



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA

**“DETECCIÓN Y ANÁLISIS DE LOS CAMPOS DE ONDA INFRASÓNICO Y
SISMOLÓGICO ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA”**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

M. C. GERARDO MANUEL MENDO PÉREZ

TUTOR O TUTORES PRINCIPALES

DRA. ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CIUDAD DE MÉXICO, SEPTIEMBRE DE 2022



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.

Contenido

AGRADECIMIENTOS	4
RESUMEN	5
ABSTRACT	6
INTRODUCCIÓN	7
CAPÍTULO 1. INFRASONIDO Y SISMICIDAD EN AMBIENTES VOLCÁNICOS	9
1.1 CAMPO DE ONDAS ACÚSTICO	9
1.2 ATENUACIÓN DE LAS ONDAS DE INFRASONIDO	11
1.3 ESTRUCTURA DE LA ATMÓSFERA Y PROPAGACIÓN DEL INFRASONIDO	11
1.4 ONDAS DE INFRASONIDO ASOCIADAS CON LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA	12
1.4.1 Tipos de señales infrasónicas	13
1.4.2 Señales de infrasonido asociadas con la actividad volcánica de baja viscosidad	13
1.4.3. Señales de infrasonido asociadas con la actividad volcánica de viscosidad intermedia	14
1.4.4. Señales de infrasonido asociadas con la actividad volcánica de viscosidad alta	17
1.5 SISMICIDAD Y ACOPLAMIENTO DE ONDAS DE INFRASONIDO AL TERRENO (AIR-TO-GROUND COUPLED WAVES)	18
CAPÍTULO II. CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES SISMO-ACÚSTICAS OBTENIDAS CON EL ARREGLO ATLI	21
2.1 INTRODUCCIÓN	21
2.2. ARREGLOS DE ESTACIONES	22
2.3 MÉTODOS DE DETECCIÓN EN ARREGLOS DE ESTACIONES	24
2.2.1 Método STA/LTA	24
2.2.2 Método de Correlación Cruzada Multiestación Progresiva (PMCC)	24
2.2.3 F-Fisher	25
2.3 PROCESAMIENTO DE SEÑALES EN ARREGLOS DE ESTACIONES	25
2.3.1. Beamforming	25
2.3.2. Método f_k (frecuencia – número de onda)	26
2.4 DESCRIPCIÓN DEL SITIO Y DE LA BASE DE DATOS: ARREGLO ATLI	27
2.5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	28
CAPITULO 3. DETECCIÓN AUTOMÁTICA DE ONDAS DE INFRASONIDO ACOPLADAS AL TERRENO (AIR-TO-GROUND COUPLED AIRWAVES) USANDO RECONOCIMIENTO DE PATRONES (TEMPLATE MATCHING).	36
3.1 RESUMEN	36
3.2 INTRODUCCIÓN	36
3.3 RECONOCIMIENTO DE PATRONES (TEMPLATE MATCHING)	38
3.4 SEÑALES MAESTRAS (TEMPLATES) Y LA INFORMACIÓN DE LA ESTACIÓN PPIG	39
3.5 RESULTADOS	48
3.5.1 Eventos detectados por ATMC	48
3.5.2 Interpretación de los tiempos de viaje	51
3.6 DISCUSIÓN	56
3.7 CONCLUSIONES	62
CAPÍTULO 4. DETECCIÓN Y ANÁLISIS PRELIMINAR DE SEÑALES SISMO-ACÚSTICAS OBTENIDAS POR LA RED PO	63
4.1 INTRODUCCIÓN	63
4.2. LOCALIZACIÓN E INSTRUMENTACIÓN DE LAS ESTACIONES DE LA RED PO	64
4.3. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTACIONES Y SITIOS	65
4.3.1 Cruz Blanca (POCB / PICB)	65
4.3.2 Buenavista (POBV / PIBV)	66
4.3.3 Atlixco - Esmeralda (POAE / PIAE)	68
4.3.4 Tochimilco (POTO / PITC)	70
4.3.5 San Pedro Nexapa (POSP / PISP)	72
4.4 BASE DE DATOS DE LA RED PO Y DISPONIBILIDAD DE DATOS	74
4.5 PROCESAMIENTO DE DATOS Y DESCRIPCIÓN DE EVENTOS EXPLOSIVOS	75
4.6 DISCUSIÓN	88

CAPITULO 5. CAMPO DE ONDAS SISMO-ACÚSTICO GENERADO POR LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN HUNGA: OBSERVACIONES PRELIMINARES EN LAS REDES DE MONITOREO MEXICANAS	93
5.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DEL VOLCÁN	93
5.2 ANTECEDENTES DE ACTIVIDAD DEL VOLCÁN HUNGA.....	93
5.3 PERIODO ERUPTIVO DICIEMBRE 2021 - ENERO 2022	95
5.4 RESULTADOS Y OBSERVACIONES PRELIMINARES DEL EVENTO ERUPTIVO EN MÉXICO.....	96
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES.....	102
APÉNDICE A. CÓDIGO AUTOMATIZADO DE RECONOCIMIENTO DE PATRONES (ATMC)	106
APÉNDICE B. MATERIAL SUPLEMENTARIO DEL CAPÍTULO 2.	114
APÉNDICE C. MATERIAL SUPLEMENTARIO DEL CAPÍTULO 3.....	116
APÉNDICE D. MATERIAL SUPLEMENTARIO CORRESPONDIENTE AL CAPÍTULO 4.	124
REFERENCIAS.....	130
ANEXOS.....	137

AGRADECIMIENTOS

El contenido y la elaboración de esta tesis fue posible gracias al proyecto UCMEXUS con título “Seismic and infrasonic signature of explosive eruptions at Popocatepetl volcano, México” con número de identificación CN-18-51 y que estuvo coordinado por el Dr. Robin Matoza de la Universidad de California – Santa Barbara y la Dra. Alejandra Arciniega Ceballos del departamento de vulcanología del Instituto de Geofísica, UNAM. Este proyecto financió el trabajo de campo y la estancia de investigación en el periodo Enero – Marzo 2019 con el Dr. Robin Matoza. Este proyecto también fue posible también gracias a los proyectos PAPIIT con folios IN105216, IN108219 que financiaron también el trabajos de campo realizados en el volcán Popocatepetl. Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por brindarme la beca nacional de posgrado con número para Doctorado durante el periodo de tiempo febrero 2018 – febrero 2022.

Agradezco a la Dra. Alejandra Arciniega Ceballos, tutora de esta tesis y que ha fungido como mi tutora desde el año 2014, quien siempre me ha brindado su apoyo y confianza. Al Dr. Robin Matoza de la Universidad de California Santa Barbara, quien me ha apoyado desde el inicio de los proyectos y del doctorado, y además que me recibió y supervisó durante la estancia en su institución. Al Dr. Francisco José Sánchez Sesma, a quien he tenido la dicha de conocer desde el año 2015, ser su alumno de la materia de Elastodinámica durante el curso de Posgrado y trabajar con él desde entonces. Al Dr. Marco Calo, investigador del Instituto de Geofísica, quien amablemente compartió datos de su estación sísmológica para el proyecto y que fungió como sinodal tanto de esta tesis como del examen de candidatura en junio de 2019. Al Dr. Sebastián Valade, quien funge como parte del cuerpo sinodal de esta tesis y quien ha realizado observaciones para mejora de este trabajo escrito.

Agradezco también al M.C. Alejandro Rosado Fuentes, compañero de doctorado y amigo, quien ayudó a que el trabajo de campo fuera posible y a la revisión del trabajo realizado. Al Dr. Richard Sanderson, quien fue alumno del Dr. Robin Matoza y encargado de la instrumentación de las estaciones de la red PO. Al Dr. Bernard Chouet, quien amablemente revisó el manuscrito del artículo y los trabajos presentados en congresos derivados de este proyecto.

Finalmente, pero no menos importante, agradezco a mi familia, a mis amigos (Raúl Corona, Jesús Rojas, Alexia Garduño, Laura Gonzalez, Andrea Coronell, Félix Rodriguez, y muchos más), y sobre todo a mi novia Jaqueline Olea, que han sido de soporte emocional e intelectual durante todos estos años.

RESUMEN

Los procesos eruptivos involucrados en la actividad volcánica liberan energía elástica que se propaga a través de la superficie terrestre y de la atmósfera, a diferentes rangos de alcance y que exhiben un amplio contenido de frecuencias. Esto está en función de varios parámetros como la intensidad del evento, el tipo de erupción, la distancia entre la fuente y el receptor, etc. La actividad volcánica puede monitorearse en tiempo real con sismómetros, que registran la propagación de las ondas sísmicas en el terreno, y con sensores de infrasonido, que registran la propagación de las ondas de presión en la atmósfera. El objetivo de este trabajo se centra en detectar, caracterizar y analizar el campo de ondas sismo-acústico generado por la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl haciendo uso de registros de infrasonido y sísmicos. Las ondas de infrasonido de la actividad este volcán han sido poco estudiadas, por lo que este trabajo aporta nueva información sobre el campo de ondas acústico generado por la actividad este volcán. Usando el método de F-fisher en conjunto con el método f_k para señales obtenidas con el arreglo infrasónico temporal ATLI, localizado a 16 km N del volcán, detectamos las características del frente de onda acústico e identificamos las señales de infrasonido de la actividad del volcán en el periodo de tiempo Octubre 2017 – Diciembre 2018. Además se identificaron las fases de aire acopladas al terreno (air-to-ground coupled waves), que son ondas superficiales registradas estaciones sismológicas y contienen información de las ondas de presión que se propagan en la atmósfera. Estas fases, posteriormente, se identificaron sistemáticamente en registros sísmicos de la estación sismológica PPIG usando el algoritmo Automatic Template Matching Code (ATMC) en el periodo 2017 – 2018. Los eventos eruptivos fueron categorizados en función de la fase de aire acoplada, siendo los eventos de la categoría I los que contienen tal fase y coinciden con la clasificación tipo I de señales sísmicas identificadas en bases de datos de periodos anteriores. Estos eventos ocurren en un rango de 130 – 800 m de profundidad. Por último, caracterizamos las señales de infrasonido y sísmicas de la actividad del Popocatepetl en el periodo de agosto – septiembre de 2021 usando los registros de la red temporal sismoacústica PO. Las fases de aire observadas en los registros de esta red sólo fueron registradas a distancias menores a 12 km y con amplitudes de presión relativa mayor a 10 Pa. En esta base de datos también se identificaron dos tipos de familias, cuya diferencia radica en la presencia de la fase de aire, y que coinciden con lo observado en la base de datos de PPIG. Esta información puede complementarse con la información proveniente de otros métodos de monitoreo volcánico (e.g. deformación, gases, geoquímica, etc), lo cual es de vital importancia para la evaluación del riesgo y su impacto tanto en la naturaleza como en la infraestructura y sociedad modernas.

ABSTRACT

The eruptive processes involved in the volcanic activity release elastic energy that propagates through the Earth's crust and the atmosphere, at different ranges and that exhibits a wide range of frequencies. This is function of many parameters: the intensity of the event, the eruptive style, the distance between the source and the receiver, etc. The volcanic activity can be monitored in real time with seismometers, that records the propagation of the seismic waves in the ground, and with infrasound sensors, that records the propagation of pressure waves through the atmosphere. The main objective is to detect, characterize and analyze the seismo-acoustic wavefield generated by the eruptive activity of the Popocatépetl volcano by using the infrasound and seismic records. There are few studies related to the infrasound wavefield radiated by the activity of this volcano. Thus, the present work contributes with new information related to the seismoacoustic field of Popocatepetl volcano. We first use the F-fisher's method and the fk method to detect infrasound waves of Popocatepetl volcano activity from the time series recorded by the temporal array ATLI, located 16 km SE to the vent. The analyzed period is from October to December 2017. Also, we retrieved the air-to-ground coupled waves, surface waves recorded by seismometers that contains information of the pressure waves that propagates through the atmosphere. These waves were systematically identified and retrieved from the 2017 – 2018 seismic records of the seismological station PPIG using the Automatic Template Matching Code (ATMC). The eruptive events were categorized according to the presence of the coupled wave, and all the events that contains these waves were labeled as Category I events. These events coincide with the Type I events identified in older databases and have an estimated depth of 130 – 800 m. Finally, we characterized the infrasound and seismic waves of the volcanic activity of Popocatepetl occurred in August – September 2021 recorded by the stations of the seismoacoustic temporal network PO. The air-to-ground coupled phases were recorded in stations deployed at distances < 12 km and with infrasound records with amplitudes > 10 Pa. In this database, we also identified two families of events with similar characteristics that the ones identified in PPIG. This work contributes with new information related to the acoustic field radiated by the volcanic activity, that can be complemented with information obtained by other monitoring techniques (e.g., deformation, gas measuring, geochemistry, etc.). and is valuable to the hazard assessment and the impact of the volcanic activity in the environment and in the infrastructure and the modern society.

INTRODUCCIÓN

Los procesos eruptivos involucrados en la actividad volcánica generan energía elástica que se propaga a través de la superficie terrestre y de la atmósfera, a diferentes rangos de alcance y exhiben un amplio contenido de frecuencias. Esto está en función de varios parámetros como la intensidad de energía liberada, el tipo de erupción, la distancia entre la fuente del evento y el receptor, entre otros. La actividad volcánica puede monitorearse en tiempo real con sismómetros, que registran la propagación de las ondas sísmicas en el terreno, y con sensores acústicos, para registrar la propagación de las ondas de presión en la atmósfera. Esta información se complementa con la información proveniente de otros métodos de monitoreo volcánico (e.g. deformación, gases, geoquímica, etc), lo cual es de vital importancia para la evaluación del riesgo y su impacto tanto en la naturaleza como en la infraestructura y sociedad modernas.

El presente trabajo tiene como objetivo la detección, caracterización y el análisis del campo de ondas sísmo acústico generado por actividad volcánica. Particularmente, estudiamos los registros continuos sísmo-acústicos de explosiones generadas por el volcán Popocatepetl, estratovolcán de composición predominantemente andesítica con una elevación de 5452 m.s.n.m. (De la Cruz-Reyna y Siebe, 1997). A continuación se resumen los temas de cada capítulo.

El primer capítulo se centra en el marco teórico y el estado del arte relacionados con sismología y acústica volcánica a nivel mundial. En el segundo capítulo se aborda la detección y la caracterización de ondas de infrasonido generadas particularmente por la actividad del volcán Popocatepetl. Para este se analizan los datos obtenidos en un arreglo sísmo-acústico (ATLI), instalado y operado como parte de las actividades de cooperación internacional entre el Instituto de Geofísica y la Universidad de California Santa Barbara (Matoza et al., 2019). Para fines de comparación con los eventos detectados por Matoza et al. (2019) que usó el método de correlación progresiva multicanal (PMCC) (Cansi, 1997), se aplicó el detector basado en el cálculo de la razón F (Melton and Bailey, 1957). El tercer capítulo se centra en la detección y el análisis de ondas de aire acopladas al terreno en registros sísmicos obtenidos durante los años 2017 y 2018. Estas ondas son generadas por actividad eruptiva volcánica y se propagan en la atmósfera y se refractan en el terreno. El cuarto capítulo versa sobre el análisis del campo de ondas sísmo-acústico registrado por una red de estaciones (PO) con ambos sensores, sísmico e infrasónico, instaladas alrededor del volcán Popocatepetl y operadas de agosto del 2021 a mayo de 2022. A diferencia de los capítulos anteriores, Por último, se hace referencia a la súper erupción del volcán Tonga ocurrida el 15 de enero de 2022. Este volcán está ubicado en las islas

Hunga-Tonga-Hunga-Ha'apai en la región del Pacífico Sur aproximadamente a 9000 km SE de México. En el quinto capítulo se describen algunas observaciones sismológicas e infrasónicas regionales generadas por la actividad eruptiva del volcán Tonga y que fueron registradas por las redes mundiales así como por la Red Sísmica Nacional del Servicio Sismológico Nacional (SSN), UNAM y por la red sismo-acústica PO (Matoza et al., 2022).

La instalación y operación de la red sismo-acústica PO se llevó a cabo durante el periodo de pandemia por COVID, por lo que el tiempo de operación, y por lo tanto el periodo de observación, se redujo. Además, durante este tiempo de operación el volcán sólo presentó actividad eruptiva explosiva en una ventana de tiempo de dos meses (véase Apéndice D).

Este trabajo contribuye al análisis del campo sismo-acústico de la actividad volcánica eruptiva del volcán Popocatepetl, que hasta hace poco comenzó a estudiarse con más detalle; en particular, estudiamos el acoplamiento de las ondas de aire en el terreno, información que es útil si uno no cuenta con equipo de medición de ondas acústicas en estaciones de monitoreo. De la información adquirida fue posible analizar las señales sísmicas y de infrasonido e identificar estas fases de aire en los registros sísmicos de la actividad explosiva moderada del volcán, tanto en el dominio temporal como en el dominio de la frecuencia, en diferentes puntos alrededor del volcán. Es por esto que este estudio aporta información sobre el acoplamiento y complementa el conocimiento ya existente (Arciniega-Ceballos et al., 1999 ; 2003 ; 2008 ; 2012; Chouet et al., 2005) del campo de ondas elástico irradiado y su relación con la dinámica eruptiva de este volcán. Además se proporciona una herramienta útil, creada y ejecutada con software libre, para la detección de las fases de aire acopladas al terreno en registros sísmicos. Como consecuencia, el conocimiento generado en este trabajo aporta nueva información sobre el campo de ondas acústico generado por la actividad del volcán Popocatepetl que contribuye a la gestión del riesgo volcánico.

CAPÍTULO 1. Infrasonido y sismicidad en ambientes volcánicos

1.1 Campo de ondas acústico

Todo proceso involucrado en la actividad volcánica genera perturbaciones que generan campos de ondas que se propagan a través de la corteza terrestre y de la atmósfera. Estas perturbaciones, que constituyen el campo de ondas irradiado, se propagan en diferentes bandas de frecuencia y tienen diferentes rangos de alcance que a su vez dependen de la cantidad de energía liberada por la actividad constituyendo un patrón de radiación. Los campos de ondas que se propagan a través de la corteza conforman el campo de ondas sísmico, mientras que las ondas que se propagan a través de la atmósfera conforman el campo de ondas acústico.

Las ondas acústicas se deben a perturbaciones, como pueden ser cambios súbitos de presión, que comprimen y rarifican el aire en el cual se propagan. Según su contenido de frecuencias se puede clasificar en tres bandas: el ultrasonido ($> 20\,000$ Hz), el sonido audible ($20 - 20\,000$ Hz) y el infrasonido (< 20 Hz). Aunque en los registros de campo se observan señales con contenidos de frecuencia en los tres rangos, en los procesos volcánicos el infrasonido es el de mayor importancia. Esto se debe a que las dimensiones de los ambientes volcánicos generan ondas acústicas cuyas longitudes de onda están en el rango de las decenas a varios cientos de metros (Fee y Matoza, 2012; Garcés et al., 2013). Dadas estas dimensiones, las ondas de infrasonido pueden registrarse a diferentes rangos de distancia a la fuente. Las observaciones de infrasonido registradas en un rango de distancia de 0 - 10 km se consideran como locales, cuando la distancia de la fuente al receptor está en un rango aproximado de entre 10 - 250 km entonces se consideran como regionales y a partir de distancias mayores a 250 km las observaciones se consideran como globales (Fee y Matoza, 2013).

La velocidad de propagación de las ondas acústicas en condiciones normales ($P = 1$ atm, $T = 20^\circ$ C) es de 343 m/s, y varía en función de las condiciones de presión y temperatura de acuerdo con la relación

$$c = \sqrt{\gamma RT} \quad (1.1)$$

donde γ es el calor específico del aire, R es la constante de los gases ideales y T es la temperatura en Kelvin. La dirección y la rapidez del viento también influyen en la velocidad de las ondas acústicas; la velocidad efectiva de las ondas acústicas se define como

$$c_{eff} = c + \mathbf{n} \cdot \mathbf{s} \quad (1.2)$$

donde \mathbf{s} es la velocidad del viento y \mathbf{n} es el vector normal a la superficie a través de la cual viaja \mathbf{s} . Sólo la componente de \mathbf{s} en dirección de \mathbf{n} es la que afecta a la velocidad de las ondas acústicas (Fee y Matoza, 2012; Evers y Haak, 2019). La dirección del viento se divide en dos componentes: Zonal y Meridional. La componente zonal va en dirección este – oeste y es positiva hacia el este mientras que la componente meridional va en dirección Norte – Sur y es positiva hacia el norte (Fee y Matoza, 2013; Assink et al., 2019). Generalmente, la componente horizontal del viento tiene mayor influencia en la propagación de infrasonido; además, ésta es un orden de magnitud mayor que la componente vertical (Assink et al., 2019).

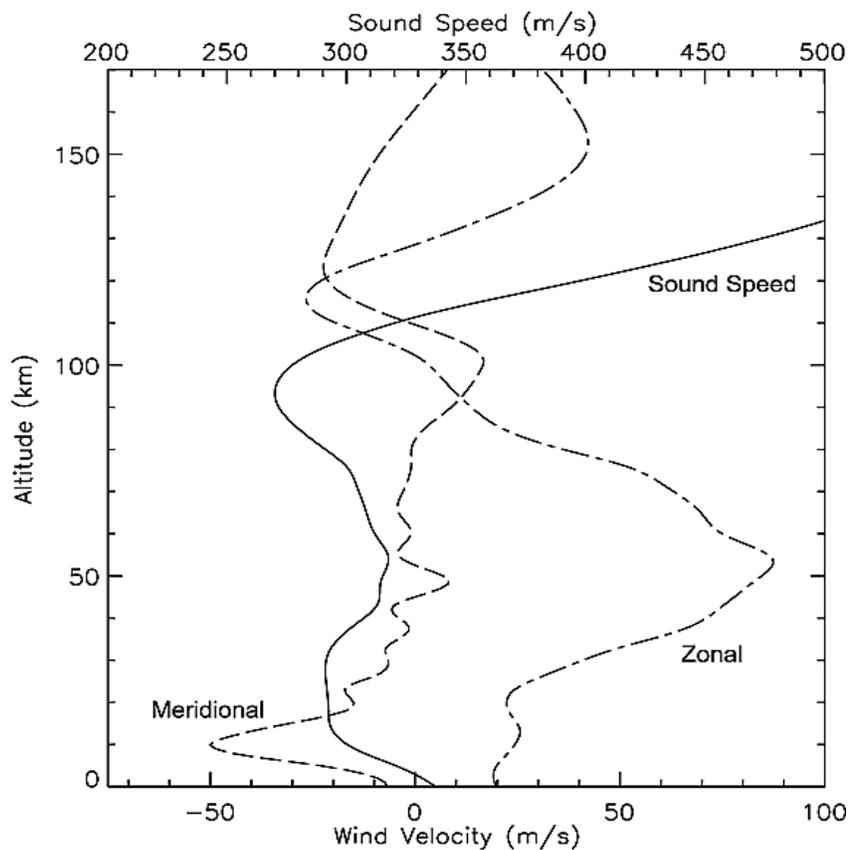


Figura 1.1. Perfiles verticales de las componentes zonal y meridional de la velocidad del viento calculados con el modelo NRL-G2S (Drob et al., 2003). Imagen tomada de Drob et al. (2003) con permiso de la editorial.

Las ondas acústicas también pueden presentar diferentes velocidades y recibir otras denominaciones según la distancia de la fuente al receptor. A distancias locales se pueden observar *ondas de choque*, que son ondas acústicas de naturaleza no lineal cuya velocidad de propagación es mayor a la del sonido. Conforme aumenta la distancia a la fuente, el frente de ondas acústicas se considera lineal y se propaga aproximadamente a la velocidad del sonido. A distancias regionales y globales es posible observar ondas de muy baja frecuencia denominadas como *ondas acústicas de gravedad*, las cuales

adquieren su nombre debido a que la gravedad actúa como fuerza restauradora. Su longitud de onda puede ser de cientos de metros de longitud y su velocidad de propagación es más baja que la velocidad promedio de las ondas acústicas (Evers y Haak, 2009; Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2012).

1.2 Atenuación de las ondas de infrasonido

En los procesos que involucran propagación de ondas existe pérdida de energía. En las ondas acústicas se debe principalmente a los efectos de absorción y esparcimiento geométrico en el medio por el cual se propagan. En el primero, las ondas pierden energía debido a la fricción interna entre las moléculas de gas y la conversión en calor (absorción clásica) y/o por la excitación, y posterior relajación, de los estados internos de energía de las moléculas (absorción vibracional y rotacional) (Evers y Haak, 2009; Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2012). En el caso del esparcimiento geométrico, la energía se conserva pero se distribuye a lo largo del frente de onda, el cual incrementa conforme aumenta la distancia a la fuente. Entonces, la energía disminuye a razón de $1/r$ para frentes de onda esféricos ó $1/\sqrt{(r)}$ para frentes de onda cilíndricos (Fee y Matoza, 2012).

1.3 Estructura de la atmósfera y propagación del infrasonido

La división en capas de la atmosfera está en función del gradiente de temperatura, que a su vez varía con la altitud. La primera capa de la atmósfera es la *tropósfera* que abarca de la superficie terrestre a aproximadamente 20 km de altitud; en esta capa se desarrollan todos los fenómenos climáticos. La segunda capa, la cual está en el rango de 20 a 60 km de altitud, es la *estratósfera*; en el límite inferior de esta capa viajan los vuelos comerciales más altos y además alberga a la capa de ozono. La zona que divide la tropósfera y la estratósfera se llama *tropopausa*. De los 60 km a los 85 km se encuentra la *mesósfera*. La zona que se encuentra entre la estratósfera y la mesósfera es la *estratopausa*. Arriba de los 85 km y hasta los 800 km de altitud se encuentra la *termósfera*; en esta capa se desarrollan las auroras boreales y orbitan la mayoría de los satélites, y la zona que se encuentra entre la mesósfera y la termósfera se conoce como *mesopausa*. La última capa atmosférica, y que sirve como límite entre la atmósfera y el espacio exterior, es la *exósfera* y se extiende desde los 800 km hasta los 10,000 km de altitud. La *ionósfera* es una zona que se extiende entre la mesósfera, termósfera y el inicio de la exósfera, y se caracteriza por poseer una abundante cantidad de electrones y átomos ionizados debido al constante bombardeo de llamaradas solares (Evers y Haak, 2009; Fee y Matoza, 2013; NASA, 2017; Assink et al., 2019).

Generalmente, el gradiente de temperatura es positivo hacia la superficie terrestre; es decir, la temperatura disminuye conforme la altitud aumenta. Sin embargo, en la estratósfera y en la termósfera la temperatura aumenta debido a la presencia de partículas de ozono y a la constante recepción de radiación solar respectivamente. En la tropopausa, estratopausa y mesopausa la temperatura se mantiene relativamente constante (Evers y Haak, 2009; Fee y Matoza et al., 2013; Assink et al., 2019; Matoza et al., 2019a).

La tropopausa es importante en las observaciones locales de infrasonido. Para la propagación de infrasonido a escala regional, los primeros 140 km de la atmósfera (tropósfera, estratósfera, mesósfera y la termósfera inferior) son objeto de estudio; a partir de los 140 km hacia arriba (termósfera superior y exósfera) la atenuación de las ondas acústicas incrementa considerablemente (Fee y Matoza, 2013). Los procesos de atenuación acústica son predominantemente clásicos y rotacionales desde la superficie hasta los 160 km de altitud. En los primeros 90 km las estimaciones de la atenuación se consideran precisas, pero arriba de esta altitud existe incertidumbre en la composición y reología de la atmósfera, además de las varias simplificaciones teóricas que conllevan los cálculos (Sutherland y Bass, 2004). Como primera aproximación, la propagación de las ondas de infrasonido se puede estimar de acuerdo a la Ley de Snell. Las ondas acústicas se refractan en capas de la atmósfera donde la velocidad del sonido es menor a la velocidad cerca de la fuente y se reflejan para el caso en donde en las capas atmosféricas la velocidad del sonido es mayor que la velocidad de la fuente, lo que genera el efecto de ducto de propagación de ondas acústicas (Fee y Matoza, 2013). Sin embargo, el índice de refractividad en la atmósfera está en función de la temperatura, la velocidad del sonido y la velocidad y dirección del viento. Los principales ductos a través de los cuales el infrasonido se propaga a escala regional son los que se encuentran en la tropopausa, el ducto estratosférico cerca de la estratopausa (35 – 55 km de altitud) y el ducto termosférico, siendo este último el más eficiente para la propagación de ondas por debajo de los 0.5 Hz. Los ductos en la tropopausa y en la estratósfera son sólo eficientes en el rango de latitudes medias a latitudes altas, existiendo solamente en la dirección de viaje de las corrientes de chorro (jet streams) y del vórtice polar (circumpolar vortex) (Fee y Matoza, 2013; Assink et al., 2019; Matoza et al., 2019a).

1.4 Ondas de infrasonido asociadas con la actividad volcánica

La tecnología relacionada con el monitoreo de la actividad infrasonica generada por la actividad volcánica es de particular importancia para el estudio y el análisis de la dinámica de los sistemas volcánicos. Esto es porque permite monitorear la actividad con instrumentación que no requiere instalarse en la cercanía de las estructuras volcánicas, lo que permite también el estudio de la actividad volcánica

a grandes distancias si ésta es lo suficientemente energética. En conjunto con datos sismológicos aporta mayor información sobre los mecanismos de fuente sub-superficiales y a profundidad de los eventos eruptivos. El análisis de los registros de infrasonido también aportan información de la estructura local, regional y global de la atmósfera. A continuación describiremos brevemente el tipo de señales infrasónicas observadas en diferentes ambientes volcánicos y haremos referencia a algunos trabajos relevantes de éstas.

1.4.1 Tipos de señales infrasónicas

La actividad volcánica varía, principalmente, en función de la composición del magma y el contenido de volátiles. La actividad volcánica genera ondas acústicas en un amplio rango en frecuencia y se pueden observar dependiendo de la distancia fuente-receptor; es decir, las componentes de alta frecuencia serán más energéticas en receptores cerca de la fuente, y conforme aumente la distancia entre el receptor y la fuente, las frecuencias dominantes serán las de baja frecuencia. De manera análoga a la distinción entre tipos de señales sísmicas para la actividad volcánica (Chouet, 2003), se establecen los diferentes tipos de señales de infrasonido que se observan en campo para los diferentes tipos de actividad volcánica. La nomenclatura usada a continuación se basa en el trabajo de Fee y Matoza (2013).

1.4.2 Señales de infrasonido asociadas con la actividad volcánica de baja viscosidad

En las zonas volcánicas de baja viscosidad la composición predominante del magma es basáltico (alto contenido en Fe y Mg, bajo contenido de Si). Como consecuencia, la actividad volcánica en estas zonas es principalmente efusiva con poco contenido de volátiles; aunque son poco frecuentes los eventos explosivos, si existe la emanación continua de gases. Las erupciones de fisura y las fuentes de lava son también características de sistemas de baja viscosidad. Los volcanes Kilauea, en Hawaii, Villarica en Chile, Etna en Italia, y algunos volcanes en Islandia son algunos ejemplos que presentan este tipo de actividad. El tipo de señal observada en este tipo de sistemas es principalmente tremor de banda ancha y armónico, el cual se asocia a la exsolución de gases del magma (Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013; Matoza et al., 2019a). En ocasiones, se presentan explosiones o procesos de desgasificación más violentos, y la señal de infrasonido asociada a estos eventos tiene un comienzo pronunciado e impulsivo cuya amplitud es mayor al nivel promedio, y que decae en el tiempo conforme se estabiliza el sistema (Fee y Garcés, 2009; Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013).

Fee et al. (2009) registra y analiza las señales de infrasonido asociadas a la actividad del cráter Halemá'u del volcán Kilauea en los años 2008 y 2009. La frecuencia dominante del tremor es explicada a través del resonador de Helmholtz y los sobretonos subsecuentes son relacionados con la resonancia acústica en el conducto.

Matoza et al. (2010) analiza los registros de infrasonido asociados a la actividad en el cráter Pu'u 'O'o', Kilauea; el tremor armónico de banda ancha se pudo observar en registros tomados a distancias mayores a 10 km, donde los efectos de la propagación eran notorios y se reflejaban en la baja potencia de la señal. El tremor es asociado a la exsolución pasiva y continua de gases, oscilaciones generadas en el conducto por flujo de fluidos y oscilaciones generadas por nubes de burbujas en el cuerpo magmático. Las frecuencias fundamentales del tremor y los sobretonos asociados son explicados a través de procesos físicos análogos a los que generan el sonido en silbatos o teteras a presión, conocidos como 'hole tones' (Matoza et al., 2010; Fee y Matoza, 2013).

En el volcán de Villarica, Chile, el sistema magmático a cielo abierto produce procesos de desgasificación pasiva que posiblemente generan el tremor infrasónico monotónico registrado, y las frecuencias fundamentales de este tremor también pueden ser explicadas por el resonador de Helmholtz (Cannata et al., 2009; Goto y Johnson, 2011; Fee y Matoza, 2013; Matoza et al., 2019a).

1.4.3. Señales de infrasonido asociadas con la actividad volcánica de viscosidad intermedia

Se ha observado que las señales de infrasonido registradas en sistemas volcánicos que presentan este tipo de actividad presentan una fase inicial compresional con forma de "N" de amplitud pronunciada y seguida de perturbaciones que se asocian a la rarefacción del medio y que colapsan en la coda que puede variar en duración dependiendo de las condiciones de la actividad y del sistema volcánico que genere la actividad (Vergnolle y Brandels, 1994; Vergnolle et al., 1996; Ripepe et al., 2006; Ripepe et al., 2007; Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013; Matoza et al., 2019). La fuente sismoacústica de estas señales se asocia a la presencia de burbujas en la interfaz magma-aire, las cuales oscilan o incluso pueden colapsar antes de llegar a un radio de equilibrio, y la desgasificación pasiva o violenta de la columna de magma dentro del conducto, donde el gas se acumula y se libera en determinados paquetes de gas o *slugs* (Ripepe y Marchetti, 2002; Fee y Matoza, 2013; Matoza et al., 2019). Algunos ejemplos de estas señales se han observado en los volcanes Stromboli, Italia y en el Monte Erebus, Antártida.

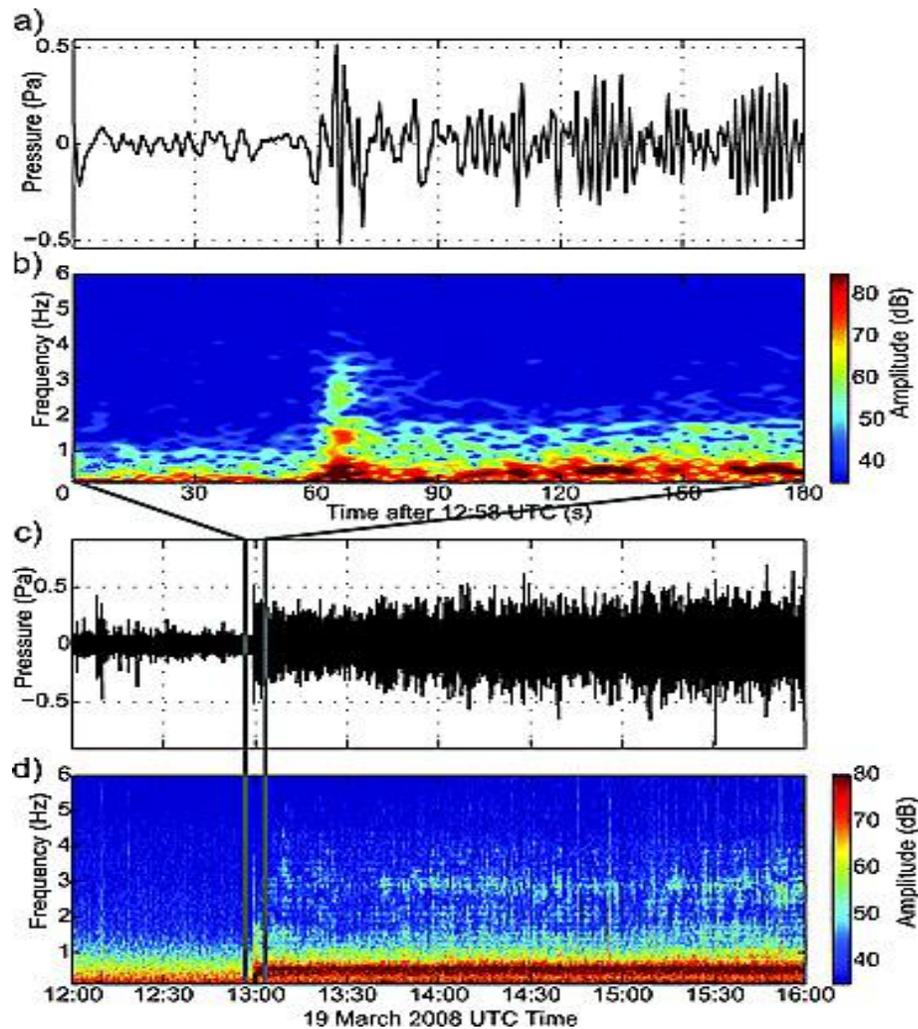


Figura 1.2. Ejemplo de tremor infrasónico generado por un evento de desgasificación en el cráter Halema'uma'u del volcán Kilauea, Hawaii, Estados Unidos. Imagen tomada de Fee et al. (2010) con permiso de la editorial.

Vergnolle et al. (1996) describe que en los registros de ondas de presión del volcán Stromboli se pueden diferenciar tres etapas asociadas a la formación, oscilación y posterior destrucción de burbujas en el cuerpo magmático, cuyas frecuencias dominantes se encuentran dentro del ancho de banda 1 – 9 Hz.

Rowe et al. (2000) analiza la actividad sísmica generada por la actividad eruptiva del Monte Erebus, que consiste de desgasificación pasiva a erupciones Strombolianas que provienen de un lago de magma de composición fonolítica. Determina que las señales acústicas y sísmicas pueden estar asociadas a explosiones múltiples de burbujas, donde la razón entre la energía sísmica y la energía acústica está en función de la región donde se encuentra la burbuja dentro del cuerpo magmático; es decir, las razones de energías más bajas están asociadas a burbujas que rompen cerca de la interfaz aire-magma mientras que las razones más altas provienen de burbujas dentro de la columna magmática.

Ripepe y Marchetti (2002) analizan las señales de infrasonido de la actividad del volcán Stromboli en durante el mes de Septiembre de 1999 con el objetivo de determinar el posible proceso de origen. Observan que existe una clara separación de las señales en términos de sus características temporales sin variación en las frecuencia dominantes; las señales de duración mas corta (3 s) y amplitudes en el rango de 20 – 80 Pa se observan en el flanco NW y señales más largas (de aproximadamente 15 s) con rango de amplitudes en 10 – 30 Pa en el lado SW. La fuente de las señales la atribuyen a la liberación de paquetes de gas, cuya duración está en función de si la desgasificación es violenta o progresiva.

Ripepe et al. (2006) describe las observaciones sísmicas e infrasónicas de la actividad del volcán Stromboli en el periodo de tiempo 1993 – 1994, reportando que encuentran las mismas frecuencias dominantes tanto en la señal infrasónica como en el tremor volcánico.

Matoza et al., (2022) determina, a través de un estudio multiparamétrico que consiste de arreglos de sismómetros de banda ancha y sensores de infrasonido, que el mecanismo generador de señales sísmicas en el volcán Yasur, Vanuatu es el ascenso y el posterior colapso de paquetes de gas (slugs). Si el conducto está abierto a la atmósfera entonces este colapso se propaga como infrasonido. Otros trabajos analizan otros parámetros del campo de ondas sismo-acústico: patrones de radiación acústicos (Jolly et al., 2017), efectos no lineales en la propagación de infrasonido cerca de la fuente (Maher et al., 2022), determinación de los procesos de fuente con base en observaciones sismo-acústicas (Marchetti et al., 2013), validación de modelos atmosféricos (Le Pichon et al., 2006), inversión multi-polar de la fuente (Iezzi et al., 2019), y muchos otros.

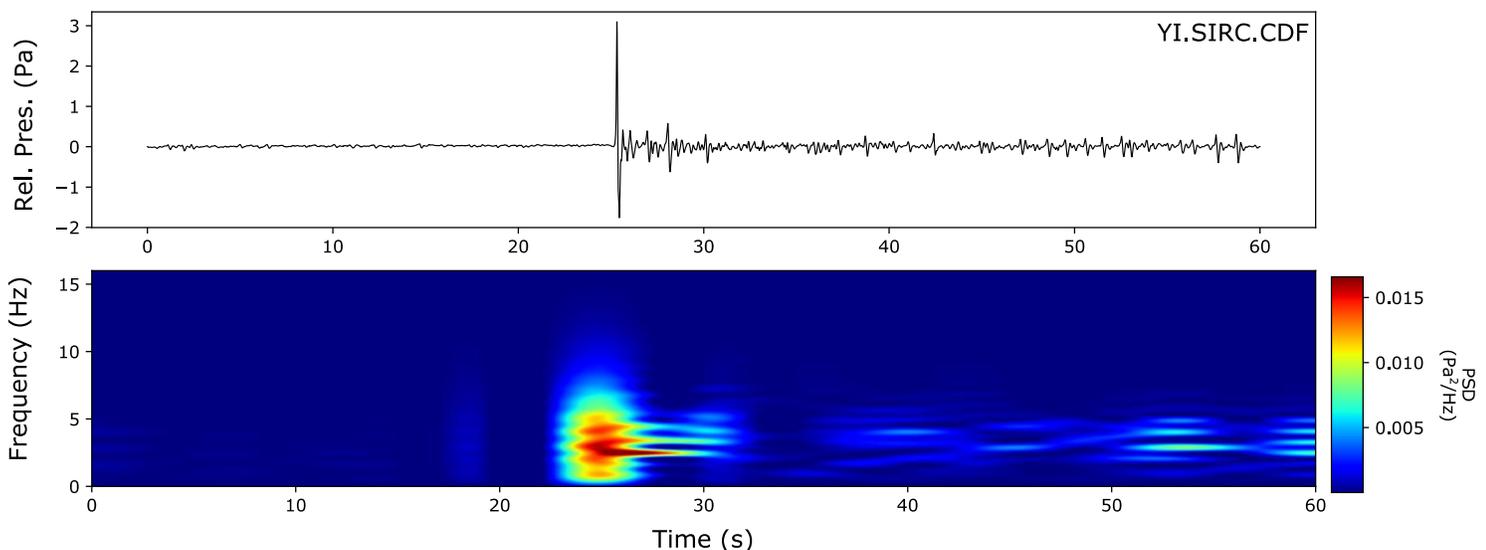


Figura 1.3. a) Señal de infrasonido asociada a la evento eruptivo del volcán Stromboli, Italia del día 2018-05-13 02:56:30 hora UTC. (Instituto Smithsonian, 2018; INGV, 2018). El inicio de esta señal corresponde con la hora mencionada. b) Espectrograma de la señal de infrasonido mostrada en a). El traslape entre ventanas es de 90%. Se observa que las frecuencias dominantes se encuentran en el ancho de banda de 0 a 10 Hz. Este evento fue tomado de la base de datos de la red sismo-acústica temporal del volcán Stromboli administrada por el Instituto Carnegie de Ciencia (McKee et al., 2018).

1.4.4. Señales de infrasonido asociadas con la actividad volcánica de viscosidad alta

Los sistemas volcánicos con magmas muy viscosos pueden llegar a generar tapones en los conductos o domos de lava, que posteriormente llegan a colapsar debido al incremento de presión por la exsolución gradual de los gases del magma, generando explosiones muy violentas y puntuales. Este comportamiento genera señales de infrasonido de baja frecuencia, con amplitudes prominentes y con codas que pueden llegar a durar varias decenas de minutos (Ripepe et al., 2010; Fee et al., 2013; Yokoo et al., 2013; Matoza et al., 2019a). Las señales que provienen de la actividad explosiva volcánica generalmente presentan una forma de onda en N que representan perturbaciones de presión (Morrisey y Chouet, 1997; Fee y Matoza, 2013) seguidas de la coda que se convierte en tremor y, en algunos casos, puede llegar a presentar *gliding* (variación del contenido de frecuencias dominantes de una señal en el tiempo) (Fee y Matoza, 2013).

Garcés et al. (1999) observaron la progresiva evolución de la actividad eruptiva del volcán Sakurajima, Japón a través de sensores sísmicos, infrasónicos y cámaras de video. Determinaron que las señales infrasónicas son más representativas de los procesos físicos originados dentro del conducto volcánico que las señales sísmicas, ya que estas últimas son afectadas por dispersión y difracción.

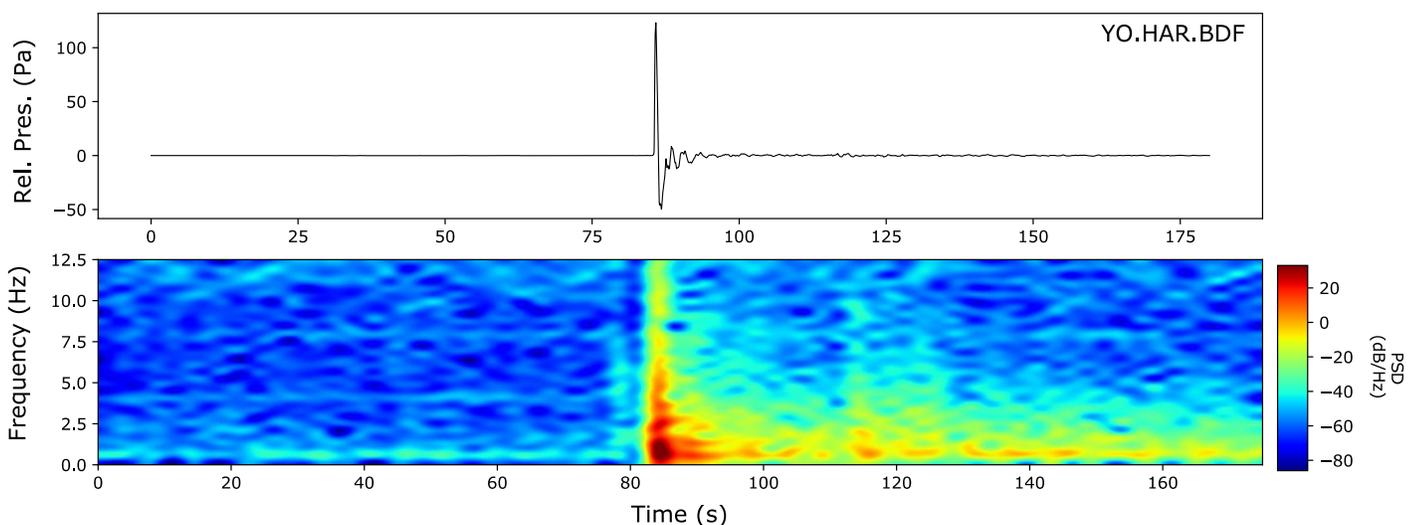


Figura 1.4. a) Señal de infrasonido asociada a evento eruptivo del volcán Sakurajima, Japón del día 2013-07-20 22:32:00 hrs UTC. (Instituto Smithsonian, 2013; JMA, 2013). El inicio de esta señal corresponde con la hora mencionada. b) Espectrograma de la señal de infrasonido mostrada en a). El traslape entre ventanas es de 90%. Se observa que las frecuencias dominantes se encuentran en el ancho de banda de 0 a 5 Hz. Este evento fue tomado de la base de datos de la red de sensores de infrasonido temporal del volcán Sakurajima administrada por el Observatorio Vulcanológico de Alaska.

Johnson et al. (2004) analizaron la actividad explosiva del volcán Santiaguillo, Guatemala usando sensores térmicos, sísmicos y acústicos, calculando las velocidades de ascenso de la pluma eruptiva y llega a la conclusión que no hay una relación directa clara entre las velocidades de ascenso y la energía elástica.

Matoza et al. (2007) analizaron las señales sísmicas e infrasónicas generadas por la actividad del volcán St. Helens en el periodo de tiempo Noviembre 2004 – Marzo 2005 usando dos arreglos de sensores acústicos y sismómetros de banda ancha. Dentro de este trabajo, sugieren que aunque las señales infrasónicas de largo periodo (LP) comparten características similares que los LP sísmicos, éstas están desacopladas sismo-acústicamente. Además, observan que durante las etapas de emisión de gas y ceniza hay una clara diferencia entre la señales infrasónica y sísmica asociadas. Posteriormente, Matoza et al. (2009) asocian a las señales de infrasonido asociadas a los eventos sísmicos LP con los mecanismos de excitación que inician la resonancia en cavidades llenas de fluido que coinciden con los procesos de liberación de gases de fracturas hidrotermales en capas subsuperficiales de roca altamente fracturada (Fee y Matoza, 2013; Matoza et al., 2019a).

1.5 Sismicidad y acoplamiento de ondas de infrasonido al terreno (air-to-ground coupled waves)

Las ondas de infrasonido (o de aire) acopladas al terreno se pueden registrar con sismómetros de banda ancha localizados en la proximidad de los edificios volcánicos desde unos cuantos cientos de metros hasta varios cientos de kilómetros desde la fuente si el evento es muy energético, como fue el caso de la erupción del volcán Hunga Tonga en Enero de 2022 (Matoza et al., 2022) (*ver Capítulo V*). Como se mencionó anteriormente, las ondas generadas por la actividad volcánica se propagan a través de la corteza como ondas sísmicas, o a través de la atmósfera como ondas acústicas. Sin embargo, las ondas sísmicas pueden acoplarse como ondas acústicas a la atmósfera y viceversa (ondas acústicas se acoplan al terreno como ondas sísmicas) debido al contraste de impedancias entre la corteza y la atmósfera. Este acoplamiento es de gran interés en el campo de la sismología volcánica y ha sido ampliamente estudiado en diferentes volcanes alrededor del mundo (Garcés y Hansen, 1998;

Ruiz et al., 2006, Johnson et al., 2007; Waite et al., 2008; De Angelis et al., 2012; Fee et al., 2016; Smith et al., 2016; McKee et al., 2019; Ichihara et al., 2012, 2021; Matoza et al., 2014, 2019b).

Uno de los primeros trabajos que analiza el fenómeno de acoplamiento de la onda acústica en el terreno fue realizado por Bass (1980). En éste, se realizan mediciones experimentales de la propagación de ondas acústicas mediante técnicas de análisis de refracción sísmica usando fuentes suspendidas en el aire para determinar la dependencia del acoplamiento de la onda de presión con la frecuencia.

Posteriormente, Ben-Menahem y Singh (1981) describen analíticamente como se acoplan las ondas de presión con el medio sólido. A diferencia de las ondas acústicas, para que exista un acoplamiento de un medio fluido con un medio sólido se requiere que la interfase entre ellos tenga características elásticas. Si se supone que un campo de ondas de amplitud unitaria incide sobre una interfase entre un medio fluido y un medio sólido, entonces el campo de desplazamientos se describe a través de las ecuaciones

$$u_{EW} = \frac{-(iP_0 \hat{c} \sin \epsilon)}{(4\omega\mu')e^{i\chi_0}} \quad (1.3)$$

$$u_{NS} = \frac{-(iP_0 \hat{c} \cos \epsilon)}{(4\omega\mu')e^{i\chi_0}} \quad (1.4)$$

$$u_z = \frac{-P_0 \hat{c}}{2\omega(\lambda' + \mu')e^{i\chi_0}} \quad (1.5)$$

$$\chi_0 = \omega \left(t - \frac{x}{\hat{c}} \right) \quad (1.6)$$

donde λ' y μ' son las constantes de Lamé para el medio sólido, \hat{c} es la velocidad de fase en el medio fluido, ϵ es el ángulo de rotación con respecto al norte entre sistemas de referencia, P_0 es la onda de presión incidente, que depende de la fuente de ondas acústicas y del medio de propagación, ω es la frecuencia angular y x apunta en la dirección radial. De estas ecuaciones, se deduce que el acoplamiento de la onda acústica en el medio sólido genera ondas de Rayleigh que se propagan en dirección x y con velocidad \hat{c} (Ben-Menahem y Singh, 1981).

Sabatier (1986) modela el acoplamiento y la propagación de la onda de aire en un medio sólido compuesto por una capa sólida poroelástica que descansa sobre un semiespacio homogéneo no poroso. Posteriormente, sus trabajos se extienden a describir analíticamente la función de transferencia sísmica de este medio.

Ichihara et al. (2012) proponen una metodología para discriminar entre ruido y señales de infrasonido calculando la función de correlación cruzada entre la componente vertical de los registros de un sismómetro colocado junto a un sensor de infrasonido. Esta metodología es usada en registros sismo-acústicos de los volcanes Shinmoe-dake y Asama, Japón. Posteriormente, Matoza et al. (2014) determinan que el cálculo de la coherencia entre la señal sísmica y la señal de infrasonido complementa esta metodología al reducir el tiempo en la búsqueda sistemática de los anchos de banda en los cuales tanto la señal sísmica como la señal infrasónica se encuentren correlacionadas; esta metodología usan en registros sismo-acústicos de los volcanes Redoubt, Alaska, Tungurahua, Ecuador y el Monte St. Helens, Estados Unidos.

Matoza et al. (2019) caracterizan las señales sismo-acústicas provenientes del volcán Popocatepetl, México a través del arreglo de estaciones infrasónicas ATLI co-locado con un sismómetro de banda ancha en el periodo de tiempo de Septiembre 2017 – Junio 2018. Aunque la mayoría de la actividad infrasónica en el área también proviene de las zonas antropogénicas aldeañas, obtienen registros de infrasonido y sísmicos de cinco eventos explosivos del mes de Noviembre 2017. Los registros de desplazamiento verticales sísmicos y las señales de infrasonido están altamente correlacionados, donde las señales de desplazamiento están invertidas con respecto a las señales de infrasonido. Este comportamiento se observa en las señales del sismómetro en ATLI como en los registros de la estación PPIG, localizada aproximadamente a 5 km del volcán y a 11 km del arreglo ATLI. La técnica empleada y los resultados obtenidos se describen en el Capítulo 2.

Novoselov et al. (2020) proponen un arreglo experimental de estaciones infrasónicas y estaciones sísmicas para estudiar el acoplamiento al terreno de las ondas de presión generadas por petardos a diferentes alturas. Encuentran que el 2% de la energía acústica logra penetrar al terreno como ondas superficiales. El resto de la energía es reflejada de nuevo a la atmósfera.

Mendo-Pérez et al. (2021) desarrollaron un algoritmo basado en las técnicas ampliamente estudiadas de reconocimiento de patrones (template matching) para buscar sistemáticamente las ondas de aire acopladas al terreno en los registros sísmicos de desplazamiento en la estación PPIG del volcán Popocatepetl, México. Determinan que los registros sísmicos con ondas de aire acopladas al terreno

asociadas están relacionadas con eventos eruptivos moderados, y estos registros comparten características temporales similares con las señales LP Tipo I observadas en el periodo de tiempo de Noviembre 1999 – Julio 2000 (Arciniega – Ceballos et al., 2008) implicando que la actividad del volcán Popocatepetl se ha mantenido estable en los últimos 30 años. La técnica empleada y los resultados obtenidos se describen y discuten a detalle en el Capítulo 3.

Capítulo II. Caracterización de señales sismo-acústicas obtenidas con el arreglo ATLI

2.1 Introducción

El monitoreo de los volcanes con tecnología de infrasonido permite la vigilancia en tiempo real de la actividad volcánica global. Esto se debe a que, por una parte, diferentes instituciones alrededor del mundo han instalado infraestructura permanente para vigilar la actividad de algunos de los volcanes más activos en el mundo. Por otra parte, la infraestructura especializada para la vigilancia de la actividad nuclear en el mundo, el sistema internacional de monitoreo (IMS) del CTBTO, obtiene continuamente registros de este parámetro y sirve también como monitor de la actividad volcánica global. La mayoría de esta infraestructura está instalada en arreglos de estaciones, que permiten resaltar las

fases coherentes de las señales infrasonicas y eliminan el ruido al usar determinadas técnicas de procesamiento. En este capítulo abordamos los conceptos básicos del procesamiento de datos obtenidos por arreglos de estaciones y presentamos a ATLI, un arreglo temporal conformado por cuatro sensores de infrasonido banda ancha Hyperion IFS-3111 que estuvo localizado a 16 km SE del volcán Popocatepetl cuyo objetivo principal era la detección de las señales sismo-acústicas provenientes de la actividad volcánica. En Matoza et al. (2019) se usaron los métodos STA/LTA y de correlaciones progresivas multicanal (PMCC) para identificar las formas de onda infrasónicas provenientes de la actividad volcánica, por lo que en este capítulo usamos el algoritmo de detección basado en el cálculo de F-fisher y el método fk. Presentamos las principales características de las señales sismo-acústicas de los eventos eruptivos detectados en el periodo de octubre 2017 – junio 2018, que concuerdan con los resultados obtenidos por Matoza et al. (2019). La mayoría de la información contenida en este capítulo está basada en la siguiente publicación: Matoza, R. S., Arciniaga-Ceballos, A., Sanderson, R. W., Mendo-Pérez, G., Rosado-Fuentes, A., & Chouet, B. A. (2019b). *High-Broadband Seismoacoustic Signature of Vulcanian Explosions at Popocatepetl Volcano, Mexico*. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 148 – 157 pp. <https://doi.org/10.1029/2018GL080802>

2.2. Arreglos de estaciones

Los arreglos de estaciones están compuestos por tres o más estaciones que se instalan en determinadas geometrías con el objetivo de resaltar señales incidentes coherentes y suprimir el ruido. Su uso se remonta a la década de 1960 y se usan las mismas técnicas que se aplican en radioastronomía y en telecomunicaciones. A través del uso estas técnicas de procesamiento para arreglos de estaciones se mejora la relación señal-ruido (SNR) de las señales, lo que resalta diferentes fases sísmicas, o infrasónicas, que pueda contener un registro. Además, permite determinar parámetros como la dirección a la fuente y la velocidad con la que se propaga el frente de onda. Su uso se ha demostrado eficaz en el estudio de la sismicidad en ambientes tectónicos (Chouet, 1996; Rost and Thomas, 2002; Schweitzer et al., 2012). Uno de los principales usos de los arreglos sísmicos y de infrasonido es el monitoreo de la actividad nuclear en el mundo. El Sistema de Monitoreo Internacional (IMS) de la Organización del Tratado de Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares (CTBTO) cuenta con 170 estaciones sísmicas, 11 estaciones hidroacústicas, 60 estaciones infrasónicas y 80 estaciones de detección de radionúclidos alrededor del mundo.

Los arreglos de estaciones sísmicas son de gran utilidad en el estudio de la actividad volcánica. Chouet et al. (1998) usa dos arreglos con geometrías distintas para estudiar las propiedades del tremor generado por la actividad del volcán Stromboli y determinar la variación en la velocidad de las ondas sísmicas en función de la profundidad para las capas más someras. Las estaciones del IMS también han

sido ampliamente usadas para monitorear y analizar la actividad volcánica en diferentes partes del mundo. Matoza et al. (2018) analizaron las señales sismo-acústicas generadas por la erupción VEI 4 del Volcán Calbuco, Chile en abril de 2014 y registradas en cinco estaciones del IMS con el fin de demostrar que es posible detectar, localizar y caracterizar eventos eruptivos usando señales de infrasonido de largo alcance. Metz et al. (2016) detectaron las fases T que se propagan en el océano y caracterizaron la actividad volcánica submarina del volcán Monowai, en el Océano Pacífico Sur usando estaciones hidroacústicas del IMS, demostrando la capacidad de estas estaciones para monitorear la actividad volcánica submarina.

Los arreglos de estaciones se usan bajo el principio de que el frente de onda incidente es plano y lineal. Estas premisas son válidas para distancias fuente-receptor mayores a 10 km; en arreglos cercanos a la fuente dejan de ser válidas debido a los efectos no lineales en el campo de ondas cercano. La distancia entre las estaciones de un arreglo está en función de la longitud de onda del frente de onda incidente. En principio, los parámetros que se estiman son el ángulo de incidencia vertical y el backazimuth, que determinan la dirección de propagación del frente de onda. La relación entre el backazimuth y el ángulo de incidencia vertical están en función del vector de lentitud \mathbf{u} cuyas componentes son (Rost y Thomas, 2002)

$$\mathbf{u} = (u_x, u_y, u_z) = \left(\frac{\sin \theta}{v_{app}}, \frac{\cos \theta}{v_{app}}, \frac{1}{v_{app} \tan i} \right) \quad (2.1)$$

donde v_{app} es la velocidad aparente del frente de onda, i es el ángulo de incidencia vertical y θ es el backazimuth, que se define como el ángulo que se forma entre el Norte y la dirección de propagación del frente de onda en sentido de las manecillas del reloj.

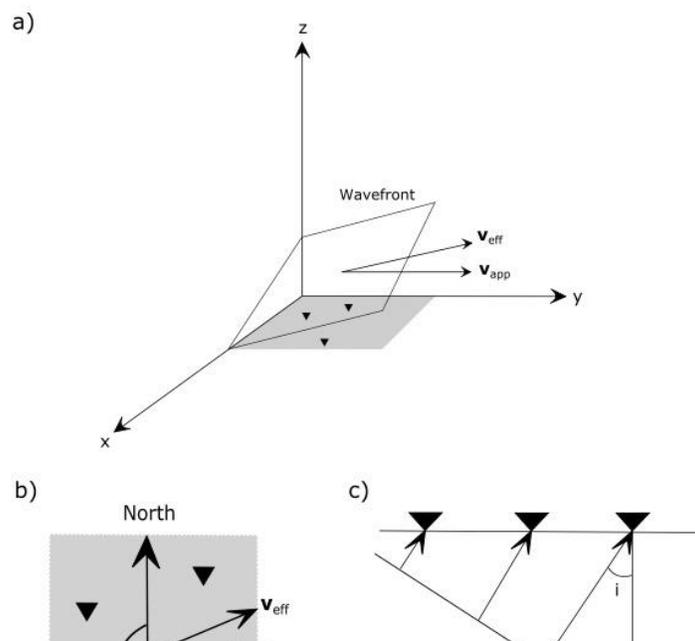


Figura 2.1 a) Esquema en tres dimensiones de un arreglo de tres estaciones (triángulos negros invertidos) a través del cual viaja un frente de onda plano con velocidad v_{eff} . b) Proyección del frente de onda en el plano xy; el backazimuth θ se señala como el ángulo formado entre la dirección de propagación del frente de onda (misma dirección que v_{eff}) y el norte geográfico. La velocidad v_{app} es la componente de v_{eff} sobre el plano xy. c) Vista en el plano xz de la incidencia del plano en cada una de las estaciones. El ángulo formado entre la dirección de propagación del frente de onda plano y la vertical es el ángulo de incidencia i . Imagen basada en las mostradas en Rost y Thomas (2002) y Evers (2008).

2.3 Métodos de detección en arreglos de estaciones

Los métodos que se describen a continuación son los más comúnmente utilizados para la detección de eventos, tanto en ambientes volcánicos como en ambientes tectónicos, en bases de datos de arreglos de estaciones.

2.2.1 Método STA/LTA

Este método es usualmente utilizado para mantener registro del nivel de ruido promedio de la señal y buscar por cambios instantáneos en la amplitud de un registro. Se calculan promedios de la amplitud en dos ventanas de tiempo: En la ventana STA (short-term average) se monitorean los cambios de amplitud en pequeños intervalos de tiempo y en la ventana LTA (long-term average) se mantiene registro del nivel de ruido promedio. La razón STA/LTA se calcula continuamente en el tiempo, y se declara una detección o presencia de un evento cuando esta razón sobrepasa un valor umbral STA/LTA que es predefinido por el usuario (Trnkoczy, 1999).

2.2.2 Método de Correlación Cruzada Multiestación Progresiva (PMCC)

Esta técnica consiste en el cálculo de los parámetros del frente de onda incidente (backazimuth, velocidad, aparente y amplitud RMS) en un arreglo de estaciones. Las estaciones del arreglo se subdividen en tercias o sub-arreglos, y en cada uno de estos se calculan valores de correlación entre pares de estaciones. Posteriormente, se aplica grid search para la búsqueda de los valores mínimos de tiempos de retraso de la llegada de la señal, que esta estrechamente ligada con la dirección y la velocidad del frente de onda. Las correlaciones se calculan en ventanas de tiempo con diferentes porcentajes de traslape y en diferentes rangos de frecuencia (Cansi, 1995; Cansi y Klinger, 1997; Okal y Cansi, 1998; Ripepe et al., 2007; Le Pichon et al., 2010; Matoza et al., 2011; 2013; Runco, 2013; Ceranna et al., 2019).

2.2.3 F-Fisher

Inicialmente propuesto por Melton and Bailey (1957) el detector se basa en la distribución estadística F propuesta por Fisher (1948). Se calcula la razón (Melton and Bailey, 1957; Evers, 2008)

$$F = \frac{T(N-1)}{N(T-1)} \frac{\sum_{t=1}^T (\sum_{n=1}^N x_{nt})^2 - \frac{1}{T} (\sum_{t=1}^T \sum_{n=1}^N x_{nt})^2}{\sum_{t=1}^T \sum_{n=1}^N x_{nt}^2 - \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (\sum_{n=1}^N x_{nt})^2} \quad (2.2)$$

donde x_{nt} es la t -ésima ventana de tiempo registrada por el sensor n del arreglo; esta definición se basa en la definición descrita por Evers (2008). La distribución F cuantifica la razón entre varianzas de dos variables aleatorias con respecto a las varianzas de dos poblaciones (de las cuales fueron tomadas las variables aleatorias) con distribución normal. Se establecen dos hipótesis a probar H_0 y H_1 donde H_0 indica que en el registro sólo hay ruido sin correlación alguna y en H_1 hay una señal coherente. Esta relación se representa a través de la ecuación

$$x_{nt} = \bar{x} + \alpha_t + \varepsilon_t \quad (2.3)$$

donde x_{nt} es el registro, \bar{x} es la media de la señal, α_t es la diferencia entre la media del registro y la media general y ε_t es el error en la señal (Evers, 2008). Si la hipótesis H_0 es verdadera, entonces $\alpha_t = 0$ y el registro sólo contiene ruido y si H_1 es verdadera entonces $\alpha_t \neq 0$ y hay presencia de una señal dentro del registro.

A comparación del método PMCC, el método F-fisher es más directo de calcular debido a que no es necesario dividir en subarreglos. Matoza et al. (2019) aplica los métodos de STA-LTA y PMCC para identificar las señales infrasónicas de origen volcánico, por lo que en este capítulo se usa el método F-fisher para observar las similitudes o diferencias entre los eventos detectados.

2.3 Procesamiento de señales en arreglos de estaciones

2.3.1. Beamforming

Incrementar la relación señal-ruido (SNR) de la señales de un evento implica resaltar las señales que tienen coherencia entre los registros de las estaciones del arreglo y suprimir el ruido que no es coherente. Esto se logra a través del método de *Beamforming*, (o 'delay-and-sum'), en el cual se suman todas las señales desplazadas en el tiempo y normalizadas con respecto al número de estaciones del arreglo. Esto es,

$$S(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i(t + \tau) \quad (2.4)$$

donde N es el número de estaciones, $x_i(t+\tau)$ representa cada uno de los registros desplazados en el tiempo y τ es el tiempo de retraso que existe entre el tiempo de llegada entre la señal x_i y la estación de referencia o el tiempo en el cual el frente de onda debe llegar al centro del arreglo. τ está en función de la posición \mathbf{r} entre la estación y el punto de referencia y el vector de lentitud \mathbf{u} . Entonces la ec. (2.3) puede reescribirse como

$$S(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i(t + \vec{r} \cdot \vec{u}) \quad (2.5)$$

2.3.2. Método f_k (frecuencia – número de onda)

Este método permite estimar la velocidad aparente y el vector de lentitud del frente de onda con base en la diferencia de tiempos de arribo entre estaciones del arreglo. La siguiente nomenclatura está basada en trabajo de revisión de arreglos sísmicos realizado por Rost y Thomas (2002). La transformada de Fourier de la ec. (2.3) es

$$S(\omega) = \frac{1}{N} \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{i=0}^N x_i(t + \mathbf{r} \cdot \mathbf{u}) e^{-i\omega t} \quad (2.4)$$

De acuerdo con el teorema de Parseval, la energía se puede calcular a través de la relación

$$E(\mathbf{k}) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |S(\omega)|^2 \left| \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N e^{-i2\pi t \mathbf{k} \cdot \mathbf{r}} \right| \quad (2.5)$$

donde \mathbf{k} es el número de onda y $S(\omega)$ es la transformada de Fourier de $s(t)$; la dependencia entre el número de onda y la lentitud es (Rost y Thomas, 2002). Si tenemos una registro con dos fases cuyas lentitudes son \mathbf{u}_0 y \mathbf{u} entonces la ec. (2.5) se puede reescribir como

$$E(\mathbf{k}) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |S(\omega)|^2 \left| \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N e^{-i2\pi t (\mathbf{k} - \mathbf{k}_0) \cdot \mathbf{r}} \right|^2 \quad (2.6)$$

donde el término que lleva la suma se conoce como la Función de Respuesta del Arreglo,

$$A(\mathbf{k} - \mathbf{k}_0) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N e^{-i2\pi t (\mathbf{k} - \mathbf{k}_0) \cdot \mathbf{r}} \quad (2.7)$$

La componente $|S(\omega)|^2$ es la densidad espectral de energía (PDS) de la señal que se relaciona con la energía que contiene y la función de respuesta del arreglo $A(\mathbf{k} - \mathbf{k}_0)$ determina la sensibilidad del arreglo de registrar ondas incidentes a determinadas frecuencias. La energía de una onda monocromática donde la PDS está normalizada es igual a la función de respuesta del arreglo.

De acuerdo a la Ec. (2.6), la densidad espectral de energía ahora se encuentra definida en el plano $f-k$ del cual se puede obtener el backazimuth y el vector de lentitud. De \mathbf{k} podemos obtener

$$|\mathbf{k}| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} = \frac{2\pi}{|u|} \quad (2.8)$$

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{k_y}{k_x}\right) \quad (2.9)$$

El cálculo en el dominio f_k del vector de lentitud \mathbf{u} y del backazimuth θ sólo puede realizarse en ventanas pequeñas de tiempo debido a la ambigüedad que pueden encontrarse en las estimaciones de estos parámetros. Es por esto que para registros largos se aplica f_k en una ventana de tiempo de determinada longitud y que se desplaza en el tiempo; es decir, el registro se divide en ventanas de tiempo con cierto porcentaje de traslape entre ventanas y se calcula f_k para estas ventanas (Rost y Thomas, 2002).

2.4 Descripción del sitio y de la base de datos: Arreglo ATLI

El arreglo ATLI fue un arreglo sismo-acústico que estuvo operando durante el periodo de Septiembre 2017 – Junio 2018. El arreglo estuvo localizado en la comunidad de San Baltazar Atlimeyaya, Puebla, México ($18^\circ 59' 20.24''$ N, $98^\circ 28' 35.14''$ E) a 16 km SE del volcán Popocatepetl. El arreglo estuvo conformado por cuatro sensores de infrasonido de banda ancha Hyperion IFS-3111 y un sismómetro de banda ancha Trillium Posthole Compact 120 s. Todos los sensores se instalaron usando un digitalizador REF TEK 130S de 24 bits. La respuesta plana de los instrumentos está dentro del rango de 0.01 – 100 Hz; la tasa de muestreo usada es de 200 Hz. Los sensores se instalaron en un arreglo triangular: en los vértices del arreglo se instalaron tres de los sensores y el cuarto es el elemento central del arreglo, el cual fue co-locado junto con el sismómetro, donde la separación máxima entre sensores de infrasonido fue de 60 m (ver Figura 2.1) (Matoza et al., 2019).

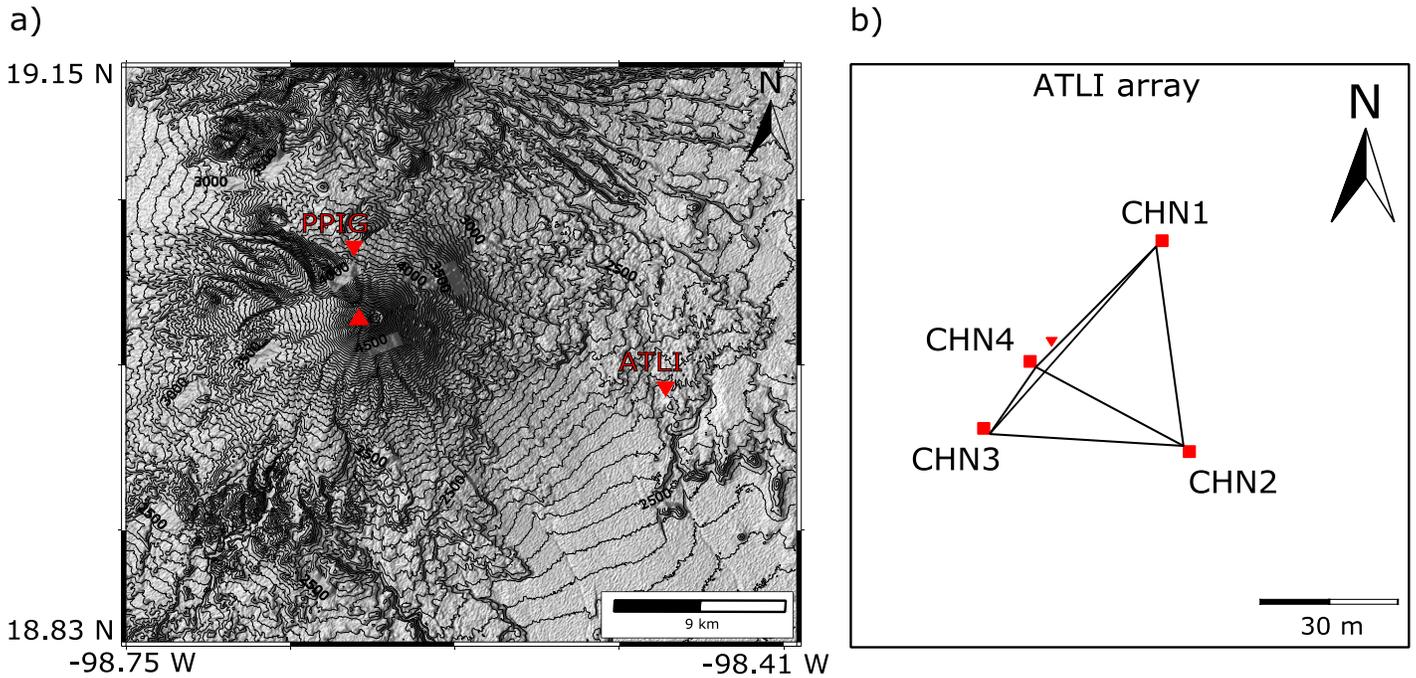


Figura 2.2 a) Mapa de ubicación del volcán Popocatepetl, de la estación sísmológica PPIG y del arreglo ATLI. b) Geometría del arreglo ATLI; los cuadrados representan los sensores de infrasonido y el triángulo invertido representa al sísmómetro de banda ancha.

2.5 Resultados y discusión

Se sigue la metodología propuesta por Evers (2008) para la detección de los eventos usando la razón F . Se define una malla de 2500 pares de valores de componentes de vector de lentitud u_x , u_y en el rango de -0.005 a 0.005 s/m. Los registros se dividen en ventanas de tiempo con determinado porcentaje de traslape entre ventanas y se filtran en los rangos de frecuencia de interés. Para cada ventana de tiempo, se calculan tiempos de retraso con los 2500 pares de componentes del vector de lentitud, se genera el rayo resultante (beam) con las ventanas de tiempo de cada sensor y se ejecuta el detector F . Si existe una señal coherente en los registros de los sensores del arreglo entonces ésta corresponde al valor más alto del detector (Evers, 2008). Para cada par de componentes de \mathbf{u} se calculan el backazimuth y la velocidad aparente horizontal del frente de onda acústica. Las señales de infrasonido se filtraron en el ancho de banda 0.01 - 5 Hz y se usaron ventanas de tiempo de 100 s con 90% (10 s de desfase) de traslape entre ventanas; el valor umbral del detector se estableció en tres veces la media de la razón F .

Con base en estos parámetros, el detector encontró un total de 5 eventos en el periodo octubre – diciembre 2017: 1) 2017-11-04 (día Juliano 308) 20:41:22 hrs, 2) 2017-11-06 (día juliano 310) 22:54:28 hrs, 3) 2017-11-10 (día Juliano 314) 13:35:35 hrs, 4) 2017-11-24 (día juliano 328) 23:55:47 hrs y 5)

2017-11-25 04:53:21 (día Juliano 329) hrs; todas las horas reportadas son UTC. El detector F también se ejecutó usando los registros de infrasonido del periodo enero – junio 2018, sin embargo Durante este periodo de tiempo no se encontraron eventos que correspondan a la actividad eruptiva del volcán Popocatépetl. Esto se debe principalmente a que hubo problemas de operación con los sensores del ATLI a partir desde enero 2018, lo que afectó el funcionamiento de los canales en este periodo de tiempo.

En la Figura 2.3 se muestran los valores de F, backazimuth y velocidad aparentes calculados para el evento 1). El backazimuth y la velocidad aparente de este evento son de 284.9° y 322.07 m/s respectivamente, que coincide con la ventana de tiempo donde la señal se encuentra contenida y del valor máximo del detector, y el backazimuth corresponde con la dirección del volcán con respecto a la localización del arreglo ATLI, comprobando que se trata de una señal de infrasonido de actividad volcánica. Estos mismos valores de backazimuth y de velocidad aparente se obtuvieron para el resto de los eventos (ver Apéndice B).

La señal sísmica de este evento tiene una duración de 100 s donde se pueden apreciar dos componentes principalmente: el primero que tiene una duración de 50 s con comienzo emergente cuya amplitud crece durante 10 s hasta empezar a decaer, y un segundo componente, con duración de 50 s, que al comienzo presenta un pico prominente con amplitud negativa prominente (la más grande de la señal) que decae durante aproximadamente 25 segundos hasta alcanzar el nivel de amplitud promedio de la señal.

El rango de frecuencias de las señal de infrasonido están en el rango $0.01 - 5$ Hz (Figura 2.4b) siendo la más dominante del rango en 0.8 Hz. En el registro sísmico, el rango de frecuencias de la señal está contenida en el rango de 0.1 a 50 Hz aproximadamente. Dentro del rango del espectro de amplitud de la señal sísmica se observan dos subrangos dominantes: el primer subrango es de baja frecuencia (0.2 a 1 Hz) que coincide con el mismo rango donde se encuentra la componente dominante de la señal de infrasonido, y en el segundo subrango (1 a 10 Hz) se encuentra la componente dominante de la señal sísmica (2.5 Hz).

Con el objetivo de determinar la relación entre la señal sísmica y la señal de infrasonido, calculamos la función de correlación y la coherencia entre las señales. La función de correlación se define como

$$R[\tau; W; P] \sim R[\tau; w_{in}, p_{in}] + R[\tau; w_{in}, H_{wp} w_{in}] + R[\tau; H_{pw} p_{in}, P_{in}] \quad (2.10)$$

donde τ es el tiempo de retraso entre las dos señales, W es el registro sísmico, P es el registro de infrasonido, w_{in} es la señal sísmica incidente, p_{in} es la señal de presión incidente, H_{wp} es la función de transferencia entre la señal sísmica y la señal de infrasonido, y H_{pw} es la función de transferencia entre la señal de infrasonido y la señal sísmica (Ichihara et al., 2012). De acuerdo con los autores del método, el término $R[\tau; H_{pw}p_{in}, P_{in}]$ de la Ec. (2.10) es dominante en el registro en presencia de una onda de presión incidente. Como consecuencia, al calcular la correlación en diferentes ventanas de tiempo se pueden reconstruir patrones de correlación en donde se observan las secciones en las cuales es dominante el acoplamiento H_{pw} .

El cálculo de la correlación está limitado a un solo ancho de banda, por lo que mapear el acoplamiento en todo el rango de frecuencias disponible requiere de calcular la correlación para cada subrango de frecuencias. Una práctica usual para observar la correlación entre las señales sísmicas y acústicas en todo el rango es la de calcular la *coherencia* entre dos señales sin filtrar, que se define como

$$\gamma_{wp}^2 = \frac{|S_{wp}|^2}{S_{ww}S_{pp}} \quad (2.11)$$

donde S_{ww} y S_{pp} son los espectros de potencia de la señal sísmica y la señal de infrasonido respectivamente, y S_{wp} es el espectro de potencia cruzado entre la señal sísmica y la señal de infrasonido.

Calculamos las funciones de correlación y la coherencia entre ambas señales de los eventos detectados en el arreglo ATLI. Las amplitudes máximas de la función de correlación (Figura 2.4 panel e) se observan justo en la ventana de tiempo donde está presente la señal infrasónica y la señal sísmica. De la misma manera, los valores de coherencia más altos entre la señal sísmica y de infrasonido se encuentran en las ventanas de tiempo donde está presente la señal de infrasonido, y esta coherencia se extiende hasta los 40 Hz; sólo al inicio de la ventana de tiempo se observa que la coherencia domina en las bajas frecuencias, posteriormente, la coherencia sólo es alta en frecuencias arriba de los 20 Hz.

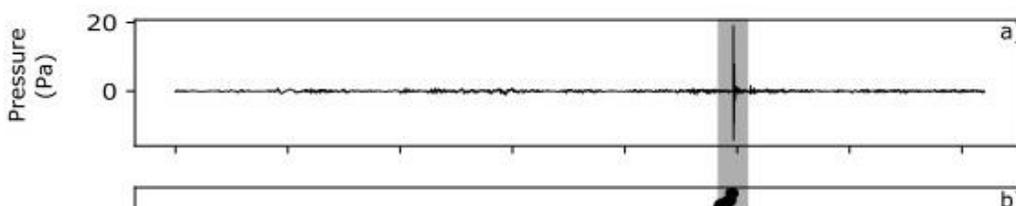


Figura 2.3. a) Señal de infrasonido del evento del día 2017-11-04 22:41:22 UTC registrado por el canal CHN4 con tasa de muestreo de 200 s. b) Valores de la razón F calculados para cada ventana de tiempo. c) Valores del backazimuth y d) velocidad aparente del frente de onda incidente calculados usando ventanas de 100 s con traslape entre ventanas de 90 s. El recuadro gris indica la ventana de tiempo que contiene al evento.

Los resultados anteriores indican que, para estos eventos, el acoplamiento de las ondas de presión en las señales sísmicas dominan en los registros de ATLI. Esta fase, comúnmente conocida como la fase de aire acoplada al terreno (air-to-ground coupled phase), es la onda de presión que ha sido transferida en el terreno y se ha acoplado como ondas superficiales.

En los registros de desplazamiento es más evidente esta fase de aire que en los registros de velocidad. En la Figura 2.5a se observa el registro de desplazamiento (línea roja) obtenido a partir de la señal sísmica de ATLI. A diferencia del registro de velocidad, la componente de alta frecuencia no está presente lo que permite que se observe las componentes de baja frecuencia de la señal sísmica. Al comparar ambos registros (Figura 5.2) se puede ver que la fase de aire acoplada en el registro de desplazamiento tiene un desfase de 180° con respecto a la señal de infrasonido.

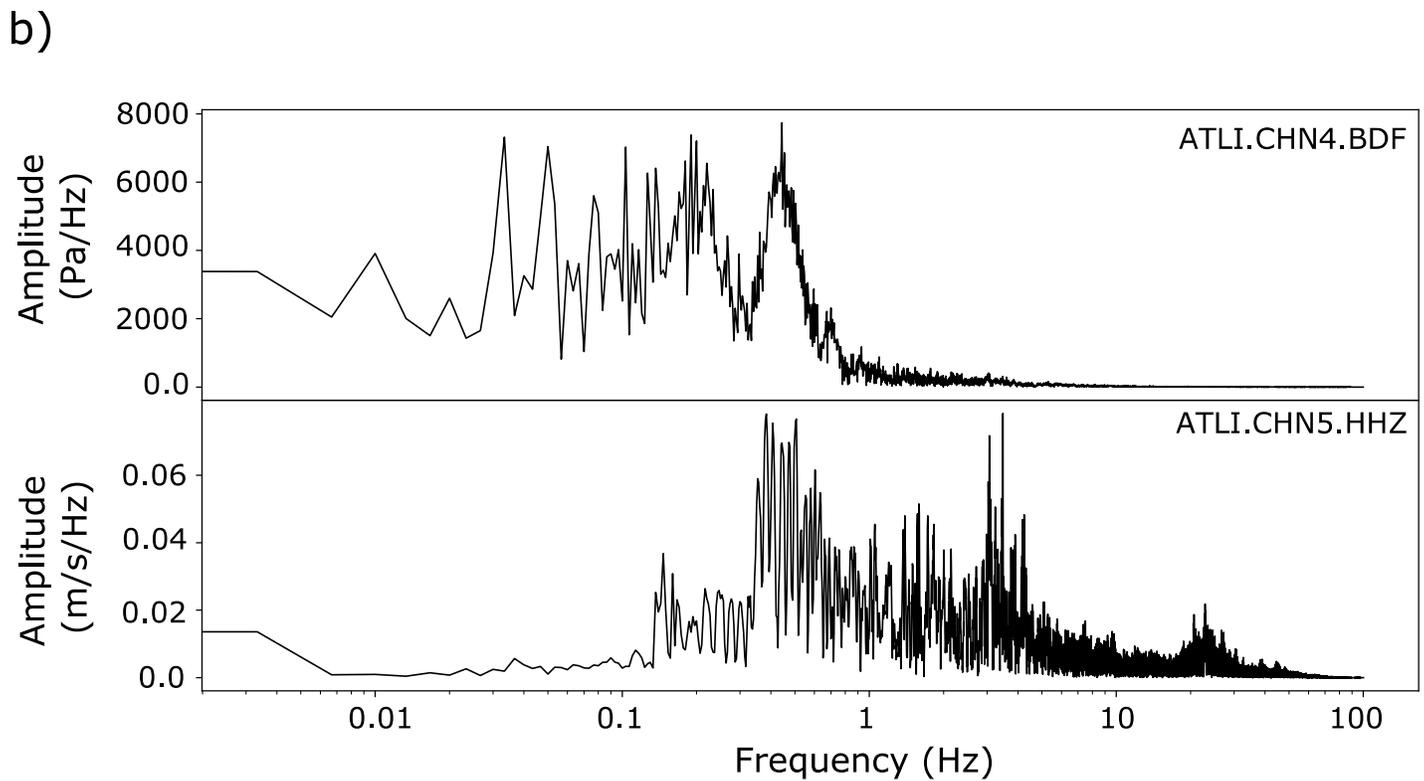
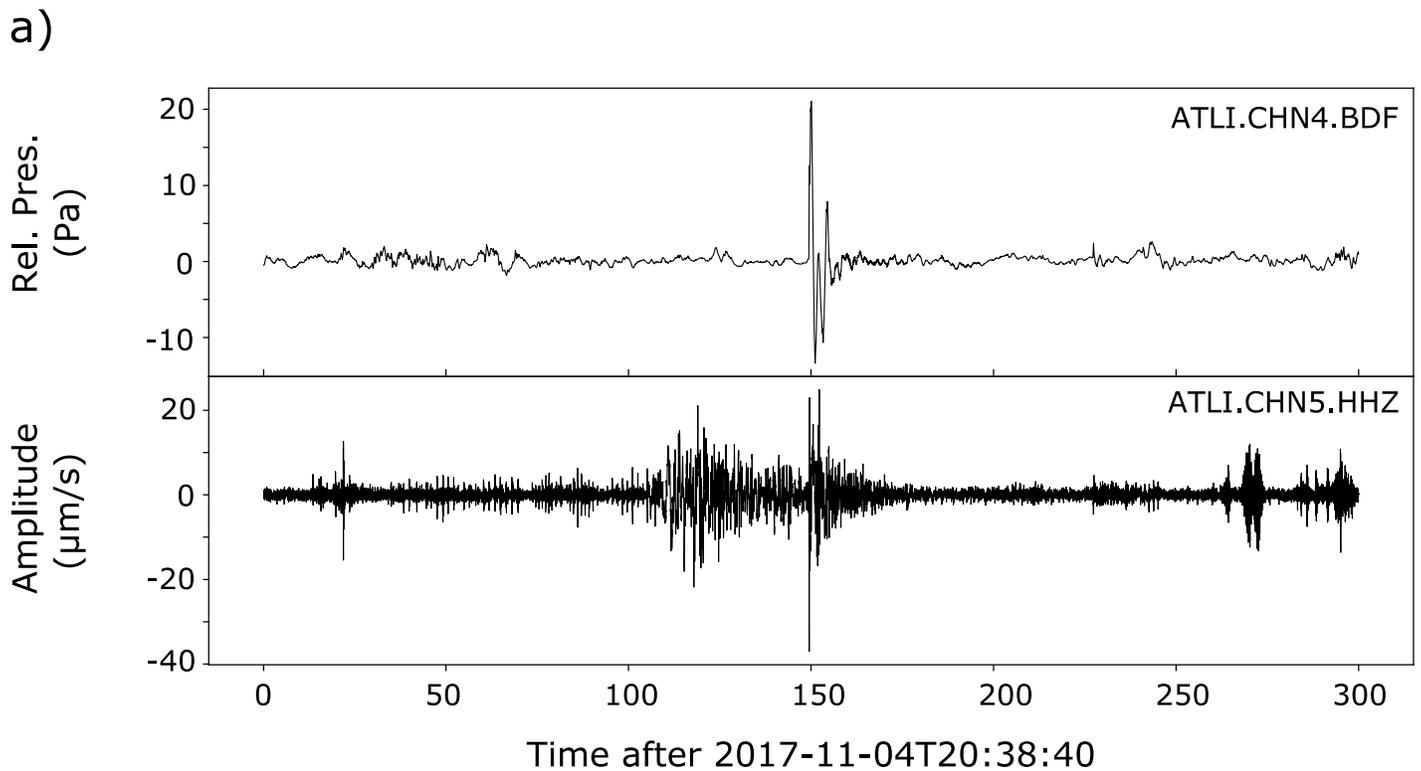


Figura 2.4. a) Formas de onda de la señal de infrasonido registrado por el canal CHN4 (BDF) y de la señal sísmica (HHZ) del evento del día 2017-11-04 22:41:22 UTC con tasa de muestreo de 200 s. b) Espectros de amplitud de la señal de infrasonido (BDF) y de la señal sísmica (HHZ).

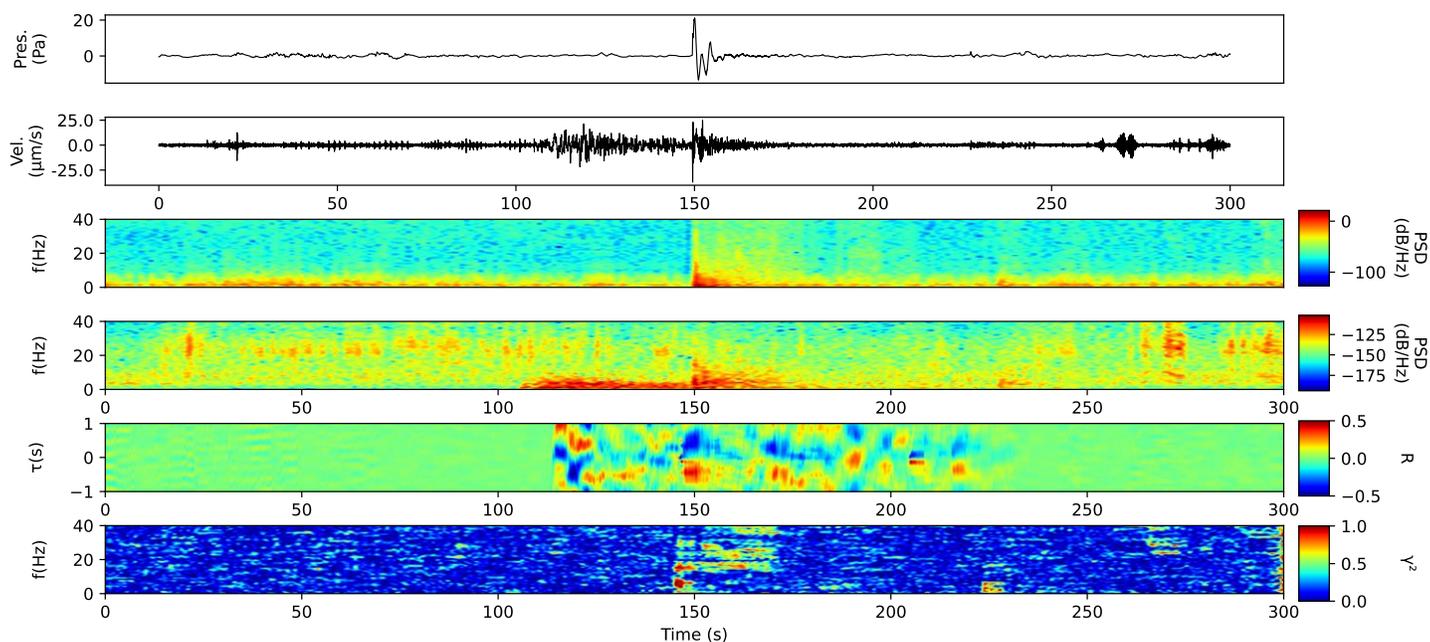


Figura 2.4 Registros de a) infrasonido y b) sísmológico del evento eruptivo del volcán Popocatepetl en el día 2017-11-04 20:00:00 UTC (Día Juliano 308) registrado por el arreglo ATLI. Se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 0.5 – 95.0 Hz. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales filtradas en el ancho de banda 0.5 – 95 Hz. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

La fase acoplada también puede observarse en otras estaciones aledañas al volcán. En la Figura 2.6 se muestran la componentes verticales de los registros sísmicos del arreglo ATLI y de la estación PPIG, una estación sísmológica permanente que encuentra a 5 km N del volcán. Para fines ilustrativos, las señales están centradas con respecto a la amplitud máxima de la señal, que corresponde a la fase de aire acoplada. La fase sísmica de la señal (la fase observable que se encuentra entre la flecha negra y la flecha roja de la figura) en ATLI es de aproximadamente 30 s mientras que en PPIG es de 10 s. Esta duración es equivalente a la diferencia entre los tiempos de arribo de la fase sísmica y la fase de aire y, como es de esperarse, es menor en la estación PPIG debido a que se encuentra más cerca del volcán. La existencia de la fase de aire en la estación PPIG implica que es posible detectarlas con el objetivo de poder recuperar información de la fase de aire, aún cuando no se tienen sensores acústicos instalados en la estación.

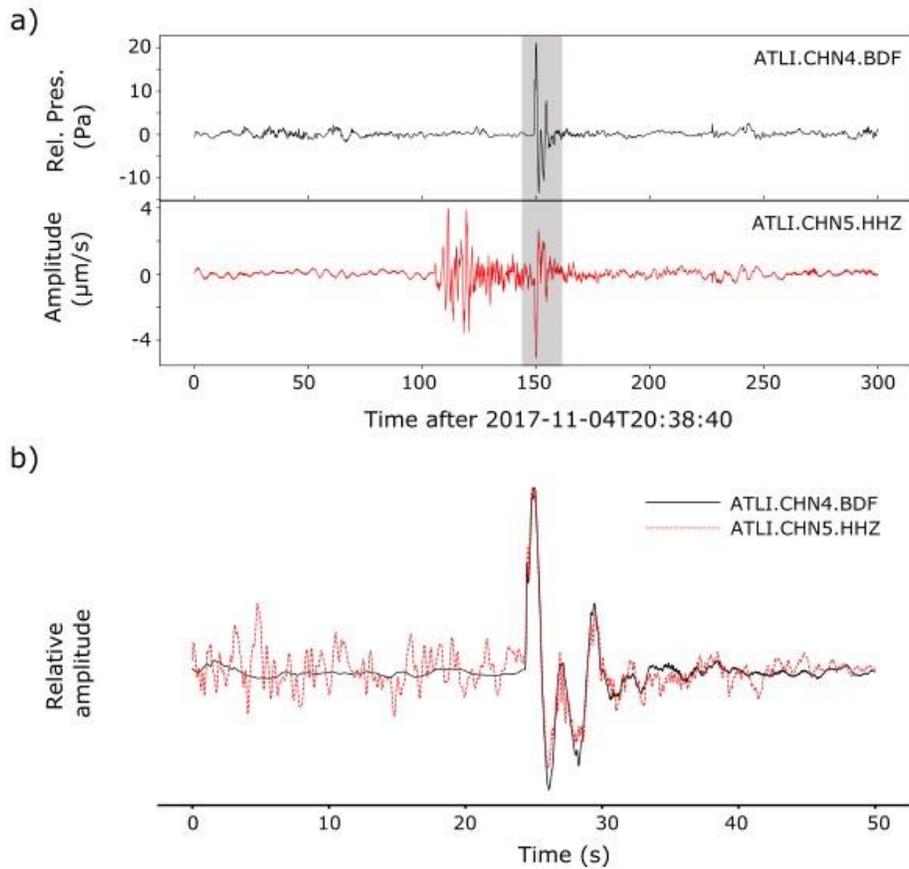


Figura 2.5. a) Formas de onda de la señal de infrasonido registrado por el canal CHN4 (BDF) y de la señal de desplazamiento (HHZ) del evento del día 2017-11-04 22:41:22 UTC con tasa de muestreo de 200 s. b) Comparación de la ventana de tiempo (zona sombreada en a) que contiene al evento en la señal de infrasonido (línea negra) y en la señal de desplazamiento (línea roja punteada). Las amplitudes de las señales en b) están normalizadas con respecto al máximo de cada registro.

Hasta el momento hemos descrito las características temporales y en frecuencia de las señales de infrasonido producidas por un evento eruptivo del volcán en un solo sitio, identificamos la fase de aire acoplada al terreno en los registros y además se ha mostrado que esta misma fase se registra en otras estaciones sismológicas más cercanas al volcán. Esta información es el punto de partida para el posterior procesamiento y análisis de las señales sísmicas de la estación PPIG y sismo-acústicas de las estaciones temporales cercanas al volcán, como se mostrará en capítulos posteriores. Las señales de los demás eventos presentan características similares a las del evento mostrado en este capítulo y se muestran en el Apéndice B.

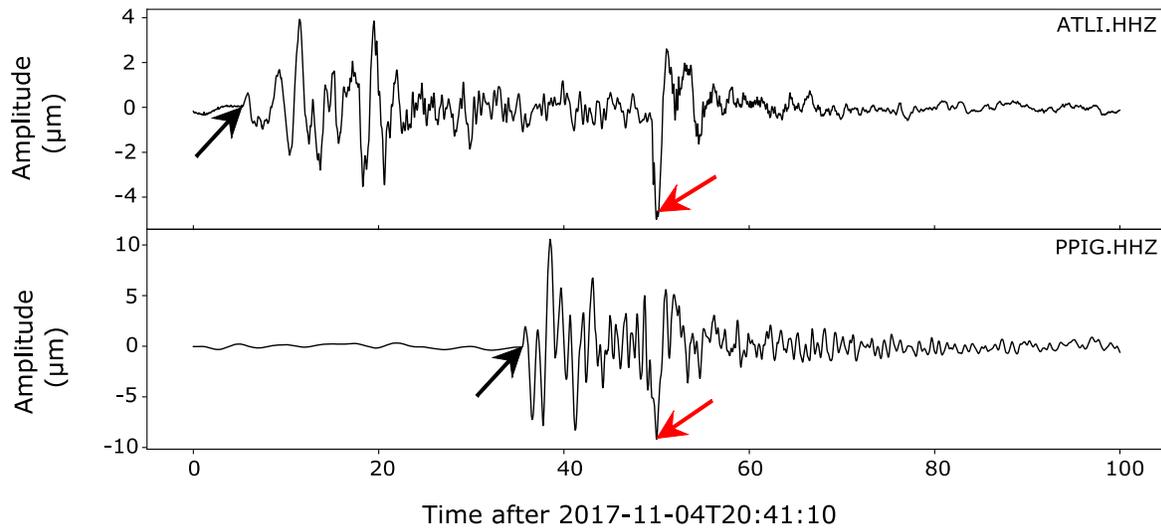


Figura 2.6. Registros de desplazamiento de la componente vertical del sensor CHN4 (HHZ) en el arreglo ATLI (panel superior) y del sismómetro de banda ancha (HHZ) en la estación PPIG del evento del día 2017-11-04 22:41:22 UTC. La tasa de muestreo de ambos registros es de 100 s. Ambos registros están centrados con respecto a la fase de aire, que se señala con la flecha roja. La flecha negra indica el inicio de la fase sísmica de cada señal.

Capítulo 3. Detección automática de ondas de infrasonido acopladas al terreno (Air-to-ground coupled airwaves) usando reconocimiento de patrones (Template Matching).

3.1 Resumen

La utilidad de la tecnología de infrasonido para detectar erupciones explosivas es bien conocida. Sin embargo, muchos volcanes activos están siendo monitoreados exclusivamente con redes sísmicas y carecen de redes de sensores de infrasonido. En este trabajo demostramos la habilidad del algoritmo de reconocimiento de patrones (template matching) para detectar automáticamente fases de aire acopladas al terreno (señales de infrasonido registradas en sismómetros) asociadas a explosiones moderadas a grandes en registros de desplazamiento de banda ancha del volcán Popocatepetl, México. Como señales maestras (templates), usamos cinco señales de fases de aire acopladas al terreno registradas en Noviembre de 2017 por un arreglo de estaciones de infrasonido de banda ancha y colocado en el mismo sitio un sismómetro de banda ancha (arreglo ATLI) a 15.8 km SE del volcán Popocatepetl, y por la estación sismológica PPIG a 4.9 km N del volcán. Sistemáticamente, aplicamos la técnica de reconocimiento de patrones a dos años de datos sísmicos continuos de base de datos sísmicos de la estación PPIG (2017-2018) para identificar ondas de aire acopladas al terreno en un intervalo de tiempo que excede el tiempo de operación del arreglo ATLI. Identificamos 43 ondas de aire acopladas al terreno que ocurrieron durante el periodo de estudio con coeficientes de correlación en el rango $0.5 \leq |R| < 0.8$ usando templates de 100 s de duración. Estos eventos se encuentran en el catálogo de la actividad sísmica del Popocatepetl reportado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Los resultados obtenidos con esta técnica, usando un número pequeño de templates, apuntan a una firma característica de la forma de aire acoplada al terreno dominada por una repetitiva y estable señal sismo-acústica de eventos explosivos durante los dos años de estudio. El trabajo futuro involucra expandir el número de templates para mejorar los resultados. El contenido de este capítulo fue publicado en el Journal of Volcanology and Geothermal Research con el DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107378>.

3.2 Introducción

Las ondas de infrasonido en ambientes volcánicos contienen información de los procesos volcánicos someros y subaéreos que complementan a las observaciones sismológicas, que primordialmente reflejan procesos volcánicos subsuperficiales (McNutt, 2000; Chouet, 2003; Fee y Matoza, 2013; Chouet y Matoza, 2013; Matoza et al., 2019a). Aunque en la mayoría de los volcanes actualmente activos no

se encuentran instrumentados con equipos de detección de ondas acústicas, las ondas de aire se pueden observar en los registros sísmicos. Estas ondas se acoplan al terreno y han sido observados en diferentes registros de actividad volcánica alrededor del mundo (Braun y Ripepe, 1993; Ripepe et al., 2001; Ruiz et al., 2006; Johnson y Malone, 2007; De Angelis et al., 2012; Matoza y Fee, 2014; Fee et al., 2016; Smith et al., 2016; Matoza et al., 2018; Haney et al., 2020; Iezzi et al., 2020).

El volcán Popocatepetl (5452 m.s.n.l.) y el Volcán de Fuego en Colima (3960 m.s.n.l.) son los volcanes más activos en México. El volcán Popocatepetl reactivó su actividad en 1994 después de 70 años de inactividad (De la Cruz-Reyna y Siebe, 1997). Su actividad se ha caracterizado principalmente por eventos explosivos y emisiones recurrentes de gas y ceniza. A pesar de la situación geográfica (60 km SW de la Ciudad de México) y de su constante actividad, pocas investigaciones se han realizados en relación al campo de ondas sismo-acústico irradiado por su actividad. Zobin et al. (2009), a través del uso de videos, describe las explosiones del Popocatepetl en términos de su energía y los tiempos de retraso entre fases pre-eruptivas y emisiones de ceniza y materiales piroclásticos. Arámbula-Mendoza et al. (2013) registró ondas de infrasonido en dos estaciones a distancias de 4.8 y 8.4 km del cráter respectivamente, en el ancho de banda de 1 – 5 Hz. Asimismo, cuantificó la razón entre la energía sísmica y la energía acústica irradiada para cada evento. Por otro lado, Matoza et al. (2019) caracterizaron el campo de ondas de infrasonido irradiado por las explosiones del Popocatepetl usando un arreglo de estaciones denominado ATLI. Este arreglo consiste de sensores de infrasonido de banda ancha amplia (0.01 ± 100 Hz; ± 500 Pa) junto con un sismómetro compacto de banda ancha (120 s), identificando la respuesta característica de ondas de aire ondas acopladas al terreno en los sismogramas.

El objetivo es evaluar la factibilidad de detectar las formas de onda características de las señales infrasónicas asociadas a la actividad explosiva. Para esto se implementó un algoritmo de reconocimiento de patrones (Template Matching) usando solamente datos sísmicos de dos años que fueron registrados por la estación PPIG. Se desarrolló un Código Automático de Reconocimiento de Patrones (ATMC) que detecta sistemáticamente las formas de onda de las fases de aire acopladas al terreno en sismogramas de banda ancha. Los registros de desplazamiento registrados en PPIG asociados con ondas de infrasonido acopladas al terreno previamente identificadas en el arreglo ATLI durante el mes de Noviembre de 2017 se usaron como señales maestras (templates).

3.3 Reconocimiento de patrones (Template Matching)

El algoritmo de reconocimiento de patrones (Template matching) es ampliamente utilizada en datos sísmológicos para evaluar la similitud entre formas de onda y eventos de interés (Stephens y Chouet, 2001; Gibbons y Ringdal, 2006; Shelly et al., 2007; Brown et al., 2008; Shelly y Hill, 2011; Matoza et al., 2015; Skoumal et al., 2015; Lengliné et al., 2016). Esta técnica aplica la correlación cruzada y usa coeficientes de correlación entre una señal maestra (template) y ventanas de tiempo con la misma duración que la señal maestra que son extraídas de los sismogramas. De acuerdo con Gubbins (2004) y Gibbons y Ringdal (2006), la correlación cruzada entre dos señales de tiempo discretas está dada por la ecuación

$$S_{XT} = \sum_{i=0}^{N_T} (x_i \cdot T) \quad (3.1)$$

donde S_{XT} es la función de correlación cruzada, T es la señal maestra (template), x_i es la i -ésima ventana extraída del sismograma $X(t)$, y N_T es el número de muestras. Tanto el número de muestras de la señal maestra como el número de muestras de la ventana de tiempo deben ser iguales.

Usando la Ec. (3.1), el coeficiente de correlación normalizado, R , está dada por la relación

$$R = \frac{S_{XT}}{\sqrt{(S_{XX}S_{TT})}} \quad (3.2)$$

donde S_{XX} es la autocorrelación de $X(t)$, S_{TT} es la autocorrelación de T , y S_{XT} es la correlación cruzada de x_i y T obtenida con la Ec. (3.1). El coeficiente de correlación R , evaluado en el intervalo $[-1,1]$, cuantifica el grado de similitud entre x_i y T . Conforme el valor se acerca a los extremos del intervalo, mayor es el grado de similitud entre x_i y T . Por lo tanto, los valores altos de correlación indican alta similitud entre las señales y valores pequeños de correlación indican poca similitud entre las señales (Gibbons y Ringdal, 2006).

ATMC sistemáticamente aplica el algoritmo de reconocimiento de patrones (template matching) para calcular R de acuerdo al diagrama mostrado en la Figura 3.1. El ATMC cuenta una detección usando un valor umbral que representa el valor mínimo de R que es establecido por el analista. Los registros son corregidos por instrumento antes de entrar al algoritmo. El valor umbral, los registros de desplazamiento $X(t)$, la señal maestra T y un factor de traslape s entre ventanas de tiempo x_i . Cada sismograma es dividido en M ventanas de tiempo; cada x_i tiene la misma tasa de muestreo y número de muestras que la señal maestra T (template), es decir,

$$M = \frac{s}{n_t} (n_r - n_t) + 1 \quad (3.3)$$

donde n_r es el número de muestras de $X(t)$, n_t es el número de muestras en la señal maestra, y $s = 1, 2, 3, \dots$ es el factor de traslape.

El código ATMC genera una matriz $A_{M \times N}$ de M ventanas por N muestras, y calcula el valor absoluto del factor de correlación $|R|$ para cada ventana. Para distinguir entre detección y ruido, ATMC implementa una función que detecta los picos máximos en función de un valor umbral (Duarte y Watanabe, 2018), y los valores $|R|$ debajo del valor umbral son descartados. El valor umbral es determinado por el usuario en función del tipo de datos a analizar.

3.4 Señales maestras (templates) y la información de la estación PPIG

El volcán Popocatépetl es monitoreado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). La estación PPIG es una de las 61 estaciones que conforman la Red Nacional Sísmica del SSN usada para monitorear la sismicidad regional y para monitoreo de la actividad volcánica. La estación está equipada con un sismómetro banda ancha Streckeisen STS-2 y un digitalizador de 24-bits Quanterra Q330S+. La estación PPIG (19.066° N, -98.628° W) está localizada a 4000 metros por encima del nivel del mar y a 4.9 km N del cráter. Las señales sísmicas y las ondas de aire acopladas al terreno observadas se recuperan de la componente vertical de los registros de desplazamiento de PPIG, con tasa de muestreo a 100 sps, en el periodo de Enero de 2017 a Diciembre de 2018.

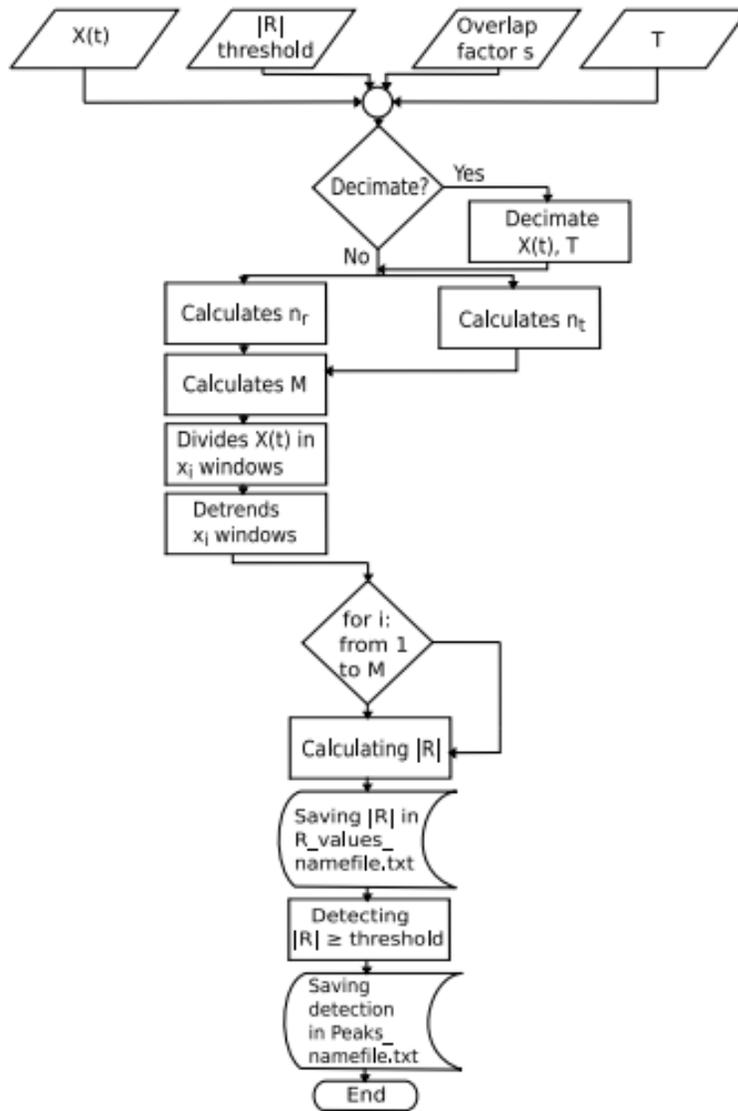


Figura 3.1. Diagrama de flujo que esquematiza el flujo de trabajo de ATMC.

Las señales maestras (templates) usadas para detectar las ondas de infrasonido acopladas al terreno en PPIG fueron previamente identificadas usando registros de desplazamiento verticales en PPIG asociadas con registros de infrasonidos de eventos explosivos registrados por el arreglo ATLI en Noviembre de 2017 (Figura 2). Las ondas de infrasonido acopladas al terreno registradas por el arreglo ATLI fueron usadas para identificación y comparación con los registros de PPIG pero no para correr el algoritmo ATMC. El arreglo ATLI se conformó por cuatro sensores de infrasonido de alta banda ancha Hyperion IFS-3111 y un sismómetro compacto de banda ancha Trillium Compact PH 120 - s. Todos los instrumentos tienen una respuesta plana en el ancho de banda 0.01 – 100 Hz. Los sensores de infrasonido estuvieron separados aproximadamente 50 m en un arreglo con geometría triangular; el sensor sísmico se colocó en el centro del arreglo. El arreglo ATLI se instaló 15.8 km ESE del volcán como un experimento temporal sismo-acústico (Matoza et al., 2019).

Usando el tiempo y la fecha de las ondas de infrasonido acopladas al terreno previamente identificadas en el sismómetro de banda ancha de ATLI, recuperamos las correspondientes señales asociadas a las ondas de infrasonido acopladas al terreno y seleccionamos cinco eventos asociados con explosiones moderadas (Figuras 3.3 y 3.4). Las Figuras 3.3a y 3.3b muestran los registros de velocidad y desplazamiento respectivamente de las cinco señales maestras registradas en PPIG. Estos eventos son llamados de TP1 a TP5 (“Templates” de PPIG) los cuales son las ondas de infrasonido acopladas al terreno y se muestran en la Figura 3.3c; estas señales fueron normalizadas y sobrepuestas para efecto de comparación. Para resaltar las fase sísmica y la fase de aire (infrasónica) en las señales maestras se aplicó un filtro pasa banda en el rango 0.01 – 0.5 Hz; los registros están normalizados y sobrepuestos en una ventana de 30 s (Figura 3.3d). Adicionalmente, recuperamos y normalizamos las señales de infrasonido registradas en el arreglo ATLI para compararlas con las fases de aire de los registros sísmicos de ATLI y PPIG; las señales fueron filtradas en el rango de 0.01 – 0.5 Hz, mismas que se normalizaron y superpusieron como se muestra en la Figura 3.4. Se puede observar que la forma de onda de las señales registradas en PPIG es muy similar a la señal sísmica registrada en ATLI.

Para tener una referencia de la similitud entre las señales registradas en ATLI y PPIG se calcularon los coeficientes de correlación $|R|$ entre las ondas de aire acopladas al terreno registradas en ATLI y en PPIG (TP1 vs TA1, TA2 vs TP2 y así sucesivamente). Todos los valores de $|R|$ son iguales o mayores a 0.74, con excepción del par TP4 – TA4 donde $|R| = 0.59$. Los desplazamientos máximos de las señales TP1, TP2 y TP3 tienen valores de 18.34 μm , 30.04 μm y 48.8 μm respectivamente. Estos valores son al menos el doble de la amplitud máxima medida en las señales de ATLI, donde TA1, TA2 y TA3 muestran desplazamientos de 8.05 μm , 11.87 μm y 7.8 μm respectivamente. Estas diferencias coinciden con las esperadas para la propagación de la onda considerando las distancias de PPIG y ATLI con respecto al cráter.

Podemos confirmar estas diferencias en amplitud a través de una comparación directa entre los valores de intensidad de ATLI y PPIG en términos de la densidad de energía, la cual se define como

$$U_e = \frac{\rho}{d} \int_0^d |v(t)|^2 dt \quad (3.4)$$

donde $v(t)$ es el registro de velocidad en m/s, d es la duración del evento en segundos (100 s) y ρ es la densidad del medio en kg/m^3 . Como los sismómetros de ATLI y PPIG están situados en suelos de composiciones similares, y tomando en cuenta la densidad de los depósitos del volcán Popocatepetl

que se encuentra en el rango de 900 kg/m^3 para pómez a 2600 kg/m^3 para líticos juveniles (Arana-Salinas et al., 2010), se puede asumir que una densidad promedio de 1750 kg/m^3 produce estimaciones de energía razonables. Las densidades de energía calculadas para los eventos analizados se encuentran en la Tabla 3.1. Para estos cálculos, usamos ventanas de 100 s de duración con el fin de que abarquen tanto la fase sísmica como la fase acústica. En la Tabla 3.1 se observa que TP3 y TA3 son las señales más energéticas y nótese que la energía de la onda de aire acoplada al terreno es la más dominante tanto en los registros de velocidad como en los registros de desplazamiento. Por el contrario, TA5 y TP5 son las señales menos energéticas. Las razones de energía entre las señales maestras (templates) de PPIG con relación a ATLI son 17.39, 21.63, 19.12, 4.44 y 9.00, donde el promedio para todos los eventos es de 14.31 (Tabla 3.1).

Las diferencias de energía, así como las amplitudes máximas entre PPIG y ATLI, se deben parcialmente al esparcimiento geométrico y la diferencia en distancia entre las estaciones y el cráter del volcán (Figura 3.2). Los efectos locales de cada sitio no se pueden descartar, sin embargo, para cuantificar completamente estos efectos se requieren de estudios están fuera del alcance de este trabajo.

Se calcularon los valores de $|R|$ entre las señales maestras de PPIG para identificar diferencias en formas de onda. Se observó que aunque los eventos presentan ondas de aire acopladas bien definidas difieren de la forma de onda en la fase sísmica. Los valores de $|R|$ entre TP1, TP2 y TP3 se encuentran dentro del rango 0.65 – 0.73; esto indica una alta similitud entre estos tres eventos. Por el contrario, el valor de $|R|$ de TP4 y TP5 apenas alcanza 0.35, lo que indica que existe poca similitud entre estas señales y también con respecto a TP1, TP2 y TP3. La falta de similitud entre TP1, TP4 y TP5 sugiere que estos eventos explosivos representan diferentes mecanismos explosivos; por lo tanto, estos eventos son seleccionados como señales maestras para ejecutar ATMC en los dos años de información.

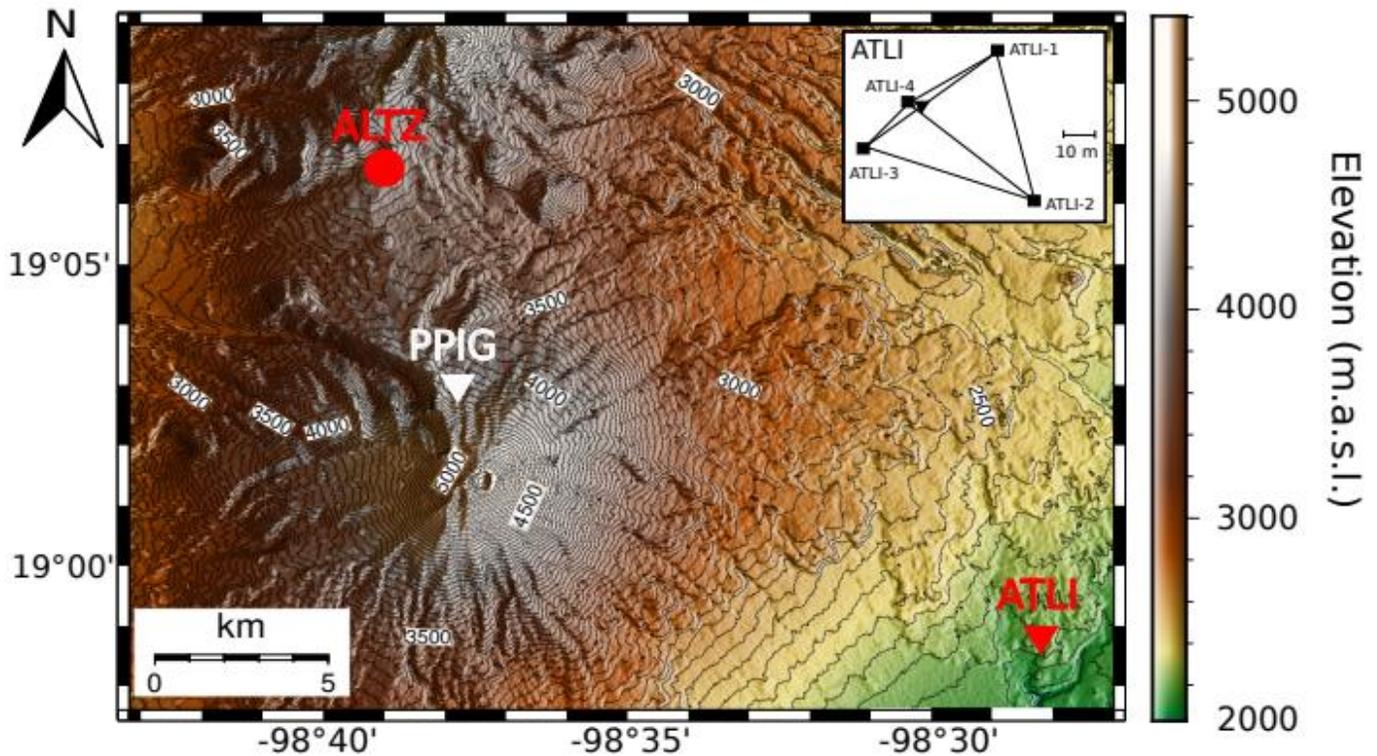


Figura 3.2. Mapa de la topografía del Popocatepetl y las localizaciones de la estación sísmica PPIG (triángulo blanco), operada por el Servicio Sismológico Nacional, UNAM, el arreglo temporal de infrasonido ATLI (triángulo rojo) (Septiembre 2017 – Junio 2018) y la estación meteorológica Altzomoni (círculo rojo) operado por la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos, UNAM (RUOA, <https://www.ruoa.unam.mx>). La geometría de ATLI se muestra en la esquina superior derecha. La separación entre líneas de contorno es de 50 m.

Site		Date & time (UTC)	Energy density [$\mu\text{J}/\text{m}^3$]		Normalized correlation coefficient R				
PPIG	ATLI		PPIG	ATLI	TP1	TP2	TP3	TP4	TP5
TP1	TA1	2017-11-04, 20:41:22	12	0.69	1.00	0.73	0.69	0.28	0.43
TP2	TA2	2017-11-06, 22:54:28	30.5	1.41	0.73	1.00	0.65	0.34	0.38
TP3	TA3	2017-11-10, 13:55:35	41.7	2.18	0.69	0.65	1.00	0.30	0.49
TP4	TA4	2017-11-24, 23:55:47	2.09	0.47	0.28	0.34	0.30	1.00	0.31
TP5	TA5	2017-11-25, 04:53:21	1.35	0.15	0.43	0.38	0.49	0.31	1.00

Tabla 3.1. Nombre de cada señal maestra para PPIG y ATLI, fecha (yyyy-mm-dd) y el tiempo, con respecto a PPIG, de los eventos explosivos usados como templates, la densidad de energía por evento y sitio calculada usando la Ec. (3.4) y usando ventanas de tiempo de 100 s, y los coeficientes de correlación normalizados |R| obtenidos entre las señales maestras de PPIG (véase sección 3.4).

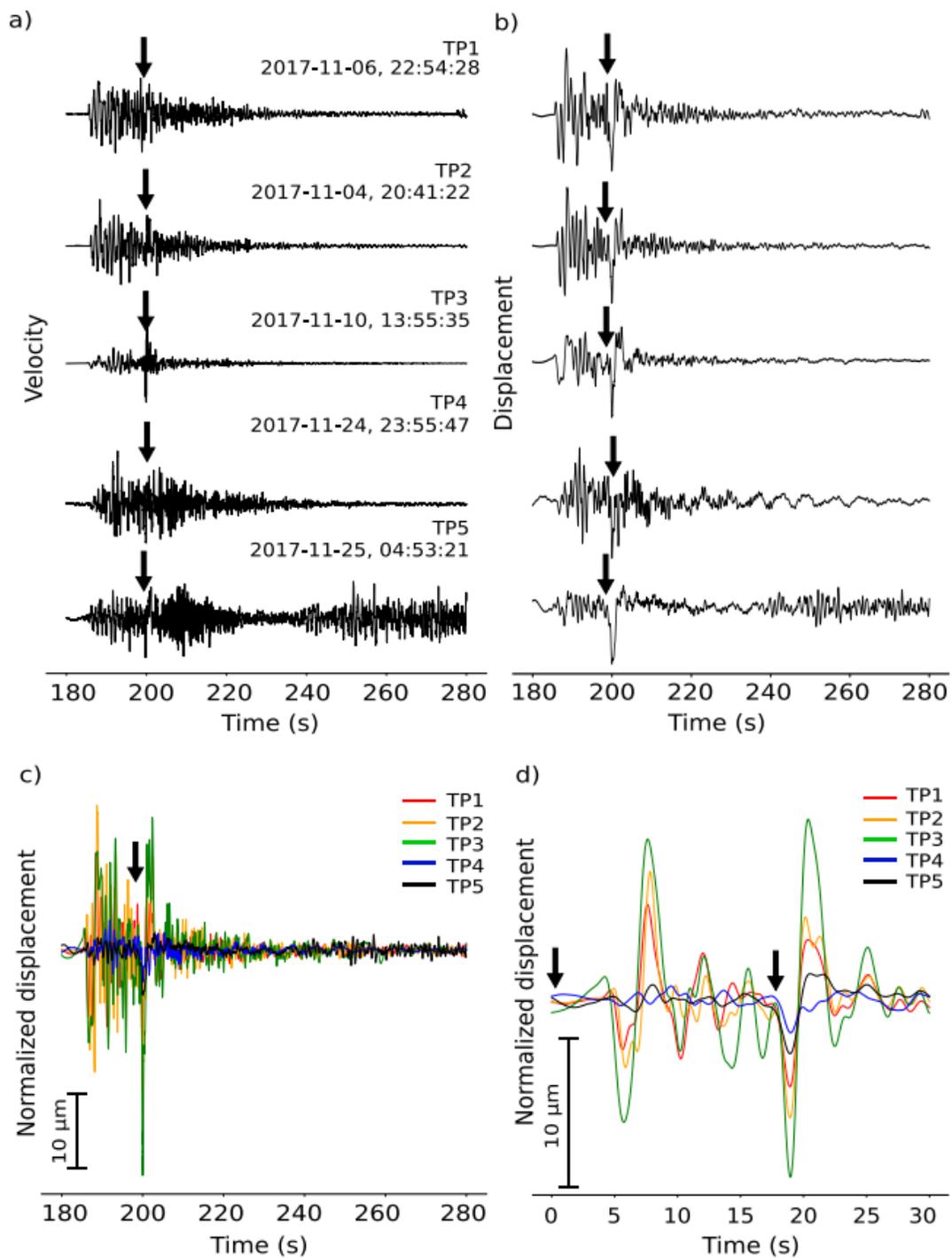


Figura 3.3. Señales maestras (templates) registradas en la estación PPIG. Se muestra la componente vertical normalizada de velocidad a) y desplazamiento b). El nombre, la fecha y el tiempo UTC de cada template están indicados en la parte derecha. El tiempo en el eje x está con respecto al tiempo origen de los eventos. Para fines de comparación de las amplitudes, las señales de desplazamientos están sobrepuestas en c). Se hace la distinción entre la traza y sus nombre por color. d) Las fases sísmicas y de aire desplegadas después de usar un filtro pasa bandas en el rango 0.01 – 0.5 Hz. Las flechas indican el comienzo de la fase sísmica y de la fase de aire acoplada al terreno. Todas las trazas fueron corregidas por respuesta instrumental. Imagen tomada de Mendo-Pérez et al. (2021).

Los eventos TP1, TP2 y TP3 se describen en el reporte de actividad del volcán Popocatepetl de CENAPRED) como “señales explosivas altamente energéticas donde se elevaron columnas hasta una altura de 2 km por encima del cráter”, mientras que TP4 y TP5 son descritos como “actividad volcánica explosiva con desgasificación sostenida”. Estas descripciones no tienen como objetivo determinar el tipo de actividad y asociarla con las señales maestras. En realidad, la características principales de las señales maestras en los eventos explosivos son la fase sísmica y la fase aérea. Estas características difieren de muchos eventos reportados por CENAPRED debido a que su catálogo cuenta diferentes tipos de emisiones. Por lo tanto, los eventos que ATMC busca son aquellos considerados como explosiones “mild to large” donde la fase de aire es distinguible en los registros de desplazamiento (señaladas en las Figuras 3.3c y 3.4d). Por esta razón, el número de eventos reportados en CENAPRED no puede ser comparado directamente con los resultados obtenidos por ATMC. Por otro lado, ajustamos un valor umbral de $|R|$ de 0.5 dado que ATMC busca eventos “mild to large” en los registros de PPIG, y éstos pueden estar contaminados por el viento así como ruido electrónico de la transmisora de TV localizada a menos de 1 km de la estación.

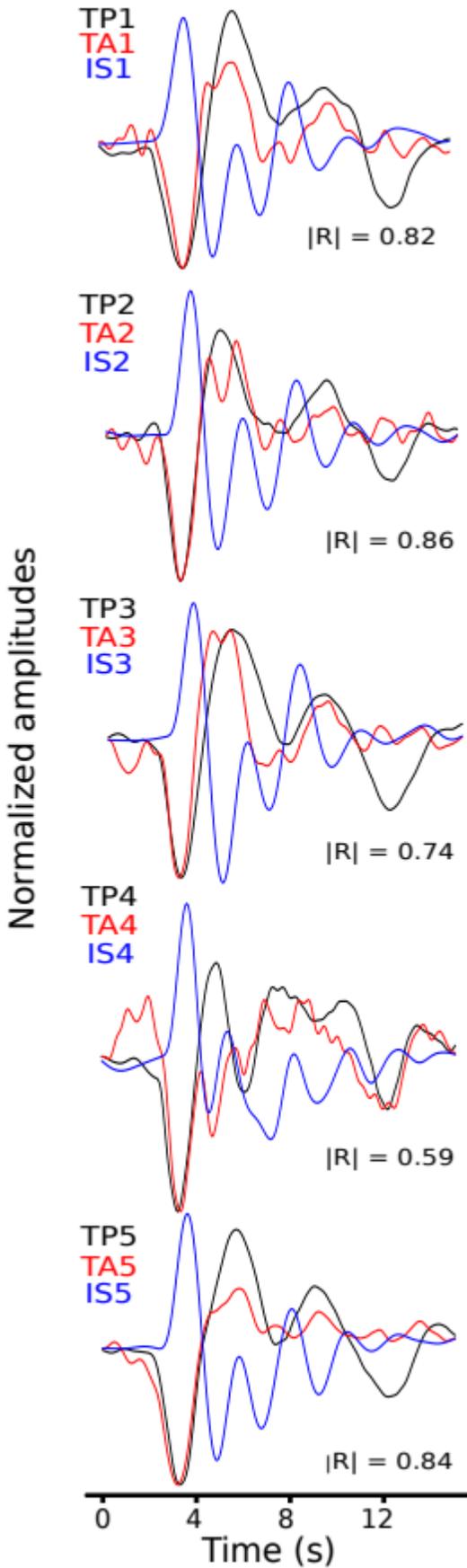


Figura 3.4. Comparación entre formas de ondas de desplazamiento recuperadas de los sismogramas de PPIG (líneas negras) y ATLI (líneas rojas) asociadas con las fases de aire registradas por el sensor de infrasonido ATLI-4 (línea azul). Estas trazas están normalizadas y filtradas con un pasa bandas en el rango 0.01 – 0.5 Hz; el nombre de la señal maestra (template) y el valor absoluto de correlación cruzada normalizado $|R|$ obtenido entre PPIG y ATLI están indicados en cada gráfica.

No.	Event date	Event time (UTC)	Event time (Local time)	R	Description of activity by CENAPRED
E1	01/24/2017	19:18:00	13:18:00	0.54	1 explosion. Low content of ash fall-out.
E2	05/07/2017	14:05:00	09:08:00	0.55	12 explosions. Emissions of gas, ash and water
E3	10/05/2017	07:26:00	02:26:00	0.60	5 explosions. Volcanic tremor two hours after explosions.
E4	10/05/2017	11:42:00	06:42:00	0.59	5 explosions. Volcanic tremor two hours after explosions.
E5	10/05/2017	19:31:00	14:31:00	0.53	5 explosions. Volcanic tremor two hours after explosions.
E6	10/06/2017	13:22:00	08:22:00	0.58	4 explosions. Light ash fall-out
E7	10/07/2017	01:13:00	20:13:00	0.52	3 explosions. 2 explosions with ash column height no major than 2000 and 3000 m.
E8	10/07/2017	05:49:00	00:49:00	0.67	3 explosions. 2 explosions with ash column no major than 2000 m and 3000 m of height
E9	10/08/2017	19:28:00	14:28:00	0.65	4 explosions
E10	10/09/2017	03:14:00	22:14:00	0.53	4 explosions. One reported previous day.
E11	10/09/2017	20:27:00	15:27:00	0.56	4 explosions. One reported previous day.
E12	10/10/2017	06:26:00	01:26:00	0.72	4 explosions
E13	10/10/2017	08:14:00	03:14:00	0.73	4 explosions
E14	10/11/2017	04:48:00	23:48:00	0.70	2 explosions. No visibility to the volcano.
E15	11/04/2017	20:40:00	14:40:00	1.00	3 explosions
E16	11/06/2017	22:53:00	16:53:00	0.73	1 explosion. Ash column of 2500 m of height
E17	11/10/2017	13:34:00	07:34:00	0.69	3 explosions. Ash column of 3000 m of height.
E18	01/30/2018	22:21:00	16:21:00	0.59	4 explosions. Light ash fall-out.
E19	07/19/2018	03:36:00	22:36:00	0.52	1 explosion
E20	07/19/2018	04:31:00	23:31:00	0.63	1 explosion
E21	07/19/2018	02:30:00	21:30:00	0.61	6 explosions. Light ash fall-out
E22	07/19/2018	16:00:00	11:00:00	0.50	6 explosions. Light ash fall-out
E23	09/18/2018	17:48:00	12:48:00	0.73	8 explosions. 204 minutes of harmonic tremor.
E24	09/23/2018	01:00:00	20:23:00	0.68	5 explosions
E25	09/25/2018	08:18:00	03:18:00	0.72	11 explosions
E26	09/29/2018	07:10:00	02:10:00	0.56	4 explosions
E27	10/07/2018	16:19:00	11:19:00	0.70	5 explosions
E28	10/07/2018	22:20:00	17:20:00	0.53	5 explosions
E29	11/28/2018	18:57:00	12:57:00	0.51	1 explosion
E30	11/28/2018	20:02:00	02:02:00	0.54	1 explosion
E31	12/02/2018	15:22:00	09:22:00	0.54	4 explosions. Two with ash column heights of 1500 and 2500 m
E32	12/04/2018	08:30:00	02:30:00	0.53	2 explosions. Emission of material.
E33	12/04/2018	16:56:00	10:56:00	0.50	2 explosions. Emission of material.
E34	12/07/2018	12:46:00	06:46:00	0.55	2 explosions. Ash column height of 1800 m
E35	12/08/2018	04:44:00	22:44:00	0.55	3 explosions. Two with ash column heights of 1500 and 2000 m.

E36	12/08/2018	05:22:00	23:22:00	0.62	3 explosions. Two with ash column heights of 1500 and 2000 m.
E37	12/08/2018	18:27:00	12:27:00	0.61	3 explosions. Two with ash column heights of 1500 and 2000 m.
E38	12/09/2018	07:39:00	01:39:00	0.73	4 explosions. Three with ash column heights of 1500, 2500 and 3000 m
E39	12/09/2018	13:51:00	07:51:00	0.71	4 explosions. Three with ash column heights of 1500, 2500 and 3000 m
E40	12/09/2018	16:35:00	10:35:00	0.64	4 explosions. Three with ash column heights of 1500, 2500 and 3000 m
E41	12/10/2018	12:49:00	06:49:00	0.66	2 explosions. One with ash column height of 1100 m.
E42	12/10/2018	17:43:00	11:45:00	0.55	2 explosions. One with ash column height of 1100 m.
E43	12/16/2018	00:58:00	18:58:00	0.71	5 explosions

Tabla 3.2. Lista de los 43 eventos detectados por ATMC en los registros de PPIG usando los eventos TP1, TP2 y TP3: número de evento, fecha (yyyy-mm-dd), hora UTC y hora local, coeficiente de correlación $|R| \geq 0.5$, y la descripción del evento eruptivo del Popocatepetl reportado en el catálogo de CENAPRED (<http://www.cenapred.unam.mx/reportesVolcan-GobMX/>). Todos estos eventos corresponden a la Categoría 1 (véase Sección 3.6). Los eventos con un asterisco corresponden a TP1, TP2 y TP3.

3.5 Resultados

3.5.1 Eventos detectados por ATMC

La interacción predominantemente vertical entre la atmósfera y el terreno tiene como consecuencia que las ondas de infrasonido acopladas al terreno sean más reconocibles en la componente vertical que en las componentes horizontales. Además, la polaridad de las ondas de infrasonido acopladas en el terreno está invertida con respecto a las señales registradas en sensores de infrasonido, lo que indica que están anti-correlacionadas debido a la incidencia vertical (Ben-Menahem y Singh, 1981; de Groot-Hedlin y Hedlin, 2019; Matoza et al., 2019b). Las ondas acopladas en el terreno son apenas reconocibles o no son detectadas en las componentes horizontales, por lo tanto, restringimos nuestro análisis a las componentes verticales.

La Tabla 3.2 reúne los eventos detectados por ATMC que presentan las fases sísmica y de aire y que fueron reportadas por CENAPRED. La tabla incluye sólo las fechas y el número de eventos reportados por CENAPRED de los días en los que ATMC detectó una explosión cuya forma de onda coincide con

las características de TP1, TP2 y TP3. Usando TP1, se detectaron un total de 43 ondas de aire acopladas al terreno en la base de PPIG de 2017 y 2018, que incluye a las señales TP2 y TP3. El valor de $|R|$ asociado a estas detecciones varía entre 0.5 y 0.8. Las Figuras 3.5a y 3.5b muestran ejemplos de $|R|$ para Octubre 2017 y Diciembre de 2018 respectivamente, junto con sus respectivas gráficas polares donde se muestra la velocidad y dirección del viento, además de fotografías que documentan la actividad eruptiva común durante estos meses. Se observa que la dirección dominante del viento fue regular; esto sugiere que ni la dirección del viento ni su velocidad (que varía en un rango de 0.8 m/s y 16 m/s) afectan la forma de onda de las explosiones. Por lo tanto, se puede suponer, en primera instancia, que nuestros resultados son independientes de las condiciones del viento. Las gráficas polares se obtuvieron usando información de la estación meteorológica Alzomoni, localizada 6.4 km 20° NW de la estación PPIG y es parte de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos de la UNAM (<https://www.ruoa.unam.mx>).

No se presentó ninguna tendencia en el tiempo para los dos años de datos mostrados en las Figuras 5a y 5b. Las tasas más bajas de ocurrencia de ondas de infrasonido acopladas al terreno ocurrieron en Enero y Mayo de 2018 (las gráficas de los valores $|R|$ se muestran en el apéndice 3, que forma parte del material suplementario de Mendo-Pérez et al. 2021). En el caso de TP4 no se encontraron eventos y para TP5 sólo se detectó un solo evento. Esto implica que TP4 y TP5 no fueron eventos comunes en el periodo de tiempo analizado o quizá representan eventos atípicos. Además, las características de baja intensidad de estos eventos hacen que sea complicado detectar las fases de aire acopladas en PPIG (Figuras 3.3a y 3.3d).

Las formas de onda de los 43 eventos detectados (17 eventos detectados en 2017 y 26 eventos detectados en 2018) fueron apilados para comparar con la forma de onda de TP1 (Figura 3.6a, 3.6b). Con fines de resaltar las fases sísmica y de aire acoplada al terreno, el tamaño de las ventanas de tiempo se reduce a 50 s y se calcula el valor $|R|$. El valor de $|R|$ entre la señal resultante del apilamiento y TP1 es de 0.90, con discrepancias menores en la forma de onda que se concentran en la ventana de tiempo anterior a la fase de aire acoplada y en los últimos 10 s del registro. La forma de onda apilada y TP1 fueron filtrados en el ancho de banda 0.01 – 0.5 Hz (Figura 3.6c).

a)

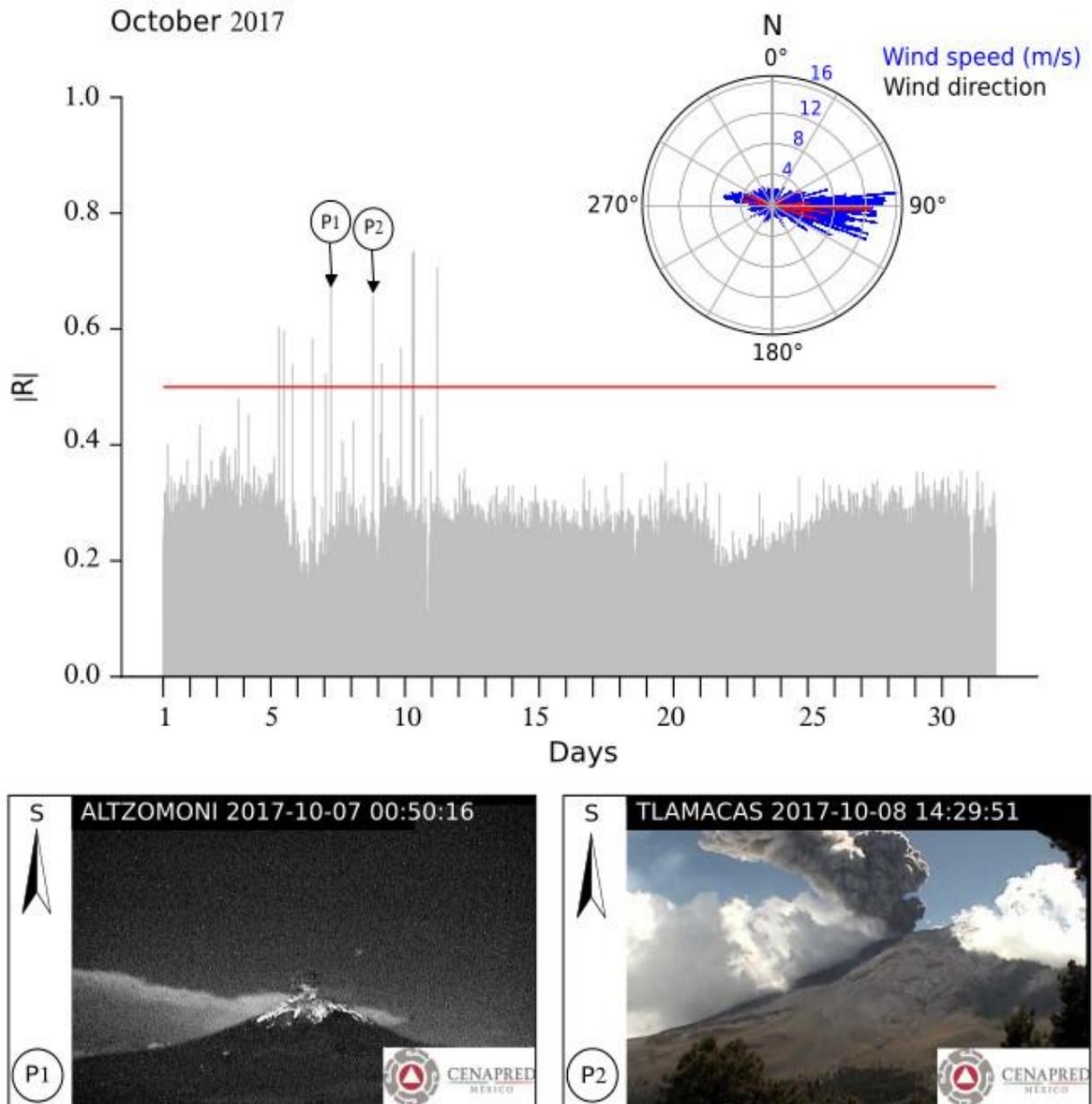


Figura 3.5. a) Ejemplo de series de tiempo de valores absolutos de correlación cruzada $|R|$ calculados para el mes de Octubre 2017 usando TP1. La línea roja indica el valor umbral. La gráfica polar muestra la dirección de viento (negra) y la velocidad de viento (azul) relativa a la estación Altzomoni. Los eventos detectados se resaltan en rojo. Los datos de viento fueron tomados del sitio web de RUOA (<https://www.ruoa.unam.mx>). Las imágenes ilustran el tipo de erupción para los eventos ocurridos en 2017-10-07, 05:50:16 UTC y en 2017-10-07, 19:29:51 UTC, nombrados como P1 y P2 respectivamente. La flecha muestra la dirección hacia donde apunta la cámara. Estas imágenes fueron tomadas del sitio web de CENAPRED (<http://cenapred.unam.mx/reportesVolcanGobMx/>).

b)

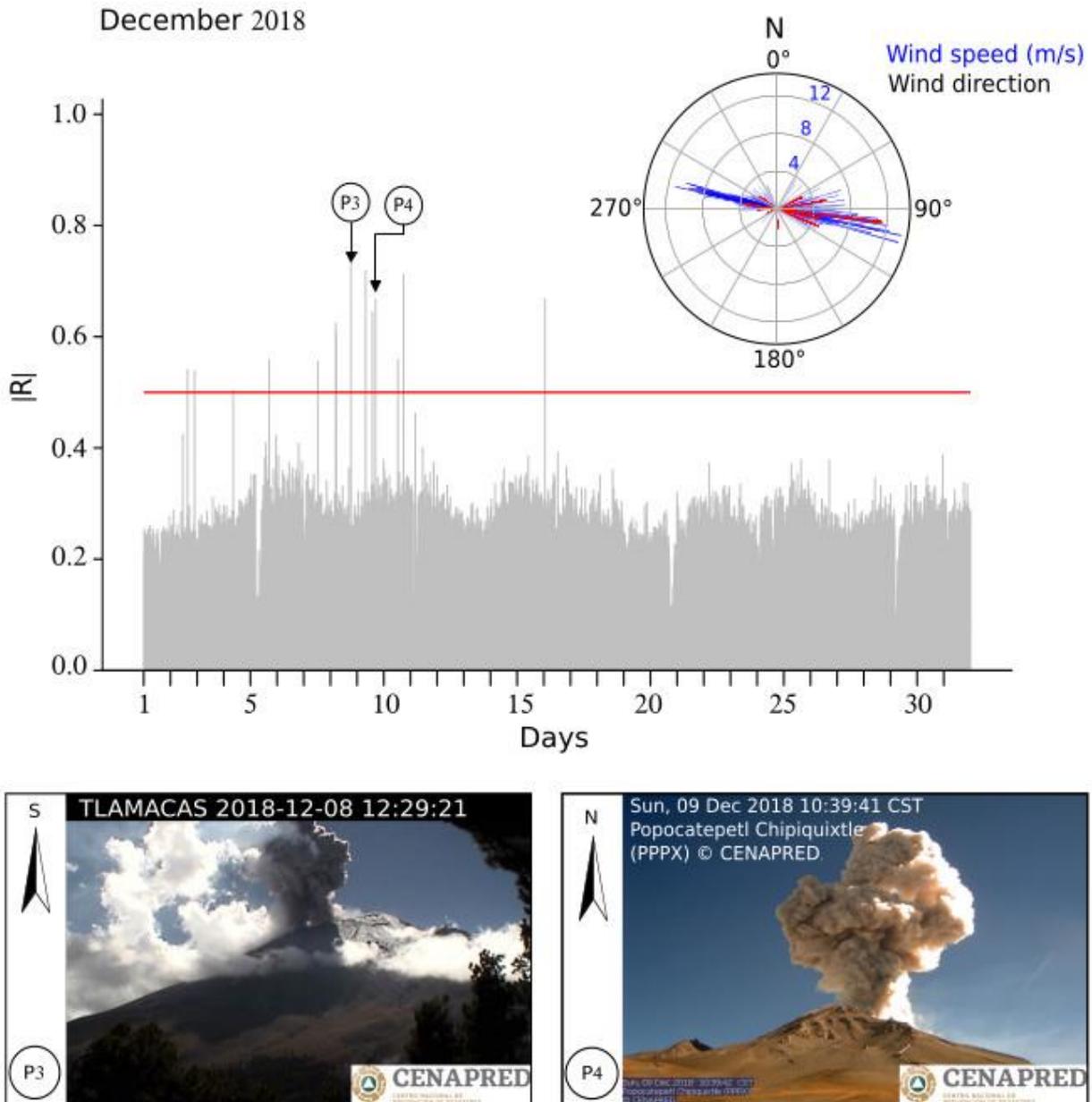


Figura 3.5. b) La misma información que en la Figura 3.5a) para Diciembre 2018. Las imágenes P3 y P4 corresponden a los eventos que ocurrieron en 2018-12-08 18:29:21 UTC y 2018-10-09 19:39:42 respectivamente.

3.5.2 Interpretación de los tiempos de viaje

La Figura 3.7a muestra los máximos desplazamientos $|U_{max}|$ contra sus correspondientes diferencias en tiempos de viaje $t_{ap} - t_{sp}$ donde t_{ap} es el tiempo de arribo de la fase de aire y t_{sp} es el tiempo de arribo de la fase sísmica. Para todos los eventos, $|U_{max}|$ es la suma de la amplitud del valle más la amplitud de la cresta (distancia cresta-valle) para cada fase de aire acoplada detectada usando TP1. La Figura

7b muestra ejemplos de cómo t_{ap} y t_{sp} son medidos en las trazas de desplazamiento después de que son filtradas en 0.01 – 0.5 Hz para obtener estimaciones de tiempo de viaje certeras. La mayoría de las diferencias de tiempo en la Figura 7a están concentradas entre 12 y 14 s (con un sólo dato errático de 18 s) con desviación estándar de 1 s con respecto al promedio y de 1.31 respecto a TP1. Diferencias en tiempos de viaje similares (11 – 16) han sido observadas por una estación localizada 4.6 km del cráter del volcán Tungurahua, Ecuador (Ruiz et al., 2006). No se observa una tendencia clara entre $t_{ap} - t_{sp}$ y $|U_{max}|$ y las variaciones en la amplitud $|U_{max}|$, de alrededor de dos órdenes de magnitud, sugieren estabilidad en su origen. Por lo tanto, para interpretar las diferencias entre tiempos de viaje se estimó la velocidad de las ondas acústicas tanto en la atmósfera alrededor del volcán Popocatépetl como dentro del conducto. Adicionalmente, se estimó también la velocidad de la onda P para profundidades someras (< 5 km) y se consideraron dos escenarios relativamente simples: 1) El medio es homogéneo con velocidad constante y 2) el medio es heterogéneo con un gradiente constante de velocidad en función de la profundidad (Beydoun y Ben-Menahem, 1985; Sánchez-Sesma et al., 2001).

Para el primer escenario, consideramos una velocidad de onda P de 3.5 km/s para profundidades someras (< 5 km), la cual es consistente con el modelo de velocidades usado para localizar eventos volcánicos en el Popocatépetl usando redes sísmicas (Valdés et al., 1995; Arciniega-Ceballos et al., 2000; Arciniega-Ceballos et al., 2008) y ha sido validada por modelos de inversión de formas de onda para señales de periodo largo y de periodo muy largo relacionadas con explosiones moderadas (Chouet et al., 2005; Arciniega-Ceballos et al., 2012). Dado que los periodos dominantes (1 – 2 s) de los eventos mostrados en la Figura 3.7a están relacionados con longitudes de onda grandes, por lo que las heterogeneidades laterales pueden ser descartadas. Por lo tanto, para el modelo homogéneo la fase sísmica estaría arribando en la estación PPIG en $t_p = 1.40$ s.

Ahondando en el segundo escenario, la trayectoria curva del tiempo de viaje para la fase sísmica (τ) que caracteriza el gradiente de velocidad constante en el medio $V_p(z) = V_p(z_r)(1+(z - z_r)/h)$, puede ser obtenida según Beydoun y Ben-Menahem (1985), y Sanchez-Sesma et al. (2001) como:

$$\tau = [V_p(z_r)/h]^{-1} \ln \left(\frac{R_2 + R_1}{R_2 - R_1} \right) \quad (3.5)$$

donde $V_p(z_r)/h$ es el gradiente de velocidad, h es la longitud entre el nivel donde la velocidad es cero y el nivel $z = z_r$ de la velocidad de la onda de referencia $V_p(z - z_r)$, considerada como 540 m/s (Figura 3.8b).

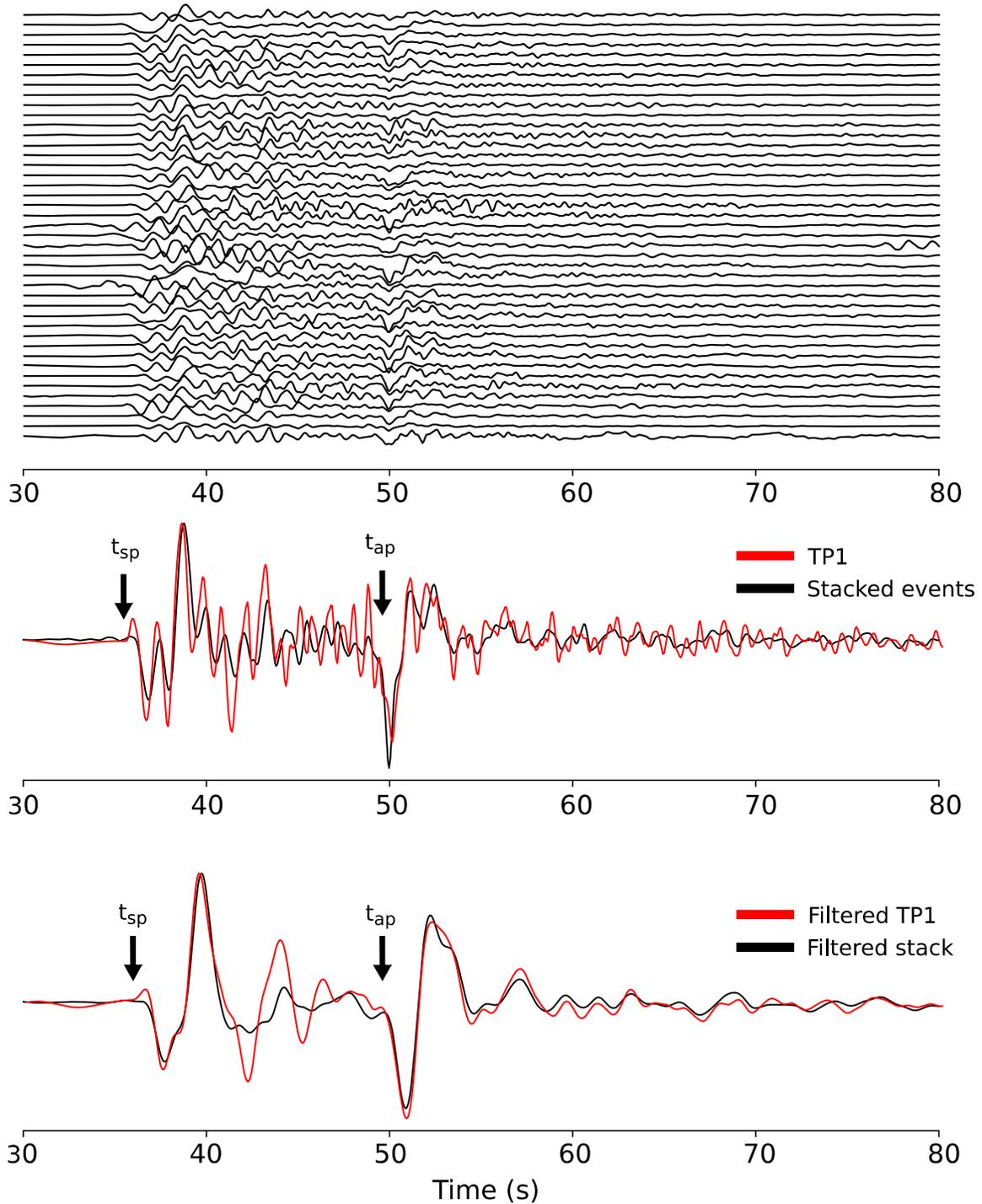


Figura 3.6. a) Trazas de los 43 eventos detectados ($|R| \geq 0.5$) desde 2017-01-01 a 2018-12-31 usando TP1. b) Apilamiento de los eventos detectados (línea negra) comparado con la forma de onda de TP1 (línea roja). El valor de $|R|$ entre estas dos formas de onda es de 0.90. En c) se muestran las formas de onda mostradas en b) después de aplicar un filtro pasa bandas en el rango 0.01 – 0.5 Hz para resaltar la fase de aire, facilitar el picado de los tiempos de arribo y por comparación. Las flechas en b) y c) apuntan a los tiempos de arribo de la fase sísmica (t_{sp}) y a la fase de aire acoplada al terreno (t_{ap}). Las amplitudes en todas las trazas están normalizadas con respecto al máximo.

Aquí $R_1 = \sqrt{x^2 + (z - z_r - z_0)^2}$ es la distancia entre la fuente y el punto de observación en (x,z) , z_0 es la profundidad de la fuente y $R_2 = \sqrt{x^2 + (z - (z_r - z_0) + 2h)^2}$ es la distancia entre una fuente imagen de un sistema de referencia bipolar a profundidad $-(z_0 + 2h)$ y el punto de observación. Las trayectorias de las ondas dependen de los ángulos de salida (take – off angle); fuentes someras (< 200 m) pueden representar trayectorias imposibles hacia PPIG, y fuentes profundas (≥ 200 m) salen en dirección descendente y aceleran con la profundidad divergiendo verticalmente lejos de la estación. Se estiman los valores de τ usando la Ec. (3.5) en un rango de profundidad de 0 – 800 m con intervalo de 20 m (Figura 3.8a), y se estima el gradiente de velocidad ($V_p(z_r/h)$) tomando la derivada de la curva de velocidad mostrada en la Figura 3.8b. Esta curva fue obtenida usando el modelo andesítico – basáltico para estructuras someras (< 500 m) en volcanes (Lesage et al., 2018). Para profundidades más grandes ($500 \text{ m} \leq z < 800 \text{ m}$) se asigna la velocidad de 3.5 km/s. Finalmente, el tiempo de viaje promedio a PPIG es de ${}^G t_p = 1.22$, bajo condiciones estables.

Adicionalmente, la velocidad de propagación de las ondas acústicas puede obtenerse de la ecuación de la velocidad del sonido efectiva (Bass et al., 1991; Garcés et al., 1998; Fee y Matoza, 2013):

$$c_{eff} = \sqrt{\gamma R_g T_g} + \mathbf{n} \cdot \mathbf{u} \quad (3.6)$$

donde \mathbf{u} es la velocidad de viento en la dirección de \mathbf{n} , la constante R_g para el aire es $286 \text{ m}^2/\text{s}^2/\text{K}$, la razón de calor específico γ es 1.4 y T_g es la temperatura en Kelvin. Se estima que $c_{eff} = 338 \text{ m/s}$ usando valores promedio de velocidad de viento (5 m/s) y temperatura (278.15 K) a una altitud de 4000 m.s.n.m (estos valores fueron obtenidos del sitio web de la estación meteorológica Altzomoni; <https://www.ruoa.unam.mx/index.php?page=estaciones&id=2>).

Considerando la línea de visión entre PPIG y la cima del volcán Popocatepetl se encuentra que la fase acústica t_{sp} podría alcanzar PPIG en aproximadamente 15 s considerando propagación lineal. Además del trayecto de la onda en la atmósfera, añadimos el tiempo de viaje dentro del conducto asumiendo que la fuente del mecanismo consiste de un conducto presurizado que explota en z_0 emitiendo mezclas de gas, ceniza y otros materiales volcánicos a velocidades promedio entre 130 – 160 m/s (Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados, 2006; Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2011). En este escenario, las ondas acústicas viajan más rápido que los materiales volcánicos, los cuales son excitados por la expansión del gas (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2011; Arciniega-Ceballos et al., 2015). Como las características del conducto (geometría, el material contenido, etc.) son desconocidas se asume que el conducto está despejado y que las ondas acústicas viajan en el rango de Mach 1 a Mach 6 (Tameguri

et al., 2012; Yamada et al., 2016). Por lo tanto, los tiempos de viaje promedio considerando trayectorias verticales a profundidades 50 – 800 m del cráter, para Mach 1 es de $M^1t_c = 1.17$ s y para Mach 6 es de $M^6t_c = 0.19$ s.

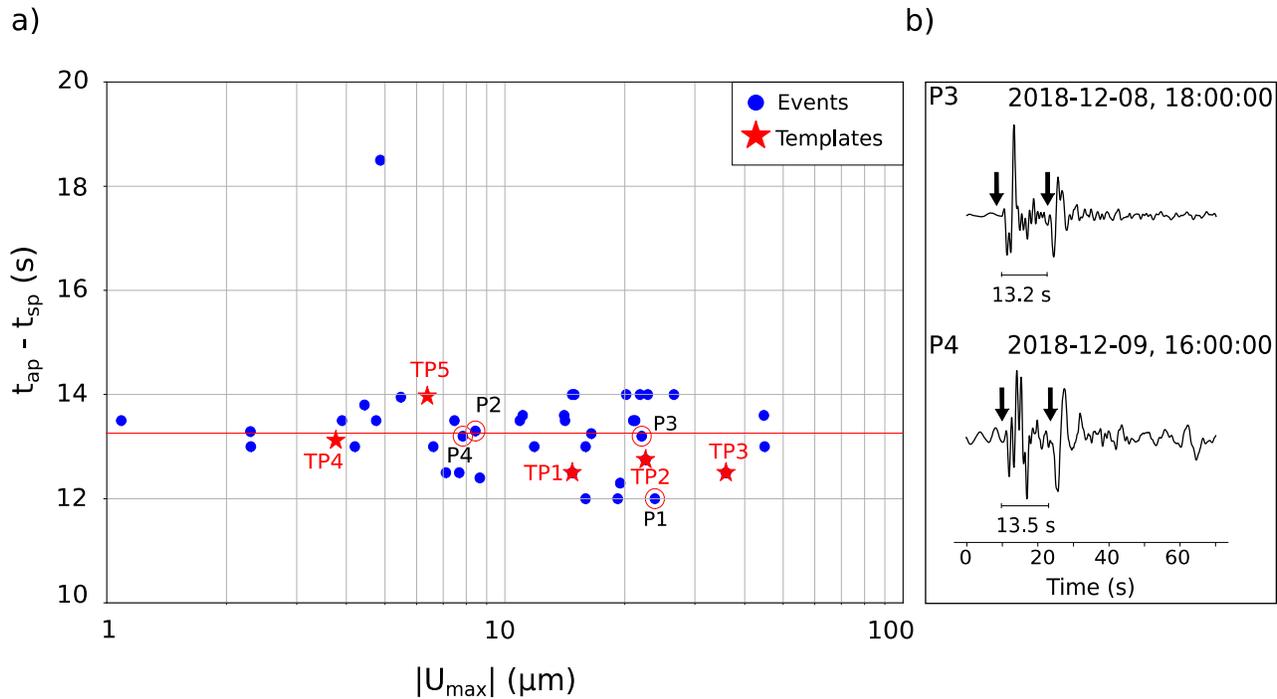


Figura 3.7. a) Los máximos desplazamientos $|U_{max}|$ de los eventos detectados mostrados en la Figura 3.6a), usando TP1, contra la diferencia en los tiempos de arribo entre la fase sísmica (t_{sp}) y la fase aérea (t_{ap}) (puntos azules). Las estrellas rojas indican los eventos TP1 a TP5. La línea roja indica el valor promedio de las diferencias entre tiempos de arribo. Los eventos en círculos rojos corresponden a las imágenes de las erupciones mostradas en la Figura 3.5a) y 3.5b). Las señales P3 y P4 filtradas en el ancho de banda 0.01 – 0.5 Hz, mostradas en el panel b) muestran el picado de los tiempos de arribo (indicados por las flechas) para calcular las diferencias de tiempo entre la fase sísmica y la fase aérea.

Añadiendo estos valores a los tiempos de viaje del cráter a la estación PPIG ($t_{ap} = 15.0$ s) y sustrayendo los tiempos de viaje de la onda P, $H_{tp} = 1.40$ s y $G_{tp} = 1.22$ s respectivamente, podemos obtener los valores promedio de los retrasos relacionados con la trayectoria completa. Para el medio homogéneo $M^1H_{ta} - H_{tp} = 14.8$ s y $M^6H_{ta} - H_{tp} = 13.8$ s, y para el medio de velocidad con gradiente constante $M^1G_{ta} - G_{tp} = 15.0$ s y $M^6G_{ta} - H_{tp} = 14.0$ s. El rango de profundidades para los eventos mostrados en la Figura 7a, como una primera aproximación, con respecto a la elevación de PPIG ($Z_{PPIG} = 4000$ m.s.n.m.) puede ser estimada como $Z = C_{eff}(t_{ap} - t_{sp} + M^6t_c) - Z_{PPIG}$ generando un rango entre 130 y 810 m (Figura 8a). Estos resultados sugieren que independientemente de las suposiciones de la velocidad de la onda P, mientras la velocidad de la onda acústica en el conducto sea más alta, mejor es el ajuste de los datos.

Las trayectorias de desplazamiento de las partículas en los planos horizontal y vertical obtenidos en el ancho de banda 0.01 - 0.5 Hz para TP1 y para la señal apilada se muestran en la Figura 9a y 9b. De acuerdo con Neuberg y Pointer (2000), la corrección topográfica se realiza para fuentes someras cuyas profundidades son la mitad de la longitud de onda de la frecuencia dominante de la señal. Para PPIG puede descartarse dado el rango de periodos dominantes 1 – 10 s y las longitudes de onda involucradas usando 3500 km/s para los primeros 5 km (Valdez et al., 1995; Arciniega-Ceballos et al., 2000; Arciniega-Ceballos et al., 2008).

Los movimientos de partícula fueron calculados en específicas ventanas de tiempo relacionadas con las fases sísmicas y acústicas. Los patrones de movimiento de partícula en el plano horizontal para la fase sísmica (Figura 9a y 9b) apuntan directamente al volcán y las fases de aire aproximadamente coinciden con la dirección de viento (NW – SE) que predominan durante el periodo de estudio (Figuras 3.5a, 3.5b, Apéndice C). Por lo tanto, la velocidad $c_{\text{eff}} = 338$ m/s es adecuada para nuestros cálculos. Note que el movimiento de partícula en el plano vertical sugiere que las ondas sísmicas arriban a PPIG desde una profundidad con una inclinación menor a 90° (Figura 3.9a y 3.9b).

3.6 Discusión

En resumen, las características comunes que presentan los eventos detectados son: 1) Presentan formas de onda similares (Figura 3.3, Figura 3.7b), 2) tienen diferencias en tiempos de viaje $t_{\text{ap}} - t_{\text{sp}}$ alrededor de 13.4 s (Figura 3.7a), y 3) los eventos son representativos de explosiones moderadas con alturas con una altura de columna eruptiva entre 500 y 3000 m por encima del cráter (Figuras 3.5a y 3.5b, Tabla 3.2). Estas similitudes sugieren que estos eventos comparten mecanismos similares y se originan dentro de una región restringida y que estuvo activa al menos durante el periodo de estudio (2017 – 2018). La variación de 2 s en las diferencias en tiempos de viaje entre las fases de aire y sísmica indican una variación proporcional a la profundidad. La región fuente extendida puede variar en el rango de 130 a 800 m por debajo del cráter (Figura 3.8a). Esta estimación coincide con la distribución de hipocentros reportados para eventos de periodo largo (Arciniega-Ceballos et al., 2008), misma que está delimitada por la distribución espacial de los centroides de los mecanismos obtenidos por la inversión de forma de onda tanto de señales de periodo muy largo (VLP) (1500 m) como de eventos de periodo largo (LP) (± 250 m) registradas en el volcán Popocatepetl (Arciniega-Ceballos et al., 1999; Arciniega-Ceballos et al., 2012; Chouet et al., 2005). Interpretaciones similares a las discutidas en este trabajo han sido reportadas usando registros sísmicos e infrasónicos fueron usados para localizar las regiones de fuente sísmica en los volcanes Stromboli (Braun y Ripepe, 1993; Ripepe et

al., 2001), Tungurahua (Ruiz et al., 2006) y Mt. Cleveland (De Angelis et al., 2012; Iezzi et al., 2020), por mencionar algunos.

El umbral del coeficiente de correlación $|R|$ se ajustó en 0.5 pero observamos que los eventos pequeños de desgasificación pueden ser también detectados usando un valor umbral de 0.4. Sin embargo, seleccionar valores umbrales más bajos ($0.4 \leq |R| < 0.5$) involucra más intervención del analista y requiere de la selección cuidadosa de las ventanas de tiempo para eliminar tremor y eventos sísmos regionales, además de identificar eventos ocultos en la microsismicidad y rechazar falsas detecciones. ATMC puede ser adaptado para considerar eventos volcánicos muy pequeños pero el objetivo en este trabajo son los eventos explosivos dentro del rango de moderados a grandes. Por lo tanto, para ejemplificar los eventos detectados contra los no detectados, las trazas de los eventos se organizan en tres categorías en la Figura 3.10a-c. La primera categoría incluye eventos detectados usando TP1, donde el valor umbral se encuentra en el rango 0.5 – 0.8. Estos eventos fueron reportados por CENAPRED y presentan una fase de aire clara (Figura 3.10a). Las características en la forma de onda de estos eventos coinciden con los eventos de periodo largo clasificados como Tipo I por Arciniega-Ceballos et al. (2008). Para confirmar el número de detecciones satisfactorias con TP1, ejecutamos ATMC con los templates TP2 y TP3 y obtuvimos los mismos 43 eventos detectados (Tabla 3.2). La segunda categoría abarca eventos en el rango de $0.4 \leq |R| < 0.5$ (38 eventos en total) usando las señales TP1 y TP2. Estos eventos también están reportados en el catálogo de CENAPRED. Notamos que para estos eventos la señal que coincide con el tiempo de arribo de la fase de aire no es clara debido a su pequeña amplitud y a que está enmascarada por la microsismicidad (Figura 3.10b). Esto sucede debido a que ATMC toma en cuenta toda la ventana de la señal maestra (100 s) donde se encuentran tanto la fase sísmica como la fase de aire. Por lo tanto, los eventos de la categoría 2 (Figura 3.10b) son ejemplos en los que la detección está en función de la fase sísmica. Esto genera como consecuencia que aunque no todos los eventos explosivos contienen una fase de aire reconocible pueden ser detectados por ATMC. La tercera categoría ejemplifica algunos de los eventos reportados por CENAPRED que ATMC no pudo detectar. Notamos que estos eventos están ocultos dentro de la microsismicidad y requieren de un filtro pasa altas por encima de 1 Hz para poder verse (Figuras 3.10c y 3.10d). Estas señales no contienen fases sísmicas o de aire que puedan categorizarse como eventos explosivos.

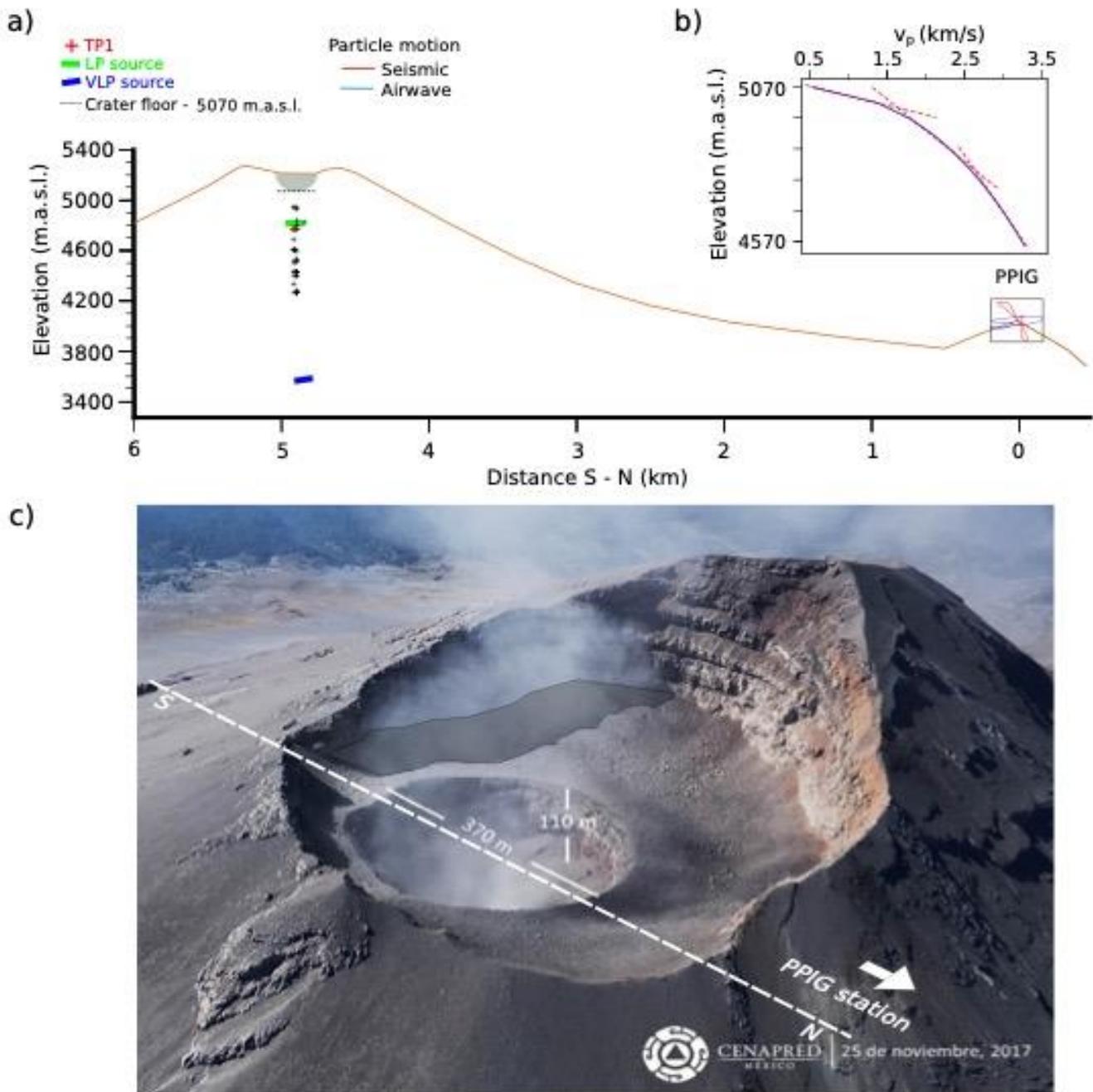


Figura 3.8. a) Perfil orientado S-N del volcán Popocatepetl (línea café) usando la vista del cráter tomada de la fotografía (<http://www.cenapred.unam.mx/reportesVolcanGobMx/>) y los puntos de elevación tomados de Google Earth. En la posición de PPIG se grafican los movimientos de partícula de la fase sísmica (línea roja continua) y la fase de aire (línea azul) del evento TP1. El área sombreada en gris indica el piso del cráter. Las cruces negras indican la región de la fuente sísmica inferida usando las diferencias en tiempos de viaje $t_{ap} - t_{sp}$ de los eventos desplegados en la Figura 3.7a. Los rectángulos azules indican la localización del centroide de las fuentes sísmicas de LP y VLP (Arciniega-Ceballos et al., 2012). b) Curva de velocidad calculada cada 20 m, usando el modelo andesítico – basáltico para estructuras someras en volcanes (línea azul sólida) (Lesage et al., 2018). Las líneas punteadas rojas indican el gradiente de velocidad. Véase la Sección 3.5 para más detalles.

La microsismicidad alrededor del volcán Popocatépetl tiene periodos dominantes entre 2 y 12 s, y que puede incrementarse hasta 20 s (Arciniega-Ceballos et al., 1999; Arciniega-Ceballos et al., 2003). Cuando la razón entre la amplitud de la señal volcánica y la microsismicidad es baja el único recurso para recuperar la señal es el uso de filtros; el punto es determinar si la señal filtrada pertenece o no a un evento explosivo moderado o grande. El filtrado puede afectar la frecuencia dominante de la fase de aire (0.4 Hz) debido a que se encuentra cerca del rango de frecuencia de la microsismicidad (Matzo et al., 2019a). Es por esto que probamos diferentes longitudes de ventanas de tiempo para encontrar la longitud en la cual ATMC detecta más eventos y eliminamos las codas donde la microsismicidad puede ser predominante. Ejecutamos ATMC usando ventanas de 10, 20, 30, 40 y 50 s, y los resultados generados los comparamos con los resultados de las ventanas de 100 s. Para ejemplificar estos cálculos, seleccionamos aleatoriamente dos registros de 24 horas de longitud: el día 2017-04-23 (día juliano 113) y 2018-12-08 (día juliano 342). En el día 2017-04-23 obtuvimos un total de 268 detecciones usando la ventana de 10 s, 28 detecciones para 20 s, 1 detección para 30 s y no hubo detecciones para 40, 50 y 100 s. La mayoría de las detecciones en 10, 20 y 30 s son falsas detecciones por lo que estas longitudes fueron descartadas.

Por otro lado, en 2018-12-08 obtuvimos 2131 detecciones con la ventana de 10 s y 247 detecciones para 20 s, en donde todos son falsos positivos. Para el caso de 30 s, 3 de las 6 detecciones generadas son falsos positivos. Finalmente, para 40, 50 y 100 s sólo 3 detecciones fueron generadas y también se detectaron usando la señal TP1. Sin embargo, comparando 40, 50 y 100 s usando TP2, TP3, TP4 y TP5, aunque ATMC corre 12 a 25% más rápido usando ventanas 40 y 50 s, con estas ventanas ATMC genera una mayor cantidad de falsos positivos. Para 40 y 50 s TP1 y TP2 producen consistentemente los mismos resultados que con la ventana de 100 s para los eventos que están en las categorías 1 y 2 (Figuras 3.10a y 3.10b). En contraste, aunque TP3 detecta los eventos listados para las categorías 1 y 2, produce cientos de falsos positivos relacionados con la microsismicidad y ondas superficiales que no están relacionados a las fases de aire de origen volcánico. Usando TP4, ATMC no detecta ningún evento, y usando TP5, ATMC detecta algunos de los eventos de la categoría 1 con el costo de miles de falsas detecciones. Las señales maestras (templates) presentan alta similitud pero las diferencias entre cada una predeterminan la detección hacia la fase sísmica o la fase de aire. Por lo tanto, para este análisis ocupamos ventanas de tiempo de 100 s para las señales TP1, TP2, TP3, TP4, y TP5.

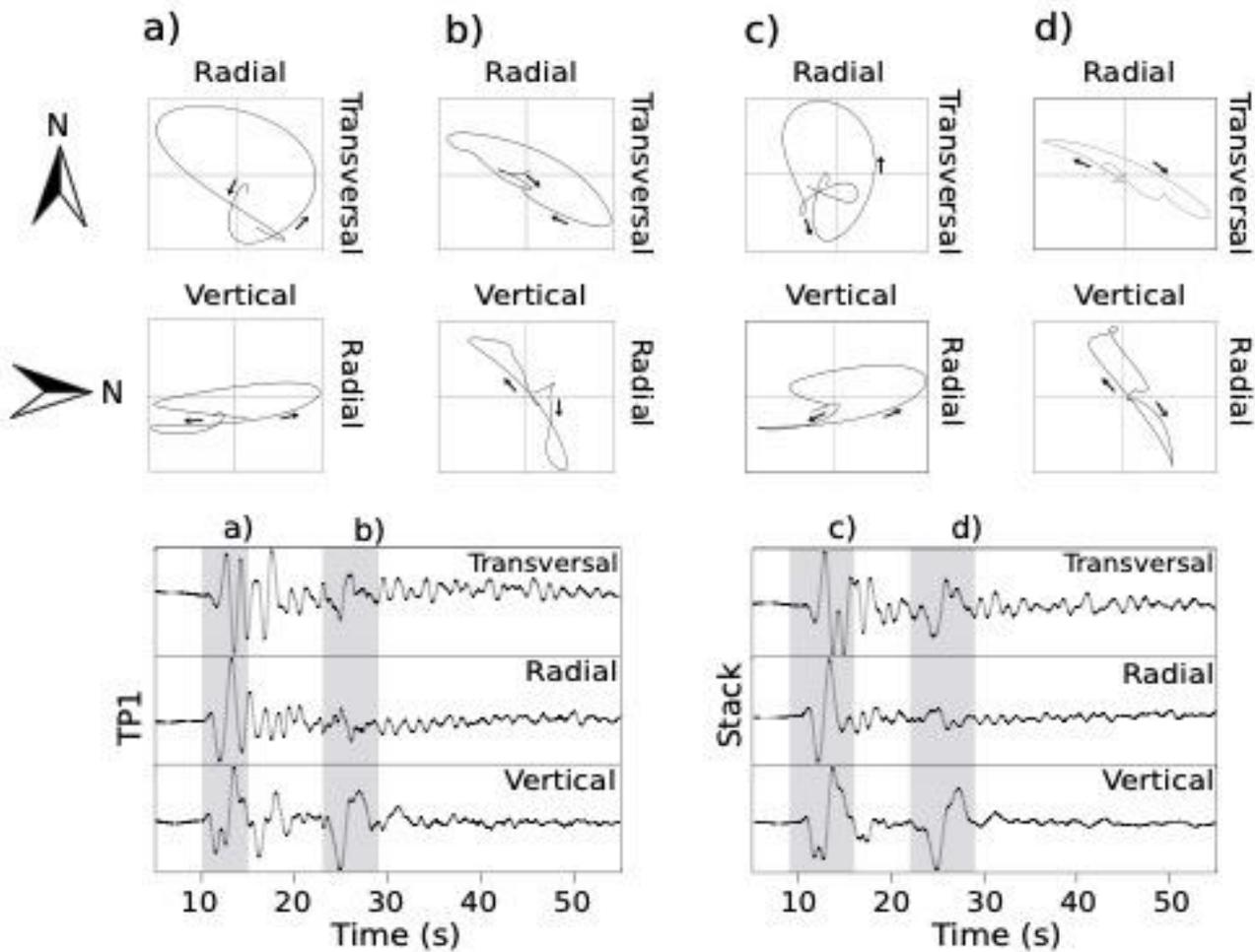


Figura 3.9. Trayectorias del movimiento de partícula en los planos horizontal (radial – transversal) y vertical (vertical – radial) mostrados en los paneles superior y medio respectivamente. Las barras sombreadas en cada panel inferior indican la ventana de tiempo usada para las gráficas de movimiento de partícula para la fase sísmica y la fase de aire; a) y b) para los eventos TP1, y c) y d) para la señal apilada de los eventos detectados. Las flechas indican la dirección de movimiento. Las trazas sísmicas fueron filtradas en el ancho de banda 0.01 – 0.5 Hz.

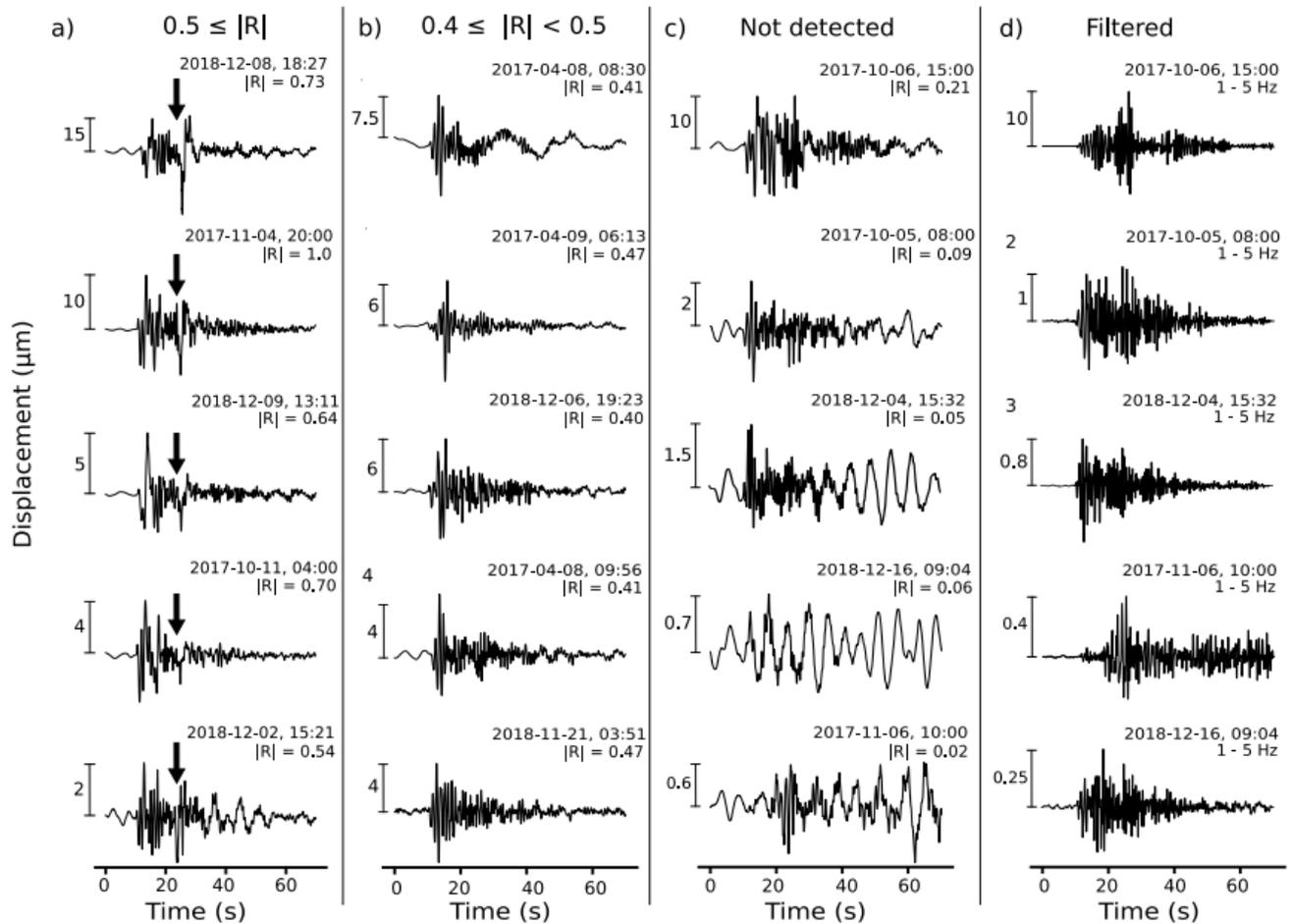


Figura 3.10. Eventos detectados organizados en tres categorías basadas en el valor de $|R|$ usando TP1 como señal maestra. El panel a) corresponde a la categoría 1 de los eventos explosivos detectados con $|R| \geq 0.5$. Fases de aire acopladas al terreno pueden observarse y se indican con flechas negras. El panel b) corresponde a la categoría 2 de los eventos detectados en el rango $0.4 \leq |R| < 0.5$. El panel c) corresponde a la categoría 3 de los eventos no detectados por ATMC pero que fueron reportados por CENAPRED. El panel d) muestra las señales del panel c) después de aplicar un filtro pasa altas a 1 Hz. El tiempo y la fecha en UTC y el valor $|R|$ para cada evento se muestran en la parte superior derecha de cada figura. El tamaño de las barras en el lado izquierdo de cada gráfica representa la amplitud cresta – valle (máxima amplitud) relativa a la barra de escala en el eje y (véase la Sección 3.5 para explicación detallada).

3.7 Conclusiones

En este trabajo describimos el código automatizado de reconocimiento de patrones (ATMC) para sistemáticamente identificar explosiones volcánicas registradas como ondas de aire acopladas al terreno en sismogramas de banda ancha. Analizamos dos años de registros sísmicos de banda ancha continuos de la estación sísmica permanente PPIG del Popocatépetl. Usamos cinco señales maestras de 100 s de longitud identificadas en PPIG y asociadas a las formas de onda de aire acopladas al terreno registradas por el arreglo ATLI (Figuras 3.3, 3.4). Ejecutando ATMC con las señales TP1, TP2 y TP3 encontramos 43 eventos con valores $|R|$ en el rango 0.5 – 0.8; estos eventos fueron reportados por el CENAPRED (Tabla 3.2). La actividad durante el periodo de estudio fue dominada por eventos repetidos asociados con explosiones moderadas de desgasificación que comparten formas de onda similares a las señales TP1, TP2 y TP3, y muestran un amplio rango de amplitudes (Figuras 3.3 y 3.7). Nuestro análisis indica que un coeficiente de correlación arriba de 0.5 es suficiente para identificar eventos explosivos y las ondas de aire acopladas al terreno asociadas en los registros de desplazamiento. Las intensidades pueden estar relacionadas con condiciones de presión iniciales que excitan a las fuentes sísmica y acústica, las cuales en términos de una interpretación sencilla podrían estar localizadas a profundidades entre 130 – 800 m por debajo del cráter del Popocatépetl (Figura 3.7, Figura 3.8). Estos resultados sugieren que el Popocatépetl mantuvo un mecanismo de fuente no destructivo durante 2017 – 2018, el cual es consistente con las observaciones que se han analizado desde su reactivación en 1994 (Arciniega-Ceballos et al., 1999; Arciniega-Ceballos et al., 2012; Arciniega-Ceballos et al., 2015; Chouet et al., 2005). No todos los eventos explosivos producidos por el Popocatépetl son de carácter repetitivo, por lo tanto, no todos pueden ser detectados por el método de reconocimiento de patrones usando un conjunto de señales maestras. Nuestro trabajo actual incluye la identificación de señales relacionadas con fases de aire acopladas al terreno en sismogramas registrados en redes sísmicas de banda ancha recientes y pasadas. Un siguiente paso de este trabajo será una investigación detallada de los efectos de la variabilidad de la propagación de ondas de infrasonido y el ruido del viento (Matoza y Fee, 2018; Matoza et al., 2019b) en las capacidades de detección de ATMC para habilitar la detección de diferentes tipos de explosiones y ondas de aire acopladas al terreno alrededor del Popocatépetl. ATMC podría mejorarse al incrementar la librería de templates, habilitando la identificación y clasificación de diferentes señales explosivas asociadas con el comportamiento explosivo del Popocatépetl y, por lo tanto, mejorando la evaluación y gestión de riesgo por la actividad del volcán Popocatépetl.

Capítulo 4. Detección y análisis preliminar de señales sismo-acústicas obtenidas por la red PO

4.1 Introducción

En el presente capítulo se introduce a la red de estaciones PO, una red de sensores de infrasonido y sismómetros de banda ancha instalados en un rango de 4 – 25 km del volcán Popocatepetl que se mantuvo en operación desde agosto 2021 a mayo de 2022. El objetivo en este capítulo es la detección y el análisis de las señales sismo-acústicas producidas por las explosiones del volcán Popocatepetl en el periodo de agosto y septiembre de 2022. La diferencia primordial, con respecto a los capítulos anteriores, es el mapeo del campo sismo-acústico en diferentes direcciones y a diferentes distancias. La detección de las señales sismoacústicas se lleva a cabo con el algoritmo ATMC, introducido y explicado en el Capítulo III del presente trabajo. En este periodo se detectaron un total de 25 eventos de los 47 eventos reportados por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), de los cuales identificamos dos familias de eventos cuya diferencia principal entre ambas es la identificación y existencia de una fase de aire acoplada en los registros sísmicos. La fase de aire acoplada sólo puede ser identificable en las estaciones más cercanas al edificio volcánico (distancias menores o iguales a 11 km) y para ondas de presión con amplitudes mayores a 10 Pa. En las estaciones más lejanas sólo es posible identificar las ondas de presión en los registros de infrasonido debido al ruido local que domina en los registros sísmicos. Los datos analizados coinciden con los eventos de mayor amplitud que se presentaron durante la operación de las redes y corresponden a los periodos que se mencionan en este capítulo.

4.2. Localización e instrumentación de las estaciones de la red PO

La Figura 4.1 muestra la localización de las cinco estaciones instaladas alrededor del volcán Popocatepetl y la Tabla 4.1 muestra los nombres de cada estación, sus coordenadas geográficas, la elevación a la que están y la distancia lineal a la que se encuentran del cráter. Todas las estaciones se encuentran instaladas dentro de propiedad privada.



Figura 4.1. Mapa que muestra los sitios de las cinco estaciones sismo-acústicas alrededor del volcán Popocatepetl. Imagen tomada y modificada de Google Earth, 2021.

Network	Station code	Station name	Lat (°)	Long (°)	Elevation (m.a.s.l.)	Distance to vent (km)
PO	POCB/PICB	Cruz Blanca	19.05	-98.63	4028	3.97
PO	POBV/PIBV	Buenavista	19.12	-98.58	3310	11.17
PO	POTO/PITC	Tochimilco	18.89	-98.57	2062	15.69
PO	POAE/PIAE	Atlixco - Esmeralda	18.88	-98.43	1802	25.28
PO	POSP/PISP	San Pedro	19.08	-98.71	2768	11.90

Tabla 4.1. Coordenadas geográficas, elevación y distancia al cráter para cada estación

Station code (SI/INF)	Seismic equipment		Infrasound equipment	
	Seismometer	Digitizer	Infrasound sensor	Digitizer
POCB/PICB	Trillium 120-PA 001159	Taurus 002694	Chaparral C64 – 02	DataCube AL5
POBV/PIBV	Trillium Posthole Seismometer	Datacube AVV	Chaparral C64 – 03	DataCube AL4
POAE/PIAE	Trillium 120-PA 001158	Taurus 002692	Chaparral C64 – 01	DataCube AL3
POTO/PITC	Trillium 120-PA 001160	Taurus 002693	Hyperion HYP3A – 001	DataCube AL7
POSP/PISP	Trillium 120-PA 001161	Taurus 002695	Hyperion HYP3A – 002	DataCube AL6

Tabla 4.2. Información del sismómetro, del sensor de infrasonido y de los digitalizadores instalados en cada estación.

4.3. Descripción de las estaciones y sitios

4.3.1 Cruz Blanca (POCB / PICB)

La estación Cruz Blanca es una pequeña cabina localizada a 3.97 km N del cráter del volcán. Es la estación más cercana de la red al volcán y se encuentra dentro de la zona restringida para civiles. Su ingreso requiere previa autorización por parte de las autoridades del parque nacional Izta – Popo (Figura 4.1). La distancia entre Paso de Cortés, el punto de acceso turístico más cercano al límite de la zona restringida, y Cruz Blanca es de aproximadamente 3.5 km de los cuales 2.7 km pueden ser recorridos por vehículo. Los 800 m restantes a la caseta son cuesta arriba y sólo pueden ser realizados a pie. La administración de la cabina está bajo el Instituto de Geofísica, UNAM, y se encuentran instalados otros instrumentos de monitoreo de la actividad volcánica. El equipo sísmico empezó a operar en noviembre de 2019, mientras que el equipo de infrasonido comenzó a operar en agosto de 2021. La estación es autónoma ya que cuenta con un panel solar con voltaje de salida nominal de 17 V que está sujeto al techo de la cabina. Las antenas GPS se encuentran ajustadas a los paneles solares de la caseta y, por protección, los cables de conexión entre los paneles y el equipo se encuentran protegidos por tubos de polietileno (poliducto). Los digitalizadores se encuentran dentro de gabinetes instalados dentro de la caseta. El sensor sísmico se sitúa aproximadamente a 1 m de la caseta en dirección al volcán y a 1 m de profundidad, y el sensor de infrasonido está instalado dentro de la caseta junto con el digitalizador. Se adaptó una manguera flexible transparente para exteriores de 30 cm de longitud al sensor, y pasa a través de un hueco de la caseta para captar las ondas acústicas que provienen del exterior (Figura 4.2d). El equipo de infrasonido consiste en un digitalizador Data cube con código AL5 y un sensor Chaparral M64 UHP – 02 con respuesta plana en el rango 0.03 – 200 Hz, y ambos se encuentran almacenados dentro de un gabinete de plástico. La tasa de muestreo es de 400 Hz y el GPS toma puntos cada 59 minutos. La ganancia es de a 1, el valor por defecto para este tipo de digitalizador. En el caso del equipo sísmico, el digitalizador Taurus y el sismómetro de banda ancha (120 s) Trillium 120PA se encuentran instalados en este sitio; la tasa de muestreo de los registros

sísmicos es de 100 Hz. Debido a la situación derivada del COVID-19, existe una diferencia considerable entre los tiempos de operación entre el equipo sísmico y el equipo de infrasonido.

4.3.2 Buenavista (POBV / PIBV)

La villa turística de Buenavista se localiza a 8.28 km NE del cráter y a 4.93 km de Paso de Cortés en línea recta. Sólo existe un camino de acceso a Buenavista, por lo tanto, el acceso está controlado y se requiere autorización por parte de los propietarios y de las autoridades de la villa para acceder a la estación. El tiempo de traslado de la entrada de la villa a la estación es de aproximadamente 15 minutos en vehículo. La propiedad que alberga la estación tiene un área aproximada de 18 000 m² y no hay ningún tipo de construcción dentro de la propiedad; sin embargo, en los alrededores de la propiedad se realizan (al menos durante el periodo de tiempo considerado en el presente capítulo) trabajos de construcción, además de trabajos de limpieza y mantenimiento dentro de la propiedad. Por lo tanto, durante el día hay presencia de ruido de origen antropogénico.

El sensor de infrasonido se encuentra instalado aproximadamente a 70 m de la entrada de la propiedad. El panel solar se encuentra ajustado al terreno y está situado a 10 m del gabinete que alberga al sensor y al digitalizador. El gabinete está cubierto por una sección de lona para protegerlo de las condiciones climáticas de la zona. Los cables de conexión entre el panel y el equipo están enterrados y protegidos por tubo de polietileno. Para este sensor no se adaptó ningún accesorio externo. En este sitio se encuentran instalados el digitalizador Data cube AL4 y el sensor de infrasonido Chaparral M64 UHP – 03.

Al igual que en la estación Cruz Blanca, la tasa de muestreo es de 400 Hz, la ganancia es de 1 y el GPS adquiere puntos cada 59 minutos (Figura 4). Este equipo ha estado operando desde junio de 2021. El equipo sísmico consiste en un digitalizador Data cube AVV y un sismómetro de banda ancha (120 s) Trillium Compact PH 120-s. Los datos sísmicos de esta estación tienen una tasa de muestreo de 100 Hz con ganancia de 4. Este equipo es parte de una red de sismómetros a cargo del Dr. Marco Calo del Instituto de Geofísica, UNAM y comenzó a operar en febrero de 2019.

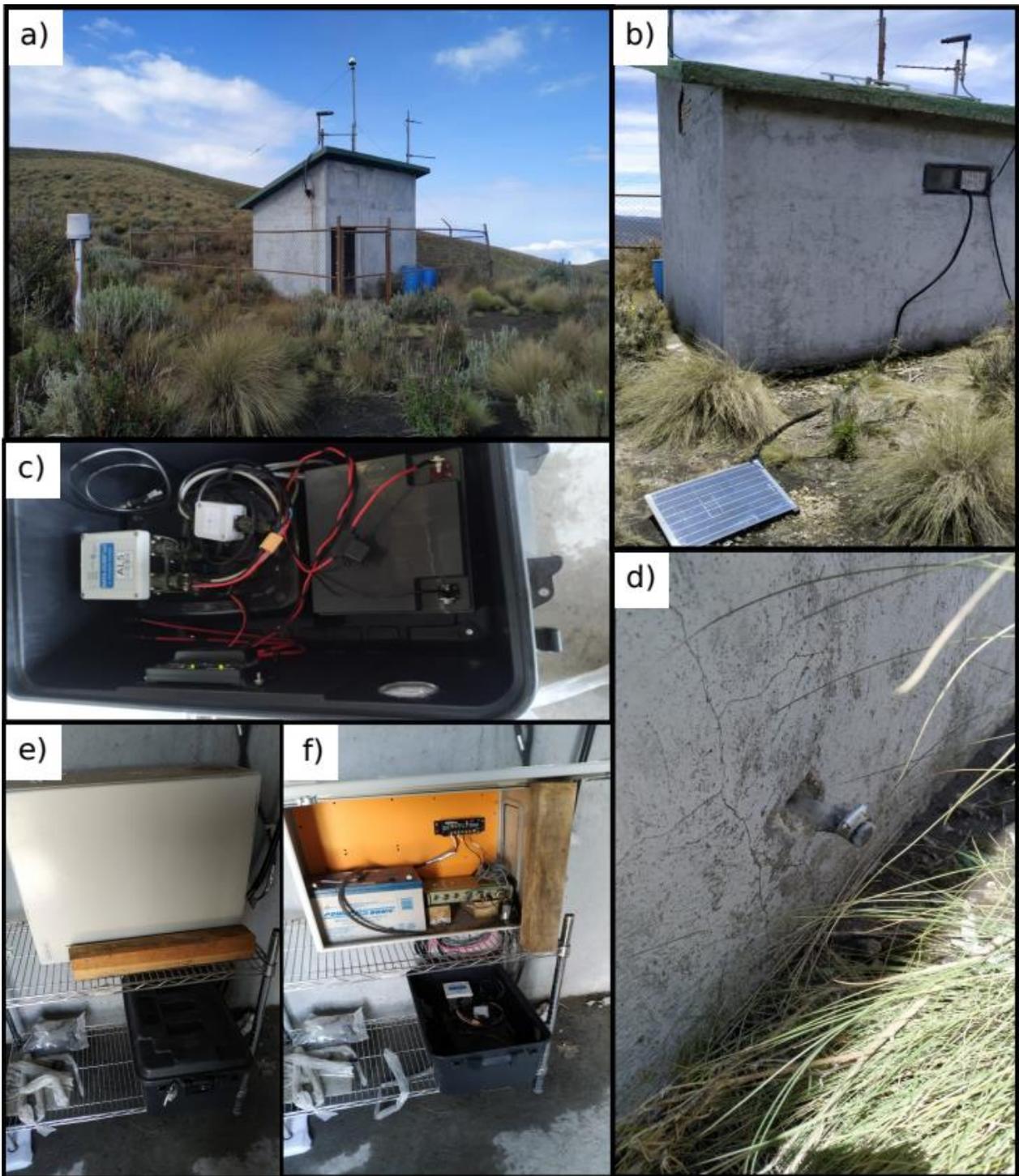


Figura 4.2 a) Imagen de la estación Cruz Blanca. b) Imagen del panel solar del equipo de infrasonido ajustado al terreno. c) Gabinete que alberga el equipo de infrasonido. d) Imagen del segmento de manguera de 30 cm ajustado al sensor de infrasonido y que apunta al exterior en dirección al volcán. e) Imagen de los gabinetes de equipo sísmico e infrasonico. f) Imagen de los equipos sísmico e infrasónico en funcionamiento.

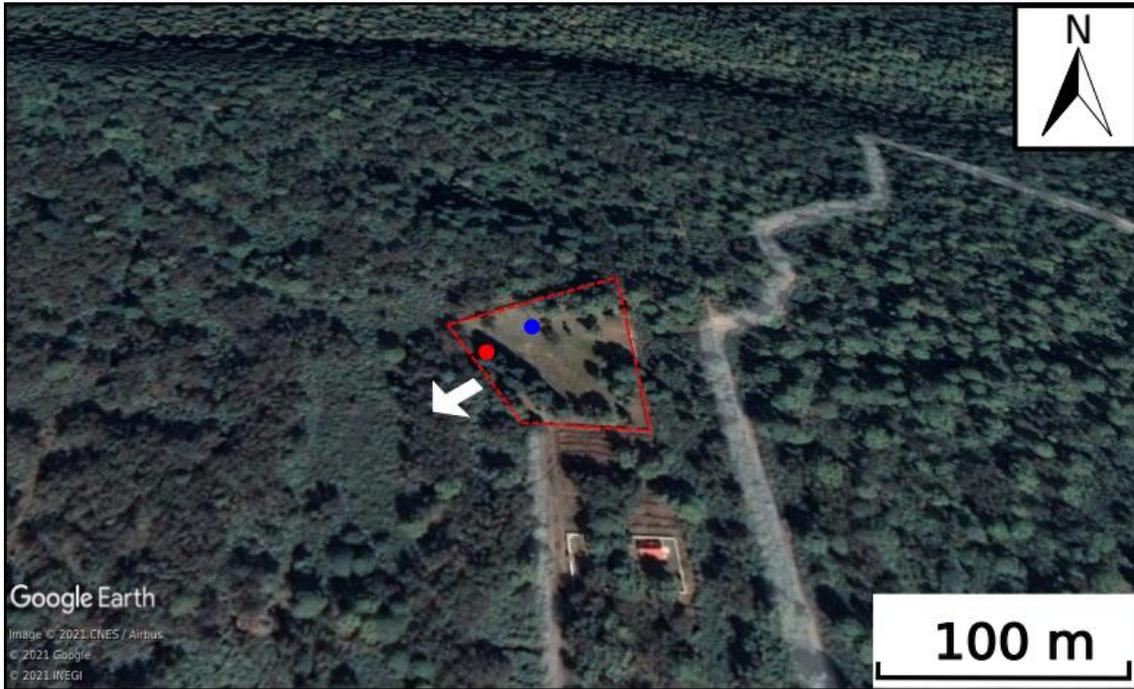


Figure 4.3. Imagen de la propiedad privada en la que se encuentra instalada la estación de Buenavista. La línea roja delimita los límites de la propiedad, el punto azul muestra la ubicación del equipo de infrasonido, el punto rojo muestra la ubicación del equipo sísmico y la flecha roja muestra la dirección en la que se encuentra el volcán. Imagen obtenida de Google Earth.

4.3.3 Atlixco - Esmeralda (POAE / PIAE)

La ciudad de Atlixco está localizada a 25.28 km SE del cráter del volcán. La estación se encuentra instalada dentro del Hotel Esmeralda, que se ubica a las afueras de la ciudad dentro de un fraccionamiento privado que lleva por nombre “El Encanto”. La carretera federal Puebla – Izúcar de Matamoros está a 297 metros de la entrada del hotel en línea recta. Es la estación más lejana de la red y se encuentra operando desde junio de 2021. Ambos equipos están instalados en los jardines del hotel (Figuras 4.5, 4.6a y 4.6e). El digitalizador Data cube AL3 y el sensor Chaparral M64 UHP – 01 están operando en esta estación. Debido a la lejanía de la estación con respecto al volcán y a su cercanía con la ciudad, la tasa de muestreo es de 200 Hz y los puntos GPS se adquieren cada 59 minutos. El equipo sísmico, separado en aproximadamente 20 m del sensor de infrasonido, consiste de un digitalizador Taurus y sismómetro de banda ancha (120 s) Trillium 120-PA (Figura 4.6e) con tasa de muestreo a 100 Hz (Figura 4.6). El sensor sísmico está instalado a 0.8 m por debajo del suelo. La tasa de muestreo es de 100 Hz.

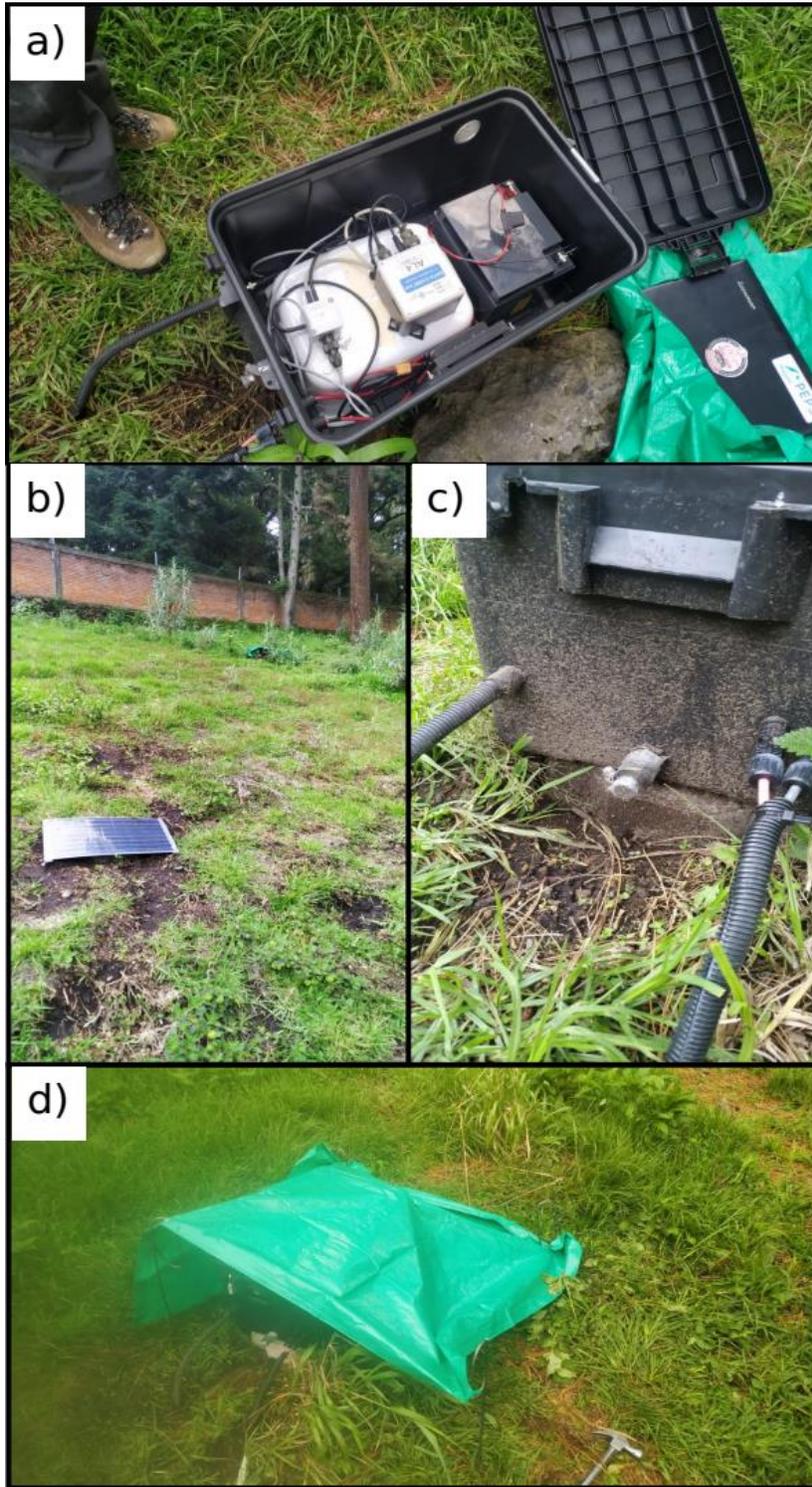


Figura 4.4 a) Imagen del sensor de infrasonido instalado en la estación Buenavista. b) Imagen del panel solar ajustado al terreno y del gabinete que alberga el equipo de infrasonido. c) Imagen del adaptador de salida del sensor. d) Imagen del gabinete siendo cubierto por lona para proteger de condiciones climáticas.



Figura 4.5. Imagen satelital del Hotel Esmeralda donde la estación Atlixco – Esmeralda (POAE/PIAE) está instalada. El punto azul indica la posición del sensor de infrasonido, el punto rojo indica la posición del sismómetro y la flecha blanca indica la dirección en la que se encuentra el volcán. Imagen obtenida y modificada de Google Earth.

4.3.4 Tochimilco (POTO / PITC)

El pueblo de Tochimilco se localiza aproximadamente a 16 km SE del cráter del volcán. La sección donde se instaló el equipo es la parte anterior de propiedad privada y consta de un área de aproximadamente 621.21 m² rodeada por grandes columnas y muros que, de acuerdo con la propietaria, fueron construidas durante la época colonial. Además de estas columnas no existe otra construcción dentro de esta sección. Dos calles rodean la propiedad: Avenida Reforma y Avenida Libertad. Avenida Reforma es una de las calles principales del pueblo y la estación se encuentra aproximadamente a 90 metros de esta avenida; usualmente esta calle es concurrida y a un costado de la casa se ubica una base de autobuses. En contraste, Avenida Libertad es mucho menos transitada y se encuentra a 32 metros en línea recta de la ubicación de la estación.

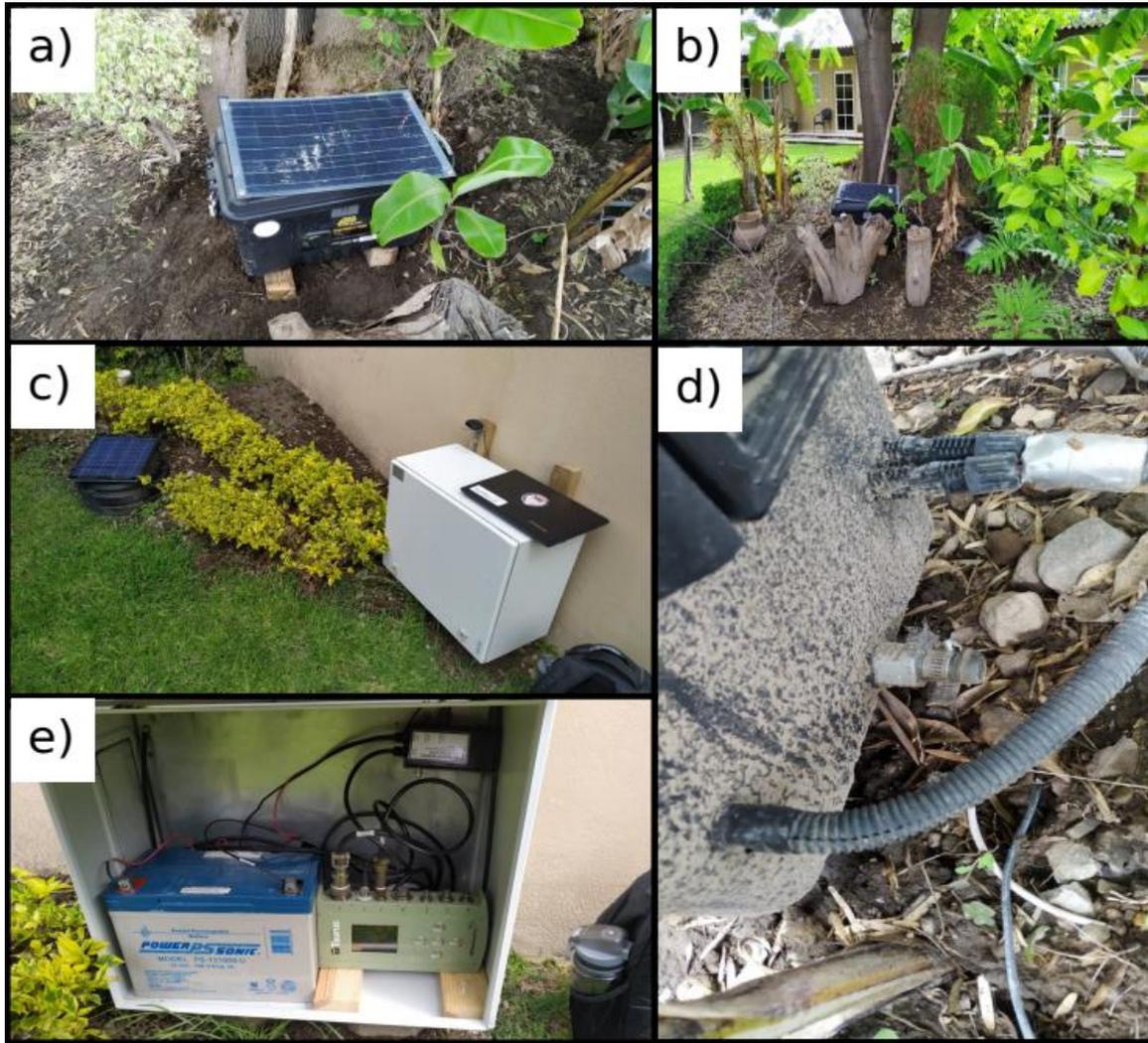


Figura 4.6. a), b) Imágenes del sensor de infrasonido en la estación Atlixco - Esmeralda. c) Imagen del gabinete sísmico, el panel solar y el lugar donde está instalado el sismómetro. d) Imagen del adaptador del sensor de infrasonido. e) Imagen del digitalizador, la batería y el controlador del panel solar de la estación sísmica.

Los paneles solares en esta estación están fijos al suelo. El digitalizador data cube AL7 y el sensor de infrasonido Hyperion IFS-3111 HYP3A – 001 se encuentran operando en esta estación con tasa de muestreo de 200 Hz debido a la presencia de ruido y a la distancia entre el volcán y el sitio; los puntos GPS se adquieren cada 59 segundos (Figura 4.8c). En el caso del equipo sísmico, el digitalizador Taurus y el sismómetro de banda ancha (120 s) Trillium 120-PA están operando en esta estación con tasa de muestreo de 100 Hz (Figura 4.8d). Tanto el equipo sísmico como el equipo de infrasonido empezaron a operar en agosto de 2021; sin embargo, en esta estación se han presentado dificultades técnicas con el sistema de alimentación (Panel solar y batería) que resultaron en periodos de hasta 3 meses sin información de esta estación.

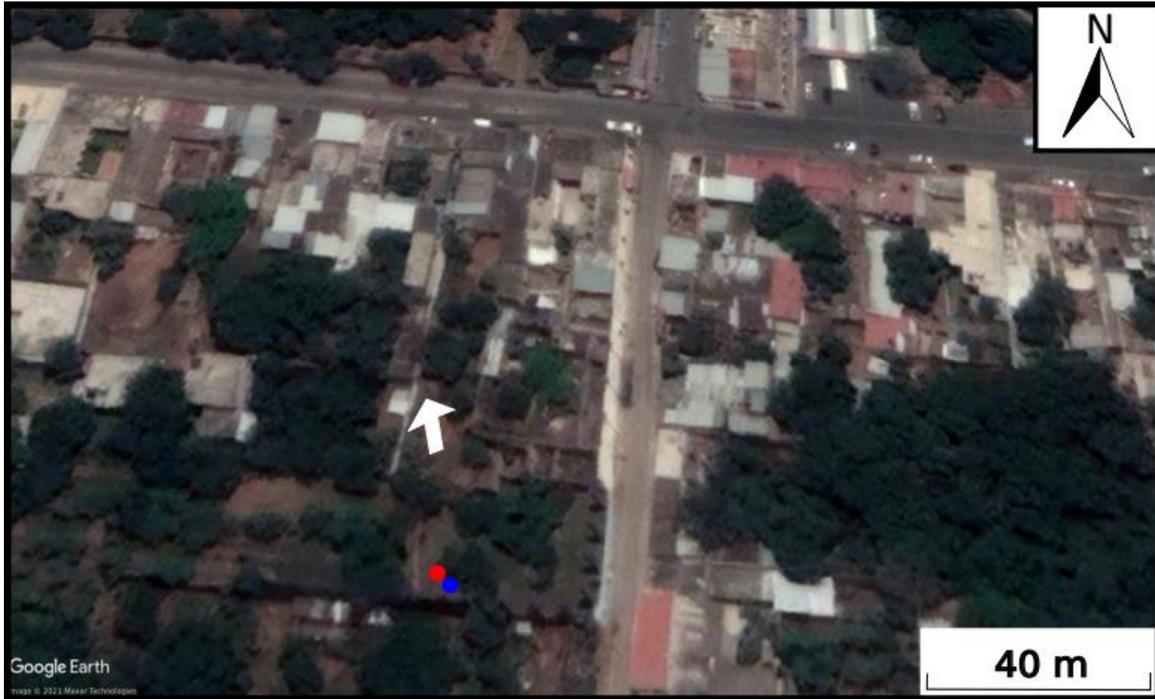


Figura 4.7. Imagen satelital de una sección de la propiedad privada en el pueblo de Tochimilco, Puebla donde la estación está instalada. El punto azul muestra la ubicación del sensor de infrasonido, el punto rojo muestra la ubicación del equipo sísmico y la flecha blanca muestra la dirección al volcán. Imagen tomada y modificada de Google Earth.

4.3.5 San Pedro Nexapa (POSP / PISP)

La estación se ubica dentro de un parque turístico denominado Ecoparque San Pedro, que se localiza a 11.90 km NW del cráter. El parque tiene un área aproximada de 58 184 m². El acceso al parque se encuentra restringido por los trabajadores del lugar y sólo se permite el acceso al público durante los fines de semana. La vigilancia de este sitio por parte de los trabajadores es de 24 h. La vía más cercana es la carretera federal Amecameca – Paso de Cortés que está a 100 m de la entrada del parque. Durante el día existe ruido procedente de los trabajos de mantenimiento de la zona y de bombas de agua. Además, dentro del parque deambulan libremente perros y caballos. El parque tiene una afluencia mayor de gente durante el mes de diciembre por los árboles de Navidad que plantan en el lugar (Figura 4.9).

Los paneles solares están fijos al terreno (Figura 4.10f). Los cables de los paneles solares están recubiertos por tubos de polietileno y enterrados en el terreno para evitar daños por el paso de personas o animales y por cambios en el clima. El equipo de infrasonido que opera aquí es un digitalizador Data cube AL6 y el sensor de infrasonido Hyperion IFS-311. La tasa de muestreo de los datos de infrasonido es de 400 Hz, ganancia de 1 y obtiene puntos de GPS cada 59 minutos. No se adaptó ningún accesorio

externo al sensor de infrasonido. En el mismo sitio está operando un digitalizador Taurus y un sismómetro de banda ancha (120 s) Trillium 120-PA con la tasa de muestreo de 100 Hz (Figura 4.10d). Ambos equipos se encuentran funcionando desde septiembre 2021.

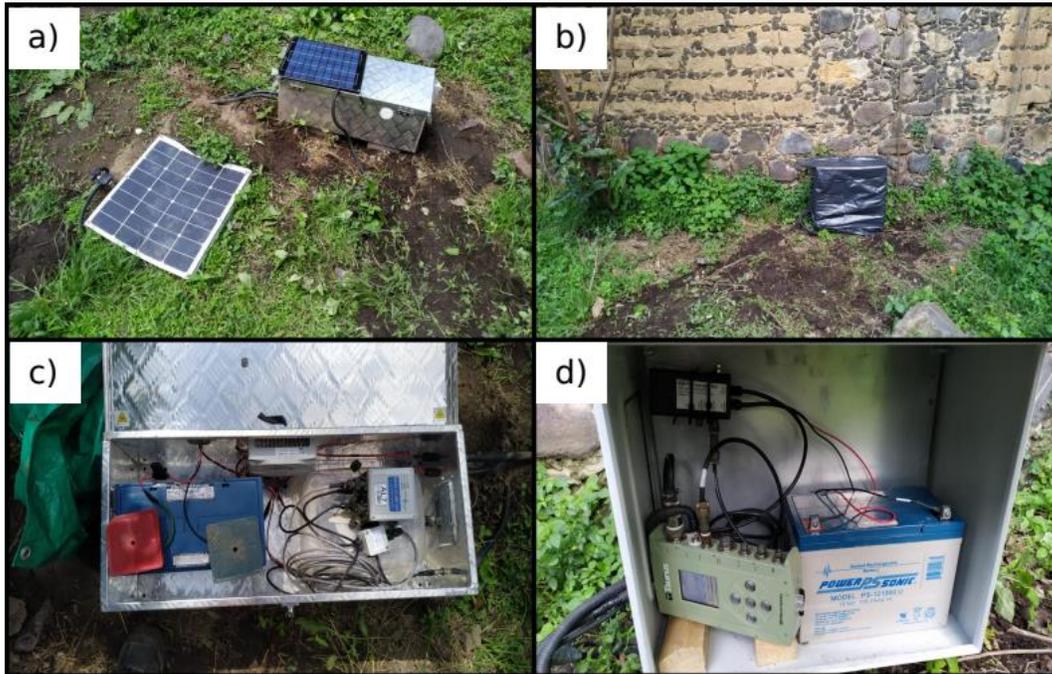


Figura 4.8. a) Imagen que muestra el gabinete que alberga el equipo de infrasonido. b) Imagen que muestra la posición del equipo sísmico. Se usa una cobertura plástica para evitar filtraciones dentro del gabinete. c) Imagen del interior del gabinete de infrasonido. Se adaptó una cubierta plástica en la zona de la tapa para evitar filtración de agua hacia el interior del gabinete. d) Imagen del interior del gabinete sísmico que está en operación.



Figura 4.9. Imagen de satélite del Ecoparque San Pedro donde se encuentra instalada la estación. El punto azul indica la posición del sensor de infrasonido, el punto rojo indica la posición del sismómetro y la flecha blanca indica la dirección hacia el volcán. Imagen tomada de Google Earth.

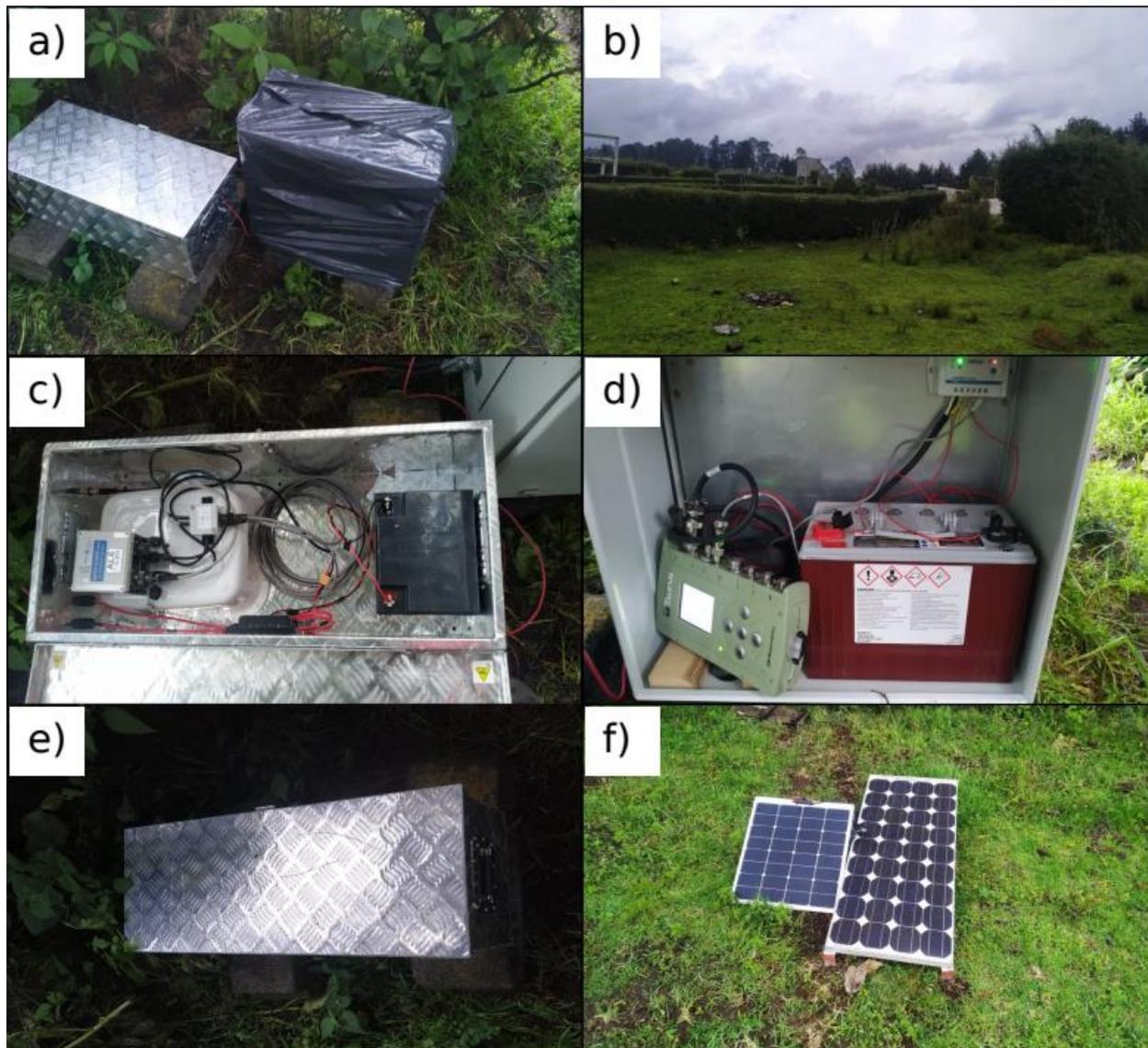


Figura 4.10. a) Imagen de los gabinetes sísmicos e infrasónicos de la estación en el ecoparque San Pedro. b) Imagen de la vista desde el punto donde están instalados los equipos en dirección al volcán. c) Imagen del equipo infrasónico en funcionamiento. d) Imagen del equipo sísmico en funcionamiento. e) Imagen del gabinete cerrado que alberga el equipo infrasónico. f) Imagen de los paneles solares que alimentan a los equipos.

4.4 Base de datos de la red PO y disponibilidad de datos

Las estaciones de la red PO han estado operando desde junio de 2021. Para fines del presente trabajo se analizan los registros sismo-acústicos del periodo de tiempo que comprende los meses de agosto y septiembre de 2021. La fecha de inicio de operación para cada estación es diferente. Las estaciones que llevan más tiempo operando son Buenavista (POBV/PIBV) y Atlixco (POAE/PIAE); en contraste, la última estación que comenzó a operar es San Pedro Nexapa (POSP/PISP). Las estaciones de Cruz Blanca (POCB/PICB) y Atlixco (POAE/PIAE) son las que presentan mayor cantidad de datos y las que

han operado de forma ininterrumpida. El equipo sísmico de Buenavista (POBV/PIBV) dejó de funcionar en el mes de septiembre, mientras que la estación de Tochimilco (POTO/PITC) no estuvo en operación en los días finales del mes de agosto y en los primeros días del mes de septiembre, siendo ésta la estación que ha presentado mayores problemas técnicos, principalmente con el sistema de alimentación.

A partir de la siguiente sección se referirá a las estaciones con base en el nombre de cuatro caracteres; los nombres asociados a las estaciones sísmicas de Cruz Blanca, San Pedro Nexapa, Atlixco, Tochimilco y Buenavista son POCB, POSP, POAE, POTO y POBV respectivamente, mientras que los nombres asociados a las estaciones de infrasonido son PICB, PISP, PIAE, PITC y PIBV respectivamente.

4.5 Procesamiento de datos y descripción de eventos explosivos

De acuerdo con el reporte de monitoreo volcánico del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) el volcán generó 1718 exhalaciones, 47 explosiones y se registraron 35 sismos vulcanotectónicos (url: <https://www.cenapred.unam.mx/reportesVolcanGobMX/>; ver Apéndice A.4). Uno de estos eventos explosivos se presentó en el día 2021-09-26 11:19:07 UTC (Día Juliano 269) que, de acuerdo con el reporte de CENAPRED, se describe como “una explosión moderada que arrojó material incandescente sobre las laderas del volcán” (véase Apéndice A.4). Las señales sísmicas, de desplazamiento y de infrasonido asociadas a este evento se muestran en la Figura 4.11; sólo la estación de Buenavista no tiene registro de este evento (ver Tabla 4.3). En todas las estaciones se observa que la forma de onda de las señales de infrasonido se asemeja a una “N” y la amplitud, inicialmente impulsiva, disminuye rápidamente por la rarefacción del medio hasta alcanzar amplitudes cercanas al ruido de fondo; la duración de las señales de infrasonido es de aproximadamente 50 s y su contenido de frecuencias dominante se encuentra en el rango 0.01 – 1 Hz. Las amplitudes máximas de la señal de infrasonido asociada a este evento son de 78.16 Pa en Cruz Blanca, 20.05 Pa en San Pedro, 15.49 Pa en Tochimilco y 8.88 Pa en Atlixco (Figuras 4.11 y 4.12).

En contraste con las señales de infrasonido, las formas de onda de las señales sísmicas asociadas a este evento difieren para cada estación. En POAE las señales sísmicas y de desplazamiento están dominadas por el ruido debido a la distancia al volcán. En POTO la amplitud máxima de la señal sísmica es de 10 $\mu\text{m/s}$ con duración aproximada de 22 s. La fase sísmica en la señal de Cruz Blanca POCB inicia como una señal impulsiva con duración de 11.35 s mientras que en POSP la fase sísmica es más prolongada y con un inicio más emergente, con duración de 38 s, y la amplitud promedio de

esta fase ($5 \mu\text{m/s}$) es apenas un tercio de promedio de la amplitud de la fase sísmica de POCB ($20 \mu\text{m/s}$).

La fase de aire acoplada al terreno se puede observar tanto en la señal sísmica como en la señal de desplazamiento en POCB y POSP, y sólo es perceptible en la señal de desplazamiento de POTO. Las amplitudes máximas de la fase de aire para este evento son de $22.5 \mu\text{m/s}$ en San Pedro Nexapa, $27.0 \mu\text{m/s}$ para Cruz Blanca y $0.75 \mu\text{m/s}$ en Tochimilco en las señales sísmicas; en las señales de desplazamiento las amplitudes máximas son de $3.10 \mu\text{m}$ para San Pedro Nexapa, de $5.37 \mu\text{m}$ para Cruz Blanca y de $0.97 \mu\text{m}$ en Tochimilco. Se observa que la forma de onda de esta fase de aire acoplada coincide con la forma de onda de la señal de infrasonido, pero con la polaridad invertida; este rasgo ya ha sido observado en señales de eventos eruptivos del volcán Popocatepetl en otros periodos de tiempo (Matoza et al., 2019).

Con el objetivo de encontrar señales sísmicas y de desplazamiento de otros eventos explosivos similares al evento del día 2021-09-26 procedimos a realizar la búsqueda en la base de datos sísmica a través del algoritmo ATMC (Mendo-Pérez et al., 2021) que implementa la técnica de reconocimiento de patrones (Template Matching) sistemáticamente en bases de datos sísmicos (Gibbons and Ringdal, 2006; Matoza et al., 2015) (ver Capítulo 3 Sección 3.2). Como señal maestra se usó el registro de desplazamiento de la estación POCB y la búsqueda se realizó para los datos de esta estación solamente. Previo a la búsqueda se aplicó a las señales de desplazamiento un filtro “spline” de orden 2 para quitar componentes de muy baja frecuencia ($f < 0.01 \text{ Hz}$). Se sigue el mismo procedimiento descrito en el Capítulo 3; por lo tanto, el valor umbral del coeficiente de correlación $|R|$ se estableció en 0.5. La duración de la señal maestra se redujo de 100 s a 60 s para asegurar que sólo se realice la comparación entre fases sísmicas y fases de aire acopladas. Por simplicidad, la señal maestra asociada al evento eruptivo de 2021-09-26 11:19:07 UTC se denomina T2906, que hace referencia a la fecha del evento y la letra inicial indica que es señal maestra (template) (ver Figura 4.11).

De los 47 eventos explosivos reportados, encontramos que sólo 8 presentan similitud con el evento T2906. La fecha y hora de los eventos detectados se encuentran en la Tabla 4.3 y la forma de onda de los eventos detectados se muestran en la figura 4.13B inciso a). El coeficiente de correlación $|R|$ de estos eventos se encuentra dentro del rango 0.5 – 0.73, a excepción de E9 que corresponde al evento T2906. En las figuras 4.13 A y B) se muestran las señales de infrasonido y sísmicas, respectivamente, de las demás estaciones de la red PO para la misma fecha y hora de los eventos detectados en POCB; en estas figuras del lado izquierdo de la imagen se muestran las formas de onda y del lado

derecho se muestra el apilamiento de los eventos detectados filtrados usando un filtro Butterworth pasa banda de orden 4 en el ancho de banda 0.01 – 1.0 Hz.

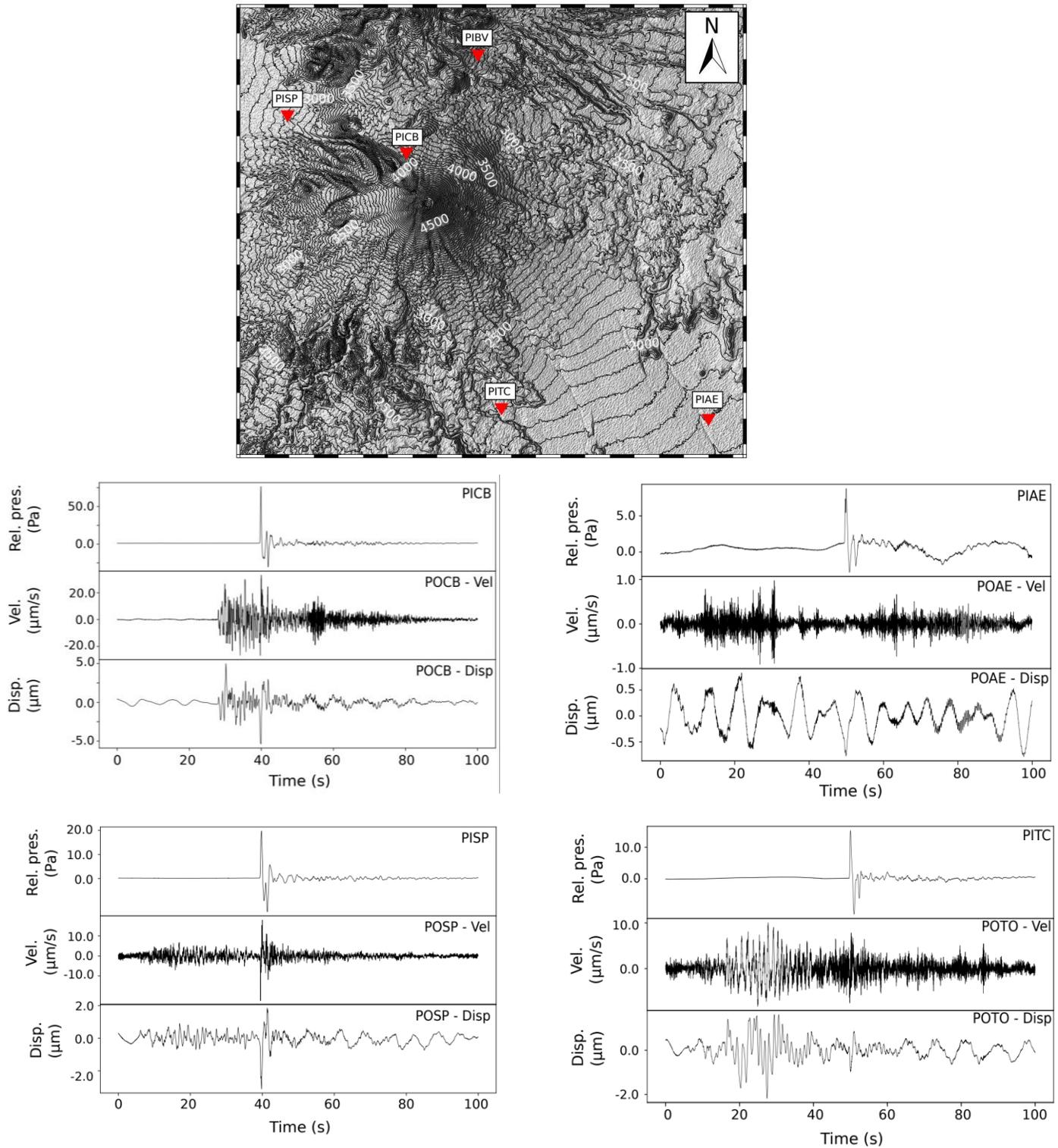
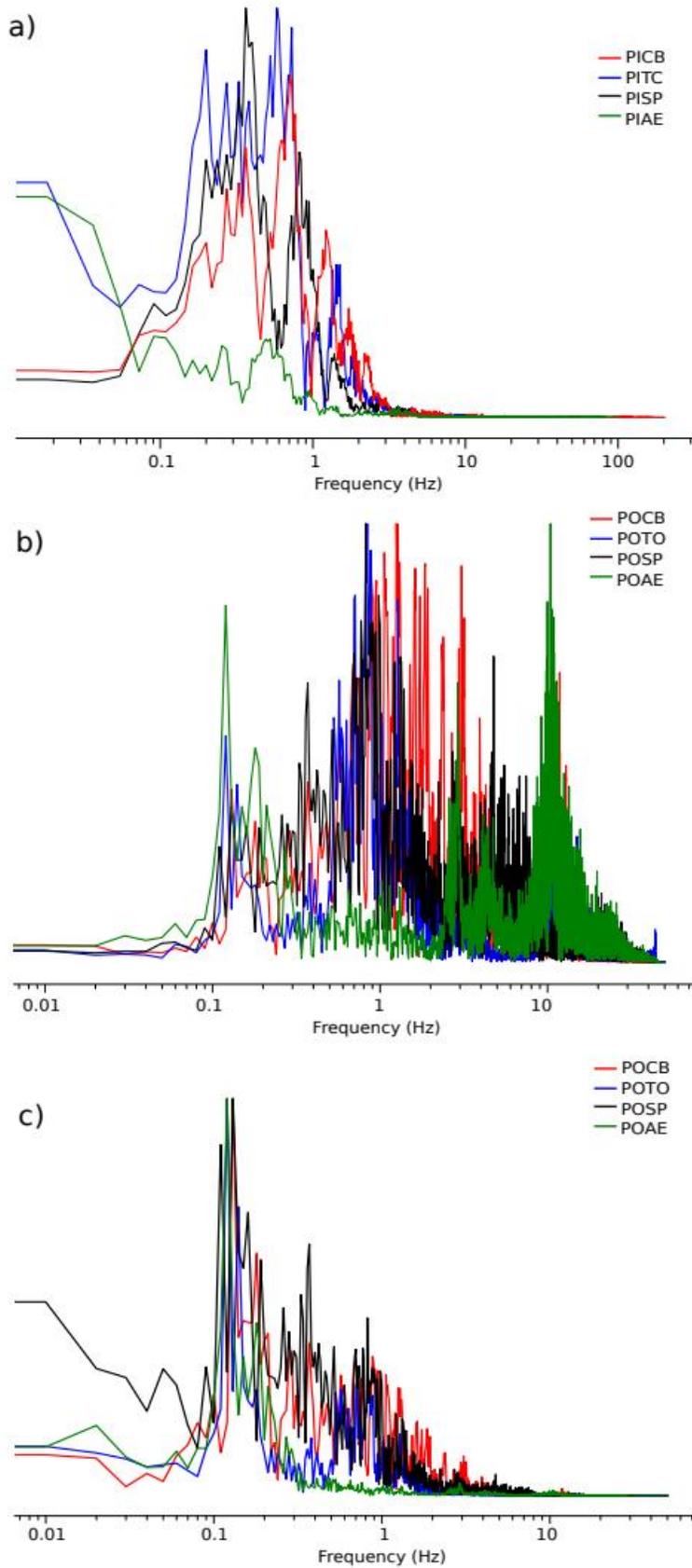


Figura 4.11. Formas de onda del evento eruptivo T0960S del volcán del día 09-26-2021 11:19:07 UTC registradas en las estaciones de Cruz Blanca (POCB, PICB), Atlixco (POAE, PIAE), San Pedro (POSP, PISP) y Tochimilco (POTO, PITC).

Figura 4.12. Espectros de amplitud de los registros a) infrasónicos, b) de velocidad y c) de desplazamiento del evento eruptivo T2609 (2021-09-26 11:19:07 UTC). El color indica a qué estación pertenece cada espectro.



Template 2021-09-26 11:19:07 UTC					
No.	Event date	Event time (UTC)	Event time (Local time)	R	Description of activity by CENAPRED
E1	08/07/2021	02:37:21	21:37:21*	0.59	Explosion
E2	08/16/2021	20:44:10	15:44:10	0.50	Explosion
E3	09/05/2021	15:45:52	10:45:52	0.56	Explosion
E4	09/11/2021	06:34:32	01:34:32	0.64	Explosion
E5	09/11/2021	17:22:48	12:22:48	0.73	Explosion
E6	09/11/2021	18:23:15	13:23:15	0.62	Explosion
E7	09/12/2021	22:09:14	17:09:14	0.67	Explosion
E8	09/16/2021	16:05:11	11:05:11	0.54	Explosion
E9	09/26/2021	11:19:07	06:19:07	1.0	Explosion con emisión de material incandescente
Template 2021-09-26 11:19:07 UTC					
E10	09/09/2021	03:36:41	22:36:41*	0.96	Explosion
E11	09/09/2021	13:34:30	08:34:30	0.53	Explosion
E12	09/09/2021	14:54:35	09:54:35	0.60	Explosion
E13	09/10/2021	08:58:03	03:58:03	0.51	Explosion
E14	09/10/2021	10:47:00	10:47:00	0.56	Explosion
E15	09/10/2021	11:52:24	06:52:24	0.54	Explosion
E16	09/11/2021	08:24:10	03:24:10	0.55	Explosion
E17	09/11/2021	10:24:24	05:24:24	0.62	Explosion
E18	09/11/2021	10:51:34	05:51:34	0.52	Explosion
E19	09/11/2021	19:53:25	14:53:25	0.59	Explosion
E20	09/12/2021	00:18:15	19:18:15*	0.53	Explosion
E21	09/12/2021	01:06:52	20:06:52*	0.51	Explosion
E22	09/12/2021	04:47:21	23:18:15*	0.50	Explosion
E23	09/12/2021	05:17:11	00:17:11	0.58	Explosion
E24	09/13/2021	22:13:59	17:13:59	0.54	Explosion
E25	09/15/2021	00:53:04	19:53:04	0.54	Explosion

Tabla 4.3 Lista de eventos detectados en el periodo agosto 2021 – septiembre 2022 usando como señales maestras (template) la forma de onda de los eventos eruptivos de los días 2021-09-26 11:19:07 UTC (T2906) y 2021-09-09 03:36:41 UTC (T0909). Los eventos señalados con asterisco en la columna de la hora local indican que la hora local corresponde al día anterior.

Se observa que en las estaciones POAE y POTO el ruido domina los registros sísmicos y no es posible distinguir alguna forma de onda característica. En contraste, en las estaciones PIAE y PITC se registra la onda de aire con amplitudes máximas de 5 - 10 y 10 - 20 Pa respectivamente; en algunas señales de infrasonido hay contaminación de ruido. La forma de onda de las señales sísmicas en la estación POBV (Figura 4.13b inciso d) son cualitativamente diferentes a las formas de onda observadas en otras estaciones. Las oscilaciones con amplitudes más grandes en la señal están presentes en la fase sísmica (de hasta 25 $\mu\text{m/s}$) en los primeros 10 s de la señal. La fase de aire es perceptible, aunque su amplitud es, en promedio, cinco veces más pequeña que la amplitud máxima de la fase sísmica (aproximadamente 5 $\mu\text{m/s}$) y la diferencia entre el primer arribo entre la fase sísmica y la fase de aire (t_{sp} –

t_{ap}) es de 30 s. En la estación POSP es claro el arribo de la fase de aire acoplada al terreno (Figura 4.13B inciso b), donde la amplitud de esta fase está en el rango de 4 – 10 $\mu\text{m/s}$ mientras que la amplitud de la fase sísmica puede llegar hasta 2 $\mu\text{m/s}$. A excepción de los niveles de ruido, que es variable para cada evento, se observa consistencia en la forma de onda. En la estación POCB es más notorio el arribo de la fase de aire con amplitud de 10 a 20 $\mu\text{m/s}$; excepto por los últimos dos eventos de los días 2021-09-16 y 2021-09-26 donde se observa que la amplitud de la fase sísmica es de aproximadamente 10 $\mu\text{m/s}$, la amplitud de la fase sísmica está en el rango de 1 – 5 $\mu\text{m/s}$. Se observa consistencia en las formas de onda de todas las señales de infrasonido registradas en todas las estaciones; sólo en la estación PIAE se observa mayor presencia de ruido. Las amplitudes varían de 5 - 70 Pa siendo las de mayor amplitud en PICB, seguido de PIBV, PISP, PITC y PIAE donde se han registrado las ondas de menor amplitud; la frecuencia dominante de estas señales está en el rango de 0.1 - 0.5 Hz.

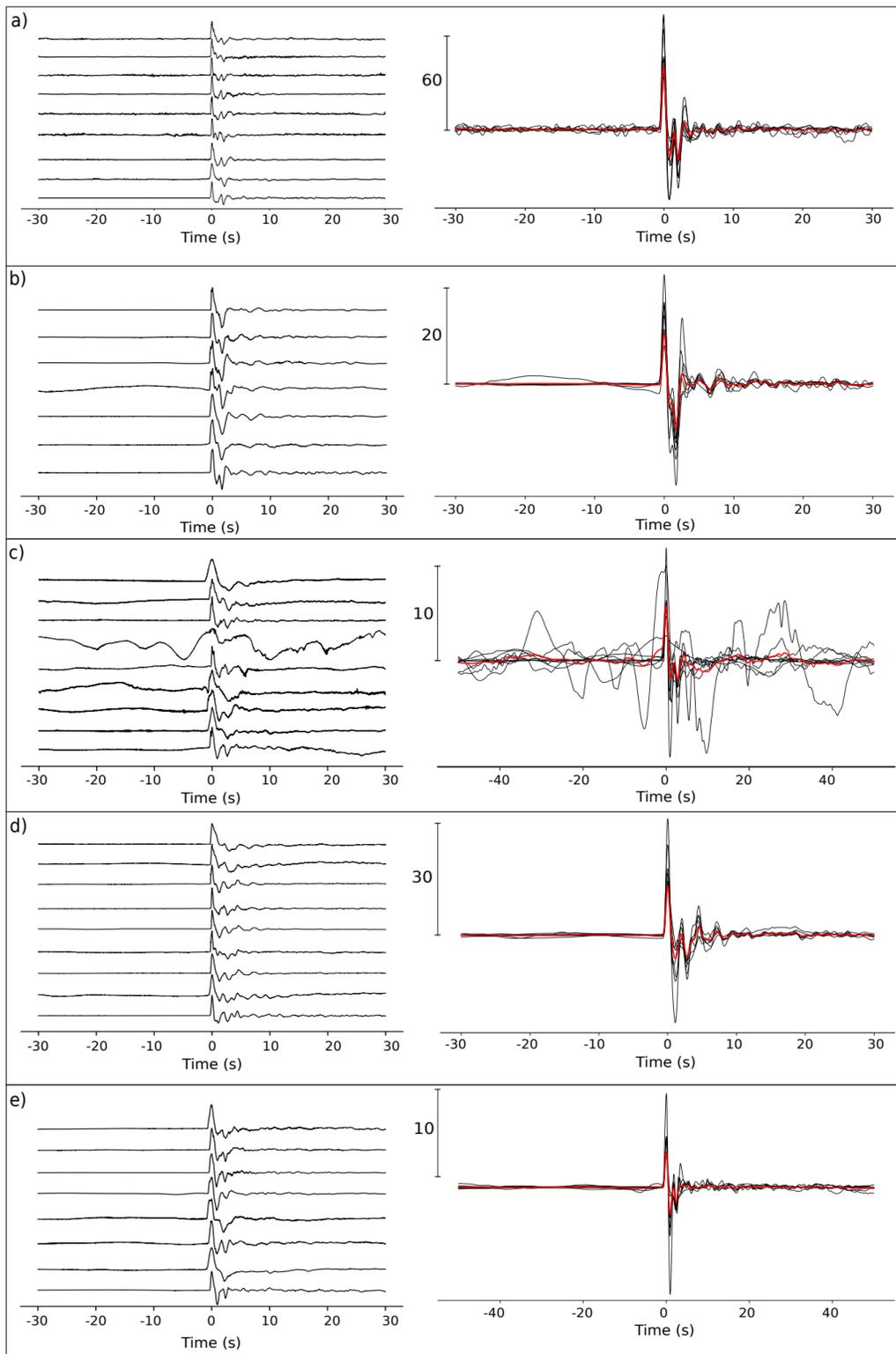


Figura 4.13 Registros de infrasonido identificadas usando ATMC durante el periodo de tiempo agosto – septiembre 2022. Las formas de onda fueron registradas en a) PICB, b) PISP, c) PIAE, d) PIBV y e) PITC. Del lado izquierdo de cada figura se muestran las formas de onda de infrasonido normalizadas con respecto a la amplitud máxima en cada estación. Del lado derecho las formas de onda de infrasonido sobrepuestas y filtradas en el ancho de banda 0.01 – 0.5 Hz junto con la escala de amplitud (Pa) para cada estación.

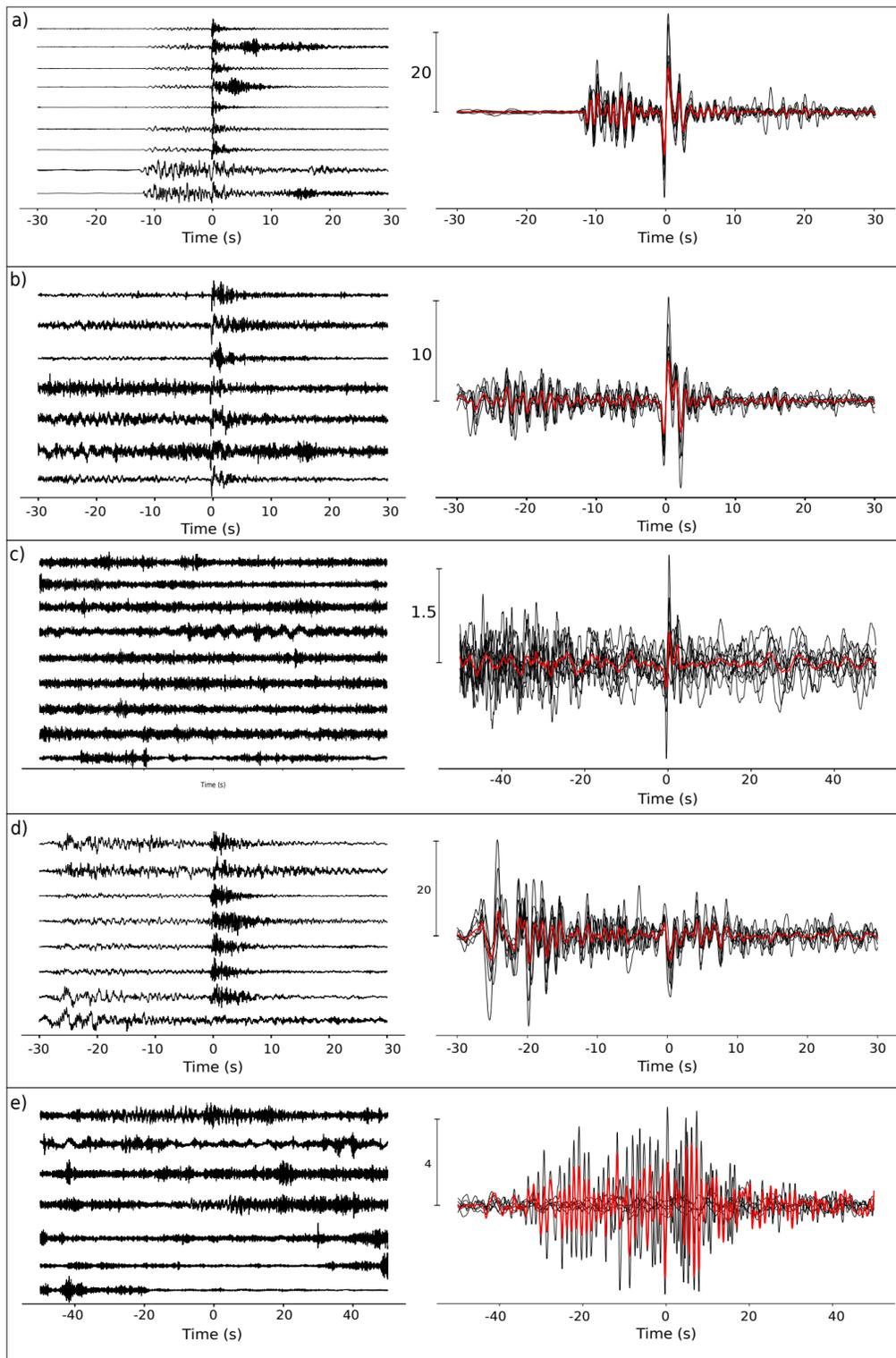


Figura 4.14 Registros sísmicos identificadas usando ATMC durante el periodo de tiempo agosto – septiembre 2022. Las formas de onda fueron registradas en a) POCB, b) POSP, c) POAE, d) POBV y e) POTO. Del lado derecho de cada figura se muestran las formas de onda de infrasonido alineadas con respecto a la amplitud máxima. Del lado izquierdo se muestran las formas de onda de infrasonido sobrepuestas y filtradas en el ancho de banda 0.01 – 1.0 Hz junto con la escala de amplitud ($\mu\text{m/s}$) para cada estación.

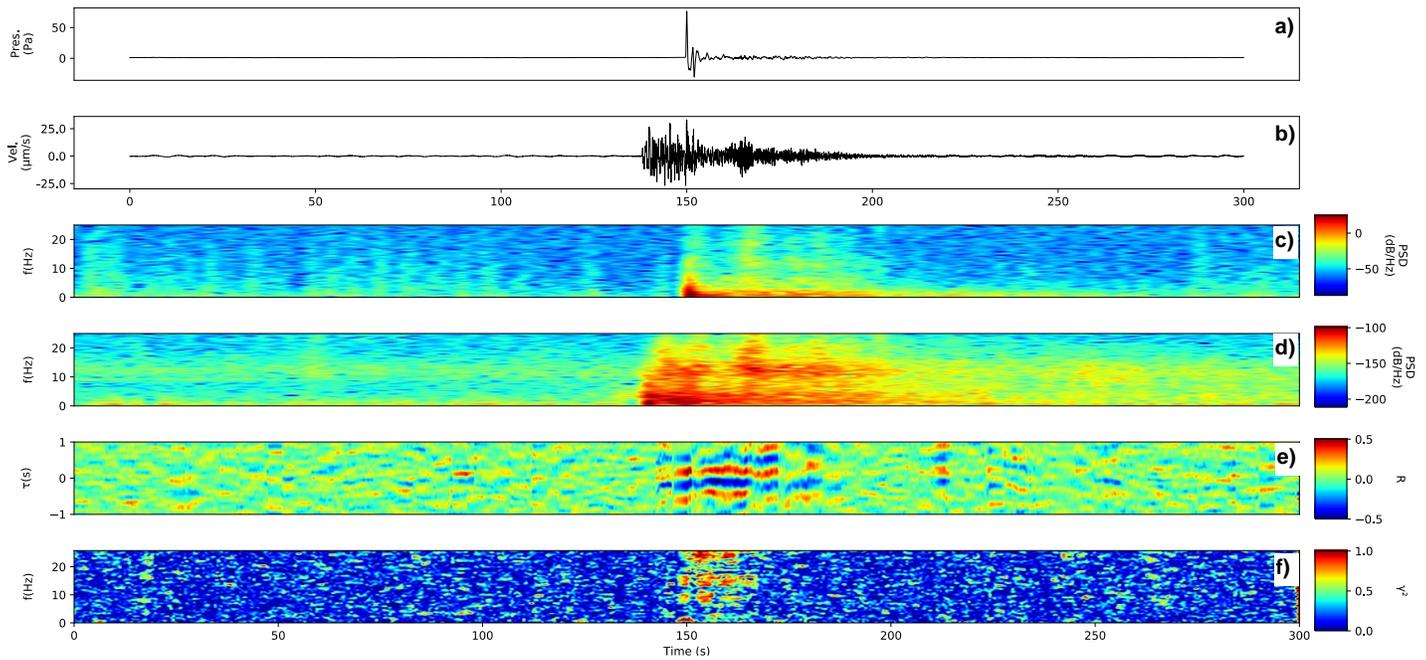


Figura 4.14 Registros de a) infrasonido y b) sísmico del evento eruptivo del volcán Popocatepetl en el día 2021-09-26 11:00:00 UTC (Día Juliano 269) que pertenece a la estación de Cruz Blanca (PICB/POCB). Posteriormente, se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 1.0 – 7.0 Hz. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales sin filtrar. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

De los resultados anteriores se resalta el hecho de que en todas las estaciones sísmicas se observa, en mayor o menor medida, el acoplamiento de la fase de aire en las señales sísmicas. Con el fin de determinar cuantitativamente este acoplamiento calculamos la correlación R (Ichihara et al., 2012) y la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre las señales de infrasonido y las señales sísmicas (para más detalle ver Capítulo 2 Sección Resultados). Para estos cálculos se usaron ventanas de 10 s con traslape entre ventanas de 90%; para el cálculo de R se filtraron los datos en el ancho de banda 1.0 – 7.0 Hz y para el cálculo de γ^2 se usaron las señales sin filtrar. Adicional a estos resultados se calcularon los espectrogramas de las señales de infrasonido y sísmica (Figura 4.14, 4.15).

Se observa en la estación de Cruz Blanca que el contenido de frecuencias de la señal de infrasonido está en un rango de 0 – 10 Hz estando las frecuencias dominantes debajo de 1 Hz (Figura 4.12a) mientras que el contenido de frecuencias de la señal sísmica está dentro del rango 0 - 25 Hz estando las frecuencias dominantes en el rango de 1 – 10 Hz (Figura 4.12b). Los valores máximos de correlación se observan dentro de los 60 s que dura la señal, siendo más prominente en el tiempo en que

coinciden la onda de infrasonido y la fase de aire de la señal sísmica. Adicionalmente, esta correlación está definida para dentro del rango de frecuencias 0 – 25 Hz; en el centro de la ventana (en 400 s donde coinciden las fases aéreas) el valor máximo de coherencia está en el rango de 0 – 1 Hz, mientras que en el resto de la señal la coherencia aumenta para más altas frecuencias.

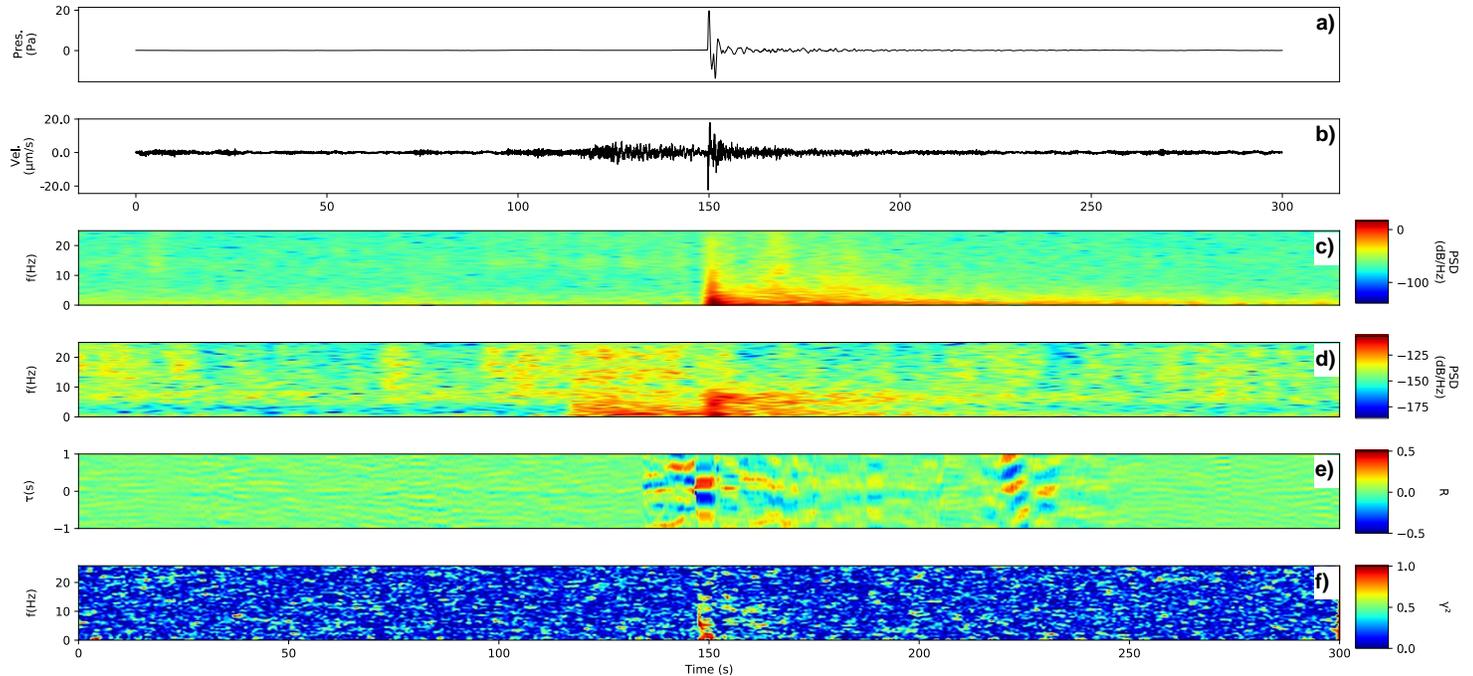


Figura 4.15 Registros de a) infrasonido y b) sísmológica del evento eruptivo del volcán Popocatepetl en el día 2021-09-26 11:00:00 UTC (Día Juliano 269) en la estación de San Pedro Nexapa (PISP/POSP). Posteriormente, se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 1.0 – 7.0. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales sin filtrar. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

Para el caso de la estación de San Pedro Nexapa se observa que existe mayor predominancia de ruido en la señal debido a efectos locales; sin embargo, el contenido de las frecuencias dominantes se encuentra en los mismos rangos que en la estación de Cruz Blanca para ambas señales (Figuras 4.12a y 4.12b). La función de correlación para esta estación está focalizada en una ventana de tiempo de 10 s donde la coherencia es máxima en un rango de frecuencias de 0 – 10 Hz. Para el resto de la señal, no hay coherencia ni correlación de ambas señales. A medida que la distancia fuente-receptor incrementa, se reduce la ventana de tiempo donde se presentan los máximos de correlación y de

coherencia, además de que el rango de frecuencias donde la coherencia es máxima disminuye también y puede observarse en los resultados de correlación y coherencia de las señales para las estaciones de Tochimilco y Atlixco. Además del evento T2609, se ha identificado otro tipo de señal sísmica asociada a la actividad eruptiva del Popocatepetl que también generó señales de infrasonido y fueron registradas por algunas estaciones de la red PO; las formas de onda de la señal sísmica y de infrasonido se muestran en la Figura 4.16A. Las características principales de este evento en las señales sismo-acústicas son: un coeficiente de correlación $|R|$ por debajo de 0.5 con respecto al evento T2609, la amplitud máxima de las señales de infrasonido no sobrepasa los 10 Pa, y el acoplamiento de la fase de aire al terreno es muy débil por lo que puede confundirse con la fase sísmica de la señal. Este evento se denomina como T0909 para diferenciarlo de los eventos descritos anteriormente. Al usar este evento como señal maestra (template) y realizar la búsqueda en POCB, encontramos un total de 15 eventos que muestran similitud con T0909 (Figura 4.16b). En todos estos eventos sólo se observa fase sísmica en las señales sísmicas, y las amplitudes máximas de la señal de infrasonido están en el rango de 1 – 5 Pa. Es importante aclarar que sólo en 4 de los 15 eventos detectados se pudieron identificar señales de infrasonido (Figura 4.17a).

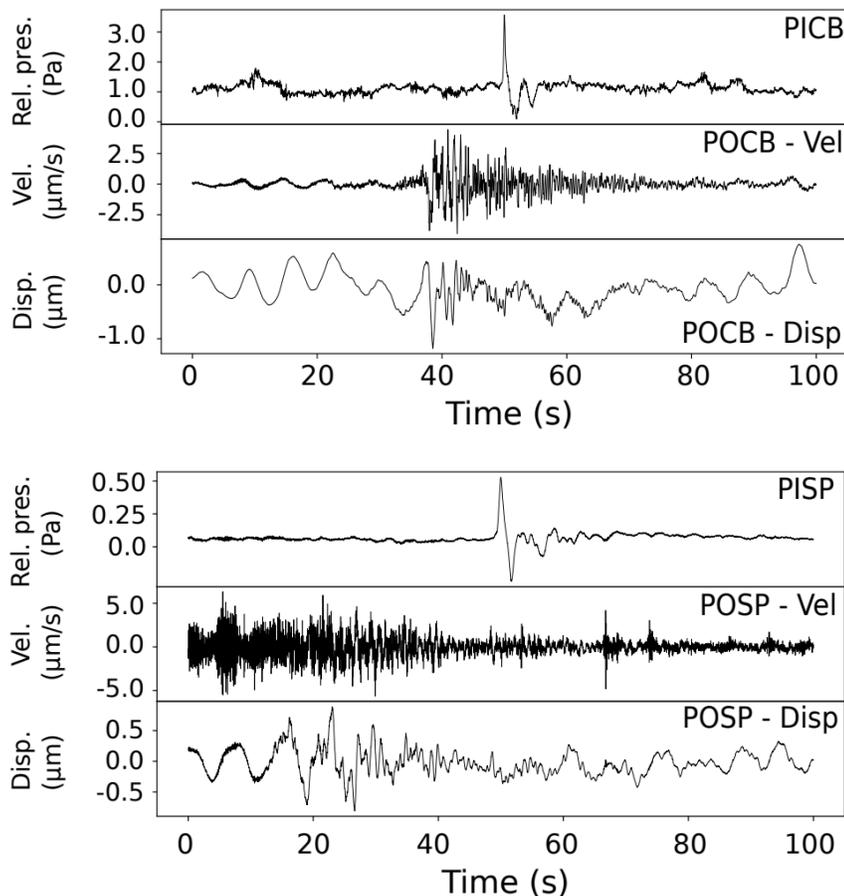


Figura 4.16 Señales de infrasonido, y de desplazamiento de las estaciones de a) Cruz Blanca y b) San Pedro Nexapa para el evento eruptivo T0909 (2021-09-09 03:36:41 UTC, Día Juliano 252).

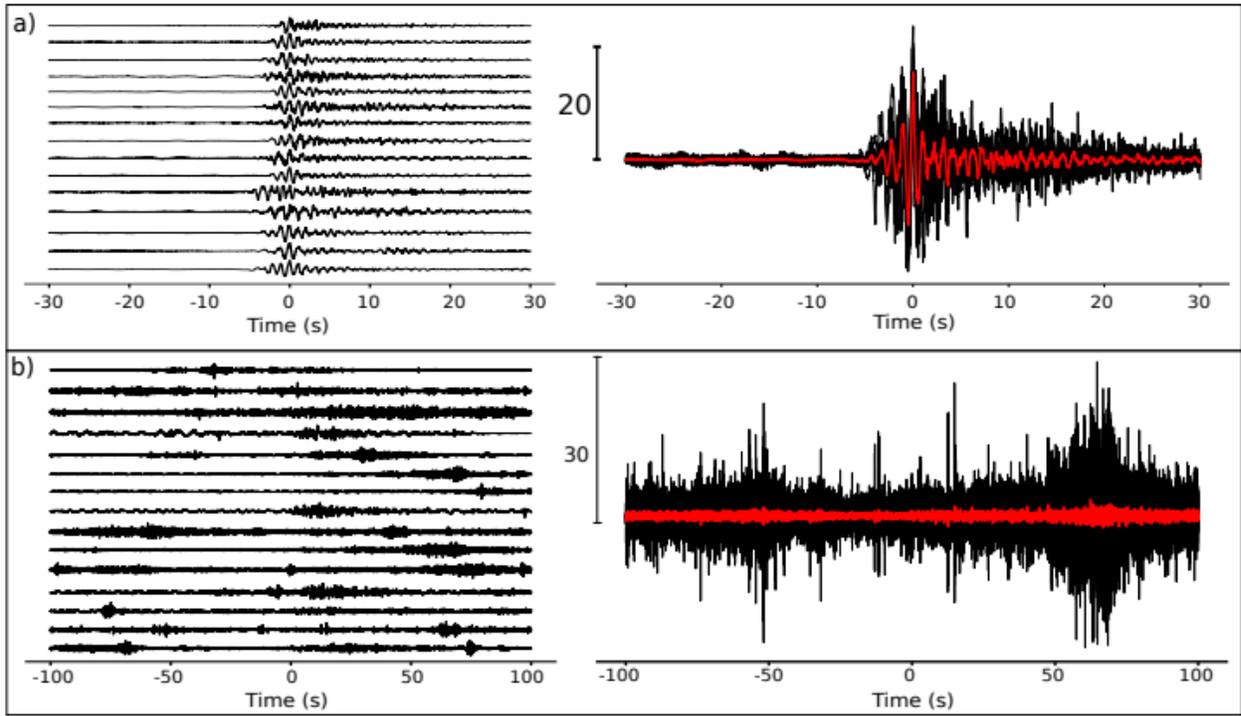


Figura 4.17. Señales sísmicas identificadas con el algoritmo ATMC en periodo agosto – septiembre 2021 en las estaciones a) POCB y b) POSP, usando como señal maestra el evento T0909. Del lado derecho de cada figura se muestran las formas de onda de infrasonido alineadas con respecto a la amplitud máxima. Del lado izquierdo se muestran las formas de onda de infrasonido sobrepuestas y filtradas en el ancho de banda 0.01 – 1.0 Hz junto con la escala de amplitud ($\mu\text{m/s}$) para cada estación.

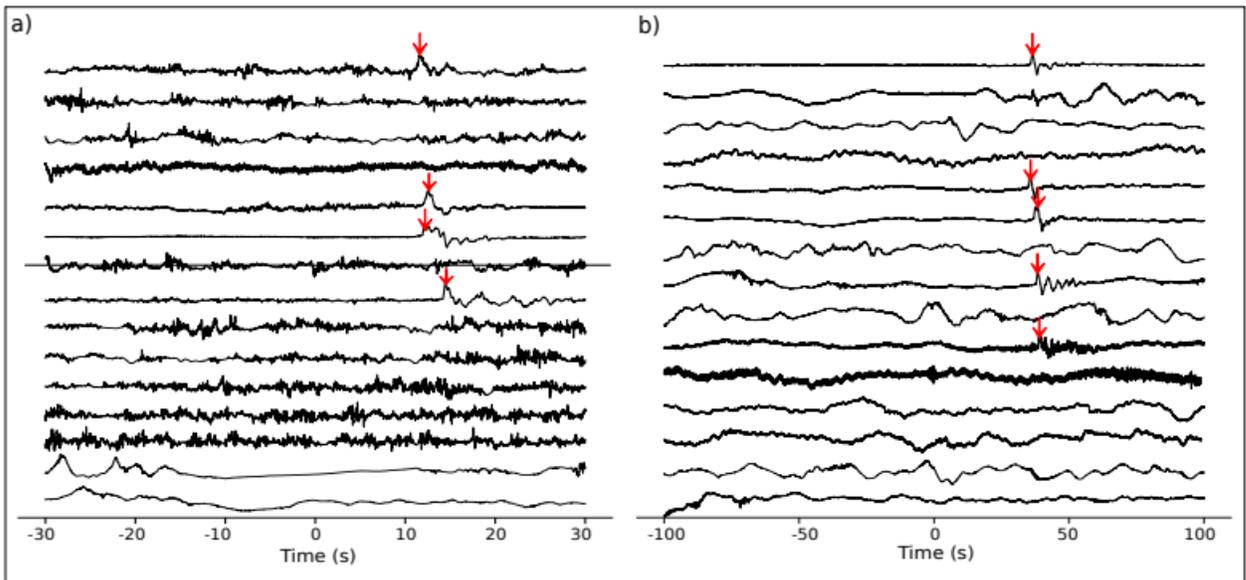


Figura 4.18. Registros de infrasonido asociadas a los eventos sísmicos identificados por el algoritmo ATMC durante en el periodo agosto – septiembre 2021 en estaciones a) PICB y b) PISP. Las flechas rojas indican las señales de infrasonido que pudieron ser identificadas.

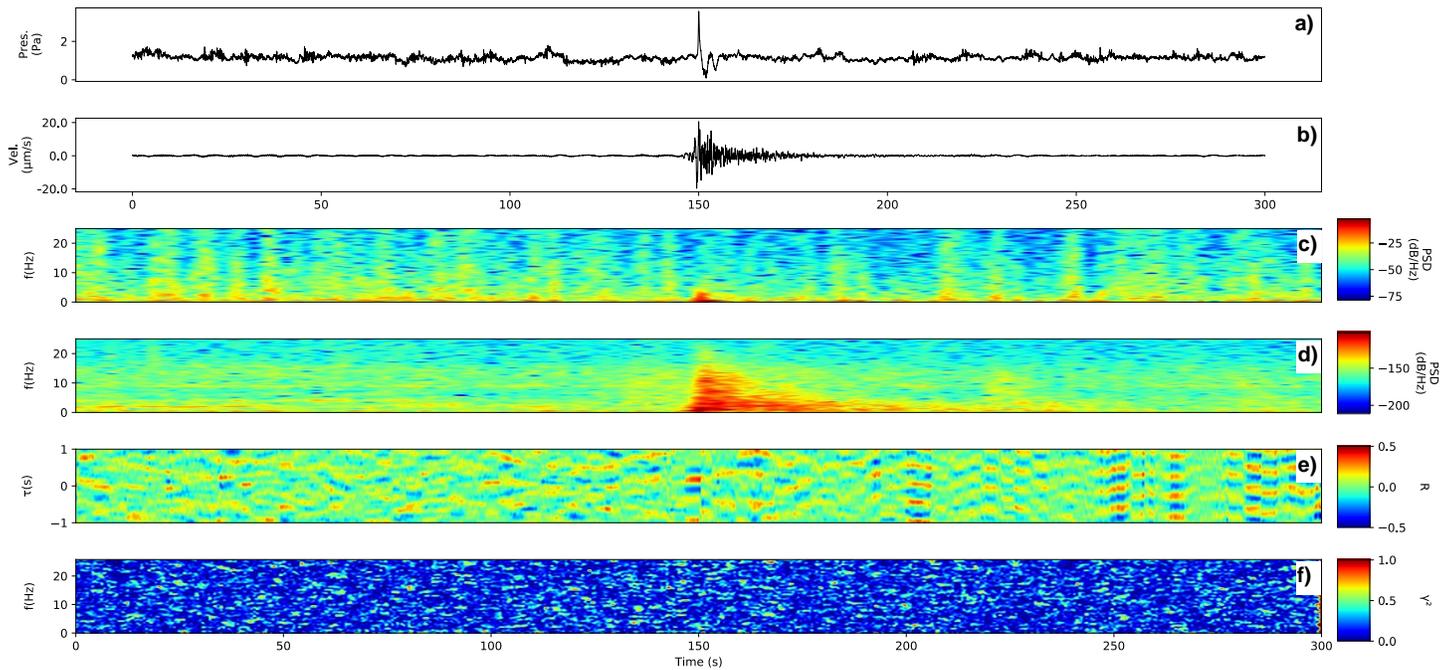


Figura 4.19. Registros de a) infrasonido y b) sísmológica del evento eruptivo del volcán Popocatepetl del día 2021-09-09 03:00:00 UTC (Día Juliano 252) en la estación de Cruz Blanca (POCB/PICB). Posteriormente, se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 1.0 – 7.0 Hz. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales sin filtrar. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

Las señales sísmicas detectadas en la estación POCB usando el evento T0909 tienen amplitudes máximas en el rango de 2.5 – 20 $\mu\text{m/s}$. Se observa en la señal resultante de estas señales (traza roja de todos los incisos de la Figura 4.16A) que las fases sísmicas interfieren constructivamente generando una señal de amplitud prominente con duración de 30 s. En la estación POSP no se observa algún evento sísmico. Para el evento E6060 también se calcularon la función de correlación R y la coherencia; en ambas estaciones de Cruz Blanca y San Pedro Nexapa, no hay correlación ni coherencia entre la señal de infrasonido y la señal sísmica. Para el resto de las estaciones se infiere que no existe tampoco el acoplamiento y por lo tanto este tipo de eventos sólo son registrados en las cercanías del edificio volcánico.

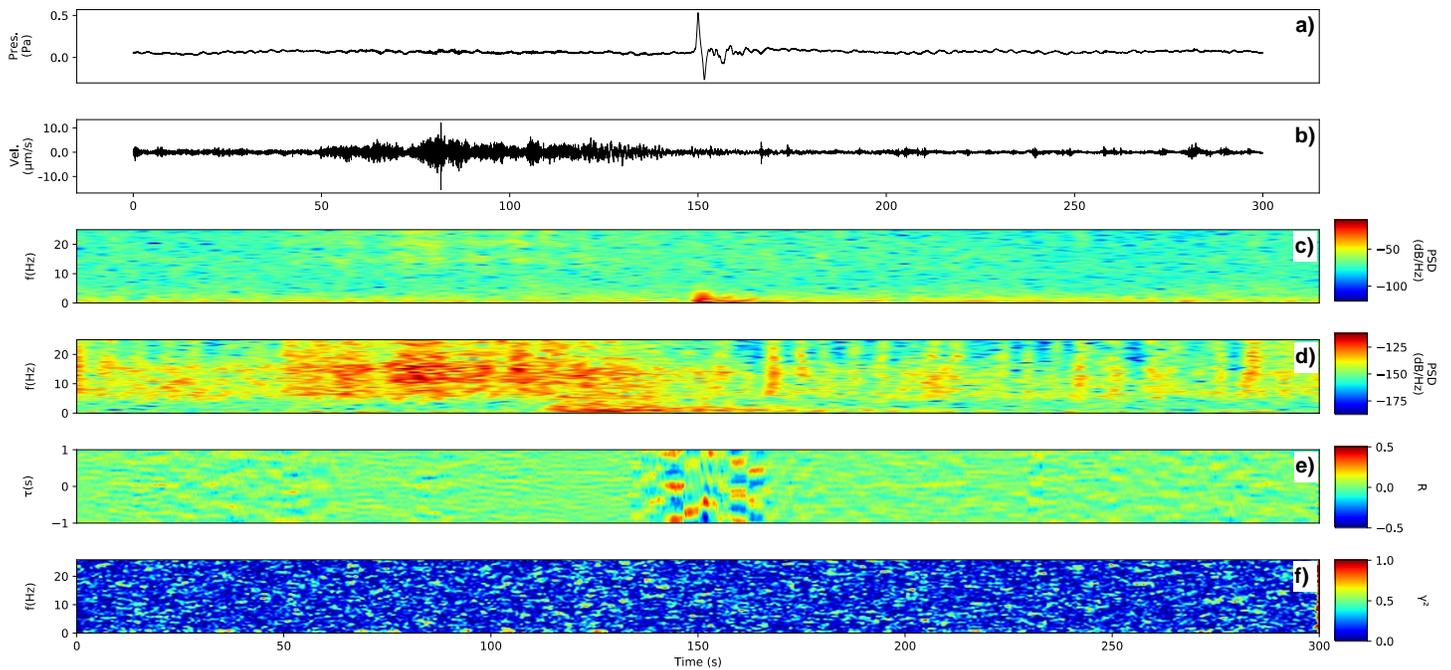


Figura 4.20. Registros de a) infrasonido y b) sísmológica del evento eruptivo del volcán Popocatepetl en el día 2021-09-09 03:00:00 UTC (Día Juliano 252) en la estación de San Pedro Nexapa (POSP/PISP). Posteriormente, se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 1.0 – 7.0 Hz. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales sin filtrar. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

4.6 Discusión

La red PO está conformada por cinco estaciones sismo-acústicas que registran la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl. Su operación comenzó en junio de 2021 y dejó de operar en mayo de 2022. Durante los meses de agosto y septiembre de 2021 el volcán, de acuerdo con el reporte de CENAPRED, presentó actividad eruptiva explosiva en comparación a la actividad de los meses anteriores y posteriores donde fue muy escasa.

Usando como señal maestra el registro de desplazamiento del evento T2609 (señal asociada al evento eruptivo del día 2021-09-26) se usó el algoritmo ATMC para la búsqueda de eventos similares en los meses de agosto y septiembre de 2021 (Mendo-Pérez et al., 2021), encontrando un total de 9 eventos con coeficientes de correlación $|R|$ dentro del intervalo 0.5 – 0.73. Las amplitudes máximas de las señales de infrasonido asociadas a los eventos detectados se encuentran en el rango de 10 – 80 Pa,

y las amplitudes máximas de las señales sísmicas están en el rango de 4 – 20 $\mu\text{m/s}$ (Figuras 4.11, 4.13 y 4.14). En las estaciones de POCB y POSP, las amplitudes máximas corresponden a la fase de aire acoplada al terreno (Figuras 4.11 y 4.13). En la estación POBV las amplitudes máximas pertenecen a la fase sísmica y es posible observar la fase de aire acoplada al terreno en los registros sísmicos, pero sólo puede ser identificada al comparar con la señal de infrasonido de la estación PIBV ya que puede confundirse con el decaimiento natural de la amplitud de la señal sísmica. En las estaciones POTO y POAE las señales sísmicas son apenas perceptibles y algunas de éstas sólo pueden ser identificadas por el registro de infrasonido asociado, lo que se explica por la distancia a la que se encuentran de la fuente. A excepción de las diferencias en amplitud, las formas de onda de las señales de infrasonido son consistentes en todas las estaciones.

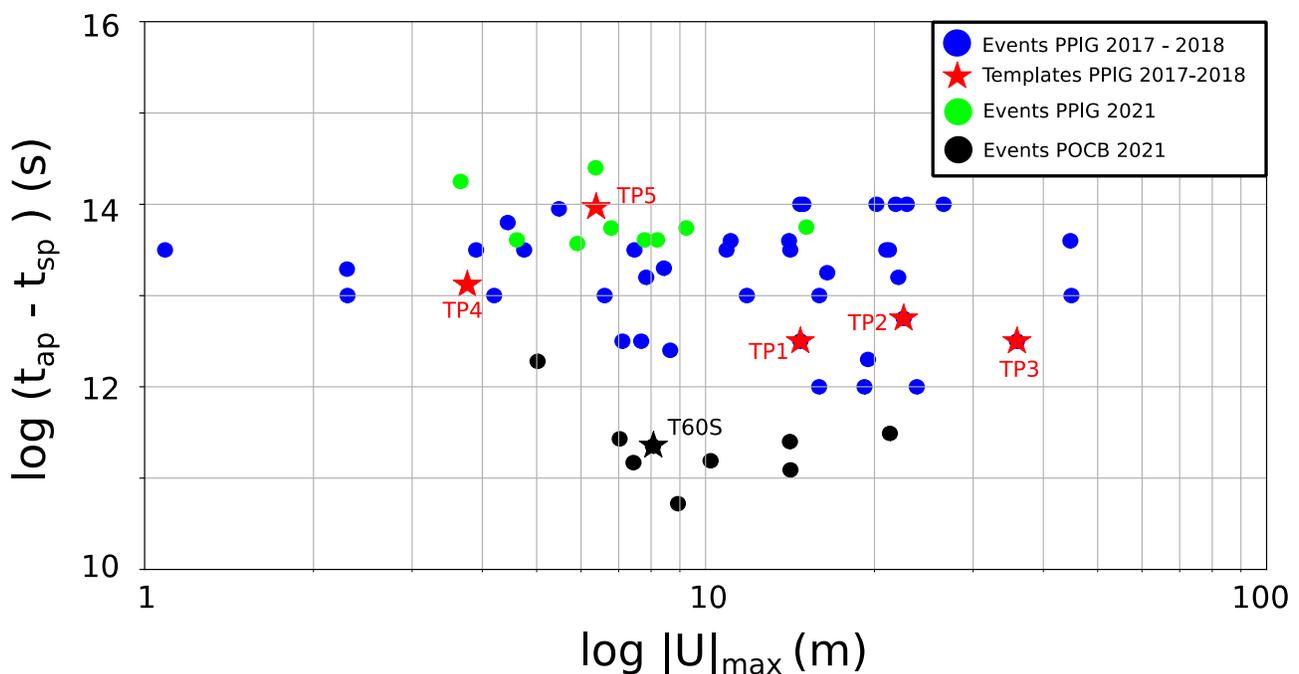


Figura 4.20 Gráfica de desplazamiento máximo vs diferencia de tiempos de arribo entre la fase sísmica y la fase de aire ($t_{\text{sp}} - t_{\text{ap}}$) de los eventos eruptivos del volcán Popocatepetl. Cada círculo representa un evento, los círculos azules son los eventos detectados por ATMC en los años 2017 y 2018 (Mendo-Pérez et al., 2021). Las estrellas rojas indican los valores pertenecientes a las señales maestras usadas para la búsqueda de eventos en el periodo de tiempo 2017-2018, que fueron previamente detectadas por el arreglo ATLI (Matoza et al., 2019). Los círculos verdes son los eventos detectados en el periodo agosto – septiembre 2021 y que fueron registrados en la estación PPIG. Los círculos negros son los eventos detectados por ATMC y registrados en la estación POCB; la señal maestra T2609 se muestra como una estrella negra.

Los eventos detectados en este periodo se compararon con eventos eruptivos similares en periodos anteriores (2017 – 2018) con la finalidad de determinar diferencias en la actividad eruptiva en distintos periodos a corto plazo. Para esto, se graficaron los desplazamientos máximos $|U_{\max}|$ de la fase de aire acoplada al terreno con respecto a la diferencia de tiempos de arribo ($t_{\text{ap}} - t_{\text{sp}}$) entre la fase de aire

y la fase sísmica (Figura 4.20), y se añadieron los eventos que tienen una fase de aire acoplada identificados en la estación sísmica PPIG durante el periodo 2017 – 2018 mostrados en la figura 3.7 (Mendo-Pérez et al., 2021); esta estación se localiza a 5 km N del cráter, la estación POCB a 3.9 km NW del cráter y la distancia entre éstas es de 1.1 km. En la Figura 4.20 se observa que los valores de $|U_{max}|$ de los eventos detectados en la estación PPIG están en el rango de 3.6 y 15.13 μm con valor promedio de 7.52 μm , mientras en la estación POCB estos valores están en el rango 5.02 – 21.31 μm con valor promedio de 10.71 μm . Por otro lado, la diferencia $t_{ap} - t_{sp}$ en PPIG es de 13.4 – 14.4 s con un valor promedio de 13.80 s, mientras que en POCB es de 10.72 – 12.28 s con un valor promedio de 11.34 s. Tanto los valores de $|U_{max}|$ como los tiempos $t_{ap} - t_{sp}$ concuerdan con el hecho de que la estación POCB es más cercana al cráter. Además, al comparar los promedios se puede determinar que los eventos ocurridos durante 2017 y 2018 presentaron mayor magnitud que los registrados en agosto y septiembre de 2021.

A partir de la información presentada en la Figura 4.20 se puede delimitar el área con mayor probabilidad donde se localiza la fuente sismo-acústica de los eventos detectados, según lo expuesto en el Capítulo III (Figura 3.8). Los eventos detectados y registrados en la estación PPIG durante el periodo 2017 – 2018 (puntos azules) presentan una distribución dispersa en comparación con los eventos detectados en la misma estación en el año 2021 (puntos verdes) y en la estación POCB (puntos negros). Esto sugiere que la fuente de los eventos del 2021 es más superficial y más estable en el espacio en comparación de los eventos anteriores.

Con base en las observaciones presentadas en este capítulo identificamos, al momento de desarrollo de este trabajo, la existencia de dos familias de eventos eruptivos. La primera familia presenta formas de onda similares al evento T2609 donde la fase acoplada al terreno es visible tanto en las señales sísmicas como en las señales de desplazamiento en las estaciones POCB, POBV y POSP (Figuras 4.11 y 4.13 inciso b). Este tipo de eventos presentan una alta coherencia entre la señal sísmica y la señal de infrasonido (Figuras 4.14 y 4.15). Cualitativamente, la forma de estos eventos es muy similar a los eventos Tipo I identificados en las señales sísmicas durante la actividad eruptiva del volcán en el periodo 1999 – 2000 (Arciniega-Ceballos et al., 2008) y a los eventos de la categoría I identificados en el periodo 2017 – 2018 (Matoza et al., 2019; Mendo-Pérez et al., 2021), las cuales generan ondas de presión con amplitudes en el rango de 10 – 80 Pa. La segunda familia de eventos es similar al evento T0909, que no presenta una fase de aire acoplada al terreno (al menos no se identificó en las señales analizadas y presentadas). Las ondas de presión tienen amplitudes máximas de 1 Pa en la estación POCB (Figuras 4.15, 4.16 y 4.17). Además, no existe coherencia ni correlación entre las señales sísmicas y las señales de infrasonido (Figuras 4.18 y 4.19). La forma de onda de estos eventos en la

estación PPIG tiene similitud a los eventos de la categoría II en el periodo 2017 – 2018 (Mendo – Pérez et al., 2021). Este tipo de eventos son menos energéticos y por lo tanto la relación señal - ruido permite que sólo se registren en las estaciones cercanas al cráter (< 5 km). Por lo anterior, inferimos que existen valores umbral tanto de distancia y de presión que determinan si la onda infrasónica se acopla al terreno; es decir, a partir de determinada distancia entre la fuente y la estación, y de determinada amplitud la onda de presión ya no es observable esta característica en los registros sísmicos. Estos valores son de 10 Pa de amplitud de la onda de presión y de aproximadamente 11 km de distancia entre el cráter y la estación.

Los eventos detectados de ambas familias representan el 53% de los eventos reportados durante el periodo de agosto – septiembre 2021 en el catálogo de CENAPRED (url: <https://www.cenapred.unam.mx/reportesVolcanGobMX/>). Estos eventos han sido detectados en las tres estaciones más cercanas al volcán (Cruz Blanca, Buenavista y San Pedro). Es posible que el resto de los eventos eruptivos sean de baja intensidad y que no puedan ser identificados en los registros sísmicos o infra-sónicos. Como se demostró en el Capítulo 3, algunos de los eventos eruptivos reportados por CENAPRED sólo son observados en los registros sísmicos con el uso de filtros con frecuencias de corte arriba de 1 Hz (Figura 3.10). Esto indica que carecen de componentes de baja frecuencia y son poco energéticos, por lo que es sólo posible observarlos en las estaciones más cercanas a la fuente. La identificación de estos eventos es parte del trabajo en curso.

La diferencia entre una familia y otra se basa principalmente en la presencia de la fase acoplada en el registro sísmico, que refleja la intensidad del evento eruptivo. Esta clasificación también se basa en la distancia entre la estación y el cráter, ya que sólo los eventos con mayor intensidad pueden ser identificados en las estaciones lejanas. La estimación de la energía elástica irradiada tanto en la atmósfera, como en el terreno es necesaria en esta clasificación, además de determinar el porcentaje de acoplamiento de la energía de un medio a otro. Lo anterior es parte del trabajo en curso con estos datos.

El acoplamiento de las ondas acústicas al terreno es un fenómeno complejo y no trivial que involucra la continuidad y la transferencia de los esfuerzos producidos por las ondas de presión de la atmósfera al medio sólido. El análisis de esta transferencia implica considerar las ecuaciones de flujo y resolver el problema de la interacción fluido-sólido en la frontera. El conocimiento nuevo que aporta este capítulo es la caracterización de las fases acopladas al terreno en diferentes puntos alrededor al volcán y a diferentes distancias, con el objetivo de determinar si este acoplamiento varía en función de la distancia o de la intensidad de la erupción. Sin embargo, no sólo estos factores son los únicos que deter-

minan el acoplamiento y es necesario modelar este fenómeno para analizar más a fondo los parámetros involucrados y su grado de importancia. Además, con las técnicas de modelación se pueden determinar los parámetros de la atmósfera local, también determinantes en el acoplamiento, la caracterización de los mecanismos de fuente y de la posición en el espacio de estos eventos, lo que requiere de técnicas de inversión de las formas de onda infrasónicas. Todo lo anterior es parte del trabajo a futuro y que se encuentra ya en desarrollo.

Capítulo 5. Campo de ondas sismo-acústico generado por la erupción del volcán Hunga: observaciones preliminares en las redes de monitoreo mexicanas

El material presentado en este capítulo se encuentra publicado dentro del material suplementario del siguiente artículo: *R. S. Matoza et al., Science* 10.1126/science.abo7063 (2022).

5.1 Descripción general del volcán

Las islas de Hunga Tonga y Hunga-Ha'apai son islas inhabitadas que pertenecen al Reino de Tonga, en el Pacífico Sur. Se encuentran aproximadamente a 60 km de la isla capital, Nuku'alofa (Bryan et al., 1972; Vaughan and Webley, 2010; Global Volcanism Program, 2022). Se encuentran en la región de la Placa del Pacífico que subduce a la Placa Indo – Australiana y forma parte de una cadena de volcanes submarinos de 200 km de extensión (Bryan et al., 1972; Cronin et al., 2017). Hunga – Tonga y Hunga-Ap'apai son expresiones superficiales del anillo de una caldera volcánica submarina de 6 km de diámetro formada hace ~900 años (Brenna et al., 2022; Smithsonian Institute, 2020).

La composición predominante de las rocas de estas islas es andesítica (Bryan et al., 1972) y su actividad volcánica es de tipo surtseyana. Esta actividad se genera por la interacción de magma y lodo saturado de agua en sistemas volcánicos someros, en lagos o de estructuras volcánicas en aguas poco profundas (Vaughan y Webley, 2010). Este tipo de actividad da como resultado la formación de conos de escoria y piroclástos (Kokelaar, 1983; Schipper y White, 2016). El nombre proviene de los primeros reportes realizados de la actividad del volcán Surtsey, Islandia (Thorarinsson, 1967).

5.2 Antecedentes de actividad del volcán Hunga

Se tiene conocimiento de 7 episodios eruptivos durante el Holoceno; el más antiguo se estima que se produjo hace 1110 ± 70 años de antigüedad, datado por medio de radiocarbono (Instituto Smithsoniano, 2022), y desde entonces numerosos episodios de erupciones de pequeña escala submarinas y subaéreas han formado pequeñas islas. Los dos episodios eruptivos más importantes, que anteceden a la erupción de enero de 2022, se produjeron en marzo de 2009 y en el periodo de tiempo de septiembre de 2014 a enero de 2015 (Brenna et al., 2022).

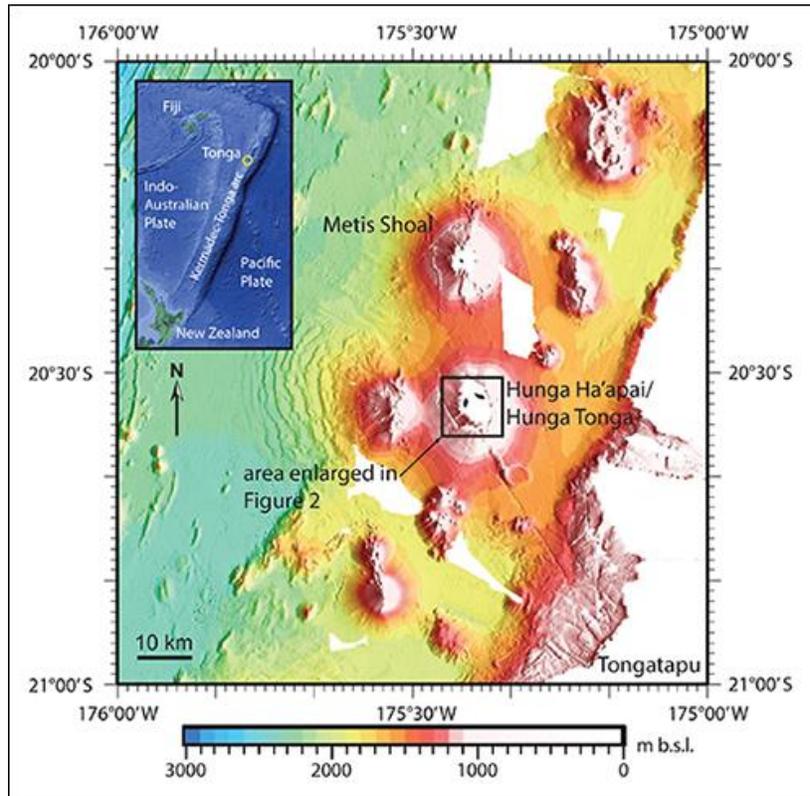


Figura 5.1 Mapa de batimetría que muestra la profundidad y la distribución espacial de las islas Hunga Tonga Hunga Ha'apai, reino de Tonga. Los créditos de esta imagen pertenece a Shane Cronin y la imagen se encuentra publicada en: <https://doi.org/10.1029/2017EO076589>.

En marzo de 2009 muchos habitantes y también pilotos como pasajeros de líneas comerciales presenciaron la actividad eruptiva del volcán. Esa erupción consistió en varios episodios de emisiones de magma y vapor de agua con columnas eruptivas que alcanzaron entre 4 y 7.5 km de altura (Vaughan Y Webley, 2010; Bohnenstiehl et al., 2013). Siete horas antes del evento ya se tenía registro de incremento de la actividad sísmica que comenzó con un evento de magnitud $m_b=4.8$ a una distancia de 10 km hacia el sur suroeste de la isla de Hunga Ha'apai (International Seismological Centre, 2010; Bohnenstiehl et al., 2013). Mediante el análisis de los registros acústicos de la actividad eruptiva del volcán Hunga-Tonga se estimó la energía acústica en 10^{13} J, la cual se propagó a través del océano (Bohnenstiehl et al., 2013). El análisis de imágenes satelitales indicó que el área de las islas se triplicó durante el evento eruptivo, pero esta área se redujo a la mitad debido a los procesos de erosión; el volumen de material emitido estimado fue de 0.0176 km^3 y se determinó un índice de explosividad volcánica del evento eruptivo VEI 2 (Vaughan y Webley, 2010).

Por otro lado, el periodo eruptivo de 2014 – 2015 generó un cono circular de tefra con una extensión de aproximadamente 2 km y 120 metros de altura que unió las islas de Hunga Tonga y Hunga Ha'apai

(Cronin et al., 2017). Las columnas eruptivas alcanzaron alturas de hasta 10 km, lo que produjo el cierre de algunos vuelos locales en enero de 2015 (Colombier et al., 2018; Instituto Smithsonian, 2022).

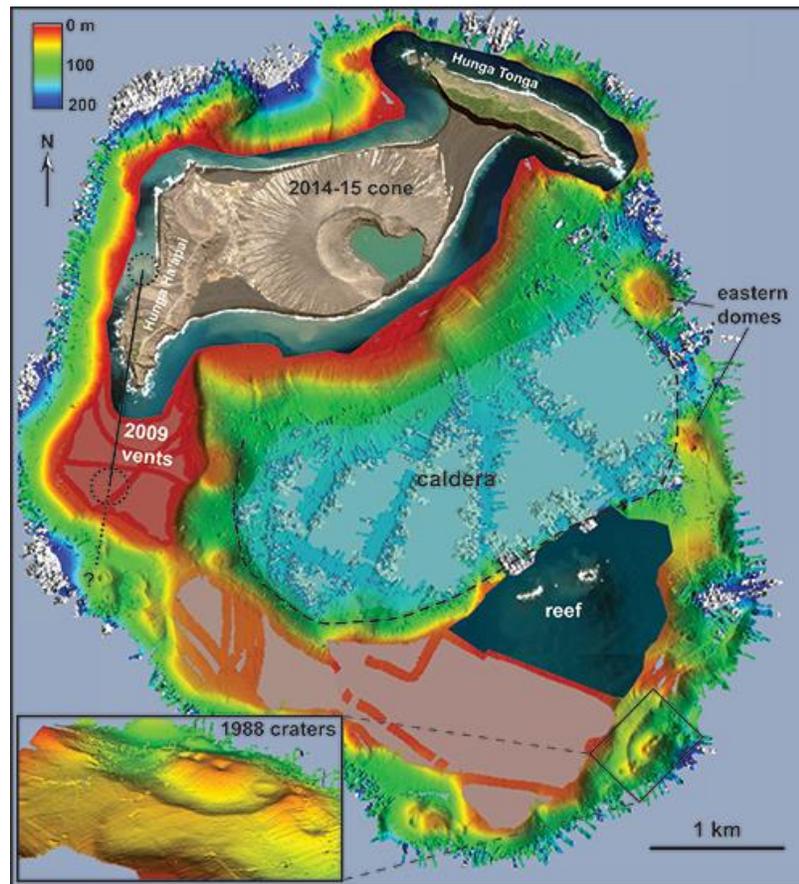


Figura 5.2. Mapa batimétrico que muestra la estructura de las islas Hunga Tonga Hunga Ha'apai y las posiciones y extensiones de los diferentes episodios eruptivos en la zona. Los créditos de esta imagen pertenecen a Simon Barker y se encuentran publicados en la siguiente publicación: <https://doi.org/10.1029/2017EO076589>.

5.3 Periodo eruptivo diciembre 2021 - enero 2022

Después de un relativo periodo de quietud de aproximadamente 6 años, el volcán reanudo su actividad. El día 20 de diciembre de 2021 se reportó una pluma eruptiva de 6 km de altura y 30 km de radio. En los días posteriores, se observaron varios episodios de actividad Surtseyana y columnas de gas y vapor de agua con alturas en el rango de los 8 km hasta los 16 km; en contraste, las columnas de ceniza alcanzaron una altura máxima de 6.1 km. Hacia finales de diciembre de ese mismo año, el volcán emitió columnas eruptivas de vapor de agua y ceniza en un rango de 4 - 18 km que se dispersaron hacia el Norte y al Oeste de la isla; en los días siguientes del mes de enero, se observaron columnas eruptivas de gases, vapor de agua y ceniza con alturas de 4 a 8 km, siendo la última en la

noche del 4 de enero. A partir de ésta, el volcán entró en aparente calma. Se observaron depósitos de pómez negra en las playas norte de la isla Tongatapu, que albergan la capital de Tonga (Global Volcanism Program, 2022).

El evento principal que se menciona en este capítulo ocurrió el 15 de enero de 2022 aproximadamente a las 17:00 hrs tiempo local (04:00 hrs UTC). Esta erupción estuvo acompañada de una fuerte explosión freatomagmática que generó una columna eruptiva de hasta 30 km de altura. La explosión se escuchó a distancias de más de 9000 km del volcán; como se reportó en algunas partes de Alaska. La explosión generó intensas ondas de presión que dieron la vuelta alrededor del planeta tres veces. Este tipo de ondas de presión, que se les conoce como ondas atmosféricas gravitatorias, cuyos periodos dominantes se encuentran por debajo de los 1000 s son equiparables a las que se generaron durante la erupción del volcán Krakatoa en 1887. Este es uno de los pocos eventos documentados que registró ese tipo de ondas. La erupción del volcán Hunga, al igual que las erupciones del Krakatoa 1887, Pinatubo 1991 y el Chichón 1980, son eventos poco frecuentes. La comunidad académica considera la erupción del volcán Hunga como un evento sin precedentes y el evento volcánico más importante del siglo (Adam, 2022; Musu, 2022; Matoza et al., 2022).

5.4 Resultados y observaciones preliminares del evento eruptivo en México

Las redes geofísicas en México tanto de estaciones sismológicas como de infrasonido capturaron la explosión del volcán Hunga Tonga del 15 de enero de 2022: la red sismo-acústica (PO) (para más detalle de esta red véase el Capítulo 4) y la Red Sísmica Nacional del Servicio Sismológico Nacional (SSN), operada por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) (SSN, 2022). En total se usaron los datos de 59 estaciones sismológicas: 55 del SSN y 4 de la red PO más los datos de 4 estaciones de infrasonido (ver Figura 5.1). La tasa de muestreo de los registros sísmicos, tanto de PO como de las estaciones del SSN, es de 100 Hz. La tasa de muestreo de las estaciones de infrasonido difiere según su localización: las estaciones PICB, PIBV y PISP tienen una tasa de muestreo de 400 Hz, mientras que la tasa de muestro de PIAE es de 200 Hz. En el análisis todos los registros sísmicos fueron decimados a 1 Hz dadas las frecuencias dominantes que presentó el evento explosivo.

En las estaciones sismológicas y en la red sismo-acústica PO (véase Capítulo 4) capturaron la explosión del volcán Hunga del día 15 de Enero de 2022. En la Figura 5.1 mostramos las estaciones de la Red Sísmica Nacional del Servicio Sismológico Nacional (SSN), UNAM (SSN, 2022) y de la red PO. De las 61 estaciones del SSN se utilizaron 55 estaciones más 4 de las 5 estaciones de la red PO, que

tienen tanto registro sísmico como registro de infrasonido. La tasa de muestreo de los registros sísmicos, tanto de PO como de las estaciones del SSN, es de 100 Hz. La tasa de muestreo varía para cada estación: las estaciones PICB, PIBV y PISP tienen una tasa de muestreo de 400 Hz, mientras que la tasa de muestreo de PIAE es de 200 Hz. Para fines del presente trabajo, los registros sísmicos fueron decimados a 1 Hz.

La fase sísmica de la explosión asociada a la erupción registrada en las estaciones mostradas en la Figura 5.1 se muestran en la Figura 5.2. La primera estación en registrar la onda es la estación de Tijuana, Baja California Norte (TJIG) con un tiempo de arribo de 04:24:11.00 hrs UTC, el resto de las estaciones subsecuentemente registraron las ondas sísmicas y la última en registrar es la estación de Mérida, Yucatán (MYIG) con un tiempo de arribo de 04:27:20.00 hrs UTC. La diferencia entre los primeros arribos de TJIG y MYIG es de 188 s y la distancia que existe entre éstas es de aproximadamente 1935 km (ver Figuras 5.1 y 5.2). La fase infrasónica acopladas al terreno se registró 8.18 horas después del primer arribo observable de la fase sísmica. La diferencia de tiempo se explica por la diferencia de medios en los que viajan los campos de ondas.

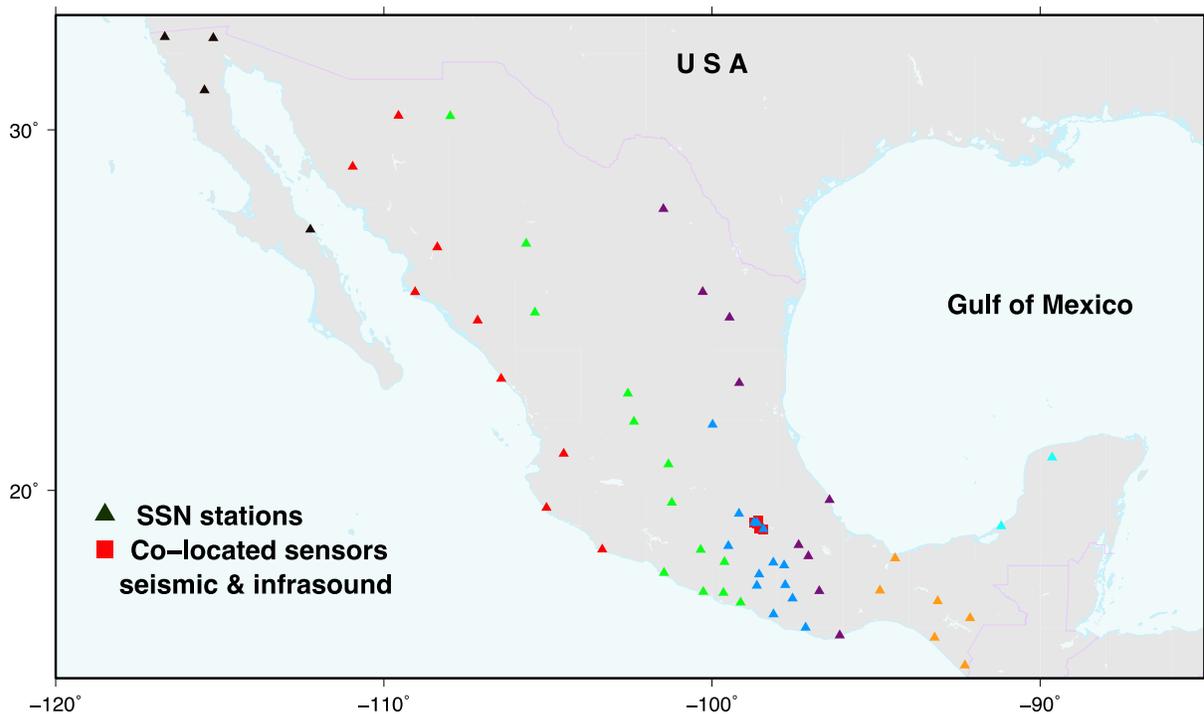


Figura 5.3. Distribución de estaciones de la Red del Servicio Sismológico Nacional, UNAM, y de la red sismo-acústica PO. Los colores de cada estación indican la llegada del frente de onda P. Las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN) están indicadas con triángulos y las estaciones de la red PO están indicadas con cuadrados. Imagen creada por Alejandra Arciniega-Ceballos.

La Figura 5.4 muestra el movimiento de partícula para las fases sísmicas reconocibles en los registros después de filtrarlos en la banda de frecuencias de 0.01 a 0.05 Hz. Se observan las ondas de Rayleigh a los 26.66 minutos después del arribo de la onda P, estimando una velocidad de propagación promedio de 3.64 km/s considerando una distancia máxima de 10,400 km de Tonga a la estación MYIG. Esta velocidad coincide con las velocidades reportadas para la corteza continental en la región de Cinturón Volcánico Transmexicano, México por Shapiro et al. (1997).

En la Figura 5.5 se muestra un ejemplo de las formas de onda de las señales registradas en la estación de infrasonido de San Pedro Nexapa (PISP) de la red PO. A excepción de la fase sísmica asociada a la explosión, en ambos registros tanto en sismogramas como en registros infrasónicos se observa la misma onda de presión en el ancho de banda de 0.01 – 0.05 Hz. También se reconocen las ondas de Lamb, después de filtrar el registro de infrasonido (2 – 5 mHz). Las ondas de Lamb son oscilaciones atmosféricas de muy baja frecuencia, cercanas al límite superior de las ondas gravitatorias acústicas, en el rango de los mHz. Su existencia fue propuesta teóricamente por Lamb (1911). Se propagan por la atmósfera a la velocidad de las ondas de sonido (334 m/s) y su propagación se concentra solamente en la tropósfera debido a que la energía acústica decae exponencialmente con la altitud (Nishida et al., 2014). Este tipo de ondas son generadas por eventos muy energéticos y han sido observadas en fenómenos naturales como la erupción del volcán Krakatoa en 1833, el impacto del meteorito en Tunguska, Siberia en 1908, pruebas nucleares (Donn y Shaw, 1967), sismos de gran magnitud (Mikumo, 1968), entre otros eventos (Nishida et al., 2014). En un intervalo de tiempo de seis días, se observaron 4 pasajes de arco menor de onda de Lamb y 3 pasajes de arco mayor (antipodal) de la onda de Lamb; onda de Lamb mostrada en la Figura 5.5a corresponde al primero (A1) de los cuatro pasajes (Matoza et al., 2022).

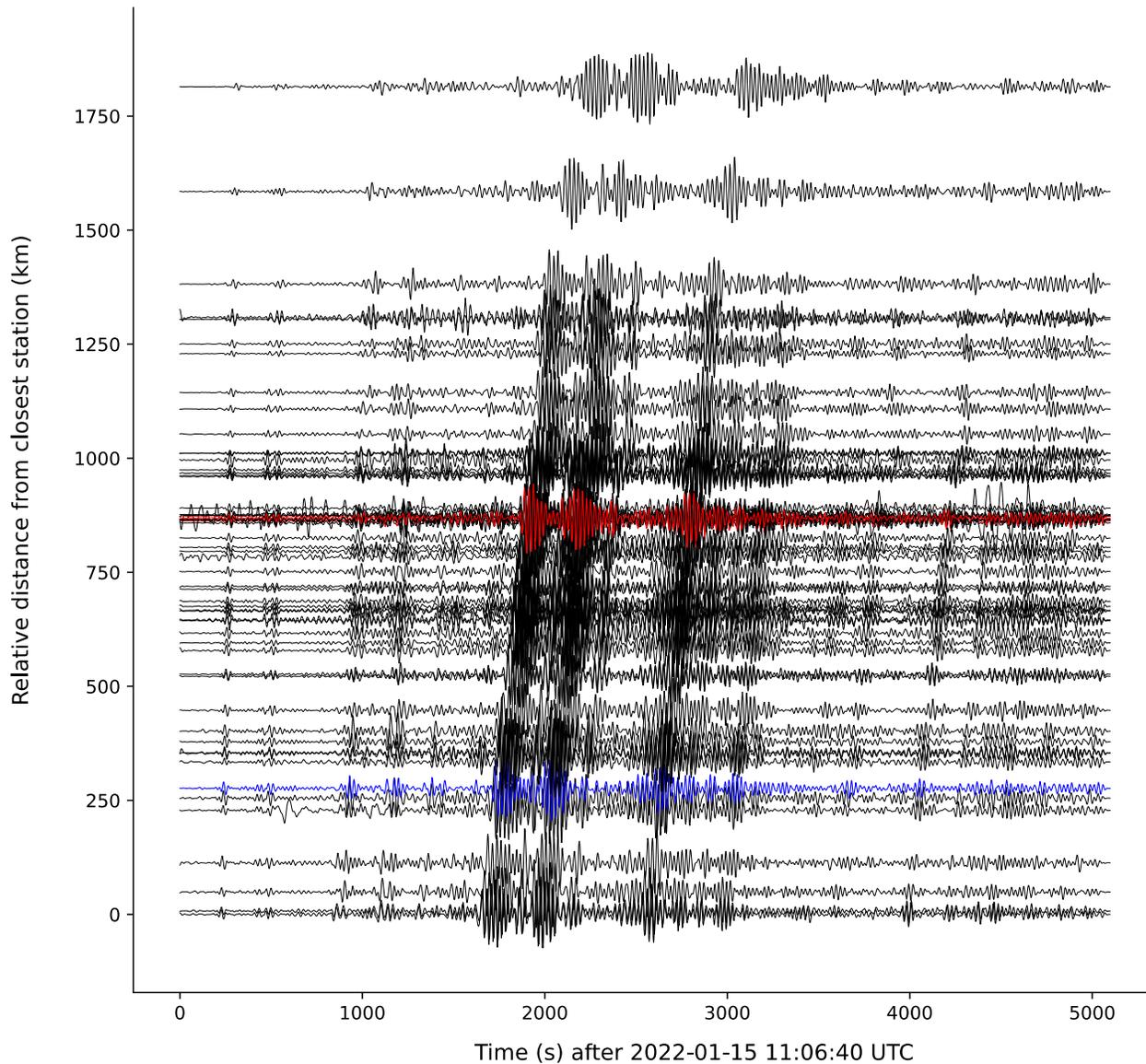


Figura 5.4. Sismogramas de la erupción del 15 de Enero de 2022 del volcán Hunga. Las trazas de color negro son los registros de las estaciones de la Red del Servicio Sismológico Nacional, la traza azul es el registro de la estación CJIG (Charnela, Jalisco) y las trazas en color rojo son los registros de las estaciones Cruz Blanca (POCB), San Pedro Nexapa (POSP) y Atlixco – Esmeralda (POAE) de la red sismo-acústica PO.

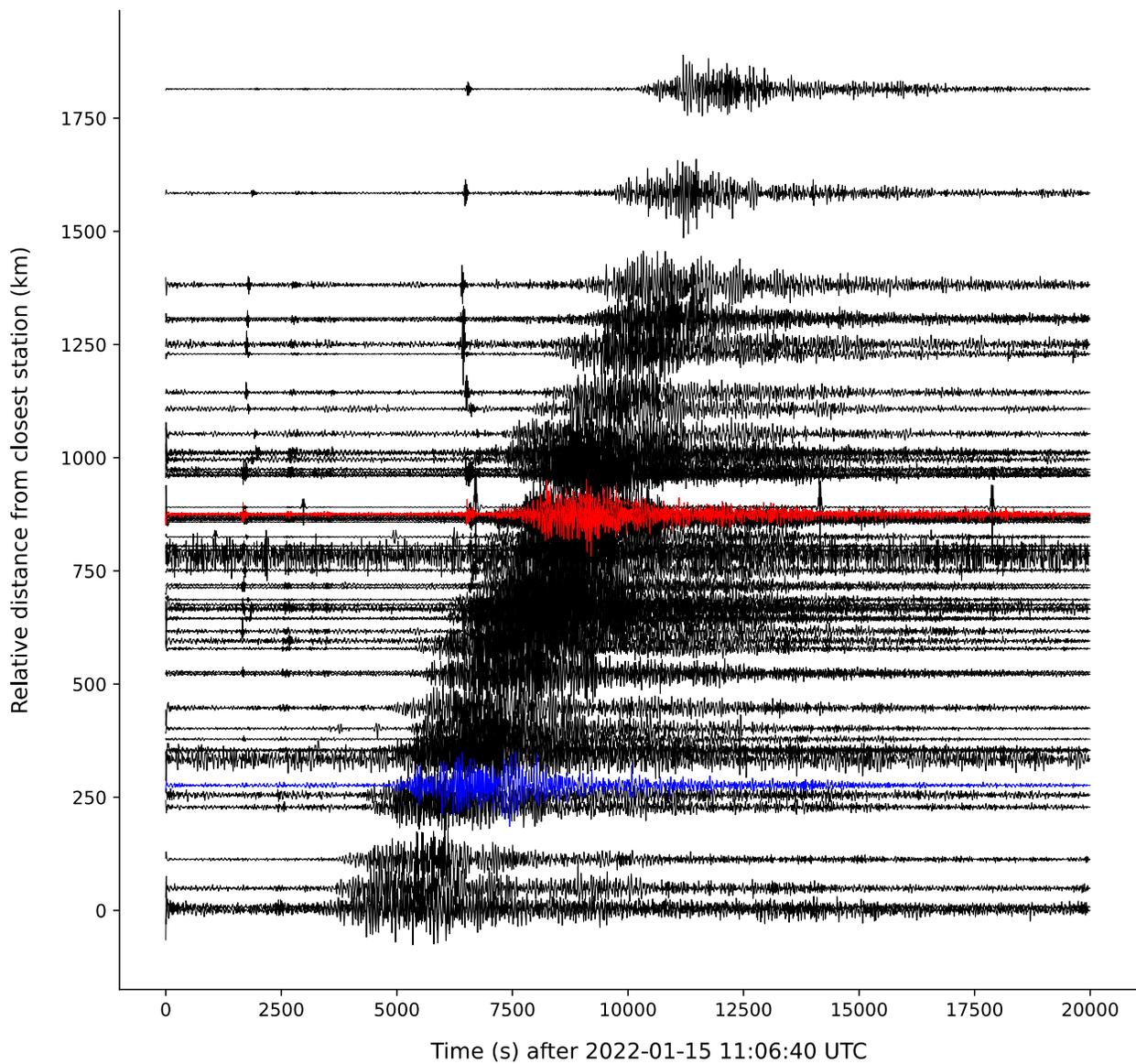


Figura 5.5. Ondas de infrasonido acopladas al terreno de la erupción del 15 de Enero de 2022 del volcán Hunga. Las trazas de color negro son los registros de las estaciones de la Red del Servicio Sismológico Nacional, la traza azul es el registro de la estación CJIG (Charnela, Jalisco) y las trazas en color rojo son los registros de las estaciones Cruz Blanca (POCB), San Pedro Nexapa (POSP) y Atlixco – Esmeralda (POAE) de la red sismo-acústica PO.

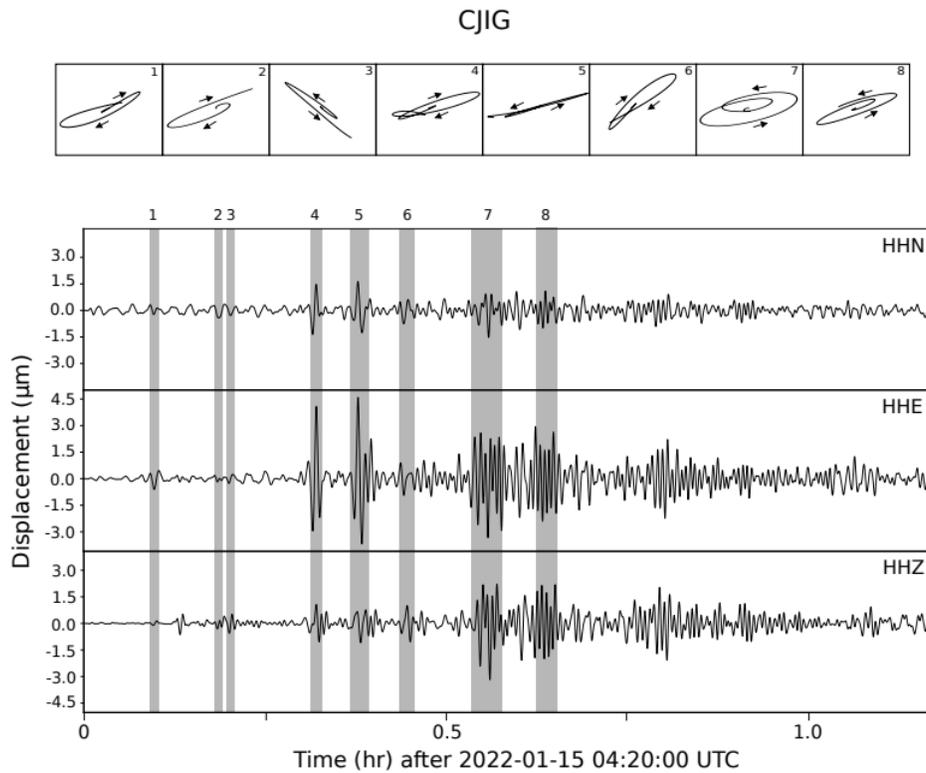


Figura 5.6. Movimientos de partícula calculados para las diferentes fases sísmicas observables en el registro filtrado en el ancho de banda 0.01 – 0.05 Hz de la estación CJIG (resaltada en azul en la Figura 5.2). Las áreas sombreadas indican las ventanas de tiempo usadas para calcular cada movimiento de partícula, relacionadas e indicadas con los números 1 – 8.

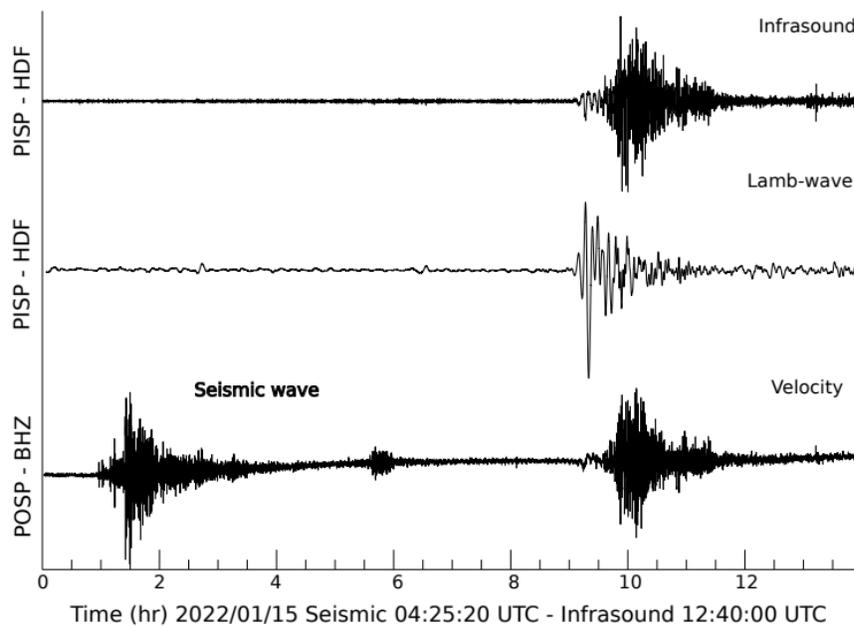


Figura 5.7. a) Registro de infrasonido de la erupción del 15 de Enero de 2022 del volcán Hunga-Tonga Hunga Ha'apai. b) Onda de Lamb obtenida después de filtrar a) en el ancho de banda 2 – 5 mHz. c) Registro sísmico de banda ancha del evento eruptivo de a). Los tres registros pertenecen a la estación San Pedro Nexapa (PISP), localizada a 9348 km del volcán, y su duración es de 14 hrs. Imagen creada por Alejandra Arciniega-Ceballos.

Capítulo 6. Conclusiones

Este trabajo versa sobre el análisis de la actividad sísmica y de infrasonido irradiada por la actividad volcánica explosiva. Incluimos la descripción del trabajo de campo, el desarrollo de un código abierto (ATMC), la identificación de fases de aire acopladas al terreno en redes sismo-acústicas, y la caracterización del campo sismo-acústico en las inmediaciones del volcán Popocatepetl, un estratovolcán de composición predominantemente andesítica, desde su reactivación en 1994, genera emisiones de gases y ceniza, tanto espaciadas como continuas en el tiempo, desde pequeñas exhalaciones hasta eventos explosivos que producen columnas eruptivas cuyas alturas han llegado a las decenas de kilómetros (De la Reyna-Cruz & Siebe, 1997).

Usando el arreglo de sensores infrasónicos ATLI (16 km NE) se caracterizaron por primera vez las formas de onda de las señales de infrasonido asociadas a la actividad de eventos explosivos del volcán Popocatepetl (Matoza et al., 2019). Este arreglo se operó como parte de las actividades de cooperación internacional entre el Instituto de Geofísica, UNAM y la Universidad de California Santa Barbara (Matoza et al., 2019).

Matoza et al. (2019) identificaron los eventos eruptivos aplicando el método de correlación progresiva multicanal (PMCC) (Cansi, 1997), y en este trabajo (véase capítulo II) se identificaron los mismos eventos eruptivos aplicando el detector basado en el cálculo de la razón F (Melton and Bailey, 1957). Las señales de desplazamiento obtenidas de los registros sísmicos asociadas a los eventos eruptivos presentan una fase de aire acoplada al terreno (air-to-ground coupled airwave) la cual tiene un cambio de fase de 180° con respecto a la señal de infrasonido; esta fase pudo ser observada tanto en la estación de PPIG como en el arreglo ATLI. El grado de acoplamiento de las señales se estimó a través del cálculo tanto la función de correlación (Ichihara et al., 2012) como los valores de coherencia (Matoza et al., 2014) usando las señales de infrasonido y las señales sísmicas, ambas filtradas en el ancho de banda 0.5 – 95 Hz, usando ventanas de 50 s. Destaca en esa ventana de tiempo que la fase de aire es dominante en el rango de 0 – 25 Hz. La frecuencia dominante de las señales de infrasonido es de 0.8 Hz (Matoza et al., 2019).

Los registros de desplazamiento asociadas a los cinco eventos explosivos detectados por la red ATLI fueron utilizados como señales maestras (templates) para detectar eventos explosivos en otras bases de datos. Principalmente se encontró que la fase de aire acoplada al terreno en el periodo 2017 – 2018 es identificable directamente en bases de datos de estaciones sísmicas como la estación PPIG (5 km N). La búsqueda se realizó a través del código abierto Automatic Template Matching Code (ATMC),

que se desarrolló en este trabajo, automatiza la búsqueda de patrones y calcula el valor absoluto de los coeficientes de correlación $|R|$ entre la señal maestra y los registros sísmicos. Es una técnica rápida, confiable, se puede aplicar a varias bases de datos, y es computacionalmente económica. Los resultados obtenidos sugieren que el mecanismo de fuente de las explosiones se ha mantenido estable en las últimas décadas e indica un sistema no destructivo de actividad volcánica. Los eventos agrupados dentro de la Categoría I (véase capítulo III, Figura 3.10), son congruentes con las observaciones reportadas previamente (Arciniega-Ceballos et al., 1999; 2012; 2015; Chouet et al., 2005).

Posteriormente, se estableció el objetivo de determinar las principales características de las señales sísmicas y de infrasonido en diferentes puntos alrededor del volcán y a diferentes distancias de la fuente. Los datos de la red sismo-acústica PO se usaron con este objetivo y las estaciones de esta red operaron en sitios localizados en el rango de 3 a 25 km. El algoritmo ATMC resultó eficiente para detectar los eventos explosivos moderados entre agosto y septiembre de 2021, periodo en el cual el volcán presentó actividad eruptiva explosiva en comparación de otros periodos.

En este periodo se identificaron dos tipos de eventos sísmicos asociados a explosiones (eventos T2609 y T0909) cuya diferencia principal radica en la existencia de la fase acoplada en el evento T2609; en contraste, en el evento T0909 no se identifica tal fase. La existencia de estos dos eventos implica que existen valores umbral de la intensidad del evento y de distancia entre la fuente y el receptor que determinan el acoplamiento de las ondas de presión al terreno.

Como se mencionó en el capítulo IV se detectaron un total de 25 de los 47 eventos explosivos reportados por CENAPRED, de los cuales 9 son similares al evento T2609 (con fase de aire) y 16 son similares al evento T0909 (sin fase de aire) con amplitudes máximas en el rango de 0 – 80 Pa. Además, calculamos la función de correlación (Ichihara et al., 2012) y los valores de coherencia (Matoza et al., 2014) para determinar si existe acoplamiento entre las señales registradas. La fase de aire acoplada al terreno es dominante en el rango 0 – 25 Hz en la estación más cercana (Cruz Blanca) y 0 – 10 Hz en estaciones más alejadas (San Pedro Nexapa), conforme se aleja de la fuente las frecuencias altas se atenúan rápidamente: lo que se espera teóricamente. En las estaciones más alejadas (12 – 25 km de distancia) se pierde en el ruido de fondo del registro debido a su baja amplitud y sólo es distinguible en el ancho de banda 0.01 – 1 Hz y comparando con la señal de infrasonido asociada. Por otro lado, las señales sísmicas sin fase de aire acoplada al terreno son distinguibles si y sólo si las estaciones están a distancias menores de 12 km del cráter. En estos casos la amplitud máxima de las señales de infrasonido es menor a 10 Pa por lo que apenas se observa en algunos registros.

De lo anterior, se determina que la distancia y la intensidad de los eventos son factores importantes debido a que las señales sísmicas asociadas a eventos explosivos moderados con fase de aire acoplada distinguible se registran en estaciones localizadas a distancias menores de 12 km del cráter. Es importante aclarar que lo anterior se cumple para eventos de intensidad “media”. Los eventos de mayor intensidad liberan mayor energía, lo que hace posible que acople la onda de presión a distancias mayores y puedan identificarse las fases acopladas en estaciones más lejanas. Un ejemplo de este comportamiento son los eventos detectados en el arreglo ATLI.

Incluimos en este trabajo, como un ejemplo de observaciones del campo de ondas sismo-acústico observado en eventos eruptivos a escala global, las observaciones preliminares de este campo producido por el evento eruptivo del día 15 de enero de 2022 producido por el volcán Hunga, ubicado en el reino de Tonga a más de 9000 km del territorio mexicano. La señal sísmica y la fase de aire acoplada al terreno se registraron en las estaciones sismológicas de la Red Sísmica Nacional del SSN y en la red PO. Los primeros arribos de la señal sísmica se registraron aproximadamente 11 minutos después del tiempo de origen (2021-01-15 04:00:00 hora UTC) y la onda de infrasonido se registró 8.18 horas después del tiempo origen. La velocidad de grupo de la onda de Rayleigh estimada es de 3.64 km/s y se pueden observar en los registros sísmicos filtrados en el ancho de banda 0.01 – 0.05 Hz las diferentes fases sísmicas que generó el evento. De todas las perturbaciones atmosféricas generadas, el evento produjo ondas de Lamb (2 – 5 mHz) con velocidad de propagación cercana a la velocidad del sonido que, de acuerdo con las observaciones globales, tuvo 7 trayectos (4 y 3 antipodales) (Matoza et al., 2022).

Este trabajo aporta nuevo conocimiento sobre el campo sismo-acústico producido por la actividad volcánica del volcán Popocatepetl. Con toda la información presentada en este trabajo resaltamos la importancia de las observaciones y el análisis del campo sismo-acústico irradiado en los ambientes volcánicos, claves para el conocimiento de la dinámica y la evolución de los sistemas magmáticos y su interacción con el entorno. Además, proporcionamos una herramienta útil para la detección sistemática de fases de aire acopladas al terreno; esta herramienta no se limita a la detección de este tipo de ondas, sino a cualquier señal repetitiva en el tiempo que pueda ser identificada con este tipo de métodos.

El trabajo futuro está enfocado principalmente a analizar más detalladamente los registros obtenidos de la actividad del Popocatepetl. Este análisis incluye la detección de otros tipos de señales asociadas a la actividad volcánica, como el tremor, la modelación de la propagación de las ondas sísmicas y acústicas y el acoplamiento de estas últimas al terreno, caracterizar mecanismos y parámetros de la

fuelle a través de la inversión de datos, y la determinación de las características de la atmósfera local. Se espera que toda esta información sea de utilidad para que, en conjunto con la información recabada por otras áreas del conocimiento aplicadas al ámbito volcánico, se caracterice continuamente la dinámica de estos sistemas, y con lleve a una mejor evaluación del riesgo volcánico.

Apéndice A. Código automatizado de reconocimiento de patrones (ATMC)

```
#Automated template-match code (ATMC) - version 1.0
```

```
'''
```

Code that implements template matching procedure to systematically detect ground-coupled airwaves. The code implements functions from Obspy, Scipy, Numpy and Multiprocessing libraries. Also `detect_peaks`

function (Duarte and Watanabe, 2019) is used for detection of events.

Input files: - Database files: Files of seismic records. The code manages one-hour files of database. txt format

or seismic format (MSEED, SAC, SEISAN, etc.) can be used.

- Template file: File of the master signal. txt format or seismic format (MSEED, SAC, SEISAN, etc.) can be used.

```
'''
```

```
import numpy as np
```

```
import matplotlib.pyplot as plt
```

```
import multiprocessing as mp
```

```
from obspy import read
```

```
import scipy.signal
```

```
from scipy import fftpack
```

```
import obspy.signal.cross_correlation as ost
```

```
import obspy
```

```
import os
```

```
from detect_peaks import detect_peaks
```

```
import obspy.signal.filter as filt
```

```
#####Function that creates non-existing files#####
```

```
def create_file(channel,month,day,hour):
```

```
'''
```

Function that creates non-existing files in the database in order to avoid a sudden stop in the execution of the code.

Creates a sac file that contains an array of zeros.

Arguments of the function are:

- Channel: HHE, HHN, HHZ, BHE, BHN, BHZ

- Month: Month of the year

- Day: Day of the month

- Hour: Time of the day

Returns:

- Sac file of 1-hour length of zeros. The time corresponds to the month, day and hour entered in the arguments of the function.

'''

```
prev_data = channel+'.'+month+'.1.0_DISP.sac'
```

```
a = read(prev_data,debug_headers=True)
```

```
index = a[0].data.shape[0]
```

```
#Changes values inside SAC file by zeros
```

```
for i in range(0,index,1):
```

```
    a[0].data[i]=1
```

```
new_name=channel+'.'+month+'.'+str(day)+'.'+str(hour)+'_DISP.sac'
```

```
new_file=a.write(new_name)
```

```
print('Accomplished')
```

```
return new_file
```

```
#####Function that extract time windows and do cross correlation#####
```

```
def cut_and_correlate(template,time_series,windows,nt,nts):
```

```
'''
```

Function that cuts an array into several windows and calculates the absolute correlation coefficient.

Input data:

- template: variable that contains the template

- time_series: variable that contains the one-hour data file

- windows: number of windows

- nt: number of samples of template

- nts: number of samples of time_series

```
'''
```

```
l_l = 0
```

```

u_l = nt
coeff = []
for l in range(0, windows, 1):
    array = time_series[l_l:u_l]
    correl = ost.correlate(array, template, 2)
    correl = abs(correl); shift, value = ost.xcorr_max(correl)
    coeff.append(value)
    l_l = l_l + 1
    u_l = u_l + 1
return coeff

```

```
#####RMS calculation#####
```

```

def RMS(array):
    """
    Computes the root mean square of a sequence of data
    Input:
    - array: array of elements
    Output:
    - rms: value of rms of array.
    """
    suma = 0
    N = array.shape[0]
    for i in range(0, N, 1):
        square_comp = array[i]**2
        suma = suma + square_comp
    value = suma/N
    rms = np.sqrt(value)
    return rms

```

```
#####
```

```

print('Automated Template-Matching Code (ATMC) - Version 1.0')
#Threshold value
thres = 0.5
#Insert component of seismic records
comp = "HHZ"
#Section related to the template

```

```

template_file_name = 'template1.txt'
#Here the template is loaded as an ASCII file
new_template = np.loadtxt(template_file_name)
print('Loaded template: ',template_file_name)
#Obspy read function to load template if in a seismic data format
#new_template = read("template5.sac")
#Removal of RMS
rms = RMS(new_template)
#print('RMS Template: '+str(rms))
new_template = new_template - rms
switch = False
switch2 = False
#Decimation of the template using scipy function decimate
#Applies to both the template and database records
while(switch == False):
    dec = input('Decimate signals? (y)es/(n)o: ')
    if(dec == 'y'):
        while(switch2 == False):
            try:
                dec_fac = int(input('Decimation factor?: '))
                switch2 = True
            except ValueError:
                print('Type an integer')
                switch2 = False
        new_template = scipy.signal.decimate(new_template,dec_fac)
        switch = True
    elif(dec == 'n'):
        print('No decimation')
        switch==True
    else:
        print('Enter y/n')
        switch == False
        pass

```

```

#Open directory path using os library

```

```

os.chdir('/home/gerardomendo/Documentos/Datos_PPIG/Dec_18_waveforms/'+ comp)
#Entry of months of the year. 01 - January, 02 - February, ... , 12 - December
#Months must be inserted as a list of elements
month = ['12']
#Entry of the hour. Hours must be as elements of a list
hour = [0,1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,16,17,18,19,20,21,22,23]
# Cross correlation matrix for the year(entered first as a list). Rows: correlation values month arrays,
Columns:number of windows
list_values = []
for i in month:
    #List of correlation values of the month - Later converted as matrix
    list_corr = []
    #List with correlation values of the month - Later converted into array
    values_corr_mes = []
    if i == '02':
        last_day = 24

    elif i == '04' or i == '06' or i == '09' or i == '11':
        last_day = 31
    elif i == '03':
        last_day = 27
    else:
        last_day = 32
    directory = comp+ i
    os.chdir(directory)
    #last_day = 2
    for j in range(1,last_day,1):
        for k in hour:
            #Time series for cross correlation
            #Automatically generates name file. Name: Component_month_day_hour.extension
            #For example : name_file = "HHZ.02.1.1.sac"
            #Year is not included
            name_file = comp+'.'+str(i)+'.'+str(j)+'.'+str(k)+'_DISP.sac'
            #Uncomment if .txt file

```

```

#name_file = comp+'.'+str(i)+'.'+str(j)+'.'+str(k)+'_DISP.txt'
print('File: ',name_file)
#Section of the code that looks for missing files in the database.
#If missing files, create_files is called in order to avoid stopping.
try:
    timeseries = read(name_file)
    #Uncomment if using .txt files
    #timeseries = np.loadtxt(name_file)
except FileNotFoundError:
    print('No archive found - Creating zeros file')
    create_file(comp,i,j,k)
    timeseries = read(name_file)
#Detrending using a linear function from obspy library
timeseries.detrend('linear')

#RMS removal
timeseries_data = timeseries[0].data
rms = RMS(timeseries_data)
timeseries_data = timeseries_data - rms
if(dec == 'y'):
    #Decimation of the window. If not needed, comment the line.
    timeseries_data = scipy.signal.decimate(timeseries_data,dec_fac)
else:
    timeseries_data = timeseries_data
#Number of samples of the time series
nt = new_template.shape[0]
nts = timeseries_data.shape[0]
#s is the overlap factor
#the movement of the time window
s = 1
#Here n_windows (Eq. 3 in Mendo-Pérez et al., 2021) must be added 1 value
n_windows = int((nts - nt)/s) + 1
print('Number of windows: ',n_windows)
#Time series parameters
fs = 100

```

```

dt = 1/fs
t = np.arange(0,nts*dt,dt)
#Uncomment if not Pool functions is not needed (if uncomment, comment lines 245
- 247)

#coef=cut_and_correlate(new_template,timeseries_data,n_windows,nt,nts)
#Calculation of correlation values applying Pool function
pool = mp.Pool(4)
coef = [pool.apply(cut_and_correlate,args=[new_template,timeseries_data,n_wi-
dows,nt,nts])]

pool.close()
#Creation of coef array - Correlation values per window
coef = np.asarray(coef); coeff = coef[0,:]

#Appending coef elements into list_corr list and creating list_corr array - Correla-
tion values per hour
list_corr.append(coeff)
#Conversion of list into array using Numpy function asarray
list_corr = np.asarray(list_corr)
print(list_corr.shape)
print(list_corr.shape[0])
#Appending and generating valores_corr_mes array - Correlation values per month
#In this section, we re-order the correlation coefficients in an array
for iii in range(0,list_corr.shape[0],1):
    for jjj in range(0,list_corr.shape[1],1):
        values_corr_mes.append(list_corr[iii][jjj])
values_corr_mes = np.asarray(values_corr_mes)
#Saving correlation values in ASCII file with name: Values_month_year_template.txt
np.savetxt('R_values_'+ i +'_' + '_17_' + template_file_name+'.txt',values_corr_mes,delimiter=")
#Applying detect_peaks function (Duarte & Watanabe, 2018) to correlation array to search for
detections.
detect = detect_peaks(values_corr_mes,mph=thres,mpd=30)
print('Detections on '+i+': ')
print(detect)
#Peaks detected saved in an ASCII file with name: Peaks_year_month_component_template.txt
name_detect = 'Peaks_17_' + i + '_' + comp + '_' + template_file_name+'.txt'

```

```
np.savetxt(name_detect,detect,delimiter="")
#Saving monthly detect values on a huge list
list_values.append(values_corr_mes)
#Returning to the main directory
os.chdir('/home/gerardomendo/Documentos/Datos_PPIG/Dec_18_waveforms/'+ comp)
```

Apéndice B. Material suplementario del capítulo 2.

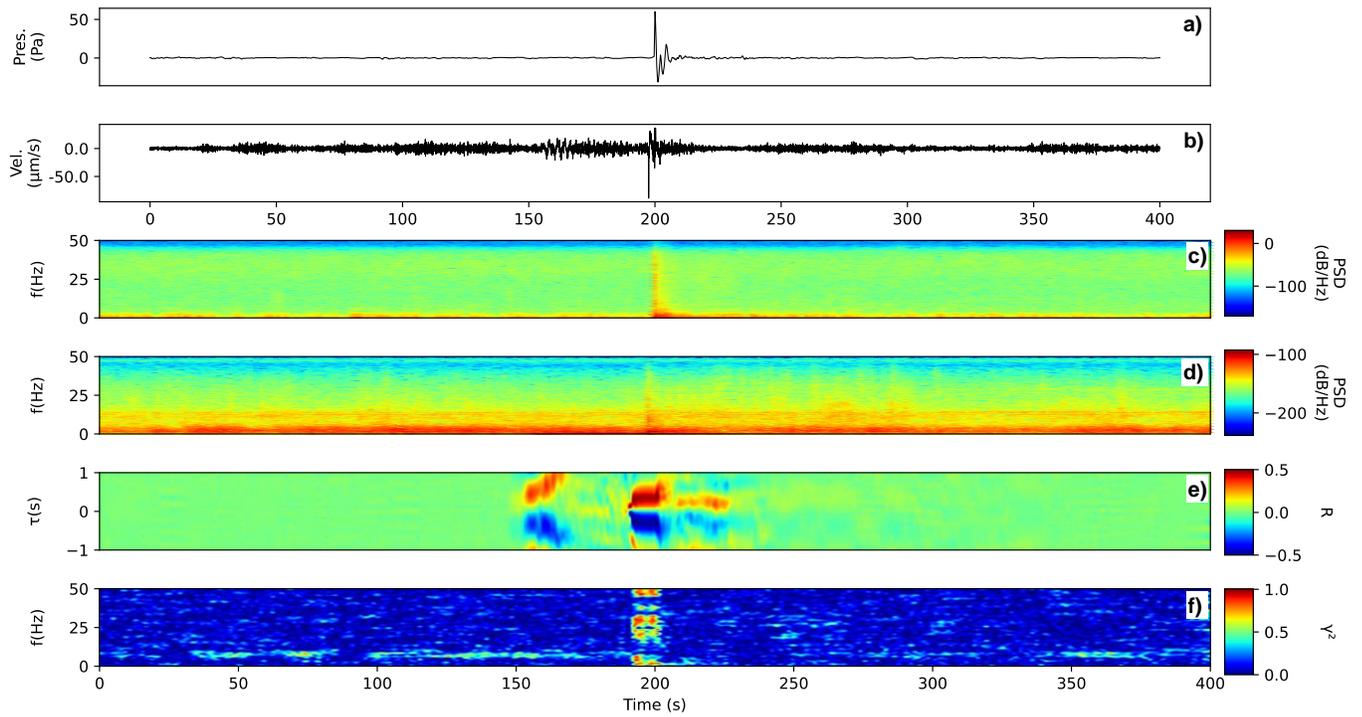


Figura B.1. Registros de a) infrasonido (sensor CHN4) y b) sísmológico del evento eruptivo del volcán Popocatepetl del día 2017-11-06 22:00:00 UTC (Día Juliano 310) en el arreglo ATLI. Posteriormente, se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 0.5 – 95.0 Hz. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales sin filtrar. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

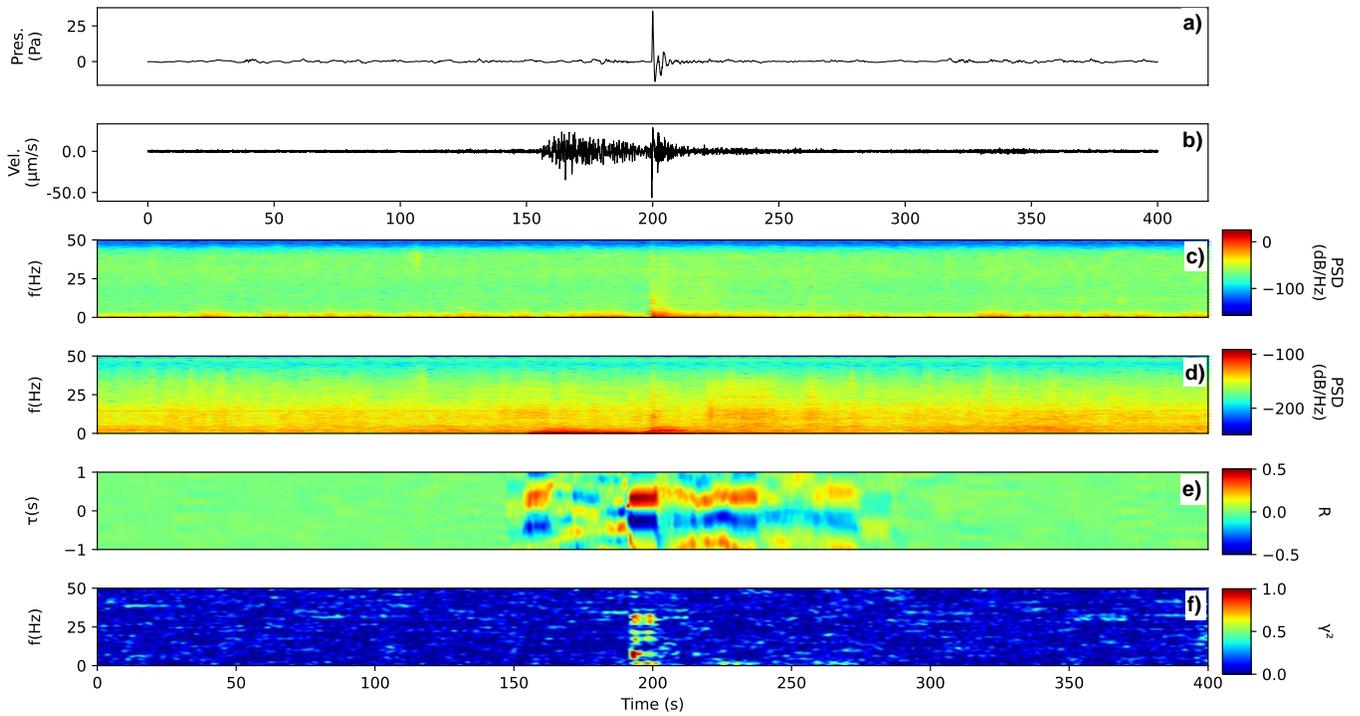


Figura B.1. Registros de a) infrasonido (sensor CHN4) y b) sísmológico del evento eruptivo del volcán Popocatepetl del día 2017-11-10 13:00:00 UTC (Día Juliano 314) en el arreglo ATLI. Posteriormente, se muestran los espectrogramas de c) la señal de infrasonido y d) la señal sísmica; el número de puntos de FFT usados para construir estos espectrogramas es de 256 con traslape de 90% entre ventanas. e) Cálculo de la función de correlación $R[\tau; W, P]$ (Ichihara et al., 2012) donde W es la señal sísmica y P es la señal de infrasonido; ambas señales están filtradas en el ancho de banda 0.5 – 95.0 Hz. f) Cálculo de la coherencia γ^2 (Matoza et al., 2014) entre la señal de infrasonido y la señal sísmica; para este cálculo se usan las señales sin filtrar. En los paneles e) y f) el traslape entre ventanas de tiempo es de 90% y se usaron ventanas de 10 s.

Apéndice C. Material suplementario del capítulo 3.

Las figuras que aparecen a continuación en este apéndice corresponden a los cálculos del coeficiente de correlación $|R|$ en el periodo de tiempo 2017 – 2018 con un desplazamiento de la ventana de tiempo de una muestra ($s=1$), excepto por Octubre 2017 y Diciembre 2018, que son las Figuras 3.5a y 3.5b (véase Capítulo 2 Sección 3.5). Los meses de Marzo 2017 y Febrero 2018 no están disponibles debido a que no existe información sísmica de la estación PPIG para esas fechas. La línea roja indica el valor umbral para los eventos de categoría 1 y la línea verde representa el valor umbral para los eventos de la categoría 2 (véase Sección 3.5 y Figura 3.10). Las gráficas polares muestran la dirección de viento (negro) y la velocidad de viento (azul) relativa a la estación Alzomoni; los números en azul corresponden a los valores de la velocidad de viento para cada anillo de las gráficas polares. En el mes de Agosto de 2018 la gráfica polar no se encuentra disponible debido a que no hay datos de viento en la estación para esas fechas. Los datos de viento fueron obtenidos del sitio web de la RUOA, UNAM (<https://www.ruoa.unam.mx>).

Estas imágenes pertenecen al material suplementario de la publicación con el Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.10737> bajo la licencia Creative Commons.

Pies de figura para cada imagen

Fig. S1. Serie de tiempo de $|R|$. Calculada para Enero, 2017, Febrero 2017 y Abril 2017.

Fig. S2. Mismo que la Figura S1. Calculada para: Mayo 2017, Junio 2017 y Julio 2017.

Fig. S3. Mismo que la Figura S1. Calculada para: Agosto 2017, Septiembre 2017 y Noviembre 2017.

Fig. S4. Mismo que la Figura S1. Calculada para: Diciembre 2017, Enero 2018 y Marzo 2018.

Fig. S5. Mismo que la Figura S1. Calculada para: Abril 2018, Mayo 2018 y Junio 2018.

Fig. S6. Mismo que la Figura S1. Calculada para: Julio 2017, Agosto 2018 y Septiembre 2018.

Fig. S7. Mismo que la Figura S1. Calculada para: Octubre 2018 y Noviembre 2018.

Fig. S1

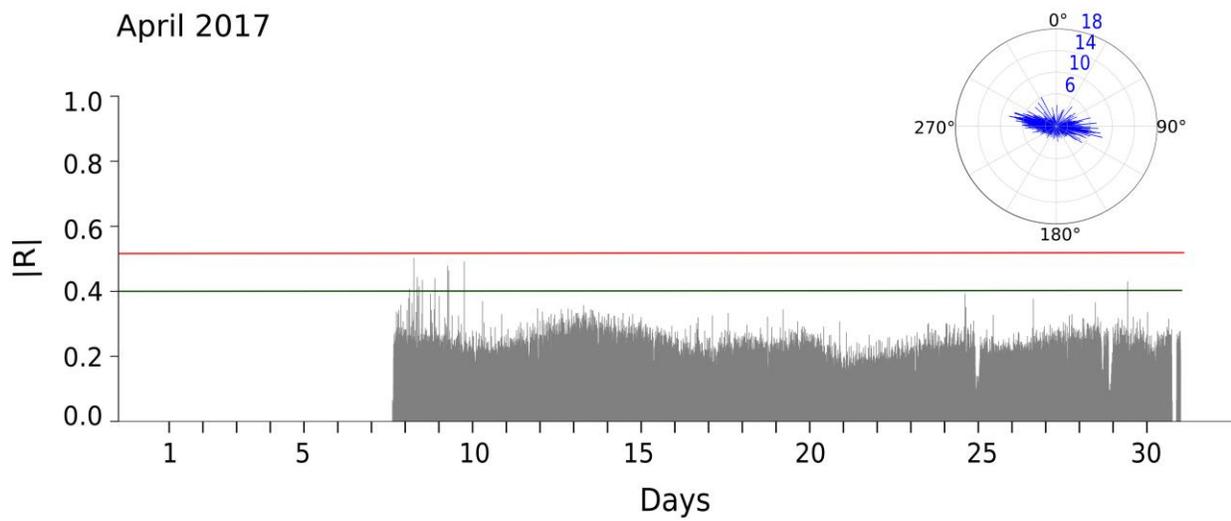
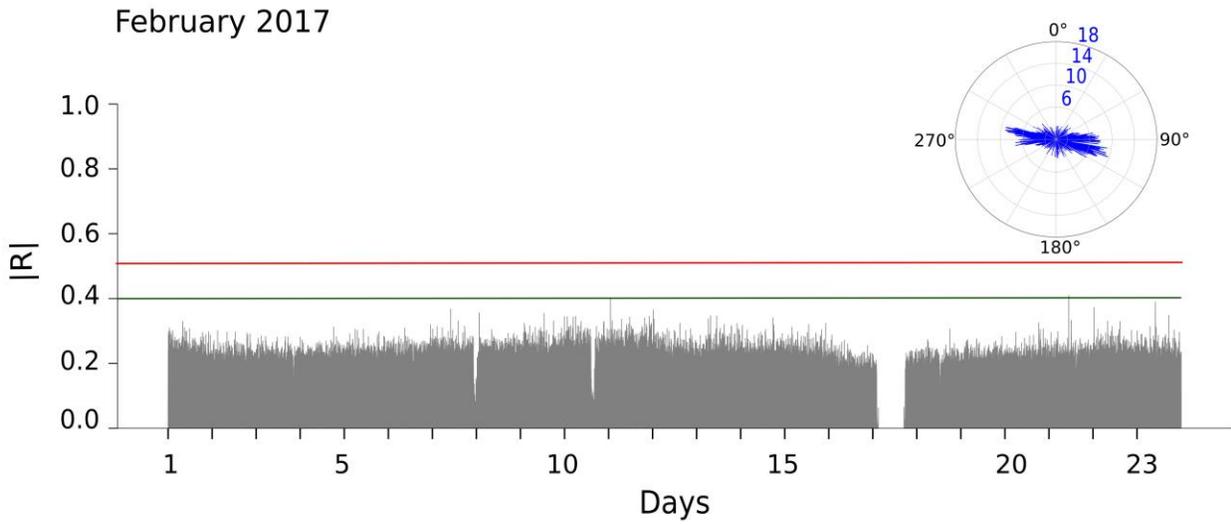
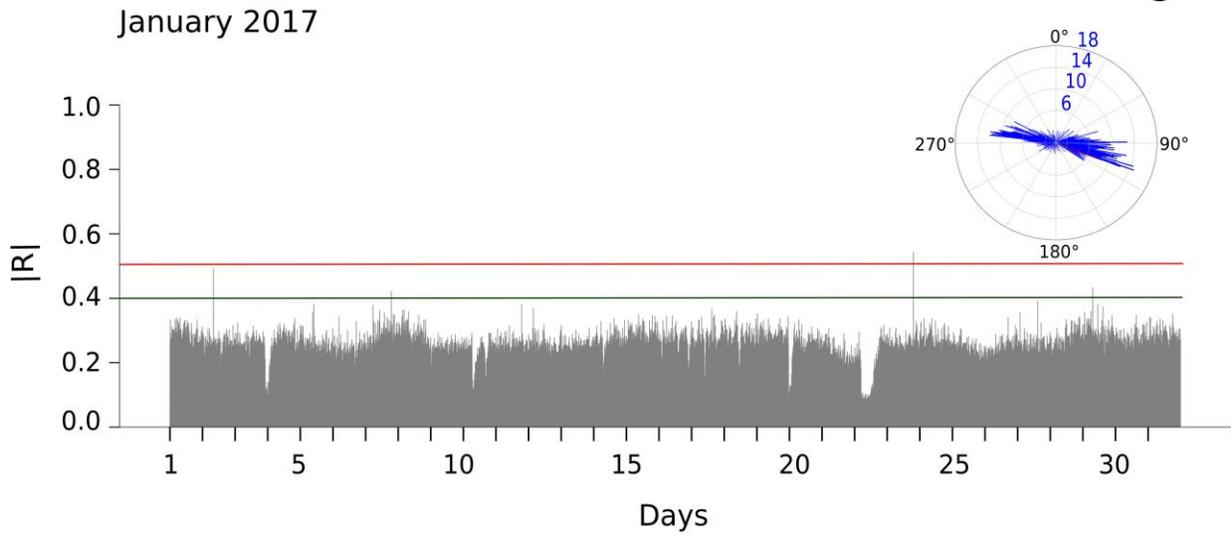


Fig. S2

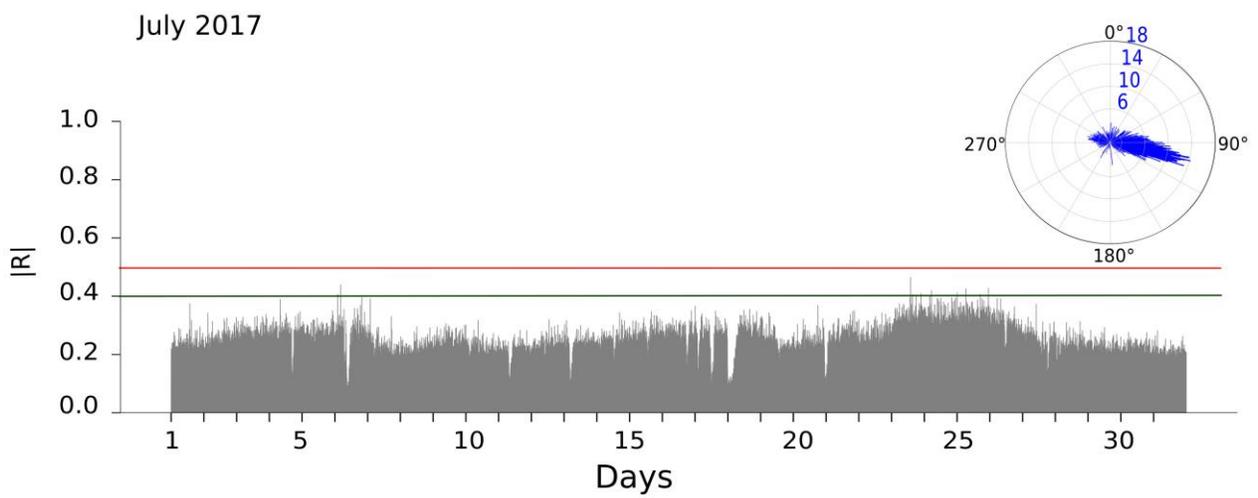
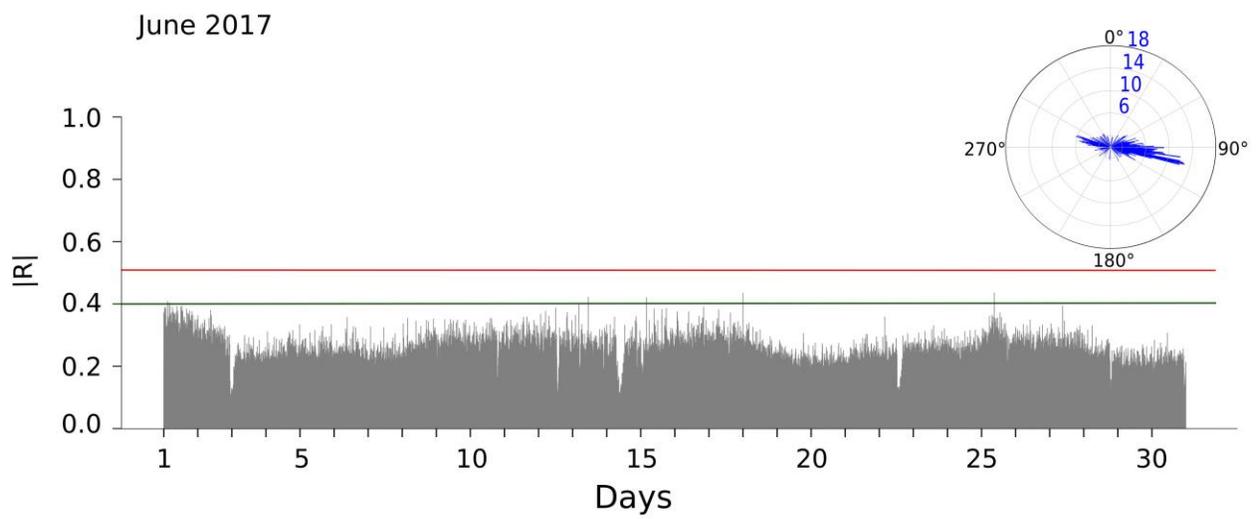
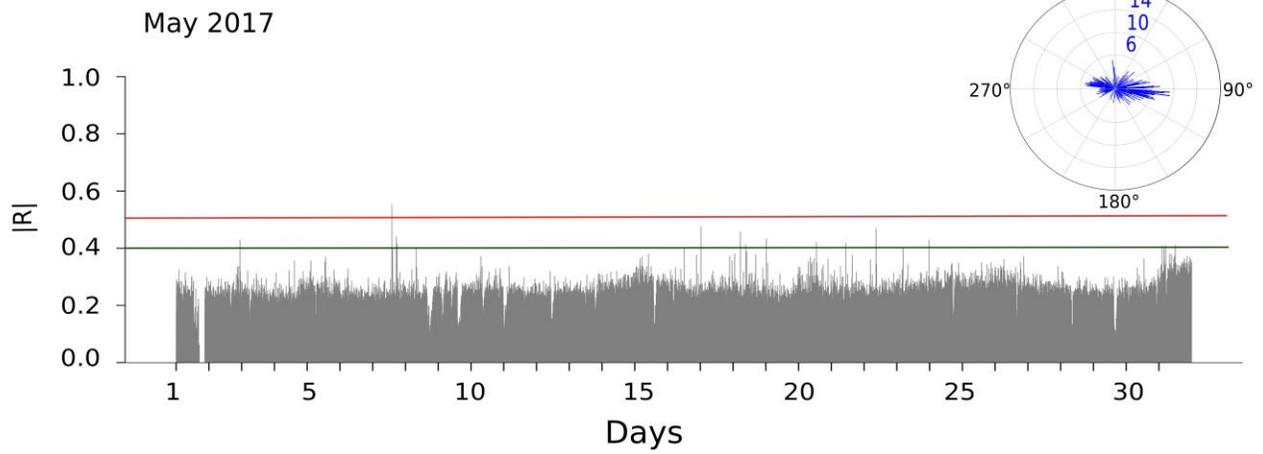


Fig. S3

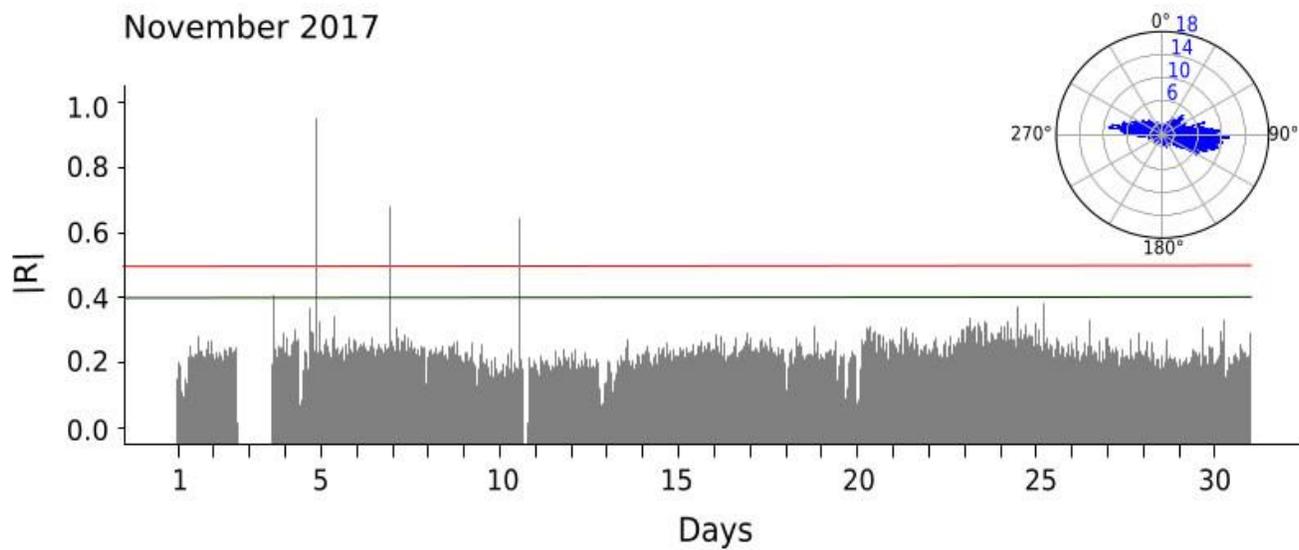
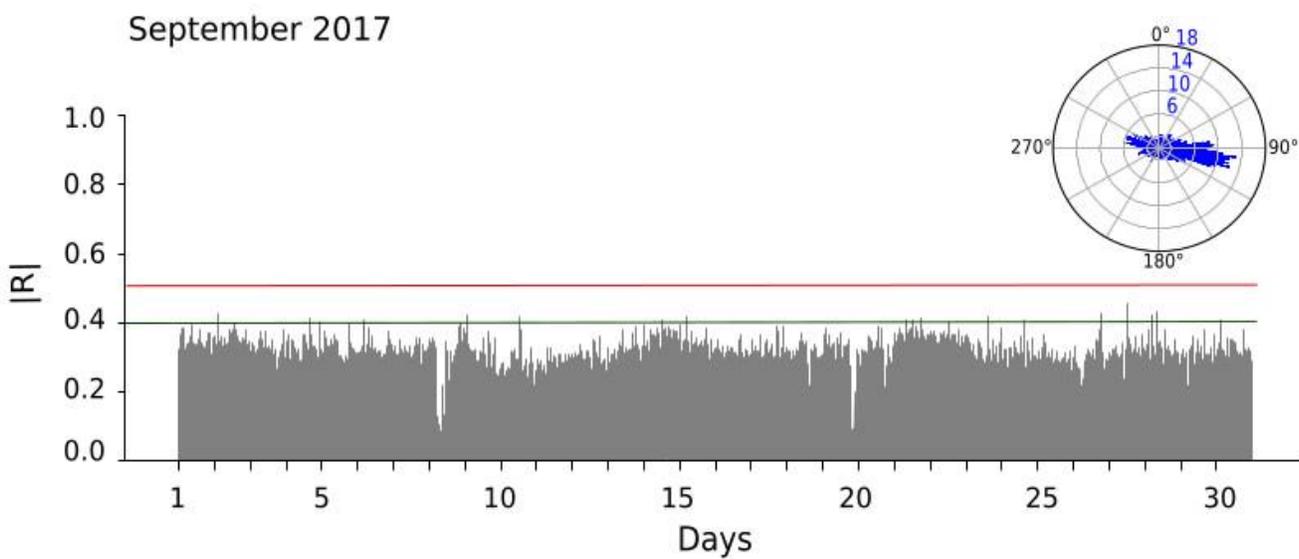
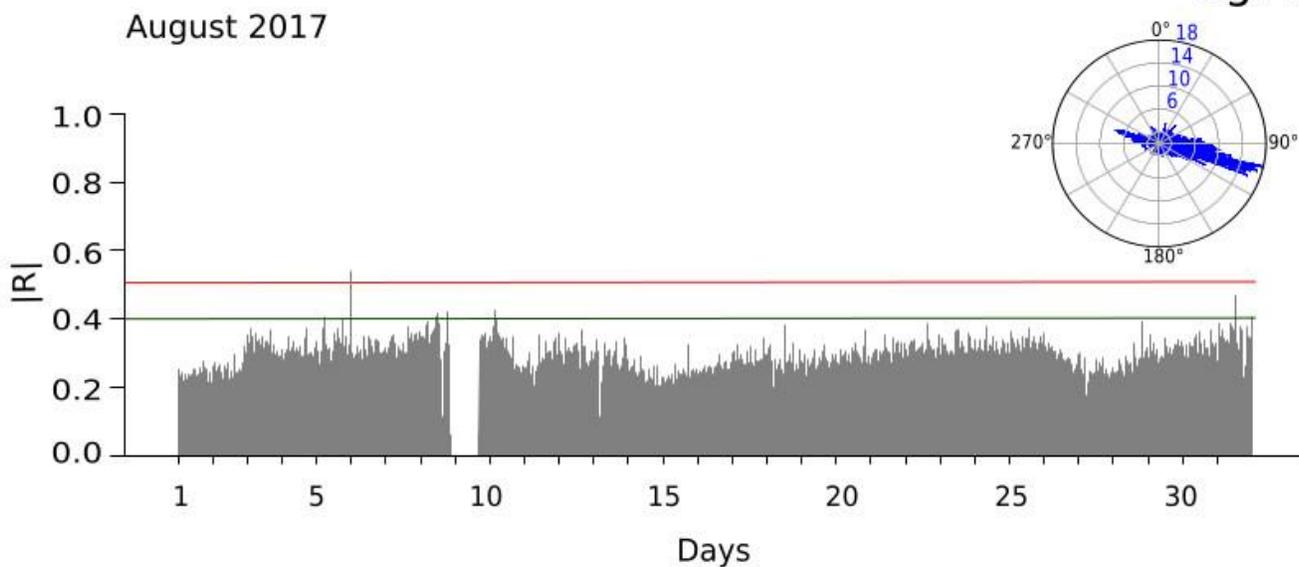


Fig. S4

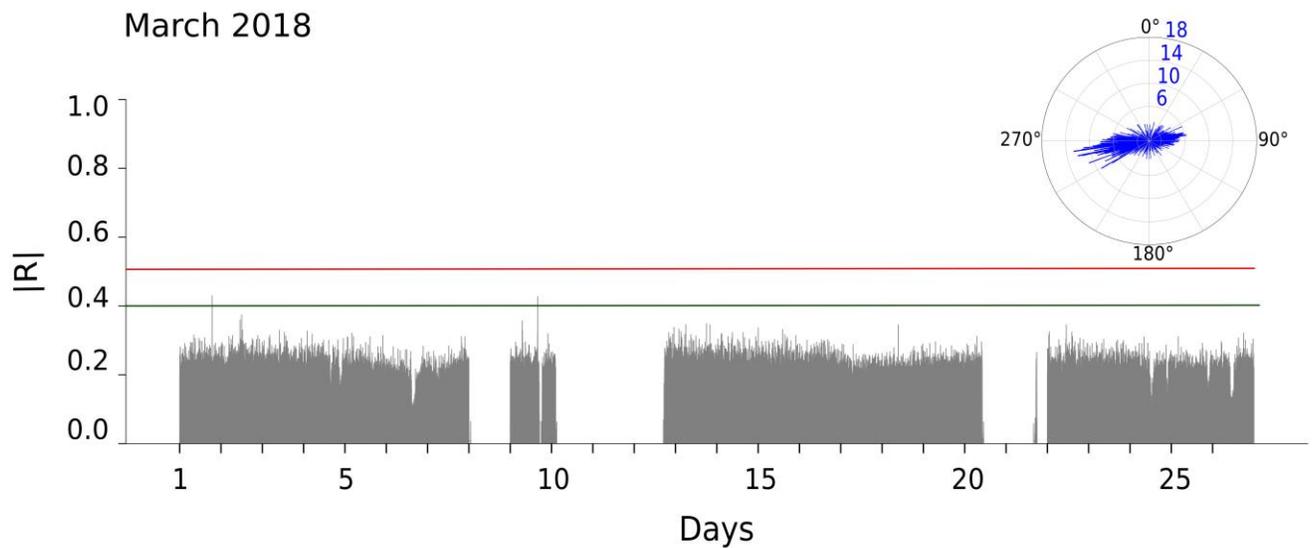
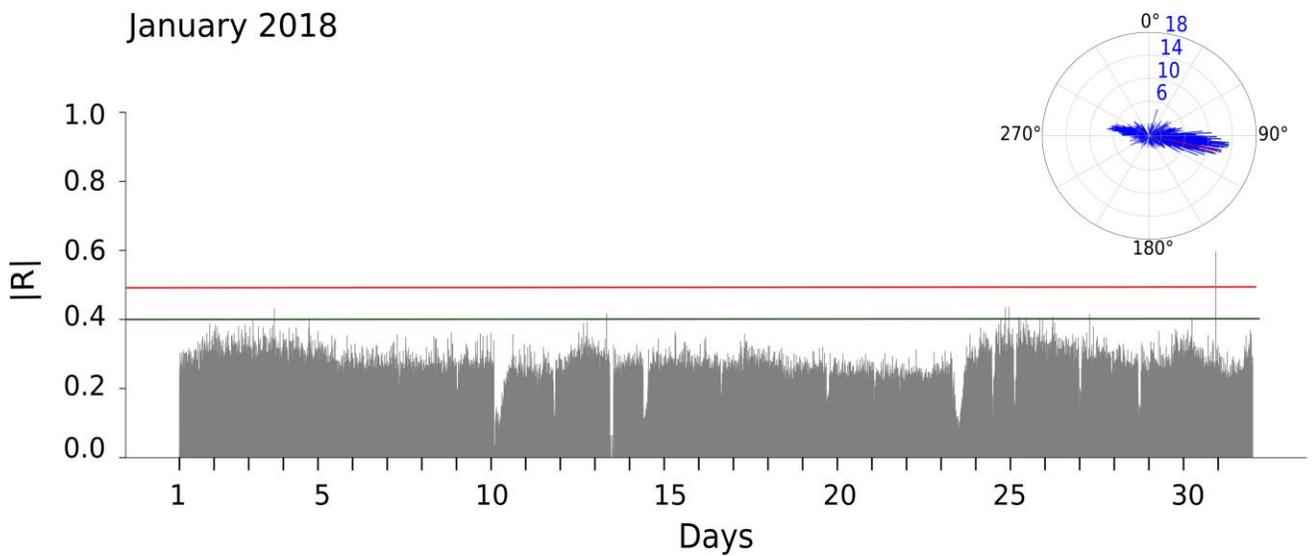
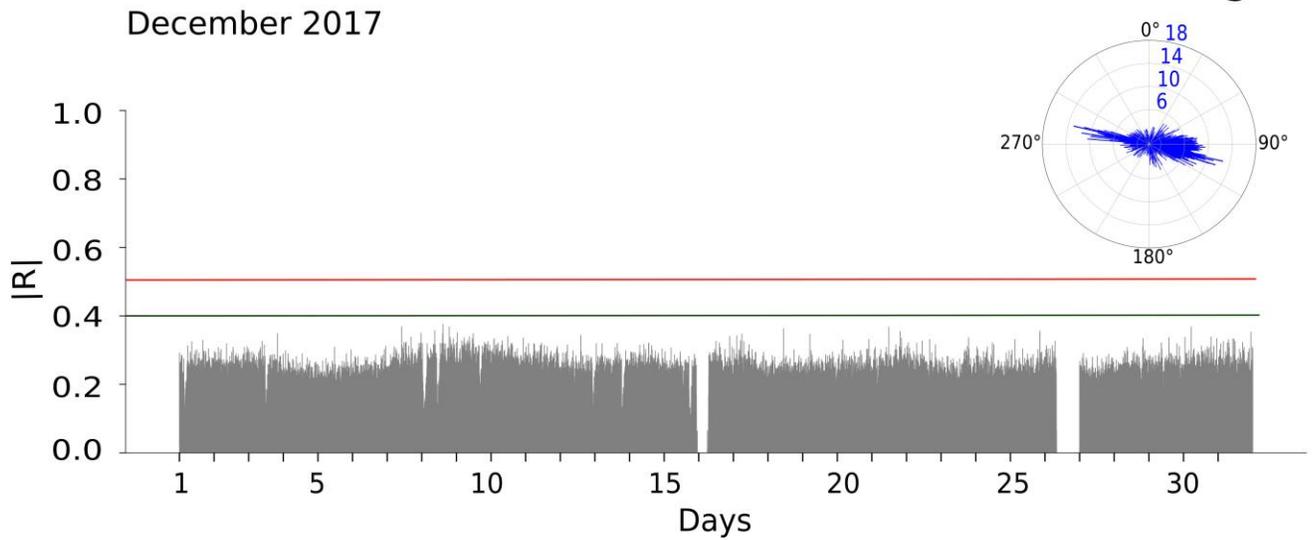


Fig. S5

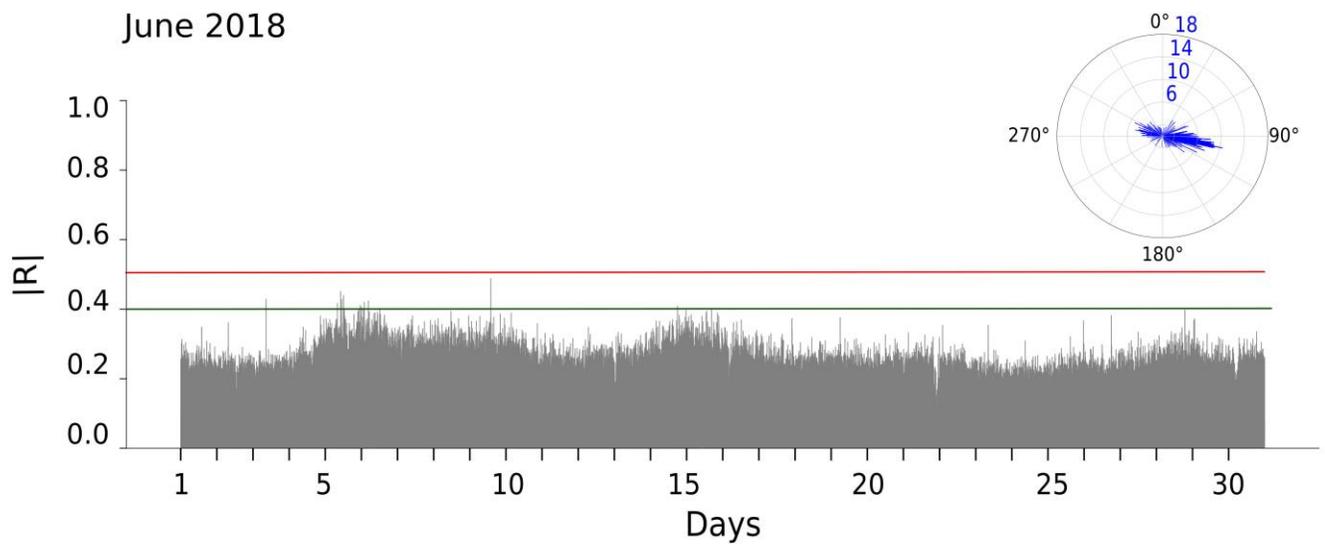
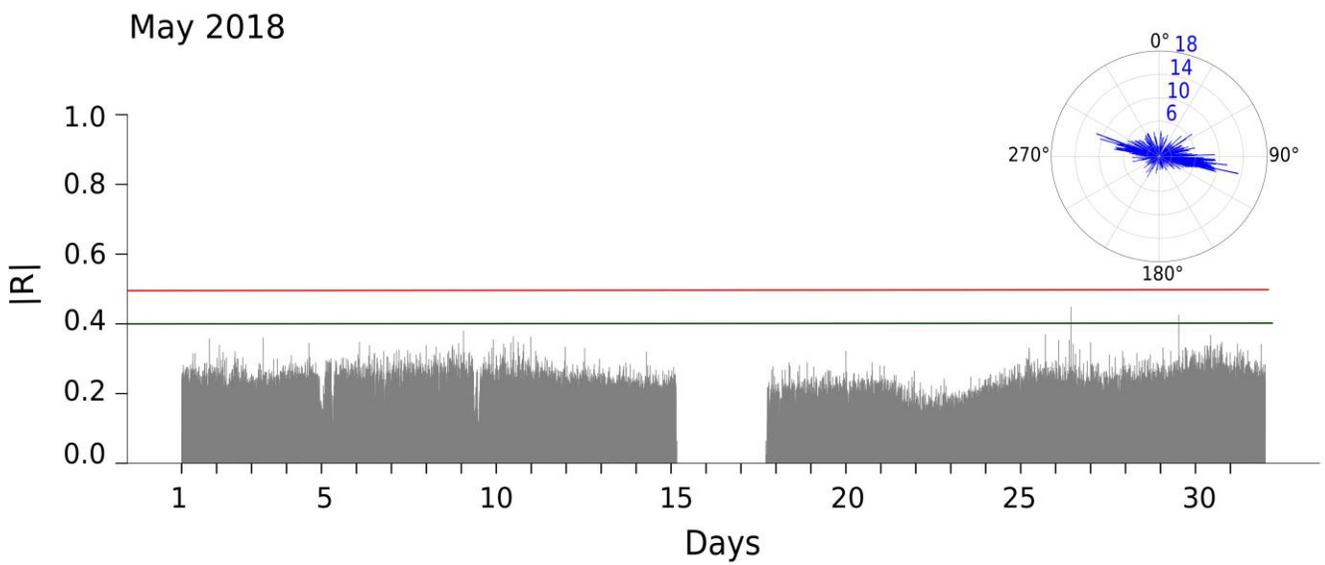
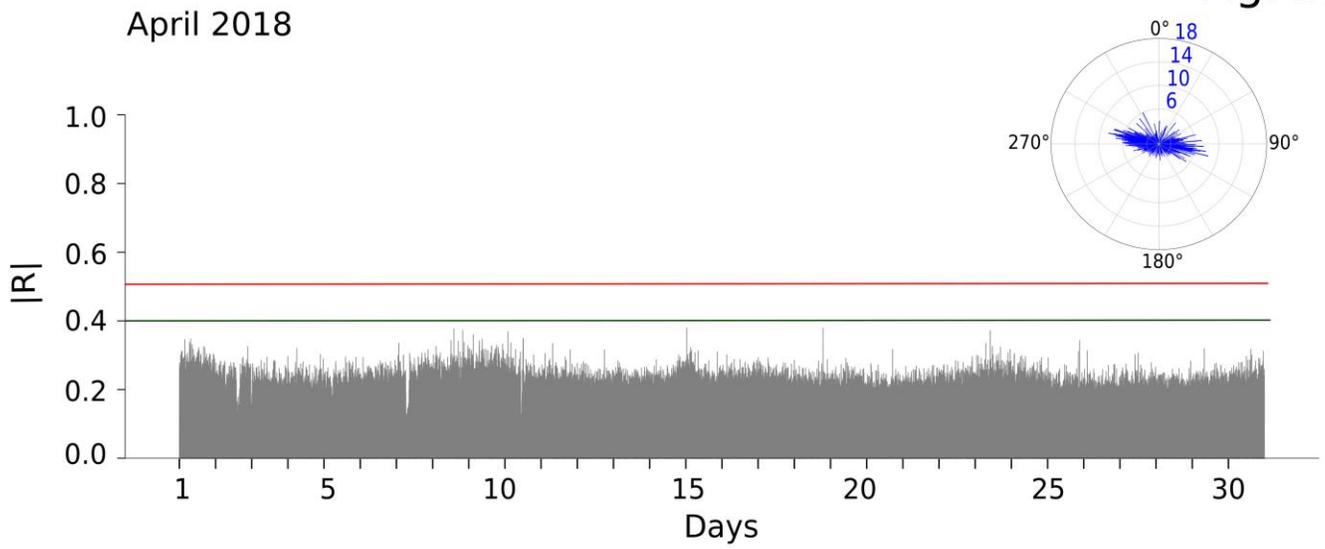
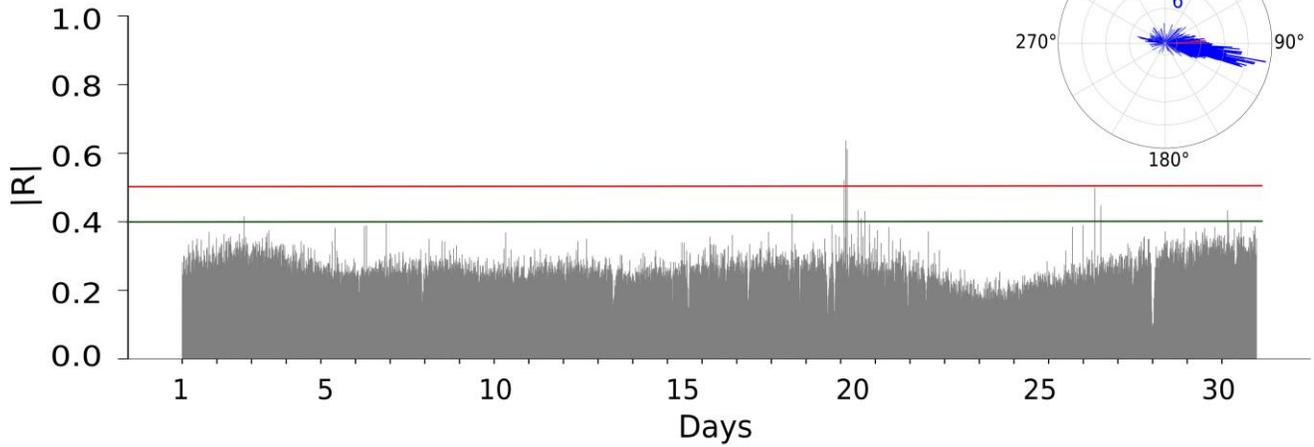
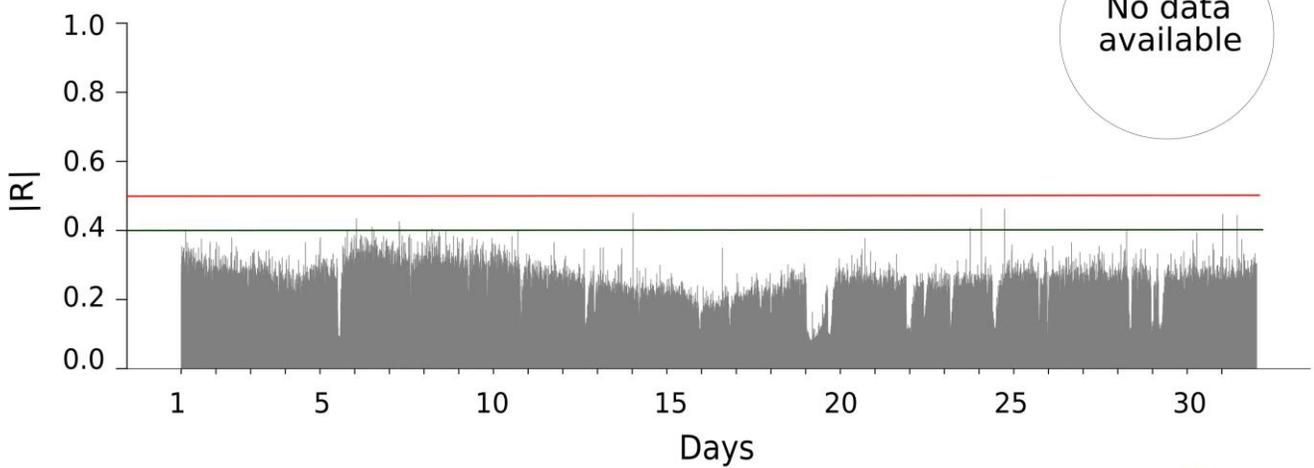


Fig. S6

July 2018



August 2018



September 2018

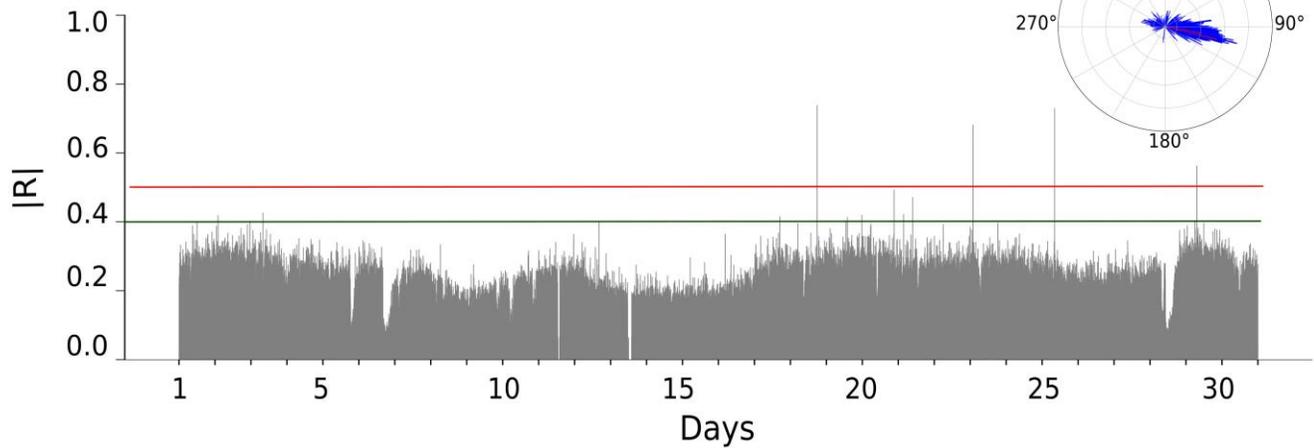
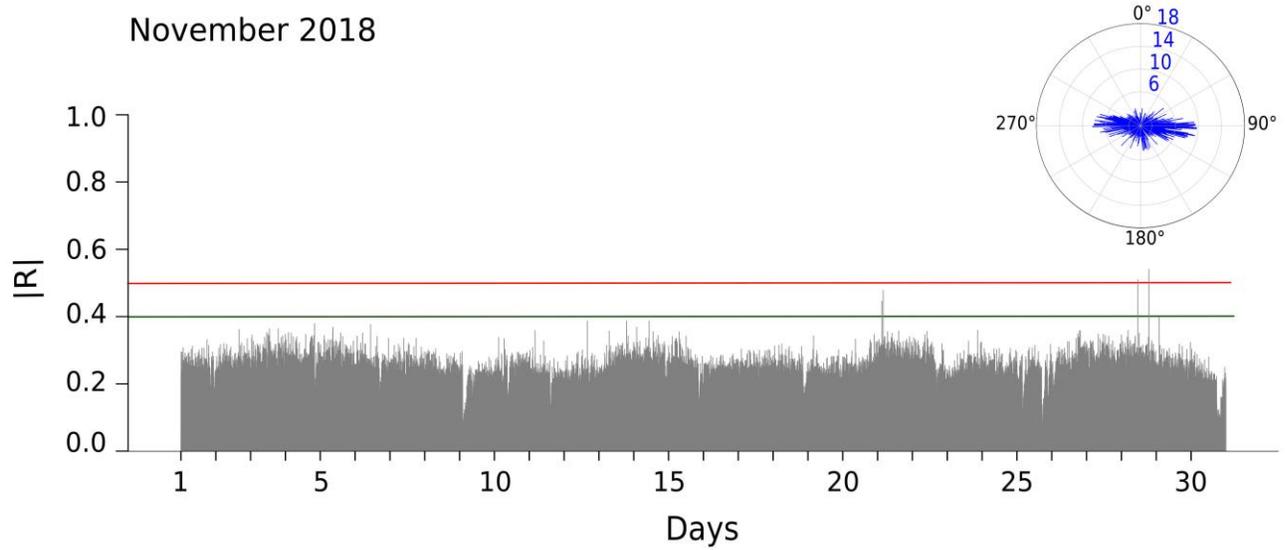
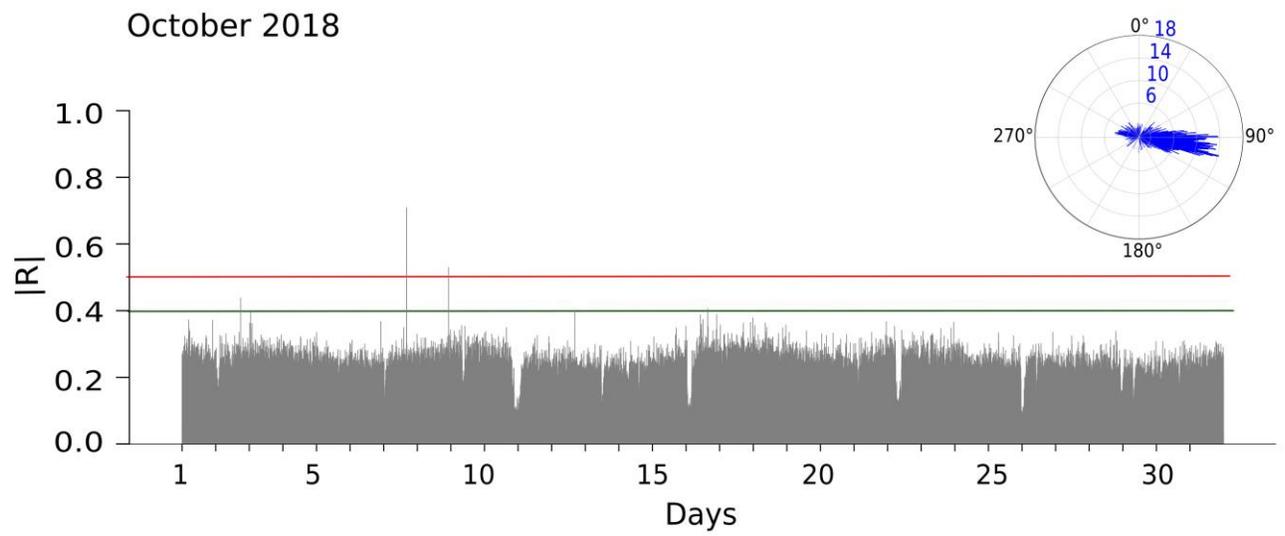


Fig. S7



Apéndice D. Material suplementario correspondiente al capítulo 4.

Día	Exh.	Exp.	H(m)	VT	Mc	Z (km)	Tremor
1	37	0	0	0	0	0	36 minutos de tremor de baja amplitud
2	44	2	0	2	1.7, 1.6	3.9, 6.4	41 minutos de tremor de baja amplitud
3	68	0	0	0	0	0	341 minutos de tremor de baja amplitud
4	51	1	0	1	1.4	0	509 minutos de tremor de baja amplitud
5	48	0	0	0	0	0	436 minutos de tremor de baja amplitud
6	79	0	0	0	0	0	597 minutos de tremor de baja amplitud
7	92	1	0	0	0	0	610 minutos de tremor de baja amplitud
8	30	1	0	1	1.6	0	798 minutos de tremor de baja amplitud
9	31	0	0	0	0	0	604 minutos de tremor
10	81	0	0	0	0	0	267 minutos de tremor
11	22	0	0	0	0	0	831 minutos de tremor
12	32	0	0	2	1.2, 1.0	0	716 minutos de tremor
13	22	0	0	0	0	0	907 minutos de tremor
14	8	0	0	0	0	0	1026 minutos de tremor
15	29	1	0	0	0	0	1192 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
16	60	0	0	0	0	0	976 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
17	97	1	0	0	0	0	611 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
18	73	0	0	0	0	0	406 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
19	104	0	0	2	1.2, 1.5	6.9, 6.9	342 minutos de tremor de baja amplitud y armónico
20	100	0	0	0	0	0	358 minutos de tremor de baja amplitud y armónico
21	139	0	0	0	0	0	150 minutos de tremor de baja amplitud
22	48	0	0	3	1.7, 2.2, 2.1	6.7, 9, 14	467 minutos de tremor de baja amplitud
23	74	0	0	0	0	0	680 minutos de tremor de baja amplitud
24	60	0	0	0	0	0	585 minutos de tremor de baja amplitud
25	46	0	0	0	0	0	68 minutos de tremor de baja amplitud
26	57	0	0	0	0	0	31 minutos de tremor de baja amplitud
27	59	0	0	1	1.7	8.8	0 minutos de tremor de baja amplitud
28	46	0	0	0	0	0	0 minutos de tremor de baja amplitud
29	19	0	0	0	0	0	32 minutos de tremor de baja amplitud
30	27	0	0	0	0	0	565 minutos de tremor de baja amplitud
31	35	0	0	1	1.5	3.8	396 minutos de tremor de baja amplitud

Tabla D.1. Tabla que contiene el número de exhalaciones (Exh.), número de explosiones (Exp.), altura de la columna eruptiva (H(m)), número de sismos vulcanotectónicos (VT), magnitud de los eventos (Mc) y profundidad de los sismos (Z (km)) en el mes de agosto de 2021.

Día	Observaciones
1	Emisiones constantes de gas; cambio de dirección en las siguientes horas: 7:20 – 8:08 al Suroeste, 8:30 al noroeste, 8:54 al suroeste y a las 12:00 hrs al noroeste. No hubo visibilidad del volcán de las 17:30 a las 19:20 hrs. Incandescencia sobre el cráter.
2	Emisiones constantes de gas; cambio de dirección en las siguientes horas: 7:20 – 7:41 al Oeste, 7:41 al noroeste, 7:46 al oeste 11:45 noroeste, 16:00 – 18:20 al noroeste. No hubo visibilidad del volcán a las 12:26 hrs y a las 18:20 – 19:20 hrs.
3	Emisiones constantes de gas; cambio de dirección en las siguientes horas: 7:20 – 9:15 al noroeste, 15:45 – 17:00 al noroeste. A las 9:15 y de 17:00 – 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Incandescencia sobre el cráter.
4	Emisiones constantes de gas; cambio de dirección en las siguientes horas: 7:20 al suroeste con contenido de ceniza, 7:28 al suroeste, 7:41 al suroeste con contenido de ceniza, 7:55 al suroeste, 8:18 al suroeste con contenido de ceniza, 8:26 – 12:59 al suroeste, 12:59 al suroeste con contenido de ceniza, 15:20 – 16:50 al suroeste, 18:50 – 19:20 al suroeste. De las 13:10 – 15:20 hrs, 16:50 – 18:50 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
5	Emisiones constantes de gas; cambio de dirección en las siguientes horas: 7:20 al noroeste, 8:22 al noroeste, 11:00 al oeste, 13:20 al oeste con disminución en las emisiones, 14:27 emisiones constantes al oeste, 15:16 – 15:48 al suroeste con emisiones leves, 15:48 – 17:20 al noroeste con emisiones de gas y ceniza. De las 17:20 – 19:20 hrs no hubo visibilidad.
6	Exhalaciones de gases, vapor de agua y bajo contenido de ceniza. Emisiones constantes de gas; cambios de dirección en las siguientes horas: 8:48 al noroeste, 17:00 hrs al noroeste, 18:00 hrs al noroeste con emisión de ceniza, 18:03 – 19:20 hrs al noroeste. A las 7:20 y a 10:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
7	Exhalaciones de gases y ceniza. cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 al noroeste, 10:41 hrs al suroeste, 11:06 hrs emisiones leves al suroeste, 12:06 hrs al suroeste, 13:00 – 13:25 hrs disminución de la intensidad de las emisiones al suroeste, 13:25 hrs emisiones de ceniza intensas por algunos minutos al suroeste. De 13:32 - 15:27 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al suroeste. A partir de 15:27 no hubo visibilidad hacia el volcán.
8	Emisiones de gas con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs al oeste, 12:20 – 19:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, 19:00 – 19:15 hrs al oeste, 19:15 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
9	Emisiones de gas y ceniza con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs al oeste con intensidad leve, 11:40 hrs disminuye cantidad de emisiones al oeste, 12:33 hrs emisiones de ceniza intensas por algunos minutos al oeste, 13:13 hrs emisiones de gas de mayor intensidad al oeste. A partir de las 13:25 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
10	Emisiones de gas con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs emisiones de gas al suroeste, 7:45 hrs disminución en la intensidad de emisiones al noroeste, 8:35 – 13:37 hrs emisiones leves al suroeste, 13:27 hrs mayor intensidad en emisiones de gas por algunos minutos al suroeste, 13:44 – 14:20 hrs emisiones leves al suroeste, 14:20 – 15:00 hrs aumento en intensidad de emisiones de gas al suroeste. A partir de las 15:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. De 17:20 – 17:40 hrs emisiones constantes de gas al suroeste. A partir de las 17:40 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
11	Emisiones de gas con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs con dirección al noroeste, 10:42 hrs emisiones leves al noroeste, 11:13 hrs al suroeste, 11:25 hrs al noroeste, de 12:02 – 15:30 hrs emisiones de gas leves al noroeste, 15:30 – 17:00 hrs emisiones de gas constantes al suroeste, 17:00 hrs disminuye intensidad al suroeste, de 18:30 – 19:20 emisiones constantes de gas al suroeste.
12	Emisiones con cambios en la dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs al noroeste, 8:45 hrs al suroeste y se mantiene así el resto del día. 12:05 – 14:20 hrs emisiones de gas constantes, 14:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, 15:40 – 19:20 hrs continuaron emisiones al suroeste.
13	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs al noroeste, 7:35 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, 8:50 hrs emisiones de ceniza al noroeste, 8:59 hrs al noroeste, 10:32 hrs emisiones de ceniza por algunos minutos al noroeste, 10:43 hrs emisiones de gas al suroeste, 13:58 – 16:38 hrs no hubo visibilidad, 16:38 – 18:38 hrs emisiones constantes de gas con dispersión al suroeste. A partir de 18:38 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
14	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs al noroeste, 10:01 hrs emisiones de ceniza al noroeste, 10:08 hrs emisiones de gas constantes, 10:30 hrs al noroeste, 10:40 hrs no hubo visibilidad, 11:56 hrs emisiones de ceniza con dispersión al noroeste
15	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:20 hrs a las 14:11 hrs emisiones de gases leves y ceniza constante al suroeste, 14:11 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, 15:18 hrs emisiones de gases leves al suroeste, de las 17:10 hrs a las 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
16	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases leves y ceniza constante al noroeste, 07:46 hrs cambio de dirección de emisiones hacia el suroeste, 09:00 hrs emisiones de ceniza cesaron y hubo sólo gases leves al suroeste, a las 10:00 hrs emisiones de gases constantes al suroeste, a las 11:32 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 16:17 hrs hubo emisiones de gases y ceniza constantes hacia el suroeste, a las 17:23 hrs cesaron las emisiones de ceniza y continuaron las emisiones de gases leves al suroeste. De las 18:52 hrs a las 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
17	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 09:04 hrs emisiones de ceniza intermitentes y gases constantes al suroeste, 09:04 hrs emisiones de ceniza con mayor intensidad por algunos minutos al noroeste, 09:12 hrs cesaron emisiones de ceniza y emisiones de gases constantes al noroeste, a las 10:25 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 15:25 hrs emisiones de ceniza y gases leves al suroeste, a las 16:00 hrs sólo hubo emisiones de gas al suroeste, de 18:30 hrs a 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
18	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 11:30 hrs emisiones de gases constantes al oeste, 11:30 hrs cambio de dispersión al noroeste, 14:00 hrs cambio de dispersión al oeste, de las 15:00 hrs a 16:55 hrs cambio de dispersión al suroeste, a las 16:55 hrs cambio de dispersión al oeste, a las 18:40 hrs a las 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
19	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 12:40 hrs emisiones de gas y ceniza leves y constantes al suroeste, 12:40 hrs no hubo visibilidad al volcán, 19:17 hrs emisiones de gas con dirección al suroeste. Pronóstico de dispersión al oeste – suroeste en la noche.
20	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 10:25 hrs emisiones de ceniza leves al suroeste, 10:25 hrs emisiones de gases constantes con dispersión al suroeste, a partir de las 11:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de la dispersión hacia el sur-suroeste para la noche.
21	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 19:25 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
22	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. a las 8:15 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, a las 8:32 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, 9:32 hrs emisiones de gas hacia el suroeste, a las 10:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 16:38 hrs emisiones de gas por algunos minutos hacia el suroeste, 16:47 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán.
23	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a 9:20 hrs emisiones de gas y ceniza leves al suroeste, a las 9:20 hrs emisiones de ceniza cesaron y continuaron emisiones de gas constantes al suroeste, a las 10:45 hrs cambio de dirección al noroeste, 11:44 hrs a las 18:38 no hubo visibilidad hacia el volcán, de las 18:30 hrs a las 19:20 emisiones de gas constantes hacia el suroeste.
24	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a 8:10 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, de las 8:10 hrs a las 8:50 emisiones de gas constantes hacia el suroeste, de las 8:50 hrs a 18:23 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, 18:23 hrs emisiones de gases constantes al noroeste, a las 18:50 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es de oeste – noroeste para la noche.
25	

	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a 8:10 hrs emisiones de gases constantes al suroeste y noroeste, a las 7:54 hrs no hubo visibilidad, a las 9:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, de 11:13 hrs a 13:35 hrs emisiones de gases constantes al suroeste, a las 13:35 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es de oeste – suroeste para la noche.
26	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases muy leves al suroeste, a las 7:40 hrs cambio de dirección al noroeste, a las 11:00 hrs ligero aumento en la intensidad de las emisiones al noroeste, a las 14:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es al oeste para la noche.
27	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 10:35 hrs emisiones de gases constantes al noroeste, a las 7:40 hrs cambio de dirección al noroeste, a las 11:00 hrs ligero aumento en la intensidad de las emisiones al noroeste, a las 14:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es al oeste para la noche.
28	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs emisiones de gases constantes al noreste, a las 10:30 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 18:44 emisiones de gases constantes al noreste. Pronóstico de dispersión es al noreste para la noche.
29	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a 10:30 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, de 10:30 hrs a 18:34 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, de 18:34 a las 19:00 hrs emisiones de gas leves al noroeste. Pronóstico de dispersión es al este-noreste para la noche. Pluma de vapor alcanzó 1 km de altura debido a condiciones atmosféricas.
30	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas constantes al noreste, a 8:30 hrs cambio de dispersión al sureste, de 10:30 hrs a 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es al noreste para la noche. Relación CO2/SO2 DE 2.2 (valor bajo en comparación a otras mediciones).
31	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, a 8:19 hrs emisiones de ceniza de mayor intensidad, a las 8:50 hrs continuaron emisiones de gas y cambio de dirección de dispersión al noreste, de 9:02 hrs a 19:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es al nor-noroeste para la noche.

Tabla D.2. Tabla que muestra una breve descripción de la actividad del volcán Popocatepetl por día durante el mes de agosto de 2021. Esta información fue obtenida de los reportes de CENAPRED y del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Día	Exh.	Exp.	H (m)	VT	Mc	Z (km)	Tremor
1	66	0	0	0	0	0	260 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
2	91	3	0	1	1.6	9.8	247 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
3	97	1	0	2	1.3, 2.4	3.6, 6.3	392 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
4	96	0	0	0	0	0	106 minutos de tremor de baja amplitud
5	79	0	0	0	0	0	186 minutos de tremor de baja amplitud
6	98	2	0	0	0	0	966 minutos de tremor de baja amplitud
7	102	2	0	1	1.7	0	605 minutos de tremor de baja amplitud y armónico
8	67	1	0	6	1.2,1.1,1.3, 1.6,1.3,1.5	2.0,1.6,2.0, 1.9,5.2,1.9	974 minutos de tremor de baja amplitud
9	116	3	0	0	0	0	797 minutos de tremor de baja amplitud
10	130	1	0	0	0	0	769 minutos de tremor de baja amplitud
11	128	1	0	0	0	0	753 minutos de tremor de baja amplitud
12	181	2	2000, 1800	2	1.8, 2.0	0	368 minutos de tremor
13	103	4	0	1	1.4	3.7	329 minutos de tremor de baja a mediana amplitud
14	130	3	0	0	0	0	379 minutos de tremor de baja a mediana amplitud
15	89	5	0	0	0	0	110 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
16	103	1	1800	1	1.9	0	83 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
17	95	6	0	1	1.7	7.5	334 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
18	90	1	0	0	0	0	267 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
19	152	0	0	0	0	0	65 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
20	115	0	0	1	1.9	4.6	236 minutos de tremor de baja a mediana amplitud
21	101	0	0	0	0	0	0 minutos de tremor
22	102	0	0	0	0	0	0 minutos de tremor
23	130	2	0	2	1.4, 2.0	6.6, 3.1	70 minutos de tremor de baja amplitud
24	198	0	0	0	0	0	74 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
25	260	0	0	0	0	0	198 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
26	221	1	0	2	2.0, 1.7	0	100 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
27	215	0	0	1	1.6	2.4	24 minutos de tremor de baja y mediana amplitud
28	162	0	0	0	0	0	48 minutos de tremor de baja amplitud
29	229	0	0	0	0	0	93 minutos de tremor de baja amplitud
30	148	1	0	1	1.7	5.8	16 minutos de tremor de baja amplitud

Tabla D.3. Tabla que contiene el número de exhalaciones (Exh.), número de explosiones (Exp.), altura de la columna eruptiva (H(m)), número de sismos vulcanotectónicos (VT), magnitud de los eventos (Mc) y profundidad de los sismos (Z (km)) en el mes de septiembre de 2021.

Día	Observaciones
1	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, 8:44 hrs emisiones constantes al sureste, a partir de 9:08 hrs no hubo visibilidad del volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al nor-noroeste en la noche.
2	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases constantes al noreste, a las 10:10 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 19:04 hrs emisiones de gases constantes al noroeste. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al nor-noroeste en la noche.
3	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, de las 10:08 hrs a 10:30 hrs emisiones intermitentes de ceniza con emisiones de gases constantes al noroeste, a las 10:30 hrs emisiones constantes de gas al noroeste, a las 12:24 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, de las 16:22 hrs a las 16:37 hrs emisiones de gases constantes hacia el suroeste, a las 16:37 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al noroeste en la noche.
4	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones constantes de gas al oeste-noroeste, a las 11:50 hrs emisiones de gas leves al oeste-noroeste, a las 12:58 hrs emisiones de ceniza intensas al oeste-noroeste, a las 13:13 hrs cesaron emisiones de ceniza y continuaron emisiones de gas constantes al oeste-noroeste, de 14:34 hrs a 19:20 hrs emisiones de gas leves al oeste-noroeste. Pronóstico de dispersión es al oeste para la noche.
5	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 8:12 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, a las 9:07 hrs emisiones de ceniza intensas al noroeste, a las 9:12 hrs emisiones de ceniza cesaron y continuaron emisiones de gas constantes al noroeste, a las 9:38 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, de las 15:00 hrs a las 18:40 hrs emisiones de gas constantes con emisiones de ceniza intermitentes al noroeste, a las 19:20 no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al suroeste en la noche.
6	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 8:10 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al suroeste, a las 8:25 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al sureste en la noche.
7	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:32 hrs emisiones constantes de gas al sureste, a partir de las 10:12 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al este en la noche.
8	Emisiones de gas con cambios de dirección en las siguientes horas: 7:30 hrs emisiones constantes de gas al sureste, a las 10:12 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 17:55 hrs emisiones de gas leves al sureste, a las 18:03 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión al sureste para la noche.
9	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones constantes de gas al suroeste, a las 8:15 hrs se presentaron también emisiones intermitentes de ceniza al suroeste, a las 11:50 hrs no hubo visibilidad al volcán, a las 13:15 hrs emisiones de gas constantes y ceniza intermitente al suroeste, a las 13:40 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 18:30 hrs visible pero sin actividad, a las 18:50 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al sur-suroeste en la noche.
10	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas leves y de ceniza constantes al suroeste, a las 11:30 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 13:20 hrs emisiones de ceniza por algunos minutos al suroeste, a las 13:22 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 19:00 hrs no emisiones de gas constantes al sureste. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al suroeste en la noche.
11	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas constantes al suroeste, a las 8:15 hrs cambio de dirección al noroeste, a partir de las 12:40 hrs no hay visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al noroeste en la noche.
12	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas constantes y de ceniza intermitentes de mayor intensidad al noroeste, a partir de las 11:35 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al noroeste en la noche. Se observaron fragmentos incandescentes cerca del cráter.
13	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 19:11 hrs emisión de gases constantes al noroeste. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al noroeste en la noche.
14	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases constantes al noroeste, a las 8:44 hrs emisión de ceniza al noroeste, a las 9:04 hrs continuaron emisiones constantes de gas al noroeste, a partir de las 10:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al nor-noroeste en la noche.
15	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases leves a muy leves al noroeste, a las 10:10 hrs, 14:40 hrs, 18:28 hrs y 18:45 emisiones de ceniza intensas al oeste-noroeste. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al oeste-noroeste en la noche. Exhalación más significativa tuvo altura de 2200 m.
16	Emisiones con cambio de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases leves al noroeste, a las 11:15 hrs emisiones de ceniza intensas por algunos minutos al noroeste, de 11:40 hrs a 15:09 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 15:09 hrs emisiones de gases leves al noroeste, a las 15:40 hrs, 16:09 hrs y 18:04 hrs emisiones de ceniza intensas por algunos minutos al noroeste. Pronóstico de dirección de dispersión de gases es al noroeste en la noche.
17	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gases leves al suroeste, a las 7:30 hrs, 11:35 hrs, 12:29 hrs, 14:00 hrs, 14:40 hrs, 15:35 hrs 15:52 hrs y 17:10 hrs emisiones de ceniza intensas que duraron varios minutos al suroeste, de las 17:30 hrs a las 19:03 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 19:03 hrs emisiones de gas leves al suroeste, a las 19:16 hrs emisiones de ceniza intensas al suroeste. Pronóstico de dirección de dispersión es al oeste-suroeste en la noche. Se observa ceniza a 676 m por encima del crater y se dispersa hacia el suroeste.
18	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a partir de las 7:20 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión es al oeste-suroeste en la noche.
19	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, a las 8:45 hrs, 10:42 hrs y 11:10 hrs emisiones de ceniza de mayor intensidad que duraron varios minutos al noroeste, de las 11:20 hrs a 16:50 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 16:50 hrs emisiones de gases constantes al noroeste, a las 16:59 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 18:08 hrs emisiones de gases constantes al noroeste. Pronóstico de dispersión al oeste – noroeste en la noche.
20	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:20 hrs emisiones de gas y ceniza leves al noroeste, a las 8:20 hrs emisiones de gas leves al noroeste, de las 12:30 hrs a las 15:22 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 15:22 hrs emisiones de gas muy leves al noroeste, a las 18:15 hrs ligero aumento en la cantidad de emisiones de gases noroeste. Pronóstico de la dispersión hacia el noroeste para la noche.
21	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs no se registró actividad, a las 7:27 hrs emisiones de ceniza leves al noroeste, a las 7:48 hrs emisiones de gas leves y constantes al noroeste, a las 12:05 hrs hubo cambio de dirección al oeste-noroeste. Pronóstico de dirección de dispersión es al oeste en la noche.
22	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: de las 7:20 hrs a las 15:13 emisiones de gases leves y constantes al noroeste, a las 15:13 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión es al oeste-noroeste.
23	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al oeste-suroeste, a las 7:40 hrs cambio de dirección al suroeste, a las 7:57 hrs emisiones de gases constantes al oeste-suroeste, a las 9:27 hrs emisiones de gases y ceniza constantes al noroeste, a las 10:08 hrs emisiones de gases constantes al oeste-noroeste, a las 10:48 hrs emisiones de ceniza leves al oeste-suroeste, a las 11:00 hrs

	emisiones de gases leves al oeste-suroeste, a partir de las 12:15 no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dirección de dispersión es al oeste-suroeste para la noche.
24	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones constantes de gas al noreste, a las 8:10 hrs cambio de dirección al este-noreste, a partir de 12:00 no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es de oeste – suroeste para la noche.
25	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gas constantes al suroeste, a las 7:26 hrs, 10:26 hrs y 11:50 hrs emisiones de ceniza que duraron algunos minutos al suroeste, a partir de las 11:15 hrs disminución en la intensidad de las emisiones de gas al suroeste, a las 12:40 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 15:46 hrs emisiones de gases leves al suroeste, a las 18:20 hrs aumento de las emisiones de gases al suroeste, a las 18:45 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es de oeste – noroeste para la noche.
26	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gases constantes al sur-suroeste, a las 7:40 hrs emisiones de gas y ceniza leves al sur-suroeste, a las 7:45 hrs emisiones de gas constantes al sur-suroeste, a las 8:10 hrs cambio de dirección al suroeste, de 8:21 hrs a 9:30 hrs emisiones de gas y ceniza que duraron algunos minutos al sureste, a las 10:10 hrs y 10:30 hrs emisiones de ceniza de mayor intensidad al oeste-suroeste, a las 12:01 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 14:35 hrs emisiones de gas y cenizas intensas al oeste-noroeste, a las 14:51 hrs emisiones de gas constantes al oeste-noroeste, de las 17:22 hrs a las 18:00 hrs emisiones de ceniza acompañadas de gas al oeste-noroeste, a las 18:00 hrs emisiones de gas constantes al oeste-noroeste, a las 18:39 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es al noroeste para la noche. Explosión moderada que arrojó fragmentos incandescentes a las laderas del volcán.
27	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al nor-noroeste, a las 9:08 hrs cambio de dirección al noroeste, a las 10:30 hrs emisiones de gases leves al noroeste, a las 11:49 hrs emisiones de gas y ceniza por algunos minutos al noroeste, a las 12:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 12:50 hrs emisiones de gases constantes al noroeste, a las 14:15 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 15:15 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al oeste-noroeste, a las 18:15 hrs emisiones de gases leves al oeste, noroeste. Pronóstico de dispersión es al noroeste para la noche.
28	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gases y ceniza constantes al nor-noreste, a las 8:00 hrs cambio de dirección al noreste, a las 10:20 hrs emisiones de gas constantes al sureste, a las 12:00 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 13:50 hrs emisiones de gas constantes al sureste, a las 14:23 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 16:12 hrs emisiones de gases constantes al sur-suroeste, a las 16:34 hrs emisiones de gases leves al sur-suroeste, a las 16:44 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 17:45 hrs emisiones de gases constantes al oeste-suroeste, a las 18:11 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al suroeste, a las 18:35 hrs emisiones de gases leves al suroeste. Pronóstico de dispersión es al oeste-suroeste para la noche.
29	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gases constantes al este, a las 7:16 hrs cambio de dirección al sureste, a las 8:27 hrs emisiones de gas y ceniza constantes al sureste, a las 9:00 hrs cambio de dirección al sur-sureste, a las 9:35 hrs emisiones de gases constantes al sur-sureste, a las 10:00 hrs cambio de dirección al sur, a las 10:31 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 14:31 hrs emisiones de gases constantes al sur-sureste, a las 16:50 hrs y a las 18:45 hrs cambió la dirección al suroeste. Pronóstico de dispersión es al nor-noreste para la noche.
30	Emisiones con cambios de dirección en las siguientes horas: a las 7:00 hrs emisiones de gas constantes al nor-noroeste, a las 10:25 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán, a las 14:45 hrs emisiones de gas constantes al noroeste, a las 16:00 hrs emisiones de gas y ceniza intensas al nor-noroeste, a las 16:04 hrs emisiones de gas leves al nor-noroeste, a las 17:39 hrs incremento en las emisiones de gas al nor-noroeste, a las 18:35 hrs no hubo visibilidad hacia el volcán. Pronóstico de dispersión es al nor-noroeste para la noche.

Tabla D.4. Tabla que muestra una breve descripción de la actividad del volcán Popocatepetl por día durante el mes de septiembre de 2021. Esta información fue obtenida de los reportes de CENAPRED y del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Referencias

- Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., & Delgado-Granados, H. (2006). Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: Calibration and application of a model to Popocatépetl volcano (Mexico) ballistic projectiles. *Geophysical Research Letters*, 33(11). <https://doi.org/10.1029/2006GL026195>
- Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Scheu, B., & Dingwell, D. (2011). Influence of the fragmentation process on the dynamics of Vulcanian explosions: An experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 51 – 59. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.045>
- Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., Varley, N., Juárez-García, B., Alonso-Rivera, P., & Hernández-Joffre, V. (2013). Observation of Vulcanian explosions with seismic and acoustic data at Popocatépetl Volcano, Mexico. In Zobin, V. M. (Ed.), *Complex Monitoring of Volcanic Activity: Methods and Results*, (1st ed., pp 13 - 33). Nova Science Publishers, Inc.
- Arana-Salinas, L., Siebe, C., & Macías, J. L. (2010). Dynamics of the ca. 4965 yr ¹⁴C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(3-4), 212-231. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.022>
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B. A., & Dawson, P (1999). Very long-period signals associated with Vulcanian Explosions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 26(19), 3013- 3016 pp. <https://doi.org/10.1029/1999GL005390>
- Arciniega-Ceballos, A., Valdés-González, C., & Dawson, P. (2000). Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 207 – 216 pp. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00188-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00188-8)
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., & Dawson, P. (2003). Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994 – 2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*, 65, 124 – 135 pp. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0248-8>
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., & Asch, G. (2008). Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-2), 12 – 23 pp. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.007>
- Arciniega-Ceballos, A., Dawson, P., & Chouet, B. A. (2012). Long period seismic source characterization at Popocatépetl volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 39(20). <https://doi.org/10.1029/2012GL053494>

- Arciniega-Ceballos, A., Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Scheu, B., & Dingwell, D. B. (2015). Analysis of source characteristics of experimental gas burst and fragmentation explosions generated by rapid decompression of volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(7), 5104-5116. <https://doi.org/10.1002/2014JB011810>
- Assink, J., Smets, P., Marcillo, O., Weemstra, C., Lalande, J. M., Waxler, R., & Evers, L. (2019). Advances in Infrasonic Remote Sensing Methods. In: Le Pichon, A., Blanc, E., Hauchecorne, A. (eds.) *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_33
- Bass, H. E., & Bolen, L. N. (1980). Coupling of the airborne sound into the earth: Frequency dependence. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 67, 1502 – 1506. <https://doi.org/10.1121/1.384312>
- Bass, H. E., Bolen, L. N., Raspet, R., McBride, W., & Noble, J., (1991). Acoustic propagation through a turbulent atmosphere: Experimental characterization. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 90(6), 3307-3313. <https://doi.org/10.1121/1.401441>
- Ben-Menahem, A., & Singh, S. J. (1981). *Seismic Waves and Sources*. Springer-Verlag. First edition, 1108 pp.
- Beydoun, W. B., & Ben-Menahem, A. (1985). Range of validity of seismic ray and beam methods in general inhomogeneous media — II. A canonical problem. *Geophysical Journal International*, 82(2), 235–262. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05136.x>
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., & Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3), 530 - 533. <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530>
- Braun, T., & Ripepe, M. (1993). Interaction of seismic and air waves recorded at Stromboli Volcano. *Geophysical Research Letters*, 20(1), 65-68. <https://doi.org/10.1029/92GL02543>
- Brown, J. R., Beroza, G. C., & Shelly, D. R. (2008). An autocorrelation method to detect low frequency earthquakes within tremor. *Geophysical Research Letters*, 35(16). <https://doi.org/10.1029/2008GL034560>
- Cansi, Y. (1995). An automatic seismic event processing for detection and location: the PMCC method. *Geophysical Research Letters*, 22, 1021 – 1024. <https://doi.org/10.1029/95GL00468>
- Ceranna, L., Matoza, R. S., Hupe, P., Le Pichon, A., & Landés, Matthieu (2019). Systematic array processing of a Decade of Global IMS Infrasound Data. In: Le Pichon, A., Blanc, E., Hauchecorne, A. (eds.) *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_33
- Chouet B. A. (1996). New Methods and Future Trends in Seismological Volcano Monitoring. In: Scarpa, R., Tilling, R. I. (eds.) *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_2

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., & Scarpa, R. (1998) Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 653 – 666 pp. <https://doi.org/10.1785/BSSA0880030653>

Chouet, B. (2003). *Volcano Seismology*. *Pure and Applied Geophysics*. 160, 739–788. <https://doi.org/10.1007/PL00012556>

Chouet, B., Dawson, P., & Arciniega-Ceballos, A. (2005). Source mechanisms of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B7). <https://doi.org/10.1029/2004JB003524>

Chouet, B. A., & Matoza, R. (2013). A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 108-175. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013>

Cronin, S. J., Brenna, M., Smith, I. E. M., Barker, S. J., Tost, M., Ford, M., Tonga'onevai, S., Kula, T., & Vaiomounga, R. (2017). New volcanic island unveils explosive past. *Eos*, 98. <https://doi.org/10.1029/2017EO076589>

De Angelis, S., Fee, D., Haney, M., & Schneider, D. (2012). Detecting hidden volcanic explosions from Mt. Cleveland Volcano, Alaska with infrasound and ground-coupled airwaves. *Geophysical Research Letters*, 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL053635>

De la Cruz- Reyna, S., & Siebe, C. (1997). The giant Popocatepetl stirs. *Nature*, 388(227). <https://doi.org/10.1038/40749>

Drob, D. P., Garcés, M., Hedlin, M., & Brachet, N. (2010). The Temporal Morphology of Infrasound Propagation. *Pure and Applied Geophysics*, 167, 437 – 453.

Duarte, M., & Watanabe, R. N. (2018). Notes on Scientific Computing for Biomechanics and Motor Control. GitHub repository, <https://github.com/BMClab/BMC>

Edwards, W. N., Eaton, D. W., & Brown, P. G. (2008). Seismic Observations of Meteors: Coupling Theory and Observations. *Reviews of Geophysics*, 46(RG4007). <https://doi.org/10.1029/2007RG000253>

Evers, L. G. (2008). The inaudible symphony: on the detection and source identification of atmospheric infrasound. PhD Thesis. Technische Universiteit Delft. 160 pp.

Evers, L. G. & Haak, H. W. (2009). The Physical Characteristics of Infrasound. In: Le Pichon, A., Blanc, E., Hauchecorne, A. (eds.) *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_33

Fee, D., Garcés, M., Patrick, M., Chouet, B., Dawson, P., & Swanson, D. (2010). Infrasonic harmonic tremor and degassing bursts from Halema'uma'u Crater, Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 115 (B11). <https://doi.org/10.1029/2010JB007642>

Fee, D., & Matoza, R. S. (2012). An overview of volcano infrasound: From hawaiian to plinian, local to global. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, 123 – 139 pp. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.09.002>

Fee, D., Haney, M. M., Matoza, R., Szuberla, C., Lyons, J., & Waythomas, C. (2016). Seismic Envelope-Based Detection and Location of Ground-Coupled Airwaves from Volcanoes in Alaska. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(3), 1024 – 1035 pp. <https://doi.org/10.1785/0120150244>

Fisher, R. A. (1948). *Statistical methods for research workers*. Oliver and Boyd, Edinburgh – London.

Garcés, M., A., Hansen, R. A., & Lindquist, K. G. (1998). Traveltimes for infrasonic waves propagating in a stratified atmosphere. *Geophysical Journal International*, 135, 255 – 263. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00618.x>

Ichihara, M., Takeo, M., Yokoo, A., Oikawa, J., & Ohminato, T. (2012). Monitoring volcanic activity using correlation patterns between infrasound and ground motion. *Geophysical Research Letters*, 39(4), <https://doi.org/10.1029/2011GL050542>.

Ichihara, M., Yamakawa, K., & Muramatsu, D. (2021). A simple method to evaluate the air-to-ground coupling efficiency: a tool helping the assessment of seismic/infrasonic energy partitioning during an eruption. *Earth, Planets and Space*, 73(180). <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01510-4>

Johnson, J. B., & Malone, S. D. (2007). Ground-coupled acoustic airwaves from Mount St. Helens provide constraints on the May 18, 1980 eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2), 16-31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.001>

Johnson, J. B., & Ripepe, M. (2011). Volcano infrasound: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(3-4), 61 – 69 pp. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.006>

Matoza, R. S., Fee, D. & Garcés, M. A. (2010). Infrasonic tremor wavefield of the Pu'u Ō'ō crater complex and lava tube system, Hawaii, in April 2007. *Journal of Geophysical Research*, 115(B12). <https://doi.org/10.1029/2009JB007192>

Matoza, R., Landes, M., Le Pichon, A., Ceranna, L., & Brown, D. (2011). Coherent ambient infrasound recorded by the global IMS network. AGU Fall Meeting.

Matoza, R. S., & Fee, D. (2014). Infrasound component of volcano-seismic eruption tremor. *Geophysical Research Letters*, 41, 1964 – 1970 pp. <https://doi.org/10.1002/2014GL059301>

Matoza, R. S., Chouet, B. A., Dawson, P. B., Shearer, P. M., Haney, M. M., Waite, G. P., Moran, S. C., & Mikesell, T. D. (2015). Source mechanism of small long-period events at Mount St. Helens in July 2005 using template matching, phase-

weighted stacking, and full-waveform inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 6351 – 6364.

<https://doi.org/10.1002/2015JB012279>

Matoza, R. S., Fee, D., Green, D., & Mialle, P. (2019a). Volcano Infrasound and the International Monitoring System. In: Le Pichon, A., Blanc, E., Hauchecorne, A. (eds.) *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Springer.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_33

Matoza, R. S., Arciniega-Ceballos, A., Sanderson, R. W., Mendo-Pérez, G., Rosado-Fuentes, A., & Chouet, B. A. (2019b). High-Broadband Seismoacoustic Signature of Vulcanian Explosions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 148 – 157 pp.

<https://doi.org/10.1029/2018GL080802>

Matoza, R. S., Fee, D., Assink, J. D., Iezzi, A. M., Green, D. N., Kim, K., Toney, L., Lecocq, T., Krishnamoorthy, S., Lalande, J. M., Nishida, K., Gee, K., Haney, M. M., Ortiz, H. D., Brissaud, Q., Martire, L., Rolland, L., Vergados, P., Nippres, A., Park, J., Shani-Kadmiel, S., Witsil, A., Arrowsmith, S., Caudron, C., Watada, S., Perttu, A. B., Taisne, B., Mialle, P., Le Pichon, A., Vergoz, J., Hupe, P., Blom, P. S., Waxler, R., De Angelis, S., Snively, J. B., Ringler, A. T., Anthony, R. E., Jolly, A. D., Kilgour, G., Averbuch, G., Ripepe, M., Ichihara, M., Arciniega-Ceballos, A., Astafyeva, E., Ceranna, L., Ceuvard, S., Che, I., De Negri, R., Ebeling, C. W., Evers, L. G., Franco-Marin, L. E., Gabrielson, T. B.,m Hafner, K., Giles Harrison, R., Komjathy, A., Lacanna, G., Lyons, J., Macpherson, K. A., Marchietti, E., McKee, K., Mellors, R. J., Mendo-Pérez, G., Dylan Mikesell, T., Munaibari, E., Oyola-Merced, M., Park, I., Pilger, k C., Ramos, C., Ruiz, M. C., Sabatini, R., Schwaiger, H. F., Tailpied, D., Talmadge, C., Vidot, J., Webster, J., & Wilson, D. C. (2022). Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga. *Science, Reports*.

<https://www.science.org/doi/10.1126/science.abo7063>

McNutt, S. R. (2000). Seismic monitoring. In Sigurdsson, E., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H. & Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp 1095 - 1999). Academic Press.

Melton, B. S., & Bailey, L. F. (1957). Multiple Signal Correlators. *Geophysics*, 22(3), 523 – 713.

<https://doi.org/10.1190/1.1438390>

Mendo-Pérez, G., Arciniega-Ceballos, A., Matoza, R. S., Rosado-Fuentes, A., Sanderson, R. W., & Chouet, B. A. (2021). Ground-coupled airwaves template match detection using broadband seismic records of explosive eruptions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 419.

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107378>

Novoselov, A., Fuchs, F., & Bokelmann, G. (2020). Acoustic-to-seismic ground coupling: coupling efficiency and inferring near-surface properties. *Geophysical Journal International*, 223, 144 – 160 pp.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa304>

Press, F., & Ewing, M. (1951). Ground roll coupling to atmospheric compressional waves. *Society of Exploration Geophysics Library*, 16(3).

<https://doi.org/10.1190/1.1437684>

- Ripepe, M., Ciliberto, S., & Schiava, M. D. (2001). Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B5), 8713 – 8727. <https://doi.org/10.1029/2000JB900374>
- Ripepe, M., Marchetti, E., & Ulivieri, G. (2007). Infrasonic monitoring at Stromboli volcano during the 2003 effusive eruption: Insights on the explosive and degassing process of an open conduit system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9). <https://doi.org/10.1029/2006JB004613>
- Rost, S., & Thomas, C. (2002). Array seismology: Methods and Applications. *Reviews of Geophysics*, 40(3), 1-27. <https://doi.org/10.1029/2000RG000100>
- Ruiz, M. C., Lees, J. M., & Johnson, J. B. (2006). Source constrains of Tungurahua volcano explosion events. *Bulletin of Volcanology*, 68, 480 – 490. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0023-8>
- Runco, A. M. (2013). Detection Optimization of the Progressive Multi-Channel Correlation Algorithm Used in Infrasound Nuclear Treaty Monitoring. PhD Thesis, Air Force Institute of Technology.
- Sabatier, J. M., Bass, H. E., & Bolen, L. N. (1986). Acoustically induced seismic waves. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 80, 646-649. <https://doi.org/10.1121/1.394058>
- Sánchez-Sesma, F. J., Madariaga, R., & Irikura, K. (2001). An approximate elastic two-dimensional Green's function for a constant-gradient medium. *Geophysical Journal International*, 146(1), 237 – 248. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01447.x>
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., & Ide, S. (2007). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446, 305-307. <https://doi.org/10.1038/nature05666>
- Shelly, D., & Hill, D. P. (2011). Migrating swarms of brittle-failure earthquakes in the lower crust beneath Mammoth Mountain, California. *Geophysical Research Letters*, 38(20). <https://doi.org/10.1029/2011GL049336>
- Smith, C. M., McNutt, S. R., & Thompson, G. (2016). Ground-coupled airwaves at Pavlof Volcano, Alaska, and their potential for eruption monitoring. *Bulletin of Volcanology*, 78(52). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1045-0>
- Sutherland, L. C., & Bass, H. E. (2004). Atmospheric absorption in the atmosphere up to 160 km. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 115. <https://doi.org/10.1121/1.1631937>
- Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S., Gibbons, S. J., Pirl, M., Kühn, D., & Kværna, T. (2012). Seismic arrays. In *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 1 – 80 pp. <https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2>

SSN (2017-2018): Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México. <http://www.ssn.unam.mx>.

<https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>

Stephens, C. D., & Chouet, B. A. (2001). Evolution of the December 14, 1998 precursory long-period event swarm at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109(1-3), 133 – 148. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00308-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00308-5)

Tameguri, T., Iguchi, M. & Ishihara, K. (2002). Mechanism of Explosive Eruptions from Moment Tensor Analyses of Explosion Earthquakes at Sakurajima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanological Society of Japan*, 47(4), 197 – 215. https://doi.org/10.18940/kazan.47.4_197

Valdes, C., Gonzalez, G., Arciniega, A., Nava, E., & Santoyo, M. (1995). Sismicidad del Volcán Popocatepetl a partir del 21 de Diciembre de 1994 al 30 de Marzo de 1995. In Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM (Eds.), *Volcán Popocatepetl: Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995* (pp. 129 – 138). CENAPRED, UNAM.

Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T. R., Cournapeau, D., Burovski, E., Peterson, P., Weckesser, W., Bright, J., van der Walt, S. J., Brett, M., Wilson, J., Millman, K. J., Mayorov, N., Nelson, A. R. J., Jones, E., Kern, R., Larson, E., ... SciPy 1.0 Contributors (2020). SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python. *Nature Methods*, 17(3), 261-272. <https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2>

Yamada, T., Aoyama, H., Nishimura, T., Hiroshi, Y., Nakamichi, H., Oikawa, J., Iguchi, M., Hendrasto, M., & Suparman, Y. (2016). Initial phases of explosion earthquakes accompanying Vulcanian eruptions at Lokon – Empung volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 310 – 321. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.08.011>

Wessel, P., & Smith, W. H. F. (1991). Free software helps map and display data. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 72(41), 445–446. <https://doi.org/10.1029/90EO00319>

Zobin, V. M., Reyes, G. A., Guevara, E., & Bretón, M. (2009). Scaling relationship for Vulcanian explosions derived from broadband seismic signals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B3). <https://doi.org/10.1029/2008JB005983>

JOHN WILEY AND SONS LICENSE TERMS AND CONDITIONS

Sep 01, 2022

This Agreement between Mr. Gerardo Mendo Pérez ("You") and John Wiley and Sons ("John Wiley and Sons") consists of your license details and the terms and conditions provided by John Wiley and Sons and Copyright Clearance Center.

License Number	5365181233539
License date	Aug 10, 2022
Licensed Content Publisher	John Wiley and Sons
Licensed Content Publication	Journal of Geophysical Research: Atmospheres
Licensed Content Title	Global morphology of infrasound propagation
Licensed Content Author	M. Garcés, J. M. Picone, Douglas P. Drob
Licensed Content Date	Nov 13, 2003
Licensed Content Volume	108
Licensed Content Issue	D21
Licensed Content Pages	12
Type of Use	Dissertation/Thesis
Requestor type	University/Academic
Format	Electronic
Portion	Figure/table
Number of figures/tables	1
Will you be translating?	Yes, including English rights
Number of languages	1
Title	DETECCIÓN Y ANÁLISIS DE LOS CAMPOS DE ONDA INFRASÓNICO Y SISMOLÓGICO ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA
Institution name	National University Autonomus of Mexico
Expected presentation date	Aug 2022
Portions	Figure 1. The atmospherical zonal wind velocity and the meridional wind velocity profiles. Image from page 13-3.
Specific Languages	Spanish
Requestor Location	Mr. Gerardo Mendo Pérez unidad habitacional candelaria de los patos Mz. 3 D22 Venustiano Carranza Mexico city Mexico city, Mexico city 15100 Mexico Attn: Mr. Gerardo Mendo Pérez
Publisher Tax ID	EU826007151
Billing Type	Invoice
Billing Address	Mr. Gerardo Mendo Pérez unidad habitacional candelaria de los patos Mz. 3 D22 Venustiano Carranza Mexico city Mexico city, Mexico 15100 Attn: Mr. Gerardo Mendo Pérez
Total	0.00 USD
Terms and Conditions	

<https://s100.copyright.com/MyAccount/web/jsp/viewprintablelicensefrommyorders.jsp?ref=10ae809d-2542-462d-afc6-1b692a859d1d&email=>

1/4

JOHN WILEY AND SONS LICENSE TERMS AND CONDITIONS

Sep 01, 2022

This Agreement between Mr. Gerardo Mendo Pérez ("You") and John Wiley and Sons ("John Wiley and Sons") consists of your license details and the terms and conditions provided by John Wiley and Sons and Copyright Clearance Center.

License Number	5366021256768
License date	Aug 11, 2022
Licensed Content Publisher	John Wiley and Sons
Licensed Content Publication	Journal of Geophysical Research: Solid Earth
Licensed Content Title	Infrasonic harmonic tremor and degassing bursts from Halema'uma'u Crater, Kilauea Volcano, Hawaii
Licensed Content Author	Don Swanson, Phil Dawson, Bernard Chouet, et al
Licensed Content Date	Nov 30, 2010
Licensed Content Volume	115
Licensed Content Issue	B11
Licensed Content Pages	15
Type of Use	Dissertation/Thesis
Requestor type	University/Academic
Format	Print and electronic
Portion	Figure/table
Number of figures/tables	1
Will you be translating?	Yes, including English rights
Number of languages	1
Title	DETECCIÓN Y ANÁLISIS DE LOS CAMPOS DE ONDA INFRASÓNICO Y SISMOLÓGICO ASOCIADOS A LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA
Institution name	National University Autonomus of Mexico
Expected presentation date	Aug 2022
Portions	The Figure 2 that corresponds to the waveforms and spectrograms of a event of Halema'umau degassing burst. The image is in page 5.
Specific Languages	Spanish
Requestor Location	Mr. Gerardo Mendo Pérez unidad habitacional candelaria de los patos Mz. 3 D22 Venustiano Carranza Mexico city Mexico city, Mexico city 15100 Mexico Attn: Mr. Gerardo Mendo Pérez
Publisher Tax ID	EU826007151
Total	0.00 USD
Terms and Conditions	

TERMS AND CONDITIONS

This copyrighted material is owned by or exclusively licensed to John Wiley & Sons, Inc. or one of its group companies (each a "Wiley Company") or handled on behalf of a society with which a Wiley Company has exclusive publishing rights in relation to a particular work (collectively "WILEY"). By clicking "accept" in connection with completing this licensing transaction, you agree that the following terms and conditions apply to this transaction (along with the billing and payment terms and conditions established by the Copyright Clearance Center Inc., ("CCC's Billing and Payment terms and conditions"), at the time that you opened your RightsLink account (these are available at any time at <http://myaccount.copyright.com>).