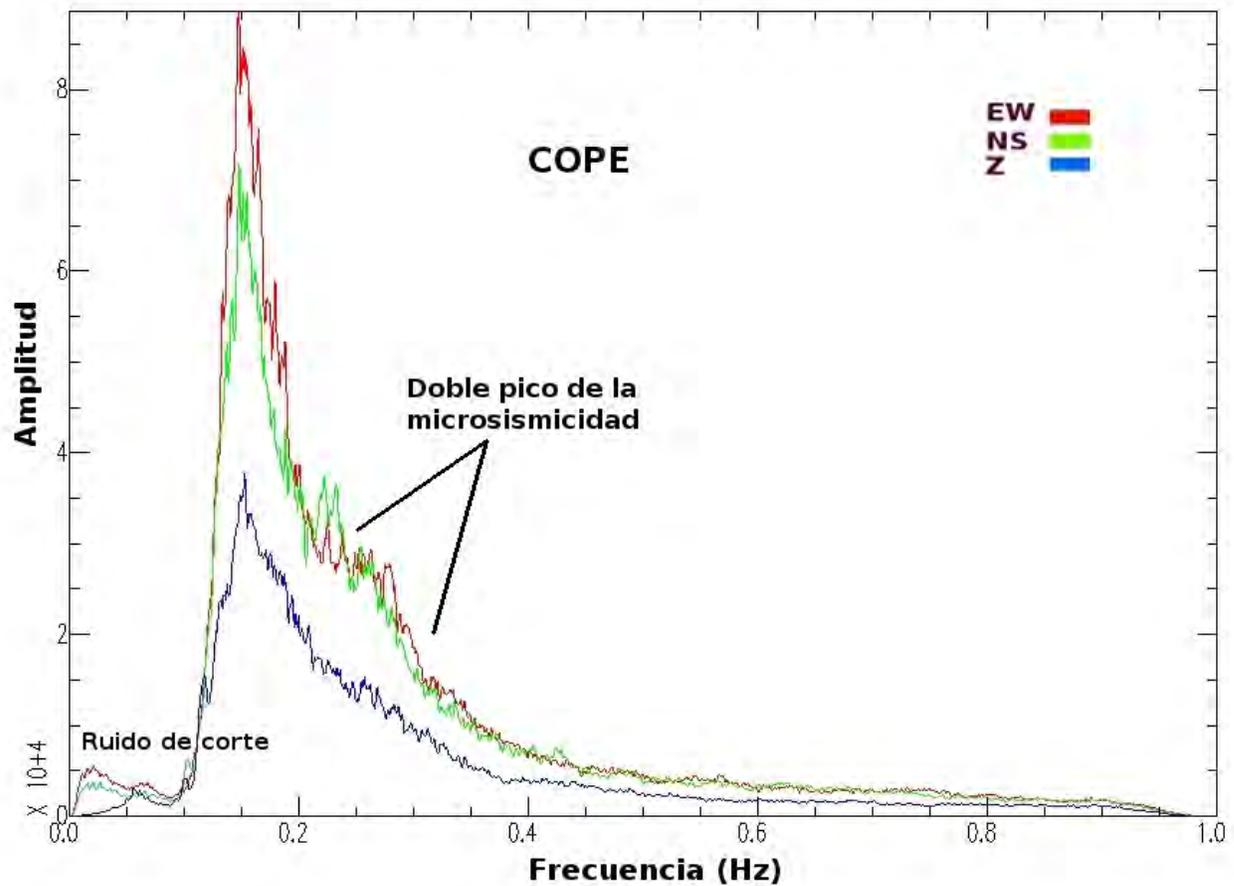


Figura 3.9: Espectro del RMP correspondiente al mes de noviembre de 2011. Estación COLS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes EW, NS y Z, respectivamente. Se observa que la forma del espectro se conserva pero en general, la amplitud es mayor en la componente EW

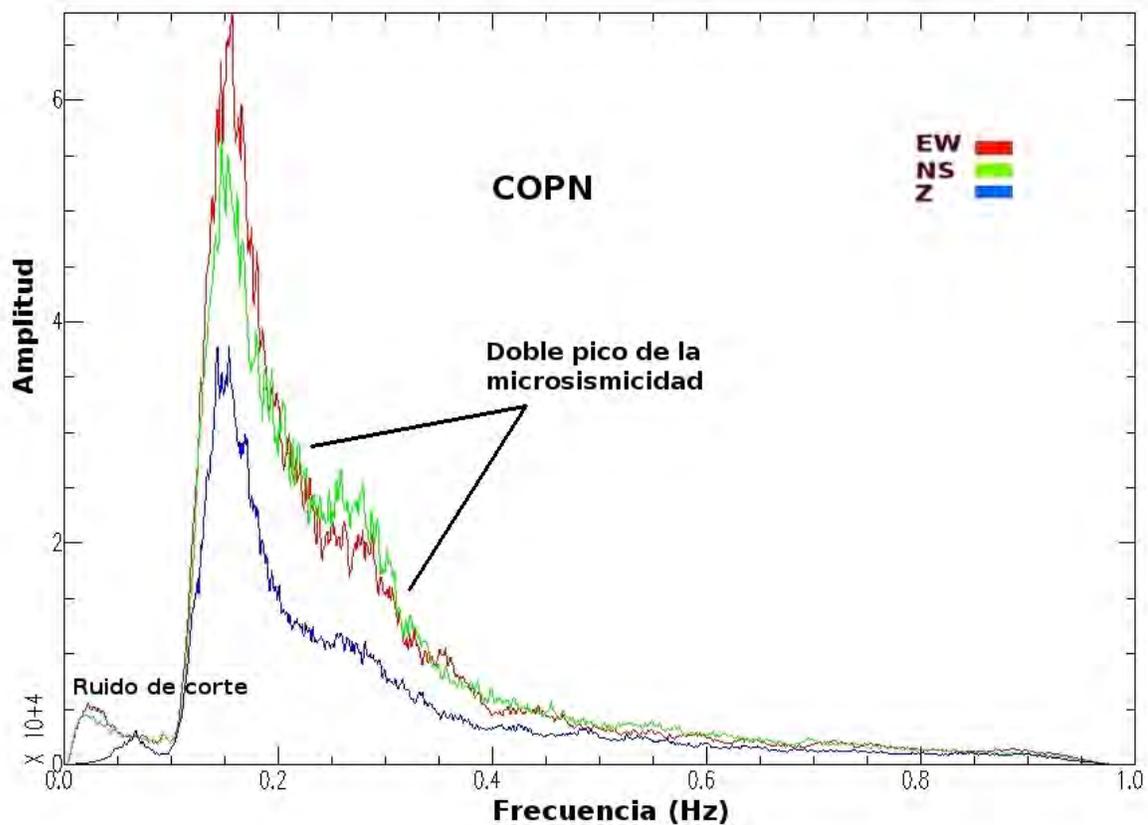


Figura 3.10: Espectro del RMP correspondiente al mes de noviembre de 2011. Estación COLS. Los colores rojos, azules y verdes indican las componentes EW, NS y Z, respectivamente. Se observa que la forma del espectro se conserva pero en general, la amplitud es mayor en la componente EW

Con el objetivo de observar las variaciones del RMP al cambiar la longitud de las ventanas de tiempo, se modificó la longitud de 2 horas a 2 minutos, las figuras 3.11, 3.12, 3.13, 3.14 y 3.15 muestran los resultados. En ellas se puede observar que la forma de onda del espectro se conserva, sin embargo al ampliar la longitud de la ventana podemos obtener mayor información de los cambios asociados a la actividad volcánica.

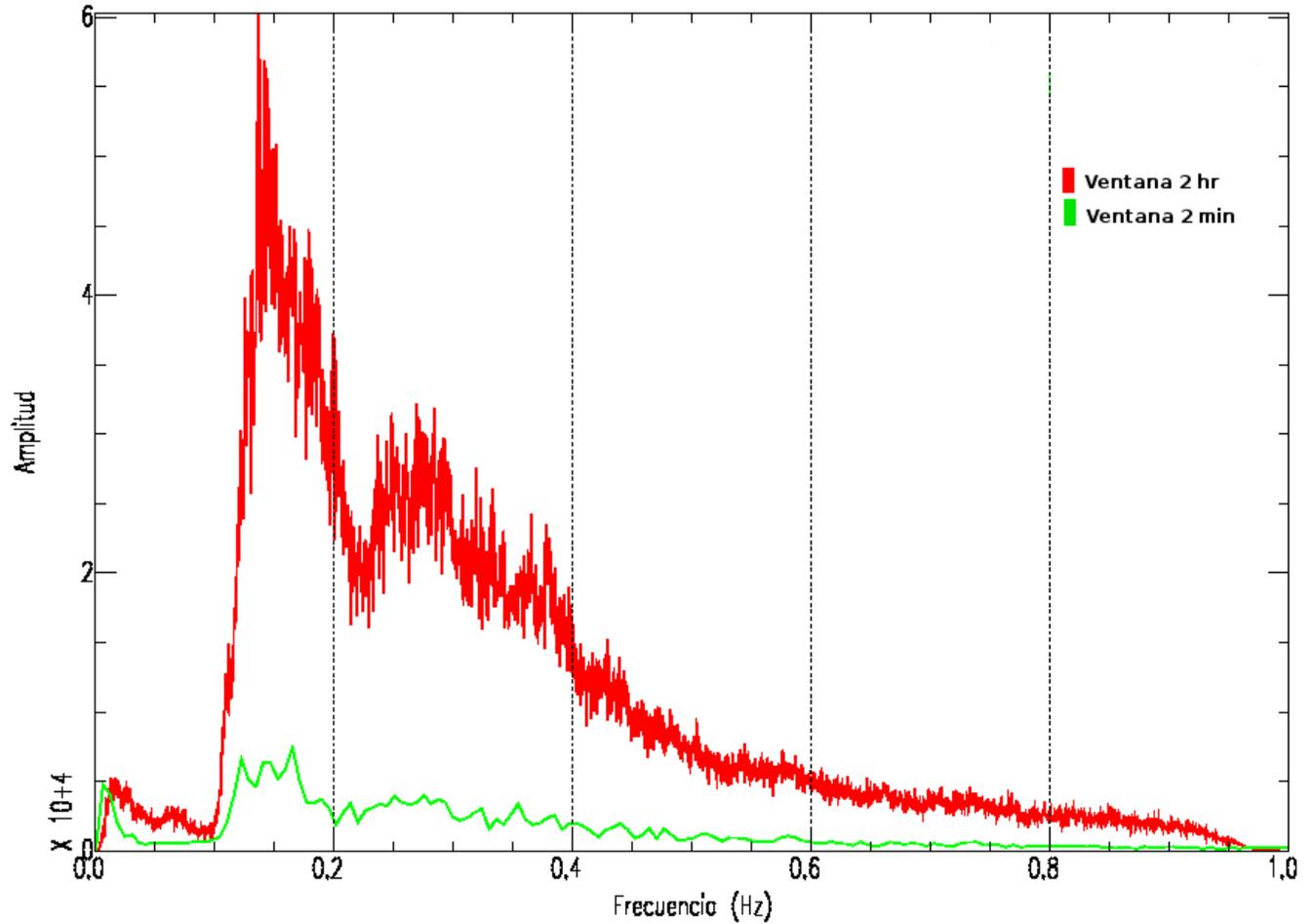


Figura 3.11: Comparación del RMP al variar la longitud de la ventana de 2 horas a 2 minutos. Los espectros corresponden al mes de junio de 2011 para la estación COLW componente E. La grafica en color rojo muestra una longitud de la ventana de 2 horas mientras que el verde indica una ventana de 2 minutos de longitud

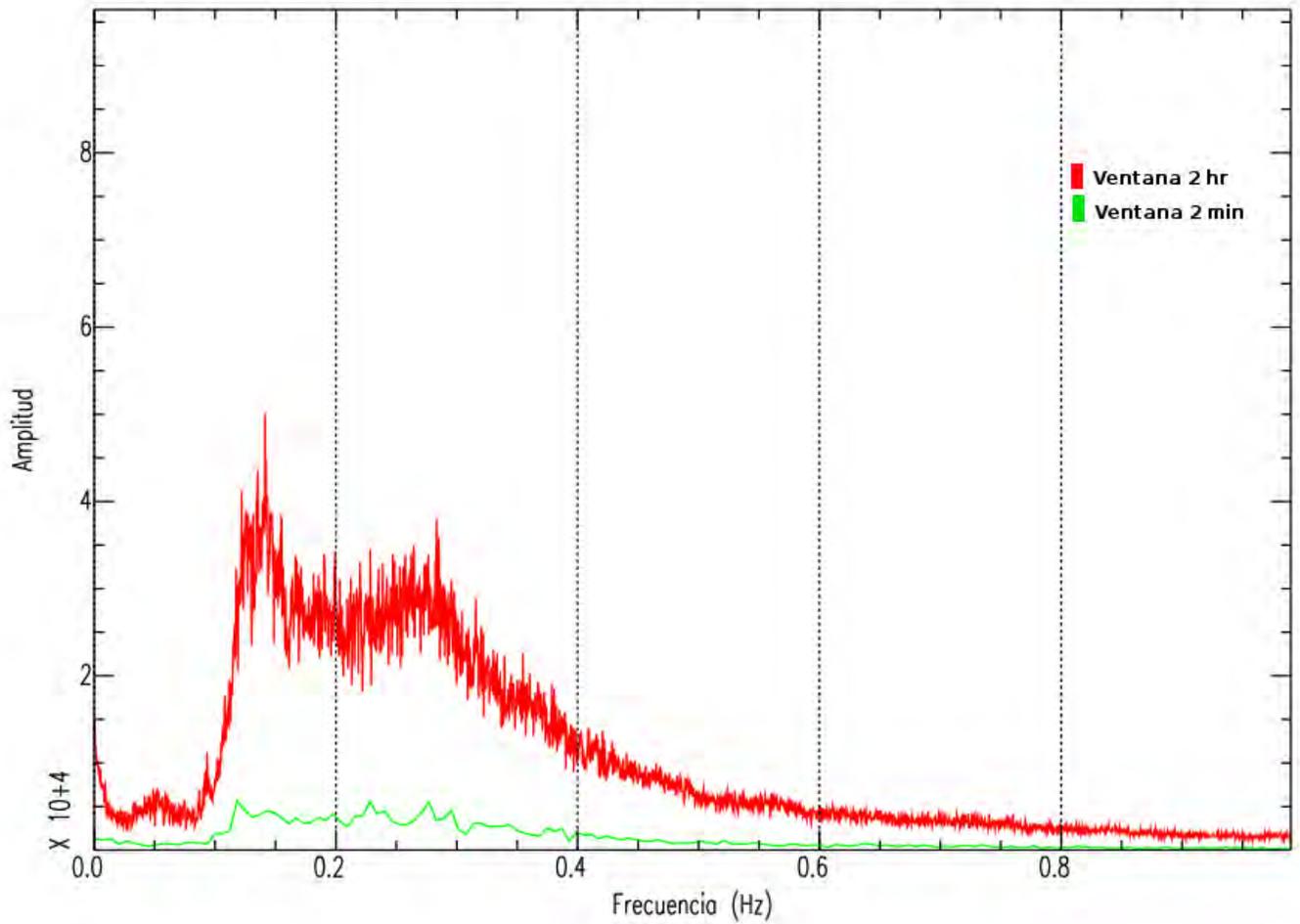


Figura 3.12: Comparación del RMP al variar la longitud de la ventana de 2 horas a 2 minutos. Los espectros corresponden al mes de octubre de 2012 para la estación COLW componente E. La grafica en color rojo muestra una longitud de la ventana de 2 horas mientras que el verde indica una ventana de 2 minutos de longitud

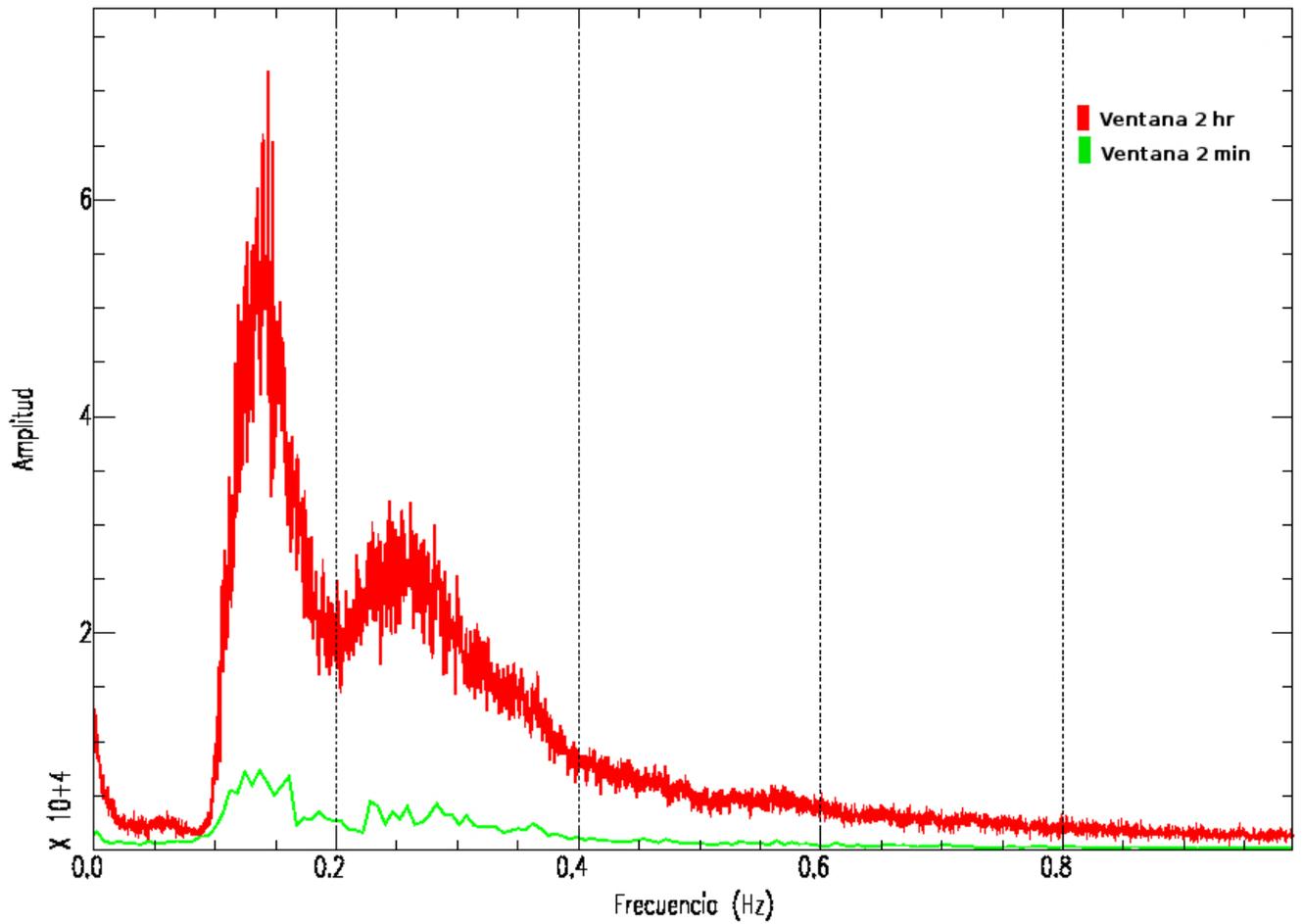


Figura 3.13: Comparación del RMP al variar la longitud de la ventana de 2 horas a 2 minutos. Los espectros corresponden al mes de noviembre de 2012 para la estación COLW componente E. La grafica en color rojo muestra una longitud de la ventana de 2 horas mientras que el verde indica una ventana de 2 minutos de longitud

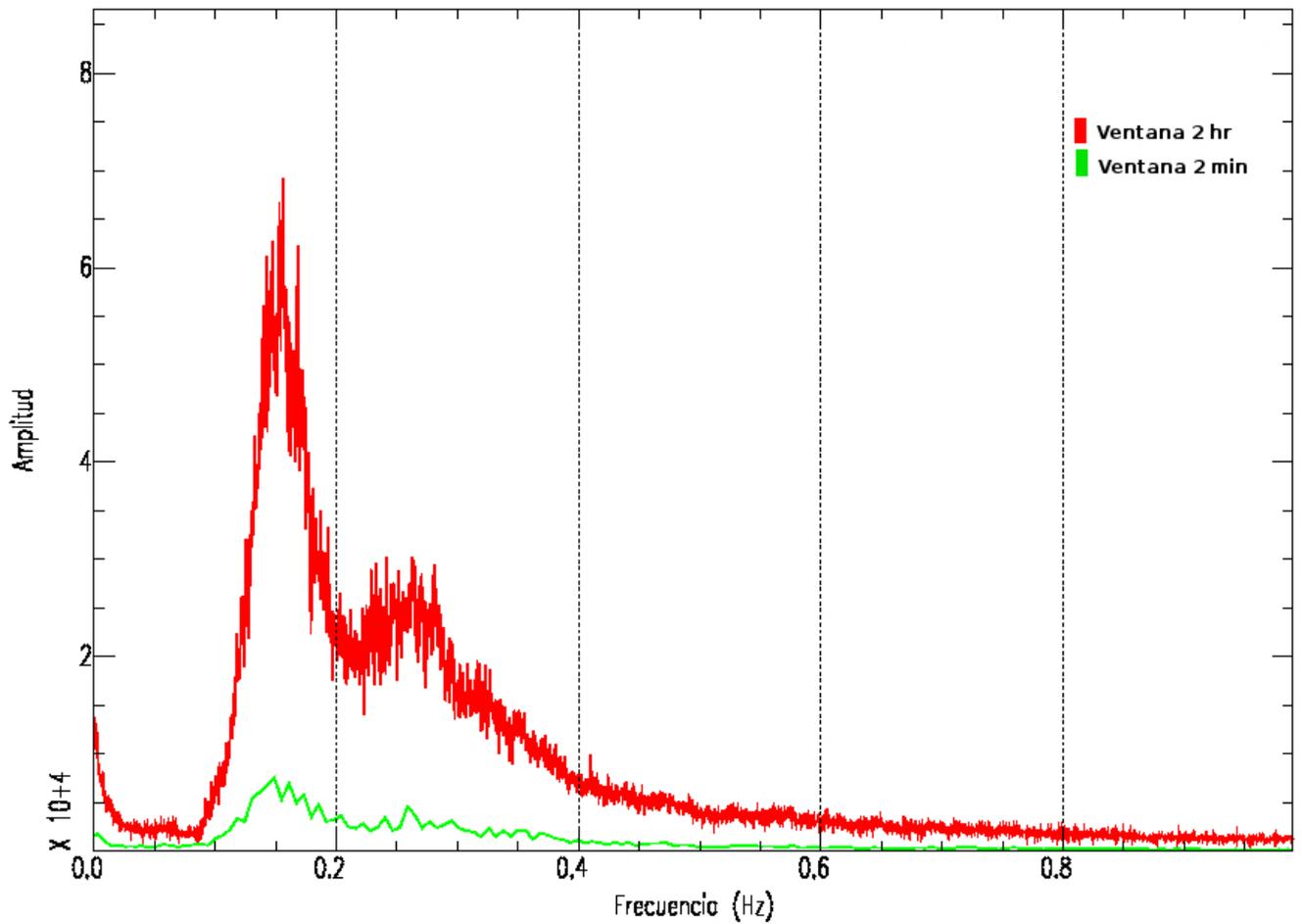


Figura 3.14: Comparación del RMP al variar la longitud de la ventana de 2 horas a 2 minutos. Los espectros corresponden al mes de diciembre de 2012 para la estación COLW componente E. La grafica en color rojo muestra una longitud de la ventana de 2 horas mientras que el verde indica una ventana de 2 minutos de longitud

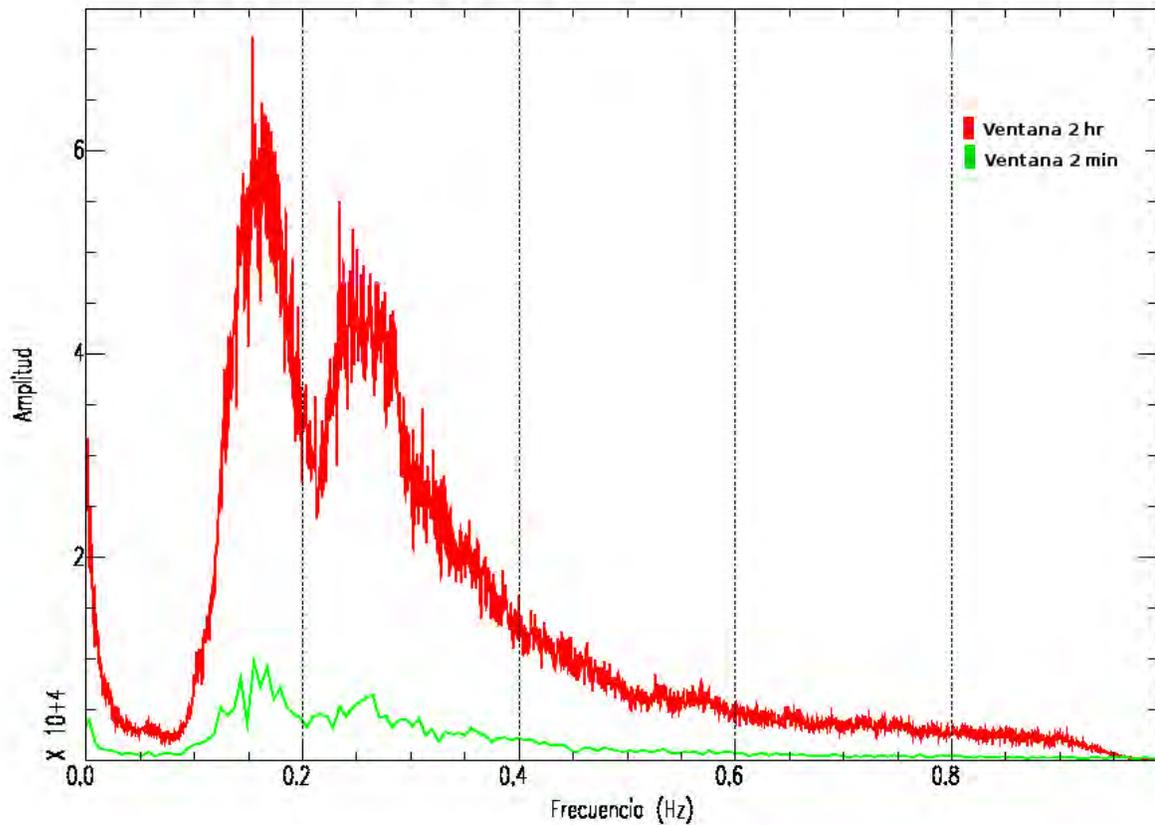


Figura 3.15: Comparación del RMP al variar la longitud de la ventana de 2 horas a 2 minutos. Los espectros corresponden al mes de enero de 2013 para la estación COLW componente E. La grafica en color rojo muestra una longitud de la ventana de 2 horas mientras que el verde indica una ventana de 2 minutos de longitud

Es importante decir que el RMS, es similar a la técnica denominada RSAM por su nombre en inglés (Real-time Seismic-Amplitude Measurement), que es utilizada en la mayoría de los observatorios vulcanológico de diversas partes del mundo para monitorear la actividad sísmica asociada al volcán. Esta técnica fue desarrollada en el (USGS), en 1991 con el objetivo de monitorear en tiempo real el cambio de la actividad sísmica en el monte Santa Elena localizado en EE. UU. (Endo,T. y Murray, T., 1991). El valor del RSAM es la medida promedio de las amplitudes de los registros sísmicos, en este sentido, es parecido al RMS, la diferencia radica principalmente en que en la técnica del RSAM se utiliza el acumulativo de las amplitudes, de esta manera cobra importancia el cambio súbito de las pendientes asociadas a la curva y no las amplitudes mismas.

Como antecedente de la técnica que se propone en este trabajo se encuentra el realizado por Vila et al (2006), en el que se propuso una técnica denominada BLNSS (Base Level Noise Seismic Spectrum) que es similar al RMP, difieren en que en el caso de BLNSS se utilizó la amplitud mínima de las componentes espectrales y en el caso del RMP se utilizaron los valores mínimos del RMS calculados para ventanas de 7200 segundos de longitud.

Capítulo 4

Análisis y comparación de resultados

Los espectros obtenidos del *Ruido Mínimo Promedio* (RMP) proporcionan información del nivel de ruido de un determinado lugar, en nuestro caso, de las estaciones sismológicas que fueron colocadas sobre los flancos del Volcán de Colima. En este trabajo se calcularon los espectros mensuales del RMP en el periodo de junio de 2011 a marzo de 2013 para cuatro estaciones (COLS, COLW, COPE y COPN). En el apéndice se muestran los cálculos del RMP mensuales de todo el periodo de este trabajo.

En este capítulo se discute brevemente la actividad sísmica asociada al volcán durante el periodo de análisis de este trabajo, es decir de enero a marzo de 2013. Con el objetivo de realizar el análisis de la variación temporal entre los espectros de RMP correspondientes a los periodos en los que la actividad del volcán registró mayores cambios, como el marcado incremento en la actividad o el emplazamiento de un domo, se denominaron dos episodios; I y II. El *Episodio I*, corresponde al periodo de octubre de 2012 a enero de 2013, en el cual la actividad del volcán cambió significativamente de un nivel bajo a un incremento muy marcado. El *Episodio II*, abarca de enero a marzo de 2013 en el que se emplazó un nuevo domo.

De acuerdo a nuestro análisis, la actividad sísmica asociada al volcán durante el 2011 estuvo representada por la ocurrencia de eventos de tipo LP, explosiones y tremor. La figura 4.1 muestra la actividad sísmica del 30 de junio del 2011, particularmente durante ese día se registraron eventos de tipo LP, tremor e incluso una pequeña explosión. Las figuras 4.2, 4.3 y 4.4 muestran a detalle algunos de los eventos característicos que se registraron durante ese día.

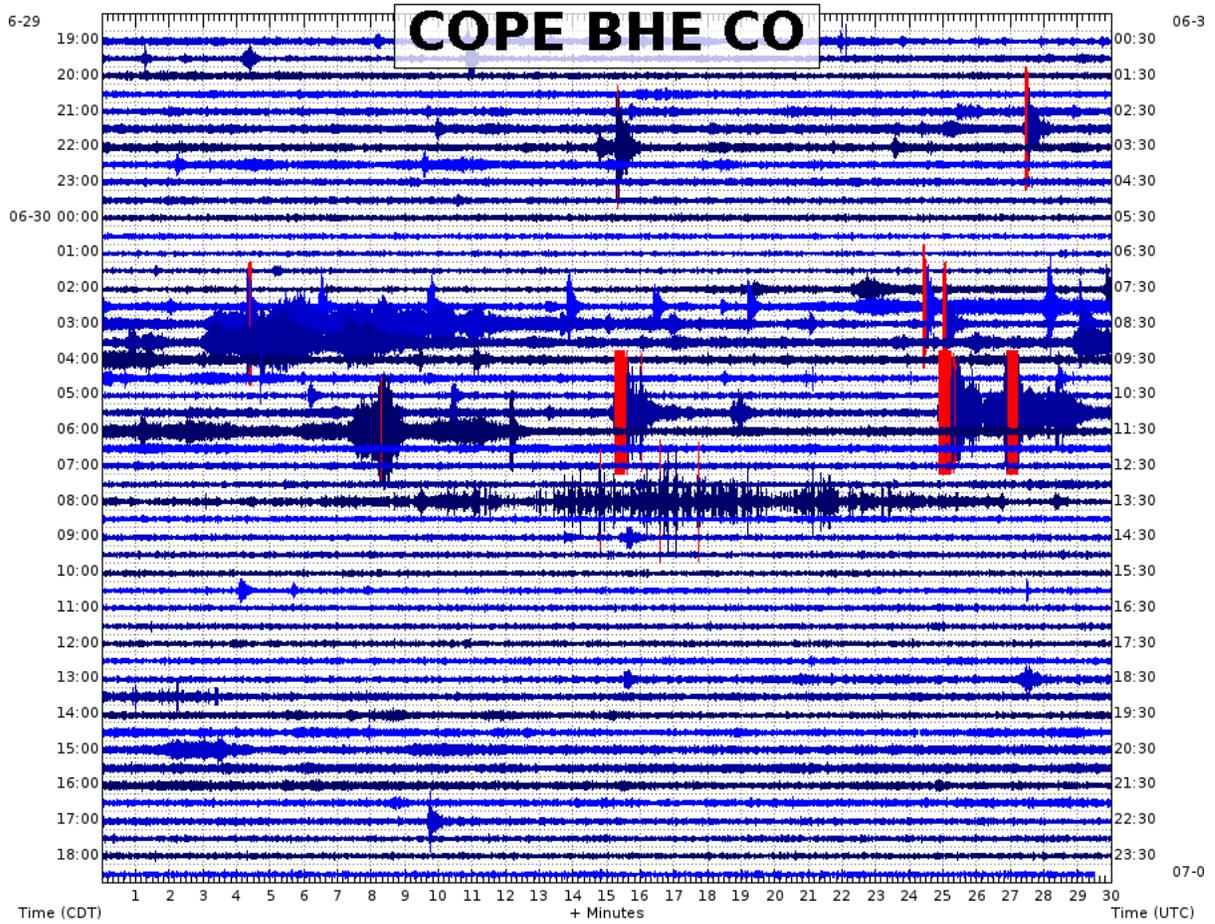
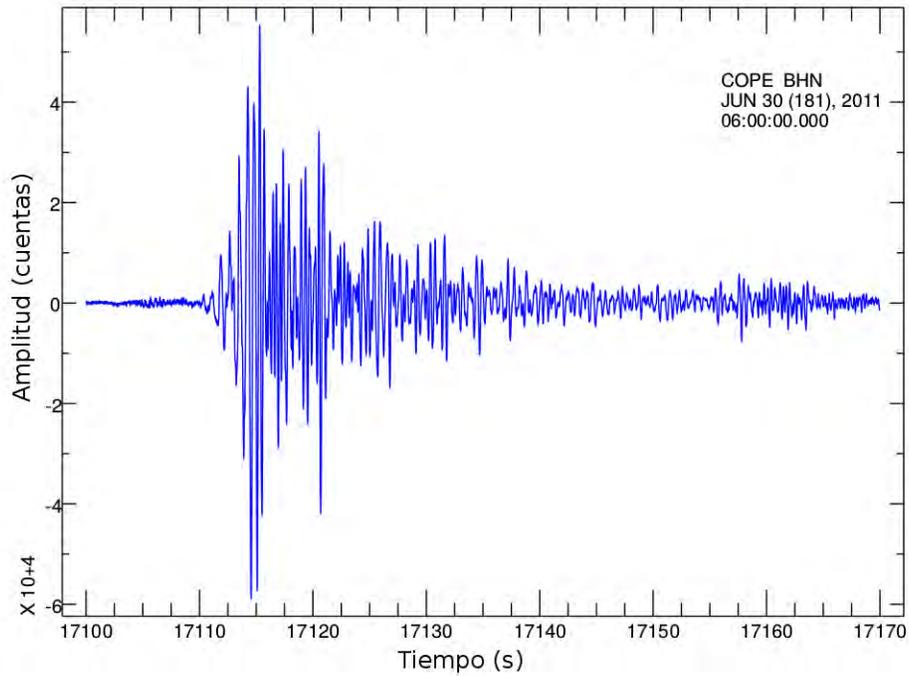
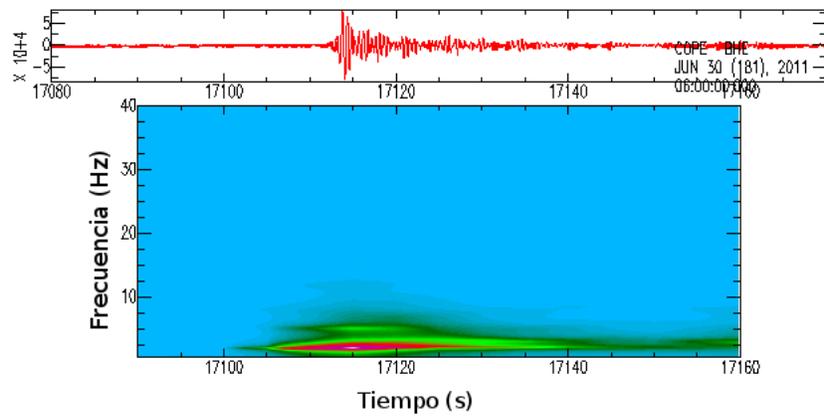


Figura 4.1: Actividad sísmica del 30 de junio de 2011.

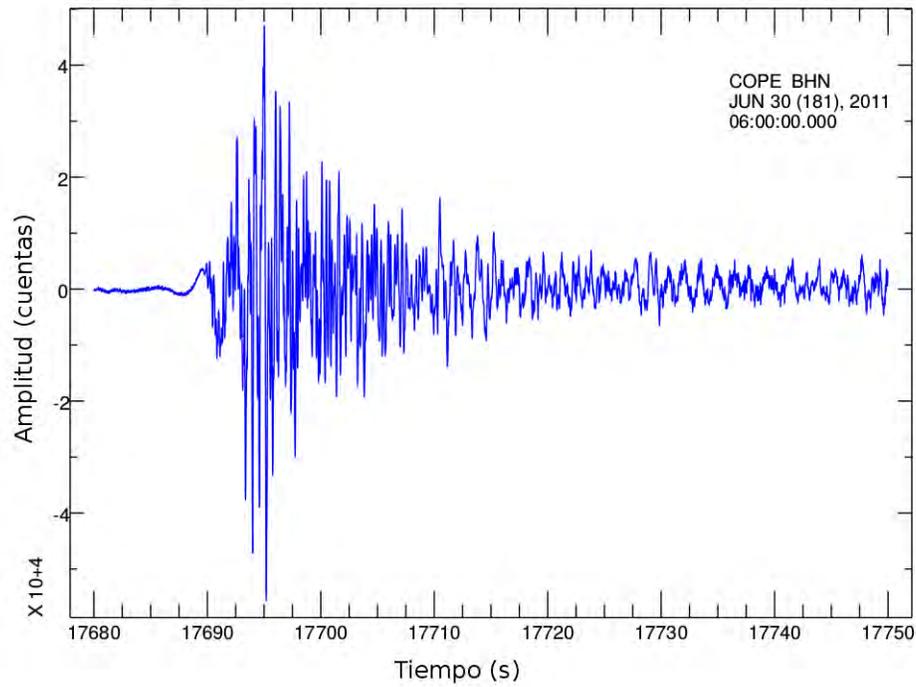


(a)

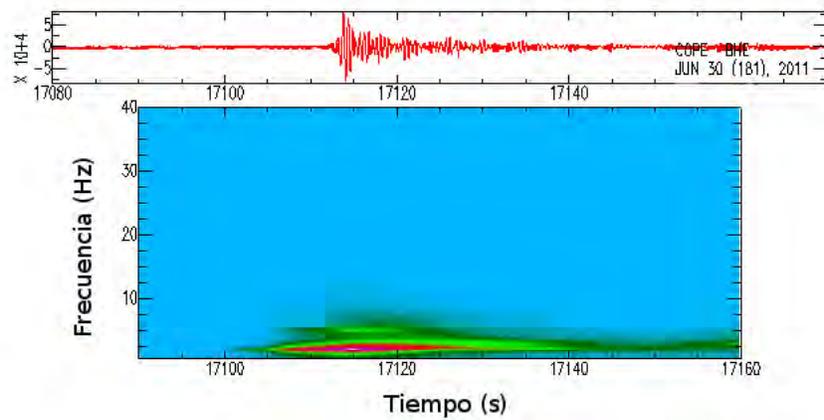


(b)

Figura 4.2: (a) Forma de onda del evento de tipo LP registrado el 30 de junio de 2011. El tamaño de la ventana es de 70 s. (b) Espectrograma del evento de tipo LP

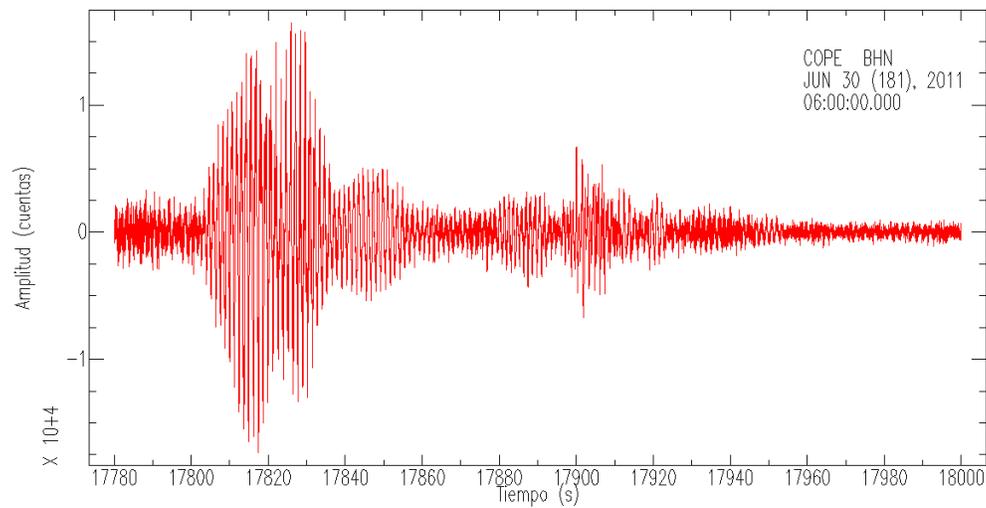


(a)

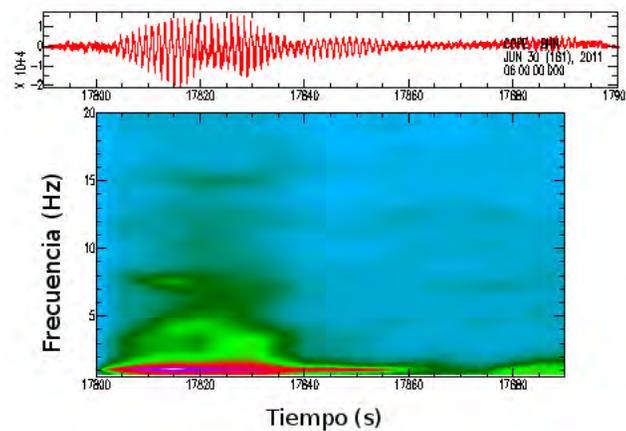


(b)

Figura 4.3: (a) Forma de onda de una explosión registrada el 30 de junio de 2011. El tamaño de la ventana es de 70 s. (b) Espectrograma de la explosión.



(a)



(b)

Figura 4.4: (a) Forma de onda de un pequeño segmento de tremor registrado el 30 de junio de 2011. La duración de la ventana es de 120 s. (b) Espectrograma del tremor.

Durante el 2012 la actividad sísmica del volcán permaneció en niveles bajos, al presentarse eventos de tipo LP y pequeñas explosiones de tipo vulcanianas. La figura 4.5 muestra la actividad asociada al volcán del 4 de abril de 2012 en la que se observa el registro de eventos de tipo LP.

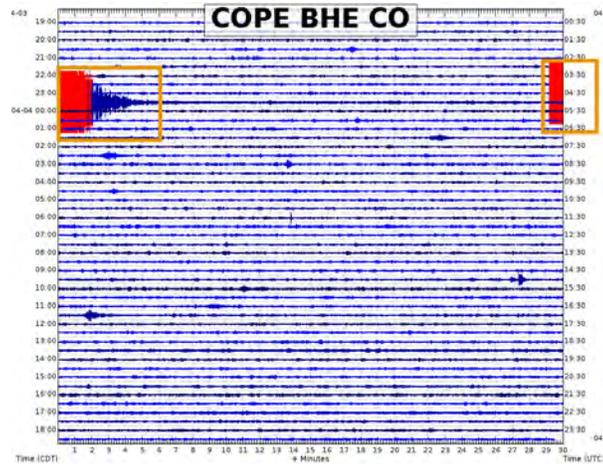


Figura 4.5: Actividad sísmica del 4 de abril de 2012.

Durante el Episodio I y de acuerdo a Protección Civil Jalisco, a finales de 2012 se observó el incremento de la emisión de gases en las orillas del domo, lo que indicaba un posible incremento en la actividad. Sin embargo, el cambio más importante en la actividad sísmica se registró durante los primeros días de enero de 2013 en los que aumentó gradualmente el número de eventos de tipo LP, así como la aparición de señales de alta frecuencia (4-8 Hz) (figuras 4.6, 4.7 y 4.8).

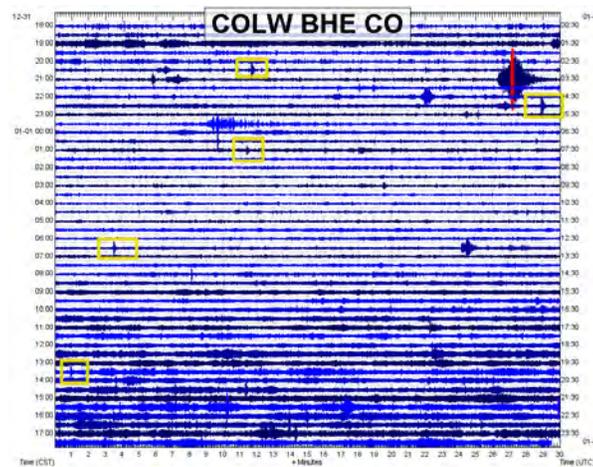


Figura 4.6: Actividad sísmica asociada al volcán, 1 de enero de 2013. Estación COLW. Los cuadros amarillos indican el registro de algunos de los eventos de tipo LP y de alta frecuencia que se registraron durante el día

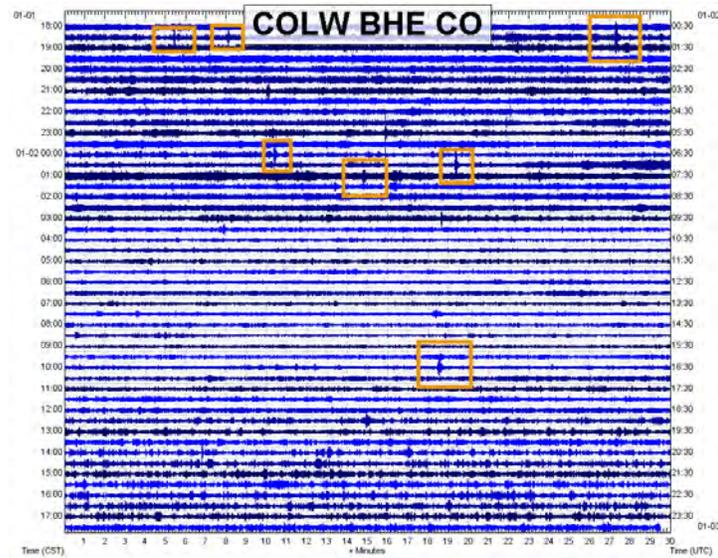


Figura 4.7: Actividad sísmica asociada al volcán, 2 de enero de 2013. Estación COLW. Los cuadros amarillos indican el registro de algunos de los eventos de tipo LP y de alta frecuencia que se registraron durante ese día

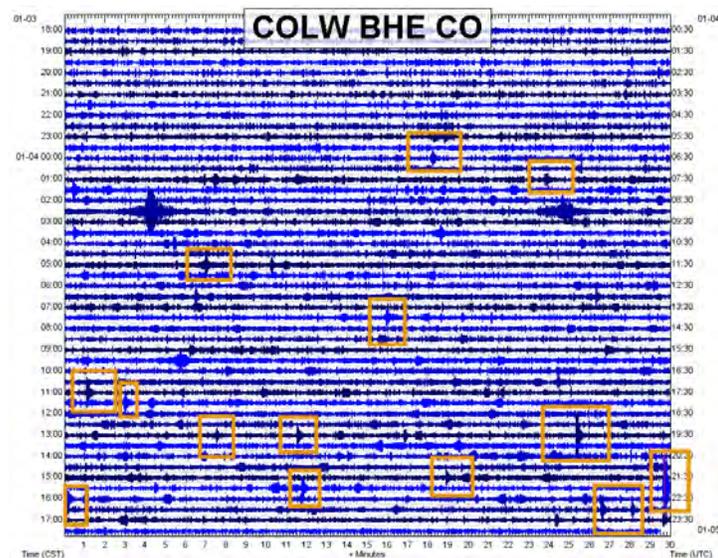
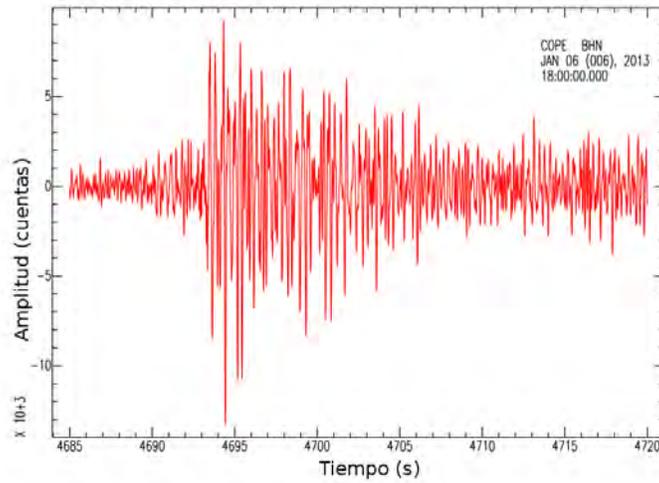
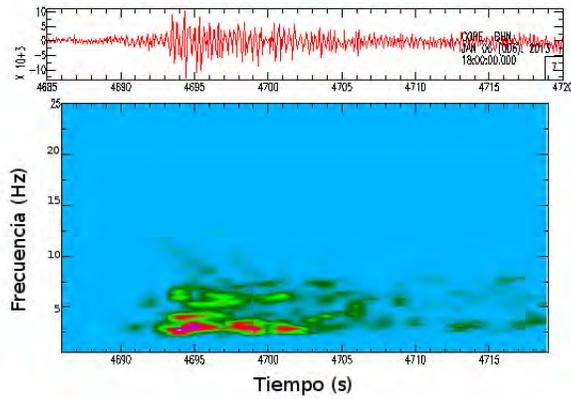


Figura 4.8: Actividad sísmica asociada al volcán el 4 de enero de 2013. Estación COLW. Los cuadros amarillos indican el registro de eventos de tipo LP y de alta frecuencia que se registraron durante el día. Se observa el aumento de los eventos con respecto al día 1 y 2 de enero

Las figuras 4.9 y 4.10 muestran ejemplos representativos de los eventos de tipo LP y las señales de alta frecuencia que se registraron durante los primeros días de enero.

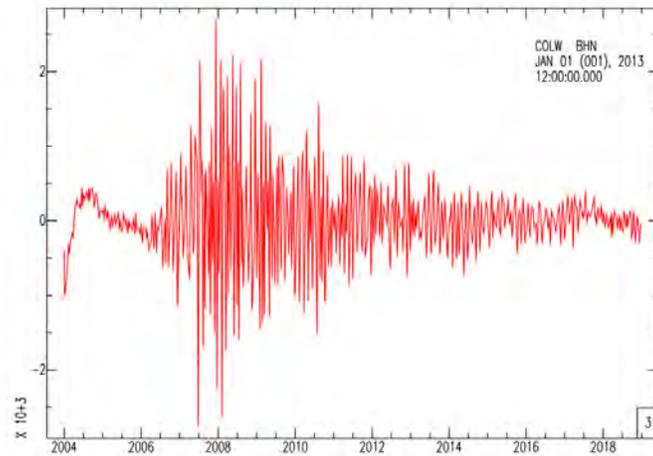


(a)

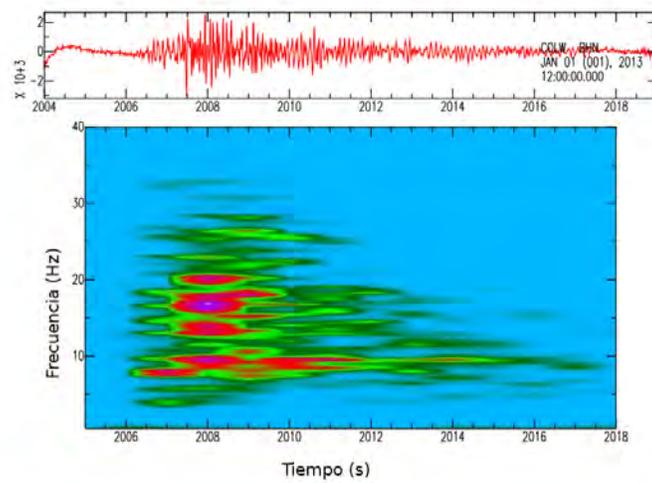


(b)

Figura 4.9: Ejemplo de los eventos de tipo LP que se registraron durante los primeros días de enero. (a) Forma de onda (b) Espectrograma



(a)



(b)

Figura 4.10: Ejemplo de las señales de alta frecuencia que se presentaron durante los primeros días de enero, antes de la explosión que destruyó el domo que crecía desde el 2007 (a) Forma de onda (b) Espectrograma

Finalmente, el 6 de enero de 2013 a las 13:50 h se registró una fuerte explosión de tipo vulcaniana, que de acuerdo a Cassidy et al., (2015) produjo corrientes de densidad piroclásticas (figuras 4.11 y 4.12)

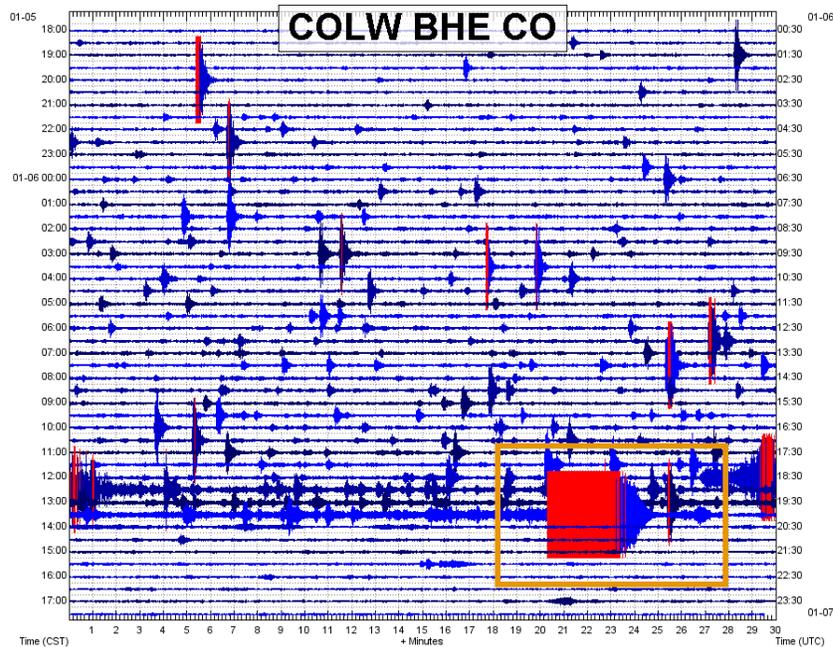


Figura 4.11: Actividad sísmica asociada al volcán, 6 de enero de 2013. Estación COLW. El cuadro amarillo indica el registro de la explosión de las 13:50 h. También se observa el aumento radical en el registro de eventos de tipo LP, con respecto a los tres días anteriores

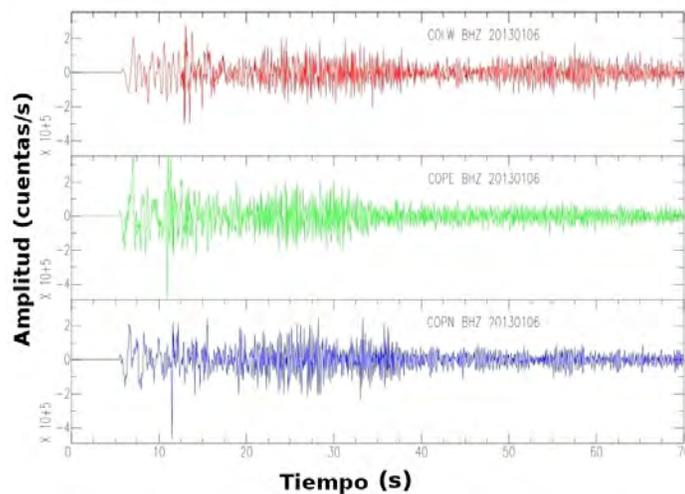


Figura 4.12: Registros sísmicos de la explosión del 6 de enero de 2013. Componentes verticales de las estaciones COLW, COPE y COPN, en orden descendente.

Al realizar el análisis de la variación temporal de los espectros del RMP calculados para tres estaciones (COLW, COPE y COPN) correspondientes al *Episodio I* (octubre de 2012 a enero de 2013) y al compararlos con respecto al mes de junio de 2011, en el que la actividad del volcán permaneció en niveles bajos (figuras 4.13, 4.14 y 4.15). Se observan dos aspectos importantes, el primero que la forma del espectro se conserva en todos los casos y se identifican los picos predominantes propuestos por Babcock et al., (1994) descritos en el capítulo 2, como son el *Ruido de Corte* en 20-100 mHz, y el pico de la *microsísmicidad* en 0.16 - 0.30 Hz.

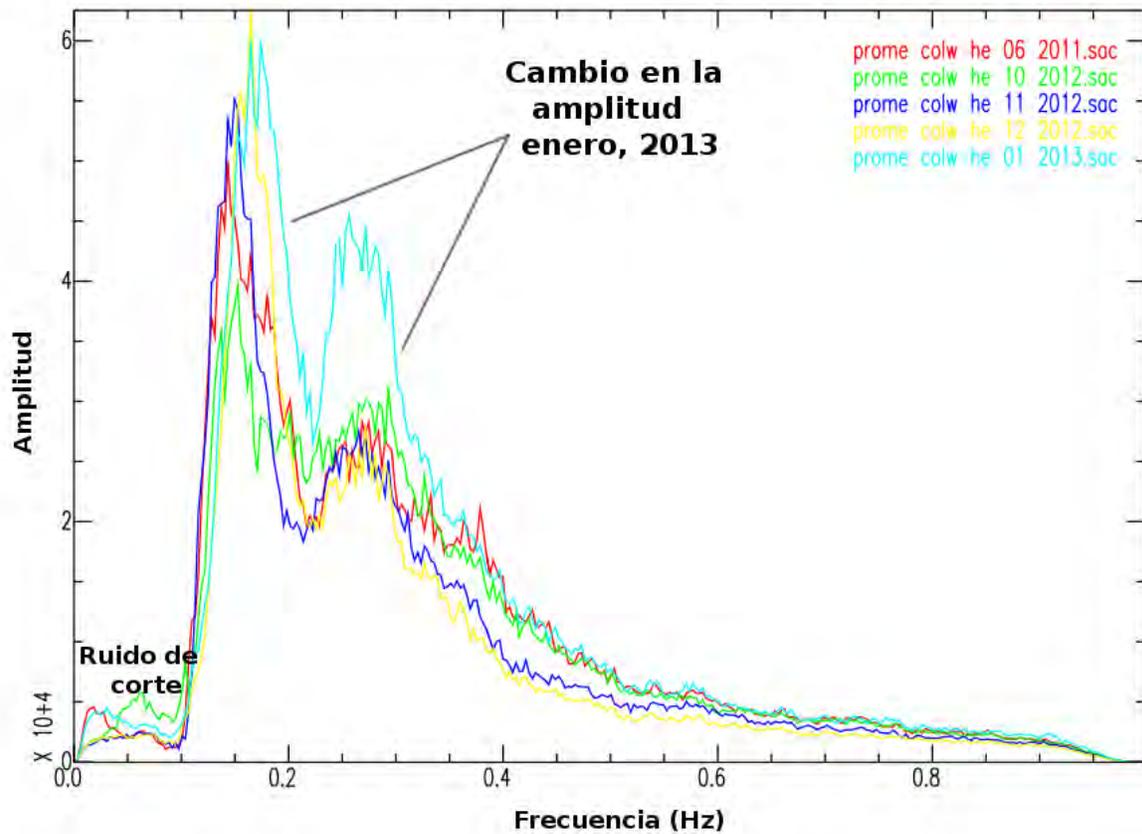


Figura 4.13: Estación COLW. Comparación del espectro del RMP de junio de 2011, octubre-diciembre de 2012 y enero del 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de enero de 2013, marcado en color azulverde, durante este mes se registró un cambio en la actividad eruptiva del volcán. El código de color esta indicado en la esquina superior derecha.

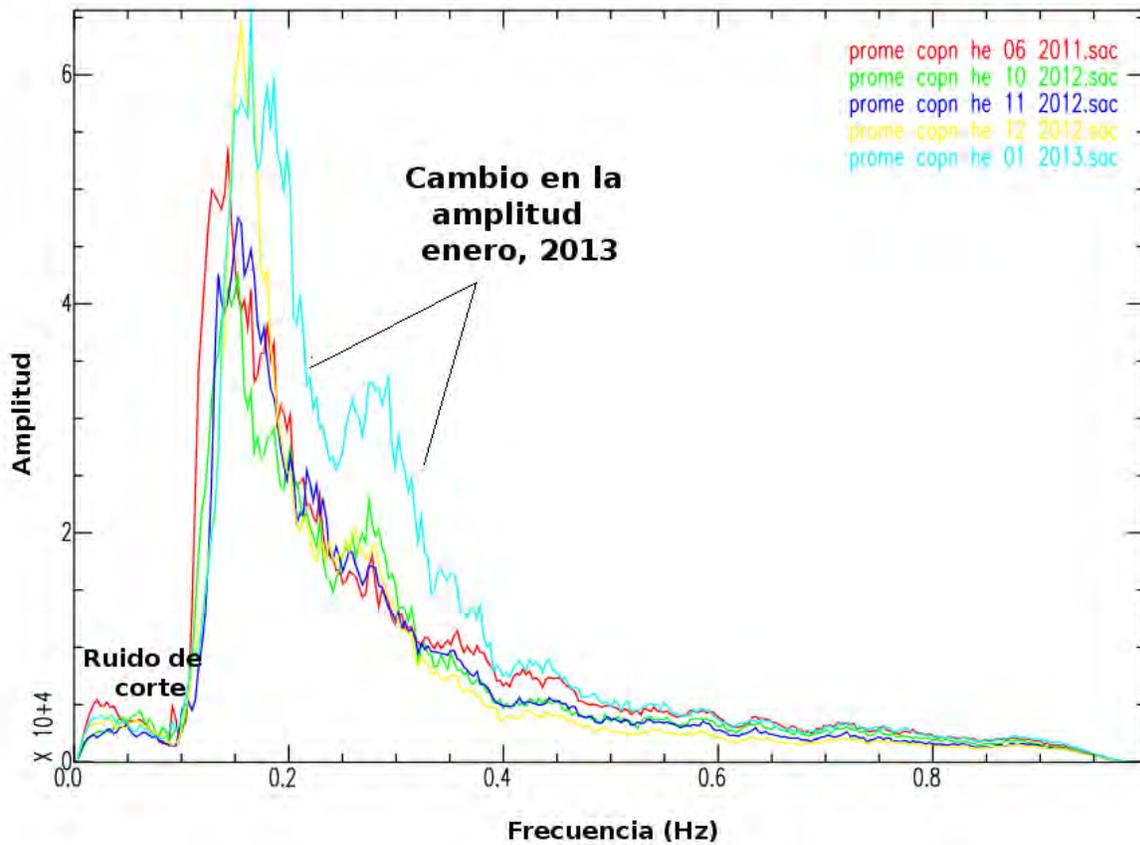


Figura 4.14: Estación COPN. Comparación del espectro del RMP de junio de 2011, octubre-diciembre de 2012 y enero del 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de enero de 2013, marcado en color azulverde, durante este mes se registró un cambio en la actividad eruptiva del volcán. El código de color esta indicado en la esquina superior derecha

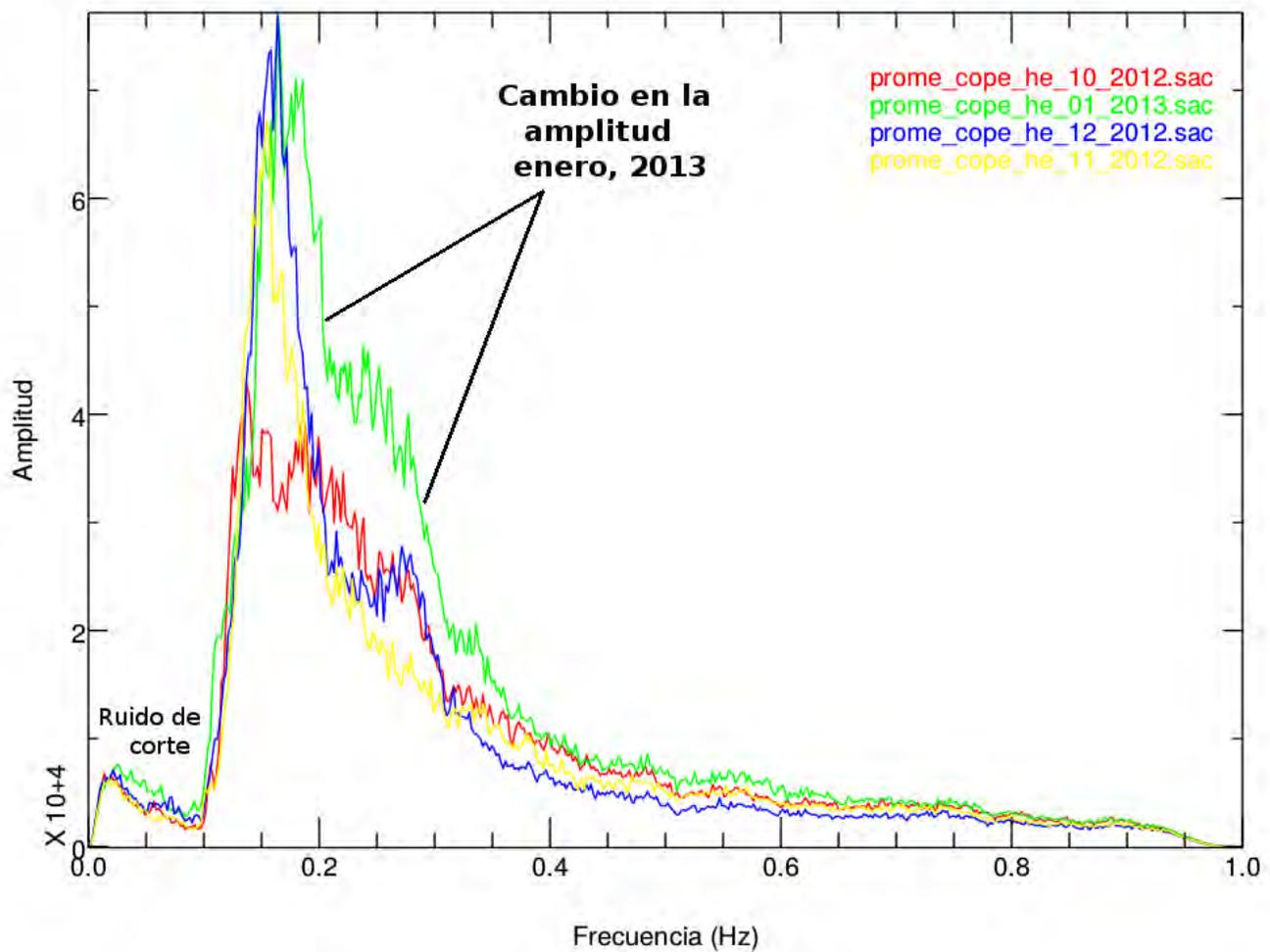


Figura 4.15: Estación COPE. Comparación del espectro del RMP de octubre a diciembre de 2012 y enero del 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de enero de 2013, marcado en color verde, durante este mes se registró un cambio en la actividad eruptiva del volcán. El código de color esta indicado en la esquina superior derecha

El segundo punto es que se observan fluctuaciones en la amplitud en aproximadamente 0.15 y 0.3 Hz. El mayor cambio corresponde al mes de enero de 2013 en el que se incrementó significativamente la actividad. Además, llama la atención que en el espectro del RMP de diciembre también muestra un cambio en la amplitud. Este resultado sugiere dos puntos importantes: el primero, que los cambios en el RMP podrían ser causados por el incremento en la actividad eruptiva, como el caso del RMP de enero y el segundo que estos cambios podrían anteceder a manifestaciones superficiales, como en el caso del RMP de diciembre, ya que durante este mes no se presentó ninguna manifestación como explosiones o crecimiento de domo.

Para descartar que las fluctuaciones en la amplitud del RMP durante el *Episodio I* no correspondieran a la influencia de efectos meteorológicos o de mayor intensidad en la interacción mar-océano, se compararon los espectros del RMP de enero de 2012 en el que la actividad permaneció en niveles bajos y el espectro del RMP de enero de 2013 en el que la actividad eruptiva aumentó (figuras 4.16, 4.17 y 4.18), observamos un claro cambio en la amplitud para el RMP de enero de 2013, con esto

se verificó que los cambios observados no están relacionados con fenómenos meteorológicos sino a probables cambios internos del volcán.

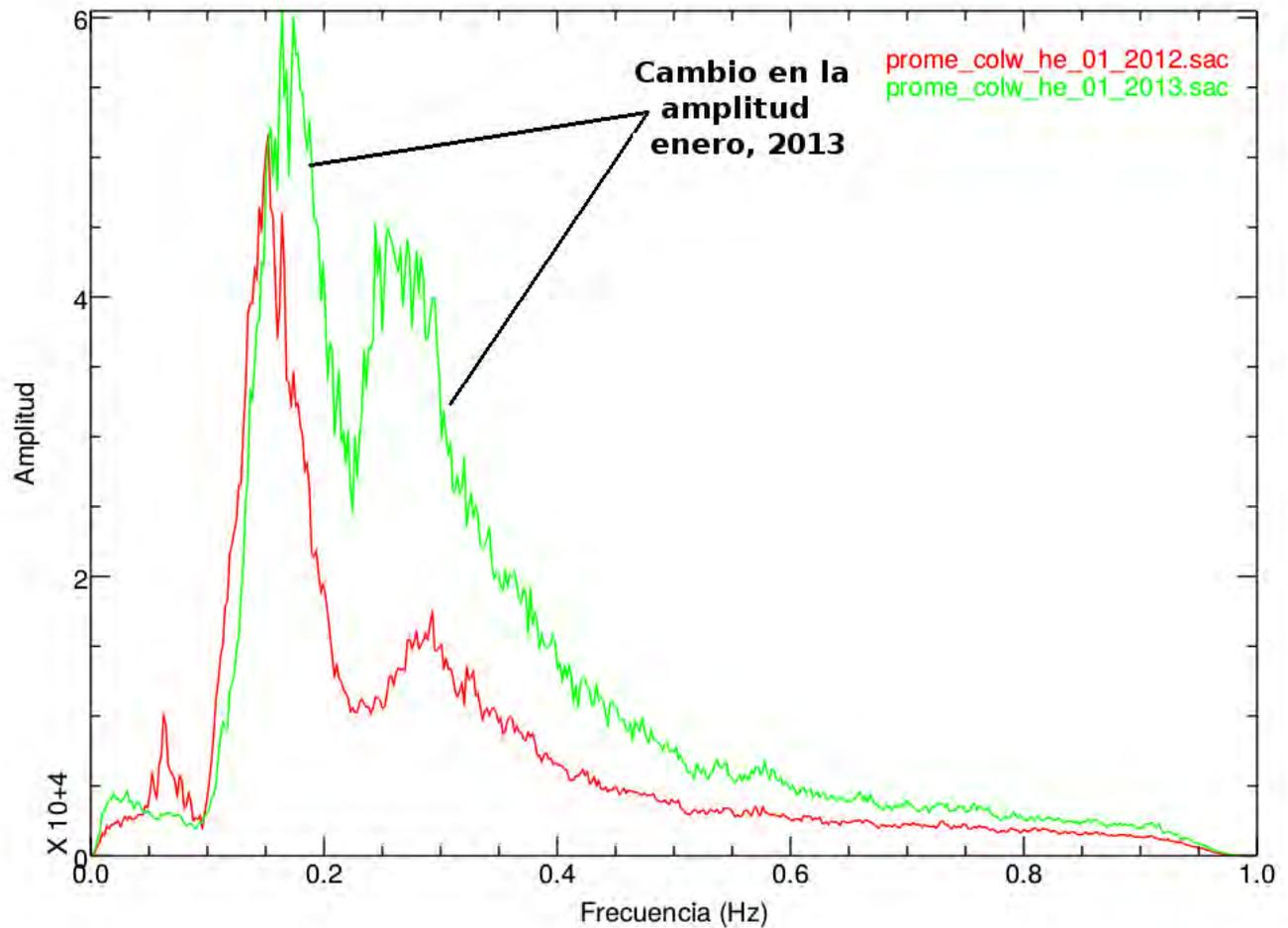


Figura 4.16: Estación COLW. Comparación del espectro del RMP enero de 2012 y enero del 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de enero de 2013, marcado en color verde, durante este mes se registró un cambio en la actividad eruptiva del volcán

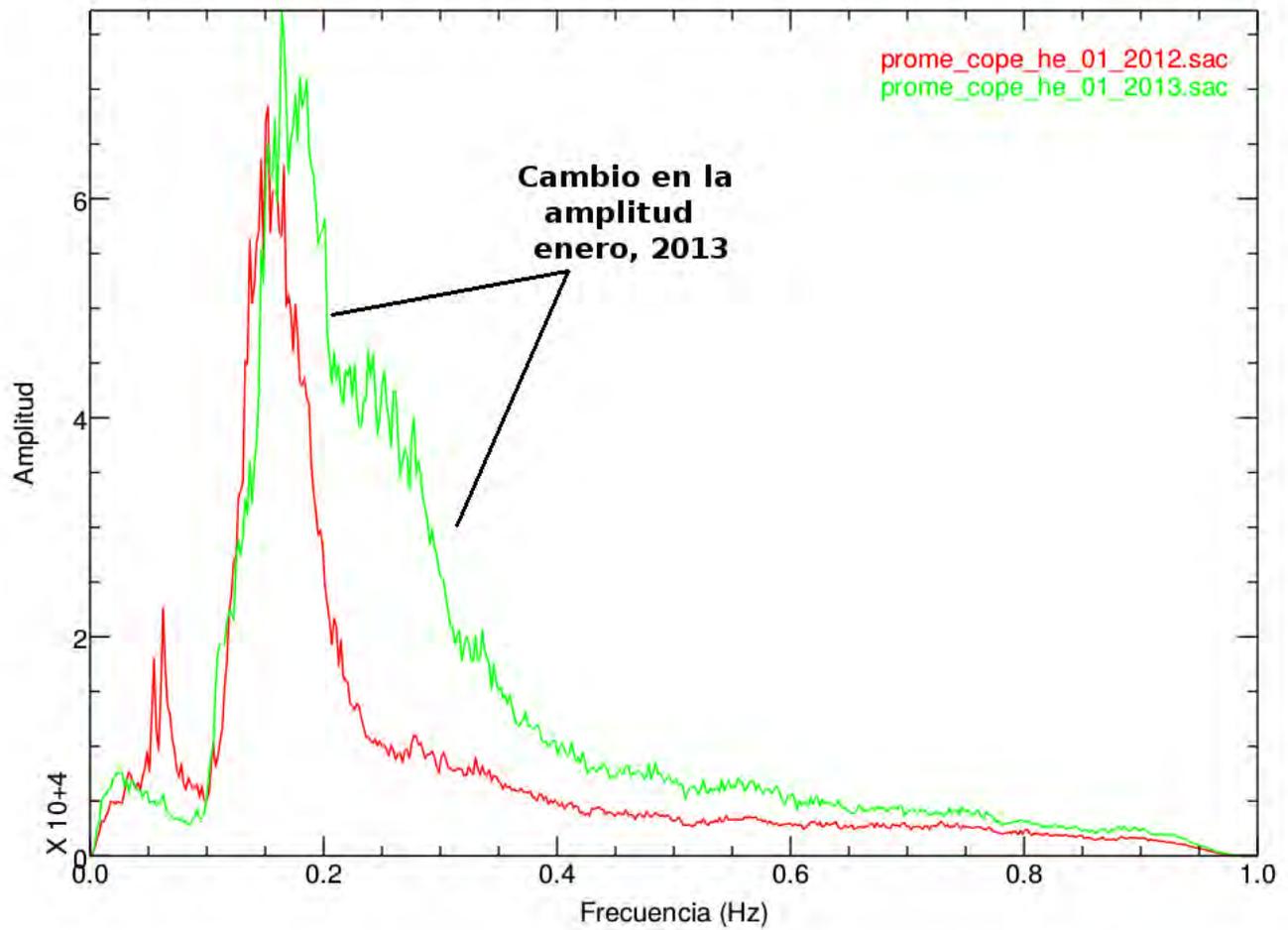


Figura 4.17: Estación COPE. Comparación del espectro del RMP enero de 2012 y enero del 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de enero de 2013, marcado en color verde, durante este mes se registró un cambio en la actividad eruptiva del volcán

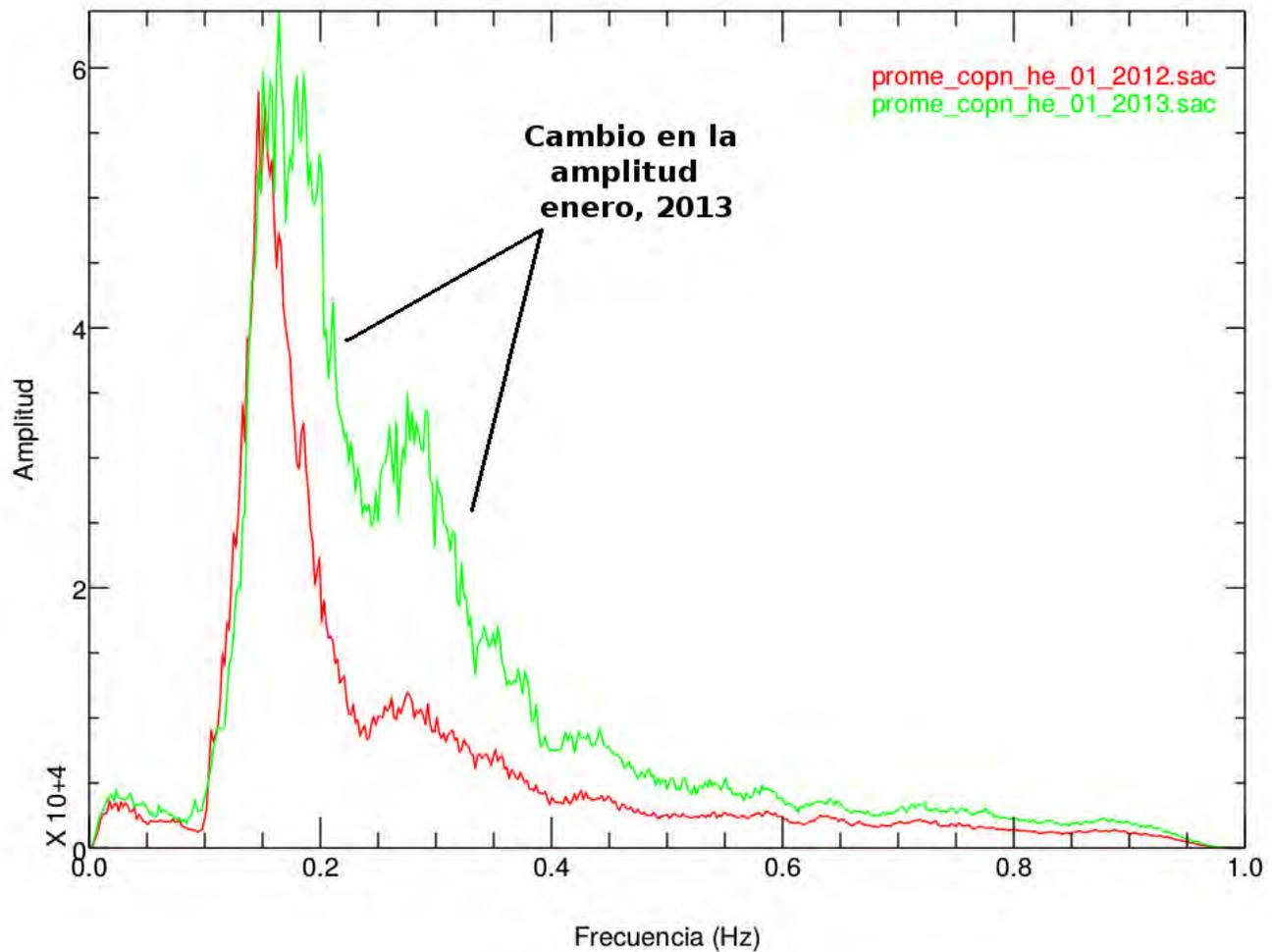


Figura 4.18: Estación COPN. Comparación del espectro del RMP enero de 2012 y enero del 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de enero de 2013, marcado en color verde, durante este mes se registró un cambio en la actividad eruptiva del volcán

El análisis de la variación temporal de los espectros del RMP para el Episodio II (enero a marzo de 2013) muestran un marcado cambio en la amplitud frecuencias de entre .1 y .3 Hz , el mayor de ellos corresponde al mes de marzo (figuras 4.19 y 4.20). De acuerdo a los reportes de Protección Civil Jalisco y Colima, la actividad eruptiva dentro de este periodo estuvo representada por el emplazamiento de un nuevo domo, así como la ocurrencia de explosiones de tipo vulcanianas (Figura 4.21).

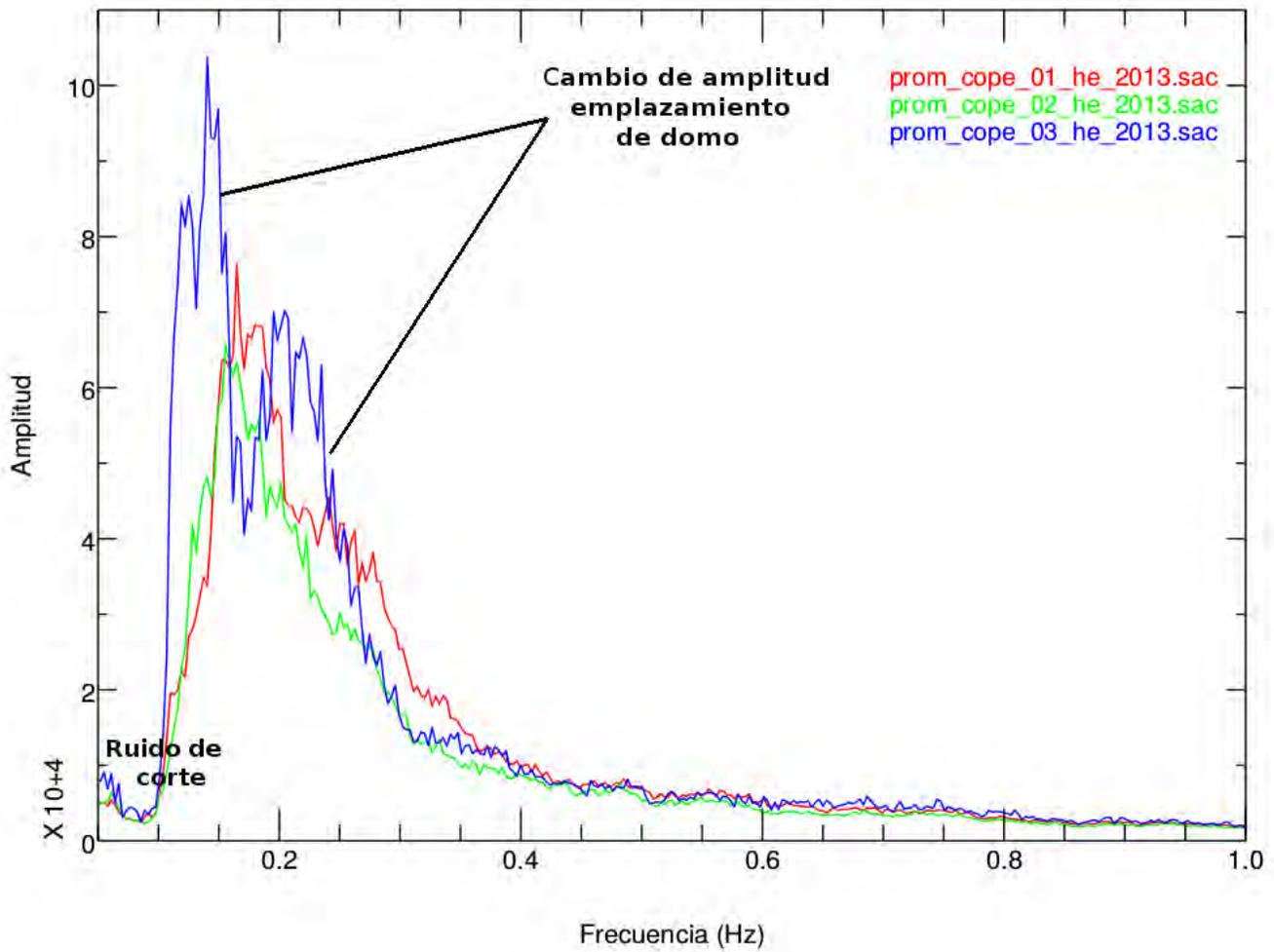


Figura 4.19: Estación COPE. Comparación de los espectros del RMP de enero, febrero y marzo de 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de marzo, marcado en azul

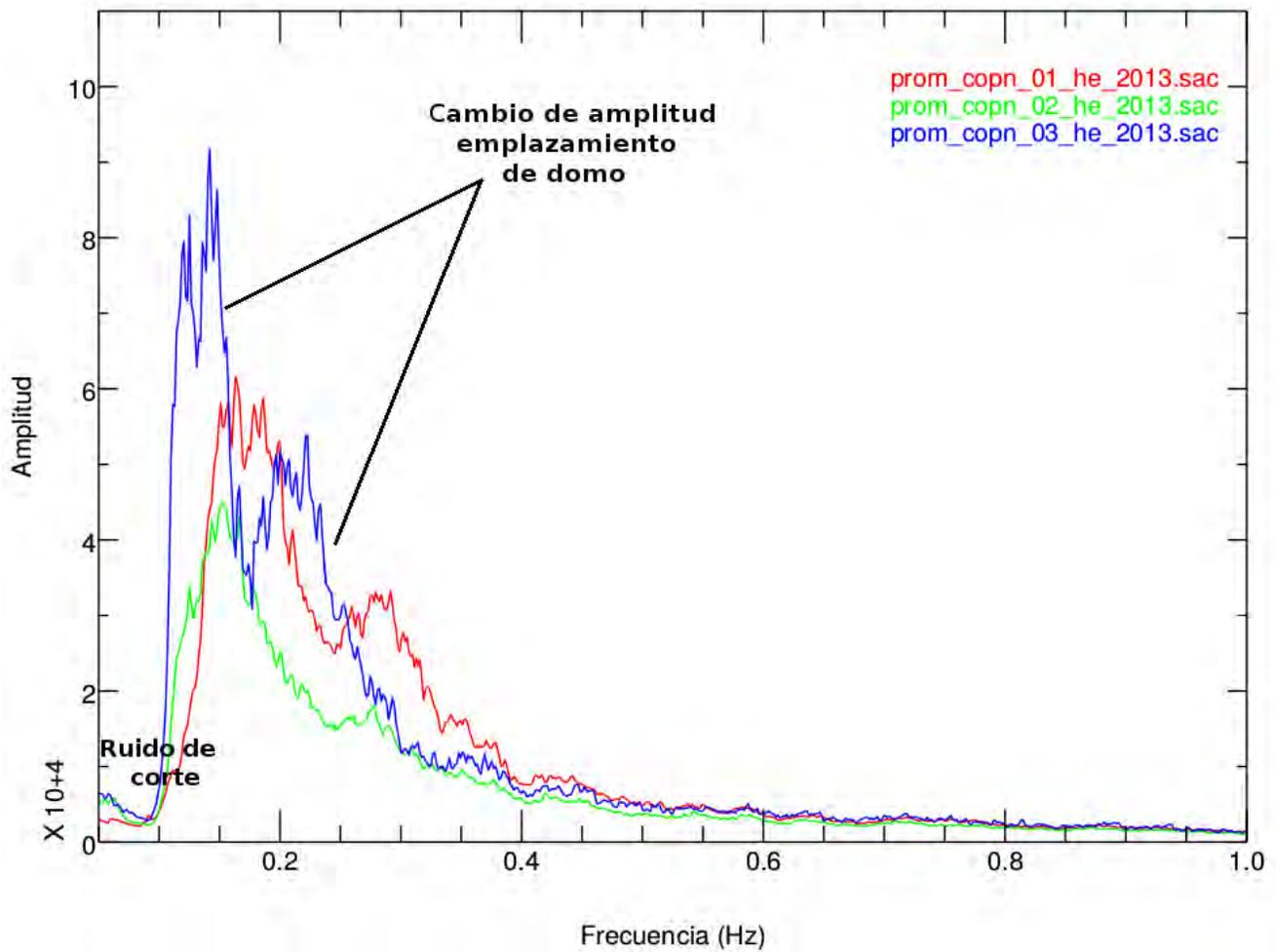


Figura 4.20: Estación COPN. Comparación de los espectros del RMP de enero, febrero y marzo de 2013. El mayor cambio en la amplitud corresponde al RMP de marzo, marcado en azul

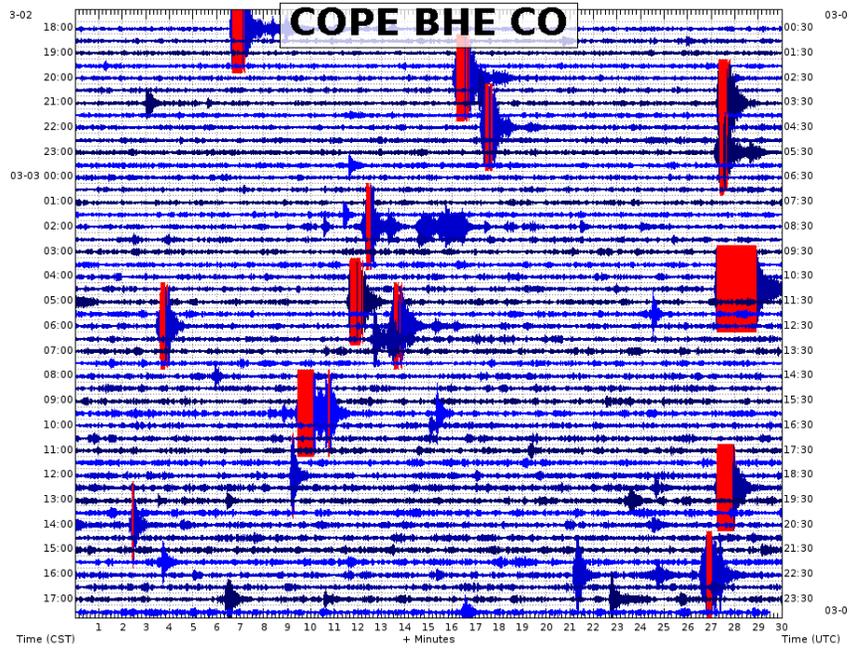


Figura 4.21: Sismicidad asociada al volcán del 3 de marzo de 2013.

Conclusiones

El *Ruido Mínimo Promedio* o RMP es una técnica de análisis que consiste en obtener el ruido base de una estación sismológica mediante el cálculo del valor mínimo del RMS de la amplitud de registros continuos, tomando ventanas de 7200 s, con las que después de calcular su espectro de frecuencias se realizó un promedio mensual. Después de realizar un análisis de la variación temporal de los espectros del RMP mensuales, se identificaron los picos característicos del espectro propuesto en Babcock et al., (1994), y descritos en el capítulo 2, como el *Ruido de Corte* (20-100 mHz) y la *Frecuencia Primaria* (≈ 0.1 Hz), además de dos picos de mayor amplitud que aparecen entre 0.1 y 0.4 Hz, que corresponden al ancho de banda de la microsismicidad y que en principio podrían deberse a la excitación provocada por la interacción no lineal entre la superficie del mar y el viento. Sin embargo, con base en nuestras observaciones al aplicar la técnica del RMP a dos episodios eruptivos del volcán denominados como *Episodios I y II*, se observaron cambios importantes en la amplitud de los espectros del RMP los cuales corresponden a las etapas de mayor actividad eruptiva del Volcán de Colima, estos episodios se resumen a continuación.

El *Episodio I* corresponde a los meses de octubre de 2012 a enero de 2013, en este periodo el volcán mostró un incremento importante en la actividad explosiva. Después de analizar las variaciones temporales de los espectros del RMP asociados a este periodo (Figuras 4.13 y 4.14), se observa que aunque la forma del espectro del RMP se conserva en todos los casos, existen fluctuaciones en la amplitud de los picos característicos en el ancho de banda de la microsismicidad, en aproximadamente 0.1 y 0.3 Hz. El mayor cambio corresponde al mes de enero de 2013, sin embargo también el espectro del RMP de diciembre muestra cambios en su amplitud (Figuras 4.16, 4.17 y 4.18). Este resultado sugiere dos puntos importantes: el primero que los cambios en el RMP podrían ser causados por el incremento en la actividad eruptiva, como el caso del RMP correspondiente al mes de enero (Figuras 4.16, 4.17, 4.18 4.16, 4.17 y 4.18). Segundo, que estos cambios podría anteceder a las manifestaciones superficiales, como en el caso del RMP de diciembre (Figuras 4.16, 4.17, 4.18 4.16), ya que durante este mes no se presentó ninguna manifestación superficial, explosiones o crecimiento de domo.

El *Episodio II* comprende de enero a marzo de 2013, en este periodo además de registrarse un incremento de la actividad explosiva del volcán, se observó el emplazamiento de un nuevo domo en el interior del cráter. Después de realizar la comparación de los espectros mensuales del RMP asociados a este periodo (Figuras 4.19 y 4.20) se encontró que los mayores cambios en la amplitud corresponden al RMP del mes de marzo de 2013.

Los resultados muestran que el cambio de la amplitud de los espectros del RMP en el ancho de banda de la microsismicidad, están relacionados con el incremento de la actividad eruptiva. La metodología propuesta del RMP para obtener los espectros representativos del ruido mínimo mensual podría ser utilizada para evaluar la actividad volcánica y los efectos de sitio en cualquier estación sismológica. Puede implementarse para identificar cambios en la dinámica interna del volcán, previos

a manifestaciones superficiales como puede ser el caso del emplazamiento de domos, o movimientos lentos de material ascendiendo de mayores profundidades. Una ventaja que ofrece esta técnica es la sencillez y economía en términos de tiempo y computo. Además los resultados que se obtienen con la técnica del RMP también proporcionan información para caracterizar los efectos de sitio en estaciones sismológicas independientemente del ambiente tectónico en que se encuentren.

Apéndice

En este apéndice están los datos de los valores del RMS usados para el cálculo del RMP (*Ruido mínimo promedio*). Se presentan las gráficas de los valores RMS obtenidos para cada estación y el espectro de frecuencias del RMP correspondiente. La técnica del cálculo del RMP se discute en el capítulo 3 así como su interpretación

4.1. Resultados del RMS y valores mínimos obtenidos

En la Figuras 4.22, 4.23, 4.24 y 4.25 se muestran los valores obtenidos del RMS para las cuatro estaciones. Cada punto representa un valor del RMS para ventanas de 7200 s. Las líneas sólidas representan los valores mínimos seleccionados. En cada caso se muestra el periodo de análisis y procesamiento de datos. Solo se ejemplifica con la componente E, debido a que es representativa de las otras dos componentes. Para el caso de las estaciones COPN y COPE se calcularon los valores del RMS para veinte meses de datos continuos de junio de 2011 a marzo de 2013. Para la estación COLS se procesaron datos de junio del 2011 a abril del 2012 y finalmente para la estación COLW de junio del 2011 a diciembre del 2012.

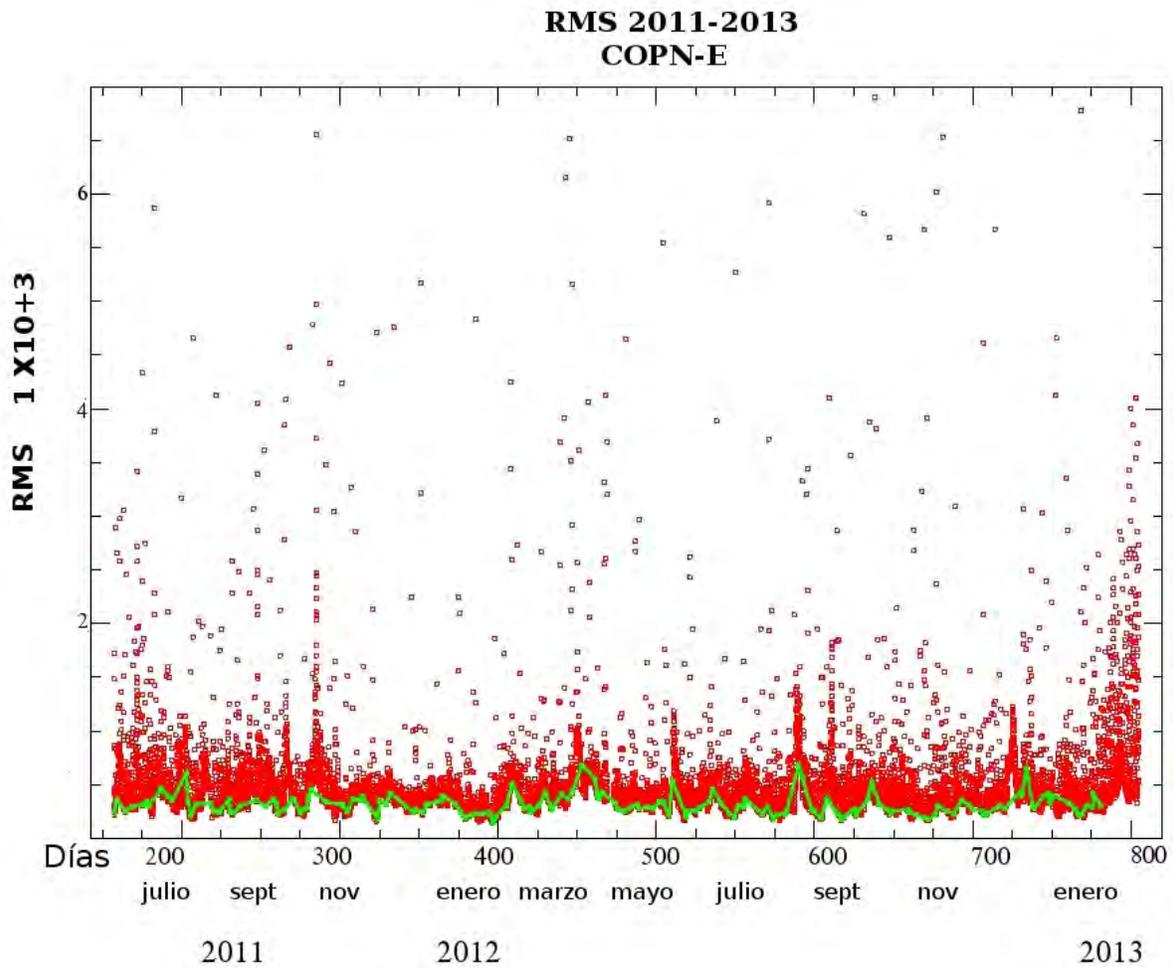


Figura 4.22: Valores obtenidos del RMS para veinte meses de registro continuo. Estación COPN. Cada punto representa el valor del RMS, las líneas sólidas indican los valores mínimos seleccionados

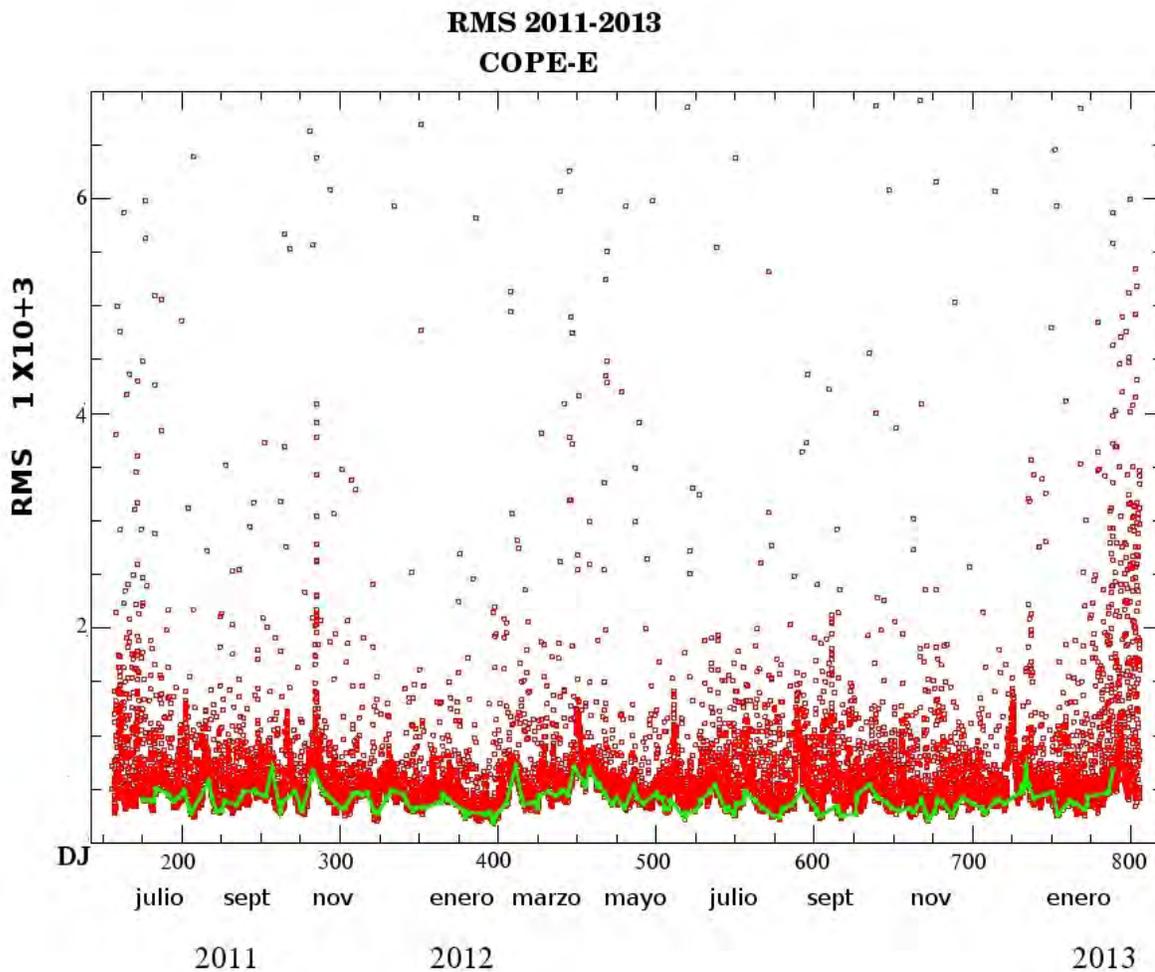


Figura 4.23: Valores obtenidos del RMS para veinte meses de registro continuo. Estación COPE. Cada punto representa el valor del RMS, las líneas sólidas indican los valores mínimos seleccionados

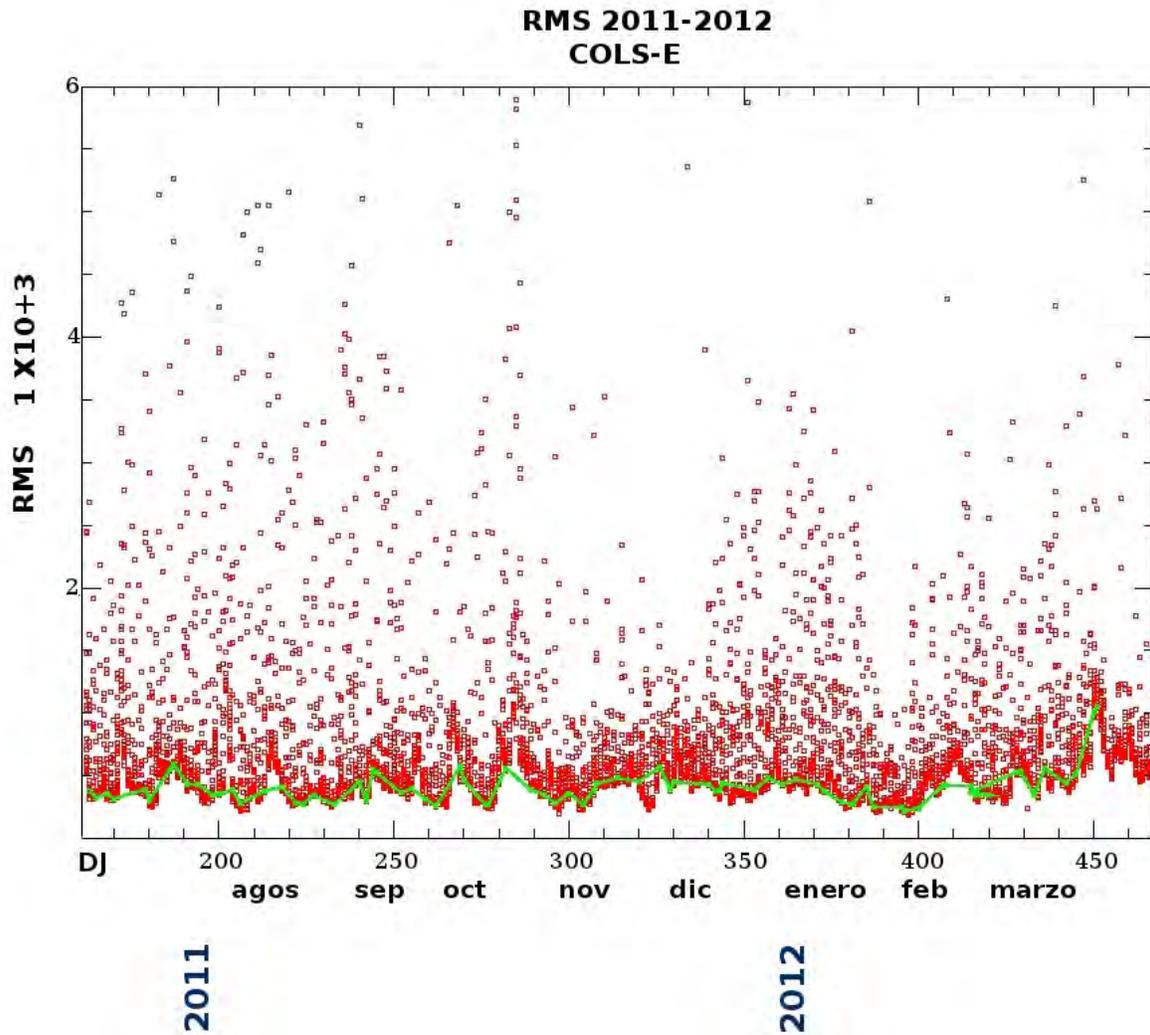


Figura 4.24: Valores obtenidos del RMS para el periodo de junio de 2011 a abril de 2012. Estación COLS. Cada punto representa el valor del RMS, las líneas sólidas indican los valores mínimos seleccionados

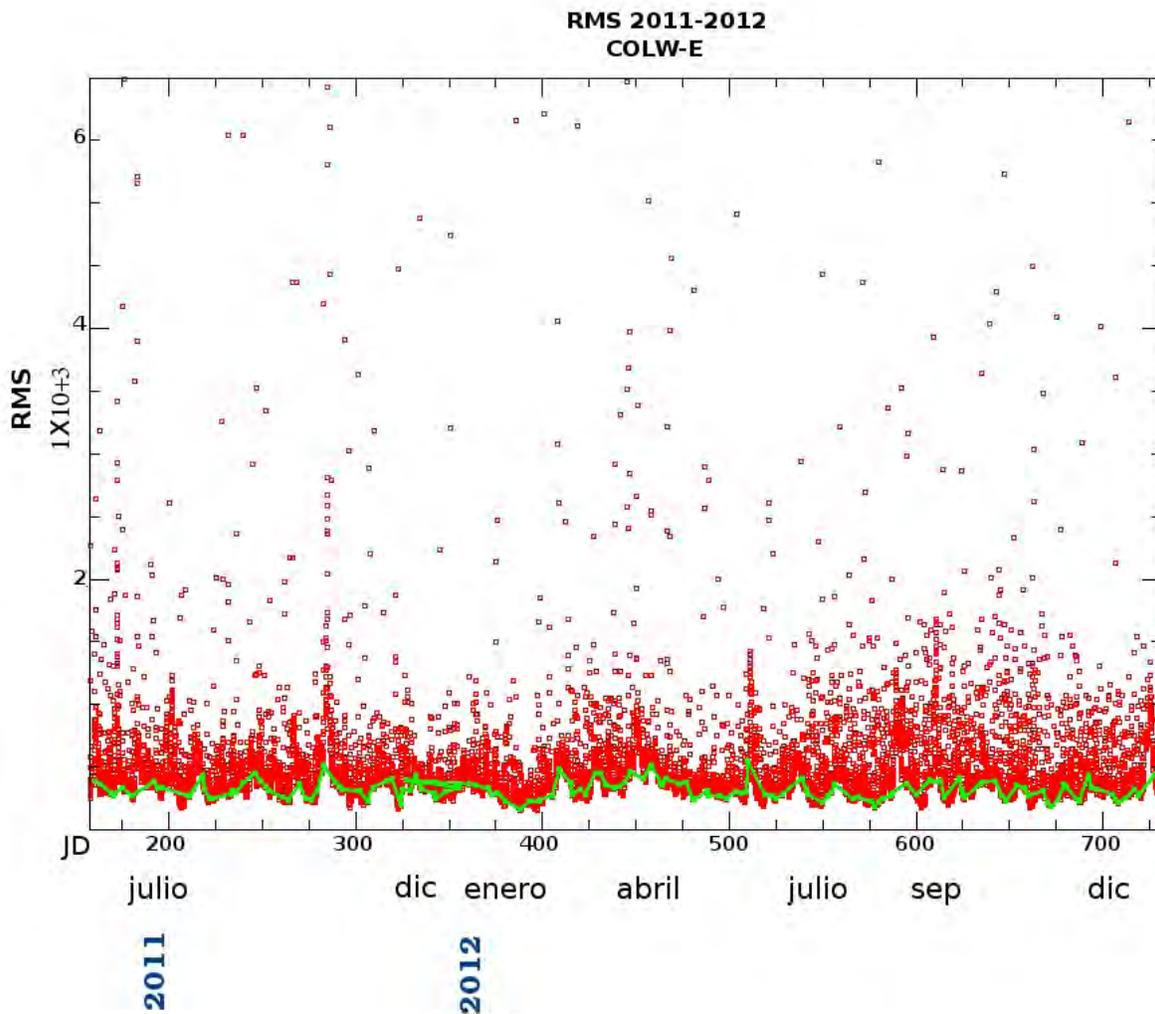


Figura 4.25: Valores obtenidos del RMS para el periodo de junio de 2011 a diciembre de 2012. Estación COLW. Cada punto representa el valor del RMS, las líneas sólidas indican los valores mínimos seleccionados

4.2. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COPN

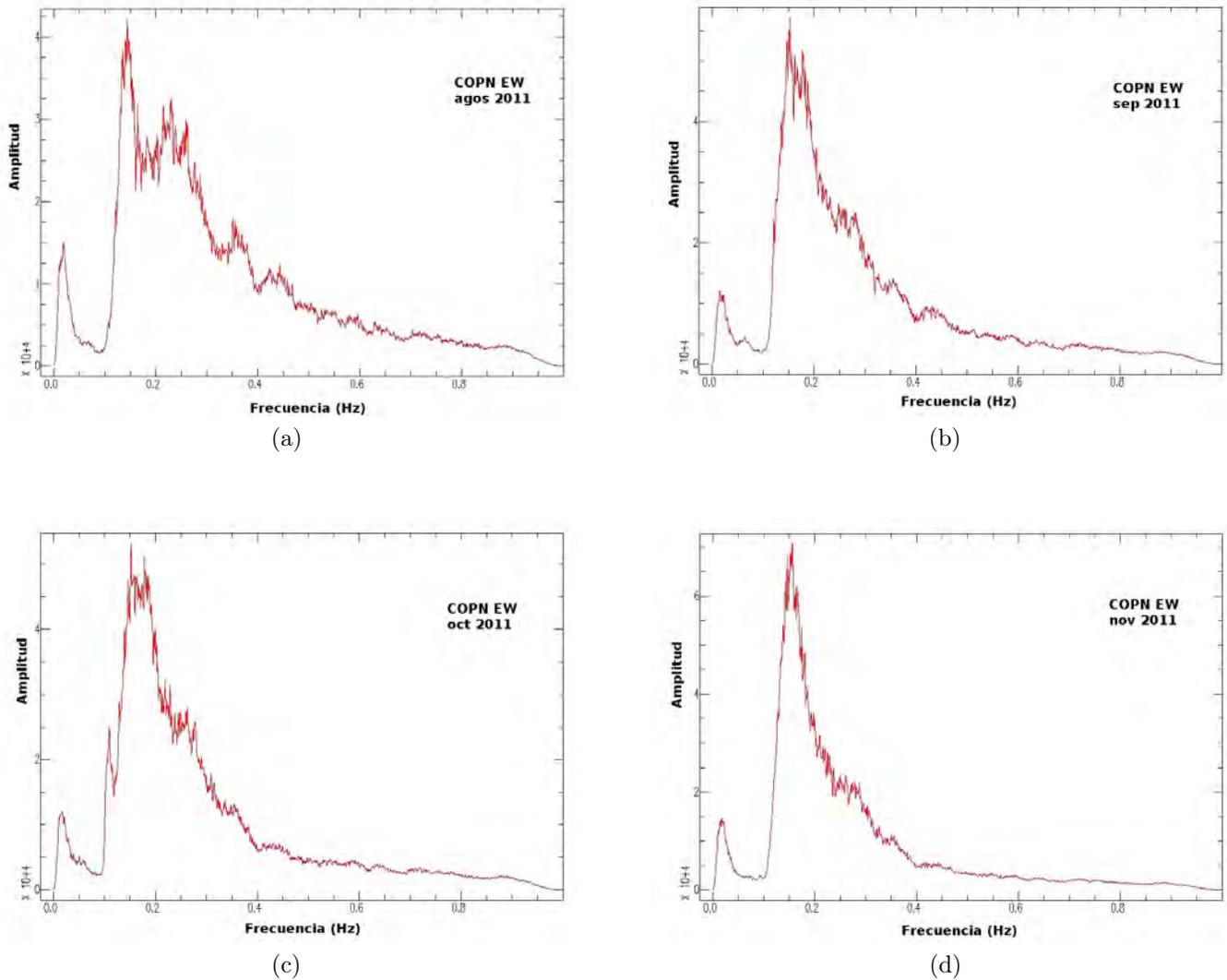
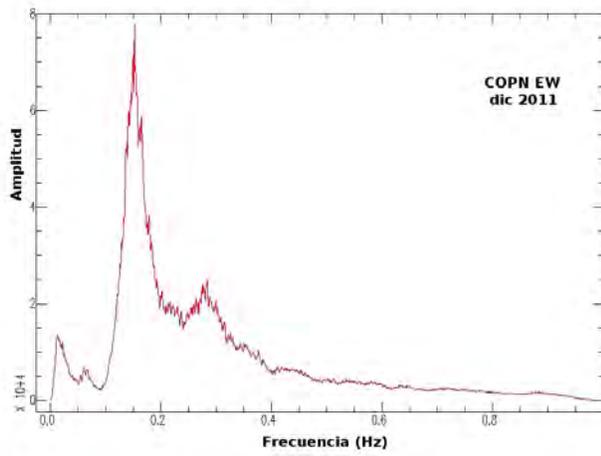
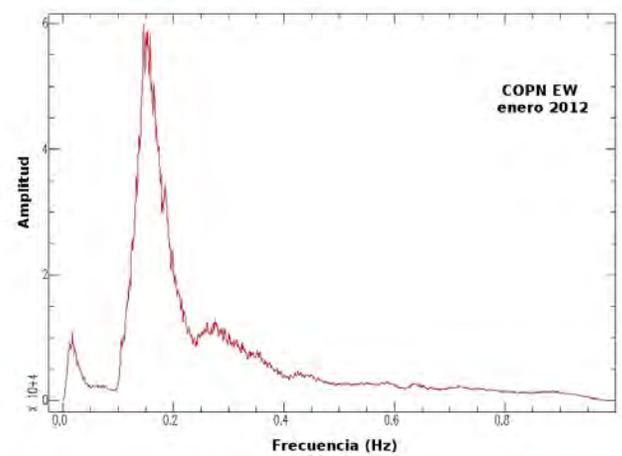


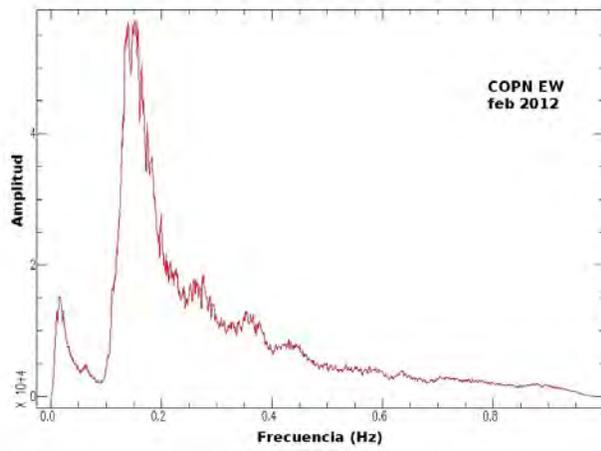
Figura 4.26: Espectros del RMP correspondientes al periodo de agosto a noviembre de 2011 (a) agosto y (b) septiembre (c) octubre (d) noviembre.



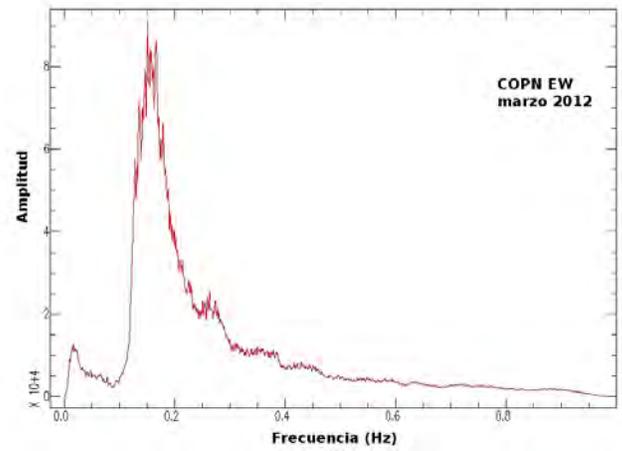
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.27: Espectros del RMP correspondientes al periodo de diciembre de 2011 a marzo de 2012 (a) diciembre (b) enero (c) febrero (d) marzo

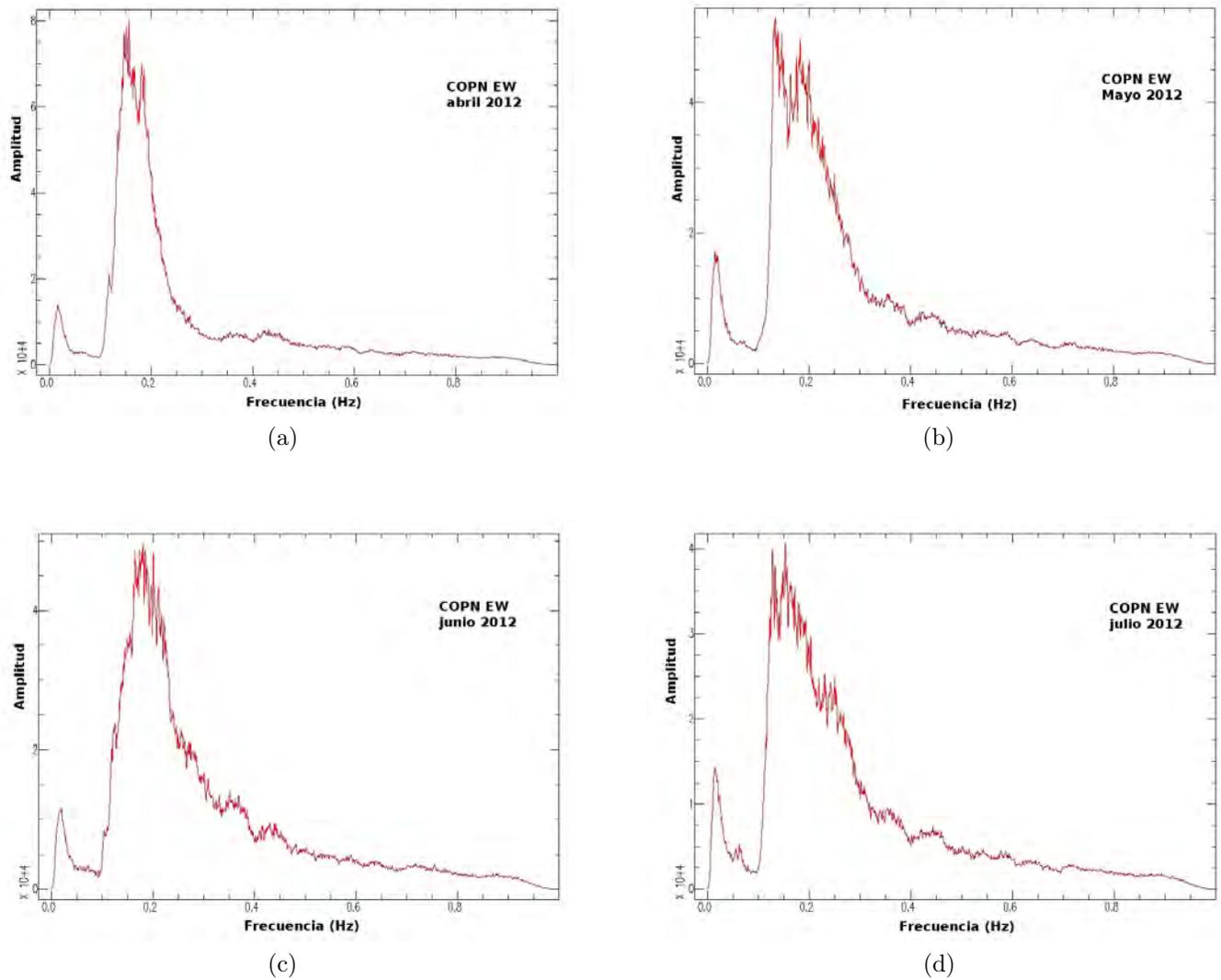
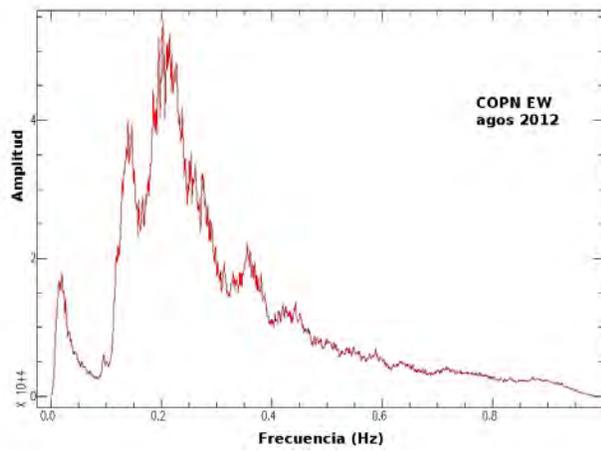
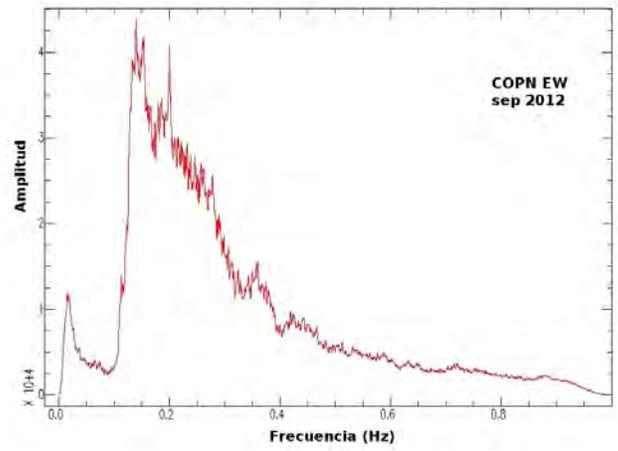


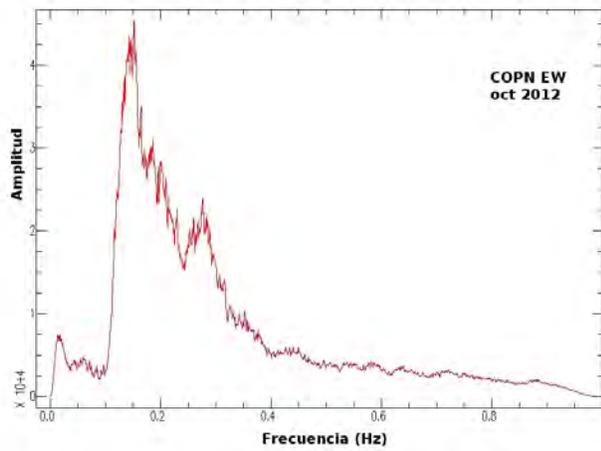
Figura 4.28: Espectros del RMP correspondientes al periodo de abril a julio de 2012 (a) abril (b) mayo (c) junio (d) julio



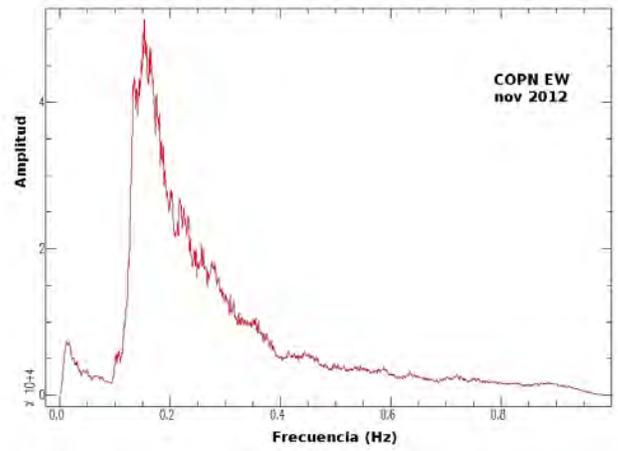
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.29: Espectros del RMP correspondientes al periodo de agosto a noviembre de 2012 (a) agosto (b) septiembre (c) octubre (d) noviembre

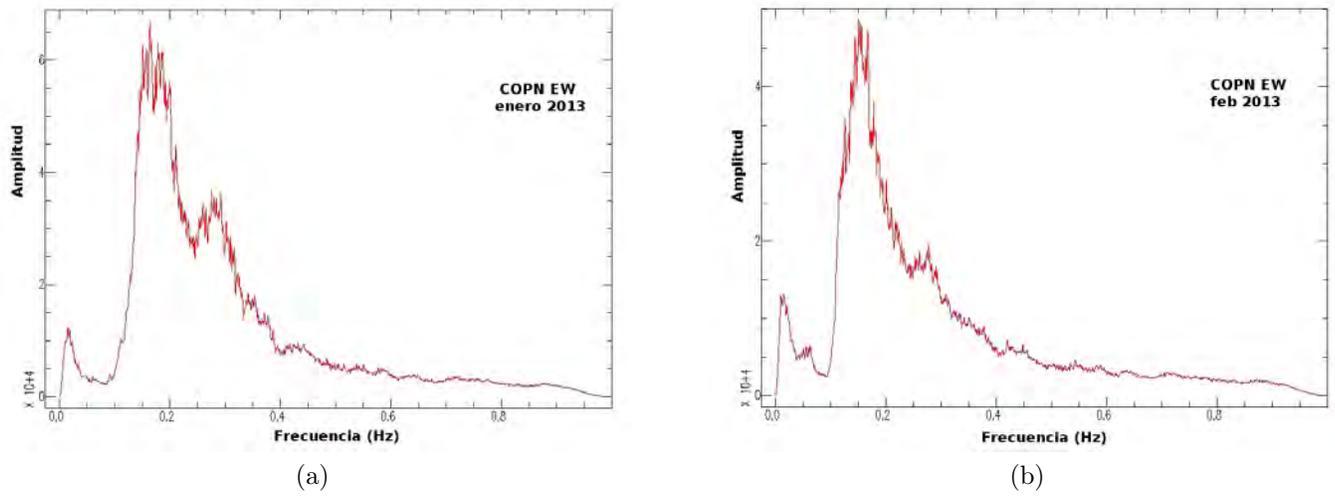
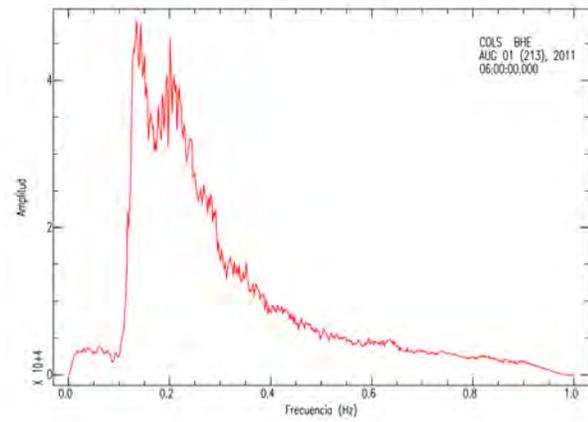
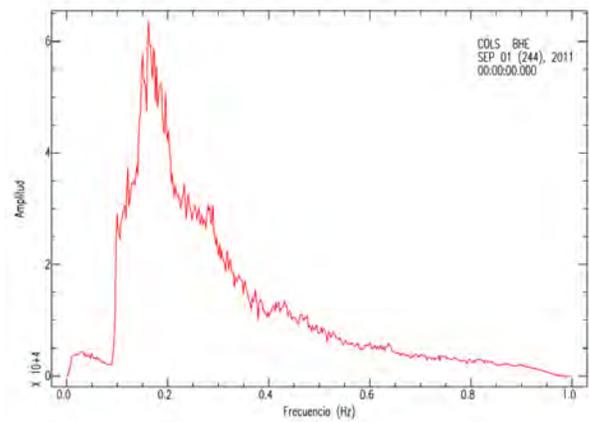


Figura 4.30: Espectros del RMP correspondientes a enero y febrero de 2013 (a) enero (b) febrero

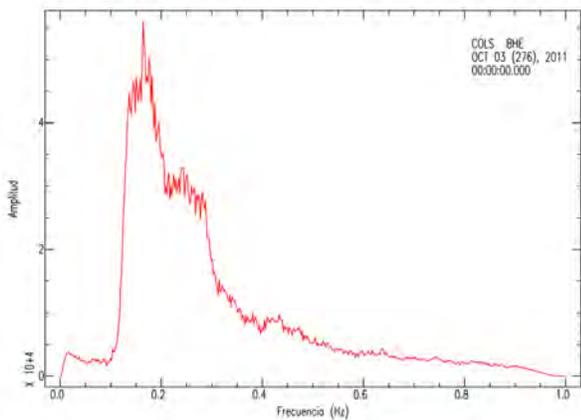
4.3. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COLS



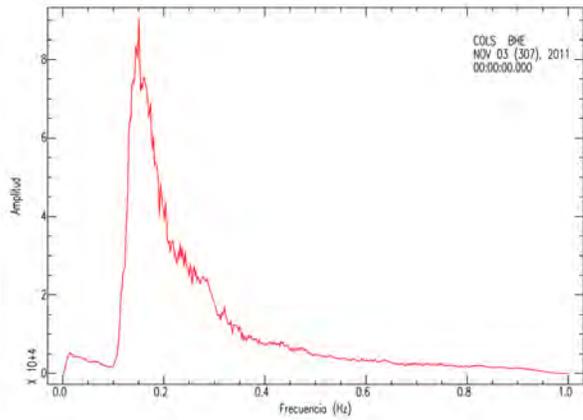
(a)



(b)

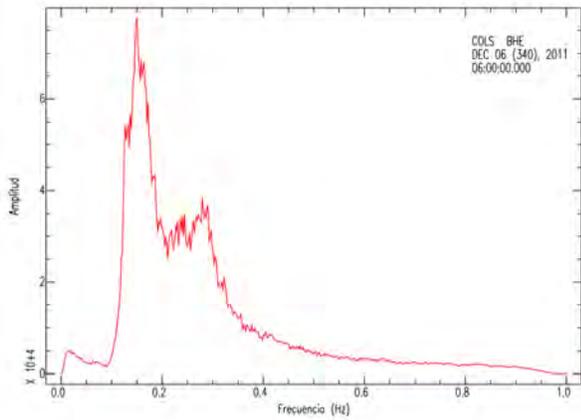


(c)

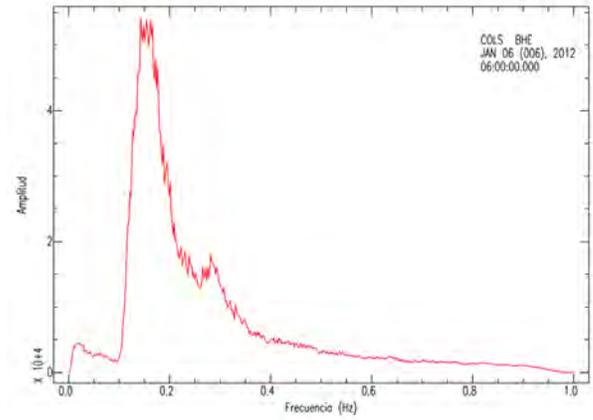


(d)

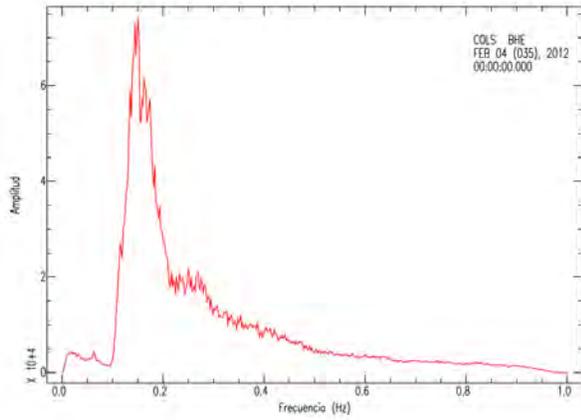
Figura 4.31: Espectros del RMP correspondientes al periodo de agosto a noviembre de 2011 (a) agosto (b) septiembre (c) octubre (d) noviembre



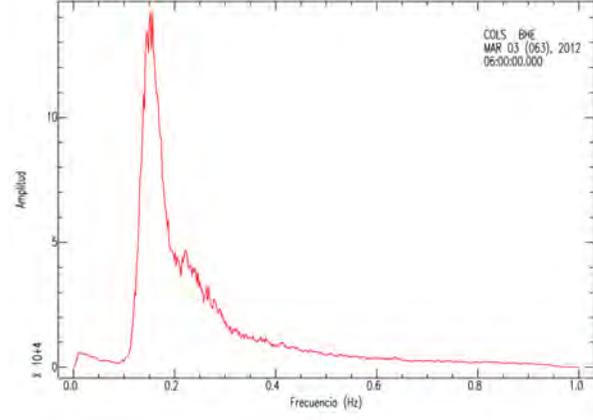
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.32: Espectros del RMP correspondientes al periodo de diciembre de 2011 a marzo de 2012
 (a) diciembre (b) enero (c) febrero (d) marzo

4.4. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COLW

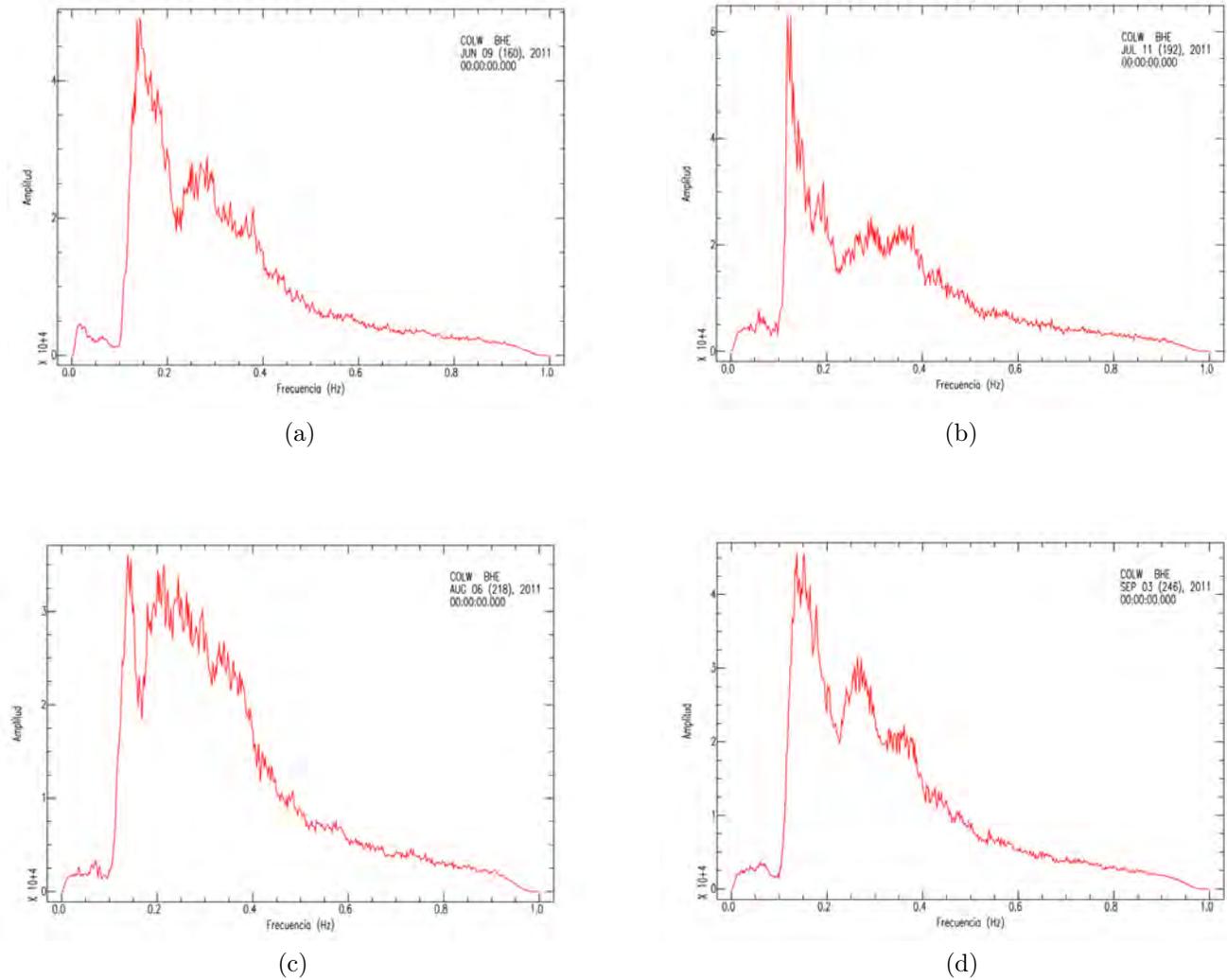
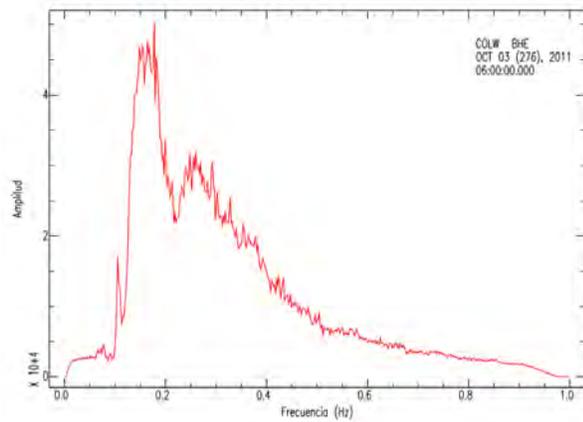
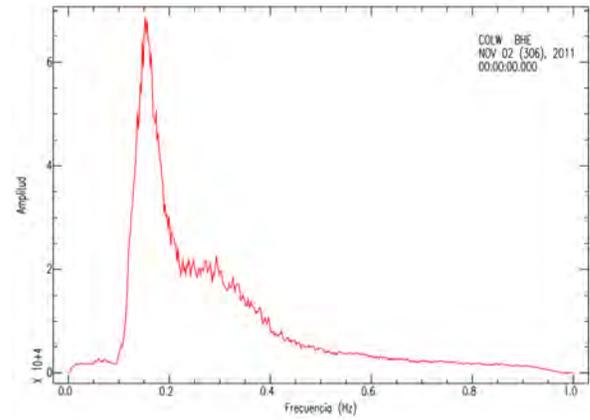


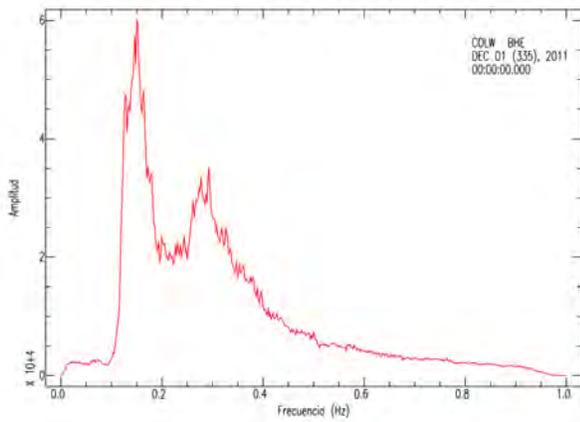
Figura 4.33: Espectros del RMP correspondientes al periodo de junio a septiembre de 2011 (a) junio (b) julio (c) agosto (d) septiembre



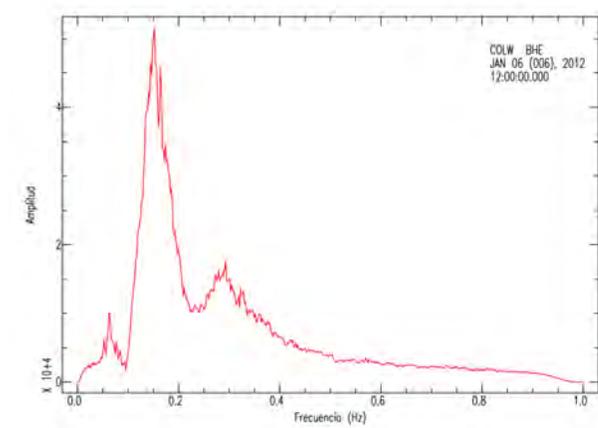
(a)



(b)

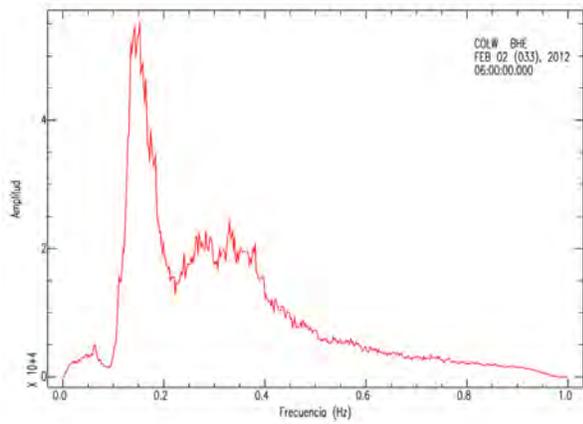


(c)

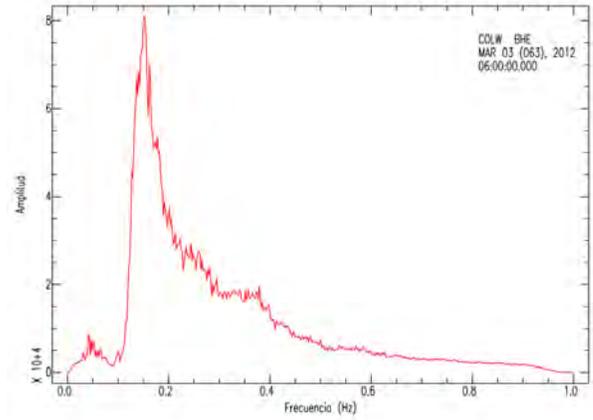


(d)

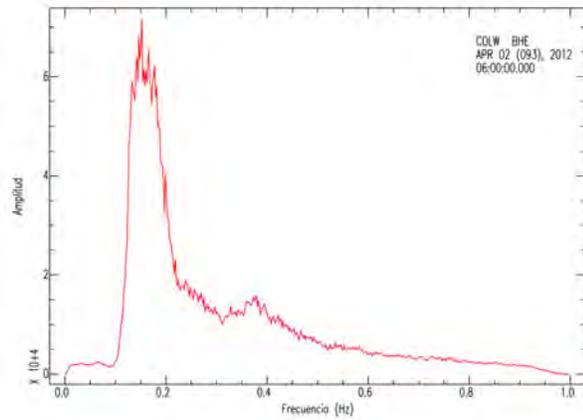
Figura 4.34: Espectros del RMP correspondientes al periodo octubre de 2011 a enero de 2012 (a) octubre (b) noviembre (c) diciembre (d) enero



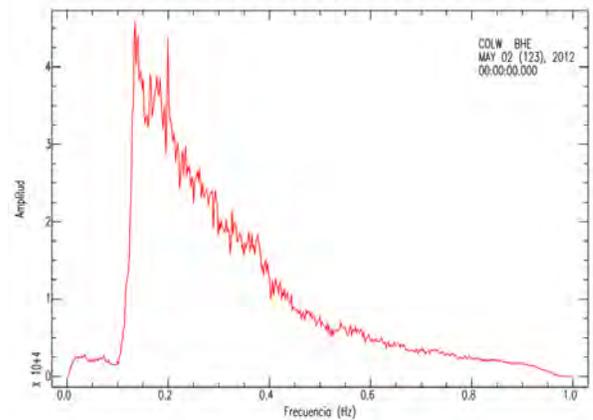
(a)



(b)

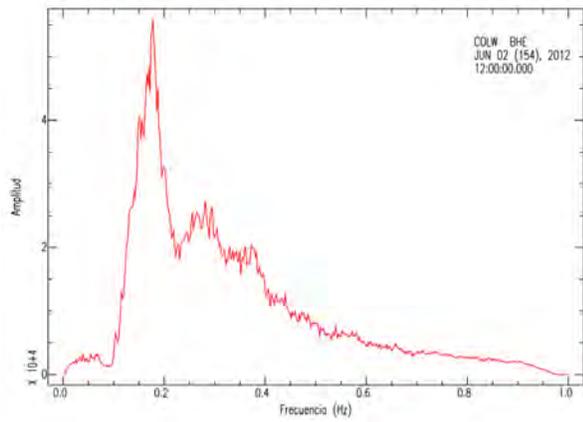


(c)

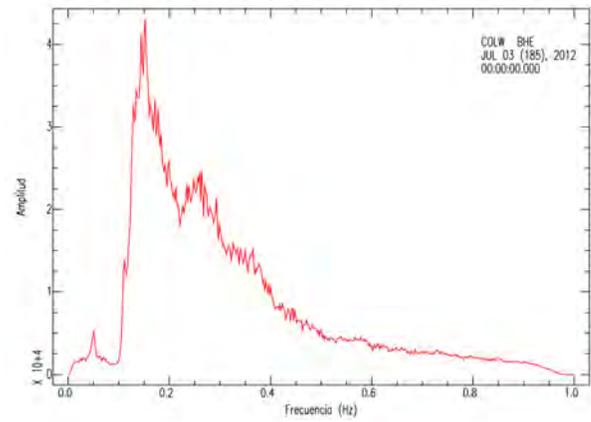


(d)

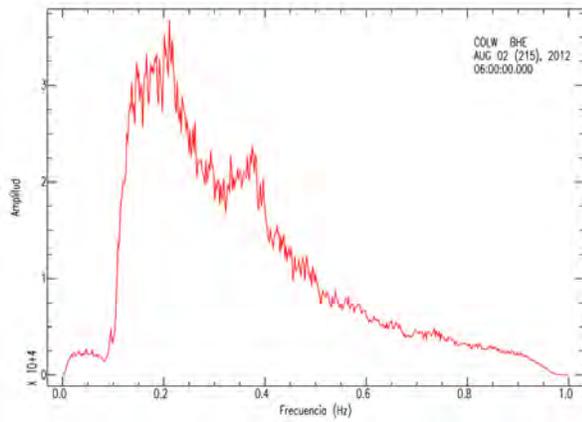
Figura 4.35: Espectros del RMP correspondientes al periodo de febrero a mayo de 2012 (a) febrero (b) marzo (c) abril (d) mayo



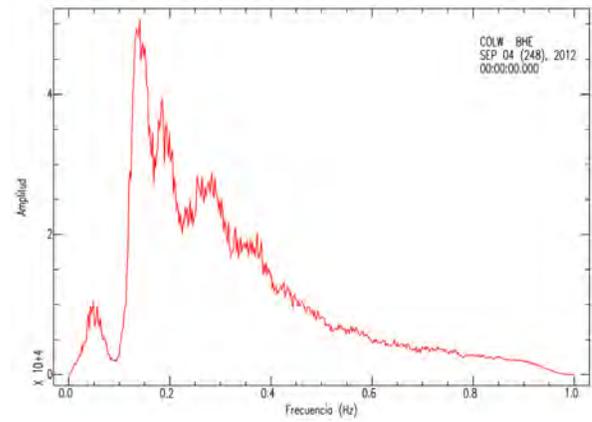
(a)



(b)

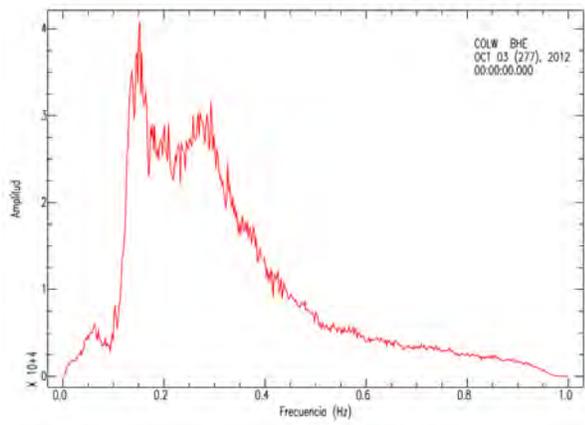


(c)

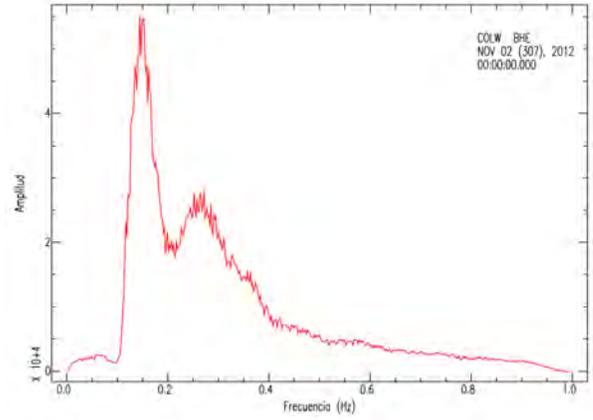


(d)

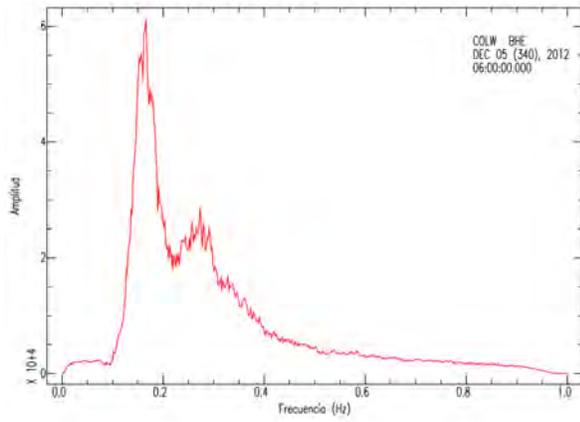
Figura 4.36: Espectros del RMP correspondientes al periodo de junio a septiembre de 2012 (a) junio (b) julio (c) agosto (d) septiembre



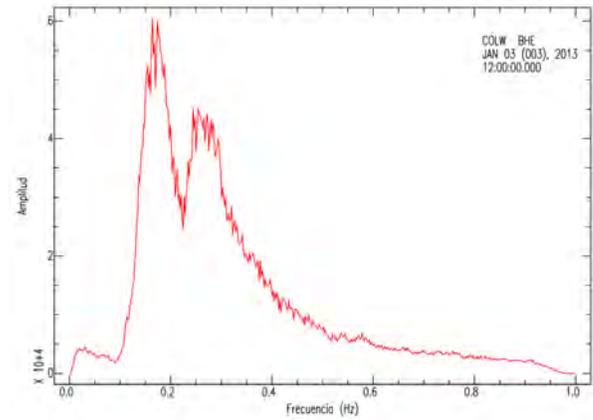
(a)



(b)



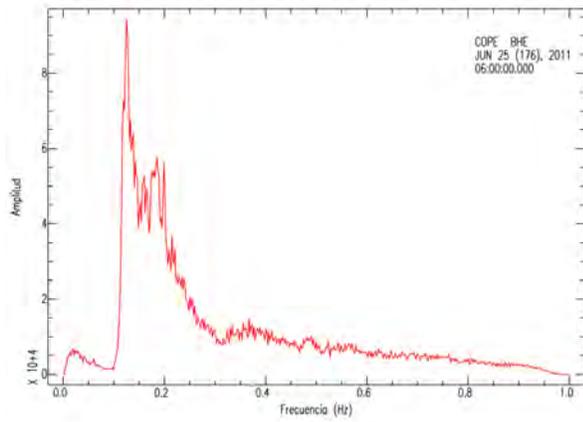
(c)



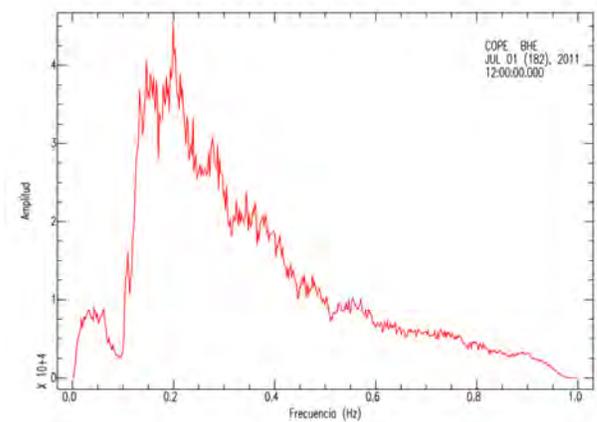
(d)

Figura 4.37: Espectros del RMP correspondientes al periodo septiembre de 2012 a enero de 2013 (a) octubre (b) noviembre (c) diciembre (d) enero

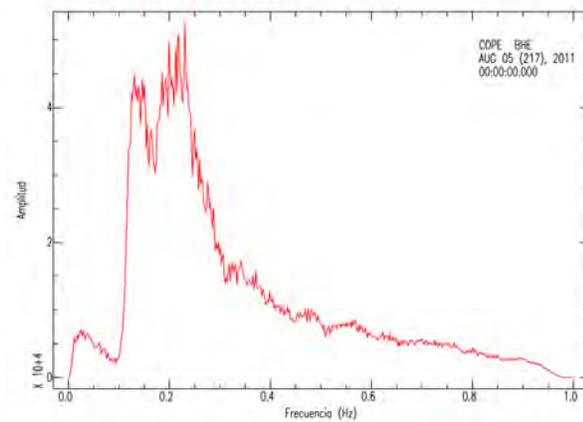
4.5. Espectros de frecuencia del RMP de las ventanas de tiempo promediadas de la estación COPE



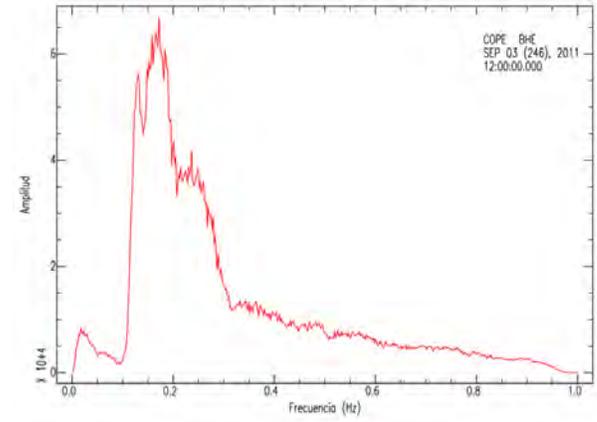
(a)



(b)

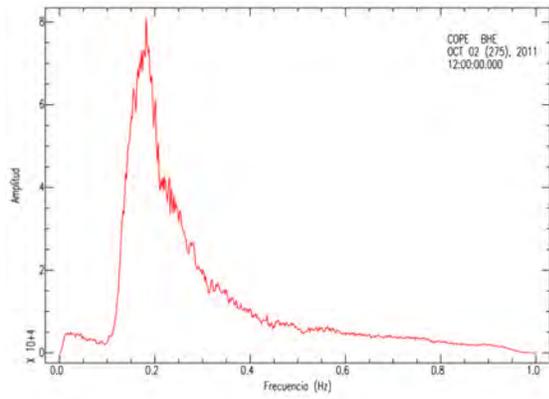


(c)

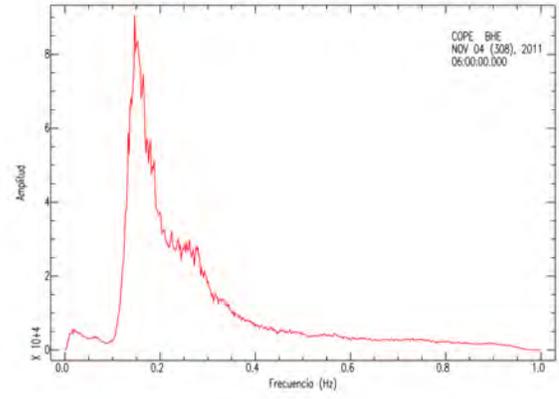


(d)

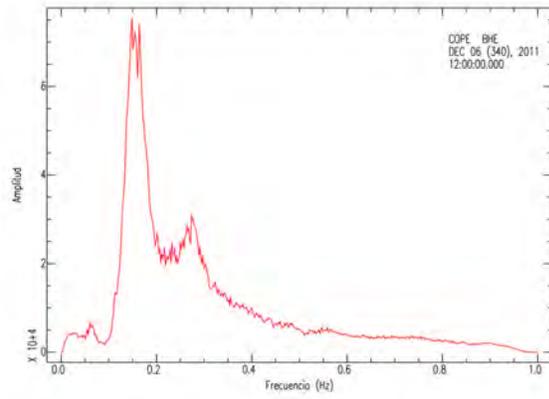
Figura 4.38: Espectros del RMP correspondientes al periodo de junio a septiembre de 2011 (a) junio (b) julio (c) agosto (d) septiembre



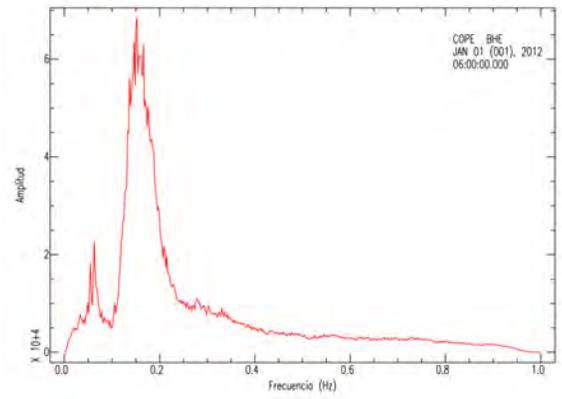
(a)



(b)

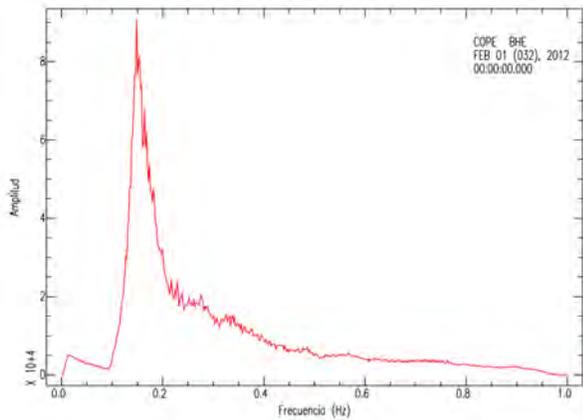


(c)

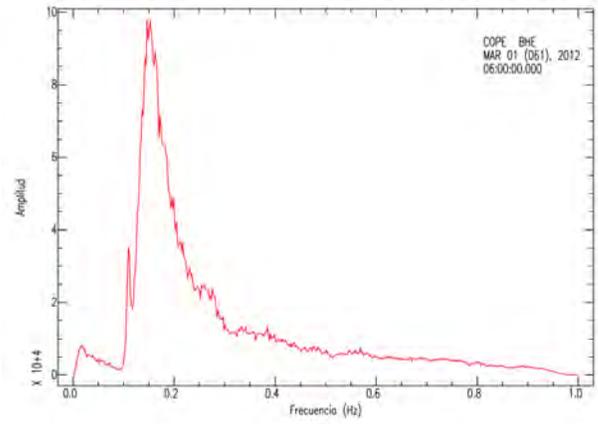


(d)

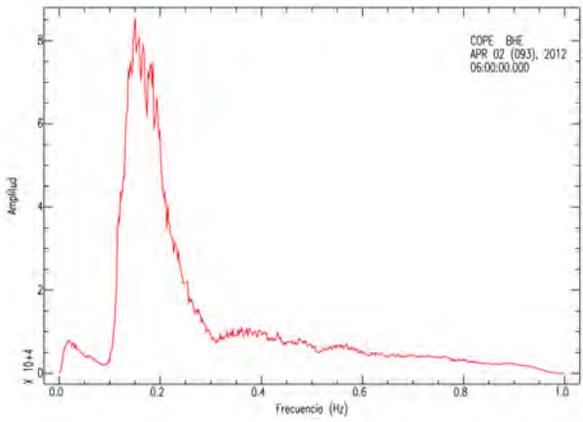
Figura 4.39: Espectros del RMP correspondientes al periodo octubre de 2011 a enero de 2012 (a) octubre (b) noviembre (c) diciembre (d) enero



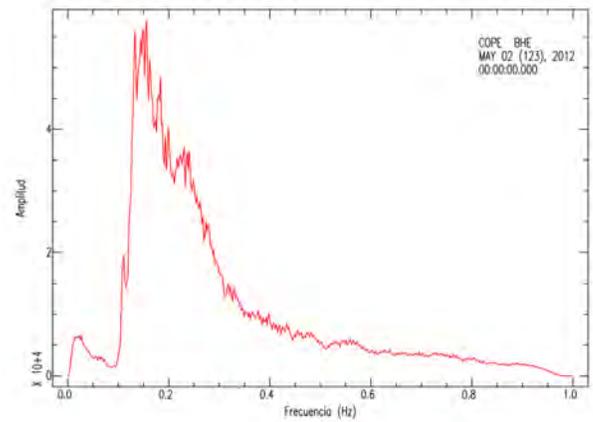
(a)



(b)

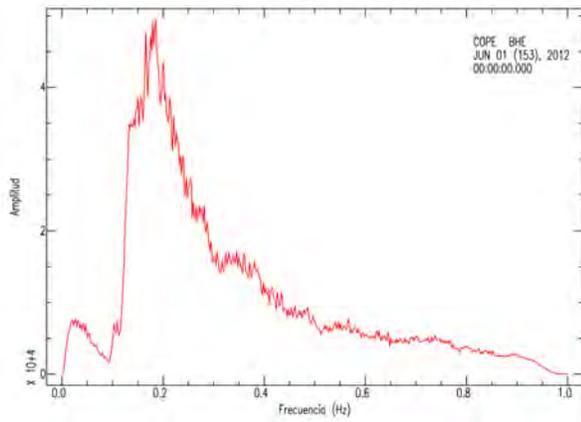


(c)

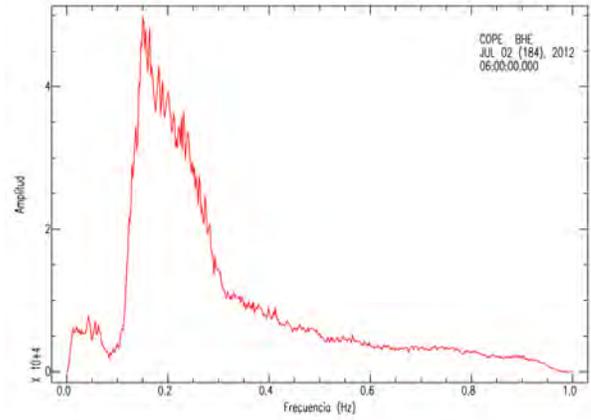


(d)

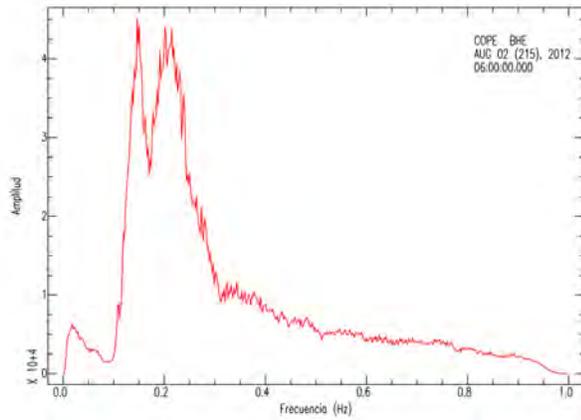
Figura 4.40: Espectros del RMP correspondientes al periodo de febrero a mayo de 2012 (a) febrero (b) marzo (c) abril (d) mayo



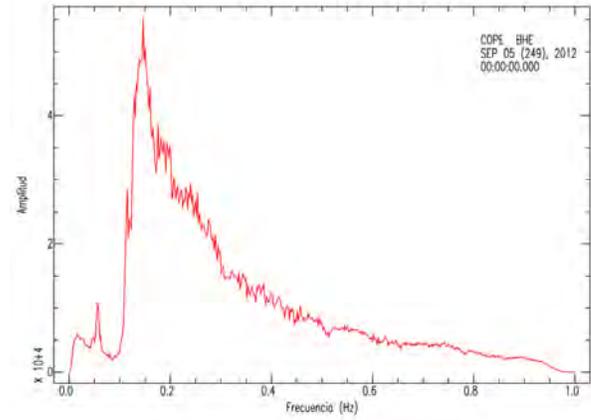
(a)



(b)

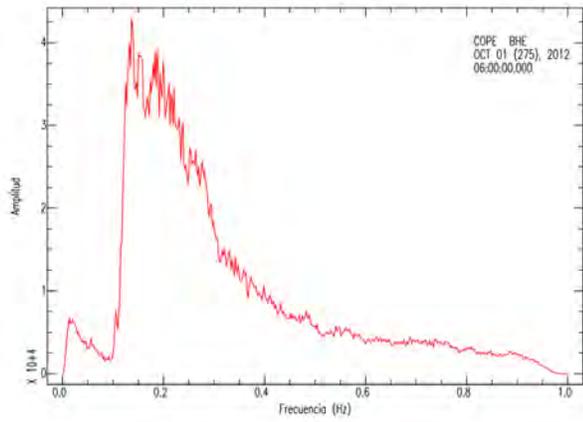


(c)

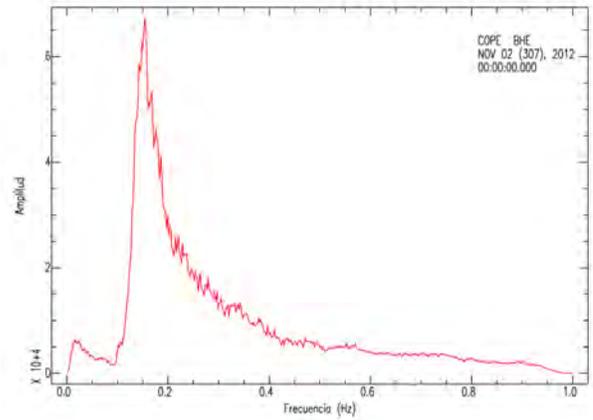


(d)

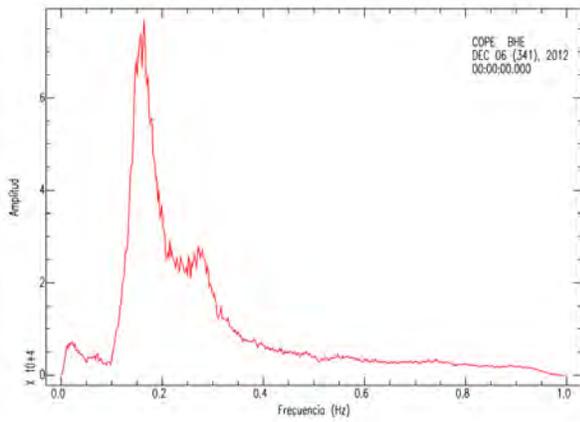
Figura 4.41: Espectros del RMP correspondientes al periodo de junio a septiembre de 2012 (a) junio (b) julio (c) agosto (d) septiembre



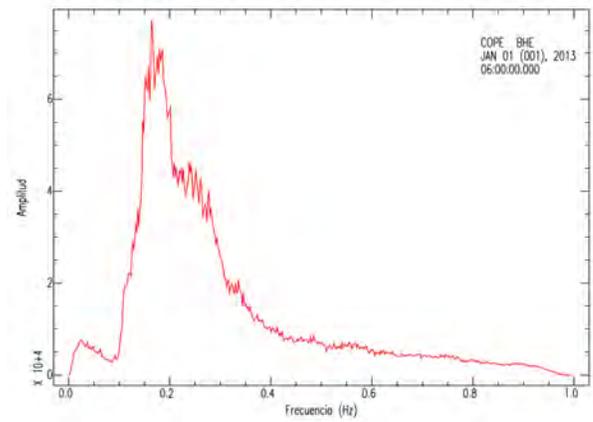
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.42: Espectros del RMP correspondientes al periodo octubre de 2012 a enero de 2013 (a) octubre (b) noviembre (c) diciembre (d) enero

Bibliografía

- [1] Allan J. F. . Geology of the northern colima and zoacalco grabens, southwest méxico: Late cenozoic rifting in the mexican volcanic belt. *Geol. Soc Am. Bull*, (97):473–485, 1986.
- [2] Arciniega-Ceballos A. y Chouet B. y Dawson P . . Very long period signals associated with vulcanian explosions at popocatepetl volcano, mexico. *Geophysical Research Letters*, 26:3013–3016, 1999.
- [3] Arciniega-Ceballos A. y Chouet B. y Dawson P. . Long-period events and tremor at popocatepetl volcano (1994–2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*, 65(2):124–135, 2003.
- [4] Arciniega-Ceballos A. y Valdes-Gonzalez C. y Dawson P. . Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at popocatepetl volcano, central mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(3-4):207 – 216, 2000.
- [5] Babcock J. M y Kirkendall B. A. y Orcutt J. A. . Relationships between ocean bottom noise and the environment. *Bulletin of the Seismological Society of America December*, 84:1991–2007, 1994.
- [6] Babcock J. y Kirkendall B. y Orcutt J. . Relationship between ocean bottom noise and the environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1994.
- [7] Bárcena M. . Informe sobre el estado actual del volcán de colima: Anales del ministerio de fomento de la república mexicana. 1(328-365), 1887.
- [8] Beucler É. y Mocquet A. y Schimmel M. y Chevrot S. y Quillard O. y Vergne J. y Sylvander M. . Observation of deep water microseisms in the north atlantic ocean using tide modulations. *Geophysical Research Letters*, 42:316–322, 2015.
- [9] Brenguier F. y Rivet Diane y Obermann A. y Nakata N. y Boué P. y Lecocq Th. y Campillo M. y Shapiro N. . 4-d noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321:182–195, July 2016.
- [10] Brenguier F. y Shapiro Nikolai M. y Campillo Michel y Ferrazzini Valérie y Duputel Zacharie y Coutant Olivier y Nercessian Alexandre . Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, (126), 2008.
- [11] Bretón-González M. . *El volcán de Fuego de Colima, seis siglos de actividad eruptiva (1523-2010)*. Universidad de Colima, 2011.

-
- [12] Bretón M. y Ramírez J. J. y Navarro C. . Summary of the historical eruptive activity of volcán de colima, México 1519-2000. *Journal of Volcanology y Geothermal Research*, 117(1-2):21–46, 2002.
- [13] Cassidy Mike y Paul.D. Cole y Kelby E. Hicks y Nick R. Varley y Nial Peters y Allan H. Lerner . Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for vulcanian explosions. *Earth and Planetary Science Letters*, 420:73 – 84, 2015.
- [14] Cessoro R. K. y Chan W. W. . Wide-angle triangulation array study of simultaneous primary microseim sources. *Journal of Geophysical Research*, 94, 1989.
- [15] Chouet B. . Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380(6572):309, 1996.
- [16] De la Cruz-Reyna S. . Random patterns of occurrence of explosive eruptions at colima volcano, Mexico. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 55:51–68, 1993.
- [17] De la Cruz-Reyna S. y Castellanos G. y Jiménez Z. y Reyes G. y Mena M. y Ornelas G. y Espíndola J. M. y Pérez J. C. y Nava A. y Ramírez A. y Ramos E. y Herrera J. y Cañon C. y Tamez H. y Yokoyama I. y Marquez Segovia N. . Primera etapa de instalación de la red de monitoreo sísmico y geodésico del volcán de colima. *GEOS 8(3): 32-26*, 1988.
- [18] De Lauro E. y De Martino S. y Del Pezzo E. y Falanga M. y Palo M. y Scarpa R. . Model for high-frequency strombolian tremor inferred by wavefield decomposition and reconstruction of asymptotic dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008.
- [19] De Lauro E. y De Martino S. y Falanga M. y Palo M. . Statistical analysis of stromboli vlp tremor in the band (0.1-0.5) Hz: some consequences for vibrating structures. *Nonlin. Processes Geophys*, 13(6572):393–400, 2006.
- [20] Espinasa-Pereña R. y Cárdenas G. L. . Informe del monitoreo de gases en el volcán fuego de colima, septiembre 2014. *CENAPRED*, pages 5–10, 2014.
- [21] Ferrari L. y Conticelli S. y Vaggelli C. y Petrone C. y Manetti P. . Late miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the trans-mexican volcanic belt. *Tectonophysics*, (318):161–185.
- [22] Garduño-Monroy V. H. y Cortés A. y Navarro-Ochoa C. y Komorowski J. C. y Saucedo. y Macías J. L. y Gavilanes J.C. . Cartas geológicas y mineras 10. carta geológica del complejo volcánico de colima. México, d. f. universidad nacional autónoma de México. instituto de geología. 2005.
- [23] Gutenberg B. . Microseisms in north america. *Bulletin of the seismological Society of America*, 21, 1931.
- [24] Guza R. T y Thornton E. B. . Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(1071), 1982.
- [25] Hasselmann K. . A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*, 1(2):177–210, 1963.
-

-
- [26] Hasselmann K. y Barnett T.P. y Bouws E. y Carlson H. y Cartwright D.E. y Enke K. y Ewing J.A. y Gienapp H. y Hasselmann D.E. y Kruseman P. y Meerburg A. y Muller P. y Olbers D.J. y Richter K. y Sell W. y Walden H. . Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (jonswap). *Project Jonswap*.
- [27] Haubrich R. y Keith A. M. . Microseisms: Coastal and pelagic sources. *Reviews of Geophysics*, 7, 1969.
- [28] Hedlin M. y Orcutt J. . A comparative study of island, seafloor and subseafloor ambient noise levels. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79:172–179, 1989.
- [29] Jousset P. y Neuberg J. y Sturton S. . Modelling the time-dependent frequency content of low-frequency volcanic earthquakes. *Journal Volcanology Geothermal Research*, 23(1-3):201–223, 2003.
- [30] Lee A. S. . A world-wide survey of microseismic disturbances recorded during januar, 1930. *Bulletin of the seismological Society of America*, 25, 1935.
- [31] Longuet-Higgins M. S. . A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematicaly Physical, Engineering Sciences*, 243(857):1–35, 1950.
- [32] Luhr J. F. y Carmichael I. S. E. . Geology of volcán de colima. *Univ. Nal. Autón. México, Ins. Geología*, 107, 1990.
- [33] Luhr J.F. y Carmichael I.S.E. . Geology of volcán de colima: Universidad nacional autónoma de méxico. *Instituto de Geología, Boletín*, 107:101, 1990.
- [34] Luhr J.F. y Carmichael I.S.E. . Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at volcan colima, méxico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(3):235–260, 1990.
- [35] Macías J. L. . Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de méxico. *Boletín de la Sociedad Gológica Mexicana. Volumen Commemorativo del Centenario. Temas selectos de la geología mexicana. Tomo LVII*, 3, 2005.
- [36] Martin Del Pozzo A.L. y Sheridan M. y Barrera D. y Lugo H.J. y Vázquez S. . Potential hazards from colima volcano, mexico. *Geofísica Internacional*, 34:363–376, 1995.
- [37] Meade M. L. y Dillon C. R. . Señales y sistemas. modelos y comportamiento. *Editorial: Addison-Wesley Iberoamericana*,, 1993.
- [38] Medina-Martinez F. . Analysis of the eruptive history of the volcán de colima, mexico (1560-1980). *Geophysical International*, 22:157–178, 1983.
- [39] Munk W. H. . The solitary wave theory and its appication to surf problems. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 51(3), 1949.
- [40] Navon O. y Lyakhovsky V. y . Vesiculation processes in silicic magmas. *Geological Society, London, Special Publications*, 145:27–50, 1996.
-

-
- [41] Neuberg J. y O’Gorman C. . A model of the seismic wavefield in gas-charged magma: application to soufriere hills volcano montserrat. *Geological Society, London*, 21, 2002.
- [42] Norini G. y L. Capra y G. Groppelli y F. Agliardi y A. Pola y A. Cortes . Structural architecture of the colima volcanic complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115, 2010.
- [43] Núñez-Cornú Francisco y Nava F. Alejandro y De la Cruz-Reyna Servando y Jiménez Zenón y Valencia Carmen y García-Arthur Rosalía . Seismic activity related to the 1991 eruption of colima volcano, mexico. *Bulletin of Volcanology*, 56(3):228–237, Aug 1994.
- [44] Orcutt J. A y Cox C. S. y Kibblewhite A. C. . Observations and causes of ocean and seafloor noise at ultra-low and very-low frequencies in natural physical sources of underwater sound. *Kluwer Academic Publishersy Norwelly Massachusetts*, 1993.
- [45] Palo M. y Ibáñez J. M. y Cisneros M. y Bretón M. y Del Pezzo E. y Ocaña E y Orozco-Rojas J. y Posadas A. M. . Analysis of the seismic wavefield properties of volcanic explosions at volcán de colima, méxico: insights into the source mechanism. *Geophysical Journal International*, 177(3), 2009.
- [46] Pedraza G. J. . Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones (1era edición). *Madrid: Rueda*, 153, 1996.
- [47] Peterson J. . Observations and modeling of seismic background noise. *U.S. Departament Of Interior Geological Survey*, 21, 1993.
- [48] Pierson W. L. Jr. y Moskowitz L. . A proposed spectral formfor fully developed wind seas based on similarity theory of s. a.kitaigorodskii. *journal of geophysical research*, 69, 1989.
- [49] Pierson W. L. y Moskowitz L. . A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s. a. kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24):5181–5190, 1964.
- [50] Ramírez E. . An experimental investigation of the nature and origin of microseismicity at st. louis, missouri. *Bulletin of the seismological Society of America*, 29:139–178, 1939.
- [51] Reyes-Dávila G. y De la Cruz-Reyna S. . Experience in the short-term eruption forecasting at volcán de colima, méxico, and public response to forecasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1-2):121 – 127, 2002.
- [52] Robin C. y Boudal C. . A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan popocatépetl. *Journal of Geology and Geothermal Research*, 31, 1987.
- [53] Rodríguez-Elizarrarás S. R. . Geología del volcán de colima y estados de jalisco y colima: México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias*, Tesis de maestría, 1991.
- [54] Rodríguez-Elizarrarás Sergio y Claus Siebe y Jean-Christophe Komorowski y Juan Manuel Espíndola y Ricardo Saucedo . Field observations of pristine block- and ash-flow deposits emplaced april 16â17, 1991 at volcán de colima, mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48(3):399 – 412, 1991.
-

-
- [55] Saucedo-Girón R. y Macías J.L. y Bursik M. . Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of volcán de colima, mex. *Bulletin of Volcanology*, 66:291–306, 2004.
- [56] Saucedo R. y Macías J. L. y Gavilanes J. C. y Arce J. Ly Komorowski J. C. y Gardner J. y Valdez-Moreno G. . Eyewitness, stratigraphy, chemistry and eruptive dynamics of the 1913 plinian eruption of volcán de colima, méxico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191, 2010.
- [57] Savov I. P. y Luhr J. F. y Navarro-Ochoa C. . Petrology and geochemistry of lava and ash erupted from volcan colima, méxico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174:241–256, 2008.
- [58] Sturton S. y Neuberg J. . The effects of a decompression on seismic parameter profiles in a gas-charged magma. *Journal Volcanology Geothermal Research*, 128(1-3):187–199, 2003.
- [59] Thorpe R.S. y Gibson I.L. y Vizcaíno J.S. . Andesitic pyroclastic flows from colima volcano:. *Nature*, 265:724–725, 1977.
- [60] Tucker M. J. . Surf beats: Sea waves of 1 to 5 min. period. 202(1071):565–573, 1950.
- [61] Vila J. . The broadband seismic station cad (túnel del cadí, eastern pyrenees): Site characteristics and background noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):297–303, 1998.
- [62] Vila J. y Macia R. y Kumar D. y Ortiz R. y Moreno H. y Correig A. M. . Analysis of the unrest of active volcanoes using variations of the base level noise seismic spectrum. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(12):1120, 2006.
- [63] Waitz P. . El estado actual de los volcanes de méxico, la última erupción del volcán de colima (1913). *Revista Volcanológica*, pages 259–268, 1915.
- [64] Webb S. C. . Broadband seismology and noise under the ocean. *Reviews of Geophysics*, 36, 1998.
- [65] Z. Jimenez y G. Reyes y J.M. Espindola . The july 1994 episode of seismic activity at colima volcano, mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64(3):321 – 326, 1995.
- [66] Zamora-Camacho A. y Espíndola J.M. y Reyes-Dávila G. . The 1997-1998 activity of volcán de colima, western mexico: Some aspects of the associated seismic activity. *Pure and Applied Geophysics*, 164(1):39–52, 2007.
- [67] Zobin V. M y González A. y Reyes-Dávila G. Ay Domínguez T. y Cerda Chacón J.C y Chávez Álvarez J.M. . Comparative characteristics of the 1997-1998 seismic swarms preceding the november 1998 eruption of volcán de colima, méxico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1-2):47– 60, 2002.
- [68] Zobin V. My Luhr J.F. y Taran Y.A. y Bretón M. y Cortés A. y De La Cruz-Reyna S. y Domínguez T. y Galindo I. y Gavilanes J.C. y Muñiz J.J. y Navarro C. y Ramírez J.J. y Reyes G. Ay Ursúa M. y Velasco J. y Alatorre E. y Santiago H. . Overview of the 1997-2000 activity of volcán de colima, méxico. *Journal of Volcanology, Geothermal Research*, 117(1-2):1–19, 2002.
-