



TESIS DOCTORAL

ESTUDIO INFRASONICO DE VOLCANES ACTIVOS DE LOS ANDES DEL SUR APLICADO AL MONITOREO REMOTO

MARCIA HANTUSCH

2023



Tesis Doctoral

Estudio infrasónico de volcanes activos de los Andes del Sur aplicado al monitoreo remoto

MARCIA HANTUSCH

Julio de 2023

Para optar por el título de Doctora en Ciencias de la Tierra de la
Universidad Nacional de Río Negro

Director:

Dr. Alberto Tomás Caselli

Universidad Nacional de Río Negro, Argentina.

Codirector:

Profesor Maurizio Ripepe

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Italia.

Estudio infrasónico de volcanes activos de los Andes del Sur aplicado al monitoreo remoto.

Marcia Hantusch

Julio de 2023

Citar como:

M. Hantusch. 2023. Estudio infrasónico de volcanes activos de los Andes del Sur aplicado al monitoreo remoto. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina.

Palabras clave: Infrasonido volcánico, monitoreo, propagación infrasonido.

Esta tesis fue realizada en el marco de una Beca Doctoral del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Durante el desarrollo de esta tesis, resultados parciales se han publicado en el siguiente artículo:

Hantusch, M., Lacanna, G., Ripepe, M., Montenegro, V., Valderrama, O., Farias, C., Caselli, A., Gabellini, P. y Cioni, R. (2021). Low-energy fragmentation dynamics at Copahue Volcano (Argentina) as revealed by an infrasonic array and ash characteristics. *Frontiers in Earth Science*, 9, 578437.

Este manuscrito fue editado con KOMA-Script y L^AT_EX.

Cada volcán levanta su figura,
cual si de pronto, ante la faz del cielo,
suspendiesen el ángulo de un vuelo
dos dedos invisibles de la altura.

La cresta es blanca y como blanca pura:
la entraña hierve en inflamado anhelo;
y sobre el horno aquel contrasta el hielo,
cual sobre una pasión un alma dura.

Los volcanes son túmulos de piedra,
pero a sus pies los valles que florecen
fingen alfombras de irisada yedra;

y por eso, entre campos de colores,
al destacarse en el azul, parecen
cestas volcadas derramando flores.

Los volcanes de José Santos Chocano

Resumen

La actividad volcánica produce una amplia variedad de señales acústicas. El infrasonido es sonido por debajo de 20 Hz, capaz de propagarse en la atmósfera cientos de kilómetros preservando información de la fuente. Por esto, el registro de estas señales es una herramienta de monitoreo de procesos superficiales, tanto locales (<20 km) como regionales (>100 km). El camino que recorren estas ondas está controlado por la estructura atmosférica, principalmente por el gradiente de temperatura y las componentes horizontales del viento. Las condiciones de circulación que imperan sobre la Patagonia, promueven que el infrasonido generado por fuentes eruptivas ubicadas en el arco volcánico se propague hacia el este. Por ello, en esta Tesis desplegamos dos arreglos de sensores de infrasonido de baja apertura (<300 m) en la región andina de Neuquén, para probar su desempeño como herramienta de seguimiento de procesos volcánicos.

El primer arreglo de infrasonido instalado en Argentina con este propósito se desplegó en Caviahue en 2014, a 13 km del volcán Copahue (CPH, apertura 280 m). Aplicando el algoritmo de análisis de apariencia multicanal se detectaron erupciones estrombolianas del volcán Villarrica a 192 km de distancia (2015 y 2016), la erupción subpliniana del volcán Calbuco a 410 km (2015), y señales asociadas a la emisión sostenida de ceniza en el volcán Copahue (2016). Durante el verano 2017 – 2018, se instaló el segundo arreglo GND (120 m) a 3 km del volcán Lanín. Utilizando el mismo algoritmo, se detectó en reiteradas oportunidades el tremor continuo que emite el lago de lava cratérico del volcán Villarrica a 47 km del arreglo. Además se registraron 88 eventos asociados a procesos de remoción en masa (~ 1 evento/día) ocurridos en las ladera del volcán Lanín y en los flancos de los cerros que costean el río Malleo.

A partir del análisis acústico de las señales infrasónicas se derivaron parámetros de la fuente eruptiva. Previo a esto, fue necesario cuantificar las pérdidas de amplitud que experimentó la señal durante la propagación por interacción con la topografía y absorción en la atmósfera. Para abordar esta temática, en el caso de propagación local se estimaron las pérdidas de amplitud por difracción alrededor de barreras topográficas entre Copahue y CPH. En el caso regional Calbuco – CPH, utilizamos el programa InfraGa para modelar el trazado del rayo a través de una estructura atmosférica reconstruida con modelos numéricos del tiempo (análisis y re-análisis) y empíricos, con el programa AVOG2S. A partir de este modelado se observaron los principales conductos de propagación a nivel regional. La comparación con los registros infrasónicos mostraron discrepancias que fueron interpretadas como el resultado de procesos no considerados por el método empleado. Estos efectos podrían deberse a la interacción de la onda con la topografía y con estructuras atmosféricas de pequeña escala.

La actividad del volcán Copahue se caracterizó por la emisión continua de plumas de

baja altura que dispersaron grandes cantidades de cenizas hacia el sureste, a decenas de kilómetros de distancia. Los parámetros acústicos derivados sugieren un proceso de fragmentación rígida de baja sobrepresión magmática, la cual se disipa casi por completo durante el paso de la mezcla eruptiva a través de las cenizas acumuladas en el cráter, lo que explicaría la baja amplitud que caracteriza estas señales. La velocidad de salida del material estimada (10 – 20 m/s) es consistente con la emisión de plumas de baja altura.

Por otro lado, la erupción subpliniana del volcán Calbuco generó dos plumas de más de 13 km de altura sobre el volcán, cuyas cenizas cubrieron buena parte de la Patagonia Norte. Mediante el análisis acústico de estos tremores eruptivos, se estimaron por primera vez parámetros de la fuente como la altura de la pluma (18 – 25 km), la velocidad de salida del material (35 – 150 m/s) y el radio del conducto (25 – 35 m). Las alturas obtenidas y las variaciones temporales de los parámetros acústicos son consistentes con otros estudios.

Este trabajo prueba que la aplicación de arreglos de infrasonido en los Andes de la provincia de Neuquén es útil para monitorear e investigar tanto fenómenos volcánicos regionales y locales, como procesos de remoción en masa. Esto último es de gran relevancia en un contexto de cambio climático que promueve la desestabilización de laderas por la alteración de los ciclos naturales de congelamiento – deshielo y las precipitaciones.

Abstract

Volcanic activity produces a wide variety of acoustic signals. Infrasound is sound below 20 Hz, capable of propagating hundreds of kilometers in the atmosphere while preserving information about the source. For this reason, recording these signals is a widely used monitoring tool of surface activity, both local (<20 km) and regional (>100 km). The path of propagation is controlled by the atmospheric structure, mainly by temperature gradients and the horizontal components of the wind. The circulation conditions that prevail over Patagonia enhance the propagation of infrasound of eruptive sources located in the volcanic arc towards the east. For this reason, in this Thesis we deployed two small-aperture infrasound arrays (<300 m) in the Andean region of Neuquén, to test their performance as a monitoring tool for volcanic processes.

The first infrasound array installed in Argentina was deployed in Caviahue in 2014, 13 km from the Copahue volcano (CPH, aperture 280 m). Applying the multichannel semblance analysis algorithm, we detected strombolian eruptions of the Villarrica volcano 192 km away (2015 and 2016), the subplinian eruption of the Calbuco volcano 410 km away (2015), and signals associated with the sustained emission of ash in the Copahue volcano (2016). During the summer of 2017 – 2018, the second array (GND 120 m) was installed 3 km away from the Lanín volcano. Using the same algorithm, the continuous tremor emitted by the crateric lava lake of the Villarrica volcano 47 km from the array was detected on several occasions. In addition, we detected 88 events associated with surficial mass movements (~ 1 event/day) that occurred on the slopes of the Lanín volcano and on the flanks of the hills that border the Malleo river.

Eruptive source parameters were derived from the acoustic analysis of the infrasound signals. Therefore, it was necessary to quantify signal amplitude losses during propagation due to interaction with topography and absorption in the atmosphere. For local propagation, we estimated amplitude losses caused by diffraction around topographic barriers between Copahue and CPH. In the Calbuco – CPH regional case, we used the software *InfraGa* to model the ray tracing through an atmospheric structure reconstructed with numerical weather models (analysis and re-analysis) and empirical models with the software *AVOG2S*. From this modeling we could simulate the main waveguides at a regional level. The comparison with the infrasound data showed discrepancies that were interpreted as the result of processes not considered by the method used. These effects could be due to the interaction of the wave with the topography and with small-scale atmospheric structures.

The activity of Copahue was characterized by the continuous emission of low – altitude plumes that dispersed large amounts of ash to the southeast, tens of kilometers away. The analysis of the acoustic data suggests a process of rigid fragmentation of low magma overpressure, which is almost completely dissipated during the passage

Abstract

of the eruptive mixture through the ash – filled crater, which would explain the low amplitude that characterizes these signals. The estimated material exit velocity (10 – 20 m/s) is consistent with the emission of low-altitude plumes.

On the other hand, the subplinian eruption of the Calbuco volcano generated two plumes over 13 km high above the volcano, with ashes dispersed over northern Patagonia. The analysis of these eruptive tremors, allowed us to estimate the first infrasound derived source parameters, such as the height of the plume (18 – 25 km), the exit velocity of the material (35 – 150 m/s) and the radius of the conduit (25 – 35 m). The heights obtained and the temporal variations of the acoustic parameters are consistent with observations from other studies.

This work proves that the application of infrasound arrays in the Andes of Neuquén is useful to monitor and investigate both regional and local volcanic processes, as well as surficial mass movements. The latter is of great relevance in a context of climate change that promotes the destabilization of slopes due to the alteration of the natural cycles of freezing – thawing and precipitations.

Agradecimientos

Esta tesis es resultado de un gran esfuerzo, personal y colectivo. Primero deseo agradecer al Estado argentino por ofrecer una educación pública y gratuita desde los primeros pasos en el preescolar hasta el posgrado universitario en la Universidad Nacional de Río Negro. Agradezco también al CONICET por la beca brindada para desarrollar este trabajo.

Quiero agradecer a mi familia y amigos por su apoyo y aliento. No encuentro palabras apropiadas para expresar mi gratitud a mi colega y compañero, Iván, por su infinita paciencia y apoyo. Gracias.

Agradezco a mis directores por aceptar guiar esta propuesta de tesis. A Maurizio Ripepe y Giorgio Lacanna por su apoyo en esta investigación y en el desarrollo de mi formación profesional. Al equipo del Laboratorio de Geofísica Experimental de la Universidad de Florencia por su colaboración en los trabajos de campo y su buena predisposición.

Quiero agradecer por la colaboración en las campañas de campo a Verónica Montenegro, Lorenzo Inocenti y Denis Legrand. En particular, agradezco mi papá, Juan, a Mónica Malabe y a Iginio De Monte por su colaboración en las arduas campañas en Copahue. Finalmente agradezco a quienes colaboraron con materiales para las instalaciones de campo: Claudio Smaniotto, Cristian Hantusch y Gustavo Rosi.

Índice general

Resumen	I
Abstract	III
Agradecimientos	v
Figuras y Tablas	xI
1 Introducción	1
1.1 ¿Qué es el infrasonido? ¿Por qué estudiarlo?	1
1.2 Un poco de historia	2
1.3 Sobre esta Tesis	3
2 El medio y la propagación	7
2.1 La ecuación de onda	7
2.2 La velocidad del sonido	9
2.3 Estructura de la atmósfera	10
2.4 Efectos del medio en la propagación	14
2.4.1 Atenuación	14
2.5 Los conductos atmosféricos típicos	16
2.5.1 Influencia de la topografía	19
2.6 Ruido infrasónico ambiental	20
3 Infrasonido volcánico	25
3.1 Sensores, arreglos y redes de infrasonido	25
3.2 Técnicas de detección en arreglos y redes	28
3.3 Señales infrasónicas	29
3.3.1 Explosiones	29
3.3.2 Tremor	33
3.3.3 Señales de movimientos de masa superficiales	35
3.4 Estimación de parámetros de la fuente acústica	36
4 Métodos	39
4.1 Detección: Estimación del azimut de retropropagación	39
4.1.1 Análisis de Apariencia Multicanal	40
4.1.2 <i>Beamforming</i> mínimos cuadrados	41
4.2 Cuantificación y caracterización del infrasonido	41
4.2.1 Presión reducida	42
4.2.2 Potencia acústica	42

4.2.3	Caracterización del ruido ambiental	43
4.3	Análisis preliminar de la propagación	43
4.3.1	Caracterización de la atmósfera	44
4.3.2	Trazado del rayo	46
4.4	Caracterización de la fuente eruptiva	47
4.4.1	Flujo volumétrico y velocidad de salida a partir de registros locales	47
4.4.2	Altura de la pluma a distancia regional	48
5	Los arreglos infrasónicos CPH y GND	53
5.1	Instalación	53
5.2	Función de transferencia	57
5.3	Análisis del ruido	60
5.3.1	Ruido en CPH	61
5.3.2	Ruido en GND	63
5.4	Desempeño de los arreglos	66
5.5	Detecciones	67
5.5.1	Arreglo CPH	67
5.5.2	Arreglo GND	69
6	La actividad volcánica detectada	75
6.1	Volcán Copahue	75
6.1.1	Actividad volcánica 2016	76
6.1.2	Actividad infrasónica	78
6.2	Volcán Calbuco	81
6.2.1	Actividad eruptiva de 2015	81
6.2.2	Resultados del AAM y BMF	83
6.2.3	Características de las señales de los pulsos eruptivos	88
6.2.4	Celeridad de los pulsos eruptivos	90
6.3	Volcán Villarrica	95
6.3.1	Señales de la actividad explosiva	96
6.3.2	Señales de la actividad volcánica no eruptiva	96
6.4	Actividad no volcánica: procesos de remoción en masa	100
7	Discusión	105
7.1	La propagación en la región andina	105
7.1.1	Análisis preliminar de la propagación a nivel regional	105
7.1.2	Efectos de la propagación a escala casi regional en la detección de señales de actividad no eruptiva	115
7.2	Monitoreo de procesos eruptivos regionales: Caso Calbuco	118
7.2.1	Estimación preliminar de la altura de la pluma	118
7.3	Monitoreo de procesos eruptivos locales: Caso Copahue	124
7.3.1	Dinámica Explosiva Lenta en Copahue	127
8	Conclusiones	129

Bibliografía	133
Apéndice: Tablas	151

Figuras y Tablas

Índice de figuras

1.1	a) Mapa esquemático regional de la Zona Volcánica Sur. Se muestran la ubicación de volcanes holocenos que componen el arco volcánico (en azul), destacando en rojo los volcanes detectados y las posiciones de los arreglos CPH (hexágono amarillo) y GND (hexágono verde). b) Fotografía de una de las plumas de cenizas del volcán Copahue, típica la actividad eruptiva desarrollada entre 2015 – 2017 (autora: Josefina Kubli). c) Fotografía de la primera fase eruptiva del volcán Calbuco, el 22 de abril de 2015. d) Fotografía de la actividad explosiva que siguió al evento de fuente de lava del volcán Villarrica, el 3 de marzo de 2015 . e) Representación polar de las detecciones del arreglo CPH, en función del azimut de retropropagación y la presión. La barra de colores indica el grado de coherencia según el valor de correlación cruzada máxima promedio (CCMP) mayor a 0.5. f) Representación para el arreglo GND <i>idem</i> anterior, pero de las detecciones con coherencia superior a 0.6 CCMP.	5
2.1	Perfiles atmosféricos de a) temperatura, b) viento zonal y c) viento meridional para julio (negro) y diciembre (gris) sobre Noruega (52° N, 5° E). Nótese las variaciones en altitud de los límites entre capas y dirección del viento con el cambio de estación. Tomado de Evers y Haak (2009).	11
2.2	Vientos superficiales de diciembre-enero-febrero (arriba) y junio-julio-agosto (abajo), pero superpuestos a la distribución de la presión a nivel del mar. El intervalo de contorno para la presión a nivel del mar es de 5 hPa. Las presiones por encima de 1015 hPa están sombreadas en azul y las presiones por debajo de 1000 hPa están sombreadas en amarillo. La escala de viento está en la parte inferior de la figura. H: centros de alta presión, L: centros de baja presión. Tomado de Wallace y Hobbs (2006).	13
2.3	Sección cruzada presión-latitud de la media de los vientos zonales entre 80 – 60° O, para a) verano y b) invierno austral. En marrón se indica la altura media de los Andes. Tomado de Garreaud (2009)	13

2.4	Ejemplo de simulación de trazado del rayo para la explosión de un meteorito observada en la costa de Portugal, modificado de Marty (2019). La estrella representa el punto de lanzamiento y la flecha indica el sentido de crecimiento del ángulo de lanzamiento (a. l.). Los rayos rojo, azul y verde muestran los caminos troposférico (Iw), estratosférico (Is) y termosférico (It), respectivamente. El sombreado representa el aumento de la absorción atmosférica con la altitud. Los modelos de velocidad efectiva del sonido hacia el Oeste y el Este se muestran en negro en el lado izquierdo y derecho de la figura, respectivamente, y la línea discontinua representa la velocidad efectiva en el suelo. Además se señalan los niveles de refracción hacia la superficie.	15
2.5	Ejemplo de fracciones de energía de infrasonido que se propaga por conductos termosféricos, estratosféricos y troposféricos para el 24/05/2006 00:00. Tomado de Drob et al. (2010).	17
2.6	Perfiles característicos de velocidad del sonido efectiva para cuatro casos límite de la CLA. Los perfiles se desplazan arbitrariamente a lo largo del eje horizontal para mejorar la visibilidad. Tomado Wilson et al. (2015).	19
2.7	Curvas del modelo global de ruido infrasónico ambiental de Brown et al. (2014).	21
2.8	Regiones de origen de microbaroms; la barra de colores indica el número de acimutes de retropropagación interceptados en escala logarítmica. Tomado de Ceranna et al. (2019).	22
2.9	Cuatro ejemplos de los sistemas de filtros de tuberías instaladas en las estaciones de infrasonido IMS. a) roseta, b) estrella, c) empaquetamiento hexagonal cerrado y d) radial. Tomado de Marty (2019)	23
3.1	Ejemplos de geometría de los arreglos de infrasonido: ICE1 es un arreglo de apertura pequeña, instalado en Islandia por Universidad de Florencia y la Oficina Meteorológica Islandesa para monitoreo volcánico. IS57US es un arreglo de infrasonido de la red del IMS del CTBTO en California. Tomado de Ripepe y Marchetti (2019)	26
3.2	Modelo de elevación digital (DEM) del Monte Etna con las ubicaciones de los cinco sensores de infrasonido (triángulos), que conforman la red permanente de infrasonido, y la fisura eruptiva que se abrió el 13 de mayo de 2008 (línea negra gruesa, “EF”). El DEM en la esquina superior izquierda muestra la distribución de los cuatro cráteres del volcán (VOR Voragine, BN Bocca Nuova, SEC South East Crater, NEC North East Crater). La distancia de la estación de referencia (EBEL) desde los cráteres del volcán es de 1.7, 1.8, 1.2, 2 km para VOR, BN, SEC y NEC, respectivamente. La terminación más al sur de EF se encuentra a 1 km de distancia de la estación EBEL. Tomado de Spina et al. (2015).	27

3.3	Red mundial de arreglos de infrasonido del IMS. Círculo blanco: arreglo certificado a diciembre de 2016. Círculo negro: arreglos aun no instalados. Triángulos: volcanes activos durante los últimos 10000 años. Escala de color representa la distancia al arreglo certificado más cercano. (Marchetti et al., 2019)	28
3.4	Formas de onda infrasónicas asociadas con explosiones en volcanes que exhiben actividad regularmente. Las presiones en exceso se reducen a una distancia de 1 km desde el cráter para comparación entre volcanes: (a) pequeñas explosiones de desgasificación registradas en Etna (Italia); (b) pequeñas explosiones de desgasificación registradas en Santiaguito (Guatemala); (c,d) explosiones con alto	32
3.4	contenido de ceniza de Tunghurahua (Ecuador) y Fuego (Guatemala); (e,f) señales de gran amplitud con características de ondas de choque registradas en Fuego y Sakurajima (Japón); (g,h) señales de corta duración con múltiples pulsos de Fuego; (i) señal monocromática registrada en Etna asociada con actividad de desgasificación en uno de los cráteres; y (j,k) señales de explosiones con inicio impulsivo seguido por una coda extensa en Fuego y Sabancaya (Perú), asociadas a columnas de ceniza sostenidas (De Angelis et al., 2019).	33
3.5	Formas de onda de infrasonido de larga duración: (a) Veinte minutos de desgasificación muy regular en forma de pulsos registrada en el volcán Fuego (Guatemala). Este tipo de actividad a menudo se conoce como “chugging” y se acompaña de una desgasificación audible similar al ruido de una locomotora de vapor. (b) Secuencia de pequeñas explosiones estrombolianas registradas en el Monte Etna (Italia). (c) Fuente de lava registrada en el Etna en mayo de 2008. Este episodio duró varias horas con amplitudes infrasónicas relativamente constantes. (d-f) Ampliaciones de porciones seleccionadas (sombreadas en gris) de las señales mostradas en (a-c). Tomado de De Angelis et al. (2019)	34
3.6	Patrones de radiación del (a) monopolo acústico, (b) dipolo, (c) cuadrupolo lateral y (d) cuadrupolo longitudinal. La distancia desde el origen hasta el punto de la superficie es proporcional al valor absoluto de la presión acústica en esa dirección. Los puntos blancos y negros representan monopolos con signos positivos y negativos en esta instantánea, respectivamente (Matoza et al., 2013).	36
5.1	Configuración de los arreglos CPH y GND sobre el terreno.	54
5.2	Ejemplo de instalación de un sensor en CPH. a) Sensor parcialmente cubierto, en este caso con rocas, pinocha y ramas. b) Detalle del contenedor (balde de 20 l). La tapa del balde se coloca de forma tal que no ingrese agua pero que el cierre no sea hermético. Por encima se coloca la cubierta externa (fuentón).	55
5.3	Mapa de ubicaciones de los volcanes Lanín y Villarrica y el arreglo GND (arriba). Perfil topográfico desde Villarrica hacia GND (abajo).	56

5.4	a) Mapa de ubicación del arreglo CPH (hexágono), estación sísmica (diamante gris), cámara IP (triángulo), ubicación de la muestra de ceniza (círculo celeste) y el cráter activo del volcán Copahue, realizado sobre imagen Landsat-8 del día 28 de marzo de 2016. Se destaca la pluma de ceniza en dirección SE. b) La pluma de ceniza emitida durante 2016 fue dispersada por los vientos predominantes desde el oeste. Durante este tipo de actividad, la pluma se dobló hacia el este inmediatamente encima del cráter, mostrando una fase de empuje de gas (<i>gas thrust</i>) débil, producto de una tasa de ascenso lenta. c) Tamaño de la chimenea en el cráter activo del volcán Copahue en marzo de 2016. d) Sección entre el crater y el arreglo CPH e información topográfica utilizada para estimar el número de Fresnel N. Modificado de (Hantusch et al., 2021)	57
5.5	Función de transferencia del arreglo CPH. Se muestran las incertidumbres en la estimación de a) velocidad traza y b) ángulo de retro-propagación. c) Respuesta impulsiva teórica en el espacio de número de onda k	58
5.6	Función de transferencia del arreglo GND. Se muestran las incertidumbres en la estimación de a) velocidad traza y b) ángulo de retro-propagación. c) Respuesta impulsiva teórica en el espacio de número de onda k	58
5.7	Incertidumbre en la estimación de la velocidad traza y retro-propagación para el arreglo CPH. Arriba: arreglo completo. Abajo: canal 2 fuera de servicio.	59
5.8	Incertidumbre en la estimación de la velocidad traza y retro-propagación para el arreglo GND.	60
5.9	Funciones de densidad de probabilidad espectral del arreglo CPH, calculadas para las horas 06:00 – 07:00, 12:00 – 13:00, 18:00 – 19:00 y 00:00 – 01:00 hora local [UTC-3] (columnas), para cada estación anual (filas).	61
5.10	Funciones de densidad de probabilidad calculadas para las horas 06:00–07:00, 12:00–13:00, 18:00–19:00 y 00:00–01:00, hora local [UTC -3].	63
5.11	Evolución temporal de la potencia promedio en los periodos 00:00–01:00, 06:00–07:00, 12:00–13:00 y 18:00–19:00 hora local [UTC-3], para los rangos de frecuencias 0.1–0.3 y 0.7–3 Hz. El valor medio de potencia de cada gráfico está representado con la línea de guiones.	65
5.12	Representación de dirección de retropropagación, presión y valor de correlación obtenidos con el Análisis de Apariencia Multicanal del arreglo CPH. Sólo se muestran los bins que superan el valor umbral a 0.5.	68
5.13	Histogramas 2D del total de detecciones obtenidas con el Análisis de Apariencia Multicanal en CPH. Se distinguen dos grupos de detecciones principales con direcciones de retropropagación diferentes.	69
5.14	Representación de dirección de retropropagación, presión y valor de correlación obtenidos con el Análisis de Apariencia Multicanal del arreglo GND. Sólo se grafican los bins que superan el valor umbral a 0.6.	70

5.15	Histogramas 2D del total de detecciones obtenidas con el Análisis de Apariencia Multicanal en GND. Aquí se destaca la presencia de tres grupos de detecciones, G1, G2 y G3.	70
5.16	Resultado del Análisis de Apariencia Multicanal y espectrograma para el día 20 de marzo de 2018. a) Gráfico retropropagación vs. tiempo con las detecciones mayores al umbral de apariencia y b) <i>idem</i> anterior pero con el valor de CCMP para todos los azimuts coloreado según el valor de CCMP. c) Espectrograma entre 0.1 – 10 Hz.	71
5.17	Resultado del Análisis de Apariencia Multicanal y espectrograma para el día 18 de diciembre de 2017. a) Gráfico retropropagación vs. tiempo con las detecciones mayores al umbral de apariencia y b) <i>idem</i> anterior pero con el valor de CCMP para todos los azimuts coloreado según el valor de CCMP. c) Espectrograma entre 0.1 – 10 Hz.	72
5.18	Ejemplo de formas de onda característica del grupo G1 filtrada entre 0.2 – 1 Hz. Señales de las cuatro componentes del arreglo GND apiladas según los tiempos de retardo estimados para un azimut de retropropagación de 120° de acuerdo al modelo del Análisis de Apariencia Multicanal.	73
6.1	Presión acústica máxima (arriba) y ángulo de retropropagación (abajo) de las detecciones con valores de correlación cruzada máxima promedio (CCMP) >0.5 para el período marzo – abril 2016 del arreglo CPH. La actividad explosiva en Copahue se identifica por arribos desde ~261°. Las detecciones con ángulo ~203° corresponden a actividad explosiva del volcán Villarrica que generó detecciones con amplitudes comparables a las de Copahue.	77
6.2	Ejemplo de los eventos registrados por los cuatro canales del arreglo CPH durante actividad explosiva en el volcán Copahue. Las señales están filtradas entre 0.5 – 5 Hz. Se observan impulsos claros de corta duración de hasta 0.2 Pa.	79
6.3	Señales y espectrogramas de los tremores registrados el 22 (arriba) y el 23 (abajo) de marzo de 2016 por el arreglo CPH correspondientes a la actividad eruptiva del volcán Copahue. El día 23 se alcanza la fase más energética de este episodio, con una pluma de 1.5 km de altura sobre el cráter. La forma de onda y espectrograma corresponden a la señal promedio del arreglo, de acuerdo a los tiempos de retardo correspondientes a una dirección de retropropagación de 261°, entre 0.5 – 5 Hz.	80
6.4	Ejemplo de los eventos registrados por los cuatro canales del arreglo CPH durante actividad explosiva en el volcán Copahue. Las señales están filtradas entre 0.5 – 5 Hz. Se observan impulsos claros de corta duración de hasta 0.2 Pa.	81
6.5	Resultados del Análisis de Apariencia Multicanal en CPH de 21:25 a 22:55, 22 de abril de 2015. La línea roja señala el umbral de detección a 0.5.	83

6.6	Histograma normalizado de azimuts de retropropagación estimados con el Análisis de Apariencia Multicanal en CPH, durante la ocurrencia de actividad superficial documentada en los volcanes Calbuco y Villarrica. Para el primero se separan las detecciones correspondientes a los dos pulsos eruptivos del 22 y 23 de abril de 2015. Para el segundo se representan las detecciones entre el 10 y el 22 de abril de 2015 hasta las 21:00. Los picos más altos se encuentra a 193° y 194° para cada pulso de Calbuco, y en 199° y 202° para Villarrica.	86
6.7	Resultados del Análisis de Apariencia Multicanal en CPH de 4:00 a 13:00, 23 del abril de 2015. La línea roja señala el umbral de detección a un valor de coeficiente de correlación cruzada máxima promedio (CCMP) de 0.5. Se destaca la tendencia de aumento del azimut de retropropagación con el tiempo.	87
6.8	Resultados del <i>beamforming</i> de mínimos cuadrados en CPH de 21:25 a 22:55, 22 de abril de 2015.	87
6.9	Resultados del <i>beamforming</i> de mínimos cuadrados en CPH de 4:00 a 13:00, 23 de abril de 2015.	88
6.10	Histograma normalizado de azimuts de retropropagación (arriba) y velocidad traza (abajo) estimados mediante <i>beamforming</i> de mínimos cuadrados en CPH, durante la ocurrencia de actividad superficial documentada en los volcanes Calbuco y Villarrica. En ambas figuras se separan las detecciones correspondientes a los dos pulsos eruptivos del 22 y 23 de abril de Calbuco y las detecciones entre el 10 y el 22 de abril hasta las 21:00 de Villarrica, del año 2015. Calbuco presenta los máximos de azimuts a 205 – 207° y 208 – 210°, y de velocidad traza a 0.430 y 0.510 km/s, y entre 0.440 – 0.50 km/s, primer y segundo pulso respectivamente. Las detecciones de Villarrica muestran un rango de dispersión de azimuts y velocidad traza más amplio, con máximos a 209° a 212°, y 0.370-0.500 km/s, respectivamente.	89
6.11	Curvas de densidad espectral de potencia de 0.01 a 40 Hz de cada componente del arreglo CPH, minutos antes y durante el registro de los pulsos eruptivos del volcán Calbuco en abril de 2015. La respuesta instrumental de los sensores ha sido corregida.	91
6.12	Señal promedio entre 0.2 – 2.5 Hz de los canales CPH.01 y CPH.03 de 20:45 a 23:45 del 22 de abril de 2015. Se señala el inicio oficial de la erupción de Calbuco a las 21:04 y el lapso de tiempo de 21:44 a 21:50 mientras los coeficientes de coherencia de las detecciones asciende de 0.5 a 0.8. Se destacan una evento alrededor de las 21:30 con valores de correlación cruzada máxima promedio de 0.46 y azimuts de retropropagación a 197° y 199° (véase Fig. 6.5).	92
6.13	Señal promedio entre 0.2 – 7 Hz de los canales CPH.01, CPH.03 y CPH.04 de 3:00 a 12:00 del 23 de abril de 2015. Se indican el inicio oficial del segundo pulso eruptivo de Calbuco a las 4:00 y la hora de la primera detección en CPH a las 4:20.	93

6.14	Celeridad para el primer pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran la forma de onda entre 21:04 y 22:04, y los tiempos correspondientes a la primera detección (21:43) y el posible primer arribo (21:29). En colores se destacan las regiones de celeridad correspondientes a la troposfera (0.330 – 0.340 km/s), estratosfera (0.280 – 0.320 km/s) y termosfera (0.230 – 0.280 km/s).	94
6.15	Celeridad para el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran la forma de onda entre 4:00 y 5:00, y el tiempo correspondiente a la primera detección (4:20). En colores se destacan las regiones de celeridad correspondientes a la troposfera (0.330 – 0.340 km/s), estratosfera (0.280 – 0.320 km/s) y termosfera (0.230 – 0.280 km/s).	95
6.16	Formas de onda apiladas y PSD de señales del volcán Villarrica de 2015 y 2016 registradas en CPH. La PSD fue calculada con una ventana promedio móvil de 1 minuto sobre 30 minutos de datos del canal .03. Nótese que para la señal de 2015 sólo se apilan 3 de las cuatro componentes del arreglo ya que el canal .02 estaba fuera de servicio.	97
6.17	Presión máxima reducida a 1 km de la fuente de las detecciones del grupo G3.	98
6.18	Ejemplos de las formas de onda características del grupo G3 filtradas entre 0.8 – 4 Hz. Señales de las cuatro componentes del arreglo GND apiladas según los tiempos de retardo estimados para un azimut de retropropagación de 290° y 293°, de acuerdo al modelo del Análisis de Apariencia Multicanal.	99
6.19	Ejemplo de forma de onda característica del grupo G2 filtrada entre 0.8 – 4 Hz. En este ejemplo, la forma de onda muestra una frecuencia de ~ 2.5 Hz. Señales de las cuatro componentes del arreglo GND apiladas según los tiempos de retardo estimados para un azimut de retropropagación de 229° de acuerdo al modelo del Análisis de Apariencia Multicanal.	100
6.20	PDF espectral promedio del arreglo GND para las señales con detecciones del grupo G3. Se observan dos regiones a 0.7 – 0.9 Hz y 2 – 3 Hz donde los valores de probabilidad disminuyen y el rango se extiende hacia energía más alta.	101
6.21	PDF espectral promedio del arreglo GND para las señales con detecciones del grupo G2.	101
6.22	Ejemplos de las formas de onda y contenido espectral para detecciones del arreglo GND de eventos de remoción en masa.	103
7.1	Velocidad efectiva del sonido, c_{ef} , desde la cima de Calbuco (1.9 km) hasta 139 km, en dirección a CPH (N20°E). Se muestran las curvas para el día 22 a las 21:00 y 23 a las 3:00, 6:00 y 9:00 (UTC), de abril de 2015.	106

7.2	Velocidad de sonido adiabática (a), velocidad de las componentes zonal y meridional de viento (b) desde la cima de Calbuco (1.9 km) hasta 139 km, para el día 22 de abril de 2015 a las 21:00 (UTC). c) Gráfico dirección vs. inclinación del lanzamiento del rayo, coloreado en función del nivel de refracción estimado de acuerdo al perfil de velocidad sobre la fuente. De esta forma se representan posibles conductos de propagación de acuerdo con la estructura atmosférica sobre el volcán.	107
7.3	Velocidad de sonido adiabática (a), velocidad de las componentes zonal y meridional de viento (b) desde la cima de Calbuco (1.9 km) hasta 139 km, para el día 23 de abril de 2015 a las 3:00 (UTC). c) Gráfico dirección vs. inclinación del lanzamiento del rayo, coloreado en función del nivel de refracción estimado de acuerdo al perfil de velocidad sobre la fuente. De esta forma se representan posibles conductos de propagación de acuerdo con la estructura atmosférica sobre el volcán.	108
7.4	Predicciones de arribos al suelo y altura de retorno de rayos lanzados cada 3° con inclinaciones de -10° a 45° para el 22 de abril de 2015 a las 21:00 (UTC). La estrella roja señala el volcán Calbuco y el punto magenta el arreglo CPH.	109
7.5	Predicciones de arribos al suelo y altura de retorno de rayos lanzados cada 3° con inclinaciones de -10° a 45° para el 23 de abril de 2015 a las 3:00 (UTC). La estrella roja señala el volcán Calbuco y el punto magenta el arreglo CPH.	110
7.6	Predicción del tiempo de propagación de los rayos lanzados cada 3° con inclinaciones de -10° a 45° sobre el arreglo CPH (círculo magenta). Sólo se muestra el trazado del rayo de 0.25 a 0.5 hrs después del lanzamiento (15 – 30 minutos).	110
7.7	Resultado del análisis de trazado del rayo desde Calbuco hacia CPH para las 21:00 (UTC) del 22 de abril, 2015. a) Curvas de velocidad adiabática (línea discontinua) y efectiva (línea continua) del sonido. b) Trazado del rayo desde Calbuco (extremo izquierdo) hacia CPH (rectángulo rojo) y la pérdida de amplitud a 0.6 Hz. del sonido. c) velocidad traza, d) celeridad y e) ángulo de retropropagación de los arribos de la onda en función del rango y de la inclinación de lanzamiento.	111
7.8	Detalle del análisis del trazado del rayo para las 21:00 (UTC) del 22 de abril, 2015. Se observa la sombra acústica inmediatamente detrás de la barrera topográfica (volcán Osorno, Chile) debido a la reflexión de los rayos lanzados horizontalmente o con ángulos negativos contra la ladera.	112
7.9	Resultado del análisis de trazado del rayo desde Calbuco hacia CPH para las 3:00 (UTC) del 23 de abril, 2015. a) Curvas de velocidad adiabática (línea discontinua) y efectiva (línea continua) del sonido. b) Trazado del rayo desde Calbuco (extremo izquierdo) hacia CPH (rectángulo rojo) y la pérdida de amplitud a 0.6 Hz. del sonido. c) velocidad traza, d) celeridad y e) ángulo de retropropagación de los arribos de la onda en función del rango y de la inclinación de lanzamiento.	113

7.10 Ejemplos de 25 s de señal filtradas entre 0.8 – 2 Hz, para los clústeres G2 (arriba) y G3 (abajo). 117

7.11 Evolución temporal de los parámetros acústicos durante el primer pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran los valores obtenidos de presión reducida, potencia, velocidad de salida y flujo volumétrico, considerando las pérdidas de amplitud por transmisión según el trazado del rayo (triángulo rojo) y por dispersión geométrica (círculo negro). En c) y d) el punto corresponde a un radio $a = 30$ m, y la barra vertical representa el rango dispersión de los resultados con la variación del radio (15 – 45 m). 120

7.12 Evolución temporal de los parámetros acústicos durante el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran los valores obtenidos de presión reducida, potencia, velocidad de salida y flujo volumétrico, considerando las pérdidas de amplitud por transmisión según el trazado del rayo (triángulo rojo) y por dispersión geométrica (círculo negro). En c) y d) el punto corresponde a un radio $a = 30$ m, y la barra vertical representa el rango dispersión de los resultados con la variación del radio (15 – 45 m). 121

7.13 Altura de la pluma sobre el nivel del cráter para el primer pulso eruptivo del volcán Calbuco derivados a partir del valor de presión máxima registrada en CPH, evaluado en ventanas de 10 m. Se consideran radio $a = 30$ m y pérdidas por transmisión (triángulos y línea punteada) y dispersión geométrica (círculos y línea discontinua). Los colores indican los distintos porcentajes de contenido de ceniza utilizado para calcular Q_m . Las barras muestran la variación de la altura en función del radio, para cada Q_m 122

7.14 Altura de la pluma sobre el nivel del cráter para el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco derivado a partir del valor de presión máxima registrada en CPH, evaluado en ventanas de 10 m. Se consideran radio $a = 30$ m y pérdidas por transmisión (triángulos y línea punteada) y dispersión geométrica (círculos y línea discontinua). Los colores indican los distintos porcentajes de contenido de ceniza utilizado para calcular Q_m . Las barras muestran la variación de la altura en función del radio, para cada Q_m 123

7.15 Estimación del volumen total acústico de las erupciones del volcán Calbuco considerando un radio $a = 30$ m y pérdidas sólo por dispersión geométrica. 125

7.16 a) Flujo volumétrico derivado del registro de infrasonido. b) Histograma del flujo volumétrico. c) velocidad de salida de la columna utilizando una chimenea con una sección de 157 m^2 . d) Histograma de la velocidad de salida. e) velocidad y dirección del viento a 3000 m snm. f) Histograma de la velocidad del viento. (Hantusch et al., 2021) 126

Índice de tablas

3.1	Síntesis general de las señales infrasónicas más comunes.	30
5.1	Posición, distancia y azimuts de retropropagación para los volcanes detectados con los arreglos CPH y GND.	54
6.1	Resumen de datos geofísicos y observaciones de la actividad volcánica de Copahue en el periodo enero – abril de 2016. Basado en los Reportes de Actividad del OVDAS, de la región del Biobío, disponibles en sitio web oficial por volcán y fecha. (DR: Desplazamiento Reducido; Altura máxima de la pluma sobre el nivel del cráter)	78
6.2	Resumen de parámetros eruptivos para la erupción de Calbuco de 2015.	84
1	Ubicación de los sensores de AE2 y GND.	152
2	Datos disponibles del registro acústico de CPH. Código de letras: X: canal no operativo, O: canal operativo en buenas condiciones y O± : canal funcionando con ruido electrónico.	152
3	Datos del arreglo CPH utilizados para el análisis del ruido infrasónico ambiental. Se detallan los canales disponibles y la cantidad de PSD _p s obtenidas para cada periodo de tiempo.	153

Capítulo 1

Introducción

1.1. ¿Qué es el infrasonido? ¿Por qué estudiarlo?

La actividad volcánica produce una amplia variedad de señales acústicas. Cuando oímos explosiones durante una erupción significa que una fracción de la enorme cantidad de energía liberada nos alcanza en forma de sonido. De hecho, una parte aún mayor se escapa a nuestra percepción auditiva debido a que su frecuencia es demasiado baja y se encuentra en el rango infrasónico (<20 Hz). En casi todos los tipos de vulcanismo se ha documentado infrasonido (Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013, para una revisión). Esto se debe a que, en contacto con la atmósfera, cuando ocurre una explosión, es decir, una expansión rápida de un gas; o un movimiento veloz de grandes volúmenes de masa (p. ej. lahares o avalanchas de roca), se liberan ondas acústicas. Dado que el tamaño de las fuentes involucradas en los procesos volcánicos pueden extenderse en escalas del orden de las decenas y centenas de metros, la mayoría de las oscilaciones ocurren en la banda infrasónica. Afortunadamente, a diferencia del sonido audible, en esta banda de frecuencias la energía puede propagarse por decenas a miles de kilómetros preservando información del proceso que le dió origen.

Los volcanes activos representan una amenaza para el bienestar de los ecosistemas y las personas, destruyen infraestructura y alteran el desarrollo normal de las actividades humanas. El riesgo específico depende no sólo de las características del volcán, sino también de la vulnerabilidad de las comunidades potencialmente afectadas, la cual crece a medida que aumentan la densidad de población y el tráfico aéreo. La actividad eruptiva puede ir desde la desgasificación continua en sistemas de conducto abierto, hasta la inyección de grandes volúmenes de ceniza a la atmósfera acompañada por flujos piroclásticos. A su vez, el edificio volcánico es una fuente prolífica de procesos de remoción en masa potencialmente devastadores, que frecuentemente ocurren durante el despertar de un volcán (Allstadt et al., 2018).

En este contexto, en las últimas décadas el infrasonido se ha sumado al conjunto de herramientas geofísicas disponibles para caracterizar, comprender y monitorear volcanes activos (McNutt et al., 2015; Marchetti et al., 2019; De Angelis et al., 2019; Ripepe y Marchetti, 2019; Watson et al., 2022). Así, un estudio detallado de la actividad infrasónica permite detectar y localizar de forma precisa fuentes superficiales y rastrear su movimiento a lo largo del tiempo, independientemente de las condiciones de visibilidad (Johnson, 2019; Ripepe y Marchetti, 2019). En volcanes remotos, con instrumentación escasa o nula, los registros de fuentes volcánicas a escala regional, e incluso global, brindan una cronología continua y de alta resolución que puede ser

comparada con imágenes satelitales (Perttu et al., 2020). De hecho, es la única técnica capaz de proveer parámetros útiles para la seguridad aeronáutica sobre desarrollo de una erupción volcánica de gran magnitud en tiempo cuasi real (Matoza et al., 2019).

Actualmente el monitoreo de infrasonido es una práctica rutinaria en observatorios volcánicos, tanto a nivel local como regional (Ripepe y Marchetti, 2019; Matoza et al., 2019). Por ejemplo, el Observatorio de Volcanes de Alaska (AVO) lo aplica desde 2010 para los volcanes de Alaska e Islas Aleutianas (Lyons et al., 2019; Iezzi et al., 2020), el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) - Observatorio Volcánico de Hawái (HVO) para los volcanes de Hawái (Shiro et al., 2021) y el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología (INGV-OE) para el volcán Etna (Cannavo' et al., 2019; Eckel et al., 2022). La experiencia acumulada con estas redes ha permitido avanzar significativamente en el campo de la vigilancia volcánica-acústica, especialmente en lo que respecta al monitoreo remoto de la actividad volcánica explosiva (Dabrowa et al., 2011; Perttu et al., 2020).

1.2. Un poco de historia

El primer registro de variaciones de presión atmosféricas causadas por actividad volcánica fue obtenido luego de la erupción del volcán Krakatoa en agosto de 1883, la cual produjo ondas de presión que dieron la vuelta al mundo siete veces (Strachey, 1888). En 1908 la caída del meteorito en Siberia aportó nuevos datos que contribuyeron en la comprensión de la estructura atmosférica y su relación con la propagación del sonido Whipple (1930). Luego de la Segunda Guerra Mundial, el análisis de señales de infrasonido se vio incentivado por la necesidad de monitorear pruebas con armas nucleares (Evers y Haak, 2009). A lo largo del siglo XX, barómetros y sensores de infrasonido fueron usados para estudiar ondas de presión causadas por actividad volcánica. En este campo, Omori (1912) condujo los primeros estudios utilizando sismógrafos y barógrafos para diferenciar terremotos de explosiones volcánicas en el volcán Asama, Japón, con lo que obtuvo mapas de propagación del sonido y zonas de sombra acústica alrededor del volcán (Fee y Matoza, 2013). A partir de los 80s se comenzaron a registrar señales de infrasonido por encima de 1 Hz, indagando en las ventajas de instalar de manera conjunta sismómetros y sensores de infrasonido (Johnson y Ripepe, 2011).

El primer arreglo (o *array*) acústico del hemisferio sur fue instalado en el Altiplano boliviano a finales de la década del 60, con el fin de investigar las fuentes infrasónicas en esta región del globo (Fernandez, 1968). Se compuso de 4 microbarógrafos con los que fue posible identificar erupciones volcánicas, terremotos y explosiones termoneucleares. No obstante, en América del Sur la aplicación de sensores de infrasonido para el estudio y/o monitoreo de actividad volcánica comenzó hace aproximadamente 20 años en Ecuador (p. ej. Garces et al., 2007; Johnson et al., 2004) y Chile (p. ej. Johnson et al., 2004; Barrientos et al., 2009). Si bien en los últimos años el número de trabajos científicos ha aumentado (p. ej. Ilanko et al., 2019, y trabajos ahí citados), la incorporación del infrasonido a las redes de monitoreo latinoamericanas se encuentra menos desarrollada.

En la actualidad el uso de infrasonido en redes de monitoreo ha demostrado ser una técnica confiable para entregar notificaciones en tiempo casi real a organismos de defensa civil y seguridad aeronáutica (Ripepe y Marchetti, 2019; Matoza et al., 2019; Marchetti et al., 2019; Watson et al., 2022). En los últimos 10 años, servicios de monitoreo como el INGV-OE para el volcán Etna, en Italia, o el AVO en Alaska, han implementan técnicas de infrasonido de forma rutinaria tanto a nivel local como regional, respectivamente (Ripepe y Marchetti, 2019). El proyecto "Vigilancia Acústica para Erupciones Peligrosas", más conocido como ASHE por sus siglas en inglés, fue el primer experimento con arreglos infrasónicos con el fin de desarrollar y evaluar el potencial operativo y la robustez del monitoreo remoto de erupciones volcánicas grandes con infrasonido (McCormack et al., 2005; Garces et al., 2007). A partir del éxito mostrado con la detección y entrega de notificaciones a la comunidad de aviación a través del Centro de Aviso de Ceniza Volcánica (VAAC, por sus siglas en inglés) en erupciones de Ecuador (Sangay, Tungurahua) y Estados Unidos (Santa Helena), el trabajo se extendió a la red de estaciones del Sistema de Monitoreo Internacional (IMS, por sus siglas en inglés), originalmente creada en 1996 para monitoreo de pruebas nucleares por la Organización del Tratado de Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares (CTBTO, por sus siglas en inglés) (Garcés et al., 2008). Desde entonces se ha avanzado en la creación de un sistema infrasónico de alerta temprana y notificación a escala regional y global (Matoza et al., 2019; Marchetti et al., 2019).

En 2012 se impulsó el proyecto denominado "Monitoreo de la Dinámica Atmosférica e Investigación Atmosférica en Europa"(ARISE, por sus siglas en inglés) y, más recientemente ARISE2, que cuenta con la participación de estados europeos, africanos y organismos internacionales (Marchetti et al., 2019). La finalidad de estas iniciativas es mejorar la comprensión de la dinámica de la atmósfera media y superior, y optimizar la infraestructura, para brindar servicios fáciles de usar y productos abiertos a una amplia comunidad. Debido a su naturaleza multidisciplinaria y la diversidad de tecnologías utilizadas, ARISE está generando un sistema sin precedentes para el monitoreo de riesgos naturales, en particular eventos climáticos extremos y erupciones volcánicas, lo que representa una nueva herramienta de apoyo a la aviación civil (Marchetti et al., 2019). Estos esfuerzos se han cristalizado en la creación del Sistema de Información Volcánico (VIS, por sus siglas en inglés), utilizando la sinergia entre la CTBTO, ARISE y VAAC-Toulouse, combinando el monitoreo de la red global IMS, redes regionales y estaciones locales de infrasonido (Matoza et al., 2019; Marchetti et al., 2019; Le Pichon et al., 2022).

1.3. Sobre esta Tesis

Esta Tesis se enfoca en el análisis del infrasonido generado por procesos volcánicos de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Por primera vez en Argentina, se utilizan dos arreglos de sensores, CPH y GND, instalados en la provincia de Neuquén, para investigar el alcance de esta técnica para el monitoreo de procesos volcánicos locales (<20 km) y regionales (>100 km) (Fig. 1.1). Erupciones VEI 4 o 5, como las de Puyehue–Cordón Caulle,

Chaitén o Calbuco, tienen un gran impacto en Chile y Argentina, afectado incluso la circulación aérea entre estos países y también Uruguay y Brasil. En este contexto, el infrasonido surge como una herramienta que permite monitorear erupciones distantes desde territorio argentino, con la capacidad de entregar en tiempo casi real parámetros físicos de la fuente eruptiva cruciales para el modelado de la altura y dispersión de las plumas, gracias a la circulación de los vientos que favorece la propagación del infrasonido hacia el este.

Los principales objetivos de este trabajo son: identificar y caracterizar las señales infrasónicas generadas por procesos volcánicos de la ZVS; analizar la propagación del infrasonido y la influencia de las variaciones atmosféricas estacionales; y analizar la fuente de infrasonido en términos de los parámetros eruptivos. Particularmente se investiga el infrasonido detectado por procesos eruptivos de los volcanes Copahue, Calbuco y Villarrica, a 13, 410 y 192 km de distancia de CPH respectivamente, así como actividad no eruptiva de Villarrica detectada con GND a 47 km de la fuente.

En el capítulo 2 se presentan los fundamentos teóricos y conceptuales para comprender la naturaleza física del infrasonido, así como una caracterización general de la atmósfera y los procesos principales que influyen en la propagación. El capítulo 3 describe la aplicación de arreglos y redes de infrasonido para monitoreo volcánico. Además, se explican las características generales de las señales infrasónicas y la dinámica volcánica asociada a su ocurrencia. En el capítulo 4 se explican los métodos aplicados para analizar los registros obtenidos con los arreglos CPH y GND, y derivar parámetros de la fuente acústica y eruptiva. La descripción de la respuesta de los arreglos, así como el nivel de ruido infrasónico y las detecciones de cada uno se presentan en el capítulo 5. Luego, en el capítulo 6 se presentan las señales infrasónicas registradas con ambos arreglos junto a una descripción de la actividad volcánica correspondiente. Por último, para explicar las características de las señales observadas, en el capítulo 7 se analiza la propagación a nivel regional. A partir de este análisis se derivan parámetros de la fuente eruptiva.

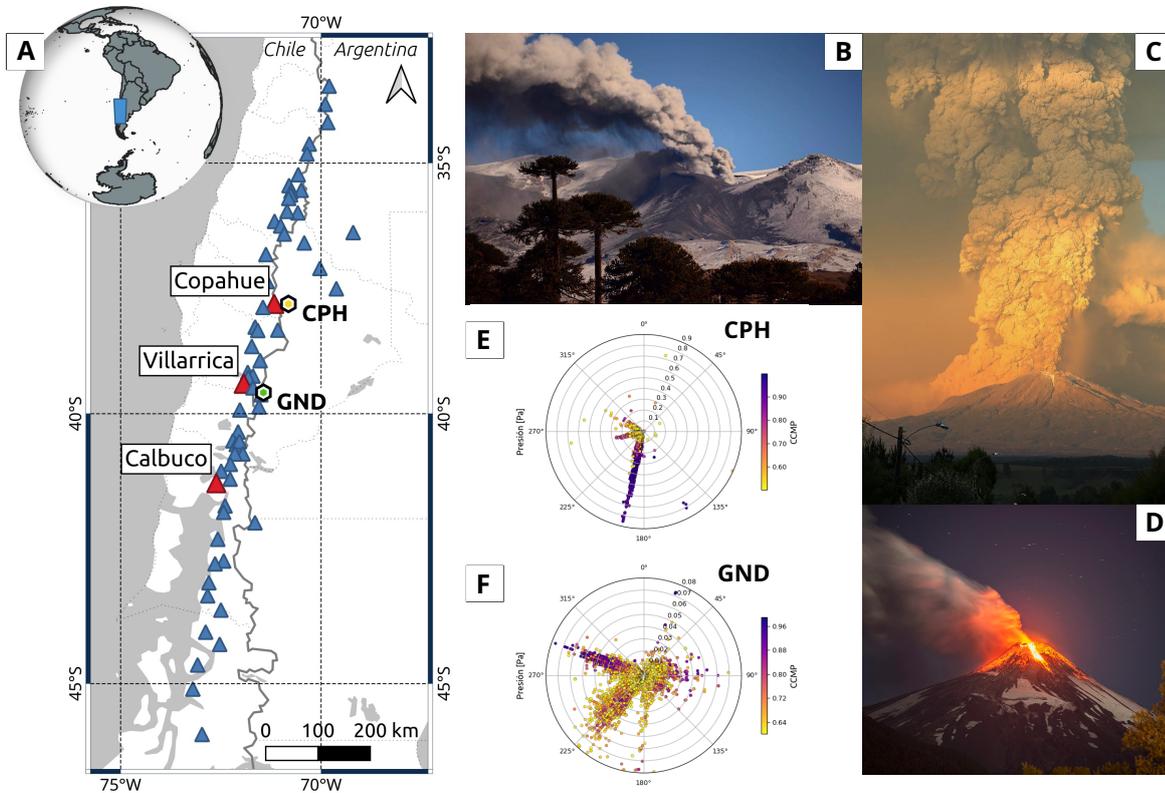


Figura 1.1: a) Mapa esquemático regional de la Zona Volcánica Sur. Se muestran la ubicación de volcanes holocenos que componen el arco volcánico (en azul), destacando en rojo los volcanes detectados y las posiciones de los arreglos CPH (hexágono amarillo) y GND (hexágono verde). b) Fotografía de una de las plumas de cenizas del volcán Copahue, típica la actividad eruptiva desarrollada entre 2015 – 2017 (autora: Josefina Kubli). c) Fotografía de la primera fase eruptiva del volcán Calbuco, el 22 de abril de 2015. d) Fotografía de la actividad explosiva que siguió al evento de fuente de lava del volcán Villarrica, el 3 de marzo de 2015 . e) Representación polar de las detecciones del arreglo CPH, en función del azimut de retropropagación y la presión. La barra de colores indica el grado de coherencia según el valor de correlación cruzada máxima promedio (CCMP) mayor a 0.5. f) Representación para el arreglo GND *idem* anterior, pero de las detecciones con coherencia superior a 0.6 CCMP.

Capítulo 2

El medio y la propagación

El infrasonido es una onda acústica que se propagan a través de la atmósfera, un medio dinámico y complejo. Las variaciones de presión causadas por el paso de una onda sonora suelen ser pequeñas respecto a la presión ambiente. Por ejemplo, el sonido de un televisor a volumen medio genera fluctuaciones de presión del orden de 10^{-2} Pa, sobre una presión atmosférica estándar de 1013hPa. En la banda del infrasonido volcánico, las amplitudes van desde algunas décimas hasta varias centenas de pascales a 1 km de la fuente (p. ej., Johnson y Ripepe, 2011; McNutt et al., 2013b; Fee y Matoza, 2013). Para medirlos, se utilizan sensores capaces de medir estos sutiles excesos de presión respecto a la presión atmosférica.

Comenzaremos este capítulo resumiendo brevemente la teoría lineal bajo la cual se expresan las ecuaciones lineales que explican la naturaleza del sonido en su forma más simple. Para entender los límites de esta teoría para explicar la propagación, es necesario comprender la estructura atmosférica y sus patrones dinámicos característicos. Estos temas los abordaremos junto con una descripción general del ruido infrasónico ambiental.

2.1. La ecuación de onda

Una onda, así como cualquier otro sistema en vibración, implica un balance entre una fuerza restauradora y la inercia del sistema. Las ondas sonoras pueden existir en un fluido sin necesidad de un campo de fuerzas externo, ya que la compresibilidad del fluido actúa como fuerza restauradora. Siguiendo la formulación de Lighthill (1978), consideraremos perturbaciones lo suficientemente débiles como para que las contribuciones no lineales a los efectos inerciales, así como los términos no lineales de la fuerza restauradora (asociados a la compresibilidad del fluido), sean despreciables. Para comenzar, tomemos la expresión para la aceleración de un elemento de fluido, esto es:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u}, \quad (2.1)$$

donde \mathbf{u} es el campo vectorial de velocidad¹. El primer término de la ecuación representa la tasa de cambio local de \mathbf{u} respecto del tiempo t . El segundo es un término

¹El símbolo en negrita expresa una magnitud vectorial, por el contrario expresa una magnitud escalar.

no lineal que describe la variación de la velocidad del elemento debido al cambio de su posición en el espacio.

Aplicando la segunda ley de Newton a pequeñas cantidades de fluido, el producto de la masa por unidad de volumen (ρ) y la aceleración (2.1) es la fuerza sobre el elemento por unidad de volumen, que en ausencia de fuerzas externas, y despreciando la viscosidad del fluido, es *menos* el gradiente de la presión del fluido p , esto es:

$$\rho \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} \right) = -\nabla p, \quad (2.2)$$

donde ρ es la densidad del fluido y ∇p es el gradiente de presión.

La compresibilidad implica que la densidad de un elemento de fluido puede cambiar siempre y cuando la masa se mantenga constante. Esto viene expresado en la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho + \rho \nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (2.3)$$

donde los primeros dos términos de la izquierda representan la tasa de cambio total de ρ para el elemento. En esta ecuación, la divergencia $\nabla \cdot \mathbf{u}$ del campo de velocidad identifica la tasa de aumento de volumen de un elemento que se mueve en ese campo de velocidad dividido por el volumen; o de otro modo (por conservación de la masa), *menos* la tasa de aumento de la densidad dividido por la densidad.

Estas ecuaciones pueden linealizarse fácilmente considerando sólo pequeñas perturbaciones de las propiedades de un fluido con densidad uniforme ρ_0 ($\nabla \rho = 0$) y en estado de reposo ($\nabla \mathbf{u} = 0$). Además, dado que no actúan fuerzas externas, p también toma un valor uniforme p_0 . Teniendo esto en cuenta, 2.2 y 2.3 pueden expresarse como:

$$\rho_0 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -\nabla p, \quad (2.4)$$

y

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\rho_0 \nabla \cdot \mathbf{u}, \quad (2.5)$$

que se conocen como ecuaciones de momento y continuidad. A partir de estas podemos ver que la tasa local de cambio de velocidad \mathbf{u} y densidad ρ es directamente proporcional al gradiente de presión y a la divergencia de la velocidad, respectivamente. Con estas ecuaciones podemos expresar el campo de velocidad como el gradiente de un potencial, esto es:

$$\mathbf{u} = \nabla \phi, \quad (2.6)$$

y la presión y la tasa de cambio de la densidad como:

$$p - p_0 = -\rho_0 \frac{\partial \phi}{\partial t}, \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\rho_0 \nabla^2 \phi \quad (2.8)$$

Con estas nuevas expresiones y considerando una dependencia lineal de la presión respecto de la densidad, se puede llegar a la siguiente expresión:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 \phi, \quad (2.9)$$

donde la constante c representa la velocidad de propagación en el medio y esta dada por:

$$c^2 = p'(\rho_0) \quad (2.10)$$

La ecuación 2.9 toma la forma de una **ecuación de onda lineal**. Esta ecuación es característica de cualquier fenómeno, con conservación de energía, que implique la propagación a través de un medio homogéneo, a una única velocidad, independientemente de la forma de la onda y su dirección de propagación. La solución es infinita y toma la forma de una onda plana propagándose a través de un medio homogéneo de densidad ρ_0 a velocidad c . En efecto, una solución que satisface 2.9 es una onda plana viajando en la dirección del vector (ξ, η, ζ) , esto es:

$$\phi = h(\xi^2 + \eta y + \zeta z - ct), \quad (2.11)$$

siempre que $\xi + \eta + \zeta = 1$. De esta forma, las ecuaciones 2.6 y 2.7 muestran que:

$$\mathbf{u} = (\xi, \eta, \zeta) (\rho_0 c)^{-1} (p - p_0), \quad (2.12)$$

el campo de velocidad \mathbf{u} se propaga longitudinalmente a velocidad $(\rho_0 c)^{-1} (p - p_0)$.

2.2. La velocidad del sonido

Para llegar a la expresión 2.9, se asumió una dependencia lineal entre la presión y la densidad, por lo que un aumento de presión es proporcional a la densidad. Reescribiendo la expresión 2.10 como $c^2 = p_0/\rho_0$ y, utilizando la ley de Boyle ($p = RT\rho$), podemos reescribir c en términos de la temperatura, esto es:

$$c^2 = RT, \quad (2.13)$$

donde R es la constante de los gases ideales. Ahora bien, sabemos que esta última expresión no cumple con lo observado, y esto se debe a que cuando una onda de sonido comprime un elemento de fluido, el fluido circundante realiza un trabajo sobre él de manera que este trabajo de compresión genera un aumento de su energía interna y, por lo tanto, de su temperatura. De esta forma, podemos usar la primera ley de la termodinámica y expresar el cambio de energía interna como:

$$dE = -\frac{p}{d\rho} = p\rho^{-2}d\rho = c_v dT \quad (2.14)$$

donde dE representa el cambio de energía interna y c_v es el calor específico a volumen constante. A partir de esta expresión, considerando que $c^2 = dp/d\rho$ y utilizando la ley de Boyle tenemos que:

$$c^2 = \gamma RT, \quad (2.15)$$

donde $\gamma = c_p/c_v$, y c_p es el calor específico a presión constante, que cumple que $c_p = c_v + R$. Para la atmósfera, el cociente de calores específicos, γ_g , vale 1.4. De este modo, considerando una masa molecular media de 29.0 g/mol y una temperatura de 293K (equivalente a 20°C), se tiene que $c \cong 340$ m/s, tal y como ha sido observado.

La ecuación 2.15 expresa la velocidad del sonido en función únicamente de la temperatura, de donde se deduce que una onda de sonido es una perturbación de la densidad, es decir, una variación de la masa a volumen constante sin transferencia de calor, de ahí que se denomina velocidad adiabática del sonido.

2.3. Estructura de la atmósfera

La atmósfera es un entorno altamente dinámico y heterogéneo, en el que tienen lugar una enorme variedad de procesos físicos. Bajo los efectos de la gravedad, el principio de Arquímedes y la fuerza de Coriolis, las diferencias de temperatura diurnas y estacionales entre el Ecuador y los polos causan que el aire circule alrededor del planeta (Wallace y Hobbs, 2006). Estos procesos dinámicos alteran las condiciones atmosféricas, y en consecuencia, las características generales de la propagación del infrasonido ya que la velocidad del sonido depende de la magnitud y la dirección de los gradientes verticales de los campos de viento y temperatura atmosféricos (Waxler y Assink, 2019; Waxler, 2016; de Groot-Hedlin et al., 2009; Drob et al., 2010, 2003). La ecuación de la velocidad efectiva del sonido incorpora ambos factores, esto es:

$$c_{ef} = \sqrt{\gamma_g RT} + \hat{n} \cdot \mathbf{w}, \quad (2.16)$$

donde \hat{n} es un vector unitario en la dirección de la fuente y \mathbf{w} es el campo de velocidad del viento. De este modo, las condiciones de la atmósfera favorecerán o no la formación de conductos de propagación, es decir, caminos por donde la onda recorre grandes distancias “revotando” entre la superficie y un nivel de la atmósfera con mayor velocidad efectiva que la del suelo.

Existen también otros tipos de ondas que perturban el estado de la atmósfera a diferentes latitudes y alturas (de Groot-Hedlin et al., 2009). Por un lado, la estratificación de la densidad bajo la acción de la gravedad actúa como fuerza restauradora en la propagación de ondas conocidas como “ondas de gravedad”. El efecto Coriolis promueve la presencia de ondas planetarias, y la incidencia de la radiación solar en la atmósfera superior genera ondas a escala global denominadas mareas solares. La

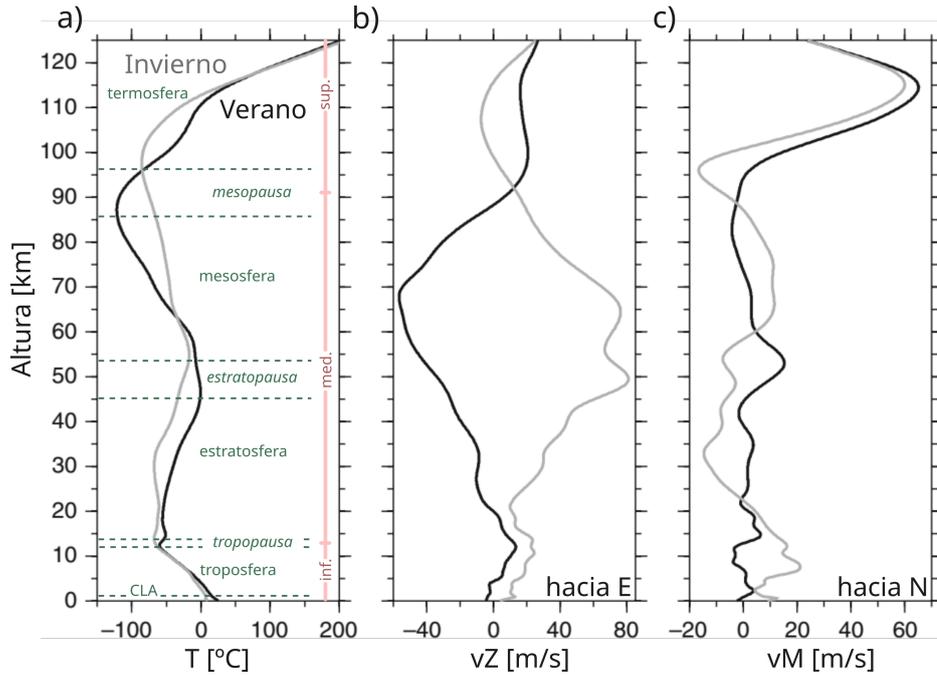


Figura 2.1: Perfiles atmosféricos de a) temperatura, b) viento zonal y c) viento meridional para julio (negro) y diciembre (gris) sobre Noruega (52° N, 5° E). Nótese las variaciones en altitud de los límites entre capas y dirección del viento con el cambio de estación. Tomado de Evers y Haak (2009).

presencia de estas ondas es responsable de las variaciones día a día de los conductos de propagación a ciertos niveles.

En general, la atmósfera se encuentra en equilibrio hidrostático y está estratificada¹. A medida que aumenta la altura, la presión y la densidad caen de manera casi exponencial. Sin embargo, el perfil vertical de temperatura presenta fuertes variaciones que permiten diferenciar cuatro capas principales: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera; cuyos límites superiores se indican con el sufijo -pausa (Fig. 2.1a). Además, en la base de la troposfera está la Capa Límite Atmosférica (CLA), cuyo gradiente de temperatura es positivo o negativo dependiendo de la transferencia radiativa entre el suelo y la atmósfera. En cualquier nivel de la atmósfera la temperatura varía también con la latitud, de manera tal que el gradiente meridional es más pronunciado en el hemisferio que atraviesa el invierno. Aproximadamente el 90 % de la masa atmosférica se encuentra en la troposfera, un poco menos del 10 % en la estratosfera y solo alrededor del 0,1 % en la mesosfera y por encima de ésta.

En la troposfera, los vientos zonales medios son generalmente hacia el este en latitudes medias, con dos “corrientes en chorro” prominentes, centradas alrededor de los 30° de latitud N y S. Los vientos de la corriente en chorro troposférica soplan a una velocidad promedio de $40 \pm 20 \text{ m s}^{-1}$ hacia el este durante todo el año; en general son más fuertes durante el invierno y más débiles durante el verano (Fig. 2.1b). Por el con-

¹Lo expuesto en la sección 2.3 está en Wallace y Hobbs (2006), excepto cuando se aclara cita.

trario, las corrientes en chorro en la estratosfera y mesosfera (o vórtices circumpolares) sufren una inversión durante los equinoccios: durante otoño e invierno soplan hacia el este y durante primavera y verano soplan hacia el oeste; a una velocidad promedio de $80 \pm 40 \text{ m s}^{-1}$. Los vientos meridionales promediados zonalmente son del orden de unos pocos m s^{-1} (Fig. 2.1c), mientras que los vientos verticales a escala planetaria están el orden de cm s^{-1} (de Groot-Hedlin et al., 2009).

A lo largo del ecuador convergen los vientos alisios de los hemisferios norte y sur, marcados por una componente de viento zonal desde el este y una componente dirigida hacia el ecuador. La circulación extratropical en superficie está dominada por cinturones de viento del oeste centrados alrededor de 45° N/S , con una componente hacia los polos. En los extratropicos se forman centros de baja presión que migran hacia el polo desde el oeste para formar los cinturones subpolares de baja presión. Entre el cinturón de convergencia de los vientos alisios ($\sim 7^\circ \text{ N}$) y el cinturón de vientos extratropicales ($\sim 45^\circ$), está el cinturón subtropical de alta presión, centrado a 30° N/S de latitud, donde los vientos superficiales tienden a ser débiles y erráticos (Fig. 2.2). Se manifiesta como distintos centros de alta presión, denominados anticiclones subtropicales, ubicados en medio de los océanos. Las corrientes en chorro a nivel de la tropopausa (12 km; 250 hPa) están situadas directamente sobre los cinturones subtropicales de alta presión.

La Patagonia está afectada por el cinturón de baja presión subpolar y el cinturón subtropical de alta presión, cuya influencia se extienden hasta los 40° S (Cogliati y Mazzeo, 1999; Garreaud, 2009; Garreaud et al., 2013) (Fig. 2.2 y Fig. 2.3). Esta región se ubica entre los centros anticiclónicos de alta presión del Pacífico y del Atlántico, situación que promueve la circulación predominantemente desde el oeste, pero que se ve alterada por la presencia de la Cordillera de los Andes (Cogliati y Mazzeo, 1999; Garreaud, 2009). En verano, el anticiclón del Pacífico avanza hacia el sur y se encuentra cercano a la costa mientras que el anticiclón del Atlántico esta más alejado, por lo que los vientos superficiales son más pronunciados al oeste de la Patagonia, y poseen una leve componente desde el sur (Cogliati y Mazzeo, 1999). Al desplazarse hacia el sur, el eje de los viento zonales se ubica hacia los 50° S . En consecuencia, el flujo en latitudes medias se relaja (Garreaud et al., 2013). En invierno la circulación sobre la Patagonia es más uniforme desde el oeste ya que las altas presiones sobre el continente conectan los centros de alta presión sobre los océanos aproximadamente a la misma latitud y con intensidades similares (Cogliati y Mazzeo, 1999). La componente oeste del flujo a niveles bajos está en gran parte bloqueada por los Andes, lo que genera una corriente hacia el norte a lo largo de la costa sur y central de Chile (Garreaud, 2009). Por encima de los $\sim 3000 \text{ m s.n.m}$ el flujo hacia el oeste ya no es interrumpido por los Andes, sino que es forzado a ascender generando el viento Zonda al este de la Cordillera (Garreaud, 2009; Cogliati y Mazzeo, 1999; Palese et al., 2000). En la región que comprende la provincia de Neuquén el viento está presente durante todo el año, predominantemente desde el oeste a velocidades que pueden alcanzar los 50 m/s (Palese et al., 2000; Cogliati y Mazzeo, 1999).

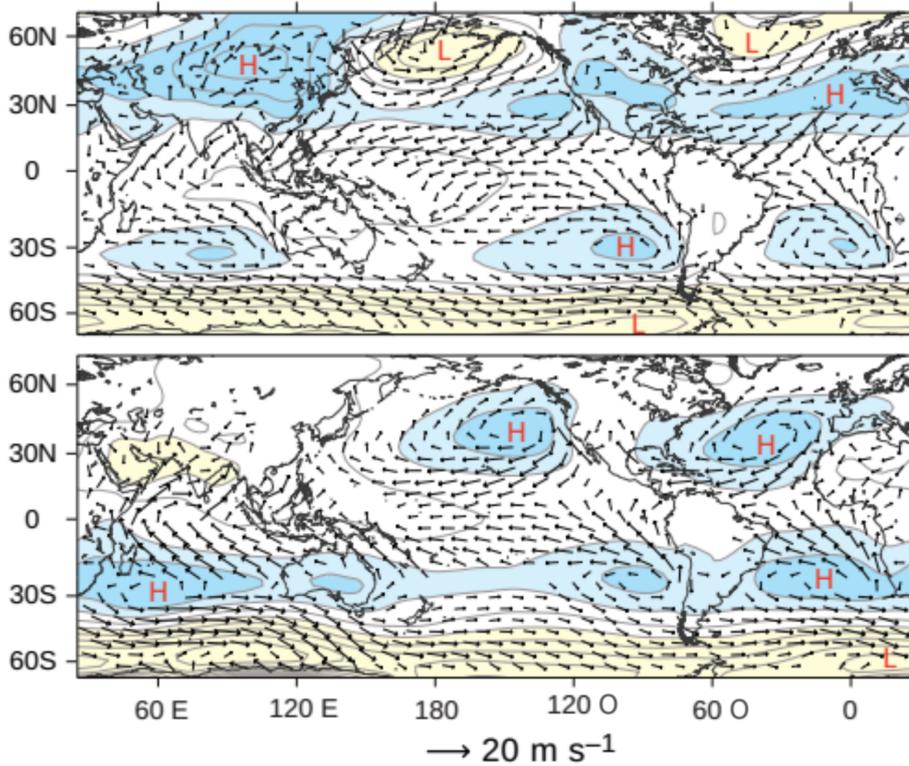


Figura 2.2: Vientos superficiales de diciembre-enero-febrero (arriba) y junio-julio-agosto (abajo), pero superpuestos a la distribución de la presión a nivel del mar. El intervalo de contorno para la presión a nivel del mar es de 5 hPa. Las presiones por encima de 1015 hPa están sombreadas en azul y las presiones por debajo de 1000 hPa están sombreadas en amarillo. La escala de viento está en la parte inferior de la figura. H: centros de alta presión, L: centros de baja presión. Tomado de Wallace y Hobbs (2006).

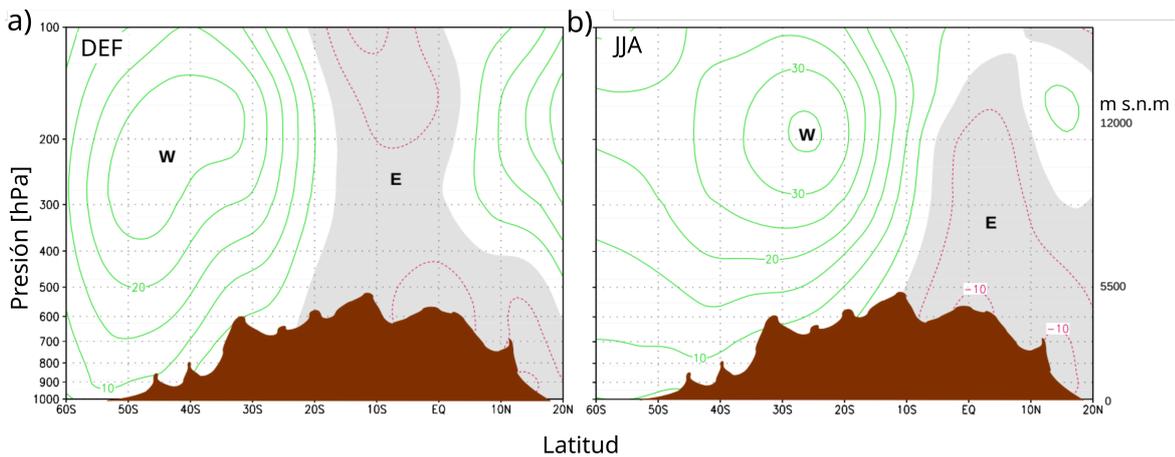


Figura 2.3: Sección cruzada presión-latitud de la media de los vientos zonales entre 80 – 60° O, para a) verano y b) invierno austral. En marrón se indica la altura media de los Andes. Tomado de Garreaud (2009)

2.4. Efectos del medio en la propagación

Como consecuencia directa de la ley de Snell, parte de la energía de la onda es refractada desde regiones de mayor velocidad hacia las de menor velocidad. Esto significa que la onda de infrasonido se refracta hacia la superficie por gradientes verticales de temperatura positivos, y hacia arriba por gradientes negativos, promoviendo así su propagación por la atmósfera. No obstante, las variaciones de temperatura son insuficientes por sí solas para devolver la señal al suelo. Es por eso que el viento es un factor crítico en la propagación, sobre todo a grandes distancias (Drob et al., 2003; Waxler y Assink, 2019). Las cizalladuras de viento positivas refractan el infrasonido hacia abajo, y las negativas hacia arriba (Fig. 2.4) (Waxler y Assink, 2019).

En la propagación del infrasonido todas las capas de la atmósfera pueden estar involucradas, desde la CLA hasta la termosfera. Así, la energía emitida por una fuente puede propagarse por un único camino o partitionarse a través de varios conductos a diferentes alturas. Durante la propagación, la energía puede migrar de un conducto a otro, e incluso alcanzar regiones en las que no puede ser canalizada, disipándose sin retornar a la superficie (Drob et al., 2003). Las señales de infrasonido suficientemente energéticas pueden dar vueltas alrededor de la Tierra varias veces. No obstante, en muchos problemas prácticos la propagación es considerada como local o regional, es decir en distancias que no superan los 20km o 1000km, respectivamente, y que frecuentemente involucran a la estratosfera, e incluso únicamente a la troposfera (Waxler y Assink, 2019).

El límite entre la propagación “local” y “regional” está dado por los efectos que el camino imprime sobre la señal. En el ámbito **regional** (y global) se espera que la propagación a distintos niveles de la atmósfera altere la señal en función de su frecuencia y el camino recorrido (Gainville et al., 2009; Mutschlecner y Whitaker, 2009). Las frecuencias de las señales que se propagan distancias regionales suele ser entre 0.1 – 10Hz aproximadamente, mientras que las ondas que recorren el globo presentan frecuencias inferiores debido a la atenuación atmosférica (Waxler y Assink, 2019). A escala **local**, estos efectos sobre la onda son despreciables. No obstante, entran en juego variaciones de la amplitud y contenido espectral debido a la interacción con la topografía del entorno volcánico (p. ej. Johnson, 2019). La frontera del entorno “local” es difusa y transicional, pero suele ubicarse entre 15 – 20 km de la fuente (Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013; Dabrowa et al., 2014; Johnson, 2019).

2.4.1. Atenuación

A medida que una onda se aleja de la fuente su intensidad disminuye. Esto se debe principalmente a la expansión geométrica del frente de onda. Cuando se trata de un frente de onda esférico, la amplitud decrece como $1/r$, donde r es el radio. En el caso de fuentes longitudinales, el frente de onda es cilíndrico y la caída ocurre a razón de $1/\sqrt{r}$. No obstante, el infrasonido está sujeto a otras formas de atenuación dependientes de la frecuencia y la altura de propagación. La atmósfera absorbe energía por atenuación clásica, debido a efectos de viscosidad y conductividad térmica que

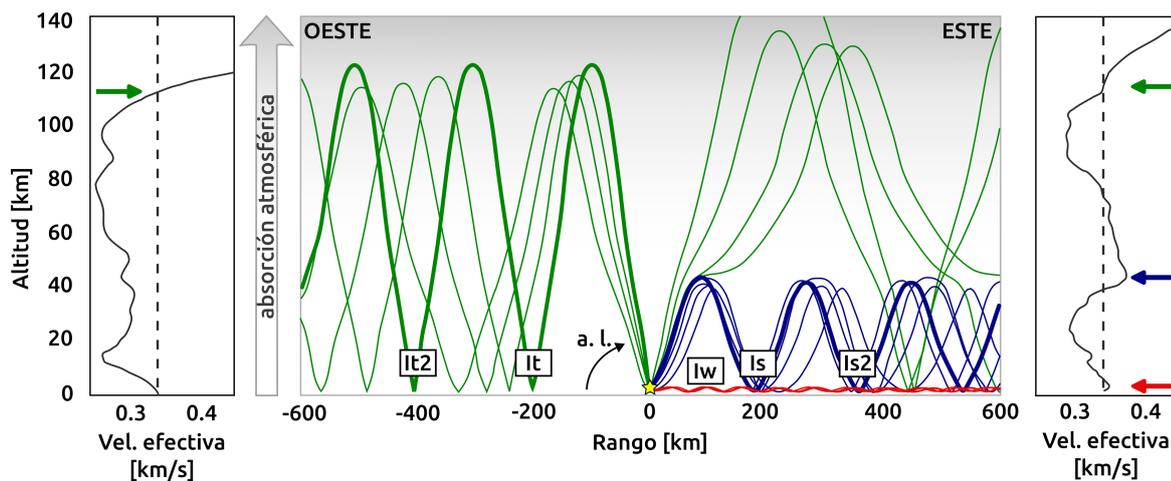


Figura 2.4: Ejemplo de simulación de trazado del rayo para la explosión de un meteorito observada en la costa de Portugal, modificado de Marty (2019). La estrella representa el punto de lanzamiento y la flecha indica el sentido de crecimiento del ángulo de lanzamiento (a. l.). Los rayos rojo, azul y verde muestran los caminos troposférico (Iw), estratosférico (Is) y termosférico (It), respectivamente. El sombreado representa el aumento de la absorción atmosférica con la altitud. Los modelos de velocidad efectiva del sonido hacia el Oeste y el Este se muestran en negro en el lado izquierdo y derecho de la figura, respectivamente, y la línea discontinua representa la velocidad efectiva en el suelo. Además se señalan los niveles de refracción hacia la superficie.

transforman la energía cinética de la onda en calor, y por efectos de relajación asociada a la redistribución de energía traslacional o interna de las moléculas.

La absorción atmosférica total aumenta aproximadamente con el cuadrado de la frecuencia en un amplio rango de altitudes (de Groot-Hedlin, 2008). La densidad y el camino libre medio, es decir la distancia recorrida por una molécula entre colisiones sucesivas, son inversamente proporcionales: a medida que la densidad disminuye, crece la distancia entre moléculas de aire. En estas condiciones, la presión acústica y la velocidad de las partículas disminuyen proporcionalmente a la raíz cuadrada de la densidad. Como resultado, la impedancia acústica disminuye proporcionalmente. De aquí surgen principalmente dos consecuencias: la atenuación aumenta drásticamente con la altura y también la componente no-lineal en la propagación del sonido (Waxler y Assink, 2019; Gainville et al., 2009). En condiciones típicas de la atmósfera inferior, la absorción atmosférica generalmente puede despreciarse. Por ejemplo, a nivel del mar, la absorción es de 0.002 dB cada 100 km para una onda de 1 Hz, y aumenta paulatinamente hasta 0.05 dB/100 km a 50 km de altura. En cambio, la absorción a 160 km de altitud es superior a 10 dB/km, por lo que se espera que una onda de 1 Hz que alcance la termosfera no vuelva a la superficie (Sutherland y Bass, 2004). También se ha señalado que la atenuación se acentúa levemente a favor del viento, y disminuye sutilmente en sentido contrario al mismo (Godin, 2014).

2.5. Los conductos atmosféricos típicos

Para eventos y configuraciones de fuente – receptor idénticos, las características de la señal de infrasonido, como por ejemplo amplitud y tiempo de viaje, pueden ser muy variables debido a la variabilidad del estado de la atmósfera en el tiempo (Drob et al., 2003). Además, la propagación es altamente anisótropa debido a los efectos de los vientos, que pueden variar notablemente con la distancia y la altitud para una ruta de propagación determinada (Drob, 2019a). Sin embargo, es posible delinear las principales características de los conductos que favorecen la propagación del infrasonido a escalas regionales y globales. A grandes rasgos, los arribos de infrasonido pueden clasificarse en termosféricos, estratosféricos o troposféricos dependiendo de si se ha propagado entre el suelo y la atmósfera superior, media o inferior, respectivamente (de Groot-Hedlin et al., 2009). La energía emitida por una fuente se repartirá entre estos conductos y parte escapará sin retornar a la superficie (Drob et al., 2003) (Fig. 2.5).

Los arribos desde la termosfera resultan de la refracción descendente causada por el gradiente positivo de temperatura (Fig. 2.4). Los conductos termosféricos se caracterizan por canalizar ondas con ángulos de lanzamiento del rayo entre 40° y 50° , con rebotes en el suelo a 300 y 600 km de distancia de la fuente (It en Fig. 2.4). Desde una vista en planta, las señales infrasónicas devueltas a la superficie generan anillos concéntricos en torno a la fuente, aunque raramente se observan debido a la atenuación en la atmósfera superior (Drob et al., 2003; Sutherland y Bass, 2004; Norris et al., 2009; Waxler, 2016). Las fracciones más grandes de energía atrapadas en este tipo de

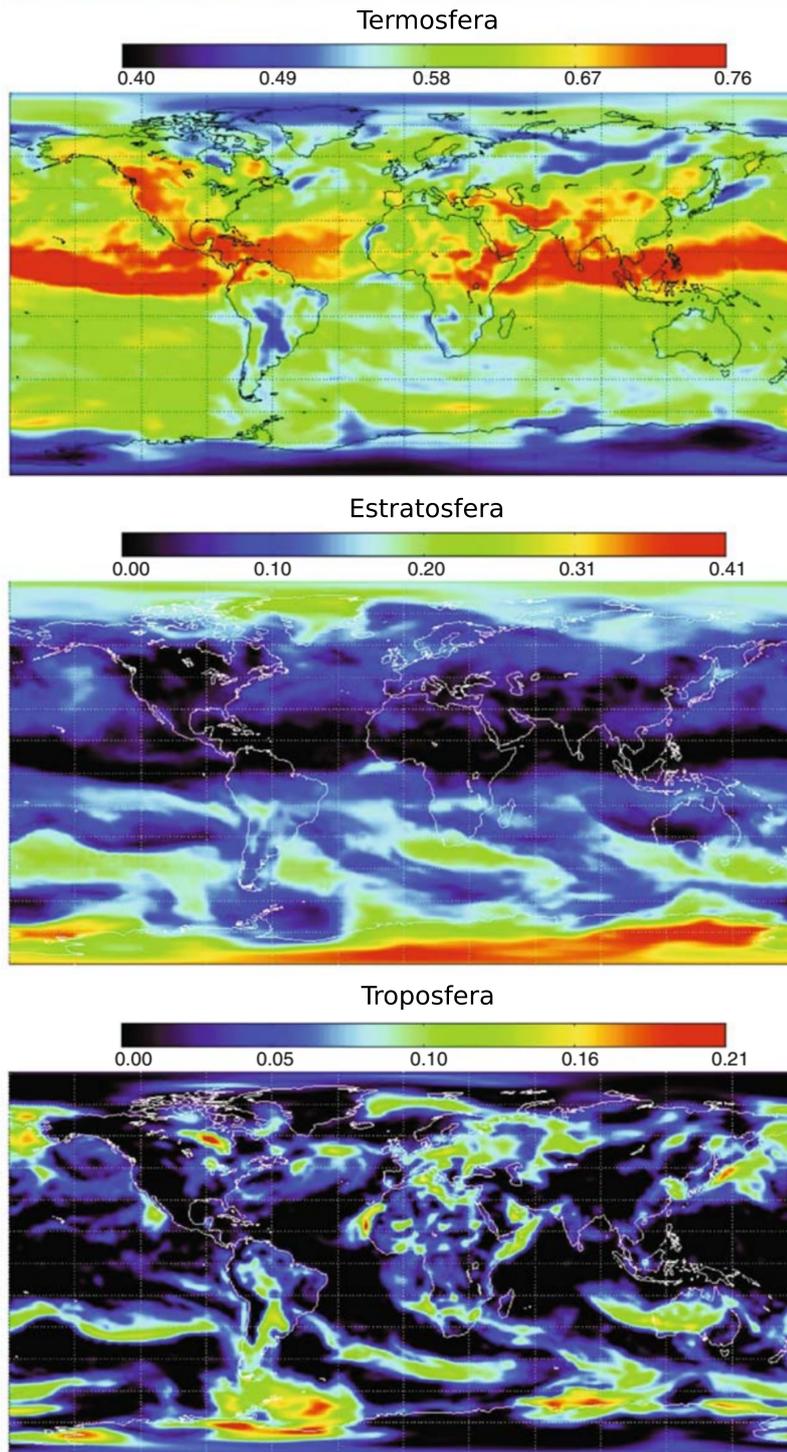


Figura 2.5: Ejemplo de fracciones de energía de infrasonido que se propaga por conductos termosféricos, estratosféricos y troposféricos para el 24/05/2006 00:00. Tomado de Drob et al. (2010).

conductos generalmente ocurre en las regiones ecuatoriales, donde las canalizaciones de infrasonido en la troposfera y la estratosfera son menores (Drob et al., 2003)(Fig. 2.5).

En la estratosfera, la corriente en chorro es crucial para la formación de conductos de propagación. Los arribos estratosféricos están gobernados por las variaciones estacionales de los vientos zonales a este nivel, por lo que disminuyen durante los equinoccios (Drob et al., 2003; Waxler y Assink, 2019). Es más, este conducto es direccional: el sonido es transportado a favor del viento, pero es refractado hacia el espacio en sentido contrario a éste (Fig. 2.4). Los ángulos de lanzamiento del rayo pueden tener una inclinación de poco más de 20° (Drob et al., 2003). Las devoluciones estratosféricas se ven como rebotes en el suelo alrededor de 240 km de distancia hacia el este en los modelos de otoño/invierno y hacia el oeste en primavera/verano (Wallace y Hobbs, 2006) (*Is* en Fig. 2.4). Las fracciones más grandes de energía canalizada en la estratosfera se dan en latitudes medias y altas, donde se encuentran las corrientes de chorro estratosféricas (Fig. 2.5) (Drob et al., 2003). La menor cantidad de conductos estratosféricos ocurre en latitudes ecuatoriales ya que el infrasonido se refracta hacia arriba a mayor velocidad. Como consecuencia, los frentes de onda infrasónicos ingresan a la estratosfera en ángulos más pronunciados siendo menos probable que sean canalizados (Drob et al., 2003).

Los arribos desde la troposfera se propagan gracias a las capas de inversión temporales (capa en la que la temperatura aumenta con la altura) y/o las corrientes en chorro troposféricas (*Iw* en Fig. 2.4), por lo que se desarrollan principalmente en latitudes medias y altas. Canalizan una fracción pequeña pero importante de la energía infrasónica disponible (Drob et al., 2003). Normalmente, los caminos troposféricos están caracterizados por ángulos de lanzamiento de tan sólo unos pocos grados (Waxler, 2016). Debido a que los frentes de onda están sujetos a menor dispersión geométrica y atenuación, las señales devueltas por estos conductos tienen amplitudes considerables (Drob et al., 2003). A distancias superiores a la escala de las perturbaciones meteorológicas sinópticas (~ 750 km), la estructura de la atmósfera pueden cambiar y el infrasonido puede propagarse por alguno de los otros conductos (Drob et al., 2003). También es importante destacar que la alta variabilidad de las condiciones meteorológicas en la troposfera, incluida la capa límite atmosférica (CLA), condiciona el tiempo de vida de estos conductos al orden de algunas horas (McKenna et al., 2008; Marcillo et al., 2015).

Las características del terreno y de la CLA juegan un rol importante en la propagación del infrasonido a nivel local (McKenna et al., 2012; Lacanna et al., 2014; Marcillo et al., 2015; Kim y Rodgers, 2017; Damiens et al., 2018). La presencia de gradientes de viento y/o nubes y la transferencia radiativa entre el suelo y la atmósfera condicionan el perfil de velocidad del sonido en la CLA. En general, es posible diferenciar cuatro regímenes fundamentales para la propagación (Fig. 2.6) (Wilson et al., 2015):

- 1 Viento fuerte (día o noche): la estratificación de temperatura es casi neutral debido a la fuerte mezcla turbulenta inducida por la cizalladura del viento. La refracción descendente depende del viento, el cual condiciona la dirección de

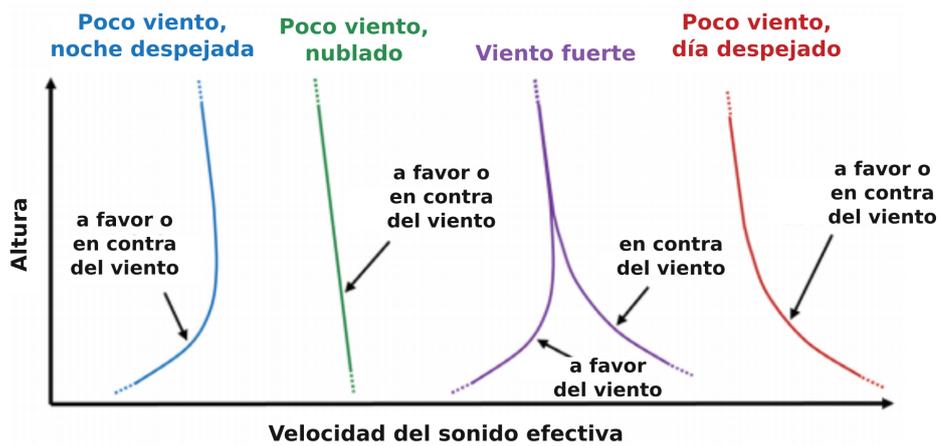


Figura 2.6: Perfiles característicos de velocidad del sonido efectiva para cuatro casos límite de la CLA. Los perfiles se desplazan arbitrariamente a lo largo del eje horizontal para mejorar la visibilidad. Tomado Wilson et al. (2015).

propagación.

- 2 Poco viento, día despejado: A velocidades de viento más bajas, la estratificación del CLA dependerá de la transferencia radiativa entre el suelo y la atmósfera. En un día despejado, a medida que la superficie se calienta por el sol, el calor es conducido al aire superior y se desarrolla una estratificación inestable y turbulenta. En este régimen prevalece la refracción ascendente.
- 3 Poco viento, nublado (día o noche): Una gruesa capa de nubes estrato fomenta una estratificación casi neutral y la turbulencia tiende a ser débil. La refracción es débil, generalmente ascendente, y prevalece en todas las direcciones.
- 4 Poco viento, noche despejada: En una noche despejada, el enfriamiento del suelo conduce a la formación de una capa de inversión creando una estratificación estable donde prevalece una fuerte refracción hacia abajo. Si bien la estabilidad suprime flujos convectivos, pueden ocurrir turbulencias de forma intermitente.

2.5.1. Influencia de la topografía

La amplitud observada de una señal de infrasonido puede estar atenuada o amplificada debido a la interacción entre la onda y la topografía tanto de la región de fuente como la del camino de propagación (Lacanna et al., 2014; Damiens et al., 2018). Durante el recorrido fuente – receptor, ocurren procesos de reflexión, difracción y dispersión de las ondas sonoras. La reflexión de una onda sobre una pendiente puede modificar la inclinación lo suficiente para que la propagación cambie de una guía a otra (Waxler et al., 2022). Además, se generan difracciones por colinas y barreras topográficas, creando zonas de sombra justo detrás de las mismas. Este fenómeno depende de la

frecuencia, y en consecuencia, del tamaño relativo de la barrera en comparación con la longitud de la onda. De hecho, si la longitud de la onda es mayor que el obstáculo o barrera, la difracción es despreciable. Por el contrario, cuando la onda interactúa con una barrera, puede cambiar su dirección de propagación y, además, la cantidad de sonido alrededor del obstáculo será menor cuanto menor sea la longitud de onda. El análisis del campo de ondas acústico en volcanes activos revela que la topografía en torno a la fuente genera distribuciones de amplitud asimétricas, y su direccionalidad esta acentuada por la presencia de vientos (Lacanna et al., 2014). También se han documentado distorsiones del contenido espectral, atribuidas a esta interacción con obstáculos topográficos (Johnson, 2019), que en el dominio del tiempo se traducen en alteraciones de la forma de onda.

Por otro lado, el flujo del viento, distinto de uno y otro lado de una colina, puede desencadenar atenuación de la señal, por destrucción del conducto de propagación, o facilitar el paso del frente de onda sobre una región montañosa (Damiens et al., 2018). El efecto de la topografía y de las condiciones atmosféricas de la CLA en la propagación de infrasonido en rangos locales (decenas de kilómetros), así como la influencia de la absorción de energía causados por diferentes tipos de superficies, siguen siendo campos de investigación en desarrollo.

2.6. Ruido infrasónico ambiental

El ruido infrasónico ambiental se compone de energía emitida en diferentes frecuencias por una enorme variedad de fuentes naturales o artificiales. Cuando se habla de ruido nos referimos a la energía medida por un sensor de infrasonido cuya fuente no es de nuestro interés. El ruido es variable entre distintos arreglos infrasónicos y a lo largo del tiempo; muestra variaciones diarias que ocurren en el lapso de unas pocas horas, o anuales con el cambio de las estaciones astronómicas (Bowman et al., 2005; Ceranna et al., 2019). En consecuencia, el ruido medio en una misma estación de medición puede variar casi dos ordenes de magnitud dependiendo del horario o la estación del año (Bowman et al., 2005).

El ruido ambiental de una estación se representa a través de la densidad espectral de potencia (PSD, por sus siglas en inglés). Utilizando la red infrasónica mundial del IMS, se ha establecido un modelo global de ruido infrasónico dado por los niveles de energía con una probabilidad del 95 % y el 5 %, estimadas a partir de las correspondientes funciones de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) (Fig. 2.7) (Brown et al., 2014).

En general, los niveles de ruido son más altos en invierno, y muestran una clara relación con la variación anual de la energía zonal de los vientos troposféricos y con los cambios en la circulación general estratosférica entre verano e invierno (Bowman et al., 2005; Ceranna et al., 2019). Cuando el nivel de ruido de una estación de infrasonido se encuentra en niveles bajos o medios, es posible observar un pico de energía entre $\sim 0.1 - 0.4$ Hz. Debido a que los microbaroms son la principal fuente de energía en esta región del espectro, es habitual referirse a ésta como la banda de los microbaroms.

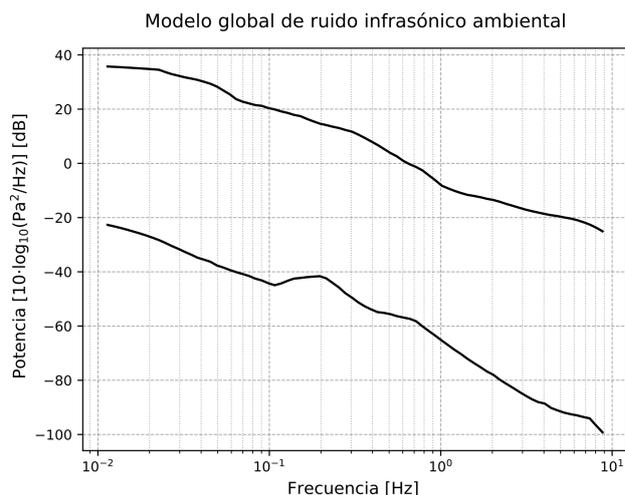


Figura 2.7: Curvas del modelo global de ruido infrasónico ambiental de Brown et al. (2014).

Esta banda se observa en estaciones de todo el mundo y es más energética durante el invierno de cada hemisferio debido a las tormentas sobre los océanos (Bowman et al., 2005). Es por esto que la presencia de microbaroms determina el umbral de detección de señales en estas frecuencias. A frecuencias más altas, la principal fuente de energía suele ser el viento. No obstante, cuando el nivel de ruido es alto, el viento oblitera completamente el pico de los microbaroms.

A grandes rasgos, los procesos que generan ruido pueden diferenciarse en fluctuaciones de presión de rango corto, es decir que afectan sobre un área acotada, principalmente remolinos y vientos locales, y de rango largo capaces de influir sobre regiones extensas (Bowman et al., 2005). También es posible identificar ruido coherente o incoherente. Las señales infrasónicas coherentes persistentes elevan el umbral de energía en un determinado rango de frecuencias y oscurecen un rango de direcciones de retropropagación (Ceranna et al., 2019). Entre 0.01 y 5 Hz es posible diferenciar tres bandas espectrales que contienen señales de infrasonido coherentes (Ceranna et al., 2019). Para frecuencias superiores a 0,5 Hz las señales coherentes son transitorias y se propagan a distancias de varios cientos de kilómetros, p. ej.: volcanes, oleaje, o actividad industrial. En la banda 0,1 – 0,5 Hz aparecen señales de microbaroms y grandes eventos naturales remotos como explosiones, meteoritos y volcanes (p. ej. Campus y Christie, 2009; Green et al., 2009; Silber y Brown, 2019; Matoza et al., 2019). Sin embargo, la señal dominante en esta banda son los microbaroms ya que se detectan de forma casi continua en todo el mundo (Fig. 2.8) (p. ej. Garcés et al., 2004; Waxler y Gilbert, 2006; Landès et al., 2012). En el hemisferio norte, se originan principalmente en el oleaje oceánico Pacífico, Atlántico e Índico. En el hemisferio sur, las principales fuentes de señales son los grandes sistemas de mar de fondo impulsados por fuertes vientos superficiales continuos hacia el este a lo largo de la Corriente Circumpolar Antártica que une los principales océanos del sur en el rango de 50 a 60°S (p. ej. Landès et al., 2014).

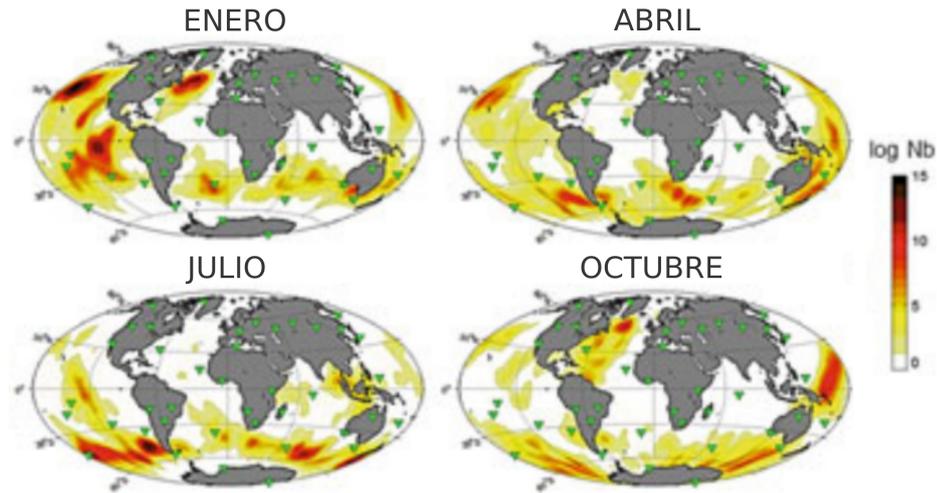


Figura 2.8: Regiones de origen de microbaroms; la barra de colores indica el número de acimutes de retropropagación interceptados en escala logarítmica. Tomado de Ceranna et al. (2019).

Las señales coherentes de mayor persistencia entre 0.01 – 0,1 Hz se deben a perturbaciones atmosféricas a gran escala como MAW (del inglés, *Mountain Associated Waves*), generadas por el flujo de las corrientes de viento troposféricas, entre ~ 1500 – 5000 m de altitud, sobre los principales orógenos (Ceranna et al., 2019). En esta banda también se encuentran señales coherentes causadas por actividad geomagnética y auroral en latitudes altas (Wilson et al., 2009). Los puntos críticos de las fuentes de MAW, se encuentran en el invierno local sobre el Himalaya, las Montañas Rocosas de America del Norte, la Cordillera de los Andes del Sur en América del Sur y sobre la cadena de los Alpes del Sur de Nueva Zelanda. De acuerdo a Ceranna et al. (2019) en el caso particular de los Andes del Sur, la fuente de MAW es prácticamente nula en verano, y máxima durante otoño – invierno.

La principal fuente de ruido no acústico en un arreglo de infrasonido es el viento, tanto por interacción del viento contra el sensor generando presión de estancamiento, o por las fluctuaciones de presión causadas por turbulencia, ya sea convectiva o mecánica (Raspet et al., 2019; Walker y Hedlin, 2009). La primera, es el principal mecanismo de mezcla de la troposfera y es impulsada por inestabilidades térmicas. La turbulencia mecánica es creada por la interacción del viento con la rugosidad y topografía de la superficie, lo que conduce a que la velocidad del viento varíe con la altura debido a la fricción. Por ejemplo, un bosque denso o un terreno montañoso escarpado tiene una rugosidad que puede provocar una gran reducción de la velocidad del viento sobre la superficie (Walker y Hedlin, 2009).

Desde la perspectiva mecánica, las variaciones de presión que se generan en un flujo turbulento tienen características espaciales que dependen de la frecuencia (del espectro de velocidad del viento) y de la velocidad del viento. Para una velocidad de viento determinada, el ruido del viento es coherente en un área superficial mayor a menores frecuencias, y en un área menor para frecuencias más altas. Si la velocidad del viento

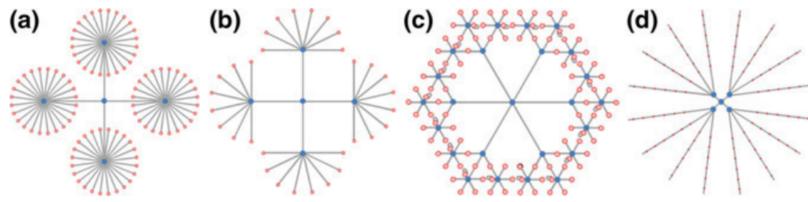


Figura 2.9: Cuatro ejemplos de los sistemas de filtros de tuberías instaladas en las estaciones de infrasonido IMS. a) roseta, b) estrella, c) empaquetamiento hexagonal cerrado y d) radial. Tomado de Marty (2019)

aumenta, las áreas con ruido coherente también aumentarían de manera directamente proporcional (Walker y Hedlin, 2009). Las turbulencias pequeñas se mueven a la velocidad media del viento, pero las de gran escala, del orden de decenas de metros o más, se mueven a su propia velocidad. No obstante, tienden a descomponerse con la distancia recorrida de forma proporcional a su escala de longitud, es decir que las turbulencias más pequeñas decaen más rápido en recorridos más cortos que las turbulencias más grandes (Walker y Hedlin, 2009).

Para contrarrestar el impacto del viento contra el sensor y el nivel de ruido general del arreglo existen diversas técnicas de filtros mecánicos y espaciales. En general, los últimos consisten en el uso de arreglos de sensores para obtener mediciones en áreas más grandes con el fin de promediar el ruido relativamente incoherente del viento. Generalmente, cada sensor cuenta a su vez con un filtro mecánico que reduce la amplitud de la turbulencia sobre el sensor (Fig. 2.9). No obstante la selección del sitio de instalación afecta en gran medida el nivel de ruido de la estación. Los sitios caracterizados por una gran rugosidad superficial tienden a romper las turbulencias de gran escala en turbulencias más pequeñas, que luego puede ser atenuadas más fácilmente por los filtros utilizados. Es por este motivo que uno de los sitios más valorados para la instalación de sensores de infrasonido son los bosques densos. Para una revisión extensa y actualizada sobre las metodologías de reducción del ruido infrasónico se recomiendan los trabajos de Walker y Hedlin (2009) y Raspert et al. (2019).

Capítulo 3

Infrasonido volcánico

La actividad volcánica abarca un amplio espectro de estilos eruptivos que son fuente de una vasta gama de señales acústicas. Estas perturbaciones pueden propagarse cientos de kilómetros conservando información sobre el proceso que le dio origen gracias a que la atenuación en el rango del infrasonido es baja. Del análisis de estas señales es posible derivar parámetros físicos de la fuente, muy importantes para la evaluación de la amenaza volcánica. Para su registro se utilizan diferentes configuraciones de instrumentos: sensores independientes, arreglos (también llamados antenas o *arrays*) y redes. Con la técnica de procesamiento adecuada es posible detectar, localizar y rastrear fenómenos eruptivos superficiales y movimientos de masa en las laderas del edificio volcánico, permitiendo estimaciones rápidas del proceso en tiempo casi real. Es por esto que su registro y análisis ha probado ser una herramienta importante para el monitoreo y la configuración de sistemas de alerta temprana.

3.1. Sensores, arreglos y redes de infrasonido

La magnitud de las señales volcánicas a más de 2 km de distancia normalmente está entre 0.1 y 100 Pa (Fee y Matoza, 2013). Para registrarlas se utilizan sensores que se componen de un mecanismo sensible a las variaciones de presión y un transductor que convierte esa tensión mecánica en una señal dinámica, generalmente, de voltaje (Ponceau y Bosca, 2009). Existen varios tipos de sensores de infrasonido apropiados para diferentes usos (Ponceau y Bosca, 2009; Nief et al., 2019). En el monitoreo volcánico local, donde tanto la energía del ruido ambiental como de las señales suele ser alto, es posible utilizar sensores económicos, con una relación señal – ruido moderada, es decir, un nivel de ruido interno relativamente alto. Entre ellos se encuentran los micrófonos condensadores electret, robustos y baratos, pero con un rango de frecuencias limitado en la banda del infrasonido (Ripepe et al., 2007). Otra alternativa de bajo costo son los chips con sistemas microelectromecánicos (MEMS) para medir variaciones de presión (p. ej. Grangeon y Lesage, 2019; Marcillo et al., 2012). En la última década el uso de MEMS en ambientes volcánicos ha ido en aumento ya que son robustos, de banda ancha y tienen un nivel de ruido más bajo (Fee y Matoza, 2013). En cambio, para el monitoreo regional o global se emplean sensores de banda ancha, de muy bajo ruido, y/o microbarómetros. Estos sensores son costosos y de menor portabilidad ya que requieren de una instalación adecuada para minimizar el ruido inducido por el viento (p. ej. Christie y Campus, 2009).

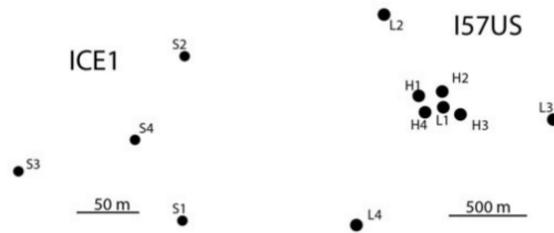


Figura 3.1: Ejemplos de geometría de los arreglos de infrasonido: ICE1 es un arreglo de apertura pequeña, instalado en Islandia por Universidad de Florencia y la Oficina Meteorológica Islandesa para monitoreo volcánico. IS57US es un arreglo de infrasonido de la red del IMS del CTBTO en California. Tomado de Ripepe y Marchetti (2019)

Cuando se observa el registro de un único sensor de infrasonido resulta difícil identificar una señal sólo por su forma de onda o contenido espectral. Incluso si se encuentra alguna, no es posible extraer información sobre la posición de la fuente. Debido a estas limitantes, el uso de sensores de infrasonido individuales se restringe generalmente a estaciones multi-instrumentales, donde se ubica junto a, por ejemplo, sensores sísmicos o cámaras. En su lugar se utiliza el **arreglo** de infrasonido, el cual consiste en tres o más sensores de igual respuesta, que se instalan con una configuración geométrica específica para registrar de manera sincronizada las variaciones de presión (Fig. 3.1). La meta es que la señal acústica tenga un alto grado de coherencia entre las componentes pero el ruido del viento se mantenga incoherente, mejorando así la relación señal-ruido. Para esto, el arreglo se diseña en función del rango de frecuencias de interés, cantidad de sensores y sitio de instalación. Si bien los últimos dos factores determinan en cierta medida la geometría final del arreglo, la separación entre los elementos es un parámetro crucial a tener en consideración. La distancia máxima, llamada apertura, se elige para que esté próxima al orden de magnitud de la longitud de onda. El terreno debe ser plano o con un desnivel por lo menos un orden de magnitud menor que la apertura (Szuberla y Olson, 2004). Para minimizar el ruido del viento se busca instalarlos en áreas boscosas o con arbustos y, de ser posible, en regiones poco ventosas. No obstante, es usual que cada componente del arreglo cuente con un sistema de reducción de ruido basados principalmente en promediar el campo de presión en torno al sensor (p. ej. Fig. 2.9) (Marty, 2019).

Si se cuenta con más de un arreglo y/o sensores individuales se tiene una **red** de infrasonido, con la cual es posible localizar las fuentes con gran precisión. Tanto la apertura de un arreglo, como las dimensiones de una red son variables. En el primer caso, oscilan entre ~ 100 m, frecuente para monitoreo de fuentes locales, o 1 – 2 km en arrays de de 8 o más elementos, usados para monitoreo regional y global (Ripepe y Marchetti, 2019; Marty, 2019). Análogamente, un red puede conformarse de instrumentos instalados en el entorno volcánico local (Fig. 3.2), o alcanzar una escala global, como la red del IMS que cuenta con estaciones distribuidas en todo el globo (Fig. 3.3).

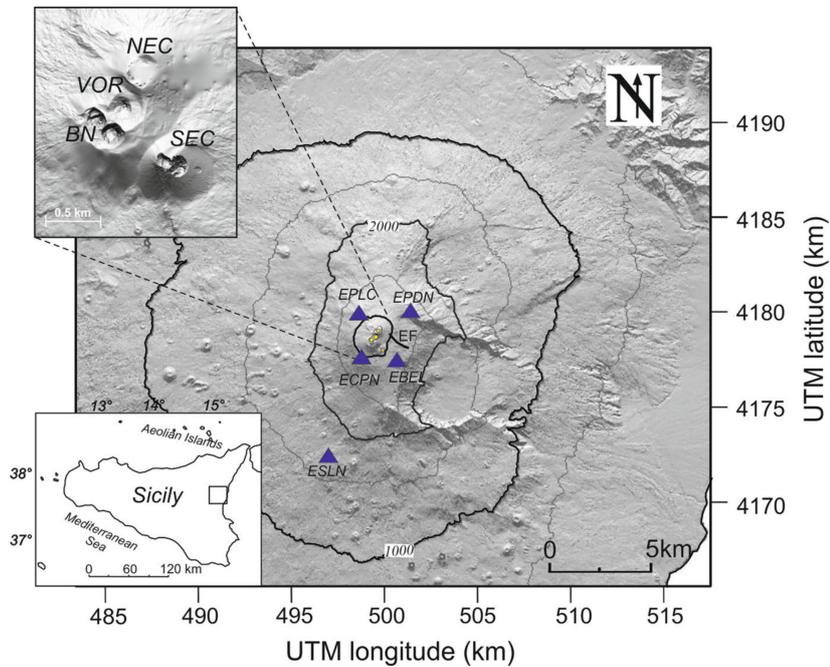


Figura 3.2: Modelo de elevación digital (DEM) del Monte Etna con las ubicaciones de los cinco sensores de infrasonido (triángulos), que conforman la red permanente de infrasonido, y la fisura eruptiva que se abrió el 13 de mayo de 2008 (línea negra gruesa, “EF”). El DEM en la esquina superior izquierda muestra la distribución de los cuatro cráteres del volcán (VOR Voragine, BN Bocca Nuova, SEC South East Crater, NEC North East Crater). La distancia de la estación de referencia (EBEL) desde los cráteres del volcán es de 1.7, 1.8, 1.2, 2 km para VOR, BN, SEC y NEC, respectivamente. La terminación más al sur de EF se encuentra a 1 km de distancia de la estación EBEL. Tomado de Spina et al. (2015).

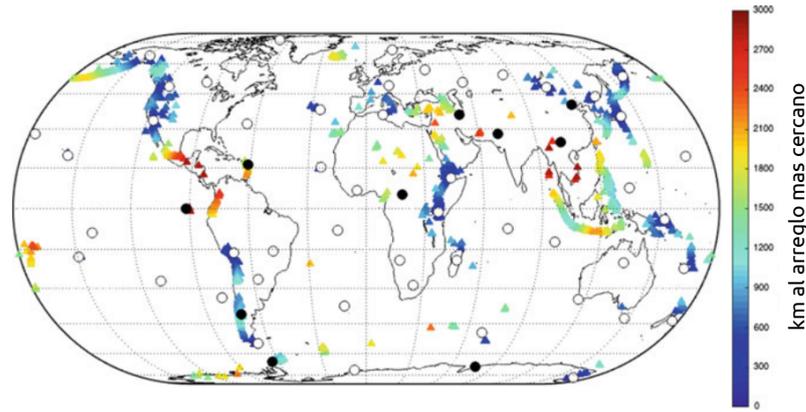


Figura 3.3: Red mundial de arreglos de infrasonido del IMS. Círculo blanco: arreglo certificado a diciembre de 2016. Círculo negro: arreglos aun no instalados. Triángulos: volcanes activos durante los últimos 10000 años. Escala de color representa la distancia al arreglo certificado más cercano. (Marchetti et al., 2019)

3.2. Técnicas de detección en arreglos y redes

En un arreglo, los registros de cada componente se procesan juntos, como muestras espaciales del mismo campo de ondas que varía en el tiempo (Olson y Szuberla, 2008). Suponiendo un frente de onda plano se pueden resolver dirección de arribo y velocidad traza en el dominio del tiempo o de la frecuencia. La mayoría de las técnicas de detección en el dominio del tiempo utilizan la correlación cruzada para determinar el retardo entre pares de señales. La más común es el *beamforming* de mínimos cuadrados, que consiste en alinear en el tiempo las trazas para distintos vectores de lentitud aparente hasta encontrar aquel que mejor se ajusta a los tiempos observados (p. ej. Bishop et al., 2020; Iezzi et al., 2022). El algoritmo de correlación progresiva multi-canal, más conocido por sus siglas en inglés, PMCC, aplica correlación cruzada entre tríos de sensores (sub-arreglos) y progresivamente incorpora los demás de acuerdo a un criterio de consistencia que se evalúa por rango de frecuencia (Cansi y Le Pichon, 2008). También es frecuente el uso del método de detección *Fisher Ratio*, aplicable tanto en el dominio del tiempo (Melton y Bailey, 1957) como de la frecuencia (Smart y Flinn, 1971).

Cuando la apertura del arreglo y la distancia a la fuente son del mismo orden de magnitud, la suposición de frente onda plana deja de ser válida. Para arreglos de apertura pequeña se aplican grillas de búsqueda (p. ej. Ripepe y Marchetti, 2002). Para antenas de gran apertura (de más de 1 km), a una distancia de la fuente de ~ 10 km, se utilizan métodos geométricos que tienen en cuenta la curvatura esférica del frente de onda (p. ej. Szuberla et al., 2006).

Las alteraciones que el camino de propagación imprime sobre la señal, sumado al ruido infrasónico ambiental de cada estación, hacen necesaria la aplicación de estrategias diferentes para el tratamiento de datos de una red. A nivel local, recientemente

se ha avanzando en técnicas que incorporan el efecto topográfico en los algoritmos de localización (Fee et al., 2021). A escala regional y global se destaca el método de cruce de rumbos de retro-propagación de múltiples arreglos, propuesto por Matoza et al. (2017) para integrar los productos de infrasonidos del IMS en los sistemas mundiales de notificación y alerta temprana de erupciones volcánicas.

La red y los arreglos locales permiten discriminar entre varias fuentes concomitantes y el rastreo de aquellas que están en movimiento (Ripepe y Marchetti, 2019). Estas últimas en particular, generalmente radian sonido de baja intensidad, por lo que las señales pueden no ser registradas en todas las estaciones de la red local (Johnson, 2019). Para monitorear lahares o flujos piroclásticos, por ejemplo, las estaciones se ubican estratégicamente cerca de valles y quebradas por donde podrían ser encauzados (p.ej. Bosa et al., 2021; Ripepe et al., 2010a). En volcanes con instrumentación escasa, la configuración de una red de infrasonido cercana al cráter ha probado ser efectiva para el seguimiento de la actividad y la discriminación entre centros de emisión. El despliegue de un arreglo de dos o tres sensores de pequeña apertura más una estación en solitario permite estimar la diferencia de tiempos de arribo entre arreglo y estación, permitiendo localizar la fuente aplicando *beamforming* y una grilla de búsqueda (Johnson, 2005). Aún cuando el resultado del *beamforming* de dos trazas es ambiguo, es suficiente que sea consistente con la posición ya conocida del conducto para identificar actividad volcánica (Johnson, 2019).

3.3. Señales infrasónicas

Las señales acústicas de origen volcánico exhiben una gran variedad de formas y contenidos espectrales. No obstante, ciertos rasgos permiten agruparlas en diferentes tipos, principalmente en base a la duración de la señal y al inicio impulsivo o emergente. A nivel general, si el inicio es impulsivo y la duración corta se denomina **explosión**. En cambio, cuando el inicio es emergente y la perturbación sostenida en el tiempo, se habla de **tremor**. En cada una de estas categorías es posible delinear subgrupos que serán explicados más abajo. Esta diferenciación responde a procesos de fuente que imprimen características particulares a la forma de onda. Sin embargo, es necesario destacar que la ocurrencia de uno u otro tipo no se restringe a un tipo de vulcanismo en particular (estromboliano, vulcaniano, etc), y pueden coexistir y evolucionar durante una misma fase eruptiva (p. ej. Matoza et al., 2014) (Tabla 3.1).

3.3.1. Explosiones

Las explosiones son eventos transitorios, caracterizados por una expansión volumétrica rápida (compresión) en la atmósfera y la subsecuente rarefacción (descompresión) (Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013; De Angelis et al., 2019). Si bien poseen características muy variables, idealmente tienen un inicio impulsivo, de corta duración, y una **coda** de extensión y complejidad variable (Fig. 3.4a). Las formas de onda simétricas presentan una fase de compresión seguido por una rarefacción de igual am-

Tabla 3.1: Síntesis general de las señales infrasonicas más comunes.

Señal	Contexto	Características	Ejemplos	Estilo Eruptivo
Degasificación persistente en conducto abierto.		Señal generalmente de banda ancha, a veces monotónica, causada por fuentes de lava.	Etna: Sciotto et al. (2019); Ulivi et al. (2013). Kilauea: Gestrich et al. (2022); Fee et al. (2011a). Fagradalsfali: Lamb et al. (2022)	
		Resonancias armónicas o monotónicas de conductos, tubos de lava y cavidades.	Etna: Sciotto et al. (2022); Spina et al. (2015). Kilauea: Matoza et al. (2010); Patrick et al. (2016, 2011). Villarrica: Johnson et al. (2018b); Goto y Johnson (2011).	Hawaiano, Estromboliano
Tremor	Degasificación persistente en conducto parcialmente obstruido.	Señal monotónica por agitación en lagos de lava.	Nyiragongo: Valade et al. (2018); Barrière et al. (2019). Villarrica: Ripepe et al. (2010b).	
		Secuencia de explosiones en rápida sucesión o <i>chugging</i> que genera una señal continua armónica.	Volcán de Fuego: Diaz-Moreno et al. (2020); Lyons et al. (2010). Arenal: Garcés et al. (1998). Sangay: Lees y Ruiz (2008). Sabancaya: Iianko et al. (2019). Reventador: Lees et al. (2008).	Estromboliano, Subpliniano
Explosiones	Expulsión de gases (<i>gas thrusting</i>) a través de estrallidos en la superficie libre del magma.	Señal emergente, de banda ancha, generalmente denominada <i>jet noise</i> . Puede tratarse de emisión sostenida de plumas (gases y partículas) o de gas.	Redoubt: McNutt et al. (2013a); Fee et al. (2013a). Tungurahua: Fee et al. (2010); Matoza et al. (2009). Karymsky: Lopez et al. (2013). Santa Helena: Matoza et al. (2007, 2009). Calbuco: Matoza et al. (2018). Iwo-Yama: Muramatsu et al. (2022). Aso: McKee et al. (2017).	Estromboliano, Vulcaniano, Subpliniano, Pliniano
		Pulsos de duración corta (pocos segundos), generalmente forma de onda bipolar y codas breves.	Stromboli: Ripepe y Marchetti (2002); Ripepe et al. (2007); Marchetti et al. (2009). Villarrica: Marchetti et al. (2009). Erebus: Johnson et al. (2008); Witsil y Johnson (2018). Etna: Spina et al. (2015).	Estromboliano
Otras	Expulsión de gases en conducto parcialmente obstruido por tapones <i>plugs</i> de lava y/o fragmentación magnética.	Pulsos con forma de onda asimétrica, con coda de duración variable, armónica o de banda ancha (decenas de segundos a minutos).	Volcán de Fuego: Diaz-Moreno et al. (2020); Lyons et al. (2010); Marchetti et al. (2009). Santaguito: Marchetti et al. (2009); Angelis et al. (2016). Karymsky: Lopez et al. (2013) Sakurajima: Matoza et al. (2014) Tungurahua: Matoza et al. (2014); Fee et al. (2010)	Vulcaniano, Subpliniano, Pliniano
		Fuujos piroclásticos.	La Soufrière: Ripepe et al. (2009); Donne et al. (2014). Reventador: Ortiz et al. (2019) Tungurahua: Fee et al. (2010)	Subpliniano, Pliniano
Lahares		Forma de onda compleja, generalmente de baja intensidad, con amplitud y duración variable. Poseen un espectro de banda ancha, con un pico que escala de manera inversa al tamaño del fujo.	Volcán de Fuego: Diaz-Moreno et al. (2020) Villarrica: Bosa et al. (2021); Johnson y Palma (2015)	

plitud (p. ej. Witsil y Johnson, 2018). En otros casos éstas son asimétricas, mostrando comienzos rápidos de compresión seguidos de fases de rarefacción con amplitud reducida (Fig. 3.4b-d) (De Angelis et al., 2019). En algunas oportunidades, estos pulsos tienen una forma de onda de tipo “N”, similar en apariencia a las ondas de choque de explosiones químicas luego de haber decaído en ondas acústicas, y pueden presentar codas extensas (Fig. 3.4e-f) (p. ej. Diaz-Moreno et al., 2020).

La diversidad de señales de infrasonido refleja la gran variedad de mecanismos de fuente presentes en entornos volcánicos. De hecho, la forma de onda puede proporcionar pistas sobre si las explosiones son ricas en gas o en tefra (Marchetti et al., 2009; Matoza et al., 2014). Numerosas observaciones apuntan a que formas de onda que presentan comienzos impulsivos seguidos de varios pulsos adicionales (Fig. 3.4g-h), o de una coda prolongada (Fig. 3.4j-k), frecuentemente están asociadas a la emisión de plumas ricas en tefra. Por el contrario, en sistemas de conducto abierto con desgasificación activa persistente, a menudo se dan formas de onda simétricas, con codas casi monocromáticas debido a resonancias dentro del conducto superficial y del sistema de tuberías del cráter (Fig. 3.4i) (Spina et al., 2015; Ripepe y Marchetti, 2002; Witsil y Johnson, 2018). Un ejemplo típico de un procesos de desgasificación activo que genera señales simétricas es el “*puffing*”. Este consiste en estallido (o *burst*) cada ~ 2 s de pequeñas burbujas de gas en condiciones de sobre-presión (*gas-thrust*) debido a un proceso de fragmentación magmática somero en un sistema de conducto abierto (Ripepe et al., 2007; Harris y Ripepe, 2007).

Las señales originadas por explosiones muestran características variables, incluso durante una misma fase paroxística o entre las bocas de venteo de un mismo volcán (p. ej. Stromboli: Ripepe y Marchetti, 2002). Esta variabilidad puede responder a procesos de oscilación o resonancia de la burbuja en explosiones en la superficie libre del magma (p. ej. Fagradalsfjall: Lamb et al. (2022) y Erebus: Witsil y Johnson (2018)), o a la naturaleza del proceso de fragmentación y la tasa gas–ceniza (Matoza et al., 2014; Diaz-Moreno et al., 2020). En el caso particular de erupciones freáticas, la proporción de fango–clastos–agua imprime características especiales a la forma de onda, que varían fuertemente durante el transcurso de la erupción (Muramatsu et al., 2022).

La forma de onda también puede ser alterada por la geometría del conducto y del cráter. Por ejemplo, los denominados **tornillos** registrados en el volcán Cotopaxi (Ecuador), presentan un inicio abrupto, a menudo con una polaridad inicial negativa o ambigua, y continúan con una frecuencia fundamental de $\sim 0,2$ Hz, extremadamente baja, y codas de más de un minuto; se relacionan con colapsos (implosión) o explosiones en fondo del cráter, fuertemente moduladas por la geometría del conducto (Johnson et al., 2018a). En ciertas ocasiones se utilizan nomenclaturas derivadas de la sismología, especialmente cuando la fuente genera tanto perturbaciones sísmicas como acústicas. Por ejemplo, en el volcán Santa Helena se han documentados “*drumbeats*” infrasónicos acompañando e imitando la forma de onda de los eventos sísmicos híbridos de largo periodo, los cuales fueron registrados semanas antes de una erupción (Matoza et al., 2007).

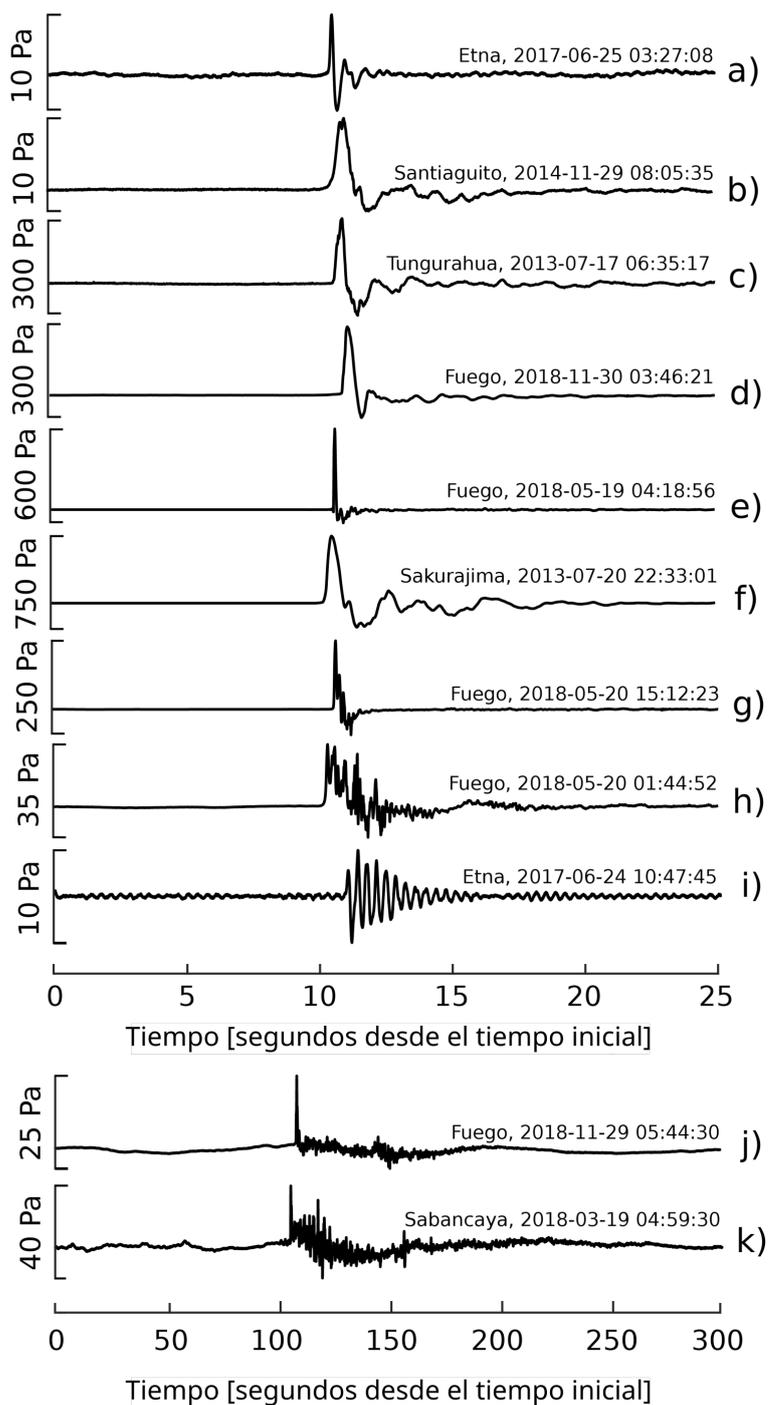


Figura 3.4: Formas de onda infrasónicas asociadas con explosiones en volcanes que exhiben actividad regularmente. Las presiones en exceso se reducen a una distancia de 1 km desde el cráter para comparación entre volcanes: (a) pequeñas explosiones de desgasificación registradas en Etna (Italia); (b) pequeñas explosiones de desgasificación registradas en Santiaguito (Guatemala); (c,d) explosiones con alto

Figura 3.4: contenido de ceniza de Tunghurahua (Ecuador) y Fuego (Guatemala); (e,f) señales de gran amplitud con características de ondas de choque registradas en Fuego y Sakurajima (Japón); (g,h) señales de corta duración con múltiples pulsos de Fuego; (i) señal monocromática registrada en Etna asociada con actividad de desgasificación en uno de los cráteres; y (j,k) señales de explosiones con inicio impulsivo seguido por una coda extensa en Fuego y Sabancaya (Perú), asociadas a columnas de ceniza sostenidas (De Angelis et al., 2019).

3.3.2. Tremor

El tremor infrasónico es una señal acústica volcánica común y variada, definida ampliamente como una vibración continua de la atmósfera que puede durar desde segundos hasta meses. Está relacionado con una desgasificación persistente en conductos abiertos y a la actividad eruptiva continua (Fee y Matoza, 2013). Existen numerosos tipos de tremor volcánico que se clasifican típicamente por su forma de onda y su contenido espectral. El tremor **armónico** se distingue por tener un espectro de frecuencia que contiene un pico fundamental y armónicos asociados, mientras que el tremor **monocromático** (o **monotónico**) tiene un espectro relativamente simple con un solo pico. El tremor armónico es más común que el tremor monotónico. El término “*gliding*” hace referencia a la variación temporal de los picos espectrales. El tremor de **banda ancha** tiene un rango de frecuencias amplio sin picos espectrales marcados. El tremor **episódico** (*banded*) consiste en ráfagas de tremor separadas en el tiempo por lo que se observa como “bandas” en un espectrograma (Fee y Matoza, 2013). La figura 3.5 ilustra tres ejemplos de formas de onda de larga duración, asociadas con una desgasificación persistente en forma de pulsos, una secuencia de explosiones estrombolianas intermitentes y un episodio de fuente de lava.

Los sistemas volcánicos, sobre todo en aquellos de conducto abierto, suelen ser fuentes de tremor armónico y monotónico, debido a resonancias en el edificio (p. ej. Ripepe et al., 2010b; Ichihara et al., 2013). Efectos de *gliding* han sido atribuidos tanto a cambios en la geometría como de velocidad dentro del conducto volcánico (Johnson et al., 2018b; Watson et al., 2020; Sciotto et al., 2022). Se ha observado tremor armónico episódico vinculado al ciclo de llenado y vaciado de cavidades por un proceso de pistón de gas (“*gas pistonning*”) (Patrick et al., 2016).

Cuando ocurren erupciones de tipo vulcaniano o pliniano, la señal infrasónica generada por las plumas inyectadas a la atmósfera presentan un pico espectral ancho y una caída de la potencia hacia las frecuencias altas. Este tipo de tremor eruptivo, emergente y de banda ancha se denomina “*jet noise*”, debido a la similitud que tiene con el sonido audible creado por el flujo turbulento de aire en turbinas y motores a reacción (Matoza et al., 2009). Esta señal también se ha observado en fuentes de lava en Kilahuea (Gestrich et al., 2022) y Fagradalsfjall (Lamb et al., 2022), en actividad fumarólica (p. ej. McKee et al., 2017) y erupciones freáticas (Muramatsu et al., 2022). El pico espectral está asociado al diámetro del *jet*, por lo que en erupciones grandes suele estar por debajo de 0.5 Hz, mientras que en el caso de fumarolas se observa entre

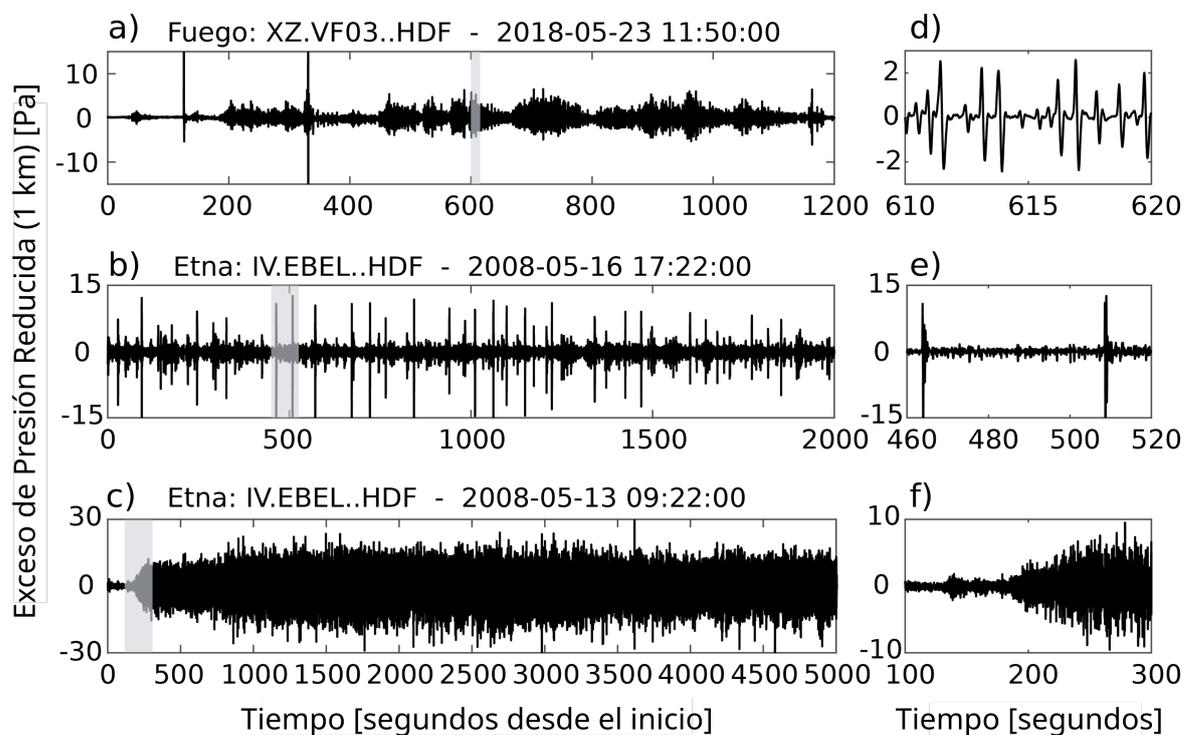


Figura 3.5: Formas de onda de infrasonido de larga duración: (a) Veinte minutos de desgasificación muy regular en forma de pulsos registrada en el volcán Fuego (Guatemala). Este tipo de actividad a menudo se conoce como “chugging” y se acompaña de una desgasificación audible similar al ruido de una locomotora de vapor. (b) Secuencia de pequeñas explosiones estrombolianas registradas en el Monte Etna (Italia). (c) Fuente de lava registrada en el Etna en mayo de 2008. Este episodio duró varias horas con amplitudes infrasónicas relativamente constantes. (d-f) Amplificaciones de porciones seleccionadas (sombreadas en gris) de las señales mostradas en (a-c). Tomado de De Angelis et al. (2019)

6 y 8 Hz (McKee et al., 2017).

Un tipo especial de tremor armónico denominado “*chugging*” se caracteriza por un espectro con un pico de frecuencia fundamental y armónicos enteros bien definidos, acompañado por pulsos audibles similares al sonido de una locomotora a vapor (Fig. 3.5a) (Johnson y Ripepe, 2011). Esta señal se asocia tanto a una desgasificación pulsante como a actividad estromboliana vigorosa y repetitiva, y ha sido interpretada como el resultado de la obstrucción del conducto por un tapón viscoso que actúa como una válvula sobre un sistema presurizado de volátiles y magma (Diaz-Moreno et al., 2020). La interacción gas – fango también ha sido documentada como fuente de tremor infrasónico. En Whakaari (White Island, Nueva Zelanda) el flujo de gases a través de piscinas de fango genera una secuencia de explosiones de doble pulso que da como resultado una señal armónica persistente (Jolly et al., 2016).

3.3.3. Señales de movimientos de masa superficiales

En comparación con las explosiones y los tremores, las señales procedentes de fuentes en movimiento suelen ser de baja intensidad y mayor frecuencia (Johnson, 2019). En entornos volcánicos generalmente se trata de flujos piroclásticos (FPs), acompañados por impactos de bloques o bombas, y/o lahares. Avalanchas de detritos o de nieve, desplome de rocas y el colapso de un edificio volcánico, son algunos ejemplos de otros procesos que también generan perturbaciones del campo elástico. Allstadt et al. (2018) sintetizan una descripción detallada de las características sismo-acústicas de estos procesos.

Los lahares son flujos compuestos por agua, rocas y detritos volcánicos. El principal disparador de estos eventos se da cuando las lluvias interactúan con los depósitos piroclásticos del edificio volcánico (p. ej. Volcán Fuego: Diaz-Moreno et al., 2020; Bosa et al., 2021). Como los FPs, el movimiento de un lahar puede ser rastreado por arreglos de infrasonido. Las formas de ondas son complejas, generalmente presentan espectros de banda ancha y pueden durar desde algunos minutos hasta varias horas (Johnson y Palma, 2015).

Los FPs son corrientes de alta velocidad, compuestas por una mezcla de material piroclástico caliente y gases, que descienden por las laderas del edificio volcánico a alta velocidad ($\sim 30\text{-}70$ m/s) y temperatura ($>800^\circ\text{C}$) (Ripepe y Marchetti, 2019). El frente en movimiento de un FP es una excelente fuente de infrasonido que puede ser detectada fácilmente utilizando arreglos de sensores (Yamasato, 1997; Ripepe et al., 2009). Estos flujos pueden ser generados por el colapso de la columna eruptiva o de un domo de lava en extrusión, o la explosión del flanco de un edificio volcánico. Si bien hay poca diversidad de flujos documentados con infrasonido, las señales observadas en La Soufrière, por ejemplo, comienzan de manera impulsiva y alcanzan las amplitudes máximas durante la fase más vigorosa, y presentan un espectro de banda ancha, con un pico que suele escalar de manera inversa al tamaño del flujo (Ripepe et al., 2009).

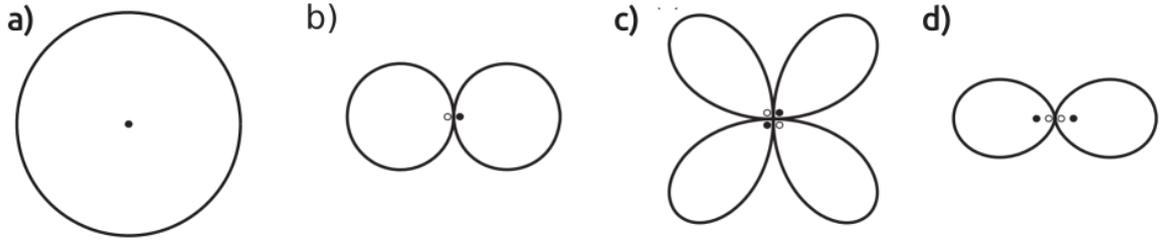


Figura 3.6: Patrones de radiación del (a) monopolo acústico, (b) dipolo, (c) cuadrupolo lateral y (d) cuadrupolo longitudinal. La distancia desde el origen hasta el punto de la superficie es proporcional al valor absoluto de la presión acústica en esa dirección. Los puntos blancos y negros representan monopolos con signos positivos y negativos en esta instantánea, respectivamente (Matoza et al., 2013).

3.4. Estimación de parámetros de la fuente acústica

Para estimar los parámetros físicos del proceso eruptivo, y en el marco de la teoría acústica lineal (Capítulo 2), las fuentes de infrasonido pueden modelarse como monopolos o series de multipolos, para estimar parámetros físicos del proceso eruptivo (De Angelis et al., 2019). En este contexto, hay dos conceptos fundamentales a destacar: **fente volumétrica compacta** y **onda plana**. El primero define una región fuente tal que el radiador acústico, por ejemplo una chimenea volcánica, es mucho menor que la longitud de onda emitida (Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013). Esto es $\frac{2\pi d_s}{\lambda} \ll 1$, donde d_s es la escala de longitud de la región de fluido ocupado por la fuente y λ es la longitud de onda (Garcés et al., 2013). Generalmente se recurre a la simplificación geométrica de la fuente, válida en el campo lejano cuando el frente de onda pierde su curvatura. En sismología se suele considerar que un frente de onda es plano si se cumple que $2\pi r/\lambda \gg 1$, donde r es la distancia a la fuente. Por lo tanto, considerando una velocidad de propagación c de 340 m/s y sabiendo que $c = f\lambda$, donde f es la frecuencia de la onda, podemos considerar un frente de onda plano cuando $r \gg c/2\pi f \sim 54/f$. Por ejemplo, con estos dos criterios podemos determinar que para una onda de 1 Hz en aire a 20 °C, $d_s \ll 50$ m y que la condición de campo lejano se alcanza a 50 m (Garcés et al., 2013).

Las fuentes volumétricas compactas pueden representarse como una suma equivalente de fuentes puntuales (Fig. 3.6) (Matoza et al., 2013). Un **monopolo**, también llamado fuente simple o puntual, radia sonido de manera isótropa en todas direcciones y es la más simple y eficiente de todas (Garcés et al., 2013). El origen de la perturbación acústica se relaciona con el flujo de fluido inestable (esto es, inyección de masa), tal como ocurre durante los primeros segundos de una explosión volcánica. Esto implica que la salida de gas a velocidad constante no genera sonido (Garcés et al., 2013).

La superposición de varias fuentes puntuales da como resultado patrones de radiación de mayor complejidad debido a fenómenos de interferencia (Garcés et al., 2013). En este marco, un **dipolo** está formado por dos monopolos adyacentes de igual fuerza pero con un desfase de 180°, generando un patrón de radiación direccional. A diferencia del monopolo, un dipolo no se asocia a variaciones temporales del flujo de masa

sino a cambios de fuerza o momento actuando sobre el fluido (Matoza et al., 2013). La combinación de dos dipolos opuestos constituye un **cuadrupolo**, el cual suele vincularse a la turbulencia del flujo durante la emisión de columnas eruptivas sostenidas en el tiempo (De Angelis et al., 2019).

Las premisas de fuente compacta y campo lejano permiten obtener soluciones de la ecuación de onda de acuerdo a los patrones de radiación de la fuente. A partir de estas soluciones es posible obtener la velocidad de salida del gas, la tasa de flujo de masa y de volumen si se conoce la sección de la boca de emisión (Perttu et al., 2020; De Angelis et al., 2019). La velocidad es utilizada como valor de entrada de modelos empíricos para evaluar la altura de la pluma (p. ej. Mastin et al., 2009; Sparks et al., 1997). Incorporando información adicional sobre la densidad de la mezcla, el flujo de volumen puede convertirse en la tasa de masa eruptada (MER, por sus siglas en inglés) (Caplan-Auerbach et al., 2010; Ripepe et al., 2013). MER es un parámetro de entrada sumamente valioso en los modelados de dispersión atmosférica de plumas de ceniza, por lo que la determinación inmediata es crítica para la seguridad civil y aeronáutica (Ripepe y Marchetti, 2019).

Para obtener la tasa de flujo de volumen generalmente se aplican dos enfoques. El primero, y más sencillo, se basa en estimar la potencia acústica directamente del registro infrasónico. Luego, la velocidad de salida se resuelve a través de la ecuación de potencia teórica correspondiente a una fuente acústica elemental (monopolo, dipolo o cuadrupolo). Finalmente, este parámetro puede traducirse en tasa de flujo de volumen conociendo la sección transversal de flujo (área de la boca de venteo) (Caplan-Auerbach et al., 2010; Matoza et al., 2013; Ripepe et al., 2013; De Angelis et al., 2019; Perttu et al., 2020). El segundo, parte de la idea de que una serie temporal infrasónica representa un campo acústico excitado por una superposición de fuentes elementales (Kim et al., 2015). De este modo se establecen las ecuaciones fundamentales para la inversión de la forma de onda. La solución se obtiene mediante iteración y devuelve el desplazamiento de masa de la atmósfera a lo largo del tiempo. Ésta puede convertirse en tasa de flujo de volumen utilizando la densidad de la atmósfera a la altura de la boca de venteo (De Angelis et al., 2019). Para aplicar este método se requiere de un cierto número de sensores ubicados en torno a la fuente, lo que también permite considerar la influencia de la topografía (Kim et al., 2015). En aquellos casos en que se ha registrado localmente *jet noise*, el primer método puede conducir a errores significativos en las estimaciones de parámetros eruptivos debido a la alta direccionalidad de la fuente (cuadrupolo) (Matoza et al., 2013; McKee et al., 2017).

En registros obtenidos a distancias regionales o globales, antes de derivar cualquier parámetro de la fuente, es necesario cuantificar las pérdidas de amplitud que experimenta la onda durante el camino y corregir el valor de presión de la señal (Perttu et al., 2020). Aquí radica la importancia de obtener un modelo de propagación entre la fuente y el receptor que aproxime lo mejor posible la dinámica atmosférica y su impacto sobre la señal. Tal análisis requiere de una caracterización de la estructura de la atmósfera y un análisis de la propagación, que puede o no considerar la topografía. Existen distintos enfoques para abordar esta problemática (p.ej.: Dabrowa et al., 2011; Fee et al., 2013a; Perttu et al., 2020; Waxler et al., 2022), los cuales aumentan en

complejidad a medida que incorporan un número creciente de variables involucradas en la propagación. Como la energía que llega a una estación a distancia regional o global ha sido refractada en una o varias guías de propagación, se suele considerar el modelo de fuente más simple, es decir, un monopolio (Dabrowa et al., 2011).

Capítulo 4

Métodos

En esta tesis se utilizaron arreglos de sensores de infrasonido de apertura pequeña con el objetivo de probar su desempeño como herramienta de seguimiento de procesos volcánicos en la región andina de Neuquén. Como ya hemos visto en el Capítulo 3, un arreglo consiste en tres o más sensores de igual respuesta instrumental, instalados de acuerdo a una configuración geométrica específica, para registrar de manera sincronizada las variaciones de presión causadas por el paso de un frente de onda acústico (Fig.3.1). La idea detrás de su uso, es que el frente de onda preserva su forma a medida que lo atraviesa, es decir, mantiene una coherencia espacial, mientras que la energía no coherente se cancela aumentando así la relación señal–ruido. Desde el punto de vista del análisis, lo que define a un arreglo es que las formas de onda de cada sensor se procesan de forma colectiva.

El trabajo con señales requiere de una primera etapa de pre-procesamiento. Este consistió convertir el dato de cuentas a pascales, utilizando el factor de ganancia del canal del digitalizador y la sensibilidad del sensor, o removiendo el efecto de la respuesta instrumental cuando se trabajó fuera de la región de respuesta plana del sensor. Luego, se quitó la tendencia lineal de toda la serie de datos. En instancias posteriores se utilizaron filtros pasa banda con un ancho dependiente del análisis a desarrollar. Posteriormente, se realizó una detección de los frentes de onda coherentes y se estimó el azimut de retropropagación asociado a estas señales, es decir, el rumbo geográfico aparente medido desde el receptor hacia la fuente. Para abordar esta tarea existen numerosas técnicas, cuyas aplicaciones dependen tanto de el/los objeto/s de estudio, como de las características del arreglo ya que su geometría condiciona la calidad y resolución de las estimaciones.

4.1. Detección: Estimación del azimut de retropropagación

Las técnicas de detección se basan en la asunción de que la señal es coherente en todas las componentes de un arreglo infrasónico, mientras que el ruido no lo es. El camino que sigue la onda se describe por el azimut de retropropagación y la velocidad traza (componente de la velocidad de la onda en el plano del arreglo, también llamada velocidad aparente). Para determinar estos parámetros existen muchos algoritmos de procesamiento, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia (Olson y Szuberla, 2008, para una revisión). En ambos arreglos se aplicó el Análisis de

Apariencia Multicanal (véase 4.1.1) para detectar señales de infrasonido en ventanas temporales de 10 segundos de duración, con un solapamiento de 4 segundos. También, se utilizó un *beamforming* de mínimos cuadrados (véase 4.1.2) para establecer un marco comparativo de la respuesta de los arreglos y, en ciertos casos, comparar las estimaciones de ambas técnicas en fuentes con azimuts de retropropagación cercanos.

4.1.1. Análisis de Apariencia Multicanal

El Análisis de Apariencia Multicanal (AAM) consiste en estimar el grado de apariencia (*semblance*, en inglés) entre las componentes de un arreglo desplazando los registros de acuerdo a tiempos de retardo teóricos, de manera tal que será mayor cuando la señal esté en fase en todos ellos. Este análisis se realiza en ventanas temporales sucesivas con una longitud y un solapamiento variable. Así, una detección de infrasonido queda definida cuando el valor de correlación cruzada máxima promediada entre todos los pares de sensores supera un valor umbral preestablecido (Ripepe et al., 2007). Los tiempos de retardo teóricos, Δt entre los sensores se calculan de acuerdo a un modelo geométrico que fija fuentes hipotéticas sobre una circunferencia de radio r_t , y altura z_0 , con centro en el elemento central del arreglo. Suponiendo una onda plana, ya que la distancia fuente – receptor es mucho mayor que la apertura del arreglo, y una velocidad promedio de propagación del sonido $c = 342$ m/s, obtuvimos los retardos teóricos, Δt_i , para cada sensor i y fuente teórica (x, y, z_0) :

$$\Delta t_i(x, y, z_0) = [(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2]^{1/2} c^{-1}, \quad (4.1)$$

donde (x_i, y_i, z_i) son las coordenadas del i -ésimo elemento del arreglo. Así, para cada ventana de tiempo se desplazan las señales entre pares de sensores y se obtiene la apariencia γ_{ij} , definida como la correlación cruzada de las señales desplazadas, esto es:

$$\gamma_{ij}(x, y, z_0) = \frac{COV\{p_i[t - \Delta t_i(x, y, z_0)]p_j[t - \Delta t_j(x, y, z_0)]\}}{\sigma\{p_i[t - \Delta t_i(x, y, z_0)]\}\sigma\{p_j[t - \Delta t_j(x, y, z_0)]\}}, \quad (4.2)$$

donde COV es la función covarianza y σ es la función desviación estándar del registro. La ecuación 4.2 se aplica a todas las posibles combinaciones de canales i, j del arreglo. Así se obtiene para cada azimut de retropropagación un valor de apariencia dado por la correlación cruzada promedio denominada CCMP(x, y, z_0):

$$CCMP(x, y, z_0) = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \gamma_{ij}(x, y, z_0)}{N}, \quad (4.3)$$

donde N es el número de sensores. Como resultado, el algoritmo devuelve el valor de apariencia para cada azimut de retropropagación a lo largo del tiempo. Para cada ventana de tiempo (también denominado bin) además se calculan los valores promedio entre todos los sensores de presión media y máxima de la señal. La detección de un evento se da cuando el valor de CCMP sobrepasa un valor umbral predefinido. Un evento de infrasonido puede consistir en una o múltiples detecciones en función de las

longitudes de la señal y la ventana temporal de análisis.

4.1.2. *Beamforming* mínimos cuadrados

El *beamforming* de mínimos cuadrados (BMF) es una de las técnicas más usadas para detectar señales con arreglos. Bajo la suposición de un frente de onda plano, se utiliza el máximo de la correlación cruzada normalizada (denominada MCCM) de las $N = n(n-1)/2$ combinaciones entre pares de sensores para obtener el tiempo de viaje entre elementos, τ_{ij} , el cual depende de la geometría del arreglo, y de la dirección y la velocidad de propagación de la onda dados por el vector de lentitud. Éste se define como $\beta = \mathbf{k}/\omega$, donde \mathbf{k} y ω son el vector número de onda y la frecuencia angular, respectivamente (Bishop et al., 2020). Entonces:

$$\tau = \mathbf{A}\beta + \epsilon, \quad (4.4)$$

donde τ es el vector $N \times 1$ de diferencias de tiempos de viaje entre sensores, \mathbf{A} es la matriz $N \times 2$ de coordenadas cartesianas del arreglo, β es el vector 2×1 de lentitud (β_x, β_y) y ϵ es el vector $N \times 1$ de error. Para este sistema de ecuaciones se busca una solución de mínimos cuadrados (Szuberla y Olson, 2004; Bishop et al., 2020), que minimiza la suma de los residuos cuadrados:

$$\hat{\beta} = \underset{\beta}{\text{minimiza}} \sum_{i=1}^N |r_i(\beta)|^2, \quad (4.5)$$

donde r_i es el i -ésimo componente del vector residual $\mathbf{r} = \mathbf{A}\beta - \tau$ (Bishop et al., 2020). Finalmente, de la solución $\hat{\beta}$ pueden extraerse la velocidad como $\hat{v} = 1/\sqrt{\hat{\beta}_x^2 + \hat{\beta}_y^2}$ y el azimut del arribo $\hat{\theta} = \tan^{-1}(\hat{\beta}_x/\hat{\beta}_y)$ (Olson y Szuberla, 2008). Los límites estadísticos de incertidumbre para la estimación de β pueden expresarse a través de una matriz de covarianza de la separación entre sensores, y para arreglos en dos dimensiones pueden representarse geoméricamente para velocidad traza y ángulo de retropropagación de acuerdo al método de Szuberla y Olson (2004). Para aplicar el *beamforming* mínimos cuadrados y calcular la incertidumbre en las estimaciones de velocidad traza y azimut de retropropagación se utilizó el módulo de caracterización de arreglos de infrasonido, del paquete de código libre UAF Geophysics Tools de la Universidad de Alaska Fairbanks¹.

4.2. Cuantificación y caracterización del infrasonido

En primera instancia, para caracterizar el registro infrasónico se construyen representaciones visuales de la evolución temporal tanto del exceso de presión (forma de onda) como de su contenido espectral (espectrograma). El espectrograma se construye apilando a lo largo del tiempo la densidad espectral de potencia de la señal (PSD),

¹<https://github.com/uafgeotools>

por sus siglas en inglés). Para computar las PSD se utilizó el algoritmo *multitaper* en ventanas móviles de 1 minuto sin solapamiento. La potencia espectral se mide en Pa^2/Hz , pero en este trabajo se expresará en decibelios dB de nivel de presión sonora (SPL, por sus siglas en inglés) en relación al valor de referencia 20×10^{-6} Pa.

4.2.1. Presión reducida

La amplitud pico de una señal de infrasonido volcánico normalmente se presenta en Pa y va acompañada de la distancia a la fuente, r . Debido a la caída de la amplitud que experimenta una señal a medida que se aleja del origen, una medida frecuentemente utilizada para comparar las amplitudes pico registradas en diferentes sitios es la presión reducida p_r , que consiste en escalar la presión pico registrada a una distancia r , al valor que habría tenido de registrarse a una distancia común r_r :

$$p_r = p \frac{r}{r_r}, \quad (4.6)$$

donde p es el exceso de presión causado por el paso de la onda acústica. Aquí r_r es una distancia arbitraria, que en este trabajo se fijó a 1 km (Johnson y Ripepe, 2011). Es necesario destacar que este parámetro se utiliza en escalas locales, y carece de sentido a nivel regional ya que la caída de amplitud se debe no sólo a expansión geométrica del frente de onda, sino también a pérdidas por atenuación y absorción en la atmósfera e interacción con la topografía (Johnson y Ripepe, 2011).

4.2.2. Potencia acústica

La energía acústica E_a es la intensidad I integrada en el tiempo y región de propagación (Johnson y Ripepe, 2011):

$$E_a = \frac{\Omega}{\rho_o c} \int \Delta p(t)^2 dt \quad (4.7)$$

La intensidad I del sonido para fuentes volumétricas (p. ej., explosión idealizada en la superficie libre) es proporcional al exceso de presión cuadrado promedio p^2 dividido la impedancia $\rho_o c$ de la atmósfera, donde ρ_o es la densidad de la atmósfera y c la velocidad de propagación del sonido. Ω es la superficie normal a la radiación en un radio r dada por $\Omega = \gamma \pi r^2$. γ es una constante de dispersión geométrica relacionada con la elección de la superficie sobre la que se realiza la integral. Cuando se trata de radiación isótropa en un semiespacio, $\gamma = 2$, pero para sonido extendiéndose en la atmósfera sobre un volcán de pendientes abruptas, el ángulo sólido puede ser mayor. Por ejemplo, en pendientes de 30° $\gamma = 3$ (Johnson y Ripepe, 2011). Si el modelo de dispersión es esférico con una superficie de reflexión o un disco se ha propuesto utilizar los valores 4 o 1, respectivamente (Perttu et al., 2020, y referencias ahí citadas).

Para el registro local de señales volcánicas suele cuantificarse la potencia acústica de una erupción en un rango de frecuencia específico. La potencia acústica es la derivada de la energía, y puede definirse como la tasa de cambio de la energía emitida por

una fuente por unidad de tiempo. En fuentes volumétricas, la potencia acústica suele expresarse como (Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013):

$$\Pi(t) = \Omega I = \Omega \frac{p^2}{\rho_0 c}, \quad (4.8)$$

Esto significa que la variación temporal de la potencia $\Pi(t)$ cerca de la fuente es proporcional a la intensidad integrada a través de una superficie Ω , normal al vector de propagación. Es importante destacar que la ecuación 4.8 no es aplicable a fuentes direccionales como dipolos o cuadrupolos acústicos, o a *jet noise* de gran escala (p. ej. plumas eruptivas de erupciones subplinianas) ya que tiende a radiar sonido a lo largo del eje axial del flujo (Johnson y Ripepe, 2011).

4.2.3. Caracterización del ruido ambiental

Como hemos visto, cuando hablamos de ruido infrasónico ambiental (RIA) nos referimos a la energía registrada por un sensor que no fue originada por una fuente de interés. En este trabajo, el objeto de estudio son aquellas señales de procesos volcánicos, por lo que lo demás compone el ruido infrasónico ambiental. Para analizar el RIA de cada arreglo, en primer lugar se removieron media y tendencia y, posteriormente, se hizo un remuestreo de la señal a 40 Hz. Luego se calculó la PSD de cada canal en ventanas de 1 minuto de longitud, sin solapamiento, en la banda 0.1 – 10 Hz. A partir de éstas se computó la PSD promedio (PSD_p) entre todos los canales del arreglo.

Dado el enorme volumen de PSD_p obtenidas, se estimó la función de densidad de probabilidad espectral de potencia (PDF, por sus siglas en inglés). Para esto se utilizó un *kernel* gaussiano, con un ancho de banda de 0.1. La PDF se calculó sobre 1 hora de datos tomados cuatro veces al día, a saber: 00:00, 06:00, 12:00, 18:00 hora local [UTC-3]. De este modo se obtuvieron cuatro PDFs, dos nocturnas y dos diurnas. Por otro lado, también se utilizaron las PSD_p s para calcular los percentiles 5 y 95 de cada periodo de tiempo analizado. Finalmente, para incorporar al gráfico otra curva de referencia se calculó la PSD promedio total (PSD_{pt}) utilizando todas las PSD_p disponibles. Todas estas curvas junto con las funciones de probabilidad se representaron gráficamente en conjunto para analizarlas visualmente.

4.3. Análisis preliminar de la propagación

La mayoría de los volcanes activos del arco andino se encuentran en Chile. Debido a la cercanía a ciudades y poblados, el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (OVDAS – SERNAGEOMIN) realiza un monitoreo multiparamétrico, utilizando datos principalmente de geofísica y geoquímica. Sólo algunos volcanes cuentan con sensores individuales de infrasonido para el conteo de explosiones superficiales. Este panorama visto desde Argentina, ubica los volcanes colindantes entre ambos países en lugares poco habitados, remotos y de difícil acceso, p. ej. el volcán Peteroa, o directamente fuera del alcance de redes de

monitoreo nacionales. Sin embargo, las frecuentes erupciones volcánicas VEI 4 o VEI 5 generan un impacto negativo no sólo en Chile, sino también sobre extensas regiones de Argentina debido al transporte de plumas cargadas de cenizas hacia el este por los vientos predominantes (p. ej. Hudson, 1991; Wilson et al. (2011); Chaitén, 2008: Watt et al. (2009); Puyehue – Cordón Caulle, 2011: Klüser et al. (2013); Calbuco, 2015: Reckziegel et al. (2016); Osores et al. (2018)).

En este escenario, los arreglos de infrasonido instalados estratégicamente permiten el monitoreo de procesos regionales con un mantenimiento más simple que numerosas estaciones desperdigadas en muchos volcanes (p.ej: Observatorio Vulcanológico de Alaska: Cameron et al., 2018). El objetivo es proveer especificaciones sobre parámetros eruptivos como localización, tiempo, duración y cambios de intensidad (Matoza et al., 2018; Fee et al., 2011b). Para obtener esta información del infrasonido regional, se debe comprender la propagación desde la fuente hasta el receptor. En este punto surge la necesidad de caracterizar la variabilidad espacial y temporal de la atmósfera ya que su estructura determina el camino de propagación, alterando el tiempo de viaje de la señal hasta el arreglo, las pérdidas por transmisión, el ángulo de retropropagación, etc. (Iezzi et al., 2019; Schwaiger et al., 2020).

4.3.1. Caracterización de la atmósfera

Como hemos visto en el Capítulo 2, la propagación de la onda en un tiempo y dirección determinados está controlada por la velocidad efectiva del sonido. Para obtener este parámetro en 3D es necesario conocer temperatura, densidad, presión, y las componentes zonal y meridional del viento en el espacio y el tiempo. Con estos parámetros se pueden calcular la velocidad efectiva del sonido en cualquier dirección e incluir sus variaciones en el rango, es decir, la distancia fuente – receptor. La reconstrucción de la atmósfera se realizó con el programa de código libre AVO-G2S² (Schwaiger et al., 2019). Permite unir modelos Numéricos de Predicción del Tiempo (NWP, por sus siglas en inglés) y modelos empíricos, suavizando los cambios entre éstos desde el suelo hasta la termosfera (140 km). Cada set de datos es descompuesto en coeficientes armónicos esféricos, a partir de los que se genera una representación suavizada en función de la altura utilizando un interpolador B-spline (Schwaiger et al., 2019). Una vez que los datos son interpolados, el programa devuelve los valores de interés a cualquier altura deseada (altura, temperatura, componente de viento meridional y zonal, densidad, y presión). De este modo es posible obtener un remuestreo de la atmósfera en volúmenes 3D de acuerdo a una grilla sobre un área específica, o puede extraerse una sonda sobre un punto de la superficie (Iezzi et al., 2019; Schwaiger et al., 2020).

Los modelos NWP son la forma más común de datos de modelos meteorológicos. Con ellos se procesan las observaciones meteorológicas actuales para predecir el tiempo futuro por debajo de ~ 35 km (Waxler y Assink, 2019; Drob, 2019b). Con éstos generan “análisis” y “pronósticos”. Lo primero es la mejor estimación posible del estado presente y/o pasado de la atmósfera dadas todas las observaciones disponibles. Lo segundo

²<https://github.com/DOI-USGS/volcano-avog2s/tree/master>

es la mejor estimación posible del estado futuro de la atmósfera basado en una extrapolación teórica de los análisis hacia adelante en el tiempo mediante un modelo NWP basado en principios físicos de primer orden (Drob, 2019b). Los conjuntos de datos de “reanálisis” se utilizan para crear un registro coherente a largo plazo del clima pasado al compensar los sesgos inherentes de los diferentes instrumentos utilizados para realizar mediciones en distintos momentos de la historia de la observación meteorológica, algunos de ellos especialmente ajustados para caracterizar la atmósfera media (Waxler y Assink, 2019; Drob, 2019b). Aunque normalmente sólo se consideran relevantes los modelos de análisis/reanálisis para los cálculos de modelado de propagación del infrasonido, debido a que la atmósfera está en constante cambio, la utilización de productos de pronóstico archivados de 3 horas proporciona información vital entre los ciclos de actualización de análisis (generalmente cada 6 horas) y es superior a la interpolación lineal de actualizaciones de análisis de 6 u 12 horas (Drob, 2019b). Para describir el estado de la atmósfera superior se utilizan modelos empíricos, que se basan en 50 años de observaciones de investigaciones realizadas con satélites y sobre tierra. Tienen una resolución espacio – temporal suficiente para teóricamente resolver la variabilidad diaria (Drob, 2019b). Sin embargo, estos modelos basados en principios físicos actuales también pueden mostrar sesgos regionales en varios campos dependiendo de la altitud, latitud y día del año (Drob, 2019b). Las especificaciones actualmente disponibles para la propagación del infrasonido en la termósfera son rudimentarias en comparación con las especificaciones en la atmósfera inferior y media (Waxler y Assink, 2019).

- El Sistema de Pronóstico Global (GFS, por sus siglas en inglés) es un modelo de pronóstico del tiempo que genera datos de docenas de variables atmosféricas y del suelo. Es un modelo global con una resolución horizontal de 0.5° entre puntos de la cuadrícula. La resolución temporal abarca análisis y pronósticos hasta 16 días (Waxler y Assink, 2019).
- El Análisis Retrospectivo de la Era Moderna para Investigación y Aplicaciones versión 2 (MERRA-2, por sus siglas en inglés) es un reanálisis atmosférico global producido por la Oficina de Asimilación y Modelado Global de la NASA (GMAO, por sus siglas en inglés). Abarca la era de observación satelital desde 1980 hasta la actualidad. Todas las colecciones de datos de salida de MERRA-2 se proporcionan en la misma cuadrícula global (0.5° de latitud, 0.625° de longitud). Los conjuntos de datos reanalizados se utilizan para crear un registro coherente a largo plazo del clima pasado al compensar los sesgos inherentes de los diferentes instrumentos utilizados para realizar mediciones en diferentes momentos de la historia de la observación meteorológica (Waxler y Assink, 2019).
- HWM14 es la última actualización del modelo horizontal de viento de 2014 es una síntesis de medidas de instrumentos diferentes tomadas en los últimos 60 años (Drob et al., 2015).
- NRLMSISE-00 es un modelo atmosférico de referencia global empírico de la Tierra desde el suelo hasta el espacio, que modela las temperaturas y densidades

de los componentes de la atmósfera (Picone et al., 2002). Estos se utilizan para los niveles superiores de la atmósfera.

La combinación de modelos de pronóstico, re/análisis y empíricos permite obtener una mejor aproximación de las condiciones atmosféricas a diferentes niveles, en tiempos próximos a la actividad volcánica. Para este trabajo se utilizaron los modelos GSF, MERRA-2, HWM14 (Drob et al., 2015) y NRLMSISE-00 (Picone et al., 2002), con la siguiente configuración: GFS 0 – 30 km, MERRA-2 20 – 65 km, HWM14 y NRLMSISE-00 55 – 140 km. El solapamiento de 10 km garantiza un cambio suave entre los modelos (Schwaiger et al., 2019). Dependiendo del horario de ocurrencia de la actividad volcánica, se utilizaron modelos GFS de análisis o pronóstico para obtener una caracterización lo más cercana posible al momento de la erupción. Desde el suelo hasta 80 km de altura se fijaron niveles de muestreo cada 200 m, de 80 a 100 km cada 400 m y desde ahí cada 1000 m. Para analizar la propagación dependiente del rango se extrajo un volumen dado por una grilla entre los paralelos 47°S – 36°S y los meridianos 79°O – 66°O, con una resolución horizontal de 0.25°.

4.3.2. Trazado del rayo

Para observar los caminos de propagación regionales y evaluar los tiempos de viaje infrasónicos con fines de monitoreo, se utilizó un método básico de trazado del rayo. Es una aproximación de acústica geométrica, válida cuando las propiedades del medio cambian lentamente en distancias comparables a una longitud de onda y, por lo tanto, se aplica en la propagación de sonido de baja frecuencia a través de atmósferas que no varían demasiado rápidamente (Waxler y Assink, 2019). Este trata la propagación del infrasonido como rayos que se refractan en una estructura atmosférica estratificada, y se reflejan (rebotan) en la superficie de vuelta hacia la atmósfera. Los rayos son paralelos a la velocidad de grupo del infrasonido mientras que el frente de onda es normal a la misma (Waxler y Assink, 2019). Es un método útil para identificar conductos de propagación probables y estimar tiempos de viaje, pero no considera la difracción o la dispersión de la energía, y suele predecir incorrectamente “zonas de sombra” donde el sonido no debería propagarse (Fee et al., 2013b; Iezzi et al., 2019).

Para simular el trazado del rayo se utilizó el programa *infraGA/GeoAc* (Blom, Philip, 2014) de código libre³. El programa provee un conjunto de herramientas para modelar la propagación de señales de infrasonido a través de la atmósfera en el límite de la acústica geométrica. *InfraGA* permite realizar una simulación de la propagación en una atmósfera estratificada que varía con la distancia a la fuente, es decir, dependiente del rango. Dada la posición de la fuente y azimut e inclinación de lanzamiento de un rayo, es posible simular los valores de velocidad traza, celeridad, tiempo de propagación, pérdidas de amplitud (en dB relativo a 1 km de la fuente) y desvíos en el ángulo de retropropagación por vientos cruzados y por la influencia de la topografía en la reflexión del rayo (Blom y Waxler, 2012; Blom, 2019, 2020). La velocidad traza

³<https://github.com/LANL-Seismoacoustics/infraGA>

y la celeridad (distancia fuente – receptor dividido el tiempo de propagación) suelen ser utilizados como indicadores del camino de propagación aunque deben ser interpretados cuidadosamente debido a su ambigüedad (Evers y Haak, 2007). La velocidad traza en el arreglo v se relaciona con el ángulo de incidencia, i como $v = c / \cos(i)$. Las ondas refractadas a mayor altitud, por ejemplo fases termosféricas, presentan mayor velocidad traza porque el ángulo de incidencia es más alto. Por el contrario, la celeridad tiende a disminuir con el aumento de la altura de refracción debido a que la longitud del camino es mayor que a niveles bajos (Fee et al., 2011b). Los valores típicos de velocidad traza para arribos desde la tropósfera suelen ser muy cercanos al valor de velocidad del sonido local, las fases estratosféricas pueden llegar hasta ~ 360 m/s y las termosféricas superar 350 m/s (Ceranna et al., 2009). Los rangos de celeridades frecuentemente observados son: 330 – 360 m/s en la troposfera, que puede superar la velocidad de propagación del sonido por advección del viento; 280 – 310 m/s para la estratosfera; 250 – 280 m/s en la termosfera (Evers y Haak, 2007). Sin embargo se han documentado fases estratosféricas rápidas de hasta 360 m/s (Evers y Haak, 2007) y fases termosféricas lentas, de 160 m/s (Vergoz et al., 2019).

4.4. Caracterización de la fuente eruptiva

La altura de la pluma, la distribución del tamaño de grano total y la tasa de masa eruptada son los parámetros de la fuente eruptiva necesarios para modelar el transporte y la dispersión de ceniza volcánica y pronosticar la trayectoria de plumas de ceniza, por lo que su estimación en tiempo casi real es crítico para mitigar el riesgo sobre la aviación y las comunidades locales durante una erupción (Ripepe et al., 2013; Kim et al., 2015). A partir del cálculo de la potencia acústica de la fuente se puede estimar el flujo volumétrico y la velocidad de salida del material (p.ej.: Perttu et al., 2020; Lacanna y Ripepe, 2020; De Angelis et al., 2019; Witsil y Johnson, 2018; Angelis et al., 2016; Kim et al., 2015; Ripepe et al., 2013), que son características de la fuente acústica útiles para determinar la tasa de masa eruptada y la altura de la pluma.

Como se señala en Ripepe et al. (2013), las plumas débiles que se inclinan rápidamente sobre la boca de emisión se desarrollan cuando la velocidad del viento es mayor que la de salida de la pluma, mientras que las fuertes columnas eruptivas verticales presentan velocidades de ascenso que superan al viento. Cada una muestra una dinámica particular y genera depósitos de ceniza diferentes (Ripepe et al., 2013, y referencias ahí citadas). Las erupciones de los volcanes Copahue y Calbuco son ejemplos de uno y otro tipo que fueron registradas a escalas diferentes constituyendo casos de estudio interesantes para explorar métodos de estimación de parámetros de la fuente eruptiva.

4.4.1. Flujo volumétrico y velocidad de salida a partir de registros locales

En el ámbito local, se asume que la caída de amplitud de la señal con el incremento de distancia a la fuente se debe principalmente a la dispersión geométrica de la energía

del frente de onda. Sin embargo, se ha demostrado que los efectos de la topografía pueden tener un impacto significativo en la atenuación de la señal y que el contraste de impedancia entre el conducto y la atmósfera también genera una caída de amplitud (Lacanna y Ripepe, 2020; Kim et al., 2015; Lacanna et al., 2014).

Siguiendo el método propuesto en (Lacanna y Ripepe, 2020) que asume un conducto cilíndrico, se evaluó el flujo volumétrico dentro del conducto $q_i(t)$ del volcán Copahue, bajo la aproximación de un mecanismo de fuente monopolo. Para ello se usó la forma de onda $p(t)$ corregida por la geometría del conducto y los efectos de atenuación causados por la topografía de la siguiente manera:

$$q_i(t) = \frac{2\pi r}{(1 + |R|)\rho\alpha 10^{\frac{IL}{20}}} \int_0^t \Delta p\left(t + \frac{r}{c}\right) dt, \quad (4.9)$$

donde es $\rho = 1,1 \text{ kg/m}^3$ la densidad del aire, $c = 340 \text{ m/s}$ y r es la distancia a la fuente, que para el volcán Copahue es $r = 13260$. El término IL representa la caída de amplitud que produce una barrera topográfica entre la fuente y el receptor. Esta ecuación muestra que el flujo volumétrico y velocidad de salida del material eruptado se relacionan con un campo de ondas acústico esférico que depende del radio del conducto ($a = \sqrt{S/\pi}$, y S es la sección cruzada), resultando en patrones de radiación para números de onda ($k = 2\pi/\lambda$) diferentes. La amplitud acústica radiada hacia la atmósfera depende del coeficiente de reflexión ($|R|$) del extremo final abierto del conducto mientras que el patrón de radiación es expresado por la directividad (α). Ambos parámetros, $|R|$ y α , dependen del valor de ka .

Siguiendo a Lacanna y Ripepe (2020) y de acuerdo a observaciones que veremos más adelante, se estima que $a = 5\text{m}$, lo que para una frecuencia de 1.2 Hz da un valor de $ka = 0,11$. Este valor corresponde a $|R| = 0,99$. Finalmente se considera un valor de radiación isótropo con $\alpha = 1$. Como se dijo más arriba, el parámetro IL representa la eficiencia de una barrera para reducir la amplitud acústica y se expresa como una función del número de Fresnel N (Maekawa, 1968), de acuerdo a la fórmula:

$$IL = 10 \log_{10}(3 + 20N), \quad (4.10)$$

donde $N = (2/\lambda)\delta$, con $\delta = A + B - d$, y $A + B$ equivale a la distancia fuente – receptor considerando la topografía y d es la distancia directa o visual, para Copahue – CPH, el número de Fresnel es $N = 0,3$, entonces $IL = -9,5\text{dB}$.

4.4.2. Altura de la pluma a distancia regional

Se exploró el potencial de los registros de infrasonido, así como los resultados obtenidos mediante el trazado del rayo, para derivar la altura de la pluma de los dos pulsos eruptivos del volcán Calbuco, asumiendo una erupción que tuvo lugar a presión atmosférica. La ecuación 4.8 sólo es válida cerca de la fuente ya que únicamente considera como factor de atenuación la expansión geométrica del frente de onda. En el caso de propagación a escala regional, las pérdidas de amplitud $A_{perdida}$ deben calcularse a lo largo del camino a través de la atmósfera. Siguiendo a Perttu et al. (2020), este

parámetro se utilizó para corregir la amplitud registrada en el sensor a una distancia reducida de 1 km de la boca de emisión. Entonces, puede utilizarse el modelo de expansión geométrica para obtener los valores presión a 1 km de la fuente con la ecuación modificada para la sobre presión ΔP_r :

$$\Delta P_r(t) = \left[p_r 10^{\frac{A_{data}(t) + |A_{perdida}|}{20}} \right] \quad (4.11)$$

En nuestro caso, $A_{perdida}$ es la pérdida de amplitud relativa a 1 km y a un valor de presión de referencia $p_{ref} = 1$ Pa obtenida con la simulación de trazado del rayo. A_{data} es la amplitud de la señal en dB (relativo al valor p_{ref}) registrada en el arreglo CPH. Utilizando la expresión 4.11 y 4.8 como:

$$\Pi_r(t) = \Omega \frac{\Delta P_r(t)^2}{\rho_o c} = \gamma \pi r_r^2 \frac{1}{\rho_o c} \left[p_{ref} 10^{\frac{A_{data}(t) + |A_{perdida}|}{20}} \right]^2, \quad (4.12)$$

donde r_r es la distancia reducida a 1 km. Los valores de ρ y c son constantes, 1 kg/m³ y 340 m/s, respectivamente, aunque en la realidad varían a lo largo del camino. Para tener un valor de potencia independiente de la simulación de trazado del rayo, Π_r también se calculó utilizando una corrección del exceso de presión por dispersión geométrica (ecuación 4.6) (Dabrowa et al., 2011). Luego, con la expresión generalizada de (Matoza et al., 2013) podemos relacionar la potencia acústica a la velocidad de salida v :

$$v(t) = \left(\frac{\bar{\Pi}}{c^{3-m} K \rho_o \pi R^2} \right)^{\frac{1}{m}}, \quad (4.13)$$

donde m puede configurarse como 4, 6 u 8 para reproducir las ecuaciones de monopolo, dipolo o cuadrupolo, respectivamente, K es una constante empírica que unifica las constantes para cada tipo de fuente, R es el radio de una boca de emisión circular y c es la velocidad del sonido. Nótese que en el caso de un fuente monopolo, v es independiente de c . Siguiendo lo propuesto en Dabrowa et al. (2011) y Perttu et al. (2020) se elige como fuente un monopolo, por lo que $K = 1$ y $m = 4$ ya que nos encontramos con un caso de propagación a escala regional. Luego, se puede convertir la velocidad de salida v , a flujo volumétrico Q usando:

$$q(t) = \pi R^2 v, \quad (4.14)$$

Para plumas sostenidas como las de Calbuco, existen dos relaciones empíricas para el modelado de la altura de la pluma, que relacionan la altura H_t sobre la chimenea, con el flujo volumétrico de ceniza Q_m :

- Sparks et al. (1997):

$$H_t = 1,67 Q_m^{0,259} \quad (4.15)$$

- Mastin et al. (2009):

$$H_t = 2,00 Q_m^{0,241} \quad (4.16)$$

Ahora, bien, las plumas volcánicas son una mezcla de partículas, gases y aire. El flujo determinado a partir de registros infrasónicos representan el volumen de total del material eruptado, no sólo del magma (Caplan-Auerbach et al., 2010). Como se señala en Perttu et al. (2020) y Caplan-Auerbach et al. (2010), para aplicar ambas ecuaciones es necesario asumir una proporción de gas vs. piroclastos en la pluma, lo que se traduce en utilizar tan sólo un porcentaje del valor de Q .

Observaciones finales

A continuación se aclaran algunos términos que se utilizarán durante el desarrollo de la tesis:

- Apariencia: medida determinada por el coeficiente de correlación cruzada promedio (CCMP) y representa qué tan coherente es una señal a través del arreglo. Durante las descripciones de los resultados el uso de palabras como correlación/coherencia son utilizadas como sinónimos de apariencia para facilitar la lectura.
- Detección: está determinada por una ventana de tiempo en la que el valor de CCMP (para el AAM) o MCCM (para el BMF) supera un umbral preestablecido. La señal puede estar representada por una o varias detecciones dependiendo de su duración y la longitud de la ventana de tiempo utilizada para el procesamiento.
- Retropropagación: es el rumbo geográfico aparente medido desde el receptor hacia la fuente. Este término se abrevia como RP y se utiliza junto con ángulo para facilitar la lectura.
- Velocidad traza: componente de la velocidad de la onda en el plano del arreglo [m/s o km/s]. Valores de referencia: tropósfera, cercanos al valor de velocidad del sonido local; estratosfera, hasta ~ 360 m/s; termosfera, mayor a 350 m/s (Ceranna et al., 2009).
- Celeridad: es el cociente entre la distancia fuente – receptor y el tiempo de propagación [m/s o km/s]. Los rangos de referencia: 330 – 360 m/s en la troposfera; 280 – 310 m/s para la estratosfera; 250 – 280 m/s en la termosfera (Evers y Haak, 2007).
- Arribo: término que se acuña para el punto sobre el suelo donde la onda que llega a la superficie se refleja devuelta hacia la atmosfera. También se utiliza el término llegada como sinónimo para facilitar la lectura.
- Fase: término que hace referencia al camino de propagación que ha tomado la onda. Hablamos de fases troposférica, estratosférica o termosférica, cuando una onda se ha propagado por alguno de esos niveles. Nótese que un arreglo puede registrar uno o más fases para un mismo evento.

- Pulso eruptivo: terminología que se acuña para hacer referencia las distintas erupciones del volcán Calbuco. En cierto contexto el término fase también se utiliza como sinónimo de pulso para facilitar la lectura.
- Zona de sombra: zona en las que no se propaga energía acústica.

Capítulo 5

Los arreglos infrasónicos CPH y GND

El despliegue de un arreglo de infrasonido en el campo requiere, en primer instancia, una planificación acorde a las características de territorio y las condiciones meteorológicas del sitio de instalación. No obstante, la geometría final del arreglo puede verse modificada por particularidades del terreno (áreas con vegetación, caminos, cercos, etc.). La configuración geométrica del arreglo de infrasonido condiciona su rendimiento, es decir, la precisión que se puede lograr en la estimación de los parámetros que caracterizan un frente de onda coherente (Szuberla y Olson, 2004). Al mismo tiempo, cada sitio en particular tiene un nivel de ruido infrasónico ambiental que está controlado por fluctuaciones de presión de largo periodo, principalmente microbaroms, y de corto periodo como viento y remolinos locales (Bowman et al., 2005). Como factores que condicionan el nivel de ruido de un arreglo y sus fluctuaciones, podemos enumerar: 1) los cambios diarios y estacionales en los gradientes de temperatura y de vientos en todos los niveles atmosféricos; 2) la ubicación del arreglo respecto a los océanos; 3) la topografía del entorno; 3) la cubierta vegetal o de nieve sobre los sensores; 4) fuentes de ruido antrópicas e industriales; 5) la disposición de los sensores en el terreno y 6) la presencia o no de filtros o pantallas de viento (Bowman et al., 2005). La combinación de todos estos factores se traduce en limitaciones a la hora de detectar y caracterizar señales.

A continuación describimos el método de instalación de los arreglos de infrasonido CPH y GND. Además, realizamos un análisis del rendimiento en términos de la función de transferencia de cada arreglo. Luego se analiza el ruido infrasónico ambiental y se describen sus variaciones diurnas y estacionales. Este análisis es crucial para identificar las limitaciones de los registros acústicos y las incertidumbres que acompañarán análisis posteriores. Finalmente, presentamos las detecciones obtenidas con cada arreglo infrasónico.

5.1. Instalación

Los arreglos CPH y GND se desplegaron en la cordillera de los Andes de la provincia de Neuquén, a unos 30 km al este del arco volcánico activo (Fig. 1.1, Tabla A1). Ambos arreglos son de baja apertura, lo que permite registrar señales con alto grado de apariencia, pero con un espaciamiento suficiente para obtener una buena discriminación de arribos infrasónicos entre sensores (Ripepe y Marchetti, 2002) (Fig. 5.1). Los registros obtenidos permitieron identificar señales coherentes en los volcanes

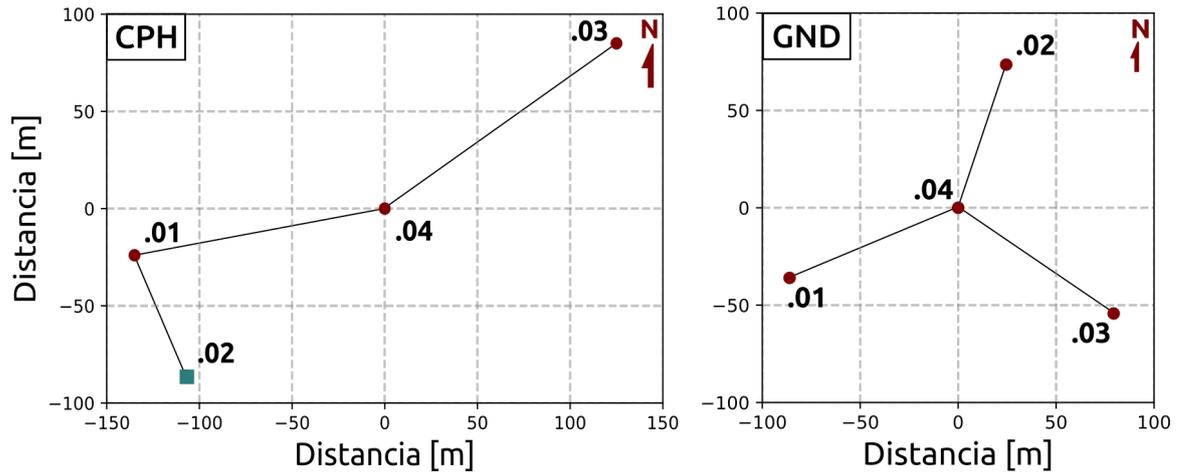


Figura 5.1: Configuración de los arreglos CPH y GND sobre el terreno.

Copahue, Villarrica, Calbuco y Lanín y sus alrededores (Tabla 5.1).

Tabla 5.1: Posición, distancia y azimuts de retropropagación para los volcanes detectados con los arreglos CPH y GND.

Volcán	Coordenadas		CPH		GND	
	Latitud	Longitud	Dist.	RP.	Dist.	RP.
Copahue	-37.856°	-71.16°	13.3	267°	—	—
Calbuco	-41.33°	-72.608°	410	200°	—	—
Villarrica	-39.42°	-71.94°	192	205°	47.7	293°
Lanín	-39.636°	-71.502°	—	—	3 – 6	$190^\circ – 250^\circ$

RP. Ángulo de retropropagación

Dist. Distancia volcán-arreglo [km].

El método de instalación de los equipos fue de bajo costo y poca complejidad técnica (Fig. 5.2). Para minimizar el impacto del viento sobre los instrumentos se buscaron áreas con cubierta vegetal. Cada sensor se colocó dentro de un contenedor plástico enterrado en el suelo tres cuartas partes de su altura. Por encima, se colocó otro recipiente plástico de mayor tamaño sobre el que se apilaron rocas y material no consolidado hasta cubrirlo por completo. De esta forma se protegió el sensor del agua y se redujo el ruido causado por el viento sin aislarlo de la atmósfera.

GND ($39^\circ 35.432'S$, $71^\circ 25.945'O$, 1160 m s.n.m) es una arreglo con geometría triangular y una apertura de 120m (Fig. 5.1 derecha). Fue desplegado con fines experimentales entre diciembre de 2017 y marzo de 2018 con el objetivo de estudiar el campo de ondas entorno a los volcanes Lanín y Villarrica, en el Parque Nacional Lanín (Tabla 5.1) (Fig. 5.3). Allí se instalaron 4 transductores de presión diferencial de 0.4 V/Pa @ 1 Hz de sensibilidad, con una respuesta en frecuencia de 0,1 - 200 Hz a -3dB y ± 90 Pa de rango de escala completa, y un adquisidor de 24 bits que registró datos a 100 Hz. La alimentación del sistema de medición se obtuvo mediante la combinación



Figura 5.2: Ejemplo de instalación de un sensor en CPH. a) Sensor parcialmente cubierto, en este caso con rocas, pinocha y ramas. b) Detalle del contenedor (balde de 20 l). La tapa del balde se coloca de forma tal que no ingrese agua pero que el cierre no sea hermético. Por encima se coloca la cubierta externa (fuentón).

de baterías y paneles solares. El digitalizador alimentó cada sensor a través de cables UTP enterrados dentro de mangueras de protección para el intemperismo y la fauna local. Con este arreglo se obtuvo un registro acústico continuo desde el 6 de diciembre de 2017 hasta el 24 de marzo de 2018, y fue posible registrar señales de larga duración concordantes con la ubicación del volcán Villarrica localizado a 47 km de distancia.

El arreglo CPH ($37^{\circ} 50.951'S$, $71^{\circ} 0.516'O$, 1660 m s.n.m) fue instalado en el año 2014, a 13.3 km del cráter activo del volcán Copahue con el objetivo de realizar un seguimiento de la actividad volcánica (Fig. 5.4a). Se configuró con una geometría en forma de L y una apertura de 280 m y se compuso de 4 transductores de presión diferencial de 25 mV/Pa @1 Hz de sensibilidad, con una respuesta de frecuencia de 0,01 - 100 Hz a -3dB @0.02 Hz y ± 100 Pa de rango de escala completa, y un adquisidor de 24 bits que registró datos a 100 Hz (Fig. 5.1 izquierda). El sistema de adquisición se alimentó directamente de la red de energía desde el aeródromo de Caviahue. El digitalizador alimentó los sensores a través de cables UTP y FTP enterrados para protegerlos del intemperismo. Si bien estuvo instalado hasta el año 2019, la mayor parte del tiempo estuvo fuera de servicio por diversos problemas técnicos (cortes en el servicio eléctrico, rotura de cables por la fauna y vandalismo, filtraciones de agua, descargas eléctricas durante tormentas, entre otros). El registro acústico es discontinuo y sólo hay datos de los 4 canales en simultáneo en contadas ocasiones (Tabla A2).

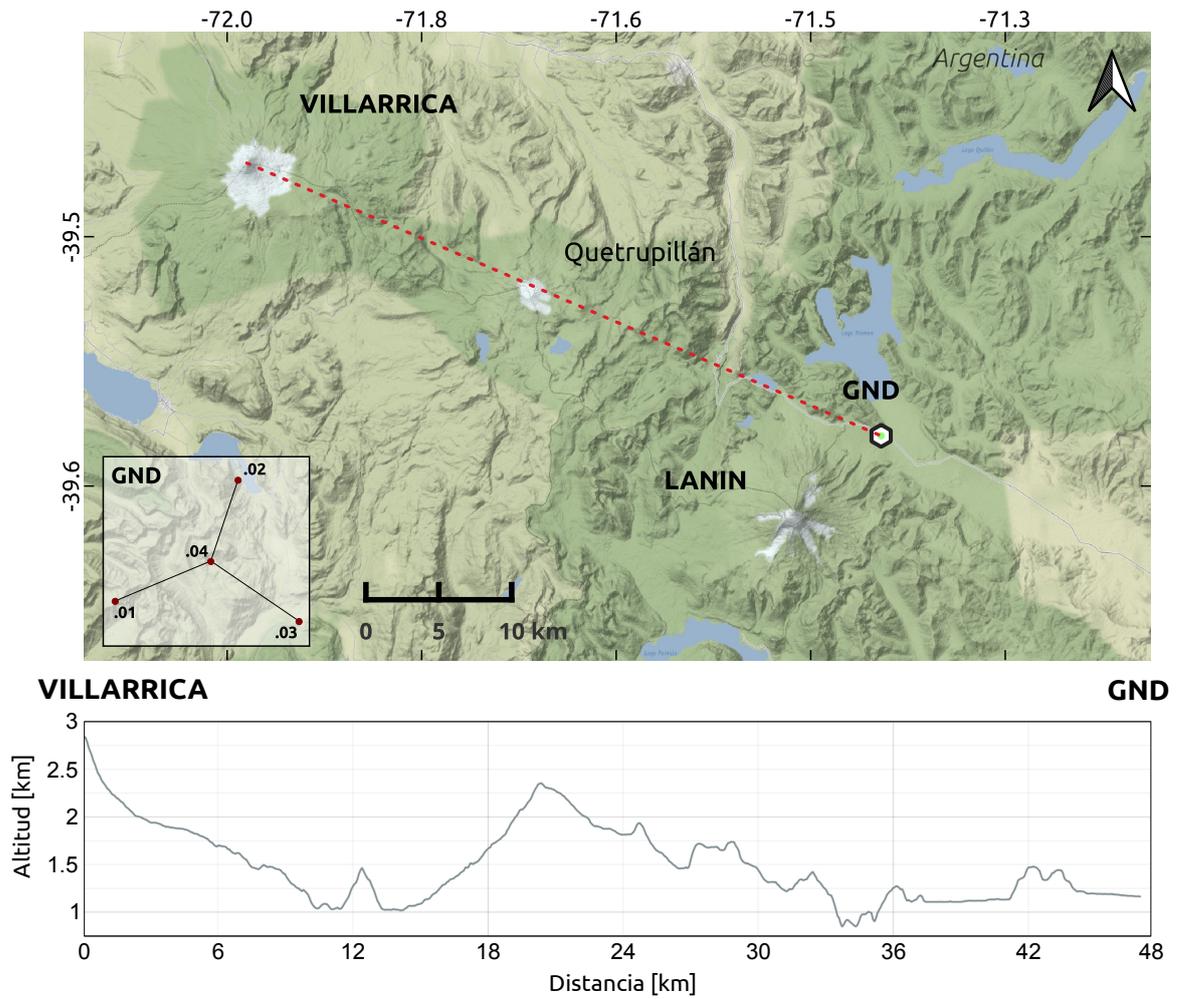


Figura 5.3: Mapa de ubicaciones de los volcanes Lanín y Villarrica y el arreglo GND (arriba). Perfil topográfico desde Villarrica hacia GND (abajo).

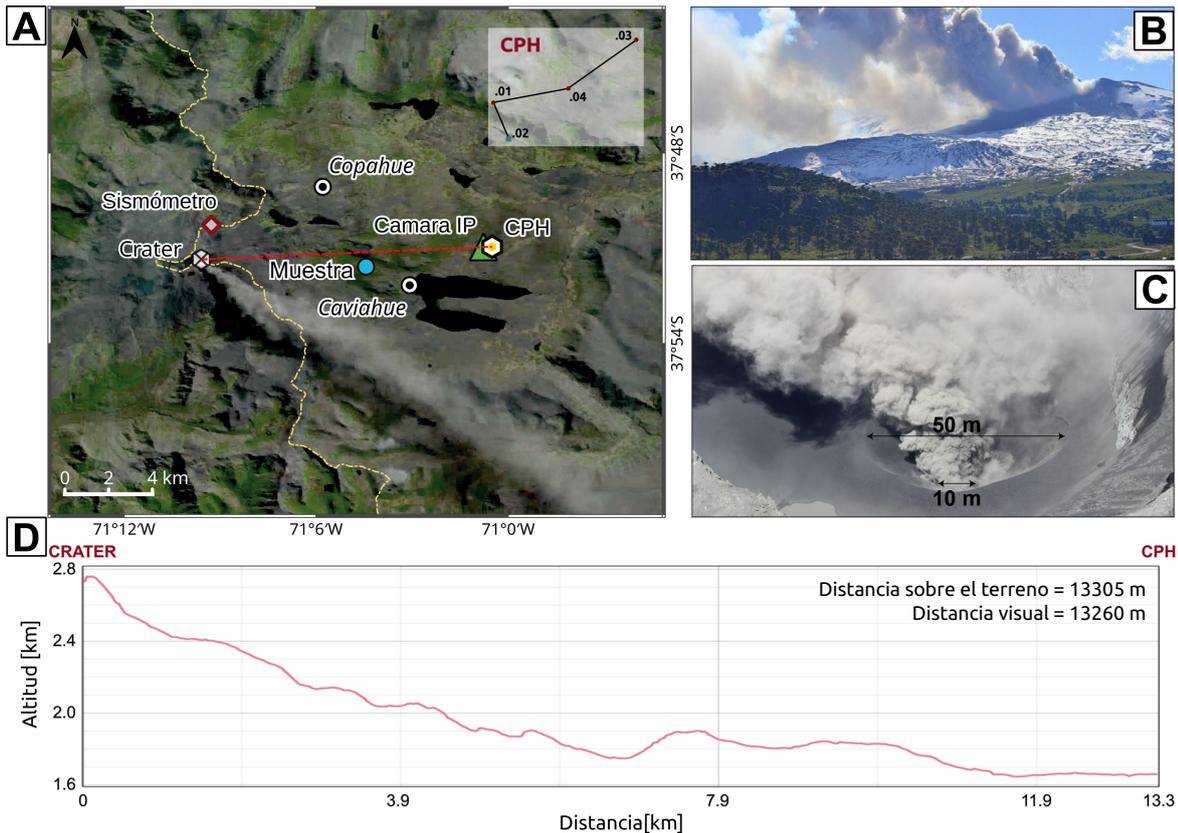


Figura 5.4: a) Mapa de ubicación del arreglo CPH (hexágono), estación sísmica (diamante gris), cámara IP (triángulo), ubicación de la muestra de ceniza (círculo celeste) y el cráter activo del volcán Copahue, realizado sobre imagen Landsat-8 del día 28 de marzo de 2016. Se destaca la pluma de ceniza en dirección SE. b) La pluma de ceniza emitida durante 2016 fue dispersada por los vientos predominantes desde el oeste. Durante este tipo de actividad, la pluma se dobló hacia el este inmediatamente encima del cráter, mostrando una fase de empuje de gas (*gas thrust*) débil, producto de una tasa de ascenso lenta. c) Tamaño de la chimenea en el cráter activo del volcán Copahue en marzo de 2016. d) Sección entre el cráter y el arreglo CPH e información topográfica utilizada para estimar el número de Fresnel N . Modificado de (Hantusch et al., 2021)

5.2. Función de transferencia

En la detección de un evento, la búsqueda del vector de lentitud óptimo es un paso crítico a partir del cual se obtendrán el azimut de retropropagación (θ) y la velocidad traza de la onda (V). La habilidad del array para discriminar el vector óptimo de entre todos los posibles está influenciado por la geometría del arreglo. Szuberla y Olson (2004) proponen un método para determinar la confianza estadística en la estimación de estos parámetros cuando se aplica el BMF, el cual devuelve una medida de la incertidumbre en el resultado de los cálculos. Si bien la principal técnica de detección

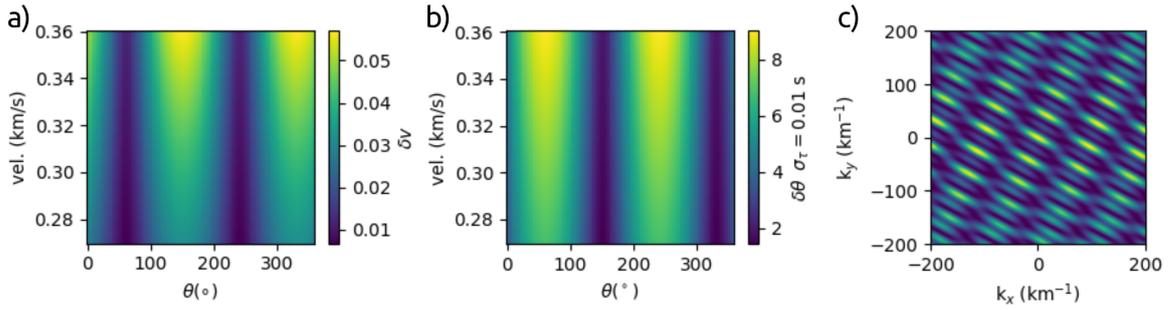


Figura 5.5: Función de transferencia del arreglo CPH. Se muestran las incertidumbres en la estimación de a) velocidad traza y b) ángulo de retro-propagación. c) Respuesta impulsiva teórica en el espacio de número de onda k .

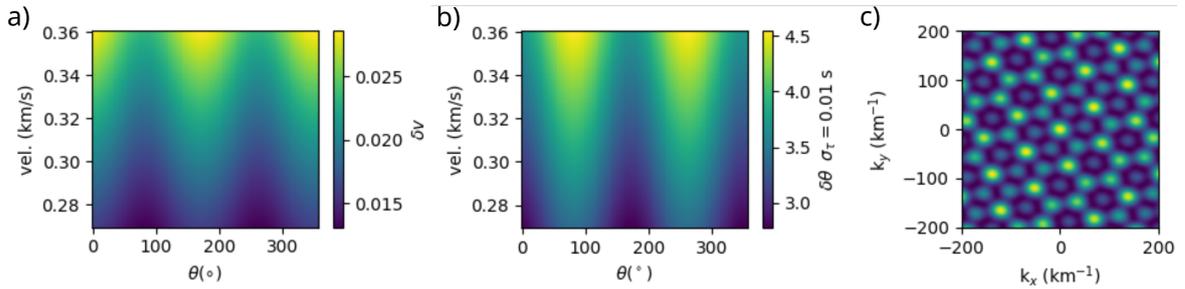


Figura 5.6: Función de transferencia del arreglo GND. Se muestran las incertidumbres en la estimación de a) velocidad traza y b) ángulo de retro-propagación. c) Respuesta impulsiva teórica en el espacio de número de onda k .

aplicada en esta tesis ha sido el AAM, se calculó la función de transferencia y la incertidumbre en la estimación de los parámetros de onda del BMF. Por un lado, este análisis es necesario para la interpretación de los resultados del BMF, y por el otro, permite establecer un marco comparativo del desempeño de los arreglos CPH y GND.

Para cada arreglo se estimó la función de transferencia considerando una señal impulsiva que se mueve con una velocidad traza de $340 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Los límites del espacio del número de onda k fueron $\pm 200 \text{ km}^{-1}$ (esto es $\sim 10 \text{ Hz}$ a $340 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). El rango de velocidades ($270 - 360 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) utilizadas en este análisis es típico de sonido que se propaga a nivel del suelo a distintas temperaturas.

En las figuras 5.5 y 5.6 se representan los resultados del análisis de la incertidumbre con un intervalo de confianza del 90%. Los gráficos a) y b) de ambas muestran el desvío estándar de V y θ en función de la velocidad de propagación del sonido y la dirección de arribo de la onda. Allí puede verse que el arreglo CPH, con una elongación predominante en sentido NE-SO, presenta variaciones azimutales muy marcadas, mientras que en GND, próximo a un triángulo equilátero, éstas son más suaves y el orden de σ de ambos parámetros es menor. En la figura c) se muestra la respuesta de ambos arreglos en el espacio del número de onda. Estos exhiben numerosos máximos relativos con diferentes frecuencias y fases, muy próximos entre sí, distribuidos en el espacio con un patrón uniforme. La carencia de un máximo absoluto revela que

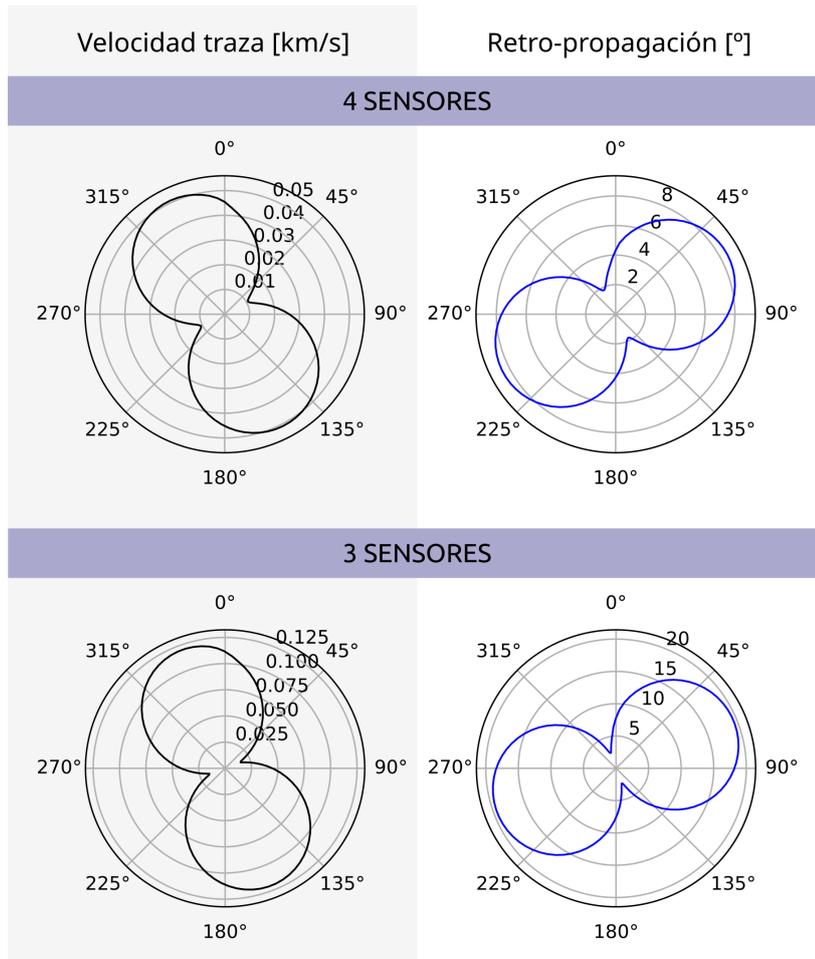


Figura 5.7: Incertidumbre en la estimación de la velocidad traza y retro-propagación para el arreglo CPH. Arriba: arreglo completo. Abajo: canal 2 fuera de servicio.

no es conveniente aplicar técnicas de detección en el dominio de la frecuencia, como por ejemplo el análisis $f-k$, debido a efectos de *aliasing* (Havskov, Jens and Alguacil, Gerardo, 2016).

La representación polar de las incertidumbres de V y θ del arreglo CPH muestra un patrón bidireccional (Fig. 5.7). El error en el ángulo de retro-propagación aumenta para los frentes de onda que se propagan en la dirección de su elongación, mientras disminuye en la velocidad de la traza. (Fig. 5.5). La pérdida del sensor .02 (Fig. 5.1) mantiene la bidireccionalidad del patrón polar, ya que esencialmente acentúa la alineación NE-SO. Sin embargo, el error de ambos parámetros aumenta casi 1 orden de magnitud. Por el contrario, las incertidumbres del arreglo GND muestran una elipse cuyo eje mayor coincide con el sentido E-O de la configuración de sensores del arreglo (Fig. 5.8).

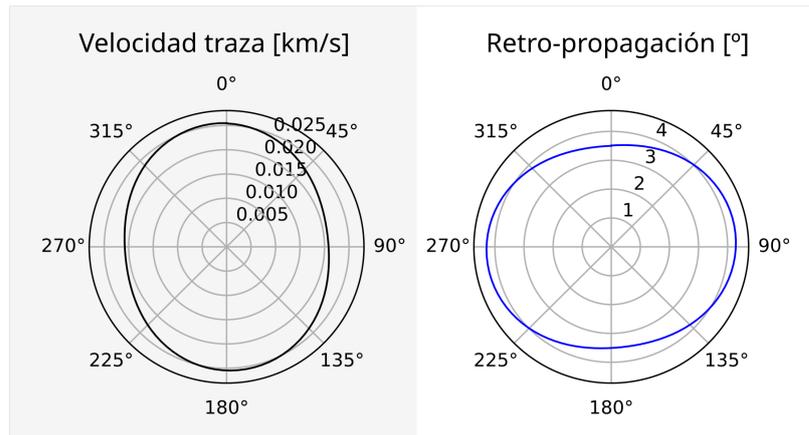


Figura 5.8: Incertidumbre en la estimación de la velocidad traza y retro-propagación para el arreglo GND.

5.3. Análisis del ruido

El nivel de ruido infrasónico ambiental (RIA) determina el umbral de detección de señales infrasónicas en un determinado rango de frecuencias. Su estudio nos permite conocer la sensibilidad del arreglo a ciertas variaciones en las condiciones atmosféricas y cómo esto se refleja en la capacidad de detección de señales de interés.

La ubicación de los arreglos permitió caracterizar el ruido infrasónico ambiental a diferentes latitudes y estaciones del año. En esta sección se analiza el contenido espectral del ruido entre 0.1 – 10 Hz para identificar los umbrales de detección de los arreglos siguiendo el método desarrollado en el Capítulo 4. Esto ha permitido evaluar el sistema de instalación y la capacidad de detección de los arreglos. Para GND se estimó en cada horario la potencia espectral promedio diaria de las bandas 0.1 – 0.3 Hz y 0.7 – 3 Hz (Fig. 5.11) con la finalidad de observar la fluctuación del nivel de ruido a lo largo del tiempo. Estos rangos de frecuencia corresponden a la banda de los microbaroms y la banda en la que se registraron señales con alto grado de apariencia. El análisis del RIA en CPH fue realizado por estaciones, para observar posibles variaciones anuales. Todos los datos obtenidos de 2014 a 2016 fueron agrupados entre las fechas de los solsticios correspondientes, generando un conjunto de datos para cada estación, esto es, verano, otoño, invierno y primavera (Fig. 5.9). Nótese que debido al funcionamiento discontinuo del arreglo, no se cuenta con el mismo número de PSD_p para realizar las PDFs por estación (Tabla A3). La cantidad de PSD_p por estación refleja que las tareas de mantenimiento fueron realizados en época estival, sobre todo a fin de verano.

Los resultados de las PDFs espectral fueron comparados con los modelos globales de bajo y alto ruido infrasónico de Brown et al. (2014). Todas las figuras de las PDFs fueron graficadas junto a los percentiles 5 y 95, la PSD_{pt} y las curvas de alto y bajo ruido infrasónico del modelo global. A continuación presentamos el análisis por arreglo.

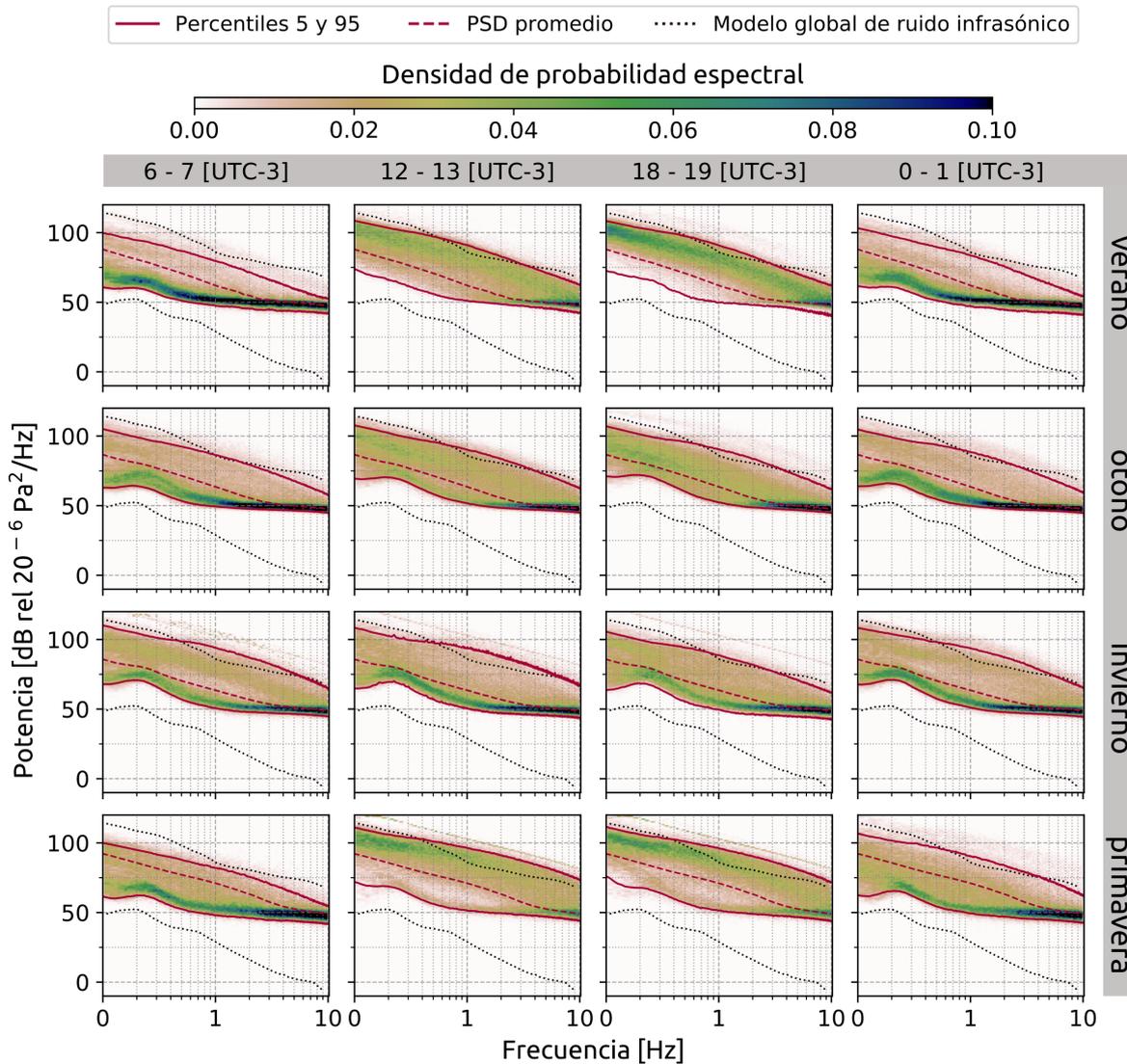


Figura 5.9: Funciones de densidad de probabilidad espectral del arreglo CPH, calculadas para las horas 06:00 – 07:00, 12:00 – 13:00, 18:00 – 19:00 y 00:00 – 01:00 hora local [UTC-3] (columnas), para cada estación anual (filas).

5.3.1. Ruido en CPH

La figura 5.9 muestra las PDFs calculadas para las horas 0:00 – 1:00, 6:00 – 7:00, 12:00 – 13:00 y 18:00 – 19:00 hora local [UTC-3] (columnas) para cada estación del año (filas). Las curvas de las PSD_{pt} muestran características similares en las cuatro estaciones. En general se encuentran en una posición intermedia entre las curvas de alto y bajo nivel de ruido ambiental del modelo global. Por encima de los 3 – 4 Hz las curvas tienden a horizontalizarse.

Las curvas de los percentiles 5 y 95 de cada franja horaria comparten rasgos a lo largo de las estaciones del año. Los mayores niveles de energía de ambas curvas suelen estar en los horarios 12:00 y 18:00. Durante el día, el pico entre 0.15 – 0.4 Hz de

la curva del percentil 5 se suaviza, y la curva del percentil 95 alcanza los niveles más altos de energía. En general por encima de los 0.6 Hz, el percentil 95 supera en algunos casos a la curva de alto nivel de ruido del modelo global. Ambas curvas presentan los niveles mínimos en verano y los más altos en invierno, y en cada estación las horas 0:00 y 6:00 tienen niveles de energía más bajos.

El nivel de ruido ambiental más bajo se observa en el lapso 6:00 – 7:00 de verano. En este caso, la curva del percentil 95 cae entre 1 y 2 ordenes de magnitud por debajo de la curva de alto ruido infrasónico del modelo global. La densidad de probabilidad se concentra entre la curva del percentil 5 y la PSD_{pt} y muestra un pico de mayor energía entre 0.15 – 4 Hz. El periodo de 00:00 – 01:00 presenta un comportamiento similar, aunque la curva del percentil 95 es ligeramente más alta y a 1 Hz se acerca al modelo global de alto ruido. Durante el día, la densidad de probabilidad se desplaza por encima de la media, alcanzando altos niveles de ruido ambiental, incluso superando el modelo global en el rango 0.6 – 3 Hz.

El invierno es la estación que presenta menor variabilidad temporal en los niveles de ruido a lo largo del día. La densidad de probabilidad muestra un pico de alta probabilidad de a 0.15 a 0.4 Hz, que cae entre las curvas del percentil 5 y de la PSD_{pt} para los cuatro periodos de tiempo analizados. Por otro lado, la curva del percentil 95 supera casi por un orden de magnitud a la curva de alto ruido infrasónico ambiental global en el rango 0.5 – 5 Hz.

Los niveles de energía del ruido ambiental nocturno de otoño y primavera son similares, con características intermedias entre verano e invierno. De 6:00 – 7:00 y de 0:00 – 1:00, ambas estaciones muestran una concentración de la densidad de probabilidad por debajo de la curva de la PSD_{pt} en todas las frecuencias. La zona de mayor probabilidad situada entre la media y el percentil 5, exhibe un pico de mayor energía entre 0.15 – 0.4 Hz. La primavera presenta los niveles de energía del ruido ambiental diurno más altos de todas las estaciones. La zona de mayor probabilidad se concentra por encima de la media, en particular para frecuencias menores a 1 Hz. La curva del percentil 95 de los periodos 12:00 – 13:00 y 18:00 – 19:00 supera casi por un orden de magnitud el nivel alto del ruido ambiental global para frecuencias mayores a 0.4 Hz. En cambio, si bien en otoño este percentil es igual o mayor a la curva de alto ruido, la diferencia es menor y en un rango de frecuencias más acotado, 0.8 – 3 Hz aproximadamente, con una distribución de la densidad de probabilidad más homogénea entre los percentiles.

A lo largo de las estaciones del año las PDFs presentan un comportamiento diferente entre el día y la noche. No obstante, es posible enumerar algunas características similares entre las estaciones y los horarios. A grandes rasgos se observa que en torno a ~ 1 Hz y por debajo de 0.2 Hz, el rango de dispersión de la probabilidad alcanza los 4 ordenes de magnitud, mientras que cerca de los 10 Hz el rango se reduce a 2 o 3 órdenes. En las frecuencias superiores a 1 Hz, la curva del percentil 5 tiende a horizontalizarse, descendiendo paulatinamente hasta valores cercanos a -50 dB. Todas las PDFs muestran una zona de alta probabilidad que se superpone a las curvas de la PSD_{pt} y del percentil 5 en frecuencias próximas a los 10 Hz. Esto podría estar condicionado por el ruido de los sensores del arreglo. En los lapsos 6:00 – 7:00 y 0:00 – 1:00 es posible identificar un pico de alta probabilidad entre 0.1 – 0.4 Hz asociado a la

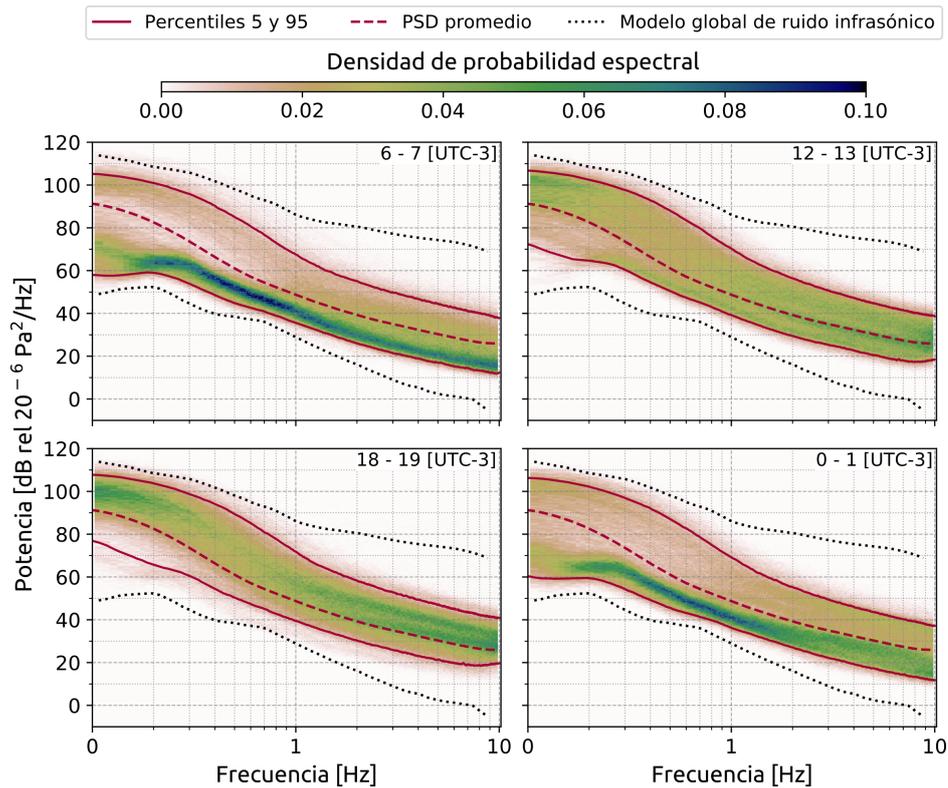


Figura 5.10: Funciones de densidad de probabilidad calculadas para las horas 06:00–07:00, 12:00–13:00, 18:00–19:00 y 00:00–01:00, hora local [UTC -3].

presencia de microbaroms. Durante el día la dispersión de los curvas en el rango 0.6 – 3 Hz es muy alta, con fuertes fluctuaciones de energía.

5.3.2. Ruido en GND

Para el análisis del RIA en GND se utilizaron todos los datos registrados entre 6 de diciembre de 2017 y el 24 de marzo de 2018. Puesto que el registro de GND fue tomado principalmente en verano, se analizaron las variaciones atmosféricas diarias sin considerar variaciones estacionales.

En la figura 5.10 puede verse que los datos están comprendidos entre los modelos de bajo y alto ruido. Por debajo de 0.5 Hz, tanto en el periodo 0:00 – 1:00 como 6:00 – 7:00, la PDF presenta una dispersión en la potencia de casi 5 órdenes de magnitud, dos órdenes de magnitud más amplia que en los períodos restantes. En todos los gráficos el rango de potencias para las frecuencias mayores a 1 Hz es de alrededor de 3 órdenes de magnitud.

Con el avance de la tarde es posible observar que para todas las frecuencias la potencia del percentil 5 aumenta. El incremento es más notorio en frecuencias menores a 1 Hz, variando entre día y noche casi 2 órdenes de magnitud. Esta tendencia no se repite para el percentil 95, que se mantiene estable en todos los periodos.

Durante el transcurso del día, la densidad de probabilidad muestra una mayor variabilidad que las curvas descritas anteriormente. Para 6:00 – 7:00 la probabilidad se concentra fuertemente por debajo de la PSD_{pt} . Aparece una región de alta P entre $\sim 0.15 - 0.7$ Hz, que se prolonga recostada sobre el percentil 5 hasta los 10 Hz. Por debajo de 0.8 Hz, la curva de la media total separa dos zonas de probabilidad, una de menor potencia y mayor probabilidad, y otra de menor P con mayor energía que se acerca al percentil 95.

El período 0:00 – 1:00 tiene un comportamiento similar al periodo 6:00 – 7:00, con algunas sutiles diferencias a destacar. Por encima de 2 – 3 Hz, la densidad de probabilidad se haya dispersa entre la PSD_{pt} y el percentil 5. Por debajo de los 0.8 Hz, la región de baja P en torno a la media que separaba dos zonas de probabilidad no se observa de manera clara. Si bien es posible observar una región de alta P entre 0.15 – 0.7 Hz, los valores de P son menores.

El gráfico correspondiente al medio día, 12:00 – 13:00, presenta entre los percentiles 5 y 95 un distribución más homogénea y desaparecen las regiones con representación definida, como por ejemplo, entre 0.15 – 0.4 Hz. A las 18:00 – 19:00 se observa que para todas las frecuencias, la mayor densidad de probabilidad se ubica entre la media y la curva de alto nivel de ruido infrasónico global.

La figura 5.11 muestra la evolución temporal de las bandas de frecuencias 0.1 – 0.3 y 0.7 – 3 Hz para la potencia promedio de cada franja horaria. Los marcadores de cada día han sido pintados de colores en base a la inspección visual del espectrograma en la franja horaria, rango de frecuencia y día correspondiente. En **verde** se indica la presencia de energía concentrada en la banda 0.15 – 0.4 Hz, conocida como la banda de los microbaroms, en **celeste** se indica la presencia de ruido obliterando parcialmente la banda de los microbaroms. En **amarillo** se ha señalado la presencia de ruido sobre la banda analizada, y por el contrario, en **gris** se destaca cuando la banda presenta muy bajo nivel de energía, pero no hay señales ni microbaroms. Por último, el **azul** denota la presencia de señales visibles en el espectrograma en el rango 0.7 – 3 Hz. El color **rosado** indica un nivel de ruido intermedio, el cual implica que, aunque la energía de la banda en cuestión es alta, aún sería posible discernir microbaroms o señales.

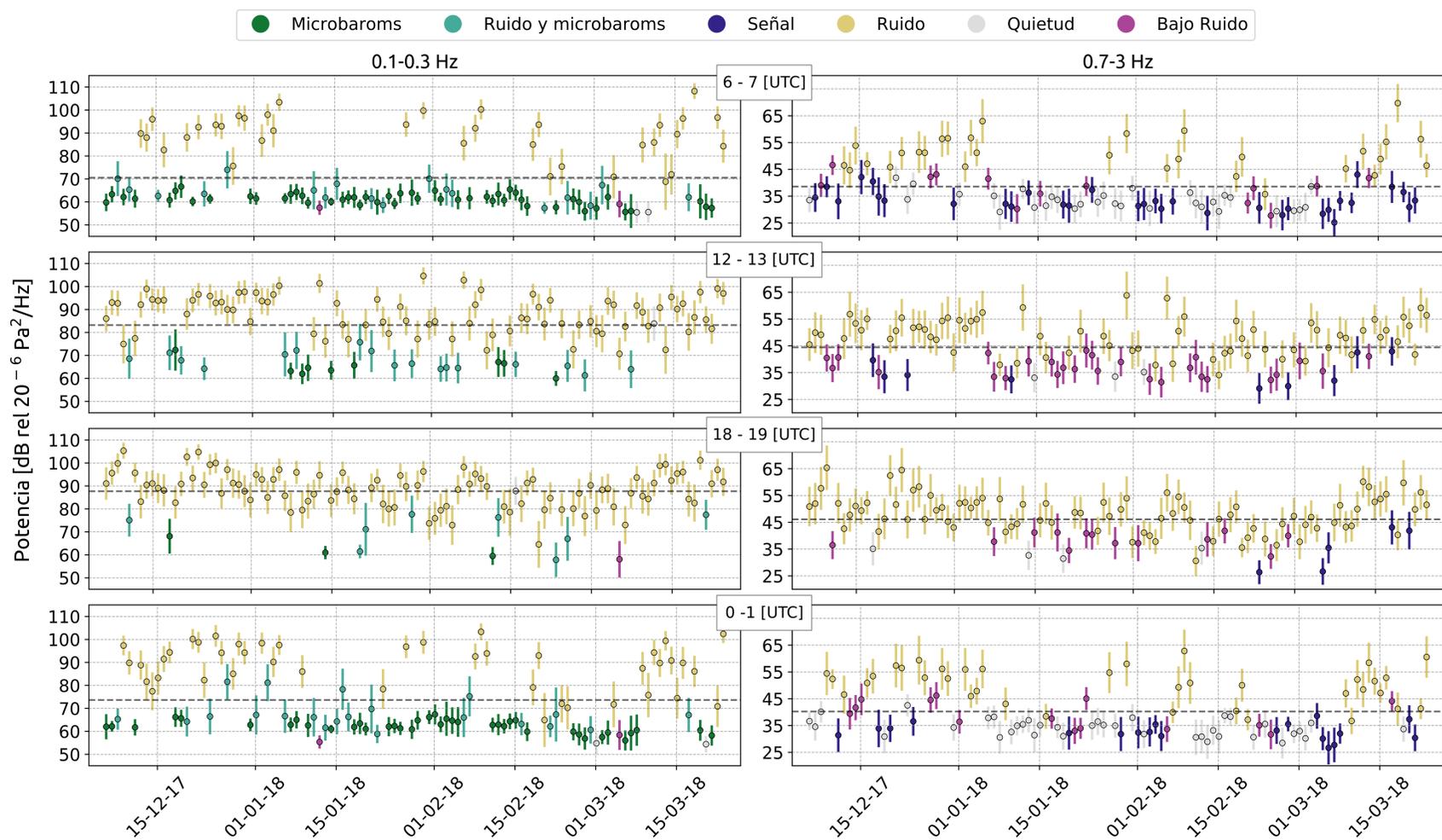


Figura 5.11: Evolución temporal de la potencia promedio en los periodos 00:00–01:00, 06:00–07:00, 12:00–13:00 y 18:00–19:00 hora local [UTC-3], para los rangos de frecuencias 0.1–0.3 y 0.7–3 Hz. El valor medio de potencia de cada gráfico está representado con la línea de guiones.

El rango de potencias para la banda 0.1 – 0.3 Hz va desde -40 a 15 dB, y de -70 a -25 dB entre 0.7 – 3 Hz. La variación del valor medio de potencia a lo largo del día en ambas bandas es producto del aumento del nivel de energía en las horas diurnas. De 18:00 a 19:00 suele predominar el ruido, mientras que los niveles mínimos son más frecuentes de 06:00 a 07:00. También puede verse que la presencia tanto de microbaroms como señales ocurre principalmente durante la noche. A medida que la energía aumenta, predomina el ruido y se pierde la capacidad de identificar señales o microbaroms con claridad.

5.4. Desempeño de los arreglos

La elongación en sentido NE-SO de CPH responde a la disposición del área forestada en el sitio de instalación. En consecuencia, se obtuvo un arreglo cuya función de transferencia muestra una fuerte dependencia azimutal en la magnitud de las incertidumbres de velocidad traza y ángulo de retro-propagación. Por el contrario, en GND fue posible respetar en gran medida la ubicación planificada de los sensores, por lo que esta dependencia es significativamente menor. El resultado del análisis de respuesta en ambos arreglos revela efectos de *aliasing*. Sin embargo, tal y como ha señalado Marty (2019), la estimación de parámetros de onda basados en el cálculo de retrasos de tiempo entre las llegadas de señales a los diferentes elementos del mismo arreglo (p. ej. *beamforming*) no se relaciona con el concepto de *aliasing*. De lo contrario, buena parte de los arreglos de la IMS, y los empleados en este trabajo serían inútiles.

El resultado del análisis de RIA de los arreglos revela que el método de instalación no consigue filtrar adecuadamente el ruido causado por el viento. En general, después del mediodía los espectrogramas de CPH y GND muestran altos niveles de energía en todo el espectro. Por su parte, CPH presenta una gran variabilidad en el nivel de energía de las PSD_p en los rangos 0.6 – 3 Hz aproximadamente, lo cual constituye una limitante importante ya que la mayor parte de las señales infrasónicas de origen volcánico están en este rango.

Las variaciones en las características del ruido infrasónico ambiental a lo largo del año en CPH responden al cambio en la dinámica atmosférica. En invierno, el pico de los microbaroms, persistentes durante todo el día, concuerda con la presencia de grandes tormentas sobre los océanos a estas latitudes y flujos de viento estables desde el Pacífico hacia el Atlántico (Bowman et al., 2005; Ceranna et al., 2019; Cogliati y Mazzeo, 1999). Además, la cobertura de nieve que protege los sensores del viento disminuye el ruido local, lo que permite el registro de microbaroms incluso de día. El aumento de energía de primavera y verano concuerda con el incremento de la intensidad del viento durante estas estaciones en la Patagonia (Lässig et al., 1999). Por otro lado, las características del ruido ambiental de verano en GND muestran que la inversión del perfil de temperatura y la estabilidad atmosférica nocturna favorece el registro de microbaroms y de señales infrasónicas de baja energía altamente coherentes. Por el contrario, durante el día la convección turbulenta de masas de aire aumentaría el nivel de ruido local. Dicho de otra forma, la presencia de microbaroms coincide

con los momentos de baja energía. En GND la mayoría de las veces que se detectan señales coherentes continuas entre 0.6 y 3 Hz aproximadamente, también se registran microbaroms. Por esta razón se ha considerado su presencia como un indicador de poco viento, lo que se traduce en bajo ruido infrasónico ambiental. Esto es relevante ya que no se cuenta con datos de velocidad de viento tomados *in situ* o en cercanía a los arreglos.

5.5. Detecciones

En primer lugar, se realizó un análisis de apariencia multicanal (AAM) sobre los registros con tres o más canales funcionando en simultáneo. Se realizaron pruebas con diferentes bandas de frecuencia y configuraciones de tamaño de ventana y solapamiento, en función de las cuales se decidió aplicar una ventana temporal de 10 s, con un solapamiento del 40 % con una velocidad del sonido de 342 m/s, ya que se observó un equilibrio entre el número de eventos detectados y el tiempo de procesamiento del ordenador utilizado en este trabajo. Se aplicó un filtro pasa banda de 0.5 a 7 Hz para los datos de CPH, y de 0.6 a 7 Hz para GND. El umbral de detección fue fijado en 0.5 en CPH y 0.6 en GND (resultados gráficos de todo el procesamiento en material suplementario).

En ciertos casos también se realizó un *beamforming* de mínimos cuadrados (BMF) del arreglo CPH para obtener una estimación de la velocidad traza de la onda, ya que se trata de un parámetro útil para identificar probables guías de propagación en la atmósfera. Nuevamente se utilizó una ventana temporal de 10 s con un solapamiento del 40 % con el mismo filtro pasa banda. En función de los primeros resultados observados y considerando tanto las características de la respuesta del arreglo como el nivel de ruido relativamente alto, el umbral de detección basado en MCCM se fijó en 0.5.

5.5.1. Arreglo CPH

El algoritmo AAM fue aplicado al registro de CPH para los períodos de tiempo en que se encontraron funcionando al menos 3 sensores infrasónicos en simultáneo. Los resultados muestran dos grupos de detecciones principales alrededor de 200° (C1) y de 270° (C2) (Fig. 5.12). Este último coincide con la ubicación del volcán Copahue. Las detecciones muestran un grado de apariencia más bajo y valores de presión casi un orden de magnitud menores que las del clúster C1. En parte se debe a que en C1 se tienen detecciones de señales de los volcanes Villarrica y Calbuco (Chile) (Tabla 5.1, Fig. 1.1).

El mayor número de detecciones ocurren en el grupo C1. Para el arreglo CPH la diferencia en el ángulo de retropropagación (RP) esperado para Villarrica o Calbuco es menor a 5° , es decir que cae en el rango de incertidumbre en la estimación de ángulos de RP que ronda entre $4 - 6^\circ$ para esas direcciones (Fig. 5.7). Sin embargo, un análisis más detallado de los resultados del AAM revela que el arreglo ubica un grupo de arribos a $192 - 198^\circ$ con alta apariencia ($CCMP > 0.7$), y presiones entre $0.1 - 1$ Pa,

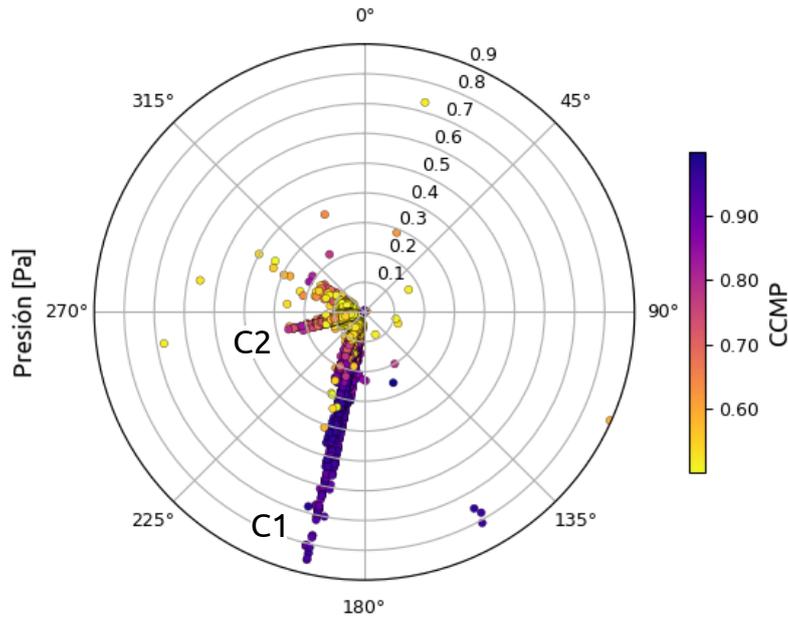


Figura 5.12: Representación de dirección de retropropagación, presión y valor de correlación obtenidos con el Análisis de Apariencia Multicanal del arreglo CPH. Sólo se muestran los bins que superan el valor umbral a 0.5.

los cuales coinciden temporalmente con la erupción VEI 4 de Calbuco (Fig. 5.13). En cambio, entre 200 – 207° aparecen detecciones de menor correlación, con valores de presión por debajo de 0.2 Pa, que concuerdan con períodos de actividad estromboliana en Villarrica durante 2015 y 2016.

Los arribos del grupo C2 muestran un rango de azimuts que van desde 250° hasta 270°. Llamativamente, dominan los arribos desde 256°, con los valores más altos de presión y correlación, lo que representa un desvío de casi 10° con respecto al ángulo esperado. Las detecciones de Copahue y Villarrica muestran valores de presión y apariencia comparables a pesar de las diferencias que hay en la distancia fuente – receptor de cada uno. La figura 5.13 revela detecciones a ~290°. Éstas ocurren durante 2015 y aparecen simultáneamente a las detecciones del clúster C1. En ese momento el arreglo contaba sólo con 3 canales en funcionamiento (Fig. 5.1). En general presentan valores de presión muy bajos y por lo tanto, valores de CCMP apariencia que rara vez superan los 0.6. Es probable que estas detecciones no representen señales coherentes provenientes de 290° sino que sean artificiales, consecuencia de que la geometría del arreglo presenta sólo tres canales, próximos a una línea recta, casi perpendicular a los arribos desde el sur.

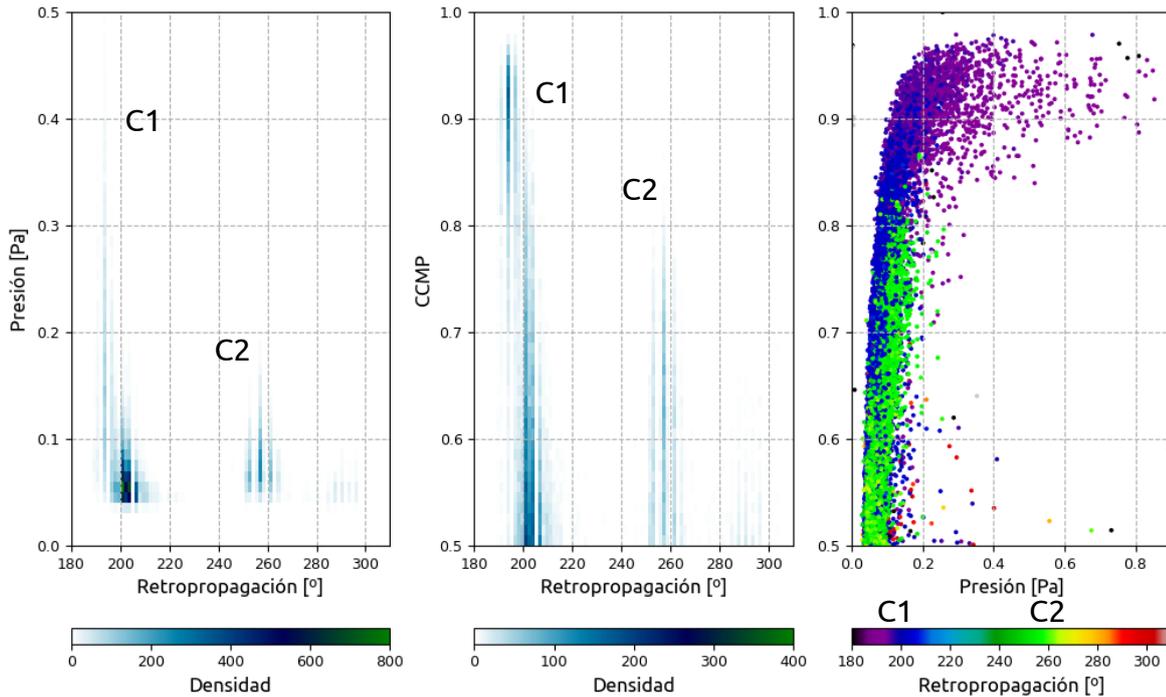


Figura 5.13: Histogramas 2D del total de detecciones obtenidas con el Análisis de Apariencia Multicanal en CPH. Se distinguen dos grupos de detecciones principales con direcciones de retropropagación diferentes.

5.5.2. Arreglo GND

El resultado del AAM del registro acústico del arreglo GND permite definir tres grupos de detecciones con ángulos de retropropagación (RP) próximos a 100° (G1), 129° (G2) y 290° (G3) (Fig. 5.14). Las detecciones que se observan alrededor de 180° son pocos eventos, cuya apariencia en general es cercana al valor umbral dado que la amplitud de la onda y la del ruido de fondo de los canales es la misma; tampoco se observa una firma espectral clara. En cambio, los eventos de cada grupo tienden a presentarse de manera persistente y continua en lapsos de varias horas de duración, en distintos momentos durante todo el experimento (véase material suplementario). Las señales de cada uno mantienen características similares, lo que indica fuentes estables que experimentaron pocas variaciones durante el periodo de estudio.

El mayor número de señales coherentes detectadas pertenece al grupo G1. Se caracteriza por valores de presión menores a 0.01 Pa en el rango 55° a 140° , con valores de CCMP hasta 0.85 (Fig. 5.15). Los restantes, G2 y G3, presentan detecciones de hasta 0.025 Pa, con valores de azimuts entre $220^\circ - 240^\circ$ y $283^\circ - 297^\circ$, respectivamente. Si bien la presión de la mayoría de las detecciones del grupo G3 está concentrada entre 0.002 – 0.01 Pa, éste exhibe la apariencia más alta y el rango de azimuts más acotado de los tres.

El grupo G3 está conformado por detecciones coherentes para el azimut de RP que señala en dirección al volcán Villarrica. El valor del azimut de retropropagación varía

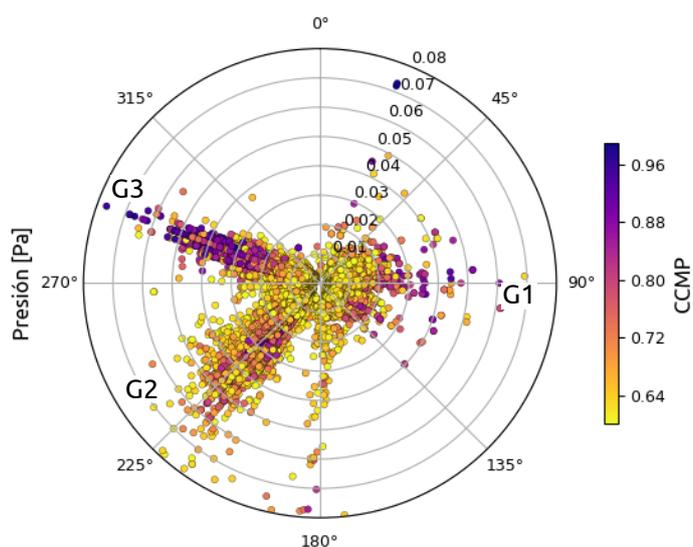


Figura 5.14: Representación de dirección de retropropagación, presión y valor de correlación obtenidos con el Análisis de Apariencia Multicanal del arreglo GND. Sólo se grafican los bins que superan el valor umbral a 0.6.

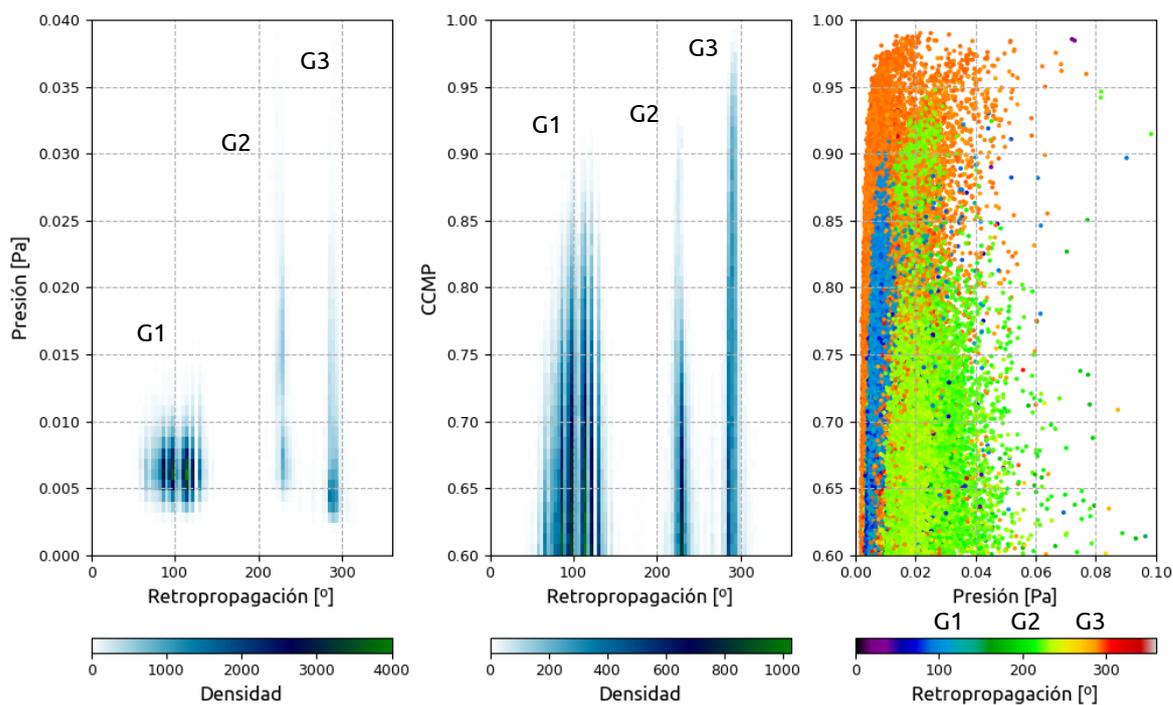


Figura 5.15: Histogramas 2D del total de detecciones obtenidas con el Análisis de Apariencia Multicanal en GND. Aquí se destaca la presencia de tres grupos de detecciones, G1, G2 y G3.

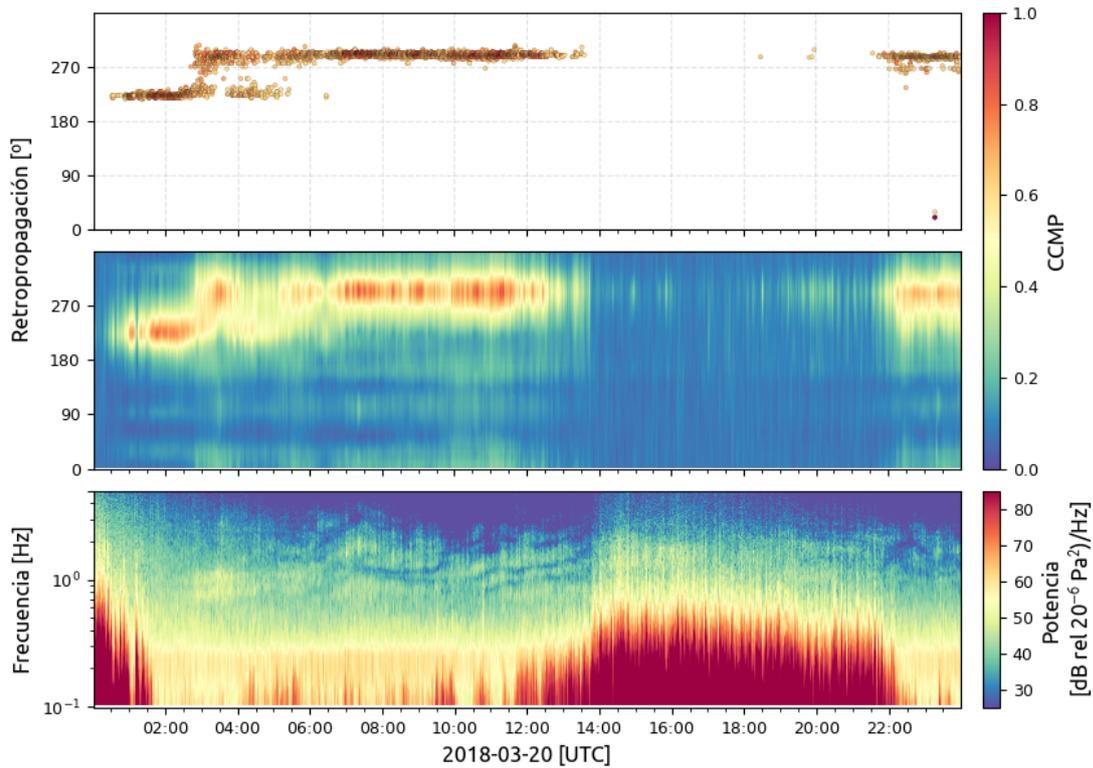


Figura 5.16: Resultado del Análisis de Apariencia Multicanal y espectrograma para el día 20 de marzo de 2018. a) Gráfico retropropagación vs. tiempo con las detecciones mayores al umbral de apariencia y b) *idem* anterior pero con el valor de CCMP para todos los azimuts coloreado según el valor de CCMP. c) Espectrograma entre 0.1 – 10 Hz.

entre $287 - 295^\circ$, con predominio de 290° . Como veremos más adelante, durante el verano 2017 – 2018 no se reportó actividad eruptiva significativa en este volcán. Sin embargo, los espectrogramas de los días en que aparece G3 muestran un alza de energía entre 0.8 y 2 Hz que se sostiene en el tiempo (Fig. 5.16c y Fig. 5.17c).

Los eventos del grupo G2 presentan valores de CCMP entre el 0.6 – 0.8 y aparecen de manera continua, persistiendo durante varias horas. No obstante, los espectrogramas no revelan una firma espectral clara, sino que suelen aparecer acompañados de ruido por debajo de ~ 1 Hz (Fig. 5.16c). Sorprendentemente, el azimut de RP se dirige hacia el volcán Lanín aunque éste no presenta actividad volcánica superficial. Una característica llamativa de este clúster es que aparece sólo o bien junto a G3, y en ocasiones se puede observar un desplazamiento progresivo del azimut de RP de $\sim 229^\circ$ a $\sim 290^\circ$, o viceversa (Fig. 5.16a y b).

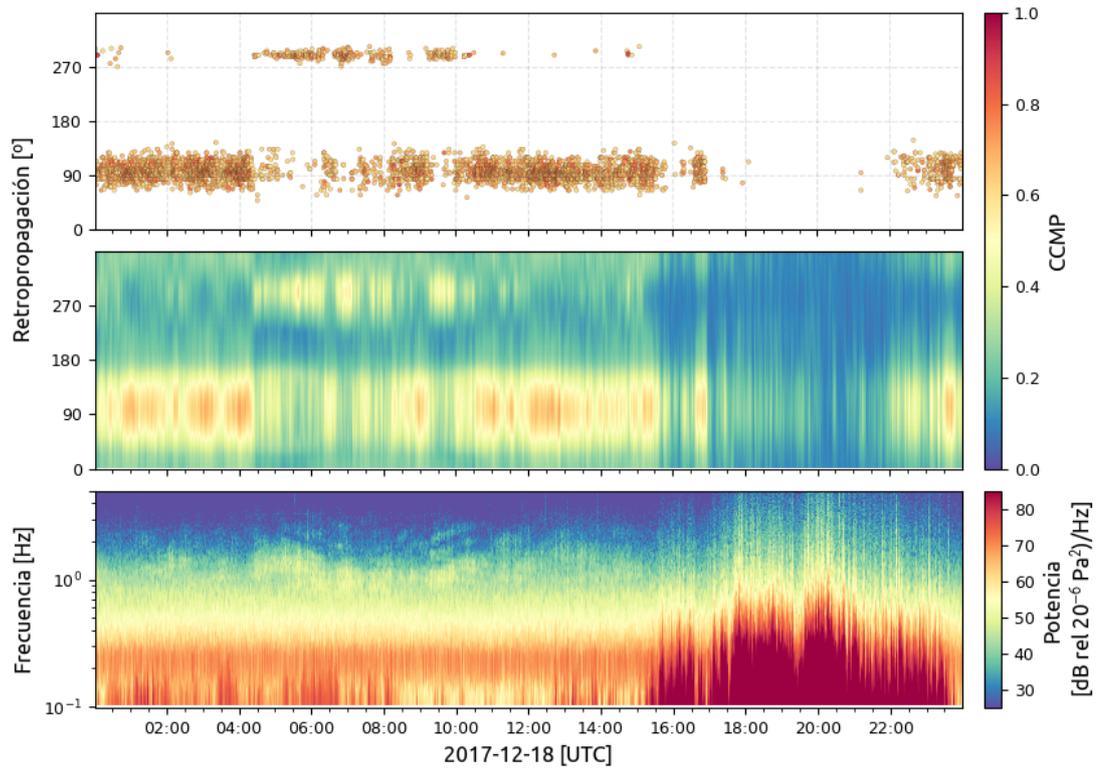


Figura 5.17: Resultado del Análisis de Apariencia Multicanal y espectrograma para el día 18 de diciembre de 2017. a) Gráfico retropropagación vs. tiempo con las detecciones mayores al umbral de apariencia y b) *idem* anterior pero con el valor de CCMP para todos los azimuts coloreado según el valor de CCMP. c) Espectrograma entre 0.1 – 10 Hz.

Ruido coherente o *clutter*

Como hemos visto, cuando el nivel de ruido infrasónico ambiental del arreglo es bajo, la señal presenta energía en la banda de los microbaroms (MB). La comparación de los espectrogramas con las detecciones diarias muestra que la ocurrencia de las señales del grupo G1 coincide con la presencia de MB en los momentos de ruido bajo (Fig. 5.17). Además, el rango de direcciones de RP apunta hacia el SO, donde no se han encontrado posibles fuentes de infrasonido sobre el continente capaces de generar señales de larga duración. Debido a su omnipresencia en los resultados del AAM el grupo G1 se ha caracterizado como ruido coherente, o *clutter*.

En el rango 0.2 – 1 Hz la señal se observa como un tremor continuo de baja amplitud (Fig. 5.18). Dado que esta dirección señala hacia el Atlántico Sur, las detecciones podrían estar asociados a MB generados por el oleaje de la Corriente Circumpolar Antártica o tormentas oceánicas (Ceranna et al., 2019).

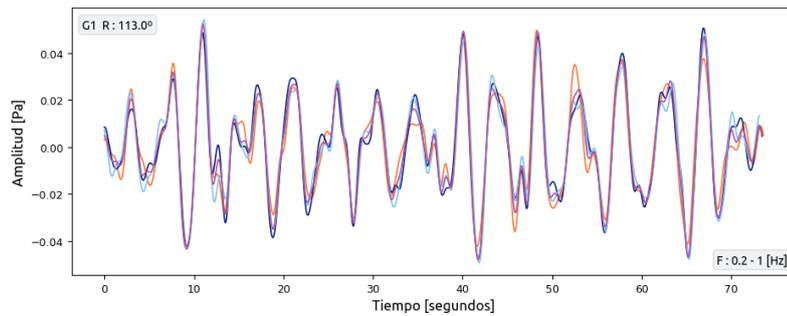


Figura 5.18: Ejemplo de formas de onda característica del grupo G1 filtrada entre 0.2 – 1 Hz. Señales de las cuatro componentes del arreglo GND apiladas según los tiempos de retardo estimados para un azimut de retropropagación de 120° de acuerdo al modelo del Análisis de Apariencia Multicanal.

Capítulo 6

La actividad volcánica detectada

La cordillera de los Andes es el rasgo topográfico más sobresaliente de América del Sur. La convergencia de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana genera un margen de subducción que promueve este orógeno y el emplazamiento del extenso arco volcánico que forma parte del Anillo de Fuego del Pacífico. Tanto su segmentación latitudinal como su migración en dirección este-oeste dependen fuertemente de las variaciones del ángulo de subducción lo largo del tiempo.

Entre 33° – 46°S, la Cordillera de los Andes anida el arco volcánico de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Salvo algunas excepciones como la del volcán Copahue, la amplia mayoría de los volcanes activos se encuentran actualmente en territorio Chileno (Fig. 1.1). Dada la circulación atmosférica predominante a estas latitudes, erupciones plinianas y subplinianas, como la del volcán Hudson (1991, VEI 5), o más recientemente las de Chaitén (2008, VEI 4), Puyehue – Cordón Caulle (2011, VEI 5) o Calbuco (2015, VEI 4), causan fuertes impactos negativos no sólo en las inmediaciones sino también sobre la Patagonia argentina, a menudo alcanzando la zona central del país debido a procesos de dispersión y re-dispersión de ceniza (p. ej. Hudson: Wilson et al. (2011); Chaitén: Watt et al. (2009); Puyehue – Cordón Caulle: Klüser et al. (2013); Calbuco: Reckziegel et al. (2016); Osores et al. (2018)).

Los registros acústicos obtenidos con los arreglos CPH y GND en la provincia de Neuquén, demuestran el enorme potencial de esta técnica para el seguimiento de distintos tipos de actividad volcánica en el arco andino, tanto en el ámbito local como regional. Por un lado, tenemos la erupción subpliniana del volcán Calbuco, la cual se caracterizó por la formación de plumas de más de 15 km de altura y flujos piroclásticos por colapso de la columnas eruptiva (Romero et al., 2016). Por otro lado, registramos señales relacionadas con las emisiones de bombas y grandes volúmenes de cenizas en plumas de baja altura, enmarcadas dentro de un proceso eruptivo de larga duración del volcán Copahue, que tuvo lugar entre 2015 y 2017.

6.1. Volcán Copahue

Copahue es el volcán más activo del país por lo que encabeza el ranking de riesgo relativo del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica del Servicio Geológico Minero (OAVV – Segemar) (García y Badi, 2021). Se trata de un estratovolcán activo de composición andesítica a basáltica-andesítica ubicado en el borde occidental de la Caldera del Agrio, en la provincia de Neuquén (Fig. 5.4). El volcán y sus alrededores

son algunos de los destinos turísticos más populares de esquí, termas y *trekking* de Argentina, visitado por miles de turistas cada año. El edificio volcánico tiene una forma alargada en dirección NE y una elevación de 2.997 msnm. En su cumbre, se encuentran alineados nueve cráteres en dirección $\sim N60^\circ E$, de los cuales sólo el cráter más oriental está activo. (Naranjo y Polanco, 2004). Éste tiene una forma casi circular de 300 m por 250 m y una profundidad de 90 m. Por el oeste esá flanqueado por un antiguo glaciar y aloja un lago cratérico hiperácido caliente, activo al menos desde 1937, el cual es visitado por turistas durante todo el año (Agusto y Velez, 2017).

La información recopilada sobre Copahue sugiere erupciones con estilos freáticos y freatomagmáticos de baja magnitud para los últimos dos siglos (Martini et al., 1997; Naranjo y Polanco, 2004). Sin embargo, los eventos eruptivos más recientes en 2000 y 2012 han sido principalmente de tipo estromboliano, con una fase inicial freatomagmática seguida de pulsos magmáticos repetidos (VEI 2) (Caselli et al., 2016). La gran cantidad de ceniza expulsada es transportada hacia las localidades de Caviahue y Copahue por los vientos permanentes desde el oeste, causando problemas respiratorios, por lo que representa un serio riesgo para la población local (Paez et al., 2021).

6.1.1. Actividad volcánica 2016

Luego del ciclo eruptivo que comenzó en 2012, la actividad volcánica se caracterizó por una desgasificación pasiva constante, principalmente de vapor de agua y SO_2 , y episodios frecuentes de emisiones de gases y cenizas en plumas de baja altura ($< 1,5$ km por encima del cráter) con duraciones desde unos días hasta meses. Alternadamente ocurrieron explosiones freáticas con la emisión de grandes nubes de vapor de agua y eyección balística de bloques dentro del cráter (Petrinovic et al., 2014; Caselli et al., 2016; Agusto y Velez, 2017; Daga et al., 2017)¹. Hasta principios de 2017, el volcán experimentó actividad sísmica frecuente asociada con la emisión de gases y cenizas, con explosiones ocasionales que produjeron incandescencia nocturna visible y plumas de ceniza de baja altura (Caselli et al., 2017a).

¹Boletines de actividad volcánica del Programa Global de Vulcanismo del Instituto Smithsonian (BGVP): Copahue 03/2016 BGVP 41:03 y Copahue 04/2017 BGVP 42:04.

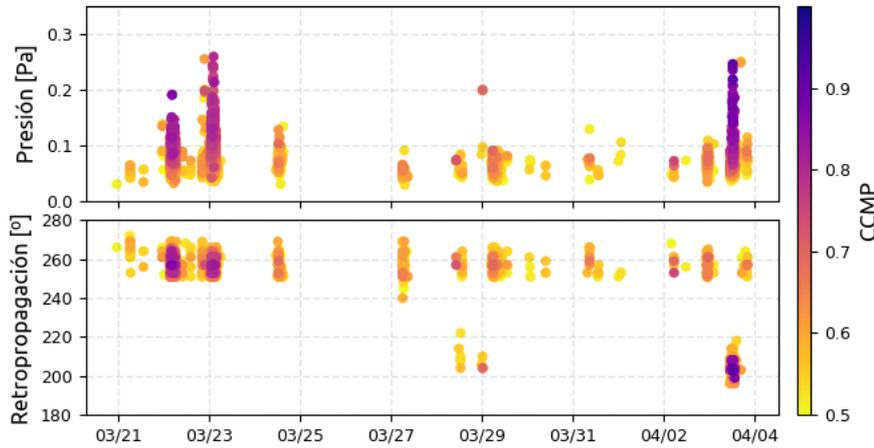


Figura 6.1: Presión acústica máxima (arriba) y ángulo de retropropagación (abajo) de las detecciones con valores de correlación cruzada máxima promedio (CCMP) >0.5 para el período marzo – abril 2016 del arreglo CPH. La actividad explosiva en Copahue se identifica por arribos desde $\sim 261^\circ$. Las detecciones con ángulo $\sim 203^\circ$ corresponden a actividad explosiva del volcán Villarrica que generó detecciones con amplitudes comparables a las de Copahue.

Desde marzo hasta principios de abril de 2016, la actividad volcánica fue continua y bastante constante (Tabla 6.1) (Caselli et al., 2017b). Del 22 al 23 de marzo la pluma alcanzó una altura máxima de 1.500 m sobre el cráter (Fig. 5.4b)² ³. Para entonces, la pluma de cenizas era visible en imágenes de satélite y a las 12:10 UTC del 23 de marzo de 2016, las cenizas se desplazaban hacia el este a una distancia de 37 km del volcán. Esta actividad llevó al Centro de Asesoramiento de Cenizas Volcánicas (VAAC, por sus siglas en inglés) de Buenos Aires a emitir una notificación de dispersión de cenizas volcánicas para el volcán Copahue⁴.

Durante todo el período, una cámara de video ubicada a 13 km del volcán mostró la expulsión de cenizas y gases desde el cráter con incandescencia nocturna. Generalmente, las plumas fueron de baja altura (~ 1000 m por encima de la chimenea) volcadas rápidamente sobre el cráter, rastreables en imágenes satelitales hasta distancias de 50 a 100 km hacia SE-ESE (Fig. 5.4a). La continua emisión de bombas y ceniza fue levantando un pequeño cono anidado en el cráter, y el lago se redujo casi un 100% (Fig. 5.4c) (Agusto et al., 2017)⁵. Las observaciones realizadas en un ascenso al cráter el 25 de marzo reportaron la emisión de cenizas y gases, intercaladas con nubes de vapor de agua junto con la eyección de bombas volcánicas hasta 240 m de distancia. En ese momento, el cono tenía ~ 50 m de altura y la abertura del centro emisor tenía

²Copahue 03/2016 BGVP 41:03

³Reporte de Actividad Volcánica emitido por OVDAS, disponible en sitio web oficial por volcán y fecha (RAV): RAV n°6 Región del Biobío, 2016

⁴Reportes de 2016 disponibles en el sitio oficial VAAC Buenos Aires

⁵Copahue 03/2016 BGVP 41:03

Tabla 6.1: Resumen de datos geofísicos y observaciones de la actividad volcánica de Copahue en el periodo enero – abril de 2016. Basado en los Reportes de Actividad del OVDAS, de la región del Biobío, disponibles en sitio web oficial por volcán y fecha. (DR: Desplazamiento Reducido; Altura máxima de la pluma sobre el nivel del cráter)

Mes	Enero		Febrero		Marzo		Abril
Días	1–15	13–31	1–15	16–29	1–15	16–31	1–15
VT	68	28	15	9	7	12	33
LP/VLP	51	41	13	17	16	42	29
Tremor	Continuo, nivel intermedio						
	DR<1,8 cm ²	DR<4 cm ²	DR<4 cm ²	DR<5 cm ²	DR<5 cm ²	DR<3 cm ²	DR<3 cm ²
SO ₂ med. [t/día]	691±184	724±91	753±199	1125±176	693±128	853±189	921±37
SO ₂ máx. [t/día]	2573 (12/01)	1380 (16/01)	2735 (13/02)	4264 (25/02)	2079 (8/03)	2830 (23/03)	2323 (4/04)
Actividad	Emisión de ceniza continua, pluma gris, incandescencia						
Alt. máx. pluma	850 m (13/01)		1250 m		1500 m (22/03)		

~10 m de diámetro (Fig. 5.4c).

6.1.2. Actividad infrasónica

En marzo – abril de 2016, fue posible registrar infrasonido de una fase explosiva enmarcada en un proceso eruptivo que había comenzado a fines de 2015, y que culminó a principios de 2017 (Caselli et al., 2017a). Este registro constituye el primer dato de infrasonido de este volcán y es de vital importancia para comenzar a delinear el nivel de base infrasónico. El análisis de las señales encontradas aporta indicios sobre la dinámica explosiva y el proceso de fragmentación magmática.

La actividad registrada fue generalmente de baja intensidad y el arreglo pudo localizar señales coherentes asociadas a eventos explosivos y emisión de cenizas sólo ocasionalmente. El 21 de marzo de 2016 a las 6:09 UTC, se detectaron pequeñas señales coherentes con amplitudes entre 0.05 y 0.1 Pa, con un azimut de retropropagación (RP) de ~266°, correspondiente a la dirección del cráter activo (Fig. 6.1). Las señales fueron impulsivas con una duración de 1.5 a 2.5 s y una frecuencia de 1.12 – 1.5 Hz (Fig. 6.2). La ocurrencia de este tipo de transitorios se volvió más frecuente hasta que se fusionaron en una oscilación armónica continua, dando origen a un tremor los días 22 y 23 de marzo, de aproximadamente 4 horas de duración cada uno (Fig. 6.3). El espectrograma del tremor del día 22 presenta un pico espectral dominante a 1.2 Hz, otro más débil a 2 Hz, y un tercer pico de muy baja energía a 3 Hz, (Fig. 6.3a). Al día siguiente, la frecuencia del pico dominante asciende a 1.5 Hz y se observan claramente armónicos a 2, 3 y 4 Hz (Fig. 6.3b).

La actividad eruptiva de mayor intensidad del 23 de marzo presenta oscilaciones

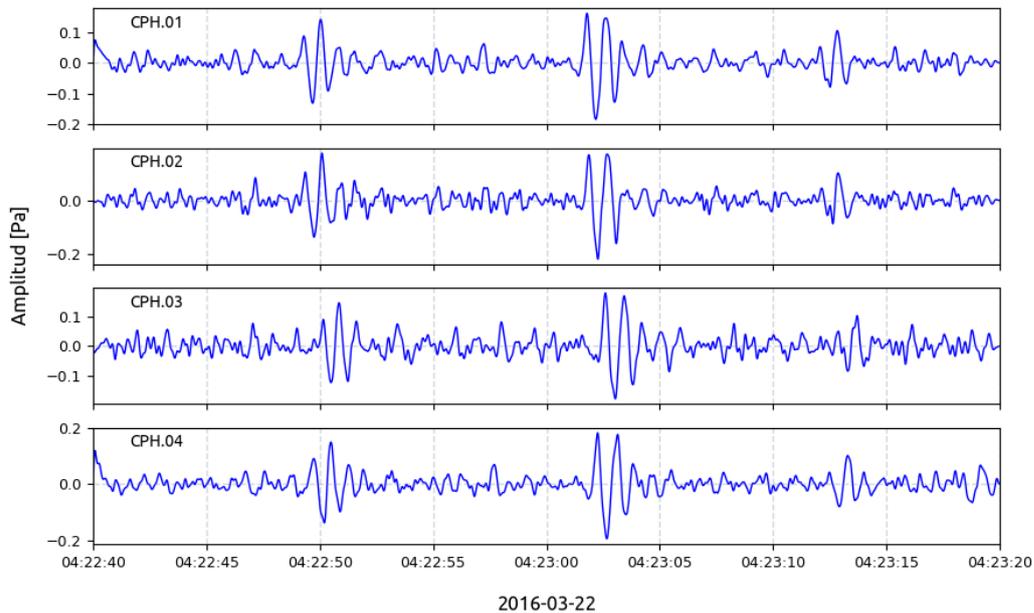


Figura 6.2: Ejemplo de los eventos registrados por los cuatro canales del arreglo CPH durante actividad explosiva en el volcán Copahue. Las señales están filtradas entre 0.5 – 5 Hz. Se observan impulsos claros de corta duración de hasta 0.2 Pa.

altamente coherentes ($CCMP > 0.8$) entre los sensores del arreglo (Fig. 6.4), alcanzando amplitudes máximas de ~ 1.0 Pa (Fig. 6.3b). Esta coincide con la máxima emisión de cenizas que generó una pluma de 1500 m sobre el volcán (4,350 m s.n.m.). Es probable que el infrasonido de esta fase esté asociado principalmente a actividad estromboliana débil, como lo demuestran las bombas volcánicas incandescentes observadas durante la noche y depositadas alrededor del cráter. Posteriormente, continuaron las detecciones en dirección al cráter activo ($\sim 266^\circ N$), pero se trató de algunos eventos distribuidos aleatoriamente que rara vez superaron los 0.12 Pa.

En líneas generales, estas señales acústicas presentan formas de onda similares a las asociadas con la actividad explosiva observada en otros volcanes (Johnson et al., 2004; Johnson y Ripepe, 2011; Fee y Matoza, 2013). En comparación, el volcán Stromboli (Italia) genera eventos infrasónicos con contenido de frecuencia entre 2-4 Hz y amplitudes entre 10-25 Pa a 1 km de la fuente (p.ej. Delle Donne et al., 2016). La fusión de eventos en oscilaciones continuas como las vistas en Copahue han sido documentadas en el volcán Etna (Italia). Si bien ambos volcanes presentan composiciones diferentes, en Etna las erupciones explosivas están precedidas de una actividad estromboliana violenta asociada con una secuencia rápida (cada 2 s) de grandes transitorios infrasónicos (20-30 Pa a 1 km) que se fusionan en oscilaciones de presión acústica continuas a 0.7 Hz durante la ocurrencia de columnas eruptivas sostenidas (Ulivieri et al., 2013). Copahue muestra un comportamiento análogo, pero con valores de presión un orden de magnitud menor, generalmente alrededor de 0.2 Pa, es decir, 2.6 Pa a 1 km.

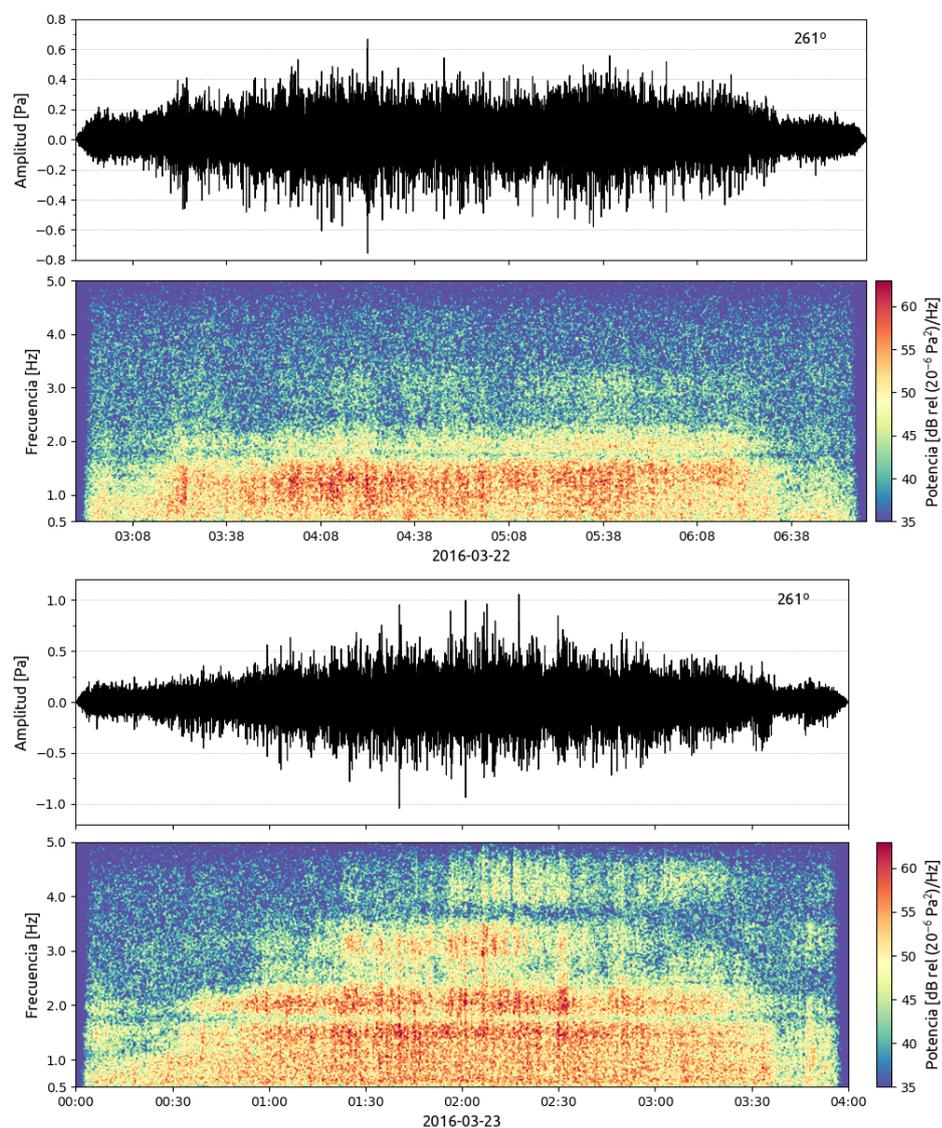


Figura 6.3: Señales y espectrogramas de los tremores registrados el 22 (arriba) y el 23 (abajo) de marzo de 2016 por el arreglo CPH correspondientes a la actividad eruptiva del volcán Copahue. El día 23 se alcanza la fase más energética de este episodio, con una pluma de 1.5 km de altura sobre el cráter. La forma de onda y espectrograma corresponden a la señal promedio del arreglo, de acuerdo a los tiempos de retardo correspondientes a una dirección de retropropagación de 261° , entre 0.5 – 5 Hz.

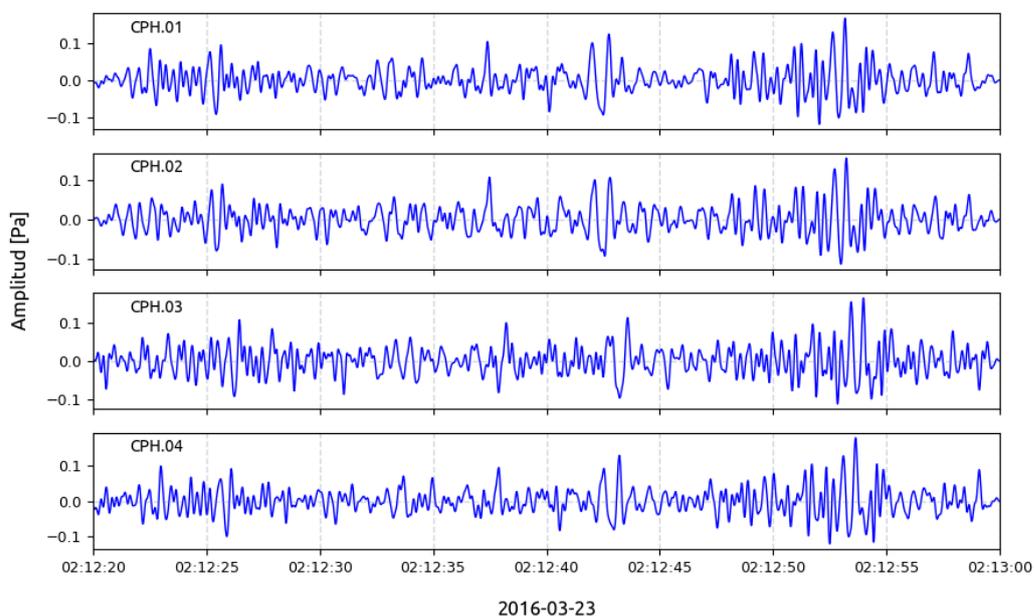


Figura 6.4: Ejemplo de los eventos registrados por los cuatro canales del arreglo CPH durante actividad explosiva en el volcán Copahue. Las señales están filtradas entre 0.5 – 5 Hz. Se observan impulsos claros de corta duración de hasta 0.2 Pa.

6.2. Volcán Calbuco

El volcán Calbuco es un estratovolcán de composición basalto–andesítica ubicado en Chile en la región Los Lagos, en cercanías a las localidades de Puerto Montt, Puerto Varas y Ensenada. (Fig. 1.1). El 22 de Abril de 2015 a las 18:04 HL inició una erupción subpliniana (VEI 4) luego de 54 años de calma (Romero et al., 2016). No se identificaron precursores hasta ~ 7 horas antes del inicio, cuando se registró un enjambre de sismos volcano-tectónicos a menos de 2 km de profundidad en el edificio volcánico, seguido por eventos LP e híbridos (Valderrama et al., 2016). Más de 6500 personas fueron evacuadas en un radio de 20 km, mientras la ceniza dispersada hacia N-NE dañó severamente campos agrícolas y edificaciones e interrumpió la circulación aeronáutica en Chile y Argentina (Romero et al., 2016; Osoro et al., 2018). A continuación se presentan las características de la erupción y las detecciones registradas en CPH.

6.2.1. Actividad eruptiva de 2015

La erupción de 2015 consistió en dos pulsos subplinianos que ocurrieron el 22 y el 23 de abril, y un tercero de menor magnitud y duración el día 30 de ese mes. De acuerdo a Pardini et al. (2018), la erupción fue desencadenada por un sobrepresión causada por la acumulación de burbujas en los niveles superiores de la cámara magmática,

lo que resultó en una erupción sostenida e impulsiva, rica en gases. La consecuente liberación de presión permitió la exsolución de nuevas burbujas en el lapso inter-eruptivo, proceso que generó un tremor armónico continuo (Castruccio et al., 2016). Este fenómeno promovió la segunda erupción, en la que se liberó una fracción mayor de tefra, con una densidad levemente superior (Pardini et al., 2018). Esta erupción fue esencialmente magmática de composición andesítica y basalto-andesítica (Romero et al., 2016; Castruccio et al., 2016; Van Eaton et al., 2016; Marzano et al., 2018). Se calcula que ocurrieron al menos 8 flujos piroclásticos (10 % del total de los depósitos), principalmente en los flancos N y NE del volcán, y lahares que descendieron por los valles hacia el sur destruyendo casas y granjas de piscicultura (Castruccio et al., 2016). Ambas erupciones estuvieron acompañadas por fuertes descargas eléctricas en un radio de 20 km, lo cual permitió observar durante la noche gran parte de la columna eruptiva de la segunda fase (Van Eaton et al., 2016).

Primer pulso

El primer pulso eruptivo comenzó a las 21:04, tuvo una duración aproximada de 1.5 h y generó una pluma de tefra de color claro que se desplazó hacia el N-NE seguido por la extrusión de una colada de lava sobre el edificio volcánico (Romero et al., 2016; Marzano et al., 2018; Matoza et al., 2018; Arzilli et al., 2019). Se calcula que la base del hongo alcanzó entre entre 13 y 14 km sobre el volcán, con una altura máxima entre 19 y 24 km (Romero et al., 2016; Pardini et al., 2018; Marzano et al., 2018; Poffo et al., 2019) (Tabla 6.2). Durante esta fase ocurrieron colapsos menores de la pluma, que desencadenaron flujos piroclásticos y lahares que descendieron por el flanco sur del volcán.

Segundo pulso

La segunda fase eruptiva comenzó casi 5,5 horas más tarde, con una duración aproximada de 6 horas, y fue la más energética de las dos. El horario de inicio de esta fase muestra discrepancias en la literatura, y se ha establecido entre las 3:54 y las 4:08, generalmente aceptada a las 4:00 en base al análisis sísmico (Van Eaton et al., 2016; Romero et al., 2016; Valderrama et al., 2016, respectivamente). La altura mínima de la pluma sobre el volcán se estima entre 13 y 15 km, y el máximo a 19 – 24 km (Romero et al., 2016; Pardini et al., 2018; Poffo et al., 2019)(Tabla 6.2). Se observó que esta pluma se expandió más rápido que la primera, y su altura fue decreciendo con el transcurso de la erupción (Van Eaton et al., 2016; Poffo et al., 2019). No obstante, observaciones directas, mediciones de descargas eléctricas y la estimación de concentración de cenizas de la pluma a partir de datos meteorológicos de radar indican que entre las 6:30 y las 7:30 hubo un fuerte impulso en la actividad eruptiva que disparó la cantidad de descargas eléctricas y generó un nuevo aumento de la concentración de ceniza (Castruccio et al., 2016; Van Eaton et al., 2016; Poffo et al., 2019). Esta erupción estuvo acompañada de flujos piroclásticos, eyección de bombas hasta 5 km de distancia y lahares (Marzano et al., 2018). La dispersión de cenizas mantuvo el eje

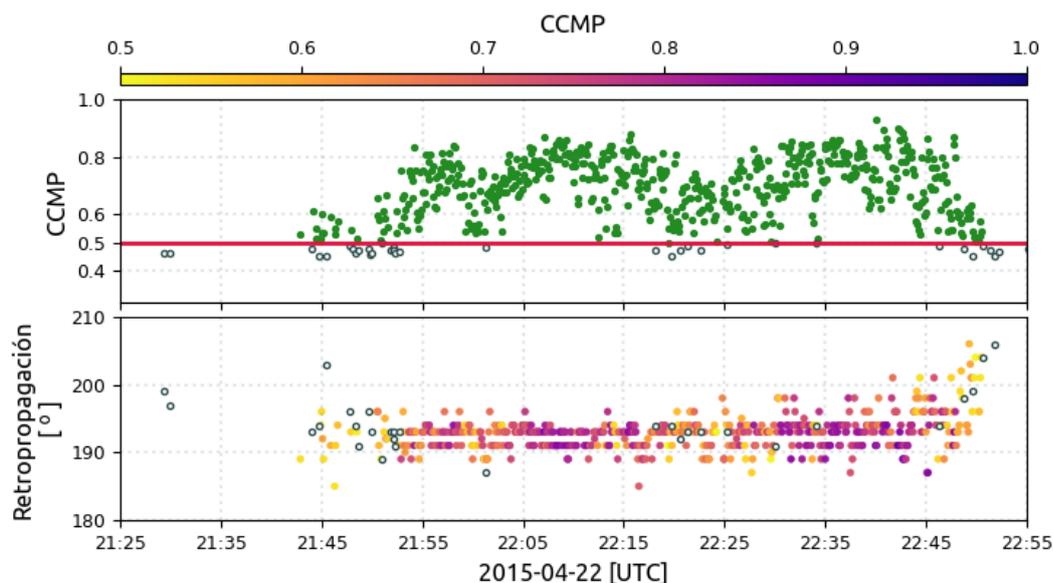


Figura 6.5: Resultados del Análisis de Apariencia Multicanal en CPH de 21:25 a 22:55, 22 de abril de 2015. La línea roja señala el umbral de detección a 0.5.

hacia el NE, pero muestra un leve cambio en la composición de las tefras, generando depósitos de color más oscuro y de mayor densidad que los del pulso anterior (Romero et al., 2016; Castruccio et al., 2016). Se calcula que entre el 62 % y el 85 % del total de los depósitos de ceniza fue expulsado en esta fase (Romero et al., 2016; Castruccio et al., 2016).

Tercer pulso

El tercer pulso fue de menor magnitud con columnas entre entre 3 – 5 km sobre el cráter que dispersaron tefras hacia el SE (Castruccio et al., 2016). Esta actividad estuvo acompañada por un flujo de lava emitido desde el cráter unos 50 m hacia el este (Romero et al., 2016; Poffo, 2017).

6.2.2. Resultados del AAM y BMF

El arreglo CPH registró claramente los dos pulsos eruptivos del 22 y 23 de abril. Para detectar las perturbaciones acústicas causadas por estos procesos se aplicaron AAM y BMF para determinar la velocidad traza de la señal. En ese momento la componente .02 estaba fuera de servicio, lo que condicionó la respuesta del arreglo de manera negativa (Fig. 5.7). No obstante, tanto el primer pulso eruptivo como el segundo, fueron detectados con altos valores de correlación por ambas técnicas.

Las señales coherentes de la erupción VEI 4 del volcán Calbuco fueron detectadas entre las 21:43 – 22:50 del 22 de abril, y de 4:20 a 11:20 del 23, aproximadamente. De acuerdo con estas detecciones, el primer pulso en CPH tiene una duración de ~66 minutos, y el segundo de casi ~420 minutos.

Tabla 6.2: Resumen de parámetros eruptivos para la erupción de Calbuco de 2015.

Parámetro eruptivo	Pulso	Técnica	Estimación	Referencia
Altura de la pluma* [km]	1	S	12.5 – 13.5	Van Eaton et al. (2016)
	2	S	14.9 – 15.3	
	1	D	14.7	Castruccio et al. (2016)
	2	D	16.5 – 17.0	
	1+2	D	12.9 – 15.4	Romero et al. (2016)
	1+2	R	24.0	Poffo et al. (2019)
Tasa de Masa Eruptada promedio [kg/s]	1	S	$6,0 \cdot 10^6$	Van Eaton et al. (2016)
	2	S	$(6,6 - 9,5) \cdot 10^6$	
	1+2	D	$(0,08 - 2,4) \cdot 10^7$	
	1	D	$1,4 \cdot 10^7$	Castruccio et al. (2016)
	2	D	$1,5 \cdot 10^7$	(2016)
1+2	R	$1,03 \pm 0,2 \cdot 10^8$	Poffo et al. (2019)	
Concentración de ceniza en la pluma	1+2	R	3.5 g/m^3	Poffo et al. (2019)
Masa total [kg]	1	R	$(4,4 \pm 0,7) \cdot 10^{11}$	
	2	R	$(1,9 \pm 0,3) \cdot 10^{12}$	
Volumen eruptado total (no-DRE) [km ³]	1+2	S	0.25	Van Eaton et al. (2016)
	1+2	D	$0,56 \pm 0,28$	
	1+2	D	0.38	Castruccio et al. (2016)
	1+2	D	$0,27 \pm 0,007$	Romero et al. (2016)
Volumen eruptado total (DRE) [km ³]	1+2	D	0.15	Castruccio et al. (2016)
	1+2	D	0.18 ± 0.09	Van Eaton et al. (2016)
	1+2	S	0.08	
	1+2	D	0.11 – 0.13	Romero et al. (2016)

* altura sobre el nivel del cráter.

DRE: Equivalente de roca densa. D: Análisis de depósitos. S: Análisis satelital. R: Análisis de radar

El inicio de la erupción de Calbuco ocurrió a las 21:04 UTC del 22 de abril (REAV 22-04-2015 Región Los Lagos 20:45HL; Romero et al., 2016; Matoza et al., 2018).

El AAM detecta la primera señal con una dirección de RP de 189° , 39 minutos después del inicio (Fig. 6.5). Desde ese momento y hasta las 22:50 se detectan señales con valores de CCMP cercanos a 0.8. Durante los primeros 10 minutos el grado de apariencia es variable entorno al umbral, lo que se refleja en azimuts dispersos en el rango 185° y 196° . Luego, las detecciones se estabilizan alrededor de 193° , oscilando principalmente entre 188° y 195° durante el resto del evento (Fig. 6.6).

Las detecciones con el algoritmo AAM del segundo pulso eruptivo comienzan tan sólo 20 minutos después del inicio establecido para esta fase (REAV Región Los Lagos 23-04-2015 1:10HL; Matoza et al., 2018). El azimut predominante es 194° , variable entre 192° y 201° (Fig. 6.6). En este caso, el valor de CCMP de las detecciones asciende rápidamente por encima de 0.9 y se mantiene allí casi 2,5 horas (Fig. 6.7). Alrededor de las 7:00 baja a 0.8 para comenzar a decrecer progresivamente después de las 8:00. Tal como en el pulso anterior, se observa que las detecciones cercanas al valor umbral presentan azimuts más dispersos.

A grandes rasgos, el resultado del BMF replica la tendencia de aumento del azimut RP en el tiempo. La primera detección para el 22 de abril ocurre a las 21:44 a 206° , 40 minutos después del inicio de la erupción (Fig. 6.8). En comparación con las detecciones de AAM para el primer pulso, éstas muestran valores de azimut dispersos entre 180° y 240° , y se observan aglutinadas entre $200^\circ - 210^\circ$ sólo cuando el valor de MCCM es mayor a 0.75. Para el segundo pulso, la primera señal coherente es detectada a las 4:20 con azimut RP de 207° y MCCM de 0.8 (Fig. 6.9). En este caso, las detecciones aparecen agrupadas entre $200^\circ - 220^\circ$, y se observa una disminución de la velocidad traza en el tiempo, acompañada por un incremento en el rango de dispersión, sobre todo a valores de MCCM más bajos.

La figura 6.10 muestra histogramas del ángulo de retropropagación y velocidad traza de las detecciones obtenidas con BMF. La velocidad traza muestra valores en el rango $\sim 0.200 - 0.700$ km/s, con máximos entre 0.370 y 0.510 km/s (Fig. 6.10). A nivel general, el histograma del primer pulso está desplazado hacia la derecha con respecto al segundo. Muestra dos máximos relativos sobresalientes a 0.430 km/s y a 0.510 km/s. En cambio, el segundo pulso muestra el máximo entre 0.440 km/s y 0.500 km/s y su rango de dispersión es más acotado. En comparación, la distribución de Villarrica toma valores más bajos, con máximos entre 0.370 - 0.500 km/s. La principal diferencia observada entre ambos métodos está en la estimación de los valores de azimuts más frecuentes, que difiere aproximadamente entre 10° y 15° . Por ejemplo, el máximo para Calbuco con AAM se encuentra entre $193^\circ - 195^\circ$ (Fig. 6.6), mientras que con BMF está entre $205^\circ - 210^\circ$ (Fig. 6.10). Además, el rango de dispersión de las estimaciones de azimuts de RP con éste última técnica duplica el obtenido con AAM y la diferencia entre los picos más frecuentes es menos pronunciada (Fig. 6.10). También se observa que los de mayor frecuencia para Villarrica se solapan completamente con los de Calbuco debido a que su rango de dispersión es más amplio, principalmente hacia valores más altos.

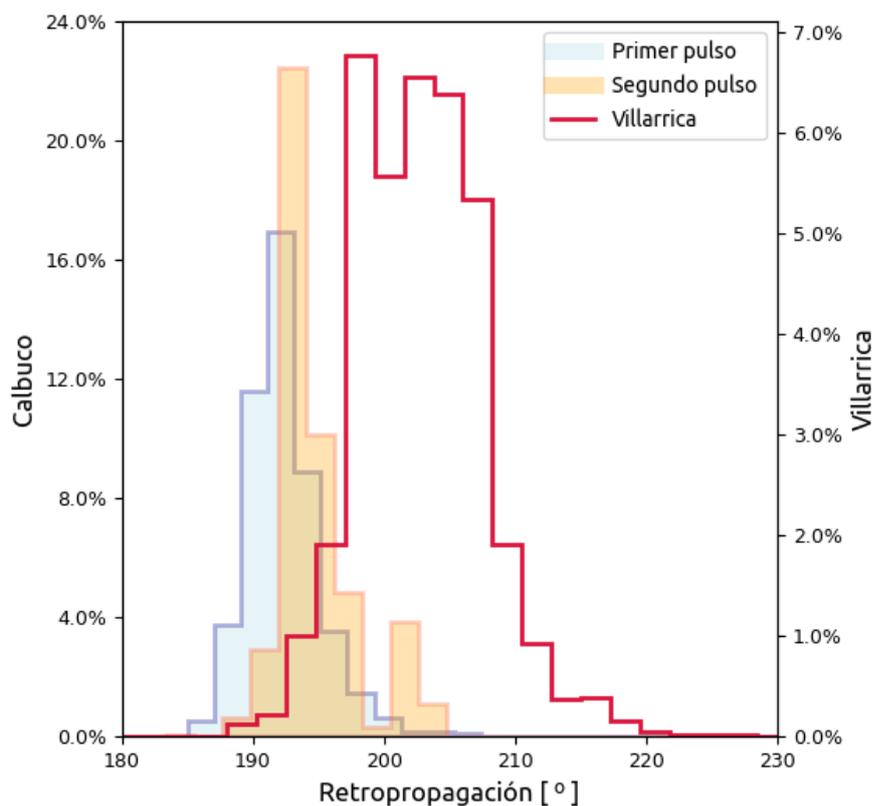


Figura 6.6: Histograma normalizado de azimuts de retropropagación estimados con el Análisis de Apariencia Multicanal en CPH, durante la ocurrencia de actividad superficial documentada en los volcanes Calbuco y Villarrica. Para el primero se separan las detecciones correspondientes a los dos pulsos eruptivos del 22 y 23 de abril de 2015. Para el segundo se representan las detecciones entre el 10 y el 22 de abril de 2015 hasta las 21:00. Los picos más altos se encuentra a 193° y 194° para cada pulso de Calbuco, y en 199° y 202° para Villarrica.

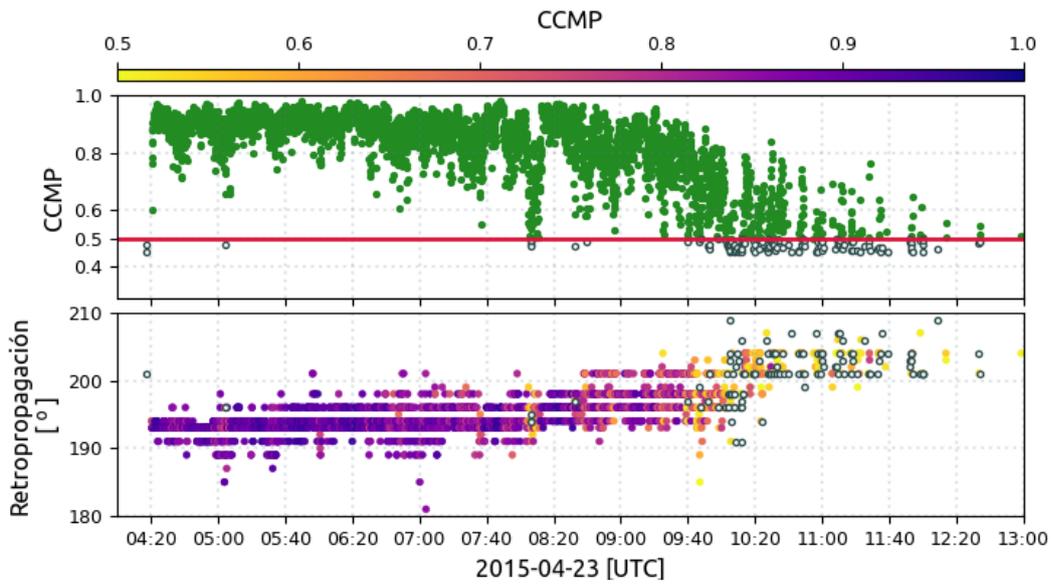


Figura 6.7: Resultados del Análisis de Apariencia Multicanal en CPH de 4:00 a 13:00, 23 del abril de 2015. La línea roja señala el umbral de detección a un valor de coeficiente de correlación cruzada máxima promedio (CCMP) de 0.5. Se destaca la tendencia de aumento del azimut de retropropagación con el tiempo.

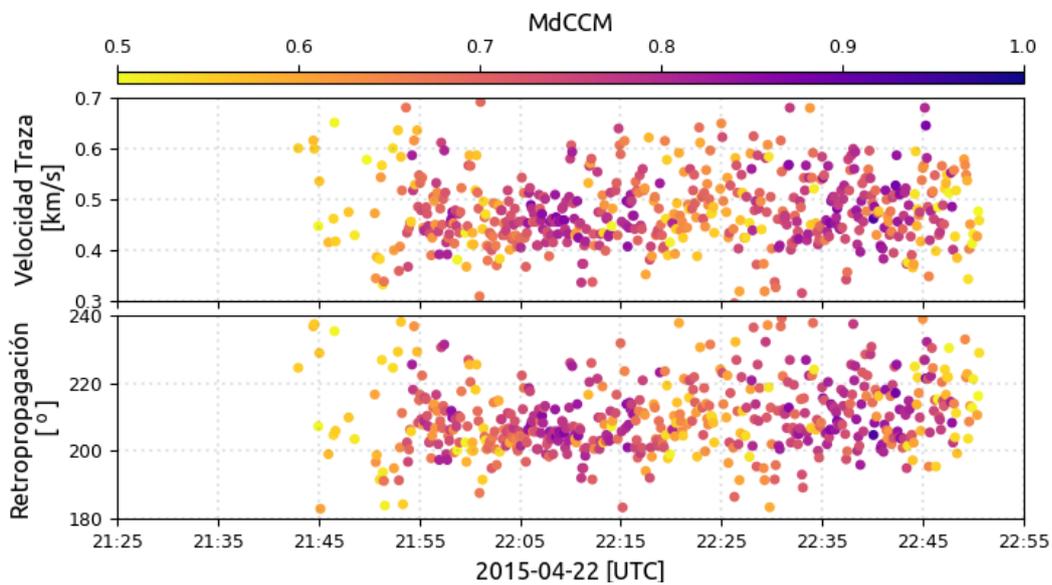


Figura 6.8: Resultados del *beamforming* de mínimos cuadrados en CPH de 21:25 a 22:55, 22 de abril de 2015.

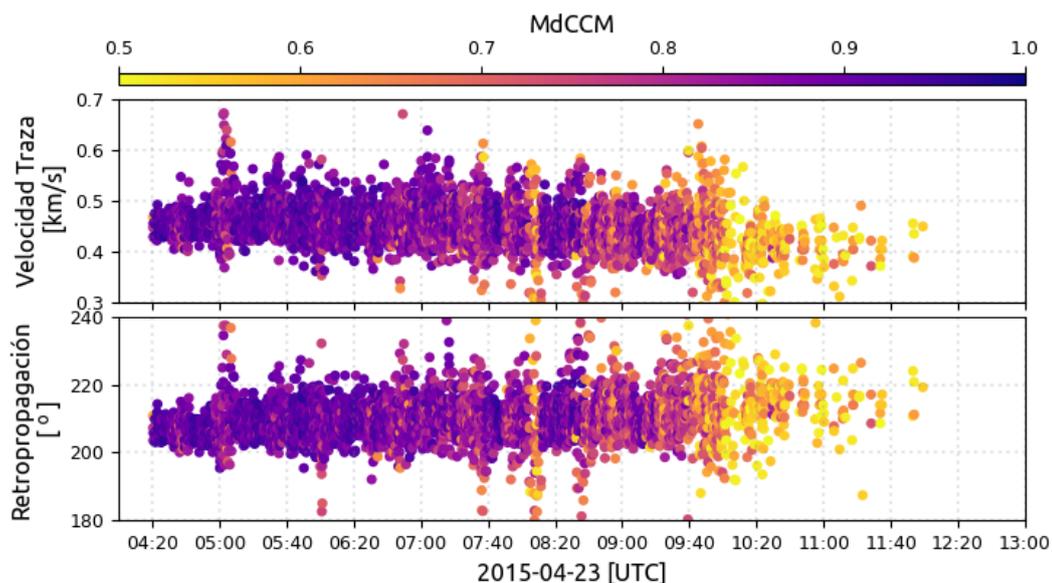


Figura 6.9: Resultados del *beamforming* de mínimos cuadrados en CPH de 4:00 a 13:00, 23 de abril de 2015.

Comparación entre AAM y BMF

Las detecciones con BMF de los eventos de Calbuco y Villarrica presentan un rango de más de 40° en la estimación de azimuth de RP, y de más de 0.3 km/s en velocidad traza (Fig. 6.10). En cambio, la mecánica de funcionamiento del algoritmo AAM, basada en determinar los retardos teóricos entre sensores de acuerdo a la posición fija de las fuentes sobre una circunferencia y una velocidad de propagación constante para una onda que se propaga horizontalmente, devuelve resultados de menor variabilidad, permitiendo diferenciar entre volcanes de forma más clara (Fig. 6.6). Si consideramos la respuesta instrumental para el arreglo CPH con tres canales, es fácilmente comprobable que las incertidumbres en los resultados del BMF en azimuth y velocidad traza son de $\sim 15^\circ$ y $0.1 \sim \text{km/s}$, respectivamente, para ángulos de RP de $200^\circ - 205^\circ$ (Fig. 5.7). En un escenario de monitoreo, el margen de incertidumbre causado por un arreglo de tres sensores con la geometría de CPH es demasiado grande si se debe distinguir entre fuentes cercanas con actividad simultánea. De hecho, la presencia de señales acústicas causadas por la erupción de Villarrica, dificulta la tarea de distinguir las llegadas desde Calbuco debido a que la diferencia de azimuth entre ambos es de sólo 5° .

6.2.3. Características de las señales de los pulsos eruptivos

La figura 6.11 muestra la PSD de cada canal del arreglo CPH minutos antes de la llegada de las señales de Calbuco y durante el paso del tren de ondas de los pulsos eruptivos. El cálculo se hizo sobre 15 minutos de señal, con una ventana móvil de 1 minuto y un solapamiento del 50%. Las curvas abarcan el rango $0.01 - 40 \text{ Hz}$, para lo cual fue necesario remover el efecto de la respuesta instrumental de los sensores. Para

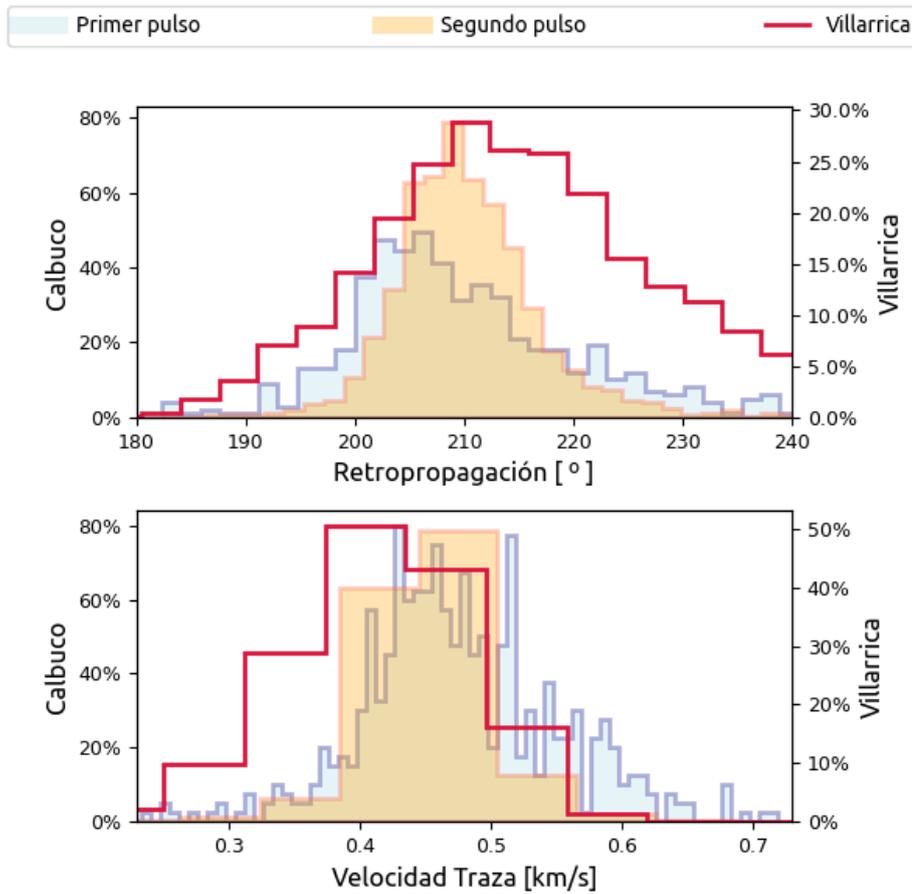


Figura 6.10: Histograma normalizado de azimuts de retropropagación (arriba) y velocidad traza (abajo) estimados mediante *beamforming* de mínimos cuadrados en CPH, durante la ocurrencia de actividad superficial documentada en los volcanes Calbuco y Villarrica. En ambas figuras se separan las detecciones correspondientes a los dos pulsos eruptivos del 22 y 23 de abril de Calbuco y las detecciones entre el 10 y el 22 de abril hasta las 21:00 de Villarrica, del año 2015. Calbuco presenta los máximos de azimuts a $205 - 207^\circ$ y $208 - 210^\circ$, y de velocidad traza a 0.430 y 0.510 km/s, y entre $0.440 - 0.50$ km/s, primer y segundo pulso respectivamente. Las detecciones de Villarrica muestran un rango de dispersión de azimuts y velocidad traza más amplio, con máximos a 209° a 212° , y 0.370 - 0.500 km/s, respectivamente.

capturar la forma de la curva durante la erupción se tomó el fragmento de señal con la mayor amplitud registrada para cada pulso. En la gráfica es posible observar que antes del inicio de la erupción, el nivel de energía en el canal .04 es equiparable al de la señal durante el primer pulso eruptivo. En cambio, las dos componentes restantes muestran que la PSD entre 0.2 y 3 Hz aumenta casi un orden de magnitud con respecto al estado previo. El segundo pulso eruptivo eleva la PSD más de un orden de magnitud entre 0.2 y 10 Hz, con casi 3 ordenes de magnitud a ~ 1 Hz, dependiendo de la componente (Fig. 6.11).

En la figura 6.12 se presenta la señal promedio de los canales .01 y .03. Allí, se indican tanto el inicio oficial de la erupción de Calbuco a las 21:04, como la hora de la primera detección en CPH. Se observa un tremor emergente espasmódico de banda ancha, con claras variaciones de amplitud y de energía espectral por encima de 0,5 Hz. El aumento progresivo de la amplitud de esta señal, sumado al ruido alto en una de las componentes del arreglo explican los valores bajos en los coeficientes de CCMP y MdCCM, así como la alta dispersión de las estimaciones de azimuts de RP durante los primeros minutos del evento. De hecho, los máximos valores de estos coeficientes se corresponden con los máximos de amplitud de la forma de la onda. Esta dependencia del grado de coherencia de la señal con la amplitud podría perjudicar la detección de los primeros frentes de onda, retrasando el tiempo de llegada estimado para el primer pulso.

La figura 6.13 muestra la señal promedio entre 0.2 y 7 Hz del arreglo CPH de 3:00 a 12:00 del 23 de abril. En este caso el arribo de la señal es registrado con un alto grado de coherencia y se observa nuevamente el patrón de aumento de coherencia con el aumento de la amplitud de cada espasmo. Tal y como se observa en las PSDs (Fig. 6.11), la energía del segundo pulso es hasta 1 orden de magnitud mayor que el primero. Esta señal se describe como un tremor emergente espasmódico de banda ancha, con variaciones de amplitud y de energía espectral por encima de 0,6 Hz. A diferencia del tremor anterior, la amplitud máxima se encuentra en el primer espasmo.

6.2.4. Celeridad de los pulsos eruptivos

La capacidad de establecer los tiempos de inicio de una erupción ocurrida a larga distancia no es una tarea trivial. Las condiciones del medio de propagación determinan el tiempo de viaje de la onda desde la fuente al receptor a la vez que las características del arreglo y el nivel de ruido imperante al momento de la llegada de las ondas condicionan la capacidad de detectarlas. A continuación exploraremos cómo estos factores influyen en la estimación del tiempo de llegada de las ondas al arreglo CPH.

La primera llegada del primer pulso ocurre aproximadamente 40 minutos después del inicio oficial de la erupción establecido a las 21:04. Esto implica que la celeridad de la onda rondó los 0.175 km/s, muy por debajo de la documentada para la propagación a través de la termosfera (0.230 – 0.280 km/s), y más aun para la estratosfera (0.280 – 0.320 km/s) o troposfera (0.330 – 0.340 km/s) (Fig. 6.14) (Evers y Haak, 2007). En consecuencia, la primera detección podría no representar la llegada de la señal emitida al comienzo de la erupción. No obstante, entre las 21:28 y las 21:31 la señal

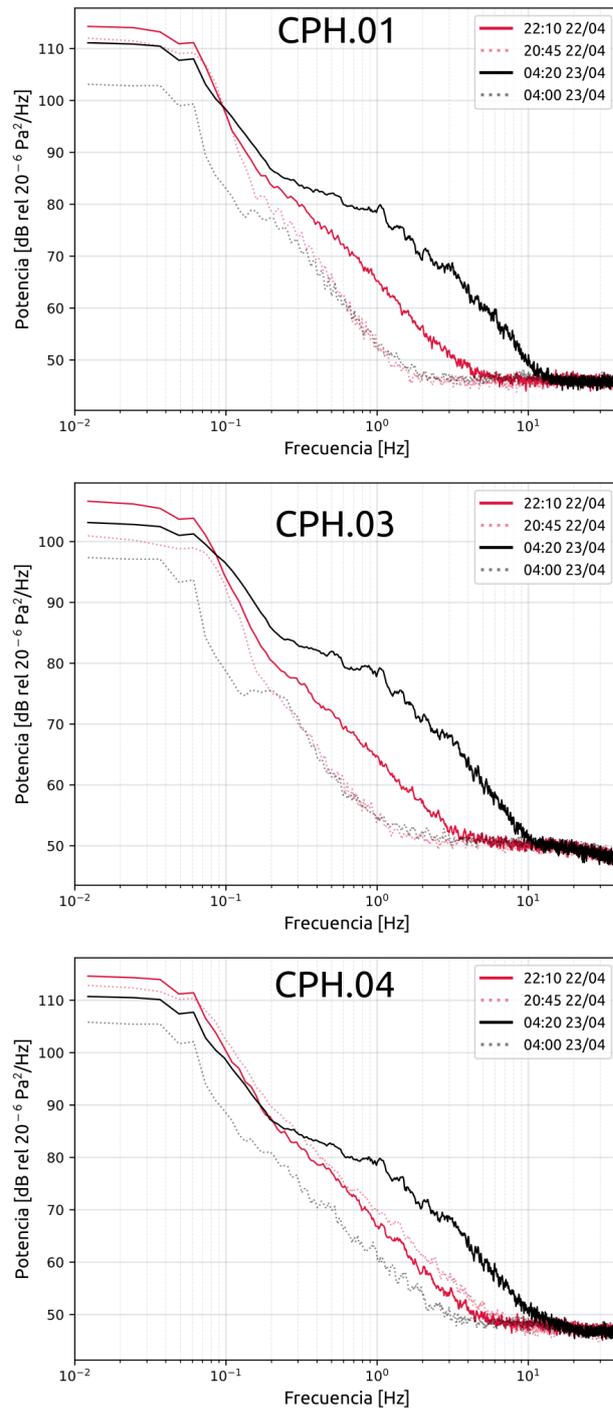


Figura 6.11: Curvas de densidad espectral de potencia de 0.01 a 40 Hz de cada componente del arreglo CPH, minutos antes y durante el registro de los pulsos eruptivos del volcán Calbuco en abril de 2015. La respuesta instrumental de los sensores ha sido corregida.

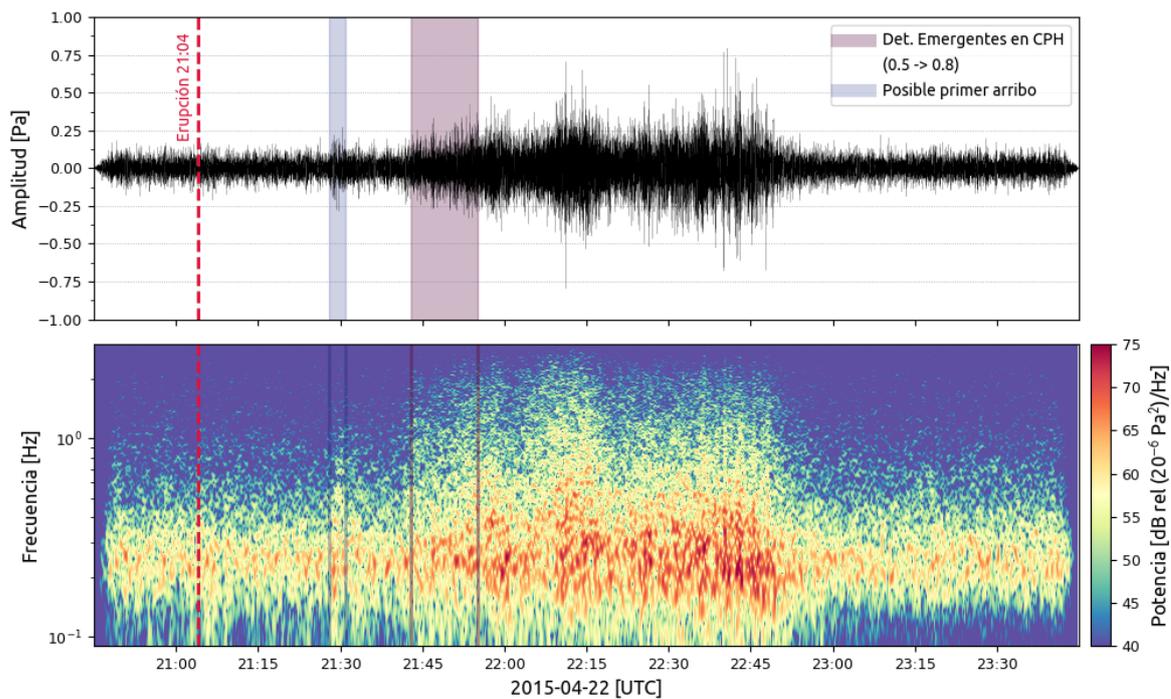


Figura 6.12: Señal promedio entre 0.2 – 2.5 Hz de los canales CPH.01 y CPH.03 de 20:45 a 23:45 del 22 de abril de 2015. Se señala el inicio oficial de la erupción de Calbuco a las 21:04 y el lapso de tiempo de 21:44 a 21:50 mientras los coeficientes de coherencia de las detecciones asciende de 0.5 a 0.8. Se destacan una evento alrededor de las 21:30 con valores de correlación cruzada máxima promedio de 0.46 y azimuts de retropropagación a 197° y 199° (véase Fig. 6.5).

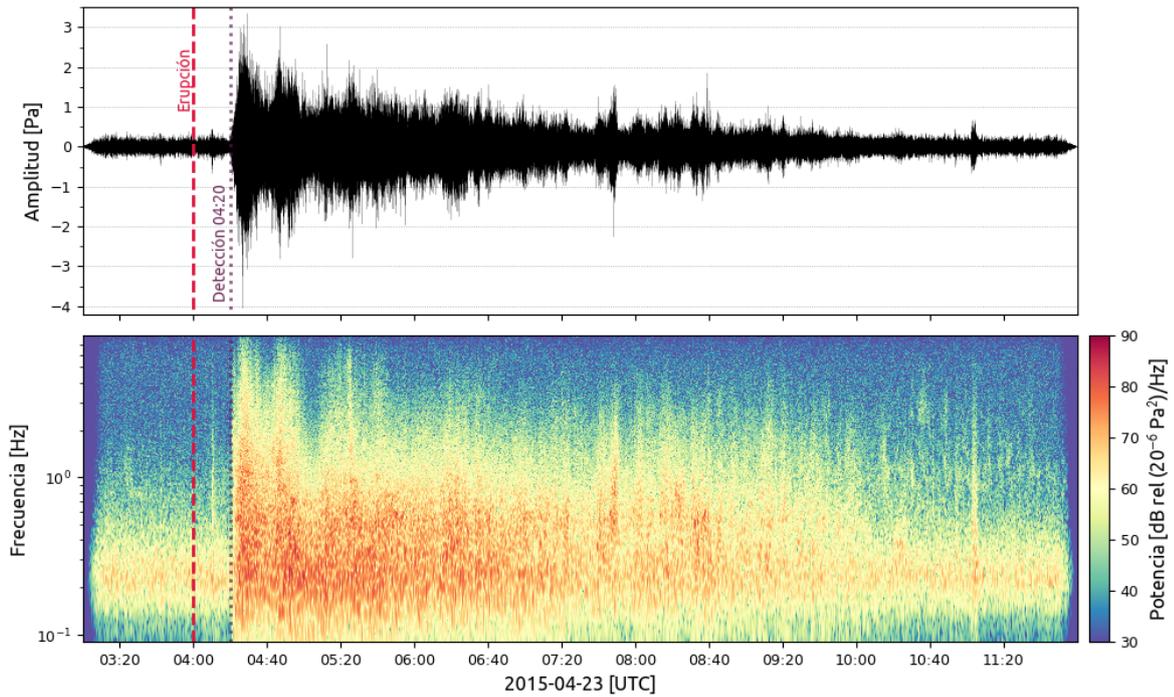


Figura 6.13: Señal promedio entre 0.2 – 7 Hz de los canales CPH.01, CPH.03 y CPH.04 de 3:00 a 12:00 del 23 de abril de 2015. Se indican el inicio oficial del segundo pulso eruptivo de Calbuco a las 4:00 y la hora de la primera detección en CPH a las 4:20.

muestra una alza de energía entre 0.2 – 0.5 Hz que es acompañado por detecciones con azimuts RP de 197° y 199°, pero con un valor de CCMP por debajo del umbral (0.46) (Fig. 6.12). Sin embargo, es importante destacar que el 22 de abril también se detectan señales que concuerdan con la ubicación de Villarrica, el cual mantuvo actividad explosiva moderada ese día⁶. Concretamente, la última detección antes de la erupción de Calbuco fue a las 18:48, con un azimut RP de 207°, por lo que también podría tratarse de Villarrica.

Ahora bien, existen una serie de factores a tener en cuenta que apuntarían a que el primer arribo del primer pulso de Calbuco podría ubicarse alrededor de las 21:30. Por un lado, el contenido espectral de la señal concuerda con el de Calbuco y no con el de Villarrica que suele estar entre 0.8 - 2 Hz. Por el otro, el carácter emergente de la señal y el ruido alto en una de las componentes del arreglo podría disminuir la coherencia causando que dicha detección no se supere el umbral a 0.5. Si se toma esta señal como el primer arribo, la celeridad es de ~ 0.280 km/s, lo que sugiere propagación en guías termosféricas y estratosféricas.

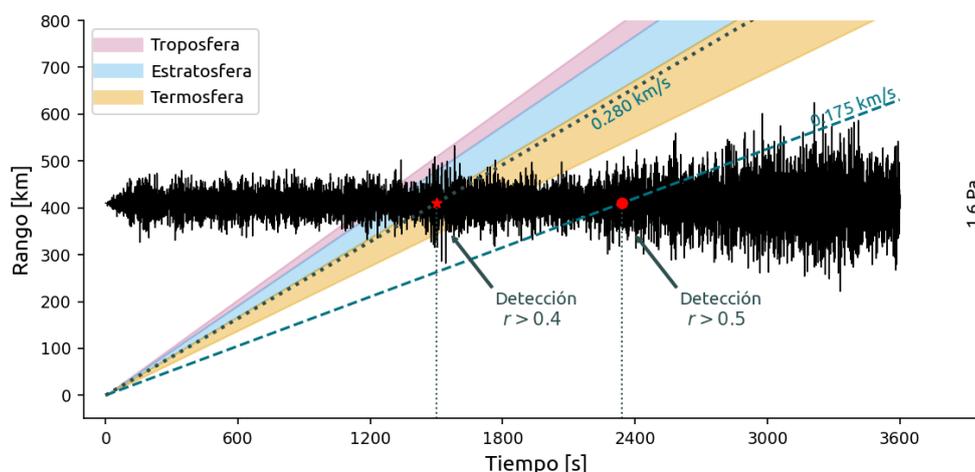


Figura 6.14: Celeridad para el primer pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran la forma de onda entre 21:04 y 22:04, y los tiempos correspondientes a la primera detección (21:43) y el posible primer arribo (21:29). En colores se destacan las regiones de celeridad correspondientes a la troposfera (0.330 – 0.340 km/s), estratosfera (0.280 – 0.320 km/s) y termosfera (0.230 – 0.280 km/s).

⁶RAV n°48 Araucanía – Los Ríos 2015

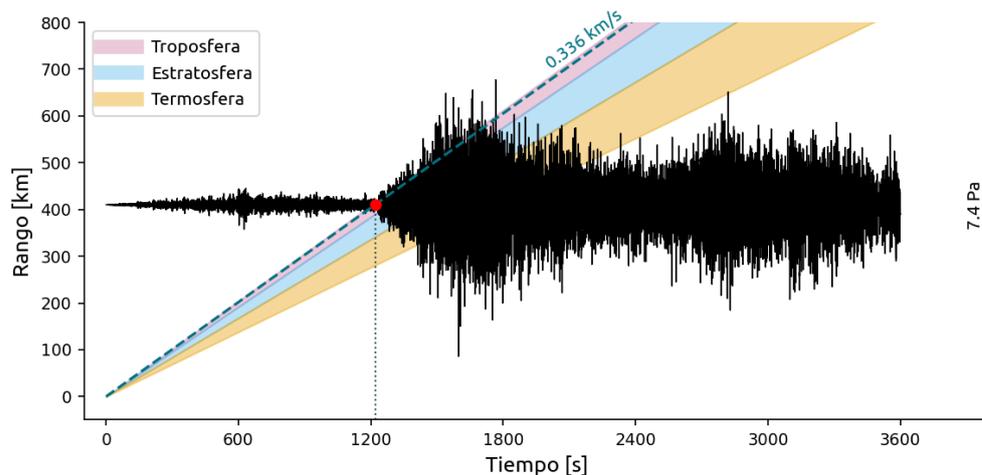


Figura 6.15: Celeridad para el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran la forma de onda entre 4:00 y 5:00, y el tiempo correspondiente a la primera detección (4:20). En colores se destacan las regiones de celeridad correspondientes a la troposfera (0.330 – 0.340 km/s), estratosfera (0.280 – 0.320 km/s) y termosfera (0.230 – 0.280 km/s).

Por otro lado, el segundo pulso es detectado en CPH a las 4:20, es decir, con 20 minutos de retraso de acuerdo a lo reportado por otros autores (Valderrama et al., 2016; Mastin y Van Eaton, 2020). La celeridad de este evento cae en el campo de la propagación a través de conductos troposféricos con un valor de 0.336 km/s (Fig. 6.15). Esto denotaría un cambio drástico en el medio de propagación, capaz de sostener un conducto de propagación a niveles bajos, y en consecuencia más rápido, a través de la Cordillera de los Andes. Desafortunadamente las estimaciones de velocidades traza calculadas para las llegadas de ambas fases eruptivas no arroja información clara que demuestre un cambio en el ángulo de incidencia de la señal sobre el arreglo, y por ende, caminos de propagación diferentes entre una y otra fase (Fig. 6.10). De hecho, los valores son muy elevados, lo que responde al alto grado de incertidumbre para los azimuts RP entre 190° – 210° que presenta CPH. Esta problemática requiere de un análisis sobre la propagación que se abordará en el Capítulo 7.

6.3. Volcán Villarrica

Villarrica es el estratovolcán más activo de la ZVS, y encabeza el ranking de riesgo específico del OVDAS. Se encuentra en la Región de La Araucanía, a 17 km de la localidad de Pucón. Se caracteriza por la presencia de un lago de lava de 20 – 40 m de diámetro (Johnson et al., 2018b), alojado en el cráter a una altura de 2950 m s.n.m. El nivel de la columna magmática en el fondo del cráter suele variar con periodos inter-mensuales (Richardson et al., 2014). Las erupciones de Villarrica son de estilo estromboliano, frecuentemente acompañadas de lahares, con episodios de fuentes de

lava, emisión de fragmentos de magma con proyección balística y plumas que pueden alcanzar varios kilómetros de altitud (Naranjo, 2015; Bertin et al., 2015). Durante los periodos de quietud, la fuerte desgasificación genera un tremor acústico constante entre 0.8 y 2 Hz que ha sido relacionado con oscilaciones de burbujas de gas en la columna magmática y con resonancias en la cavidad libre del conducto, lo que generaría variaciones de frecuencias en función de la profundidad del nivel del lago (Ripepe et al., 2010b; Goto y Johnson, 2011; Johnson et al., 2018b). La actividad de Villarrica representa el mayor número de detecciones asociado a vulcanismo, tanto del arreglo CPH como GND. En 2015 y 2016 se registraron señales de dos fases eruptivas con amplitud y formas de onda comparables a las señales de Copahue, a pesar de estar 15 veces más lejos del arreglo CPH. Durante el verano 2017 – 2018, los tremores continuos emitidos por la actividad del lago de lava aparecen en los registros nocturnos del arreglo GND, ubicado a 47 km de distancia.

6.3.1. Señales de la actividad explosiva

El 3 de marzo de 2015 a las 3:30 HL, un paroxismo violento interrumpió 30 años de quietud⁷ (Naranjo, 2015; Bertin et al., 2015). Este evento produjo una fuente de lava de 1.5 km de altura con una pluma de 3 km de altura sobre el volcán y fue clasificada como VEI 2 (Johnson et al., 2018b). El estado de alerta inmediatamente se elevó a rojo y se mantuvo en naranja hasta junio de ese año⁸. Durante ese período de tiempo se observó incandescencia nocturna en el cráter, con plumas de cenizas y gases de hasta 700 m de altura por encima del volcán².

El 3 de abril de 2016 una leve alza en la actividad causó explosiones estrombolianas en el cráter acompañadas por emisiones de gases. Este aumento de actividad elevó la alerta a color amarillo, que se mantuvo hasta finales de ese mes cuando retornó a verde⁹.

Las señales registradas en CPH durante ambos procesos son principalmente impulsivas. Presentaron amplitudes de hasta 0.3 Pa y duraciones entre 2 – 5 s con codas variables (Fig. 6.16). El contenido de frecuencias se mantuvo constante durante cada erupción y muestra los mismos picos espectrales a 0.8, 1.1 y 1.5 Hz aproximadamente, tanto en 2015 como en 2016. Estas frecuencias coinciden con las registradas previamente en Villarrica (Ripepe et al., 2010b; Goto y Johnson, 2011), cuya forma de onda es característica del estilo estromboliano y ha sido ampliamente documentada en este y otros volcanes (Ripepe y Marchetti, 2002; Johnson et al., 2008; Marchetti et al., 2009; Spina et al., 2015).

6.3.2. Señales de la actividad volcánica no eruptiva

Mientras GND estuvo instalado, Villarrica mantuvo un nivel de actividad bajo, caracterizado por explosiones menores (presión reducida, p_r , de hasta 7 Pa) y la emisión

⁷REAV Región de La Araucanía 03-03-2015 3:30HL

⁸RAV n°19 a RAV n°95 Región de La Araucanía, marzo a junio 2015

⁹REAV Región La Araucanía 03-04-2016, RAV n°4 y n°5 abril 2016

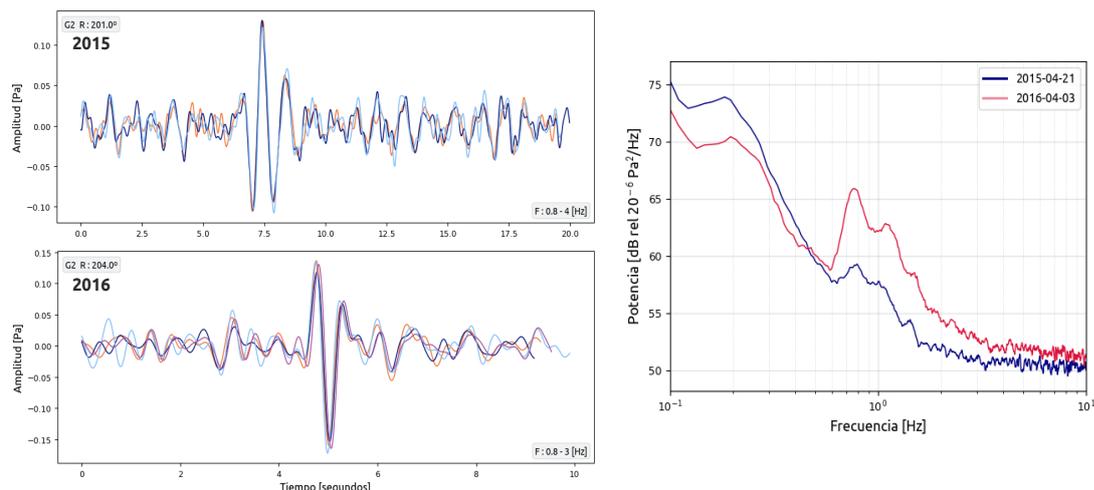


Figura 6.16: Formas de onda apiladas y PSD de señales del volcán Villarrica de 2015 y 2016 registradas en CPH. La PSD fue calculada con una ventana promedio móvil de 1 minuto sobre 30 minutos de datos del canal .03. Nótese que para la señal de 2015 sólo se apilan 3 de las cuatro componentes del arreglo ya que el canal .02 estaba fuera de servicio.

de plumas blanquecinas a alturas entre 50 y 600 m sobre el cráter¹⁰. El registro acústico en GND refleja el estado de actividad del volcán descrito para este período de tiempo. Durante la primera quincena de diciembre, mientras el volcán estuvo en alerta amarilla, los valores de p_r de las detecciones son los más altos. Hacia finales de ese mes decrecen y se mantienen bajos hasta que vuelven a aumentar en febrero (Fig. 6.17, lo que concuerda con las tendencias observadas por OVDAS¹¹. Esto implica que en condiciones de bajo ruido ambiental es posible registrar a escala casi regional tremores y señales impulsivas causadas por explosiones típicas de actividad correspondiente al nivel de base de este volcán.

Como hemos visto en el capítulo anterior, GND presenta tres grupos de detecciones con ángulos de retropropagación (RP) próximos a 100° (G1), 129° (G2) y 290° (G3) (Fig. 5.14). Las señales correspondientes a Villarrica corresponden a G3, las cuales presentan amplitud y duración variables, aproximadamente entre 0.8 y 2 Hz (Fig. 6.18). El tremor registrado a veces está conformado por una concatenación de eventos impulsivos seguidos por codas de larga duración (Fig. 6.18a), mientras que en otras oportunidades se observa como un tremor continuo, con variaciones de amplitud emergentes muy marcadas (Fig. 6.18b y c). La forma de la onda y el contenido espectral de las señales registradas en GND son coherentes con lo observado en Villarrica durante otros períodos no eruptivos (Ripepe et al., 2010b; Goto y Johnson, 2011; Johnson et al., 2018b).

La PDF espectral de la señal de Villarrica revela dos curvas de PSD más probables

¹⁰RAV n°14 y 15 de Diciembre 2017; RAV n° 1, 2 y 3 de Enero, Febrero y Marzo 2018, respectivamente, Región de La Araucanía

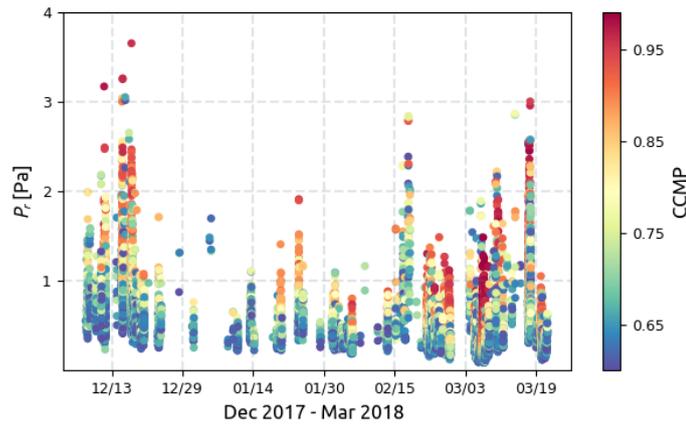


Figura 6.17: Presión máxima reducida a 1 km de la fuente de las detecciones del grupo G3.

que tienden a converger entre $\sim 0.7 - 0.9$ Hz y $\sim 2 - 3$ Hz (Fig. 6.20). El espectrograma de la figura 5.16c es un ejemplo que muestra el contenido espectral de la señal para la componente .01 durante el arribo continuo de señales desde Villarrica. Se observa claramente el aumento de la energía entre 0.9 y 3 Hz, acompañado por un sutil *gliding* cuando comienzan las detecciones a $\sim 290^\circ$. Nótese que antes de las 3:00, el azimuth de RP se ubica alrededor de 230° , es decir, el valor correspondiente a las detecciones del grupo G2. Sin embargo, el espectrograma no revela una firma espectral clara para estos arribos. Las señales de G2 son coherentes por cortos períodos de tiempo y las amplitudes son cercanas a los valores de fondo. No obstante, la forma de onda sugiere frecuencias entre 2 y 3 Hz. (Fig. 6.19). Este patrón ha sido observado en días con detecciones de ambos grupos. Incluso cuando sólo se registran arribos desde 230° , los espectrogramas no muestran una pico espectral definido y en general suelen tener mayores niveles de energía en todas las frecuencias. En consecuencia, la PDF espectral de G2 no exhibe variaciones tan marcadas de valores de probabilidad como G3, aunque si se observan alteraciones de los valores de probabilidad entre $\sim 1.5 - 2.5$ Hz (Fig. 6.21).

Ambas PDFs tienen bajo nivel de ruido infrasónico ambiental (véase Fig. 5.10). Entonces, la disminución de la probabilidad a ciertas frecuencias responde a un aumento de la energía respecto al valor mínimo esperado, destacando las zonas del espectro donde sí habrían señales de interés. El grupo G3 es el ejemplo más claro de este comportamiento, mientras que G2 parecería mostrar fluctuaciones del valor de probabilidad más sutiles en la banda $\sim 1.5 - 2.5$ Hz. La similitud de ambos grupos en el contenido espectral, en las formas de onda (véanse Fig. 6.18c vs. Fig. 6.19) y en la ocurrencia de detecciones por períodos de tiempo prolongados y muchas veces de manera simultánea es llamativa. Consideremos por un lado que el Lanín es el rasgo topográfico más sobresaliente de la región y concuerda con el azimuth de retropropagación de G2. Por el otro, que no han sido documentados procesos superficiales en este volcán capaces de generar fuentes de infrasonido tan estables en el tiempo. Esto abre

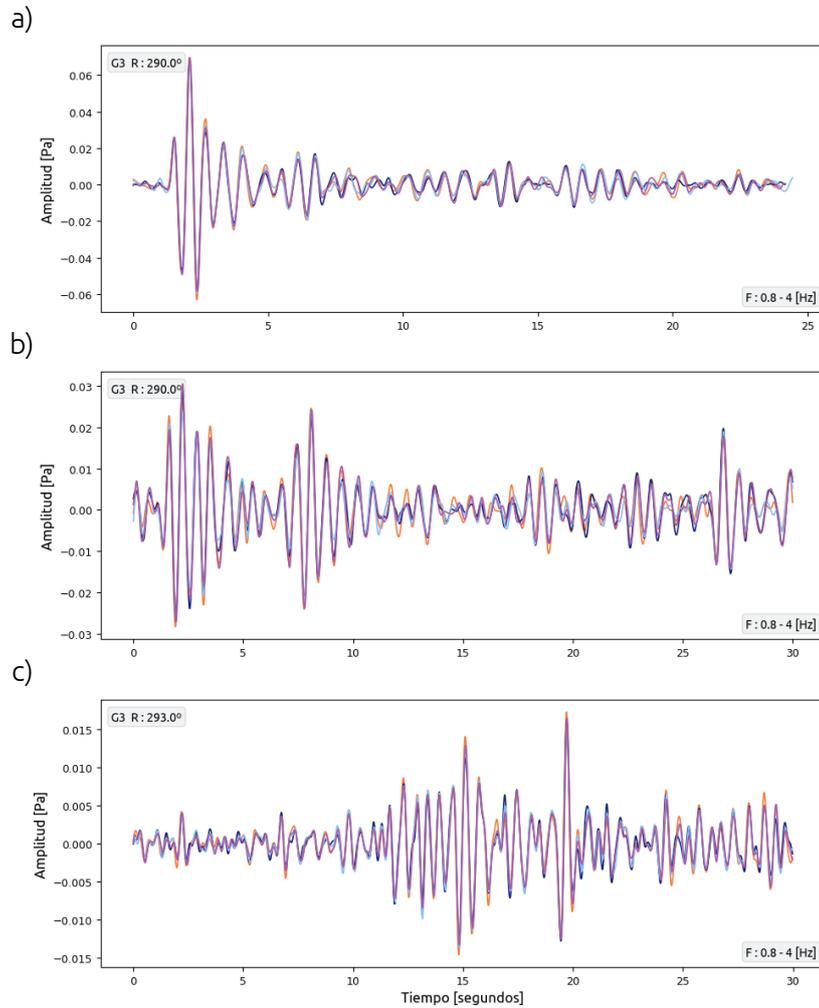


Figura 6.18: Ejemplos de las formas de onda características del grupo G3 filtradas entre 0.8 – 4 Hz. Señales de las cuatro componentes del arreglo GND apiladas según los tiempos de retardo estimados para un azimut de retropropagación de 290° y 293° , de acuerdo al modelo del Análisis de Apariencia Multicanal.

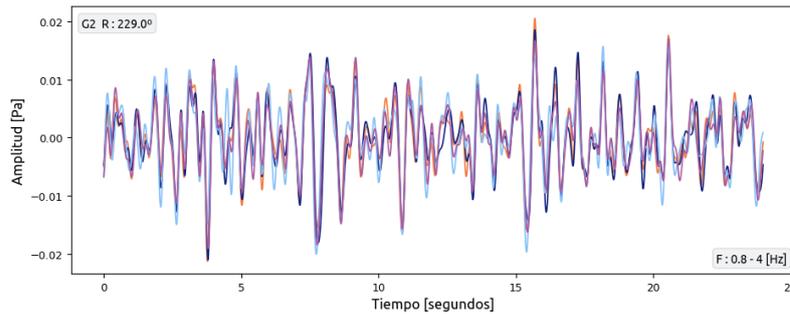


Figura 6.19: Ejemplo de forma de onda característica del grupo G2 filtrada entre 0.8 – 4 Hz. En este ejemplo, la forma de onda muestra una frecuencia de ~ 2.5 Hz. Señales de las cuatro componentes del arreglo GND apiladas según los tiempos de retardo estimados para un azimuth de retropropagación de 229° de acuerdo al modelo del Análisis de Apariencia Multicanal.

interrogantes respecto a cuán grande es el impacto que causa la topografía y los vientos de la CLA sobre la propagación, y si esto podría causar ángulos de RP aparentes de esta índole. Si fuese así, ambos grupos de detecciones corresponderían a señales del volcán Villarrica.

6.4. Actividad no volcánica: procesos de remoción en masa

Los procesos de remoción en masa son fenómenos frecuentes en cualquier entorno volcánico y montañoso, ampliamente documentados (Allstadt et al., 2018). La región donde se instaló el arreglo GND es un área de fuertes pendientes cuyas características geomorfológicas promueven la ocurrencia de caídas y desplomes de rocas, o flujo de detritos (Salminci y Malagnino, 2013). Si bien los grandes eventos son notorios y muchas veces catastróficos, los pequeños procesos son más frecuentes, y no menos peligrosos para habitantes y turistas de este Parque Nacional. El registro infrasónico permitió identificar señales con alto grado de apariencia y valores de presión hasta un orden de magnitud mayor a la de los temores descritos, cuyas direcciones de RP señalan hacia las escarpas que flanquean la costa este y noreste del río Malleo ($\sim 40^\circ - 110^\circ$, de 3 a 9 km de distancia) o al volcán Lanín ($\sim 180^\circ - 260^\circ$, de 4 a 6 km de distancia) (Fig. 5.3). Las direcciones más frecuentes apuntan directamente a los acantilados rocosos de las margenes del río (Fig. 6.22 43° , 85°), zonas de deslizamientos aparentemente activas (sin vegetación) (Fig. 6.22 120°) y los acarrees de la ladera N del volcán (Fig. 6.22 223°). Por ejemplo, el día 27 de febrero de 2018 de 18 a 20 horas se observan varios eventos con azimuths de 108° a 110° (Fig. 6.22 108°). En esta dirección, a una distancia de 8,7 km hay afloramientos rocosos con pendientes casi verticales donde podrían haber desplomes de rocas. Enjambres de detecciones ocurren frecuentemente a 90° donde también se observan acantilados a ~ 3 km de distancia

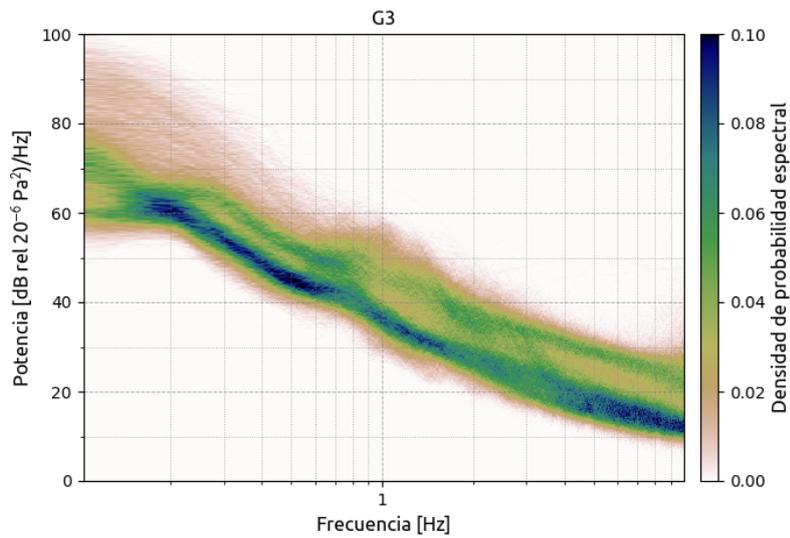


Figura 6.20: PDF espectral promedio del arreglo GND para las señales con detecciones del grupo G3. Se observan dos regiones a 0.7 – 0.9 Hz y 2 – 3 Hz donde los valores de probabilidad disminuyen y el rango se extiende hacia energía más alta.

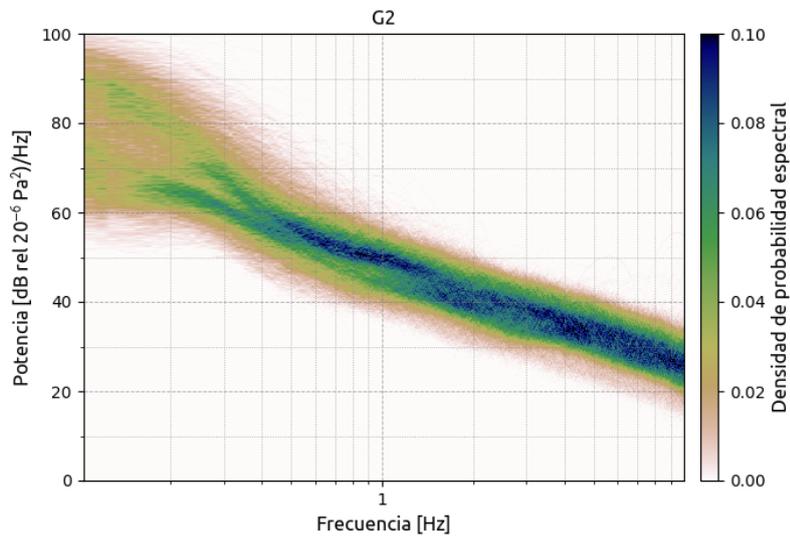


Figura 6.21: PDF espectral promedio del arreglo GND para las señales con detecciones del grupo G2.

(Fig. 6.22 90°).

Estas señales ocurren de manera aislada o en enjambres, y salvo algunas excepciones, la mayoría comienzan de manera emergente y finalizan en codas largas, pudiendo durar sólo un par de segundos o casi un minuto. Presentan un contenido espectral de banda ancha, con picos a frecuencias variables por encima de 1 Hz (Fig. 6.22). En general los eventos descritos han sido asociadas a caídas de roca y flujos de detritos. Se contabilizaron 88 eventos, de los cuales algunos son enjambres que duran hasta 15 minutos. Esto implica que durante el tiempo que el arreglo estuvo instalado ocurrió al menos 1 evento de remoción en masa al día.

Las señales acústicas generadas por procesos de remoción en masa son tan variables como la fuente, y presentan formas de onda complejas que muchas veces se asemeja a ruido generado por viento (Walker y Hedlin, 2009; Allstadt et al., 2018). El carácter emergente ha sido asociada a que los flujos suelen crecer en tamaño y momento progresivamente, por lo que requiere tiempo que la energía emitida supere el umbral de ruido (Allstadt et al., 2018). Las caídas de rocas presentan pulsos simples, mientras que la complejidad de la onda aumenta con la ruptura de la masa rocosa y la transición a flujos sostenidos, múltiples impactos o paquetes de aire comprimido dentro del flujo de rocas (Moran et al., 2008). Este cúmulo de características permite diferenciarlas claramente de las señales acústicas de origen volcánico, lo que hace del infrasonido una buena herramienta para monitorear ambos fenómenos (Allstadt et al., 2018).

La fuente acústica de los procesos de remoción en masa aun es poco comprendida, por lo que el análisis del registro infrasónico de estos fenómenos es un campo de investigación activo y novedoso (Allstadt et al., 2018). Por un lado, las señales detectadas en GND demuestran que ocurren frecuentemente, no sólo en el edificio volcánico sino en toda la región, en promedio una vez al día. Por el otro, revelan que el proceso que les da origen varía según su ubicación y a lo largo del tiempo. Para profundizar en este análisis, en primera instancia es necesario asociar los eventos a tipos específicos de movimientos de masa, encontrando cambios en la morfología del terreno de las zonas que han sido identificadas como probables generadoras. Un trabajo de estas características es de gran relevancia debido al riesgo que representa este fenómeno natural en un área de alto flujo turístico como son el volcán Lanín y sus alrededores.

6.4 Actividad no volcánica: procesos de remoción en masa

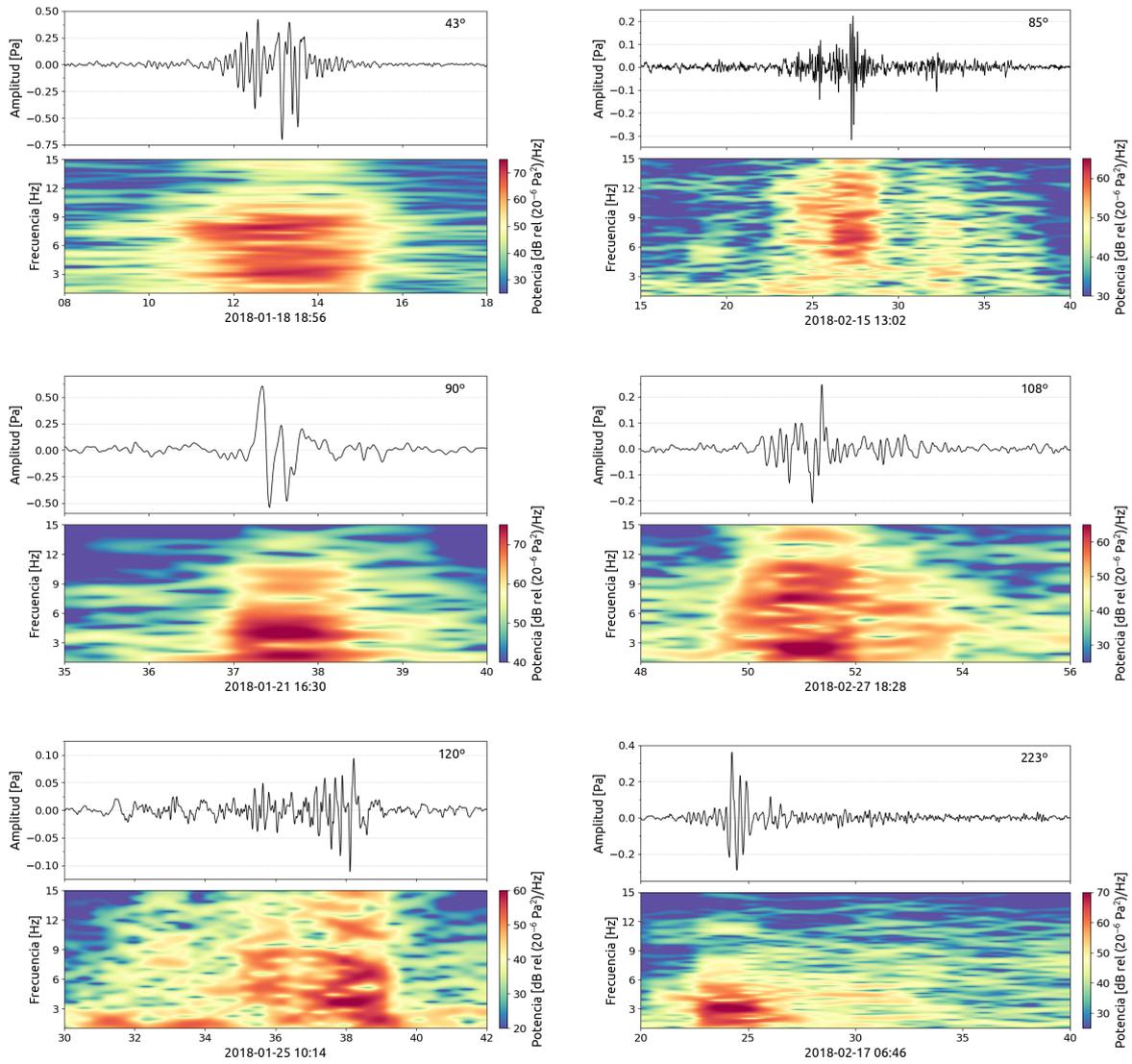


Figura 6.22: Ejemplos de las formas de onda y contenido espectral para detecciones del arreglo GND de eventos de remoción en masa.

Capítulo 7

Discusión

Las fuentes de las señales detectadas se ubican a escalas regional (Calbuco/Villarrica – CPH), casi-regional (Villarrica – GND) y local (Copahue – CPH) (véase Tabla 5.1). Cada escenario presenta sus propias particularidades en lo que respecta a la propagación y, en consecuencia, sobre las correcciones que deben aplicarse antes de derivar parámetros de la fuente acústica. A continuación exploraremos el control que ejerce la atmósfera en los conductos de propagación y la influencia de la topografía. Luego analizaremos la fuente en términos acústicos para derivar parámetros eruptivos de los volcanes Calbuco y Copahue.

7.1. La propagación en la región andina

Como hemos visto, la atmósfera tiene un fuerte impacto sobre la propagación del infrasonido. De su estado dinámico depende la altitud del/los nivel/es de refracción, condicionando, principalmente, el tiempo de propagación hasta el receptor y las pérdidas de amplitud por transmisión. La velocidad efectiva, que considera la influencia de los vientos, es el parámetro que gobierna la conformación de una guía de propagación de ondas en la dirección fuente – receptor. La Patagonia esta bajo la influencia de vientos predominantes del oeste, que en niveles bajos tiene una leve componente hacia el norte debido a la presencia de la cordillera de los Andes, mientras que por encima de los 3000 m de altitud el flujo pasa por encima de la cadena montañosa (Cogliati y Mazzeo, 1999; Garreaud, 2009). Esta condición de circulación atmosférica presenta un escenario que favorece la propagación del infrasonido de fuentes ubicadas sobre el arco volcánico hacia el este. A continuación exploraremos las guías de propagación presentes durante la erupción de Calbuco a nivel regional y hacia CPH.

7.1.1. Análisis preliminar de la propagación a nivel regional

Como hemos visto en el capítulo 6, el registro infrasónico del volcán Calbuco sugiere la presencia de conductos de propagación diferentes en cada fase eruptiva. Por un lado, la celeridad del inicio de la erupción, estimada a partir del horario de llegada de la señal, se encuentra en el rango 175 – 280 m/s, lo que apunta a un conducto termosférico. Por el contrario, la celeridad del segundo pulso a 336 m/s cae dentro de los valores observados para ondas que se propagan en la troposfera. Con el fin de identificar el camino de propagación del infrasonido se realizó el análisis del trazado

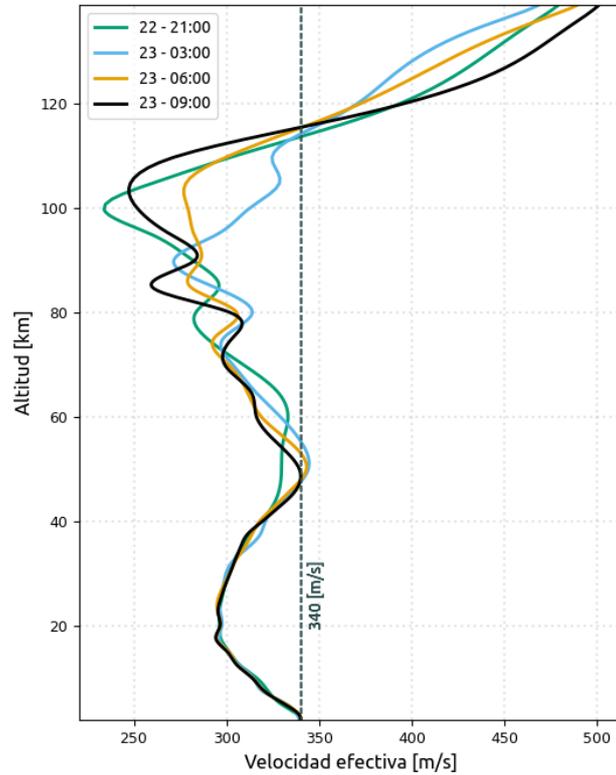


Figura 7.1: Velocidad efectiva del sonido, c_{ef} , desde la cima de Calbuco (1.9 km) hasta 139 km, en dirección a CPH (N20°E). Se muestran las curvas para el día 22 a las 21:00 y 23 a las 3:00, 6:00 y 9:00 (UTC), de abril de 2015.

del rayo considerando la estructura atmosférica sobre la Patagonia entre los paralelos 36°S – 49°S, desde las 21:00 del 22 hasta las 9:00 del día siguiente, cada 3 horas (UTC)¹ (Sección 4.3).

La velocidad efectiva, c_{ef} , incorpora la influencia de vientos horizontales en la dirección de propagación (ecuación 2.16) (Fig. 7.1). Entonces, un vector perpendicular al frente de onda, con inclinación ϑ y dirección φ , será refractado hacia el suelo desde una altura z donde se cumpla que $c_{ef}(z, \varphi) \geq \frac{c_{ef}(z_{suelo}, \varphi)}{\cos \vartheta}$. En la figura 7.1 se muestran las curvas de velocidad efectiva del sonido en la dirección de CPH (N20.02°E) calculadas con la ecuación 2.16 de acuerdo al estado de la estructura atmosférica sobre el volcán Calbuco durante la erupción. De acuerdo a las curvas de velocidad efectiva, el día 22 a las 21:00, la refracción ocurriría por encima de los 110 km de altura, mientras que el 23 de 3:00 a 9:00 el aumento de velocidad a 45 – 50 km de altitud favorecería la propagación a través de un conducto estratosférico.

¹De aquí en adelante todos los horarios son UTC, excepto si se aclara lo contrario.

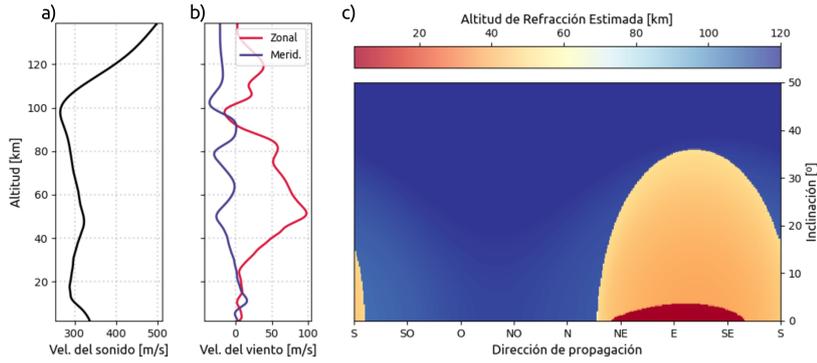


Figura 7.2: Velocidad de sonido adiabática (a), velocidad de las componentes zonal y meridional de viento (b) desde la cima de Calbuco (1.9 km) hasta 139 km, para el día 22 de abril de 2015 a las 21:00 (UTC). c) Gráfico dirección vs. inclinación del lanzamiento del rayo, coloreado en función del nivel de refracción estimado de acuerdo al perfil de velocidad sobre la fuente. De esta forma se representan posibles conductos de propagación de acuerdo con la estructura atmosférica sobre el volcán.

Los conductos de propagación

El análisis del rayo comienza con el lanzamiento de un vector perpendicular al frente de onda con una dirección e inclinación específicas para evaluar su trayectoria a través de la atmósfera. En las figuras 7.2 y 7.3, se muestran en a) la velocidad adiabática del sonido, c , y b) la velocidad de las componentes zonal y meridional del viento sobre el volcán Calbuco (1.9 km) hasta 139 km de altura, para las 21:00 del 22 y las 3:00 del 23 de abril de 2015, respectivamente. El panel c) muestra los posibles conductos de propagación de acuerdo a la estructura vertical de la atmósfera. En el eje horizontal y vertical se indican las posibles direcciones e inclinaciones de lanzamiento del rayo, respectivamente. Nótese que la dirección entre Calbuco y CPH es N20°E. El mapa de colores representa la altura mínima de refracción del rayo. De este modo, estas figuras revelan que hay una preponderancia a propagar sonido hacia el NE-SE a través de la troposfera con ángulos de lanzamiento muy bajos. En un rango azimutal un poco más amplio, NNE-S, el conducto estratosférico (~ 50 km) canaliza rayos lanzados con una inclinación máxima de $\sim 35^\circ$. Los rayos lanzados en las restantes direcciones serían refractados hacia la superficie por la termosfera.

Si bien estas figuras otorgan un primer panorama de las posibles guías de ondas presentes en la atmósfera, no indican el desarrollo horizontal de los conductos de propagación. La atmósfera es un medio dinámico, cuya estructura puede cambiar significativamente de un punto a otro, sobre todo en distancias de varios cientos de kilómetros. En consecuencia, es necesario investigar los caminos de propagación en una atmósfera variable, no sólo en altura sino también en el rango (distancia a la fuente). Para el análisis de propagación regional, se lanzaron rayos con azimuts de 0° a 359° cada 3° con inclinaciones entre -10° y 45° . La sección Calbuco – CPH se calculó de acuerdo a

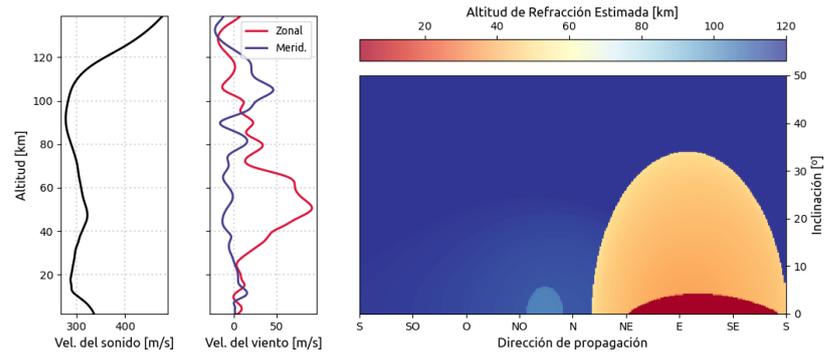


Figura 7.3: Velocidad de sonido adiabática (a), velocidad de las componentes zonal y meridional de viento (b) desde la cima de Calbuco (1.9 km) hasta 139 km, para el día 23 de abril de 2015 a las 3:00 (UTC). c) Gráfico dirección vs. inclinación del lanzamiento del rayo, coloreado en función del nivel de refracción estimado de acuerdo al perfil de velocidad sobre la fuente. De esta forma se representan posibles conductos de propagación de acuerdo con la estructura atmosférica sobre el volcán.

un azimuth de $N20.02^{\circ}E$, con un rango de inclinaciones desde -10° a 45° , para rayos lanzados cada 1° desde la cima de Calbuco (-41.330 latitud, -72.608 longitud, 2000 m s.n.m.), a un frecuencia de 0.6 Hz. Se incluyó el relieve para computar el factor de atenuación geométrico de rayos reflejados contra la superficie. Para obtener el dato de la topografía se utilizó el modelo global ETOPO1 que cuenta con una resolución de 1 arco-minuto (Amante y Eakins, 2009).

Alcance regional de la erupción del Volcán Calbuco

A escala regional, el desarrollo de conductos de propagación se ve favorecido por la circulación de vientos desde el oeste. El análisis del trazado del rayo del 22 de abril a las 21:00 (Fig. 7.4) y del 23 a las 3:00 (Fig. 7.5), predice los típicos arribos termosféricos concéntricos a la fuente y la llegada de rayos desde de los conductos estratosférico y troposférico hacia el este. Las alturas de retorno aproximadas para estas guías son de 100 , 45 y 10 km respectivamente. La principal diferencia que surge entre ambos análisis es que el conducto estratosférico rota levemente en sentido antihorario mientras que el troposférico amplía su apertura hacia el NNE-SSO. La propagación a través de la tropósfera se encuentra limitada hasta una distancia aproximada de 80 km.

Las ondas propagadas en guías estratosféricas presentan menor pérdida de amplitud que las termosféricas y más alcance territorial que las troposféricas. Los resultados predicen tres zonas de llegadas sobre la Patagonia argentina, con pérdidas de amplitud máximas de 70 dB y una amplia región que abarca parte de las provincias de Neuquén y Río Negro con pérdidas menores a 40 dB. Por el contrario, debido a la absorción en la atmósfera superior, los arribos termosféricos presentan pérdidas de amplitud de -90 dB o más, y si bien siempre son predichos no suelen registrarse con frecuencia. Luego

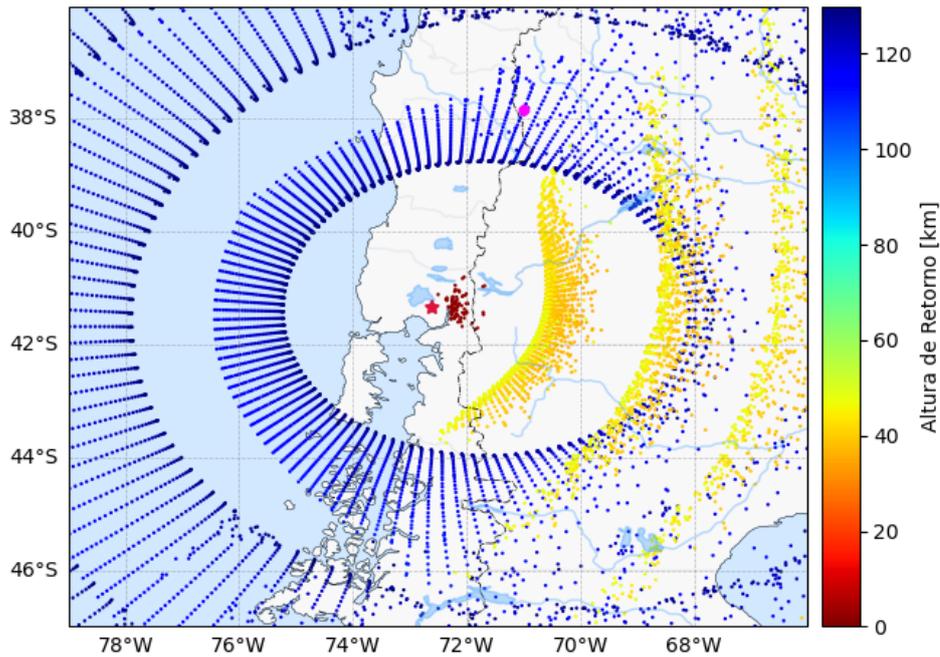


Figura 7.4: Predicciones de arribos al suelo y altura de retorno de rayos lanzados cada 3° con inclinaciones de -10° a 45° para el 22 de abril de 2015 a las 21:00 (UTC). La estrella roja señala el volcán Calbuco y el punto magenta el arreglo CPH.

de sucedido un evento en Calbuco, el tiempo que le toma atravesar toda la región mostrada en el mapa es de 1 hora. Por ejemplo, la figura 7.6 muestra la predicción de los tiempos de propagación de los rayos sobre el arreglo CPH. Para el día 22 a las 21:00 el tiempo que tarda el rayo en llegar hasta el arreglo es de 0.45 hrs (27 minutos), mientras que para las 3:00 es 0.4 hrs (24 minutos) aproximadamente.

Propagación Calbuco – CPH

El análisis del trazado del rayo para las 21:00 predice la refracción de los rayos en la termosfera, entre 113 – 135 km de altura (Fig. 7.7). El primer rebote en el suelo a 300 km de distancia de la fuente marca el final de la “zona de sombra” y el inicio de la región de llegada de los rayos, la cual se extiende incluso más allá de CPH. La amplitud de estas señales cae más de 100 dB debido no sólo a la expansión geométrica del frente de onda, sino también a la absorción que sufre la onda en la atmósfera superior (Sutherland y Bass, 2004).

En general, el análisis revela que los rayos que llegan desde la la termosfera fueron lanzados con más de 10° de inclinación. Alrededor de la fuente, los valores de velocidad traza y celeridad son próximos a la velocidad del sonido. En cambio, para los arribos termosféricos a 300km de distancia la velocidad traza alcanza 460 m/s y una celeridad de 240 m/s. Esto se debe a que las primeras llegadas corresponde a lanzamientos con ángulos altos, los cuales pueden refractarse a mayor altitud y en consecuencia inciden

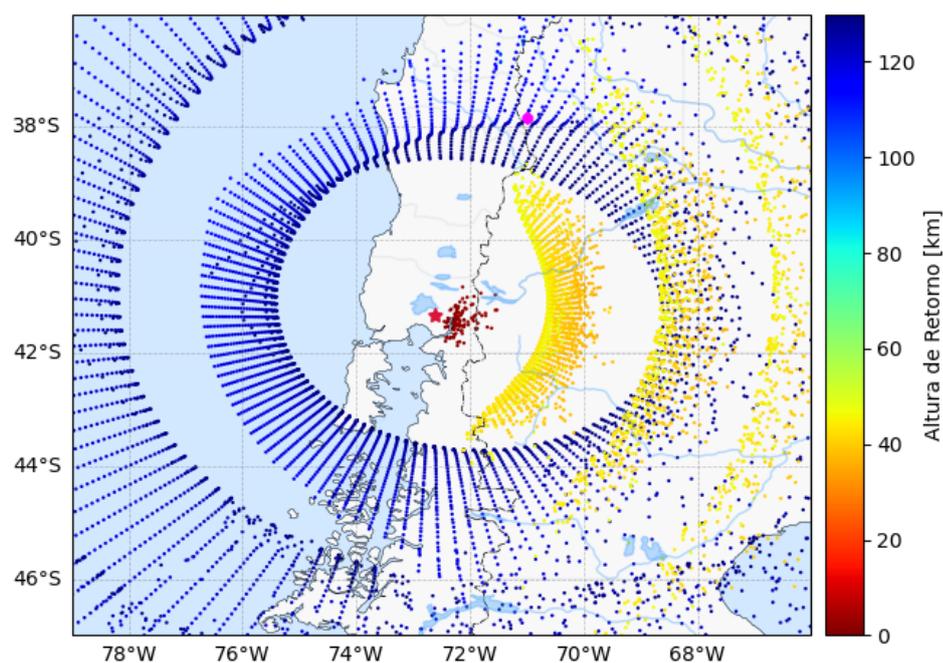


Figura 7.5: Predicciones de arribos al suelo y altura de retorno de rayos lanzados cada 3° con inclinaciones de -10° a 45° para el 23 de abril de 2015 a las 3:00 (UTC). La estrella roja señala el volcán Calbuco y el punto magenta el arreglo CPH.

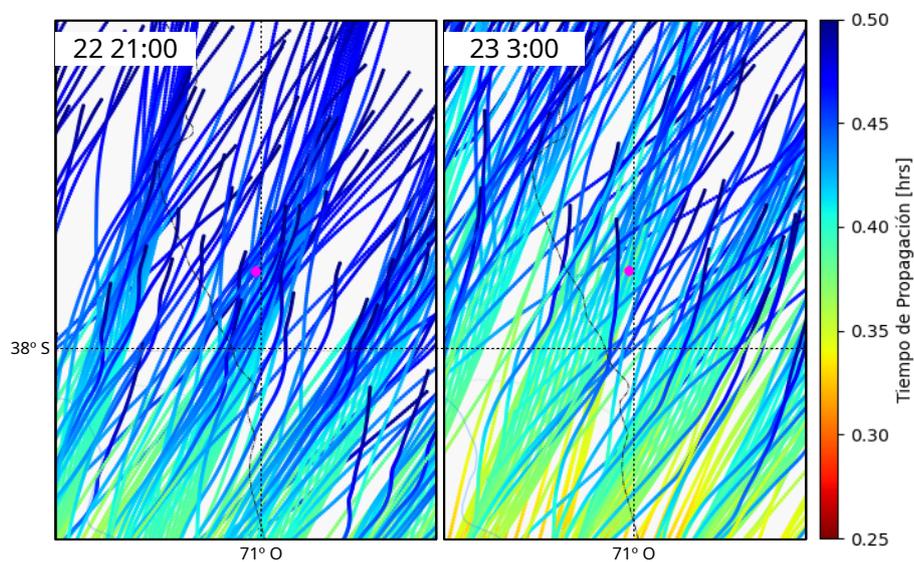


Figura 7.6: Predicción del tiempo de propagación de los rayos lanzados cada 3° con inclinaciones de -10° a 45° sobre el arreglo CPH (círculo magenta). Sólo se muestra el trazado del rayo de 0.25 a 0.5 hrs después del lanzamiento (15 – 30 minutos).

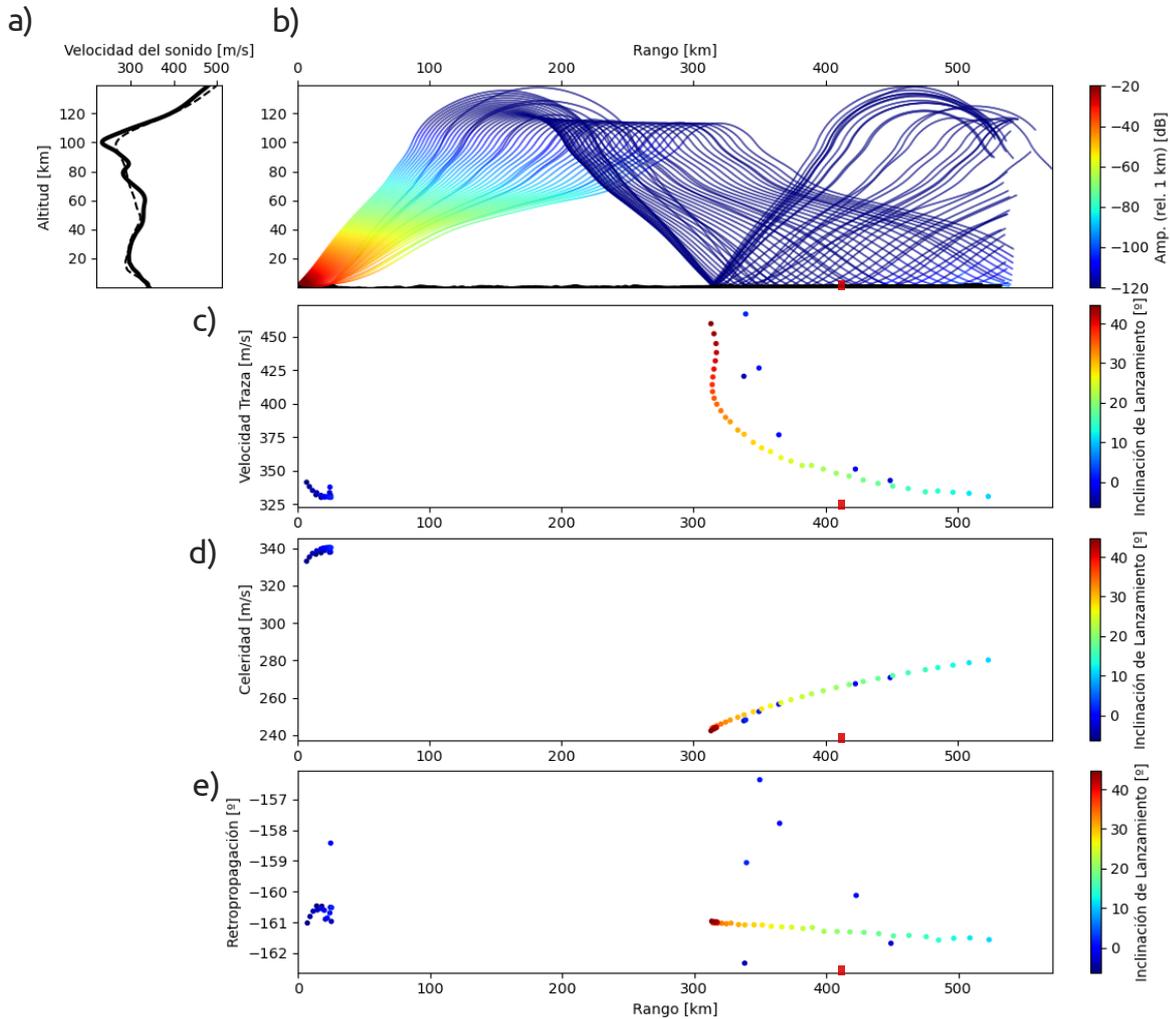


Figura 7.7: Resultado del análisis de trazado del rayo desde Calbuco hacia CPH para las 21:00 (UTC) del 22 de abril, 2015. a) Curvas de velocidad adiabática (línea discontinua) y efectiva (línea continua) del sonido. b) Trazado del rayo desde Calbuco (extremo izquierdo) hacia CPH (rectángulo rojo) y la pérdida de amplitud a 0.6 Hz. del sonido. c) velocidad traza, d) celeridad y e) ángulo de retropropagación de los arribos de la onda en función del rango y de la inclinación de lanzamiento.

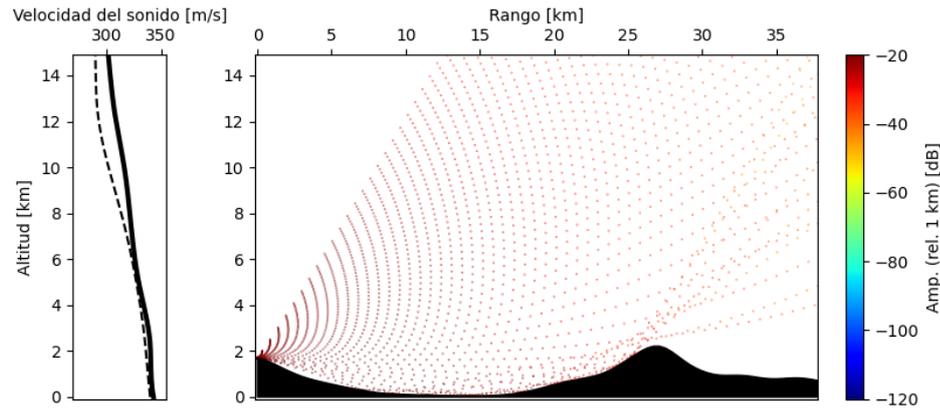


Figura 7.8: Detalle del análisis del trazado del rayo para las 21:00 (UTC) del 22 de abril, 2015. Se observa la sombra acústica inmediatamente detrás de la barrera topográfica (volcán Osorno, Chile) debido a la reflexión de los rayos lanzados horizontalmente o con ángulos negativos contra la ladera.

sobre el suelo con una inclinación elevada. A medida que el ángulo disminuye los rayos arriban a la superficie a mayor distancia de la fuente. Con el aumento del rango se observa que las velocidades tienden a converger, es decir, disminuye la velocidad traza mientras aumenta la celeridad. Esto responde a que la altura de refracción es más baja, por lo que la distancia recorrida por el rayo y su ángulo de incidencia en el suelo decrecen. La mayoría de los arribos tienen valores de retropropagación entre -160.5° y -162° . Sin embargo, algunos presentan azimuts que van desde -156° a -162.5° con lanzamientos horizontales o en ángulos negativos (Fig. 7.7e). La simulación predice que estos rayos se reflejan en la ladera del volcán Osorno (Chile) ubicado a ~ 26 km de distancia de Calbuco y se desvían hacia la termosfera (Fig. 7.8).

Los arribos en torno al arreglo CPH ubicado a 410 m de distancia sufren una disminución de la amplitud de ~ 90 dB. Los valores estimados de celeridad y velocidad traza son de 265 m/s y 348 m/s, respectivamente. La primera se encuentra dentro del rango obtenido a partir de los datos de infrasonido. Por el contrario, la velocidad traza presenta un valor considerablemente inferior a los estimados mediante *beamforming* entre 430 – 510 km/s. Esta discrepancia se encuentra en el orden de magnitud de incertidumbre (~ 100 m/s) que presenta la respuesta del arreglo, y es demasiado grande para ser considerada en las interpretaciones. La simulación predice un azimut de retropropagación de -161.3° (298.7°). La diferencia de $\sim 1^\circ$ con respecto al esperado podría deberse a la influencia de vientos transversales a la dirección de propagación o a desvíos causados por reflexiones en la topografía.

La figura 7.9 presenta el análisis del trazado del rayo para las 3:00 (UTC) del día 23 de abril de 2015, 1 hora antes del comienzo de la segunda fase eruptiva. Para entonces, los cambios en la estructura atmosférica permiten el desarrollo de un conducto de propagación estratosférico, con un nivel de refracción a 45 – 50 km de altura. Los rayos canalizados en esta guía son los lanzados con inclinaciones menores a 15° . Se observa que luego del primer rebote en el suelo, algunos se escapan del conducto pa-

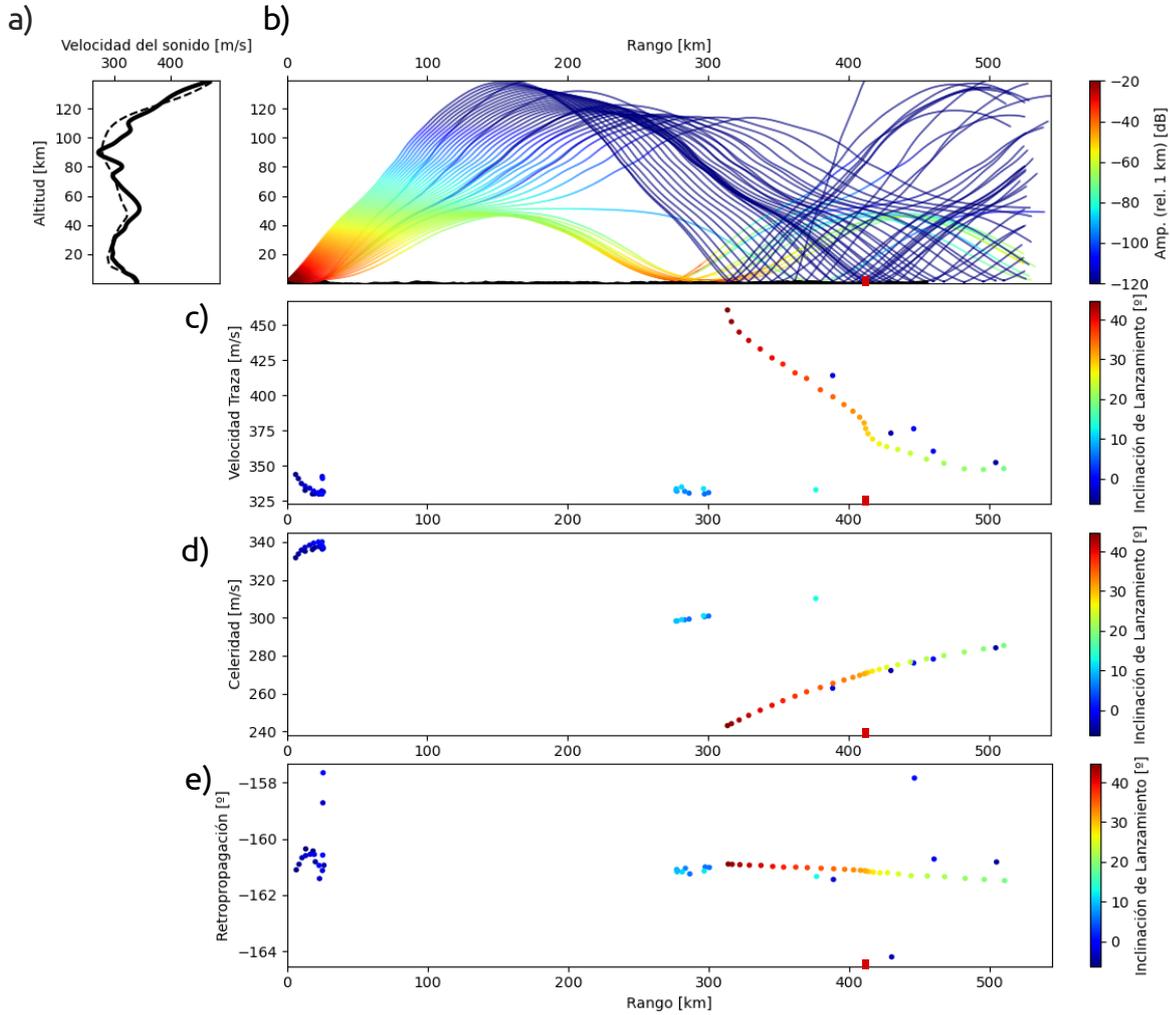


Figura 7.9: Resultado del análisis de trazado del rayo desde Calbuco hacia CPH para las 3:00 (UTC) del 23 de abril, 2015. a) Curvas de velocidad adiabática (línea discontinua) y efectiva (línea continua) del sonido. b) Trazado del rayo desde Calbuco (extremo izquierdo) hacia CPH (rectángulo rojo) y la pérdida de amplitud a 0.6 Hz. del sonido. c) velocidad traza, d) celeridad y e) ángulo de retropropagación de los arribos de la onda en función del rango y de la inclinación de lanzamiento.

ra ser canalizados en la termosfera. A excepción de un arribo a 377 km, las llegadas desde la estratosfera ocurren entre 276 – 300 km de distancia. Se caracterizan por una velocidad traza entre 330 m/s y 335 m/s, celeridad entre 298 – 301 m/s y ángulo de retropropagación a $\sim -161^\circ$. El rayo más próximo al arreglo tiene valores de velocidad traza y celeridad de 333 m/s y 310 m/s, respectivamente. La guía estratosférica tiene una caída de amplitud de 40 – 50 dB, considerablemente menor que la observada en la atmósfera superior. Para las llegadas termosféricas se predice una concentración de rayos a ~ 400 km de distancia, mientras que en la simulación previa se localiza a ~ 300 km. Nuevamente se predicen arribos termosféricos de rayos lanzados horizontalmente o en ángulos negativos debido a la influencia de la topografía. El azimut de retropropagación de estas llegadas varía entre -158° y -164° . Sobre CPH, los arribos desde la termosfera tienen características similares a las observadas el día anterior en caída de amplitud (~ 90 dB), celeridad (269 m/s) y ángulo de retropropagación (-161.1°), pero la velocidad traza aumenta levemente a 380 m/s.

El resultado de la simulación del trazado del rayo predice arribos termosféricos con grandes pérdidas de amplitud por transmisión en los dos escenarios analizados (Fig7.7 y Fig7.9). Si bien los conductos termosféricos no suelen ser considerados debido a la alta absorción de la atmósfera superior (Sutherland y Bass, 2004), han sido propuestos como posibles caminos de propagación para explicar las detecciones de la erupción de Calbuco en arreglos de infrasonido de la IMS (Matoza et al., 2018; De Negri y Matoza, 2023).

A partir del registro de CPH, para el primer pulso se obtuvo una celeridad de 175 m/s muy por debajo de lo habitual para guías termosféricas, mientras que en el segundo el valor obtenido a 336 m/s es extremadamente alto para éste tipo de fases. Como se ha expuesto, para la primera fase eruptiva existe la posibilidad de que la llegada de la señal haya ocurrido minutos antes de la primera detección. En este caso, la celeridad ascendería a 280 m/s, valor observado para esta guía de ondas (Evers y Haak, 2007). En cambio, la forma de onda del segundo pulso sí presenta un inicio claro, cuya celeridad a 336 m/s es alta y cae en los valores habituales de los conductos troposféricos. Por sí sola, la medida de celeridad puede ser muy variable y ha mostrado ser una medida ambigua para determinar conductos de propagación (Evers y Haak, 2007; Ceranna et al., 2009; Vergoz et al., 2019). De acuerdo a datos sísmicos el comienzo de la segunda fase ocurrió a las 4:00 (Valderrama et al., 2016). Algunos autores incluso lo ubican minutos más tarde (4:08), pero no se aclara en base a qué evidencia obtienen dicho tiempo, y tal horario no es consistente con los registros de CPH (ya que la celeridad sería de 569 m/s) por lo que es poco probable (Romero et al., 2016). Si bien Van Eaton et al. (2016) sugiere la hora 3:54, este valor se deriva del análisis de imágenes satelitales del hongo de la pluma, por lo que el grado de incertidumbre es considerablemente superior al derivado sísmicamente. De hecho, el trabajo posterior de Mastin y Van Eaton (2020) basado en simulaciones del crecimiento del hongo sitúa el comienzo de la erupción a 4:01. Tomando como referencia el horario de las 4:00, la señal que marca el inicio de la erupción en CPH no siguió una guía termosférica. Ahora bien, el perfil de velocidad efectiva entre Calbuco y CPH a las 3:00, muestra posibles niveles de refracción de energía en la estratosfera y

en la termosfera. El perfil del trazado del rayo predice la refracción de rayos en ambas guías y muestra la presencia de una fase estratosférica que viaja horizontalmente en la interface de un contraste de velocidad, arribando a la superficie a ~ 30 km del arreglo (Fig. 7.9). Éstas han sido documentadas como fases estratosféricas rápidas, ya que pueden presentar valores altos de celeridad, pero sufren una caída de amplitud mayor que su contraparte lenta (Evers y Haak, 2007). Es probable que el primer arribo a CPH haya seguido este camino, lo que explicaría el valor de celeridad observado. En este punto es necesario aclarar que es posible que la señal registrada en CPH contenga arribos de ambas fases, pero dada la continuidad de la señal y sus variaciones de amplitud no ha sido posible diferenciarlas.

No es extraño registrar energía acústica en las supuestas zonas de sombra predichas por el trazado del rayo (p. ej.: Fee y Garcés, 2007). El camino entre la fuente y el receptor es complejo y existen numerosos procesos que pueden causar que la energía penetre en estas zonas de silencio. Por un lado, la topografía abrupta juega un papel fundamental en la reflexión y difracción de la onda, desviándolas o encauzándolas en niveles diferentes (Waxler et al., 2022). Además, la atmósfera es un medio complejo y altamente dinámico, donde la interacción con estructuras de pequeña escala (turbulencias, ondas de gravedad) y la advección por vientos en la CLA pueden favorecer la dispersión de energía. El trazado del rayo es el más básico de los métodos de análisis de propagación. Es una aproximación de la acústica geométrica que no contempla variaciones rápidas del medio ni fenómenos de difracción alrededor de la topografía. Para un estudio de mayor profundidad es necesario emplear métodos que permitan simular escenarios más complejos, que pueden incluir desde los fenómenos físicos mencionados hasta efectos no lineales (de Groot-Hedlin, 2017).

7.1.2. Efectos de la propagación a escala casi regional en la detección de señales de actividad no eruptiva

Villarrica es un sistema volcánico de conducto abierto, cuyo desgasamiento constante genera un tremor continuo. En el capítulo 6 hemos comprobado que el arreglo GND es capaz de registrarlo con un contenido espectral entre 0.8 – 2 Hz. Johnson et al. (2018b) sugieren como fuente la resonancia del conducto y que los cambios en el contenido espectral se relacionan con la variación dinámica del lago de lava, el cual tiende a ascender antes de una erupción. Sin embargo, las señales registradas en GND tienen un espectro complejo (Fig. 5.16), que podría responder a dos factores: la dinámica de la fuente; y la propagación a través de la cordillera. En este sentido, la distancia fuente – receptor de 47.7 km nos sitúa fuera del entorno local. La interacción de la onda tanto con la estructura atmosférica como la topografía desvían la caída de amplitud del ideal $1/r$, alteran el contenido espectral y causan fenómenos de dispersión (Lacanna et al., 2014; Johnson, 2019; Damiens et al., 2018). Los vientos y las inversiones de temperatura en la CLA y la base de la troposfera tienen efectos complejos, variables en escalas diarias (día – noche) y estacionales, que amplifican o absorben el infrasonido que se propaga a través de una cadena montañosa (Damiens et al., 2018). Además,

la reflexión y la difracción alrededor de barreras topográficas modifica la dirección de propagación del frente de onda, lo que se traducen en variaciones del ángulo de retropropagación esperado (Blom, 2020), atenúa la señal en las zonas de sombra (Lacanna et al., 2014) y distorsiona la forma de la onda (Johnson, 2019).

El perfil topográfico entre Villarrica y GND exhibe un relieve fuertemente escarpado, con el volcán Quetrupillán como la principal barrera topográfica entre ambos (Fig. 5.3). Por otro lado, el arreglo se sitúa en un valle glacial, junto a la ladera norte del volcán Lanín. Este es un estratovolcán de 3776 m snm, y es el rasgo topográfico más imponente de toda la región. En zonas de relieves abruptos, la CLA es altamente compleja y dinámica debido a la combinación de los siguientes factores: valles cerrados y filos expuestos; vientos predominantes desde el oeste; y fuertes inversiones de temperatura típicas del verano. La presencia de detecciones con un ángulo de retropropagación de $\sim 230^\circ$ (clúster G2), con una duración prolongada y recurrente durante el verano 2017 – 2018, abre el interrogante sobre la magnitud del impacto que tienen la topografía sobre las señales infrasónicas de Villarrica (Fig. 5.14). Consideremos las siguientes observaciones:

- No hay evidencias de una fuente acústica continua en la ladera norte del volcán Lanín.
- Forma de onda de características similares a las del tremor de Villarrica. Sin embargo, visualmente se observa con un carácter de mayor aspereza o rugosidad (Fig. 7.10).
- Ausencia de una firma espectral clara.
- Durante las detecciones ocurre acompañada de ruido en frecuencias menores a 0.4 Hz, banda que suele asociarse con presencia de viento (Fee y Garcés, 2007). Curiosamente, estas detecciones suelen aparecer en los momentos de transición, cuando el nivel de ruido está en descenso hacia los valores mínimos caracterizados por la presencia de microbaroms (Fig. 5.16).
- La ocurrencia de detecciones de los grupos G2 y G3 en simultáneo o migrando de un azimut al otro (acompañado por los cambios en el espectrograma mencionados en el punto anterior).

En este escenario y considerando lo expuesto, las detecciones del grupo G2 podrían ser consecuencia de la difracción alrededor de barreras topográficas en el camino de propagación que recorren las señales del tremor continuo de Villarrica. Las fuertes inversiones de temperaturas que se dan entre el día y la noche, incluso entre valles debido a la incidencia del sol sobre una u otra ladera promueve vientos locales y crean conductos de propagación que están fuertemente condicionados por la topografía y la dinámica de la CLA (Damiens et al., 2018; Kim y Rodgers, 2017). El carácter recurrente del azimut observado durante todo el experimento indica la formación de conductos que responden a fenómenos que se dan con frecuencia, generando condiciones de propagación similares. En este sentido, las características del ruido ambiental

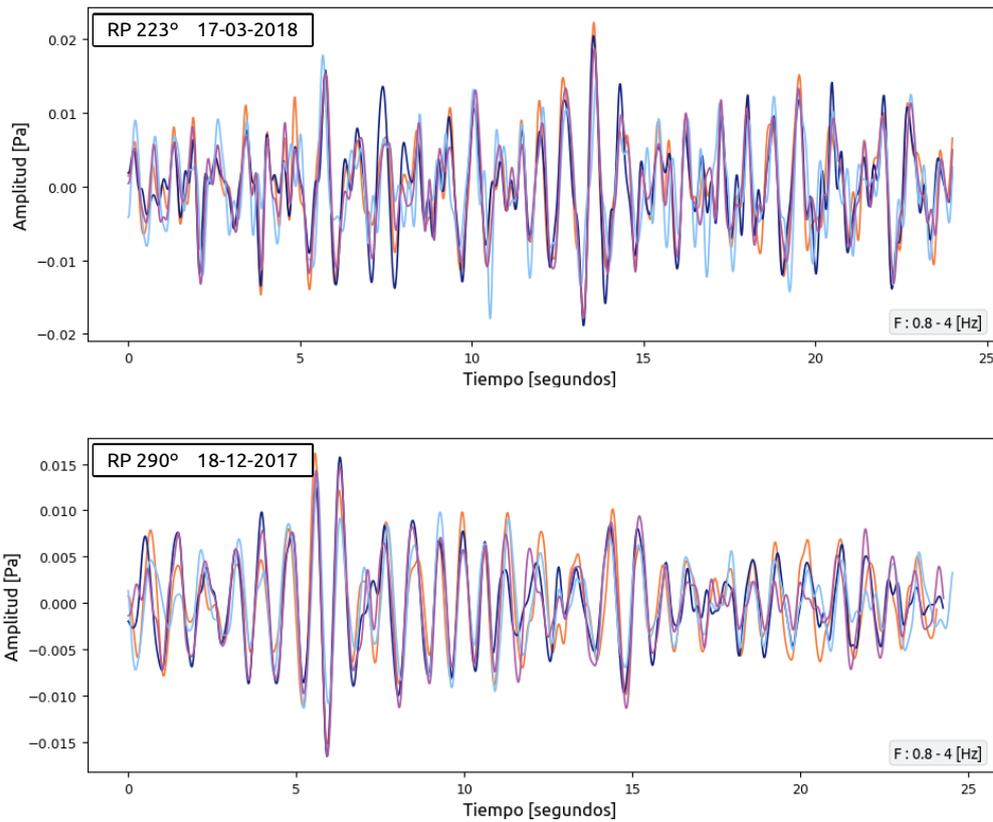


Figura 7.10: Ejemplos de 25 s de señal filtradas entre 0.8 – 2 Hz, para los clústeres G2 (arriba) y G3 (abajo).

respaldan una cierta estabilidad atmosférica entre diciembre 2017 y marzo 2018. Además, la fuerte interacción con la topografía explicaría la forma de la onda observada, la cual puede haber sido distorsionada durante la propagación.

Estos resultados ponen de manifiesto la complejidad de la propagación en ambientes montañosos, y la necesidad de identificar y comprender las características de las posibles guías de ondas presentes y su evolución en el tiempo. También exponen que para efectuar un monitoreo basado en el análisis de las frecuencias de un tremor de baja amplitud, como se ha propuesto en Villarrica (Johnson et al., 2018b; Johnson, 2019), es imprescindible comprender la influencia del camino de propagación sobre el contenido espectral de la señal y el ángulo de retropropagación aparente de la onda. Para abordar estas temáticas es necesario utilizar métodos que permitan introducir fenómenos de mayor complejidad como modelado 3D de forma de onda completa, modos normales o diferencias finitas en el dominio del tiempo (FDTD, por sus siglas en inglés) lineales y no – lineales (Kim y Rodgers, 2017; Damiens et al., 2018; Lacanna et al., 2014; de Groot-Hedlin, 2017, respectivamente). Aún en los momentos donde las detecciones claramente provienen desde el volcán Villarrica, el análisis del trazado del rayo falla en predecir arribos debido a que el volcán Quetrupillán actúa como una ba-

rrera que refleja los rayos en diversas direcciones, mostrando el arreglo en una zona de sombra. Este es otro caso en el que para probar estas hipótesis y dilucidar la causa de estas detecciones es necesario aplicar un método que incorpore algunos de los aspectos mencionados.

7.2. Monitoreo de procesos eruptivos regionales: Caso Calbuco

A escala regional, el infrasonido se utiliza principalmente en el monitoreo de erupciones de gran magnitud, con el fin de establecer el tiempo de inicio, la ubicación de la fuente y estimar variaciones en la intensidad de la erupción, brindando información a una tasa de muestreo alta y correlacionable con otras técnicas (Caplan-Auerbach et al., 2010; Dabrowa et al., 2011; Matoza et al., 2019; De Angelis et al., 2019; De Negri y Matoza, 2023). El registro de infrasonido en tiempo real permite derivar parámetros de la fuente acústica, útiles para modelar la altura de la pluma, la cual se utiliza en los modelados de dispersión y depósito de ceniza ya que se relaciona directamente con la tasa de masa eruptada. Sin embargo, su aplicación como medida de la intensidad de la erupción debe hacerse cuidadosamente debido a los errores en la estimación de la altura y al grado de incertidumbre asociado a los procesos atmosféricos que controlan su desarrollo (Dabrowa et al., 2011).

7.2.1. Estimación preliminar de la altura de la pluma

Los parámetros de la fuente eruptiva, como volumen total eruptado, tasa de masa eruptada (MER), altura de la pluma, etc., se cuantifican con diversas técnicas: algunas pueden aplicarse durante el transcurso de la erupción, con diversas tasas de muestreo (p. ej., registros sismoacústicos o imágenes satelitales); y otras una vez finalizado el proceso (análisis de tefras). En el caso de Calbuco, ya se han usado datos de radar doppler, imágenes satelitales y mediciones de relámpagos volcánicos, como ejemplos de técnicas que pueden ser utilizadas en tiempo pseudo-real si se cuenta con una preparación adecuada a las tareas de monitoreo (Tabla 6.2) (Van Eaton et al., 2016; Poffo et al., 2019; Mastin y Van Eaton, 2020). A través de la estimación de parámetros de la fuente acústica, como potencia acústica, velocidad de salida y flujo acústico, el registro de infrasonido de CPH sirve para aportar nuevas estimaciones y ejemplificar el potencial del infrasonido para derivar características del proceso eruptivo en tiempo casi real, considerando el retardo de la onda debido a la propagación. A su vez, el ejercicio comparativo con los datos obtenidos con otros métodos sirve, también, para verificar los resultados de la simulación del trazado del rayo.

Siguiendo la metodología desarrollada en la sección 4.4.2, se calcularon amplitud reducida (p_r , ec. 4.11), potencia de la fuente acústica asumiendo una fuente acústica monopolo (II, ec. 4.12), velocidad de salida (v , ec. 4.13) y flujo acústico (q , ec. 4.14). Asumiendo radios (a) entre 15 – 45 m, y porcentajes de ceniza variables entre 1 – 15 %, fue posible estimar el flujo de ceniza (Q_m). La selección del radio de la fuente se hizo en

base a observación de imágenes satelitales ya que no se encontró referencia sobre este dato. El flujo volumétrico obtenido con datos acústicos incluye gases, aire y partículas sólidas. Para utilizar las ecuaciones empíricas de Sparks et al. (1997) o Mastin et al. (2009) es necesario estimar la fracción que corresponde exclusivamente al flujo de ceniza. Estos porcentajes fueron elegidos en base a lo estipulado en (Caplan-Auerbach et al., 2010). Luego, aplicando la ecuación 4.16 se obtuvo la altura de la pluma (H_t) sobre el nivel del cráter, para cada pulso eruptivo del volcán Calbuco. Como hemos visto, las llegadas termosféricas en CPH presentan valores de caída de amplitud entre -90 y -100 dB. En función de esto, para corregir la amplitud de la señal del primer pulso eruptivo decidimos utilizar el valor de menor pérdida. Por otro lado, debido al tiempo que transcurre entre el inicio del segundo pulso y la primera detección en CPH, consideramos que la propagación ocurrió en una guía estratosférica, y utilizamos una pérdida de transmisión de -70 dB. Estas caídas de amplitud contemplan las pérdidas por transporte y por absorción en la atmósfera (Blom y Waxler, 2017; Blom, 2020; Blom y Waxler, 2021). Con el objetivo de conseguir una medición independiente del resultado del trazado del rayo, el procedimiento se repitió con valores de p_r cuya caída de amplitud ocurre sólo por expansión geométrica (ec. 4.6). Los cálculos se realizaron a partir del exceso presión máximo registrado en CPH. Se optó por aplicarlo en ventanas de tiempo de 10 minutos para minimizar la posibilidad de tomar valores de presión que correspondan a fases diferentes (es decir, estratosférica o termosférica) de la misma fuente impulsiva.

Las figuras 7.11 y 7.12 muestran la evolución temporal de los parámetros acústicos para la primera y la segunda fase eruptiva, respectivamente, considerando las pérdidas por transmisión de acuerdo al resultado del trazado del rayo (rojo; -90 y -70 dB para primero y segundo pulso, respectivamente) y por dispersión geométrica (negro; ~ 52 dB). Ambas figuras muestran una enorme diferencia en el valor de p_r obtenido según se corrigen por pérdidas por transmisión (PT) o sólo por dispersión geométrica (DG). La amplitud reducida difiere en casi 40 dB, y esto se traduce en una diferencia de 3 ordenes de magnitud en la potencia. En ambas fases las velocidades de salida considerando la PT son supersónicas, mientras que la presión corregida por DG exhibe valores menores a c . Tal diferencia de velocidades sugiere que las PT para ambos pulsos están sobre estimadas.

La altura de la pluma depende del radio y del porcentaje de fracción de ceniza que se utilice para el cálculo (1, 5, 10 y 15 %). Por ejemplo, para valores de Q_m del 10 % de q , la altura de la pluma sobre el nivel del cráter para cada erupción esta entre 18.7 – 22.2 km y 18.4 – 25 km, respectivamente (Fig. 7.13 y Fig. 7.14). Podemos ver que mientras el cálculo que considera valores de p_r corregidos por DG devuelve valores consistentes con las estimaciones de otros métodos, las alturas obtenidas considerando las caídas de amplitud por PT son aproximadamente 10 km más altas. Es necesario destacar la fuerte dependencia que presentan los resultados de acuerdo al radio utilizado para derivar la altura de la pluma. Este factor es otra fuente de incertidumbre importante. En este análisis, el rango aplicado va de 15 a 45 m en base a los utilizado en otros volcanes, pero se observa que las alturas que mejor se ajustan a las mediciones en la literatura corresponden a radios entre 25 y 35 m.

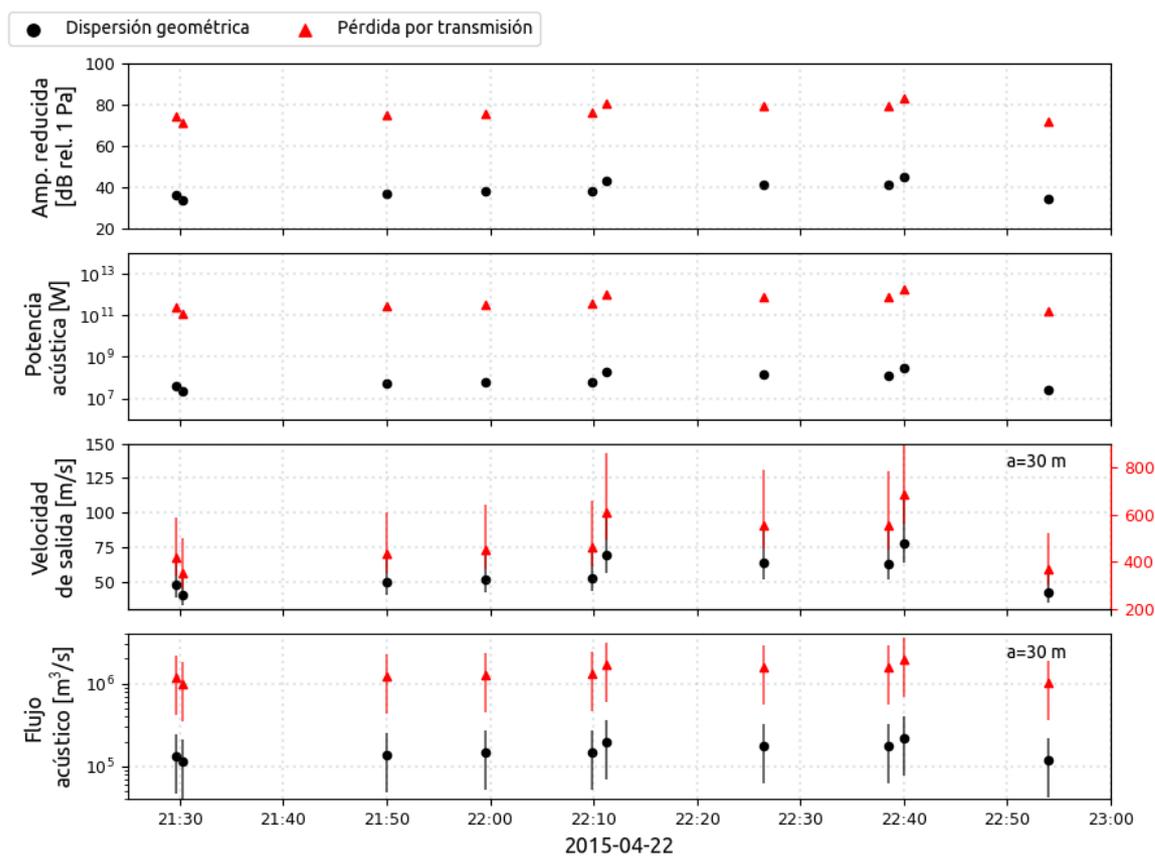


Figura 7.11: Evolución temporal de los parámetros acústicos durante el primer pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran los valores obtenidos de presión reducida, potencia, velocidad de salida y flujo volumétrico, considerando las pérdidas de amplitud por transmisión según el trazado del rayo (triángulo rojo) y por dispersión geométrica (círculo negro). En c) y d) el punto corresponde a un radio $a = 30$ m, y la barra vertical representa el rango de dispersión de los resultados con la variación del radio (15 – 45 m).

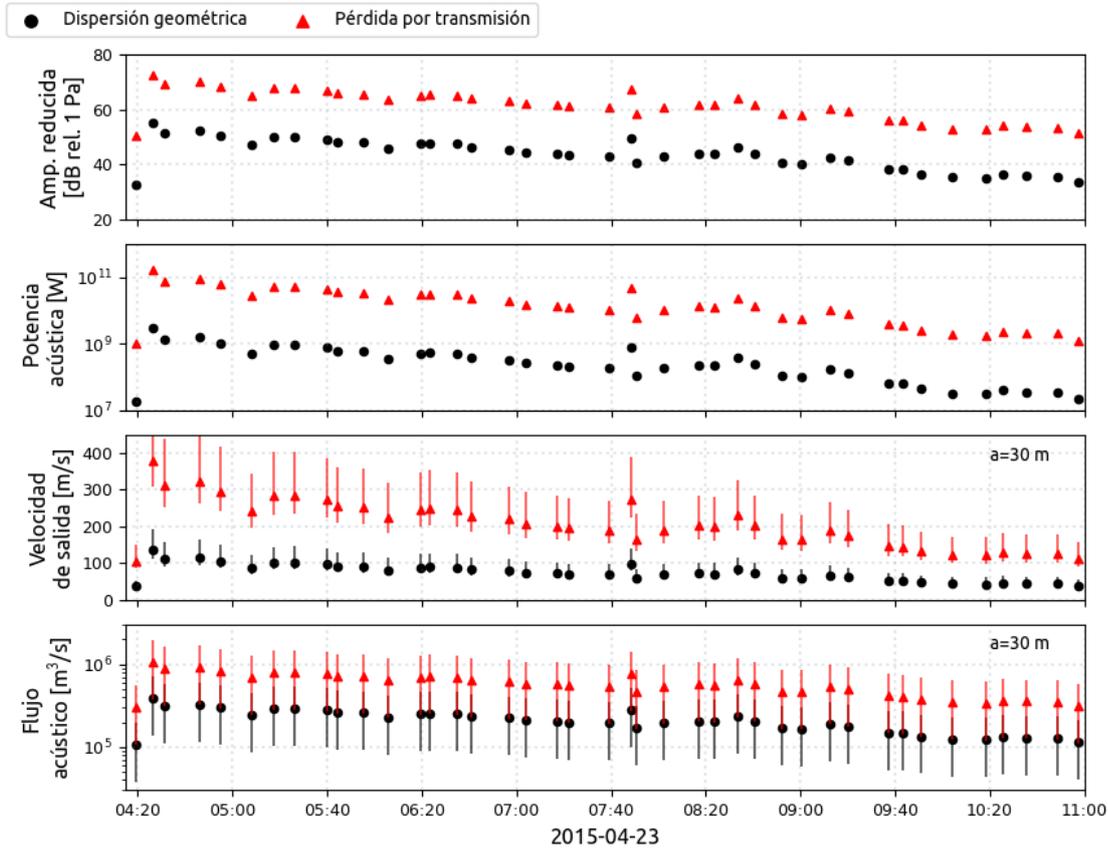


Figura 7.12: Evolución temporal de los parámetros acústicos durante el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco. Se muestran los valores obtenidos de presión reducida, potencia, velocidad de salida y flujo volumétrico, considerando las pérdidas de amplitud por transmisión según el trazado del rayo (triángulo rojo) y por dispersión geométrica (círculo negro). En c) y d) el punto corresponde a un radio $a = 30$ m, y la barra vertical representa el rango de dispersión de los resultados con la variación del radio (15 – 45 m).

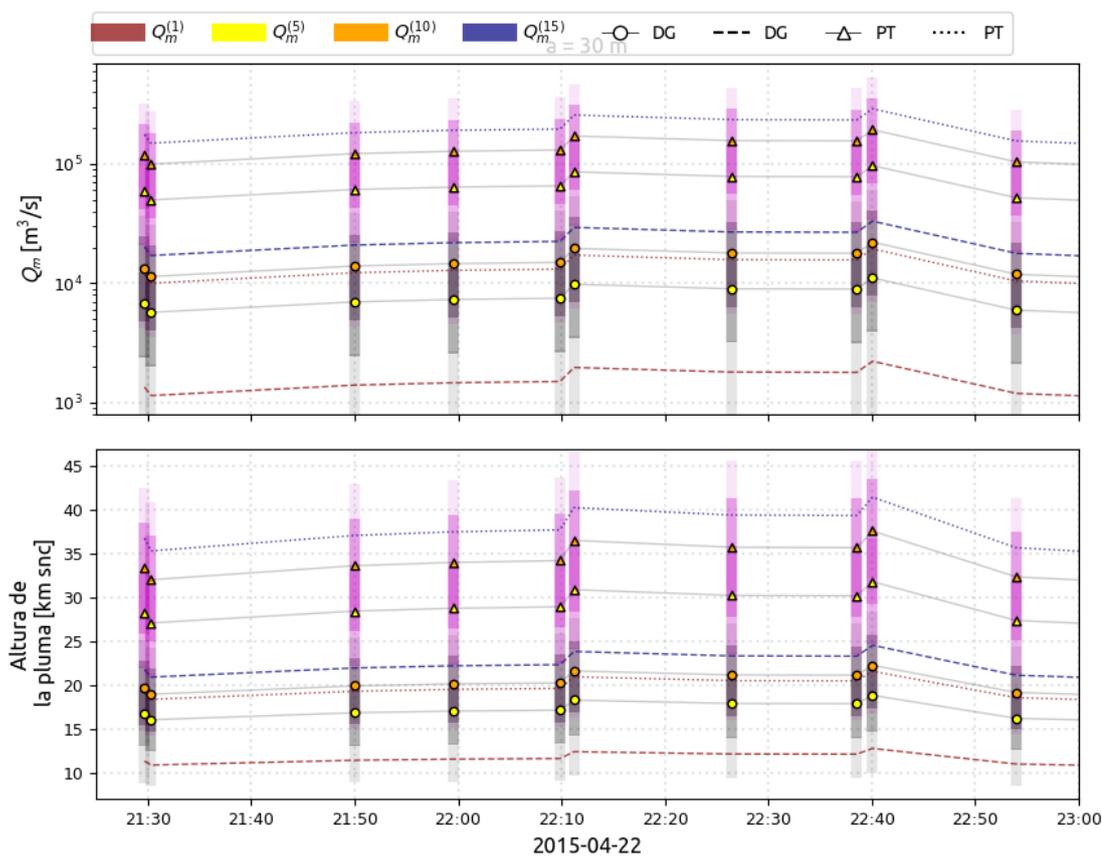


Figura 7.13: Altura de la pluma sobre el nivel del cráter para el primer pulso eruptivo del volcán Calbuco derivados a partir del valor de presión máxima registrada en CPH, evaluado en ventanas de 10 m. Se consideran radio $a = 30$ m y pérdidas por transmisión (triángulos y línea punteada) y dispersión geométrica (círculos y línea discontinua). Los colores indican los distintos porcentajes de contenido de ceniza utilizado para calcular Q_m . Las barras muestran la variación de la altura en función del radio, para cada Q_m .

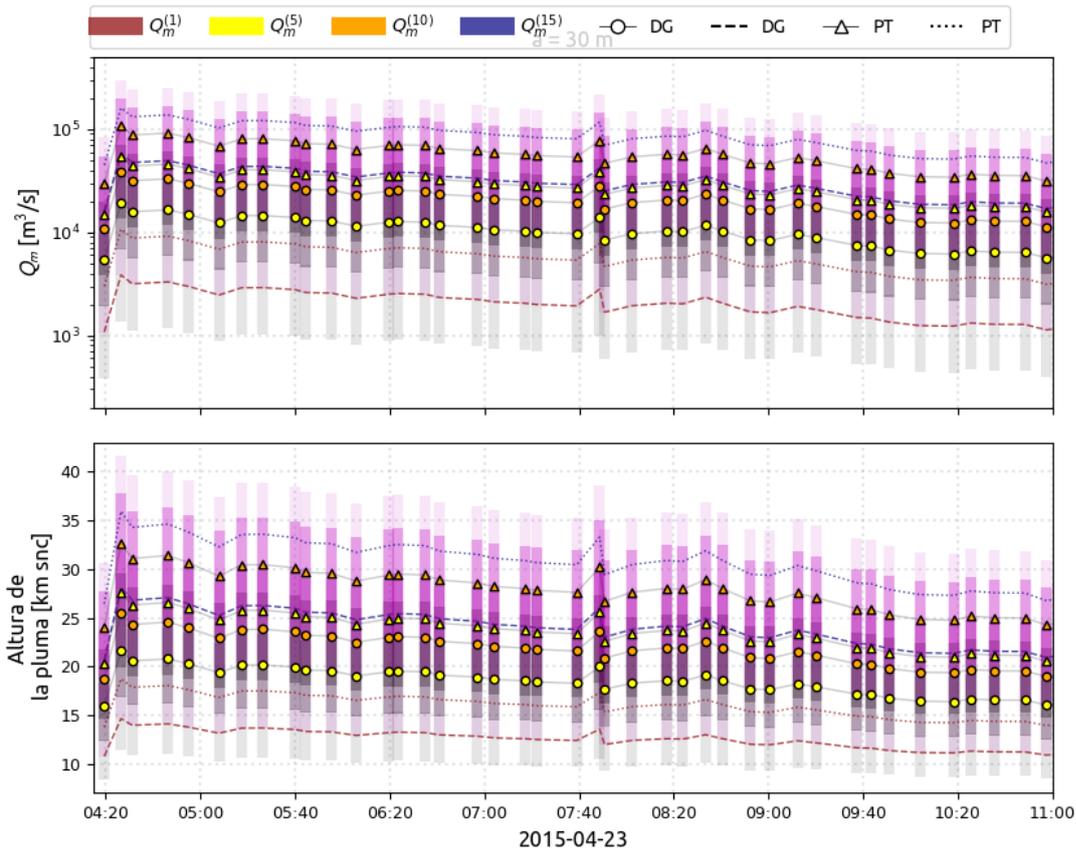


Figura 7.14: Altura de la pluma sobre el nivel del cráter para el segundo pulso eruptivo del volcán Calbuco derivado a partir del valor de presión máxima registrada en CPH, evaluado en ventanas de 10 m. Se consideran radio $a = 30$ m y pérdidas por transmisión (triángulos y línea punteada) y dispersión geométrica (círculos y línea discontinua). Los colores indican los distintos porcentajes de contenido de ceniza utilizado para calcular Q_m . Las barras muestran la variación de la altura en función del radio, para cada Q_m .

En ambos pulsos el Q_m según la corrección DG, varía entre 10^3 y 5×10^5 m^3/s , pero su evolución temporal es diferente. Los parámetros de la primera pluma crecen a una tasa baja en los primeros 20 m de erupción, y muestran una leve alza entre 22:10 y las 22:40. Si analizamos el valor de velocidad de salida del material, vemos que las velocidades obtenidas corrigiendo sólo por DG son subsónicas y no superan los 80 m/s. El segundo pulso presenta los valores más altos, y en el inicio rápidamente alcanza los 150 m/s durante los primeros 10 minutos, para luego decrecer paulatinamente. En la primera fase, se documentó un aumento progresivo de 3 a 4 g/m^3 en la concentración de cenizas de la pluma, que luego desciende y se estabiliza en 3,5 g/m^3 (Poffo et al., 2019). Esta variabilidad es consistente con la forma de las curvas de este pulso las cuales que varían con menor dinámica.

Los parámetros de la segunda pluma eruptiva muestran un ascenso fuerte, alcanzan-

do el máximo en menos de 10 minutos, y decreciendo progresivamente. Una observación similar es dada por Van Eaton et al. (2016), quienes notaron que el desarrollo de la columna de la segunda fase ocurre más rápido que el de la primera. Del mismo modo, los resultados obtenidos con datos de radar muestran una progresiva disminución de la altura de la pluma de la segunda erupción. Castruccio et al. (2016) describe un comportamiento pulsátil para esta erupción. Si bien la tendencia es el decrecimiento, los resultados del análisis acústico revelan oscilaciones que son consistentes con un comportamiento pulsátil. Por ejemplo, Van Eaton et al. (2016) observaron una pausa en la expansión del hongo de la pluma entre las 5:38 y las 6:38 (reflejado en un decaimiento de la masa eruptada). El análisis de las variaciones en la concentración de ceniza obtenidos con datos de radar, también respaldan este comportamiento (Poffo et al., 2019). Entre las 6:30 y las 7:30 se observan cambios en la dinámica de la pluma. Por un lado se documentó un aumento dramático en las descargas eléctricas, sugiriendo un cambio impulsivo en la fuente que se contrapone con un aumento gradual (Van Eaton et al., 2016; Castruccio et al., 2016). Además, a las 7:41 se registró un aumento de la concentración de la ceniza de la pluma (Poffo et al., 2019). Los resultados del análisis acústico muestran que a las 8:00, es decir ~ 20 minutos más tarde, hay un alza repentina de la potencia, consistente temporalmente con las observaciones descritas (Fig. 7.12). En este punto vale la pena notar que el retraso con las observaciones de cambios en la concentración de ceniza ronda los 20 minutos y es similar al de la primera llegada de este pulso. Este resultado apunta a que aún a esa hora la onda mantuvo el mismo conducto de propagación y es coherente con el estado atmosférico de las 6:00 (Fig. 7.1).

Ambas erupciones presentan un flujo volumétrico similar, pero el mayor volumen acumulado corresponde a la segunda erupción debido a su duración (Fig. 7.15). El volumen total (gases, aire y partículas) para un radio $a = 30$ m considerando sólo DG es de ~ 0.53 km³: es decir, 0.11 km³ (20%) pertenece al primer pulso y 0.42 km³ (80%) al segundo. Ambas erupciones muestran un comportamiento pulsátil en los parámetros acústicos (con períodos de 30 – 40 m), más notorios en la segunda fase debido a su duración. El volumen medio instantáneo presenta variaciones durante todo el desarrollo de la erupción y exhibe un pico alrededor de las 8:00, consistente con las observaciones de un nuevo impulso de la columna eruptiva y el aumento de la concentración de ceniza reportado.

7.3. Monitoreo de procesos eruptivos locales: Caso Copahue

Como hemos visto en la sección 6.1, Copahue frecuentemente experimenta actividad eruptiva de baja intensidad pero con la capacidad de mantener emisiones de cenizas persistentes por periodos de tiempo prolongados, perjudicando la calidad de vida de los habitantes y visitantes de los poblados cercanos, e incluso alterando el flujo de aeronaves comerciales. Sin embargo, la comprensión de la dinámica eruptiva, necesaria

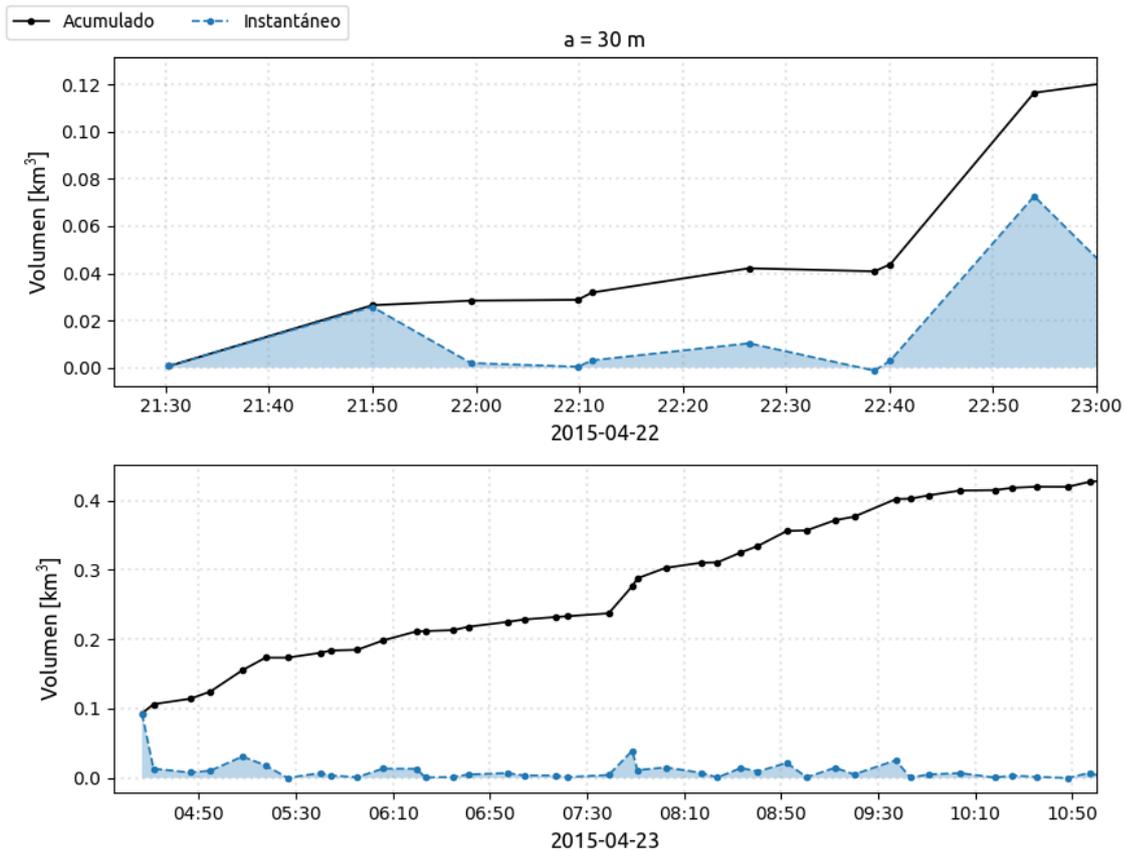


Figura 7.15: Estimación del volumen total acústico de las erupciones del volcán Calbuco considerando un radio $a = 30$ m y pérdidas sólo por dispersión geométrica.

para abordar las tareas de monitoreo de manera eficaz, está limitada al análisis de series de datos geofísicos y geoquímicos escasos y/o discontinuos en el tiempo. El aporte que se pueda hacer sobre la dinámica eruptiva desde la acústica volcánica es valioso y suma al entendimiento acerca de los procesos que conducen estas emisiones.

Un proceso explosivo genera ondas infrasónicas que están directamente relacionadas con la emisión de gases y partículas a la atmósfera. Cuanto mayor sea la sobre presión en el magma, mayor debe ser la velocidad de salida del material expulsado y la presión acústica asociada. La ceniza es el resultado del proceso de fragmentación magmático que depende de una combinación de propiedades como la reología, la vesicularidad y la permeabilidad del magma, la sobre presión de los gases y la posible participación de fluidos externos durante el ascenso. Por ejemplo, en erupciones violentas como la de Calbuco, la fragmentación es más eficiente y resulta en una extensa producción de ceniza. Sin embargo durante la intensa fase de emisión de cenizas que ocurrió en marzo de 2016 la amplitud de las señales impulsivas tan sólo a 13 km de distancia es muy baja, abriendo interrogantes sobre la conexión entre presión acústica, sobre presión de gases y eficiencia del proceso de fragmentación.

Para abordar esta problemática aplicamos la metodología explicada en el apartado

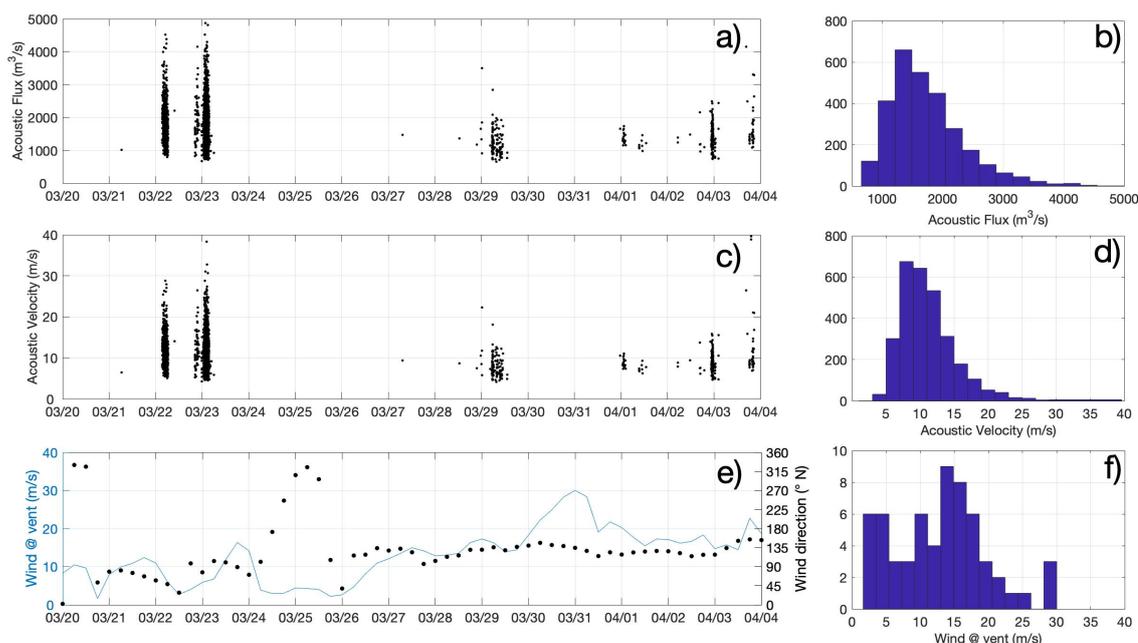


Figura 7.16: a) Flujo volumétrico derivado del registro de infrasonido. b) Histograma del flujo volumétrico. c) velocidad de salida de la columna utilizando una chimenea con una sección de 157 m^2 . d) Histograma de la velocidad de salida. e) velocidad y dirección del viento a 3000 m snm. f) Histograma de la velocidad del viento. (Hantusch et al., 2021)

4.4.1 y calculamos el flujo volumétrico total y la velocidad de salida para una chimenea circular de radio $a=5 \text{ m}$, una frecuencia de 1.2 Hz y un distancia $r=13320 \text{ m}$ (figuras 5.4c y 6.3). El cálculo se aplicó sobre ventanas temporales de 5 s con un solapamiento de 1 s , para la señal filtrada entre $0.5 - 10 \text{ Hz}$ (Fig. 7.16). Utilizando la información de la sección topográfica entre el cráter y CPH, estimamos un número de Fresnel de $N = 0.3$ (Fig. 5.4d) y, en consecuencia, una $IL = -9.5 \text{ dB}$. El flujo volumétrico calculado para todo el conjunto de datos oscila entre $0,8 \times 10^3$ y $4,8 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, con un flujo promedio de $1,7 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 7.16a), lo que para una sección de conducto $S = 2\pi a^2 = 157 \text{ m}^2$, resulta en una velocidad promedio de salida de la columna de 11 m/s (7.16d).

Este valor bajo para la velocidad de salida está en acuerdo con la dinámica débil de la columna de cenizas, la cual generalmente se observa curvándose inmediatamente sobre el cráter (5.4b) durante condiciones de baja velocidad del viento (50 m/s) (7.16e y f; Tabla 6.1). Las observaciones acústicas y visuales sugieren que la actividad explosiva del volcán Copahue se caracteriza por una liberación de la mezcla de cenizas y gases a baja velocidad desde el conducto, probablemente impulsada por una baja presión. Esta conclusión contrasta con la gran cantidad de cenizas que caracteriza la columna eruptiva durante esta fase. Por lo tanto, el infrasonido sugiere que la actividad explosiva está relacionada con procesos eficientes de fragmentación/transporte de magma que

operan en un régimen de baja energía.

7.3.1. Dinámica Explosiva Lenta en Copahue

A menudo, la interacción magma-agua se ha sugerido como el principal disparador de la fragmentación del magma para Copahue (Naranjo y Polanco, 2004; Petrinovic et al., 2014; Daga et al., 2017). Sin embargo, las características, tanto de las cenizas emitidas durante el mes de febrero de 2016, como las señales infrasónicas, no permiten sostener esta hipótesis para esta fase eruptiva. De hecho, las cenizas no presentan ninguna característica textural o morfológica reconocida como típica de este mecanismo de fragmentación debido a la ausencia de una importante agregación de cenizas, falta de grietas superficiales o alteración de los fragmentos (Hantusch et al., 2021). Además, la baja amplitud de las señales infrasónicas no concuerda con actividad explosiva impulsada por interacción magma-agua, ya que debería estar acompañada de picos de presión importantes generados por la súbita vaporización y rápida expansión del vapor de agua (Fee y Matoza, 2013; Wohletz et al., 2013).

Por otro lado, la disipación de la sobre presión relacionada con la presencia de un cuerpo de agua superficial ha sido propuesta en el volcán White Island (Nueva Zelanda) para explicar actividad relacionada con pulsos casi continuos de emisiones de gas y ceniza con bajas velocidades de salida acompañadas de columnas muy débiles (Houghton y Nairn, 1991). Aún así, la actividad de marzo – abril 2016 de Copahue fue precedida por una gran reducción y eventual desaparición del agua del lago cratérico, por lo que no puede ser invocada como un mecanismo para explicar la baja velocidad de salida de la pluma (Fig. 5.4c)

La morfología y composición de las cenizas pueden proporcionar indicios sobre los mecanismos de fragmentación y erupción del magma. Las características texturales y morfológicas prácticamente invariables de las muestras de ceniza tomadas durante 5 días de febrero de 2016 confirman un mecanismo generalmente constante de producción y reciclaje de cenizas (Hantusch et al., 2021). En concordancia con las descripciones disponibles de la actividad volcánica durante los primeros meses de 2016 (Tabla 6.1), es probable que condiciones similares de fragmentación/reciclaje de cenizas persistieran durante todo el período. Por un lado, se hallaron evidencias de recristalización post-fragmentación inducida térmicamente, lo que sugiere que parte de las cenizas dispersadas por la columna no era producida directamente por fragmentación sincrónica a la erupción. Por el otro, las características del material juvenil sugieren fragmentación rígida de un magma poco a moderadamente vesicular y de permeabilidad pobremente desarrollada, en ascenso rápido bajo condiciones de desgasificación en un conducto casi cerrado.

La naturaleza impulsiva y de alta frecuencia de la actividad revelada por la señal infrasónica (Fig. 6.2) y la forma ondulante de las columnas asociadas (figuras 1.1d y 5.4b), sugieren emisiones de carácter inestable, típico de actividad de baja intensidad. En este escenario, generalmente se favorecen las condiciones de reciclaje continuo de cenizas en el área del cráter (Houghton y Smith, 1993; D’Oriano et al., 2014). La fragmentación explosiva y rígida del magma puede ocurrir bajo diferentes condiciones

y generalmente está asociada con la liberación de sobre presión, que depende principalmente de las propiedades texturales como la vesicularidad y la permeabilidad, así como de la reología del magma (Spieler et al., 2004; Kueppers et al., 2006; Cashman y Scheu, 2015). Para valores intermedios de vesicularidad como los observados en los productos juveniles, esta sobre presión es cercana a un mínimo y se estima en el rango de 2 a 4 MPa (Spieler et al., 2004; Kremers et al., 2010). Como regla general, la mezcla de gas y ceniza generada en la fragmentación se acelera en el conducto, y su paso a través de un cráter vacío puede resultar en su descompresión progresiva debido a la expansión de la mezcla eruptiva, lo que finalmente aumenta la velocidad del chorro al ingresar a la atmósfera (Woods y Bower, 1995).

Por el contrario, para la actividad observada en Copahue, la baja velocidad de salida de la mezcla eruptiva, como se evidencia tanto en el monitoreo infrasónico como en la observación directa de la columna, puede considerarse como una indicación de su llegada a la superficie bajo condiciones de baja presión. Esto sugiere que estas condiciones eruptivas peculiares pueden resultar de la combinación de dos efectos condicionantes: una textura y reología del magma que requieren una baja sobre presión para la fragmentación, junto con un efecto atenuante relacionado con el paso de la mezcla eruptiva a través de un entorno lleno de cenizas. En particular, el arrastre y posterior transporte de parte de la ceniza que se habría estado acumulando continuamente en la base del cráter puede describirse como un proceso de elutriación que sigue a la fluidización parcial del relleno de la base del cráter. Suponiendo un espesor de 10 a 30 m para la zona enriquecida con cenizas en la base del cráter, se puede estimar una caída de presión del orden de 1 a 5 bares mediante la aplicación de la ecuación de Ergun (Cocco et al., 2014), lo que confirma un efecto importante de amortiguación sobre la presión de la mezcla ascendente. Estos efectos combinados pueden explicar la baja amplitud de la señal infrasónica registrada en Copahue durante este tipo de actividad.

La identificación de material reciclado y caliente en los productos de emisión continua de cenizas no es simplemente un ejercicio académico. Mientras que por un lado la presencia de cenizas previamente erupcionadas en el cráter puede ejercer un efecto importante de amortiguación sobre el paso de la mezcla eruptiva impulsada por el gas (y por lo tanto reducir la presión y la velocidad de salida), por otro lado, las características texturales de este material indican claramente un estado de alta temperatura. Tal es así que el contenido de calor aún elevado de la ceniza reciclada podría tener un efecto importante en la evolución atmosférica de la columna eruptiva, mejorando su capacidad convectiva. Esta influencia debería ser estudiada y cuantificada en detalle con estudios adicionales, por ejemplo, con cámara térmica.

Capítulo 8

Conclusiones

El infrasonido es energía acústica por debajo de 20 Hz que se propaga a través de la atmósfera preservando información de la fuente gracias a la baja absorción a ese rango de frecuencias. Pero la atmósfera es un medio altamente dinámico y heterogéneo, cuyos gradientes de temperatura y contrastes de velocidad del viento determinan el nivel de refracción de la onda, condicionando altura y alcance de los conductos de propagación. La señal canalizada sufre pérdidas de amplitud y distorsiones de la forma de la onda por interacción con la atmósfera y la topografía. Por esto, la señal registrada de un proceso volcánico o de remoción en masa contiene información de la fuente pero también del camino recorrido. Cuanto mejor se comprendan las características de la propagación, mejor será la interpretación del resultado del análisis de la fuente acústica y del proceso que dió origen a la señal.

En esta tesis se utilizaron arreglos de sensores de infrasonido de baja apertura con el objetivo de probar su desempeño como herramienta de seguimiento de procesos volcánicos en la región andina de Neuquén. Hemos visto que tanto la actividad volcánica como los movimientos de masa superficiales son generadores de una amplia gama de señales infrasónicas. Los registros acústicos obtenidos con los arreglos CPH y GND, prueban la capacidad de esta técnica para el seguimiento de distintos tipos de actividad, tanto en el ámbito local como en el regional.

Con el arreglo CPH se obtuvieron los primeros registros de infrasonido del volcán Copahue. El análisis de datos acústicos sugiere un proceso de fragmentación rígida de baja sobre presión magmática, la cual se disipa casi por completo durante el paso de la mezcla eruptiva a través de las cenizas acumuladas en el cráter, lo que explicaría la baja amplitud de las señales. La velocidad de salida del material esta entre 10 – 20 m/s, típica de plumas débiles como las de Copahue. En muestras de productos piroclásticos se halló una gran cantidad de material reciclado a alta temperatura, lo que indicaría que estos fragmentos calientes liberan calor y promueven la convección, y en consecuencia, favorecen la dispersión de material piroclástico. La ceniza liberada en la atmósfera durante dinámicas de fragmentación de baja energía puede ser difícil de monitorear, con consecuencias directas para la evaluación del peligro y la gestión de las crisis eruptivas. El uso combinado de infrasonido y cámara térmica podría arrojar indicios sobre la influencia de este aporte de calor en la dinámica de la pluma.

El registro de los pulsos eruptivos de Calbuco constituye un claro ejemplo de la capacidad de un arreglo de baja apertura para monitorear erupciones regionales. Hemos visto que la incertidumbre en la caída de amplitud de la señal por la propagación es una limitante importante a la hora de cuantificar alguno de los parámetros de la

fuente eruptiva y que el trazado del rayo no es suficiente para explicar la complejidad observada. Sin embargo, el cálculo de la altura de la pluma se hizo considerando: 1) pérdidas por dispersión geométrica; 2) una chimenea circular de radio entre 25 y 35 m; y 3) porcentajes de ceniza entre 5 y 10 %. Los resultados concuerdan con las alturas observadas con otras técnicas. Nuestros datos sugieren velocidades de salida entre 35 y 150 m/s, y sus variaciones temporales son consistentes con la evolución de la erupción documentada en la literatura. Por otro lado, el análisis de apariencia multicanal (AAM) aplicado en CPH es capaz de registrar ambos pulsos con un retraso entre 20 y 40 minutos, dependiendo del camino de propagación recorrido por la señal. Además, aún en condiciones de alto ruido, como la observada antes de la llegada del primer pulso, y funcionando sólo con tres canales, arroja valores de retropropagación que permiten diferenciarlo del volcán Villarrica. Esto también se ha observado durante la erupción de Copahue, cuando el algoritmo detectó claramente las explosiones estrombolianas de Villarrica, las cuales presentaron amplitudes equiparables.

Con el arreglo GND se registró el tremor continuo asociado a desgasificación del volcán Villarrica durante el verano 2017 – 2018, proceso que corresponde al nivel de base de actividad en este volcán. De acuerdo a lo observado, esta señal presentaría dos guías de propagación que generan azimuts de retropropagación aparentes diferentes. El primero es consistente con la posición de Villarrica ($\sim 290^\circ$), pero el segundo señala hacia Lanín ($\sim 230^\circ$). Este hallazgo abre interrogantes sobre la magnitud del efecto de los fenómenos de difracción y reflexión en la topografía. Para abordar esta temática es necesario emplear modelos de análisis de propagación que incluyan tanto los efectos de la topografía como la influencia de los vientos de la CLA en la formación de los conductos. Por otro lado, la ocurrencia predominantemente nocturna tanto de estas señales como de microbaroms, apunta a que la inversión del perfil de temperatura atmosférico en la CLA y condiciones de poco viento son factores que influyen en la conformación de estos conductos.

Los registros de GND también revelan la ocurrencia de procesos de remoción en masa principalmente sobre las laderas del volcán Lanín y de los cerros que flanquean el río Malleo, probablemente asociados a flujos de detritos y caída de rocas. Se contabilizaron 88 eventos, lo que sugiere la ocurrencia de un evento al día en una zona frecuentemente visitada por andinistas y turistas. El uso de arreglos de infrasonido es una técnica apropiada para el monitoreo de flujos de detritos, lahares y avalanchas de nieve, que, con el algoritmo adecuado, puede localizar y rastrear la trayectoria del movimiento. Una aplicación orientada al monitoreo requiere perfeccionar los algoritmos utilizados para lograr cuantificar el cambio de dirección de retropropagación y la velocidad traza, ya que este parámetro indica cambios de altura de la fuente. Profundizar en esta temática es de gran relevancia en un contexto de cambio climático que promueve la desestabilización de laderas por la alteración de los ciclos naturales de congelamiento – deshielo y las precipitaciones.

Ahora bien, la implementación de arreglos de infrasonido en sistemas de monitoreo requiere de un funcionamiento estable, que aporte series de datos continuos y confiables. La experiencia adquirida con el arreglo CPH pone de manifiesto que la técnica de instalación no es lo suficientemente robusta para tareas de monitoreo en la cordillera.

El ajustado presupuesto para instalación y mantenimiento, la accesibilidad reducida durante los meses nivales y las inclemencias del clima de la región son factores que influyeron negativamente en la calidad y continuidad del registro. La Patagonia es una región semi – árida, donde la presencia de viento es casi una constante, y sabemos que ésta es la principal fuente de ruido no acústico en un arreglo de infrasonido. En base a los niveles de ruido observados, concluimos que el método de instalación no consigue filtrar adecuadamente el viento aunque esté desplegado en zonas boscosas. En consecuencia, después del mediodía los espectrogramas de CPH y GND revelan altos niveles de energía en todo el espectro. Considerando que la energía del ruido determina el umbral de detección de señales infrasónicas en un determinado rango de frecuencias es fundamental trabajar en el diseño y desarrollo de filtros mecánicos (p.ej., pantallas de viento) que permitan desplegar arreglos en regiones con poca vegetación.

La Patagonia esta bajo la influencia de vientos predominantes desde el oeste, con una leve componente hacia el norte en niveles bajos, y otra predominante hacia el este por encima de los 3000 m de altitud. Esta condición de circulación atmosférica presenta un escenario que favorece la conformación de conductos de propagación sobre la cordillera, capaces de canalizar infrasonido de fuentes ubicadas sobre el arco volcánico. En este sentido, arreglos de infrasonido de baja apertura instalados estratégicamente permiten el monitoreo de erupciones regionales en volcanes que están fuera del territorio nacional pero que igualmente representan un riesgo, con la capacidad de proveer especificaciones sobre parámetros eruptivos como localización, tiempo, duración y cambios de intensidad, necesarios para modelar el desarrollo de las plumas y la dispersión de ceniza en la atmósfera.

Bibliografía

- Agusto, M.R., Caselli, A., Daga, R., Varekamp, J., Trinelli, A., Afonso, M.D.S., Velez, M.L., Euillades, P., Guevara, S.R., 2017. The crater lake of Copahue volcano (Argentina): geochemical and thermal changes between 1995 and 2015. *Geological Society, London, Special Publications* 437, 107–130. doi:10.1144/SP437.16.
- Agusto, M.R., Velez, M.L., 2017. Avances en el conocimiento del sistema volcánico-hidrotermal del Copahue: a 100 años del trabajo pionero de don Pablo Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Allstadt, K.E., Matoza, R.S., Lockhart, A.B., Moran, S.C., Caplan-Auerbach, J., Haney, M.M., Thelen, W.A., Malone, S.D., 2018. Seismic and acoustic signatures of surficial mass movements at volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 364, 76–106.
- Amante, C., Eakins, B., 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. NOAA technical memorandum NESDIS NGDC-24. *National Geophysical Data Center, NOAA* 10, V5C8276M.
- Angelis, S.D., Lamb, O.D., Lamur, A., Hornby, A.J., von Aulock, F.W., Chigna, G., Lavallée, Y., Rietbrock, A., 2016. Characterization of moderate ash-and-gas explosions at Santiaguito volcano, Guatemala, from infrasound waveform inversion and thermal infrared measurements. *Geophysical Research Letters* 43, 6220–6227. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016GL069098>, doi:10.1002/2016GL069098, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016GL069098>.
- Arzilli, F., Morgavi, D., Petrelli, M., Polacci, M., Burton, M., Di Genova, D., Spina, L., La Spina, G., Hartley, M.E., Romero, J.E., et al., 2019. The unexpected explosive sub-Plinian eruption of Calbuco volcano (22–23 April 2015; southern Chile): Triggering mechanism implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 378, 35–50.
- Barrientos, S., Riquelme, F., Brachet, N., Kramer, A., Campus, P., 2009. Villarrica and Llaima Volcanoes in Southern Chile: an infrasound factor. International Scientific Studies. *CTBTO Expert's Collection (1998-2021)* URL: <http://unov.tind.io/record/71218>.
- Barrière, J., d'Oreye, N., Oth, A., Theys, N., Mashagiro, N., Subira, J., Kervyn, F., Smets, B., 2019. Seismicity and outgassing dynamics of Nyiragongo volcano. *Earth and Planetary Science Letters* 528, 115821. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X19305138>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115821>.
- Bertin, D., Amigo, A., Bertin, L., 2015. Erupción del volcán Villarrica 2015: Productos emitidos y volumen involucrado, en: *Actas del XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile*, pp. 4–8.
- Bishop, J.W., Fee, D., Szuberla, C.A.L., 2020. Improved infrasound array processing with robust estimators. *Geophysical Journal International* 221, 2058–2074. URL: <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa110>, doi:10.1093/gji/ggaa110, arXiv:https://academic.oup.com/gji/article-pdf/221/3/2058/33096910/ggaa110_supporting_file.pdf.

Bibliografía

- Blom, P., 2019. Modeling infrasonic propagation through a spherical atmospheric layer—Analysis of the stratospheric pair. *The Journal of the Acoustical Society of America* 145, 2198–2208.
- Blom, P., 2020. The influence of irregular terrain on infrasonic propagation in the troposphere. *The Journal of the Acoustical Society of America* 148, 1984–1997.
- Blom, P., Waxler, R., 2012. Impulse propagation in the nocturnal boundary layer: Analysis of the geometric component. *The Journal of the Acoustical Society of America* 131, 3680–3690.
- Blom, P., Waxler, R., 2017. Modeling and observations of an elevated, moving infrasonic source: Eigenray methods. *The Journal of the Acoustical Society of America* 141, 2681–2692.
- Blom, P., Waxler, R., 2021. Characteristics of thermospheric infrasound predicted using ray tracing and weakly non-linear waveform analyses. *The Journal of the Acoustical Society of America* 149, 3174–3188.
- Blom, Philip, 2014. GeoAc: Numerical Tools to Model Acoustic Propagation in the Geometric Limit. *Los Alamos National Laboratory* .
- Bosa, A., Johnson, J.B., De Angelis, S., Lyons, J., Roca, A., Anderson, J., Pineda, A., 2021. Tracking secondary lahar flow paths and characterizing pulses and surges using infrasound array networks at Volcán de Fuego, Guatemala . *Volcanica* 4, 239–256. URL: <https://www.jvolcanica.org/ojs/index.php/volcanica/article/view/113>, doi:10.30909/vol.04.02.239256.
- Bowman, J.R., Baker, G.E., Bahavar, M., 2005. Ambient infrasound noise. *Geophysical research letters* 32.
- Brown, D., Ceranna, L., Prior, M., Mialle, P., Le Bras, R.J., 2014. The IDC seismic, hydroacoustic and infrasound global low and high noise models. *Pure and Applied Geophysics* 171, 361–375.
- Cameron, C.E., Prejean, S.G., Coombs, M.L., Wallace, K.L., Power, J.A., Roman, D.C., 2018. Alaska volcano observatory alert and forecasting timeliness: 1989–2017. *Frontiers in Earth Science* 6, 86.
- Campus, P., Christie, D., 2009. Worldwide observations of infrasonic waves. *Infrasound monitoring for atmospheric studies* , 185–234.
- Cannavo¹, F., Sciotto, M., Cannata, A., Di Grazia, G., 2019. An Integrated Geophysical Approach to Track Magma Intrusion: The 2018 Christmas Eve Eruption at Mount Etna. *Geophysical Research Letters* 46, 8009–8017. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL083120>, doi:<https://doi.org/10.1029/2019GL083120>.
- Cansi, Y., Le Pichon, A., 2008. *Infrasound Event Detection Using the Progressive Multi-Channel Correlation Algorithm*. Springer New York, New York, NY. pp. 1425–1435. URL: https://doi.org/10.1007/978-0-387-30441-0_77, doi:10.1007/978-0-387-30441-0_77.
- Caplan-Auerbach, J., Bellesiles, A., Fernandes, J.K., 2010. Estimates of eruption velocity and plume height from infrasonic recordings of the 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189, 12–18.
- Caselli, A., Agosto, M., Velez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M., Capaccioni, B., 2016. The 2012 Eruption. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. pp. 61–77. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2_4, doi:10.1007/978-3-662-48005-2_4.
- Caselli, A., Sommer, C., Barion, G., 2017a. Conos piroclásticos anidados en el cráter del volcán Copahue, en: *Argentina. 10^o Congreso Geológico Argentino S*, pp. 24–26.

- Caselli, A., Sommer, C., Daga, R., Baez, A., Albite, J., Barion, G., 2017b. Caracterización de las fases eruptivas del volcán copahue durante el ciclo 2012-2017 (andes argentino-chileno), en: *Actas del XX Congreso Geológico Argentino San Miguel de Tucumana, Tucuman*, Springer Argentina. pp. 27–29.
- Cashman, K.V., Scheu, B., 2015. Magmatic fragmentation, en: *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier, pp. 459–471.
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J.L., Droguett, B., 2016. Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology* 78, 1–19.
- Ceranna, L., Le Pichon, A., Green, D., Mialle, P., 2009. The buncefield explosion: a benchmark for infrasound analysis across central europe. *Geophysical Journal International* 177, 491–508.
- Ceranna, L., Matoza, R., Hupe, P., Le Pichon, A., Landès, M., 2019. Systematic array processing of a decade of global IMS infrasound data. *Infrasound monitoring for atmospheric studies: Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits* , 471–482.
- Christie, D.R., Campus, P., 2009. The IMS Infrasound Network: Design and Establishment of Infrasound Stations. Springer Netherlands, Dordrecht. pp. 29–75. URL: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9508-5_2, doi:10.1007/978-1-4020-9508-5_2.
- Cocco, R., Karri, S., Knowlton, T., et al., 2014. Introduction to fluidization. *Chem. Eng. Prog* 110, 21–29.
- Cogliati, M., Mazzeo, N.A., 1999. Climatología del viento en el Alto Valle del Río Negro. *Energías Renovables y Medio Ambiente* 3, 181–184.
- Dabrowa, A., Green, D., Johnson, J., Phillips, J., Rust, A., 2014. Comparing near-regional and local measurements of infrasound from Mount Erebus, Antarctica: implications for monitoring. *Journal of volcanology and geothermal research* 288, 46–61.
- Dabrowa, A., Green, D., Rust, A., Phillips, J., 2011. A global study of volcanic infrasound characteristics and the potential for long-range monitoring. *Earth and Planetary Science Letters* 310, 369–379. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X11004912>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.027>.
- Daga, R.B., Caselli, A.T., Ribeiro Guevara, S., Agosto, M.R., 2017. Tefras emitidas durante la fase inicial hidromagmática (julio de 2012) del ciclo eruptivo 2012-actual (2016) del volcán Copahue (Andes del sur). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* .
- Damiens, F., Millet, C., Lott, F., 2018. An investigation of infrasound propagation over mountain ranges. *The Journal of the Acoustical Society of America* 143, 563–574.
- De Angelis, S., Diaz-Moreno, A., Zuccarello, L., 2019. Recent developments and applications of acoustic infrasound to monitor volcanic emissions. *Remote sensing* 11, 1302.
- De Negri, R., Matoza, R.S., 2023. Rapid location of remote volcanic infrasound using 3d ray tracing and empirical climatologies: Application to the 2011 cordón caulle and 2015 calbuco eruptions, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 128, e2022JB025735. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2022JB025735>, doi:<https://doi.org/10.1029/2022JB025735>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2022JB025735>. e2022JB025735 2022JB025735.

- Delle Donne, D., Ripepe, M., Lacanna, G., Tamburello, G., Bitetto, M., Aiuppa, A., 2016. Gas mass derived by infrasound and uv cameras: Implications for mass flow rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 325, 169–178.
- Diaz-Moreno, A., Roca, A., Lamur, A., Munkli, B.H., Ilanko, T., Pering, T.D., Pineda, A., De Angelis, S., 2020. Characterization of Acoustic Infrasound Signals at Volcán de Fuego, Guatemala: A Baseline for Volcano Monitoring. *Frontiers in Earth Science* 8. URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.549774>, doi:10.3389/feart.2020.549774.
- Donne, D.D., Ripepe, M., Angelis, S.D., Cole, P.D., Lacanna, G., Poggi, P., Stewart, R., 2014. Chapter 9 Thermal, acoustic and seismic signals from pyroclastic density currents and Vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs* 39, 169–178. URL: <https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/M39.9>, doi:10.1144/M39.9, arXiv:<https://www.lyellcollection.org/doi/pdf/10.1144/M39.9>.
- D’Oriano, C., Bertagnini, A., Cioni, R., Pompilio, M., 2014. Identifying recycled ash in basaltic eruptions. *Scientific reports* 4, 5851.
- Drob, D., 2019a. Meteorology, climatology, and upper atmospheric composition for infrasound propagation modeling. *Infrasound monitoring for atmospheric studies: Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits*, 485–508.
- Drob, D., 2019b. Meteorology, Climatology, and Upper Atmospheric Composition for Infrasound Propagation Modeling. Springer International Publishing, Cham. pp. 485–508. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_14, doi:10.1007/978-3-319-75140-5_14.
- Drob, D.P., Emmert, J.T., Meriwether, J.W., Makela, J.J., Doornbos, E., Conde, M., Hernandez, G., Noto, J., Zawdie, K.A., McDonald, S.E., et al., 2015. An update to the Horizontal Wind Model (HWM): The quiet time thermosphere. *Earth and Space Science* 2, 301–319.
- Drob, D.P., Garcés, M., Hedlin, M., Brachet, N., 2010. The temporal morphology of infrasound propagation. *Pure and applied geophysics* 167, 437–453.
- Drob, D.P., Picone, J., Garcés, M., 2003. Global morphology of infrasound propagation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108.
- Eckel, F., Langer, H., Sciotto, M., 2022. Monitoring sources of volcanic activity at Mount Etna using pattern recognition techniques on infrasound signals. *Geophysical Journal International* 232, 1–16. URL: <https://doi.org/10.1093/gji/ggac278>, doi:10.1093/gji/ggac278, arXiv:<https://academic.oup.com/gji/article-pdf/232/1/1/45865997/ggac278.pdf>.
- Evers, L.G., Haak, H.W., 2007. Infrasonic forerunners: Exceptionally fast acoustic phases. *Geophysical Research Letters* 34. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007GL029353>, doi:<https://doi.org/10.1029/2007GL029353>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007GL029353>.
- Evers, L.G., Haak, H.W., 2009. The characteristics of infrasound, its propagation and some early history. *Infrasound monitoring for atmospheric studies*, 3–27.
- Fee, D., Garcés, M., 2007. Infrasonic tremor in the diffraction zone. *Geophysical Research Letters* 34.
- Fee, D., Garcés, M., Orr, T., Poland, M., 2011a. Infrasound from the 2007 fissure eruptions of Kīlauea Volcano, Hawai‘i. *Geophysical Research Letters* 38. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010GL046422>, doi:<https://doi.org/10.1029/2010GL046422>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2010GL046422>.

- Fee, D., Garces, M., Steffke, A., 2010. Infrasound from Tungurahua Volcano 2006–2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 193, 67–81. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027310000971>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.006>.
- Fee, D., Matoza, R.S., 2013. An overview of volcano infrasound: From Hawaiian to Plinian, local to global. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 249, 123–139.
- Fee, D., McNutt, S.R., Lopez, T.M., Arnoult, K.M., Szuberla, C.A., Olson, J.V., 2011b. Combining local and remote infrasound recordings from the 2009 Redoubt Volcano eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 100–114.
- Fee, D., McNutt, S.R., Lopez, T.M., Arnoult, K.M., Szuberla, C.A., Olson, J.V., 2013a. Combining local and remote infrasound recordings from the 2009 Redoubt Volcano eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 100–114. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027311002551>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.09.012>. the 2009 Eruption of Redoubt Volcano, Alaska.
- Fee, D., McNutt, S.R., Lopez, T.M., Arnoult, K.M., Szuberla, C.A., Olson, J.V., 2013b. Combining local and remote infrasound recordings from the 2009 Redoubt Volcano eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 100–114.
- Fee, D., Toney, L., Kim, K., Sanderson, R.W., Iezzi, A.M., Matoza, R.S., De Angelis, S., Jolly, A.D., Lyons, J.J., Haney, M.M., 2021. Local Explosion Detection and Infrasound Localization by Reverse Time Migration Using 3-D Finite-Difference Wave Propagation. *Frontiers in Earth Science* 9. URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.620813>, doi:10.3389/feart.2021.620813.
- Fernandez, L.M., 1968. Infrasonic research - Penas acoustic array. Informe técnico. SAN CALIXTO OBSERVATORY LA PAZ (BOLIVIA).
- Gainville, O., Blanc-Benon, P., Blanc, E., Roche, R., Millet, C., Piver, F.L., Despres, B., Piserchia, P.F., 2009. Misty Picture: A Unique Experiment for the Interpretation of the Infrasound Propagation from Large Explosive Sources. Springer Netherlands, Dordrecht. pp. 575–598. URL: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9508-5_18, doi:10.1007/978-1-4020-9508-5_18.
- Garces, M., McCormack, D., Servranckx, R., Bass, H., Hedlin, M., Yepes, H., 2007. Acoustic Surveillance for Hazardous Eruptions (ASHE): Preliminary results from a pilot infrasound experiment, en: *4th International Workshop on Volcanic Ash*, World Meteorological Organization Rotorua, Nueva Zelanda.
- Garcés, M., Willis, M., Hetzer, C., Le Pichon, A., Drob, D., 2004. On using ocean swells for continuous infrasonic measurements of winds and temperature in the lower, middle, and upper atmosphere. *Geophysical research letters* 31.
- García, S., Badi, G., 2021. Towards the development of the first permanent volcano observatory in Argentina. *Volcanica* 4, 21–48. URL: <https://www.jvolcanica.org/ojs/index.php/volcanica/article/view/74>, doi:10.30909/vol.04.S1.2148.
- Garcés, M., Fee, D., Steffke, A., McCormack, D., Servranckx, R., Bass, H., Hetzer, C., Hedlin, M., Matoza, R., Yepes, H., Ramon, P., 2008. Capturing the Acoustic Fingerprint of Stratospheric Ash Injection. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 89, 377–378. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008E0400001>, doi:<https://doi.org/10.1029/2008E0400001>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008E0400001>.

Bibliografía

- Garcés, M.A., Fee, D., Matoza, R., 2013. Volcano acoustics. Cambridge University Press. pp. 359–383. doi:10.1017/CB09781139021562.016.
- Garcés, M.A., Hagerty, M.T., Schwartz, S.Y., 1998. Magma acoustics and time-varying melt properties at Arenal Volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters* 25, 2293–2296. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98GL01511>, doi:<https://doi.org/10.1029/98GL01511>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/98GL01511>.
- Garreaud, R., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in geosciences* 22, 3–11.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., Rojas, M., 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate* 26, 215–230.
- Gestrich, J.E., Fee, D., Matoza, R.S., Lyons, J.J., Dietterich, H.R., Cigala, V., Kueppers, U., Patrick, M.R., Parcheta, C.E., 2022. Lava fountain jet noise during the 2018 eruption of fissure 8 of Kīlauea volcano. *Frontiers in Earth Science* 10. URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.1027408>, doi:10.3389/feart.2022.1027408.
- Godin, O.A., 2014. Dissipation of acoustic-gravity waves: An asymptotic approach. *The Journal of the Acoustical Society of America* 136, EL411–EL417.
- Goto, A., Johnson, J.B., 2011. Monotonic infrasound and Helmholtz resonance at Volcan Villarrica (Chile). *Geophysical Research Letters* 38. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL046858>, doi:<https://doi.org/10.1029/2011GL046858>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2011GL046858>.
- Grangeon, J., Lesage, P., 2019. A robust, low-cost and well-calibrated infrasound sensor for volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 387, 106668.
- Green, D.N., Le Pichon, A., Ceranna, L., Evers, L., 2009. Ground truth events: assessing the capability of infrasound networks using high resolution data analyses. *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies* , 599–625.
- de Groot-Hedlin, C., 2008. Finite-difference time-domain synthesis of infrasound propagation through an absorbing atmosphere. *The Journal of the Acoustical Society of America* 124, 1430–1441.
- de Groot-Hedlin, C.D., 2017. Infrasound propagation in tropospheric ducts and acoustic shadow zones. *The Journal of the Acoustical Society of America* 142, 1816–1827. URL: <https://doi.org/10.1121/1.5005889>, doi:10.1121/1.5005889, arXiv:https://pubs.aip.org/asa/jasa/article-pdf/142/4/1816/15324440/1816_1_1_online.pdf.
- de Groot-Hedlin, C.D., Hedlin, M.A., Drob, D.P., 2009. Atmospheric variability and infrasound monitoring. *Infrasound monitoring for atmospheric studies* , 475–507.
- Hantusch, M., Lacanna, G., Ripepe, M., Montenegro, V., Valderrama, O., Farias, C., Caselli, A., Gabellini, P., Cioni, R., 2021. Low-Energy Fragmentation Dynamics at Copahue Volcano (Argentina) as Revealed by an Infrasonic Array and Ash Characteristics. *Frontiers in Earth Science* 9. URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.578437>, doi:10.3389/feart.2021.578437.
- Harris, A., Ripepe, M., 2007. Temperature and dynamics of degassing at Stromboli. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JB004393>, doi:<https://doi.org/10.1029/2006JB004393>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2006JB004393>.

- Havskov, Jens and Alguacil, Gerardo, 2016. Seismic arrays. *Instrumentation in earthquake seismology*, 309–329.
- Houghton, B., Nairn, I., 1991. The 1976–1982 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a ‘wet’ volcano. *Bulletin of volcanology* 54, 25–49.
- Houghton, B., Smith, R., 1993. Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. *Bulletin of volcanology* 55, 414–420.
- Ichihara, M., Lyons, J.J., Yokoo, A., 2013. Switching from seismic to seismo-acoustic harmonic tremor at a transition of eruptive activity during the Shinmoe-dake 2011 eruption. *Earth, Planets and Space* 65, 633–643.
- Iezzi, A.M., Fee, D., Haney, M.M., Lyons, J.J., 2020. Seismo-acoustic characterization of Mount Cleveland volcano explosions. *Frontiers in Earth Science* 8, 573368.
- Iezzi, A.M., Matoza, R.S., Bishop, J.W., Bhetanabhotla, S., Fee, D., 2022. Narrow-Band Least-Squares Infrasound Array Processing. *Seismological Research Letters* 93, 2818–2833. URL: <https://doi.org/10.1785/0220220042>, doi:10.1785/0220220042, arXiv:<https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/srl/article-pdf/93/5/2818/5682060/srl-2022042.1.pdf>.
- Iezzi, A.M., Schwaiger, H.F., Fee, D., Haney, M.M., 2019. Application of an updated atmospheric model to explore volcano infrasound propagation and detection in Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 371, 192–205.
- Illanko, T., Pering, T.D., Wilkes, T.C., Apaza Choquehuayta, F.E., Kern, C., Diaz Moreno, A., De Angelis, S., Layana, S., Rojas, F., Aguilera, F., Vasconez, F., McGonigle, A.J., 2019. Degasing at Sabancaya volcano measured by UV cameras and the NOVAC network. *Volcanica* 2, 239–252. URL: <https://www.jvolcanica.org/ojs/index.php/volcanica/article/view/28>, doi:10.30909/vol.02.02.239252.
- Johnson, J., 2019. Local volcano infrasound monitoring, en: *Infrasound monitoring for atmospheric studies*. Springer, pp. 989–1022.
- Johnson, J., Aster, R., Jones, K.R., Kyle, P., McIntosh, B., 2008. Acoustic source characterization of impulsive Strombolian eruptions from the Mount Erebus lava lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 673–686. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027308003727>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.028>. volcano-logy of Erebus volcano, Antarctica.
- Johnson, J.B., 2005. Source location variability and volcanic vent mapping with a small-aperture infrasound array at Stromboli Volcano, Italy. *Bulletin of volcanology* 67, 1–14.
- Johnson, J.B., Aster, R.C., Kyle, P.R., 2004. Volcanic eruptions observed with infrasound. *Geophysical Research Letters* 31.
- Johnson, J.B., Palma, J.L., 2015. Lahar infrasound associated with Volcán Villarrica’s 3 March 2015 eruption. *Geophysical Research Letters* 42, 6324–6331. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015GL065024>, doi:<https://doi.org/10.1002/2015GL065024>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015GL065024>.
- Johnson, J.B., Ripepe, M., 2011. Volcano infrasound: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 206, 61–69.

- Johnson, J.B., Ruiz, M.C., Ortiz, H.D., Watson, L.M., Viracucha, G., Ramon, P., Almeida, M., 2018a. Infrasound Tornillos Produced by Volcán Cotopaxi's Deep Crater. *Geophysical Research Letters* 45, 5436–5444. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018GL077766>, doi:<https://doi.org/10.1029/2018GL077766>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018GL077766>.
- Johnson, J.B., Watson, L.M., Palma, J.L., Dunham, E.M., Anderson, J.F., 2018b. Forecasting the Eruption of an Open-Vent Volcano Using Resonant Infrasound Tones. *Geophysical Research Letters* 45, 2213–2220. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL076506>, doi:<https://doi.org/10.1002/2017GL076506>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL076506>.
- Jolly, A., Kennedy, B., Edwards, M., Jousset, P., Scheu, B., 2016. Infrasound tremor from bubble burst eruptions in the viscous shallow crater lake of White Island, New Zealand, and its implications for interpreting volcanic source processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 327, 585–603. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027316302554>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.08.010>.
- Kim, K., Fee, D., Yokoo, A., Lees, J.M., 2015. Acoustic source inversion to estimate volume flux from volcanic explosions. *Geophysical Research Letters* 42, 5243–5249. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015GL064466>, doi:<https://doi.org/10.1002/2015GL064466>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015GL064466>.
- Kim, K., Rodgers, A., 2017. Influence of low-altitude meteorological conditions on local infrasound propagation investigated by 3-d full-waveform modeling. *Geophysical Journal International* 210, 1252–1263.
- Klüser, L., Erbertseder, T., Meyer-Arneke, J., 2013. Observation of volcanic ash from Puyehue-Cordón Caulle with IASI. *Atmospheric Measurement Techniques* 6, 35–46. URL: <https://amt.copernicus.org/articles/6/35/2013/>, doi:10.5194/amt-6-35-2013.
- Kremers, S., Scheu, B., Cordonnier, B., Spieler, O., Dingwell, D., 2010. Influence of decompression rate on fragmentation processes: An experimental study. *Journal of volcanology and geothermal research* 193, 182–188.
- Kueppers, U., Scheu, B., Spieler, O., Dingwell, D.B., 2006. Fragmentation efficiency of explosive volcanic eruptions: A study of experimentally generated pyroclasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 125–135.
- Lacanna, G., Ichihara, M., Iwakuni, M., Takeo, M., Iguchi, M., Ripepe, M., 2014. Influence of atmospheric structure and topography on infrasonic wave propagation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 2988–3005.
- Lacanna, G., Ripepe, M., 2020. Modeling the acoustic flux inside the magmatic conduit by 3d-fdtd simulation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125, e2019JB018849. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JB018849>, doi:<https://doi.org/10.1029/2019JB018849>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JB018849>, e2019JB018849 2019JB018849.
- Lamb, O.D., Gestrich, J.E., Barnie, T.D., Jónsdóttir, K., Ducrocq, C., Shore, M.J., Lees, J.M., Lee, S.J., 2022. Acoustic observations of lava fountain activity during the 2021 Fagradalsfjall eruption, Iceland. *Bulletin of Volcanology* 84, 96.

- Landès, M., Ceranna, L., Le Pichon, A., Matoza, R.S., 2012. Localization of microbarom sources using the IMS infrasound network. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.
- Landès, M., Le Pichon, A., Shapiro, N.M., Hillers, G., Campillo, M., 2014. Explaining global patterns of microbarom observations with wave action models. *Geophysical Journal International* 199, 1328–1337.
- Le Pichon, A., Ceranna, L., Hereil, P., Mialle, P., 2022. On the use of infrasound for evaluating long range middle atmospheric variability: application for early notification of Volcanic Ash Advisory Centres, en: *16ème Congrès Français d'Acoustique, CFA2022*.
- Lees, J.M., Johnson, J.B., Ruiz, M., Troncoso, L., Welsh, M., 2008. Reventador Volcano 2005: Eruptive activity inferred from seismo-acoustic observation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 179–190.
- Lees, J.M., Ruiz, M., 2008. Non-linear explosion tremor at Sangay, Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 170–178. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027307002557>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.012>. recent and active volcanism in the Ecuadorian Andes.
- Lighthill, J., 1978. *Waves in fluids*. Cambridge university press.
- Lopez, T., Fee, D., Prata, F., Dehn, J., 2013. Characterization and interpretation of volcanic activity at Karymsky Volcano, Kamchatka, Russia, using observations of infrasound, volcanic emissions, and thermal imagery. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 5106–5127. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013GC004817>, doi:<https://doi.org/10.1002/2013GC004817>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013GC004817>.
- Lyons, J.J., Haney, M.M., Fee, D., Wech, A.G., Waythomas, C.F., 2019. Infrasound from giant bubbles during explosive submarine eruptions. *Nature Geoscience* 12, 952–958.
- Lyons, J.J., Waite, G.P., Rose, W.I., Chigna, G., 2010. Patterns in open vent, strombolian behavior at Fuego volcano, Guatemala, 2005–2007. *Bulletin of volcanology* 72, 1–15.
- Lässig, J., Cogliati, M., Bastanski, M., Palese, C., 1999. Wind characteristics in Neuquen, North Patagonia, Argentina. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 79, 183–199. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016761059800110X>, doi:[https://doi.org/10.1016/S0167-6105\(98\)00110-X](https://doi.org/10.1016/S0167-6105(98)00110-X).
- Maekawa, Z., 1968. Noise reduction by screens. *Applied acoustics* 1, 157–173.
- Marchetti, E., Ripepe, M., Campus, P., Le Pichon, A., Brachet, N., Blanc, E., Gaillard, P., Mialle, P., Husson, P., Arnal, T., 2019. Infrasound monitoring of volcanic eruptions and contribution of ARISE to the volcanic ash advisory centers. *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies: Challenges in Middle Atmosphere Dynamics and Societal Benefits*, 1141–1162.
- Marchetti, E., Ripepe, M., Harris, A., Delle Donne, D., 2009. Tracing the differences between Vulcanian and Strombolian explosions using infrasonic and thermal radiation energy. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 273–281. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X09000156>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.004>.
- Marcillo, O., Arrowsmith, S., Blom, P., Jones, K., 2015. On infrasound generated by wind farms and its propagation in low-altitude tropospheric waveguides. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 9855–9868.

Bibliografía

- Marcillo, O., Johnson, J.B., Hart, D., 2012. Implementation, Characterization, and Evaluation of an Inexpensive Low-Power Low-Noise Infrasound Sensor Based on a Micromachined Differential Pressure Transducer and a Mechanical Filter. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 29, 1275 – 1284. URL: https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/29/9/jtech-d-11-00101_1.xml, doi:<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00101.1>.
- Martini, M., Bermúdez, A., Delpino, D., Giannini, L., 1997. The thermal manifestations of Copahue volcano area. Neuquén, Argentina, en: *Congreso Geológico Chileno*, pp. 352–356. 8.
- Marty, J., 2019. The IMS Infrasound Network: Current Status and Technological Developments. Springer International Publishing, Cham. pp. 3–62. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_1, doi:10.1007/978-3-319-75140-5_1.
- Marzano, F.S., Corradini, S., Mereu, L., Kylling, A., Montopoli, M., Cimini, D., Merucci, L., Stelitano, D., 2018. Multisatellite multisensor observations of a Sub-Plinian volcanic eruption: the 2015 Calbuco explosive event in Chile. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 56, 2597–2612.
- Mastin, L., Guffanti, M., Servranckx, R., Webley, P., Barsotti, S., Dean, K., Durant, A., Ewert, J., Neri, A., Rose, W., Schneider, D., Siebert, L., Stunder, B., Swanson, G., Tupper, A., Volentik, A., Waythomas, C., 2009. A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186, 10–21. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027309000146>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.008>. improved Prediction and Tracking of Volcanic Ash Clouds.
- Mastin, L.G., Van Eaton, A.R., 2020. Comparing simulations of umbrella-cloud growth and ash transport with observations from pinatubo, kelud, and calbuco volcanoes. *Atmosphere* 11. URL: <https://www.mdpi.com/2073-4433/11/10/1038>, doi:10.3390/atmos11101038.
- Matoza, R., Fee, D., Green, D., Mialle, P., 2019. Volcano infrasound and the International Monitoring System, en: *Infrasound monitoring for atmospheric studies*. Springer, pp. 1023–1077.
- Matoza, R.S., Fee, D., Garcés, M.A., 2010. Infrasonic tremor wavefield of the PuuŌō crater complex and lava tube system, Hawaii, in April 2007. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115.
- Matoza, R.S., Fee, D., Garcés, M.A., Seiner, J.M., Ramón, P.A., Hedlin, M.A.H., 2009. Infrasonic jet noise from volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters* 36. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008GL036486>, doi:<https://doi.org/10.1029/2008GL036486>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008GL036486>.
- Matoza, R.S., Fee, D., Green, D.N., Le Pichon, A., Vergoz, J., Haney, M.M., Mikesell, T.D., Franco, L., Valderrama, O.A., Kelley, M.R., McKee, K., Ceranna, L., 2018. Local, Regional, and Remote Seismo-acoustic Observations of the April 2015 VEI 4 Eruption of Calbuco Volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 3814–3827. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JB015182>, doi:<https://doi.org/10.1002/2017JB015182>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017JB015182>.
- Matoza, R.S., Fee, D., López, T.M., 2014. Acoustic Characterization of Explosion Complexity at Sakurajima, Karymsky, and Tungurahua Volcanoes. *Seismological Research Letters* 85, 1187–1199. URL: <https://doi.org/10.1785/0220140110>, doi:10.1785/0220140110, arXiv:<https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/srl/article-pdf/85/6/1187/2768758/1187.pdf>.

- Matoza, R.S., Fee, D., Neilsen, T.B., Gee, K.L., Ogden, D.E., 2013. Aeroacoustics of volcanic jets: Acoustic power estimation and jet velocity dependence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 6269–6284. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JB010303>, doi:<https://doi.org/10.1002/2013JB010303>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013JB010303>.
- Matoza, R.S., Green, D.N., Le Pichon, A., Shearer, P.M., Fee, D., Mialle, P., Ceranna, L., 2017. Automated detection and cataloging of global explosive volcanism using the International Monitoring System infrasound network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 2946–2971. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JB013356>, doi:<https://doi.org/10.1002/2016JB013356>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016JB013356>.
- Matoza, R.S., Hedlin, M.A., Garcés, M.A., 2007. An infrasound array study of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, 249–262. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027306003660>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.006>.
- McCormack, D., Bass, H., Garces, M., Yepes, H., 2005. Acoustic surveillance for hazardous eruptions (ASHE). *The Journal of the Acoustical Society of America* 117, 2419–2419. URL: <https://doi.org/10.1121/1.4786426>, doi:10.1121/1.4786426, arXiv:<https://doi.org/10.1121/1.4786426>.
- McKee, K., Fee, D., Yokoo, A., Matoza, R.S., Kim, K., 2017. Analysis of gas jetting and fumarole acoustics at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 340, 16–29. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027316304498>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.029>.
- McKenna, M.H., Gibson, R.G., Walker, B.E., McKenna, J., Winslow, N.W., Kofford, A.S., 2012. Topographic effects on infrasound propagation. *The Journal of the Acoustical Society of America* 131, 35–46.
- McKenna, M.H., Stump, B.W., Hayward, C., 2008. Effect of time-varying tropospheric models on near-regional and regional infrasound propagation as constrained by observational data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113.
- McNutt, S., Thompson, G., West, M., Fee, D., Stihler, S., Clark, E., 2013a. Local seismic and infrasound observations of the 2009 explosive eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 63–76. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027313000929>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.016>. the 2009 Eruption of Redoubt Volcano, Alaska.
- McNutt, S.R., Thompson, G., Johnson, J., De Angelis, S., Fee, D., 2015. Seismic and infrasonic monitoring, en: *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier, pp. 1071–1099.
- McNutt, S.R., Thompson, G., West, M., Fee, D., Stihler, S., Clark, E., 2013b. Local seismic and infrasound observations of the 2009 explosive eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 63–76.
- Melton, B.S., Bailey, L.F., 1957. Multiple signal correlators. *Geophysics* 22, 565–588. URL: <https://doi.org/10.1190/1.1438390>, doi:10.1190/1.1438390, arXiv:<https://pubs.geoscienceworld.org/geophysics/article-pdf/22/3/565/3151874/565.pdf>.

Bibliografía

- Moran, S.C., Matoza, R., Garcés, M., Hedlin, M., Bowers, D., Scott, W.E., Sherrod, D.R., Vallance, J.W., 2008. Seismic and acoustic recordings of an unusually large rockfall at Mount St. Helens, Washington. *Geophysical research letters* 35.
- Muramatsu, D., Ichihara, M., Matsushima, T., Kuwano, O., Tajima, Y., 2022. Surface eruptive dynamics of 2018 small phreatic eruption of Iwo-Yama volcano, Japan: Constraints from seismo-acoustic observation and mud suspension rheology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 421, 107452. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S037702732100281X>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107452>.
- Mutschlecner, J.P., Whitaker, R.W., 2009. Some Atmospheric Effects on Infrasound Signal Amplitudes. Springer Netherlands, Dordrecht. pp. 455–474. URL: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9508-5_14, doi:10.1007/978-1-4020-9508-5_14.
- Naranjo, J.A., 2015. Nuevo estilo eruptivo del volcán Villarrica: 3 de marzo, en: *Actas del XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile*.
- Naranjo, J.A., Polanco, E., 2004. The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista geológica de Chile* 31, 279–292.
- Nief, G., Talmadge, C., Rothman, J., Gabrielson, T., 2019. New Generations of Infrasound Sensors: Technological Developments and Calibration. Springer International Publishing, Cham. pp. 63–89. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_2, doi:10.1007/978-3-319-75140-5_2.
- Norris, D., Gibson, R., Bongiovanni, K., 2009. Numerical methods to model infrasonic propagation through realistic specifications of the atmosphere. *Infrasound monitoring for atmospheric studies*, 541–573.
- Olson, J.V., Szuberla, C.A., 2008. Processing Infrasonic Array Data. Springer New York, New York, NY. pp. 1487–1496. URL: https://doi.org/10.1007/978-0-387-30441-0_81, doi:10.1007/978-0-387-30441-0_81.
- Omori, F., 1912. Chapter I. General considerations (The eruptions and earthquakes of the Asama-Yama). *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee* 6, 1–16.
- Ortiz, H.D., Johnson, J.B., Anzieta, J.C., Matoza, R.S., Anderson, J., Vallejo Vargas, S., Cordova, J., Ruiz, M.C., Naranjo, M.F., Ramon, P., Hernandez, S., 2019. Overview of Reventador infrasound activity: from January 2015 to June 2019, en: *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. V44B–06.
- Osores, M.S., Maciel Ramos Mejia, S., Rodriguez, D.M., Bolzi, S.C., Lopardo, M.S., Salles, M.A., Collini, E.A., 2018. Verificación de mensajes de avisos de ceniza volcánica: caso Volcán Calbuco. Trabajo presentado en el XIII CONGREMET del 16 al 19 de octubre de 2018 en la ciudad de Rosario, Santa Fe, Argentina. <http://hdl.handle.net/20.500.12160/869>.
- Paez, P., Cogliati, M., Caselli, A., Monasterio, A., 2021. An analysis of volcanic so2 and ash emissions from copahue volcano. *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103365. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981121002121>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103365>.
- Palese, C., Lässig, J.L., Cogliati, M.G., Bastanski, M.A., 2000. Wind regime and wind power in North Patagonia, Argentina. *Wind Engineering* 24, 361–377.
- Pardini, F., Burton, M., Arzilli, F., La Spina, G., Polacci, M., 2018. So2 emissions, plume heights and magmatic processes inferred from satellite data: The 2015 calbuco eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 361, 12–24.

- Patrick, M., Wilson, D., Fee, D., Orr, T., Swanson, D., 2011. Shallow degassing events as a trigger for very-long-period seismicity at Kīlauea Volcano, Hawai 'i. *Bulletin of Volcanology* 73, 1179–1186.
- Patrick, M.R., Orr, T., Sutton, A., Lev, E., Thelen, W., Fee, D., 2016. Shallowly driven fluctuations in lava lake outgassing (gas pistoning), Kīlauea Volcano. *Earth and Planetary Science Letters* 433, 326–338. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X15006883>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.052>.
- Perttu, A., Taisne, B., De Angelis, S., Assink, J.D., Tailpied, D., Williams, R.A., 2020. Estimates of plume height from infrasound for regional volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 402, 106997. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S037702732030113X>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106997>.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., Guzmán, S.P., Páez, G.N., Outes, V., Manzoni, C., Delménico, A., Balbis, C., Carniel, R., Hernando, I.R., et al., 2014. La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71, 161–173.
- Picone, J., Hedin, A., Drob, D.P., Aikin, A., 2002. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 107, SIA–15.
- Poffo, D.A., 2017. Aplicaciones no convencionales del RMA0: detección, caracterización y seguimiento de plumas volcánicas. Repositorio Digital UNC. URL: <https://rdu.unc.edu.ar/handle/11086/5547>.
- Poffo, D.A., Caranti, G.M., Comes, R.A., Rodriguez, A., 2019. A new ash concentration estimation method using polarimetric data: The rma observation of the 2015 calbuco eruption. *Remote Sensing Applications: Society and Environment* 13, 224–233.
- Ponceau, D., Bosca, L., 2009. Low-Noise Broadband Microbarometers. Springer Netherlands, Dordrecht. pp. 119–140. URL: https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9508-5_4, doi:10.1007/978-1-4020-9508-5_4.
- Raspet, R., Abbott, J.P., Webster, J., Yu, J., Talmadge, C., Alberts II, K., Collier, S., Noble, J., 2019. New systems for wind noise reduction for infrasonic measurements. *Infrasound monitoring for atmospheric studies: challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits*, 91–124.
- Reckziegel, F., Bustos, E., Mingari, L., Báez, W., Villarosa, G., Folch, A., Collini, E., Viramonte, J., Romero, J., Osorio, S., 2016. Forecasting volcanic ash dispersal and coeval resuspension during the April–May 2015 Calbuco eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 321, 44–57. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027316300762>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.033>.
- Richardson, J.P., Waite, G.P., Palma, J.L., 2014. Varying seismic-acoustic properties of the fluctuating lava lake at villarrica volcano, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 5560–5573.
- Ripepe, M., Bonadonna, C., Folch, A., Delle Donne, D., Lacanna, G., Marchetti, E., Höskuldsson, A., 2013. Ash-plume dynamics and eruption source parameters by infrasound and thermal imagery: The 2010 Eyjafjallajökull eruption. *Earth and Planetary Science Letters* 366, 112–121.
- Ripepe, M., De Angelis, S., Lacanna, G., Poggi, P., Williams, C., Marchetti, E., Donne, D.D., Olivieri, G., 2009. Tracking Pyroclastic Flows at Soufrière Hills Volcano. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 90, 229–230. URL: <https://agupubs.onlinelibrary>.

Bibliografía

- wiley.com/doi/abs/10.1029/2009E0270001, doi:<https://doi.org/10.1029/2009E0270001>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009E0270001>.
- Ripepe, M., De Angelis, S., Lacanna, G., Voight, B., 2010a. Observation of infrasonic and gravity waves at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters* 37. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010GL042557>, doi:<https://doi.org/10.1029/2010GL042557>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2010GL042557>.
- Ripepe, M., Marchetti, E., 2002. Array tracking of infrasonic sources at Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters* 29, 33–1.
- Ripepe, M., Marchetti, E., 2019. Infrasound monitoring of volcano-related hazards for civil protection, en: *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Springer, pp. 1107–1140.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Bonadonna, C., Harris, A.J., Pioli, L., Ulivieri, G., 2010b. Monochromatic infrasonic tremor driven by persistent degassing and convection at Villarrica Volcano, Chile. *Geophysical Research Letters* 37.
- 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.
- Romero, J., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz-Alvarado, J., Polacci, M., Burton, M., et al., 2016. Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 317, 15–29.
- Salminci, J.G., Malagnino, E.C., 2013. Evaluación de la peligrosidad de flujos rápidos del volcán Lanín (Neuquén, Argentina). *Asociación Argentina de Geología Aplicada A la Ingeniería* .
- Schwaiger, H.F., Iezzi, A.M., Fee, D., 2019. AVO-G2S: A modified, open-source Ground-to-Space atmospheric specification for infrasound modeling. *Computers & geosciences* 125, 90–97.
- Schwaiger, H.F., Lyons, J.J., Iezzi, A.M., Fee, D., Haney, M.M., 2020. Evolving infrasound detections from Bogoslof volcano, Alaska: insights from atmospheric propagation modeling. *Bulletin of Volcanology* 82, 1–14.
- Sciotto, M., Cannata, A., Prestifilippo, M., Scollo, S., Fee, D., Privitera, E., 2019. Unravelling the links between seismo-acoustic signals and eruptive parameters: Etna lava fountain case study. *Scientific Reports* 9, 16417. doi:10.1038/s41598-019-52576-w.
- Sciotto, M., Watson, L.M., Cannata, A., Cantarero, M., De Beni, E., Johnson, J.B., 2022. Infrasonic gliding reflects a rising magma column at Mount Etna (Italy). *Scientific Reports* 12, 16954.
- Shiro, B.R., Zoeller, M.H., Kamibayashi, K., Johanson, I.A., Parcheta, C., Patrick, M.R., Nadeau, P., Lee, L., Miklius, A., 2021. Monitoring network changes during the 2018 Kilauea volcano eruption. *Seismological Society of America* 92, 102–118.
- Silber, E., Brown, P., 2019. Infrasound monitoring as a tool to characterize impacting near-earth objects (NEOs). *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies: Challenges in Middle Atmosphere Dynamics and Societal Benefits* , 939–986.

- Smart, E., Flinn, E.A., 1971. Fast Frequency-Wavenumber Analysis and Fisher Signal Detection in Real-Time Infrasonic Array Data Processing. *Geophysical Journal International* 26, 279–284. URL: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03401.x>, doi:10.1111/j.1365-246X.1971.tb03401.x, arXiv:<https://academic.oup.com/gji/article-pdf/26/1-4/279/1580360/26-1-4-279.pdf>.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M., Carey, S., Gilbert, J., Glaze, L., Sigurdsson, H., Woods, A., 1997. Volcanic plumes. Wiley.
- Spieler, O., Kennedy, B., Kueppers, U., Dingwell, D.B., Scheu, B., Taddeucci, J., 2004. The fragmentation threshold of pyroclastic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 139–148.
- Spina, L., Cannata, A., Privitera, E., Vergniolle, S., Ferlito, C., Gresta, S., Montalto, P., Sciotto, M., 2015. Insights into Mt. Etna's shallow plumbing system from the analysis of infrasound signals, August 2007–December 2009. *Pure and Applied Geophysics* 172, 473–490.
- Strachey, R., 1888. On the air waves and sounds caused by the eruption of Krakatoa in August, 1883. *The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena* Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society, edited by GJ Symons, Trubner, London .
- 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, 1012–1032.
- Szuberla, C.A., Olson, J.V., 2004. Uncertainties associated with parameter estimation in atmospheric infrasound arrays. *The Journal of the Acoustical Society of America* 115, 253–258.
- Szuberla, C.A.L., Arnoult, K.M., Olson, J.V., 2006. Discrimination of near-field infrasound sources based on time-difference of arrival information. *The Journal of the Acoustical Society of America* 120, EL23–EL28. URL: <https://doi.org/10.1121/1.2234517>, doi:10.1121/1.2234517, arXiv:<https://doi.org/10.1121/1.2234517>.
- Ulivieri, G., Ripepe, M., Marchetti, E., 2013. Infrasound reveals transition to oscillatory discharge regime during lava fountaining: Implication for early warning. *Geophysical Research Letters* 40, 3008–3013. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/grl.50592>, doi:<https://doi.org/10.1002/grl.50592>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/grl.50592>.
- Valade, S., Ripepe, M., Giuffrida, G., Karume, K., Tedesco, D., 2018. Dynamics of Mount Nyiragongo lava lake inferred from thermal imaging and infrasound array. *Earth and Planetary Science Letters* 500, 192–204. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X18304631>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.004>.
- Valderrama, O., Cardona, C., Gil-Cruz, F., 2016. Erupción sub-pliniana del Volcán Calbuco (Chile), Abril de 2015, un ejemplo de erupciones intempestivas con pocos premonitorios., en: *Congreso LAVAS IV, Puerto Vallarta, México*.
- Van Eaton, A.R., Amigo, Á., Bertin, D., Mastin, L.G., Giacosa, R.E., González, J., Valderrama, O., Fontijn, K., Behnke, S.A., 2016. Volcanic lightning and plume behavior reveal evolving hazards during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Geophysical Research Letters* 43, 3563–3571.
- Vergoz, J., Le Pichon, A., Millet, C., 2019. The Antares Explosion Observed by the USArray: An Unprecedented Collection of Infrasound Phases Recorded from the Same Event. Springer International Publishing, Cham. pp. 349–386. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_9, doi:10.1007/978-3-319-75140-5_9.

Bibliografia

- Walker, K.T., Hedlin, M.A., 2009. A review of wind-noise reduction methodologies. *Infrasound monitoring for atmospheric studies* , 141–182.
- Wallace, J.M., Hobbs, P.V., 2006. Atmospheric science: an introductory survey. Elsevier. Vol. 92. Cap. Introduction and overview.
- Watson, L.M., Iezzi, A.M., Toney, L., Maher, S.P., Fee, D., McKee, K., Ortiz, H.D., Matoza, R.S., Gestrich, J.E., Bishop, J.W., et al., 2022. Volcano infrasound: progress and future directions. *Bulletin of Volcanology* 84, 44.
- Watson, L.M., Johnson, J.B., Sciotto, M., Cannata, A., 2020. Changes in Crater Geometry Revealed by Inversion of Harmonic Infrasound Observations: 24 December 2018 Eruption of Mount Etna, Italy. *Geophysical Research Letters* 47, e2020GL088077. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020GL088077>, doi:<https://doi.org/10.1029/2020GL088077>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020GL088077>. e2020GL088077 10.1029/2020GL088077.
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M., Mather, T.A., Martin, R.S., Matthews, N.E., 2009. Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JB006219>, doi:<https://doi.org/10.1029/2008JB006219>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008JB006219>.
- Waxler, R., 2016. An overview of infrasound propagation. *INTER-NOISE and NOISE-CON Congress and Conference Proceedings* 253, 7229–7237. URL: <https://www.ingentaconnect.com/content/ince/incecp/2016/00000253/00000001/art00046>.
- Waxler, R., Assink, J., 2019. Propagation modeling through realistic atmosphere and benchmarking. *Infrasound monitoring for atmospheric studies: Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits* , 509–549.
- Waxler, R., Gilbert, K.E., 2006. The radiation of atmospheric microbaroms by ocean waves. *The Journal of the Acoustical Society of America* 119, 2651–2664.
- Waxler, R., Hetzer, C.H., Assink, J.D., Blom, P., 2022. A two-dimensional effective sound speed parabolic equation model for infrasound propagation with ground topography. *The Journal of the Acoustical Society of America* 152, 3659–3669.
- Whipple, F., 1930. The great Siberian meteor and the waves, seismic and aerial, which it produced. *QJ Meteorol. Soc.* 56, 287–304.
- Wilson, C.R., Szuberla, C.A., Olson, J.V., 2009. High-latitude observations of infrasound from Alaska and Antarctica: mountain associated waves and geomagnetic/auroral Infrasonic signals. *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies* , 415–454.
- Wilson, D.K., Pettit, C.L., Ostashev, V.E., 2015. Sound propagation in the atmospheric boundary layer. *Acoustics Today* .
- Wilson, T., Cole, J., Cronin, S., Stewart, C., Johnston, D., 2011. Impacts on agriculture following the 1991 eruption of Vulcan Hudson, Patagonia: lessons for recovery. *Natural Hazards* 57, 185–212.
- Witsil, A.J., Johnson, J.B., 2018. Infrasound explosion and coda signal investigated with joint analysis of video at Mount Erebus, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 306–320. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027317300240>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.05.002>.

- Wohletz, K., Zimanowski, B., Büttner, R., 2013. Magma-water interactions. *Modeling volcanic processes: The physics and mathematics of volcanism* , 230–257.
- Woods, A.W., Bower, S.M., 1995. The decompression of volcanic jets in a crater during explosive volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 131, 189–205.
- Yamasato, H., 1997. Quantitative Analysis of Pyroclastic Flows Using Infrasonic and Seismic Data at Unzen Volcano, Japan. *Journal of Physics of the Earth* 45, 397–416. doi:10.4294/jpe1952.45.397.

Apéndice: Tablas

Tabla 1: Ubicación de los sensores de AE2 y GND.

Canal		AE2	GND
.01	Lat.	37° 50.962'S	39° 35.451'S
	Lon.	71° 0.609'O	71° 26.006'O
	Alt. [m s.n.m]	1662	1168
.02	Lat.	37° 50.996'S	39° 35.393'S
	Lon.	71° 0.591'O	71° 25.927'O
	Alt. [m s.n.m]	1662	1162
.03	Lat.	37° 50.907'S	39° 35.463'S
	Lon.	71° 0.430'O	71° 25.891'O
	Alt. [m s.n.m]	1647	1163
.04	Lat.	37° 50.951'S	39° 35.432'S
	Lon.	71° 0.516'O	71° 25.945'O
	Alt. [m s.n.m]	1652	1166

Tabla 2: Datos disponibles del registro acústico de CPH. Código de letras: X: canal no operativo, O: canal operativo en buenas condiciones y O± : canal funcionando con ruido electrónico.

Año	Inicio		Fin		Canal				Estado
	Día Jul.	Hora	Día Jul.	Hora	1	2	3	4	
2014	183	00:00	195	00:00	O±	X	X	O±	cortes
2015	70	00:00	79	12:30	O	O	O	O	ruido
	79	13:00	141	05:00	O	X	O	O	
	141	06:00	151	17:00	X	X	O	O	
	155	12:00	159	00:00	X	X	O	O	
	161	03:45	181	00:00	X	X	O	O	
	181	20:00	192	22:00	O±	X	O	O	
	195	00:00	202	00:00	O±	X	O	O	
	202	00:00	219	18:00	X	X	O	O	
	221	20:00	236	17:00	X	X	O±	O±	
	240	18:00	281	17:00	X	X	O	O±	
2016	316	00:00	364	15:00	X	X	O±	O	cortes breves
	(2015)364	00:00	23	00:00	X	X	X	O	
	26	00:00	33	00:00	X	X	X	O	
	39	00:00	49	00:00	X	X	X	O	
	50	00:00	94	18:00	O	O	O	O	
2018	94	18:00	101	00:00	X	X	X	O±	cortes breves
	9	00:00	151	00:00	X	X	X	X	

Tabla 3: Datos del arreglo CPH utilizados para el análisis del ruido infrasónico ambiental. Se detallan los canales disponibles y la cantidad de PSD_ps obtenidas para cada periodo de tiempo.

	Inicio	Final	Canales	n.º PSD _p
Verano	2015-03-11	2015-3-20, 12:00	01, 02, 03, 04	13680
	2015-3-20, 13:00	2015-03-21	01, 03, 04	660
	2016-01-01	2016-01-23	04	31680
	2016-01-26	2016-02-02	04	10080
	2016-02-08	2016-02-18	04	14400
	2016-02-19	2016-03-21	01, 02, 03, 04	44640
			total	115140
Otoño	2015-03-21	2015-5-21, 05:00	01, 03, 04	88140
	2015-5-21, 06:00	2015-5-31, 17:00	03, 04	15060
	2015-6-4, 12:00	2015-06-08	03, 04	5040
	2015-6-10, 04:00	2015-06-21	03, 04	15600
	2016-03-21	2016-4-3, 18:00	01, 02, 03, 04	19800
			total	143640
Invierno	2014-07-02	2014-07-13	01, 04	15840
	2015-06-21	2015-06-30	03, 04	12960
	2015-6-30, 20:00	2015-7-11, 22:00	03, 04	15960
	2015-07-14	2015-07-21	03, 04	10080
	2015-07-21	2015-8-7, 18:00	03, 04	25560
	2015-8-28, 18:00	2015-09-21	03	33480
			total	113880
Primavera	2015-09-21	2015-10-10, 17:00	03	28380
	2015-11-12	2015-12-21	04	56160
			total	84540