

Sismicidad de largo periodo del volcán Copahue, *Andes del Sur*

Ivan Fernández Melchor





Sismicidad de largo periodo del volcán Copahue, Andes del Sur

IVAN FERNÁNDEZ MELCHOR

Universidad Nacional de Río Negro
Universidad de Granada

Abril 2022

Tesis Doctoral de Cotutela Internacional
presentada para optar por los títulos de:

Doctor en Ciencias de la Tierra
por la Universidad Nacional de Río Negro

Doctor en Física y Ciencias del Espacio
por la Universidad de Granada

Bajo la dirección de:

ALBERTO T. CASELLI
Universidad Nacional de Río Negro

JAVIER ALMENDROS
Universidad de Granada

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: Iván Fernández Melchor
ISBN: 978-84-1117-493-0
URI: <https://hdl.handle.net/10481/76857>

Sismicidad de largo periodo del volcán Copahue, Andes del Sur

Ivan Fernández Melchor

Sismicidad de largo periodo del volcán Copahue, Andes del Sur

Citar como:

I. Melchor. 2021. Sismicidad de largo periodo del volcán Copahue, Andes del Sur. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Río Negro–Universidad de Granada.

Palabras clave: Sismología volcánica, Sismicidad de Largo Periodo, Volcán Copahue.

Esta Tesis ha sido realizada en el marco de una Beca Doctoral del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de Argentina con resolución RD4868/15

La realización de la misma ha sido posible gracias a la participación del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina y de la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas (AIC) de los ríos Limay, Neuquén y Negro de Argentina.

El material adicional que se cita a lo largo de esta Tesis se encuentra disponible en el repositorio público: github.com/ifmelchor/Tesis_Adicionales.

Los siguientes proyectos han financiado parcialmente el desarrollo de esta tesis:

- Seguimiento de la actividad sísmica y acústica en sistemas volcánicos activos. PI 40-A-497. 2016
- Estudio sismológico de los volcanes submarinos del estrecho de Bransfield (Antártida): Entorno geodinámico, estructura, y dinámica. CTM2016-77315-R. 2016
- Estudio de la actividad sísmica y acústica en sistemas volcánicos activos. PI 40-A-548. 2017
- Caracterización de la dinámica eruptiva del volcán Copahue a partir de estudios multidisciplinarios. PI 40-A-618. 2018
- Caracterización del campo geotérmico Domuyo a partir de la integración de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos. PI 40-A-695. 2019

Editado con KOMA-Script y \LaTeX .

En un sentido significativo,
toda la cultura es una: los
seres humanos del presente
debemos algo a cada cultura
que ha existido antes de
nosotros.

(Robert N. Bellah)

Resumen

Desde 2012 el volcán Copahue presenta actividad eruptiva de baja energía dominada por altas tasas de degasificación continua, cambios constantes en el nivel del lago cratérico, y periodos esporádicos de emisión de ceniza con explosiones de baja intensidad e incandescencia en el cráter. La sismicidad de largo periodo entre 0.5 y 10 Hz asociada al ambiente volcánico, se caracteriza por episodios de larga duración que perduran mas de 1 hora.

Entre junio de 2012 y diciembre de 2016 se contabilizaron un total de 355 episodios de larga duración, que fueron clasificados de acuerdo a su contenido espectral entre 0.5 y 10 Hz como episodios de banda estrecha (NB) y banda ancha (BB). La detección de los episodios de larga duración se logró comparando la evolución temporal del espectro de potencia (*espectrograma*) con la evolución temporal del grado de polarización (*polargrama*) en aquellos periodos con energía por encima, y entropía de permutación por debajo, de los correspondientes niveles de fondo.

Los episodios NB presentan un espectro dominado por un rango estrecho de frecuencias que se correlacionan con altos valores de grado de polarización, mientras que los episodios BB muestran un espectro dominado por un rango continuo de frecuencias con altos valores de grado de polarización. En todos los episodios BB se observa un espectro y grado de polarización similar, lo que señala que estos episodios responderían a un mismo proceso de fuente.

La caracterización de los episodios se realizó mediante el cálculo de las frecuencias dominantes, es decir, los máximos locales en la distribución de probabilidad de todos los picos dominantes de los espectros de potencia que conforman un episodio. Para cada una de estas frecuencias diseñamos un esquema para caracterizar sus atributos de polarización: rectilinealidad, acimut y elevación. De esta forma pudimos distinguir entre *frecuencia bien polarizadas* (FBP) y *linealmente polarizadas* (FLP) y comparar sus atributos con la actividad eruptiva, cuya cronología fue reconstruida a partir de imágenes

Resumen

satelitales. Los episodios NB fueron clasificados en eruptivos y no eruptivos. Los resultados indican que los episodios NB eruptivos presentan una mayor cantidad de FLP que los episodios no eruptivos. Por otro lado, los episodios BB ocurren indistintamente en periodos eruptivos, pre-eruptivos y de quietud.

El análisis también se aplicó a tres episodios eruptivos ocurridos en 2020 registrados con una red de tres estaciones, sin embargo no encontramos atributos de polarización comparables entre éstas. No obstante, la inspección visual de la evolución temporal de los parámetros de polarización en la estación más cercana al cráter evidenció un episodio compuesto por varias fuentes así como la reducción de la polarización lineal horas antes de la emisión de ceniza.

Abstract

Since 2012, the Copahue volcano has experienced low-energy eruptive activity dominated by high rates of continuous degassing, constant changes in the crater lake level, and sporadic periods of ash emission with low-intensity explosions and incandescence in the crater. Long-period seismicity between 0.5 and 10 Hz related to the volcanic environment is characterized by long-duration episodes that last more than 1 hour.

Between June 2012 and December 2016, we identified 355 long-duration episodes, classified according to their spectral content between 0.5 and 10 Hz as narrow- (NB) and broad- (BB) band episodes. The detection of long duration episodes was achieved by comparing the temporal evolution of the power spectrum (spectrogram) with the temporal evolution of the degree of polarization (polargram) in those periods with energy above and permutation entropy below the corresponding background levels.

While NB episodes present a spectrum dominated by a narrow range of frequencies that correlate with high values of degree of polarization, BB episodes show a spectrum dominated by a continuous range of frequencies with a high degree of polarization. All BB episodes show a similar spectrum and degree of polarization, indicating that these episodes would respond to the same source process.

The characterization of the episodes was done by calculating the dominant frequencies, i e., the local maxima in the probability distribution of all the dominant peaks of the power spectra that constitute an episode. We designed a scheme to characterize the polarization attributes of each dominant frequency, i e., rectilinearity, azimuth and elevation. Thereby, we were capable of distinguishing between well polarized (FBP) and linearly polarized (FLP) frequencies, as well as comparing their attributes with the eruptive activity reconstructed from satellite images.

We classified NB episodes as eruptive and non-eruptive. The results indi-

cate that the eruptive NB episodes present more FLP than the non-eruptive ones. On the other hand, BB episodes occur indistinctly in eruptive, pre-eruptive and quiescent periods.

Also, we analyzed three eruptive episodes that occurred in 2020 recorded with a network of three stations, but we did not find comparable polarization attributes between them. However, visual inspection of the temporal evolution of the polarization parameters at the station closest to the crater revealed an episode composed of several sources, as well as a reduction in linear polarization, hours before the ash emission.

Agradecimientos

Esta tesis es el resultado de muchos años de estudio, por los cuales he tenido el agrado de conocer y trabajar con especialistas en la materia, pero también personas de todo tipo. No voy a mentir diciendo que el camino a sido fácil, pero tampoco voy a negar que no haya merecido la pena, sobre todo cuando se transita en buena compañía entre vientos patagónicos, frío antártico y montañas andinas.

Gracias a todos y todas que habéis hecho posible este camino, a los que habéis participado directa o indirectamente en él, y en especial, a los que hacéis de este mundo un lugar menos hostil.

Publicaciones

Durante el desarrollo de esta tesis, resultados parciales se han publicado o están siendo publicado en los siguientes artículos:

1. Melchor, I., Almendros, J., Carniel, R., Konstantinou, K. I., Hantusch, M., y Caselli, A. (2020). On data reduction methods for volcanic tremor characterization: the 2012 eruption of Copahue volcano, Southern Andes. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 134. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01270-7>
2. Hantusch, M., Melchor, I., Caselli, A., y Da Silva-Pereira, S. M. (2021). Actividad sísmica precursora de las fases eruptivas de junio y julio de 2020 del volcán Copahue. *Revista de La Asociacion Geologica Argentina*, 78(1), 131–134.
3. Melchor, I., Almendros, J., Hantusch, M., Samsonov, S., Derauw, D., Martínez, E., y Caselli, A. (2022). Long-duration seismicity and their relation to Copahue volcano unrest. *Earth, Planets and Space*, 74(3). <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01561-7>
4. Melchor, I., Almendros, J. y Caselli, A. (2022). Characterizing polarized frequencies of tremor episodes at Copahue volcano (Southern Andes): a case study. *Journal of South American Earth Sciences*, 118. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103961>

Nota del autor

A medida que se ha ido avanzando en la investigación, lo que ha ido culminando en la generación de figuras y en la publicación de artículos científicos, la notación también ha ido variando. Esto es particularmente notable, por ejemplo, a la hora de clasificar las señales registradas. Es por esta razón que se ha decidido incluir una lista de acrónimos y símbolos al final de cada capítulo. La misma se ha titulado “Notación.”

Por otro lado, y a modo de aclaración, muchos de los resultados se han expresado en dB. La escala de decibelios no es más que aplicar $10 \cdot \log_{10}$ al número que se quiere re-escalar y dividir por un valor de referencia. En acústica, por ejemplo, este valor es conocido, pero en sismica no hay un criterio normalizado. En esta Tesis he decidido tomar por defecto la unidad como valor de referencia. De esta forma, la densidad espectral de la amplitud sísmica y la media cuadrática de la amplitud sísmica pueden describirse en dB tomando respectivamente m^2s^{-2}/Hz y m^2s^{-2} como valores de referencia.

Índice general

Declaración	I
Resumen	III
Agradecimientos	VII
Publicaciones	IX
Nota del autor	XI
Figuras y Tablas	XVII
Introducción	1
1 Sismicidad de largo periodo	5
1.1 Clasificación de la sismicidad volcánica	6
1.1.1 Eventos LP	10
1.1.2 Episodios LP	13
1.2 Sismogénesis	16
1.2.1 Resonancia	17
1.2.2 Inestabilidades de flujo	20
1.2.3 Desgasificación	21
1.2.4 Eventos por ruptura lenta	22
1.2.5 Entornos no volcánicos	25
1.3 Representación de fuentes sísmicas	26
1.3.1 Fuerzas equivalentes	26
1.3.2 Tensor momento	28
1.3.3 Descomposición del tensor momento	33
2 Volcán Copahue	37
2.1 Contexto geo-tectónico	37

Índice general

2.2	Complejo Volcánico Copahue-Caviahue	38
2.2.1	Campo geotermal	41
2.2.2	Lago cratérico	43
2.3	Modelo del sistema volcánico de Copahue	45
2.4	Actividad eruptiva	47
2.4.1	Ciclo eruptivo de 2012–2016	47
2.4.2	Actividad eruptiva entre 2017 y 2020	51
2.5	Datos sísmicos y red sísmica	52
2.5.1	Instalación de la red sísmica	54
3	Métodos de reducción de datos	59
3.1	Análisis espectral	60
3.1.1	Teoría de Fourier	61
3.1.2	Análisis espectral <i>multitaper</i>	66
3.2	Análisis no-lineal	73
3.2.1	La entropía de permutación	74
3.3	Análisis de polarización	77
3.3.1	Vector de polarización	77
3.3.2	El grado de polarización	79
3.3.3	Rectilinealidad, acimut y elevación	81
3.4	Análisis de probabilidad	83
3.4.1	Estimador de densidad de núcleo	85
4	Detección de sismicidad LP mediante métodos de reducción	89
4.1	Procesado	90
4.2	Evolución temporal de los parámetros	92
4.3	Caracterización de episodios de larga duración	94
4.3.1	Implicaciones para la detección de episodios	97
4.4	Observaciones finales	100
5	Caracterización de las frecuencias dominantes	103
5.1	Preprocesado	103
5.2	Procesado	105
5.2.1	Etapas uno: extracción	105
5.2.2	Etapas dos: reducción	108

5.3	Observaciones finales	112
5.3.1	Efecto <i>gliding</i>	114
6	Caracterización de la sismicidad LP entre 2012 y 2019	117
6.1	Detección y clasificación	118
6.2	Sismicidad de banda estrecha	118
6.2.1	Resultados	119
6.2.2	Discusión	122
6.3	Sismicidad de banda ancha	126
6.3.1	Polarización de los episodios BB	128
6.4	Comparación con la actividad volcánica	131
6.4.1	Episodios eruptivos y no eruptivos	137
6.5	Implicaciones de fuente de los episodios LP	139
7	Las fases eruptivas de junio–agosto 2020	143
7.1	Datos	143
7.2	Procesado y resultados	144
7.3	Discusión	146
7.3.1	Ángulos de polarización	148
7.4	Evolución temporal de los picos dominantes	150
7.5	Observaciones finales	157
	Conclusión	159
A	Archivos adicionales	165
B	Reconstrucción de la actividad volcánica	167
B.1	Deformación	167
B.2	Temperatura y lago de cráter	170
B.3	Desgasificación y emisión de ceniza	171
C	Tablas	175
	Bibliografía	183

Figuras y Tablas

Índice de figuras

1.1	Clasificación de actividad sísmica en volcanes. (a) Clasificación propuesta por Minakami (1974). (b) Clasificación propuesta por Lahr et al. (1994).	6
1.2	Ejemplos de diferentes eventos LP. (a) Tornillo (de Chouet, 2003). (b) LP profundo (de Melnik et al., 2020). (c) Híbrido o acoplado (de Caplan-Auerbach y Petersen, 2005). (d) Explosión (de Mattoza et al., 2019). (e) Enjambre de LP (de Neuberg et al., 2000).	11
1.3	Ejemplos de episodios LP. (a) Armónico y espasmódico Lees et al. (2008). (b) Politónico, no-armónico, o de banda ancha (Denzlinger y Moran, 2014). (c) Monotónico y espasmódico (Caudron et al., 2015). (d) Bandeado y politónico (Tárraga et al., 2014). . .	15
1.4	Componentes del tensor momento sísmico M (simétrico) cuando la densidad de fuerza equivalente viene dada por el exceso de esfuerzos (adaptado de Kawakatsu y Yamamoto, 2015).	30
1.5	Esquemas de representación de fuentes superficiales (a y b) y volumétrica (c): (a) deslizamiento en un plano (b) tracción de un plano, y (c) expansión cilíndrica (modificado de Kumagai, 2022).	31
2.1	Mapa regional sismotectónico de los Andes del Sur con los tensores momento de los sismos más importantes entre 1976 y 2017. La estrella roja indica el epicentro del sismo de Valdivia de M_w 9.5 de 1960 (Modificado de Sielfeld et al., 2019).	39
2.2	Mapa regional del lineamiento volcánico CCM y la caldera del Agrio (modificado de Bonali, 2013)	40
2.3	Mapa regional del lineamiento volcánico CCM y la caldera del Agrio (modificado de Tardani et al., 2021)	41

2.4	Mapa con la ubicación y principales características de las manifestaciones hidrotermales del campo geotérmico de Copahue (modificado de Barcelona et al., 2020).	42
2.5	Modelo conceptual del sistema hidrotermal somero del cráter del volcán Copahue (tomado de Augusto et al., 2017)	44
2.6	Modelo conceptual del sistema magmático-hidrotermal del volcán Copahue (tomado de Tardani et al., 2021)	46
2.7	Fotos de la fase eruptiva de diciembre de 2012. a) 22 de diciembre, la pluma alcanzó una altura máxima de 2 km. b) madrugada del 23 de diciembre. c) noche del 23 de diciembre. d) 22 de febrero del 2013 (tomado de Petrinovic et al., 2014).	48
2.8	Fotos del cráter del volcán Copahue entre 2014 y 2019.	50
2.9	Red de estaciones sísmicas del Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) de Chile y el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) del Servicio Geológico Minero Argentino (tomado de Garcia y Badi, 2021).	53
2.10	Red de estaciones de la Universidad Nacional de Río Negro.	55
2.11	Esquema de instalación de los sensores sísmicos. El cubo de plástico cilíndrico de 20 L fue agujereado para que el concreto trabaje sosteniendo las paredes del cubo.	56
2.12	Curvas del espectro de potencia para 10 minutos de datos de las tres estaciones: NAN5 (MESA), NAN4 (HIGINIO) y NAN3 (INPRES). Exceptuando el sensor en NAN3 que fue instalado acorde con el manual técnico de Nanometrics (esto es inmerso en un cilindro protector de plástico), los sensores NAN4 y NAN5 fueron instalados sobre una base nivelada de concreto (ver Figura 2.11). Las curvas NHNM y NLNM corresponden a las curvas de ruido mundial dadas por Peterson (1993).	57
3.1	$D_{2m+1}(\cdot)$ para $m = 4, 16, \text{ y } 64$	65
3.2	Algunos ejemplos de <i>data tapers</i> con $N = 64$ y $\Delta t = 1$ y su ventana espectral asociada.	68
3.3	Algunos ejemplos de <i>Slepian tapers</i> con $NW = 4$ y su ventana espectral asociada.	70

3.4	Algunos ejemplos de <i>Slepian tapers</i> con $NW = 1, 2, 4, 8$ y su ventana espectral asociada.	71
3.5	Ejemplo de cómo calcular la entropía de permutación para la serie de tiempo dada en (a). (b) Todos los patrones posibles para $n = 3$. (c) Distribución de la ocurrencia de patrones para secuencias de $\tau = 1$, puntos rojos en (a). (d) Distribución de la ocurrencia de patrones para secuencias de $\tau = 2$, puntos azules en (a).	76
3.6	Test de ajuste para la selección de parámetros n y τ en el cálculo de la entropía de permutación. Superior izq.: la variación temporal de la componente vertical del movimiento entre 0.5 y 10 Hz. Superior der.: el espectro de potencia calculado mediante un promedio móvil de 20 min, entre 0.5 y 10 Hz. Inferior: rango de h entre los percentiles 95 y 5 para diferentes valores de n y τ	77
3.7	Ejemplo de un sismograma y hodograma para un evento LP registrado en la estación NAN5 en marzo de 2020. La ventana roja indica el segmento seleccionado para representar el movimiento de la partícula.	79
3.8	Valores singulares y grado de polarización $P(f)$ entre 0.5 y 10 Hz para el sismograma de la Figura 3.7. Tanto σ_0 , σ_1 y σ_2 se han normalizado con respecto a σ_0	81
3.9	Esquema representación de la elipse de polarización y de los ángulos acimut Θ_H y de elevación Θ_V (tomado de Melchor et al., 2022b).	83
3.10	Rectilinealidad, acimut y elevación de la elipse de polarización entre 0.5 y 10 Hz para el sismograma de la Figura 3.7.	84
3.11	Estimación de la densidad mediante histograma con diferentes Δ para el grado de polarización $P(f)$ dado en la Figura 3.8.	85
3.12	Estimación de la densidad mediante el estimador de densidad de núcleo con núcleo gaussiano y diferentes $h \equiv \Delta$ para el grado de polarización $P(f)$ dado en la Figura 3.8.	87

4.1	Esquema de procesado. Para cada segmento de 20 minutos, se aplica un promedio móvil de 1 minuto para la densidad espectral (PSD) de la componente vertical y el grado de polarización P	91
4.2	Evolución temporal de los parámetros reducidos durante diciembre: (a) PSD, (b) energía e , (c) frecuencia dominante f_d , (d) frecuencia centroide f_c , (e) entropía de permutación h , (f) P y (g) grado de polarización dominante p_m . El rectángulo negro centrado en el 24 de diciembre remarca el periodo eruptivo de 2012. Las líneas discontinuas horizontales rojas representan el valor de fondo de cada uno de los parámetros. Los diferentes colores están relacionados con diferentes tipos de episodios, mientras que los códigos en la parte superior de las bandas sombreadas identifican los episodios enumerados en el archivo adicional 2 (tomado de Melchor et al., 2020).	93
4.3	Ejemplo de la evolución temporal de la e y el espectrograma para cada uno de los tipos de episodios detectados. Los picos de e en los episodios BT y NT se corresponden con eventos tectónicos regionales y locales.	95
4.4	Cronología de los 52 episodios de larga duración y sus valores promedio de (a) energía, (b) frecuencia dominante, (c) frecuencia centroide, (d) entropía de permutación y (e) grado de polarización dominante. La longitud de cada barra representa la duración. Las líneas discontinuas verticales muestran el comienzo de las semanas, mientras que las continuas muestran el comienzo de los meses (tomado de Melchor et al., 2020).	96
4.5	Comparación de los 52 episodios de larga duración. Entropía de permutación frente a (a) energía y (b) frecuencia centroide, y grado de polarización dominante frente a (c) energía y (d) frecuencia centroide. La línea discontinua azul en (a) y (b) representan el nivel de fondo de la entropía de permutación $h^{(b)}$. Cada episodio lleva un código vinculado a sus características promedio, véase el Archivo 4.2 en Apéndice A (tomado de Melchor et al., 2020).	98

5.1	Evolución temporal de los vectores reducidos en ventanas sucesivas de 1 minuto entre 0.5 and 5 Hz para la estación NAN5. (a) Energía de la componente vertical entre 0.5 y 5 Hz estimado mediante el teorema de Parseval (b) Espectro de potencia $PSD(f)$ de la componente vertical, (c) Grado de polarización $PD(f)$, (d) Rectilinealidad $R(f)$, (e) acimut $\Theta_H(f)$ y (f) elevación $\Theta_V(f)$ de la elipse de polarización (tomado de Melchor et al., 2022a). . . .	104
5.2	Ejemplo de extracción de picos dominantes \mathcal{P}_{2000} (círculos rojos) para la PSD_{2000} del episodio de junio de 2020 (Figura 5.1b). Las barras sombreadas muestran el rango de frecuencias que definen cada conjunto $\mathcal{A}_{2000,i}$. La línea negra representa el umbral máximo por el cual se definen los picos dominantes. Para buscar los picos utilizamos la función <code>find_peaks</code> , perteneciente a la <i>toolbox</i> <code>signal</code> del Scipy (versión 1.7.1). (tomado de Melchor et al., 2022a)	106
5.3	Representación esquemática del paso de extracción (tomado de Melchor et al., 2022a).	109
5.4	Estimación y caracterización de las frecuencias dominantes \mathcal{F} del episodio de la Figura 5.1. (a) Densidad de probabilidad de \mathcal{P} estimado con un núcleo gaussiano y $h = 0.01$. Cada frecuencia dominante $f_i \in \mathcal{F}$ se corresponde con un máximo local y se representa mediante un círculo rojo. La zona sombreada alrededor de f_i representa la anchura del pico w_i . (b y c) Distribución de probabilidad de los conjuntos \mathcal{S}_i , \mathcal{R}_i , \mathcal{H}_i y \mathcal{V}_i de $i = 5, 20$ (modificado de Melchor et al., 2022a).	110
5.5	Tamaño muestral de los picos dominantes del episodio de la Figura 5.1 para diferentes valores umbral. La curva superior muestra la cantidad total de picos dominantes independientemente del grado de polarización.	113
6.1	Ejemplo de un episodio NB ocurrido a las 23:40:00 UTC del 21 de julio de 2019. (a) Evolución temporal de la energía entre 0.5 y 10 Hz. (b) Energía de los picos dominantes con grado de polarización mayor a 0.8.	120

6.2	Frecuencias bien polarizadas (FBP) y linealmente polarizadas (FLP) de los 85 episodios NB. (a, b) Probabilidad en función de la frecuencia y C_P . (c) Rectilinealidad en función de la frecuencia y C_P . (d) Acimut en función de la elevación y de C_L . Las barras verticales y horizontales expresan el rango mientras que el círculo representa la moda de cada atributo asociado a la frecuencia dominante.	121
6.3	Número de frecuencias FBP y FLP para cada uno de los episodios NB detectados.	122
6.4	Atributos de polarización de los FLPs en función de la frecuencia, del año y de N_L . Las barras verticales representan el rango de cada uno de los atributos que caracterizan las frecuencias dominantes.	123
6.5	Ejemplo de un episodio NB ocurrido el 1 de enero de 2015 a las 01:20 UTC. (a) Energía entre 0.5 y 10 Hz. (b) Picos dominantes linealmente polarizados de segundo orden (c) Picos dominantes bien polarizados asociados a las frecuencias FBP del episodio. .	125
6.6	(sup.) Ejemplo de un episodio NB ocurrido el 6 de agosto de 2019 con dos silencios sísmicos. (inf.) Atributos de polarización de las FLP de los 14 episodios NB que presentan silencios sísmicos. . .	126
6.7	Ejemplo de varios episodios BB ocurridos en octubre de 2015. (a) energía entre 0.5 y 10 Hz. Evolución temporal de la (b) densidad de potencia espectral y (c) grado de polarización en ventanas 20 minutos (tomado de Melchor et al., 2022b).	128
6.8	Episodios BB del 1 de junio de 2012. (sup.) Evolución temporal de la energía en el rango de 0.5 a 10 Hz. (inf.) La estimación de densidad de probabilidad a partir de todas las PSDd de un minuto que compone el episodio junto con la PSD más probable (pPSD). La frecuencia asociada al máximo de la pPSD es la frecuencia dominante f_d . La línea horizontal roja representa el rango de frecuencia f_{rango} , que se calcula buscando el mínimo de la pPSD y trazando una intersección hasta que vuelva a cortar a la curva. La energía e es el área bajo la pPSD hasta -160 dB en el límite de f_{rango}	129

6.9 Análisis de polarización de los episodios BB. (a) Los percentiles 25, 50 (línea negra) y 75 de $R(f)$ cuando $PD \geq 0.8$. (b) El tamaño muestral de R en función de la frecuencia y clase de polarización: lineal N_L ($R \geq 0.7$), elíptica N_E ($0.7 < R < 0.3$) y circular N_C ($R \leq 0.3$). (c) Los coeficientes de polarización C_P y C_L en función de la frecuencia. (d) Los percentiles 25, 50 (línea negra) y 75 del azimut horizontal Θ_H y (e) la incidencia vertical Θ_V en función de C_L cuando el tamaño de la muestra es mayor que 10^3 (tomado de Melchor et al., 2022b). 133

6.10 Evolución temporal de junio de 2012 a diciembre de 2014 de (a) actividad superficial, (b) desplazamiento LOS, (c) temperatura LST, (d) FBP de los episodios NB, y (e) energía de episodios BB. Las sombras grises en (c) y (d) representan períodos sin datos sísmicos (modificado de Melchor et al., 2022b). 134

6.11 Evolución temporal de enero de 2015 a diciembre de 2016 de (a) actividad superficial, (b) desplazamiento LOS, (c) temperatura LST, (d) FBP de los episodios NB, y (e) energía de episodios BB. Las sombras grises en (c) y (d) representan períodos sin datos sísmicos (modificado de Melchor et al., 2022b). 135

6.12 Evolución temporal de enero de 2018 a diciembre de 2019 de (a) actividad superficial, (b) desplazamiento LOS, (c) temperatura LST, (d) FBP de los episodios NB, y (e) energía de episodios BB. Las sombras grises en (c) y (d) representan períodos sin datos sísmicos (modificado de Melchor et al., 2022b). 136

6.13 Ángulos de polarización de las FLP de los episodios NB en función de la frecuencia y del año. 141

7.1 Características de las frecuencias dominantes por componente, estación y episodio. De arriba abajo: energía, rectilinealidad, C_P , C_L , acimut, y elevación. Los rangos Δ asociados a cada uno de los parámetros se representan como barras verticales. (tomado de Melchor et al., 2022a). 152

7.2 Valor de rectilinealidad asociada a las frecuencias FBP en función de la frecuencia para diferentes tamaños muestrales de \mathcal{R} , véase ecuación (5.13) (tomado de Melchor et al., 2022a). 153

7.3	Ángulos de polarización de FLPs con $N_L \geq 50$. El hexágono representa la ubicación del cráter, que es diferente para cada estación (tomado de Melchor et al., 2022a).	154
7.4	Evolución temporal de los picos dominantes asociados a las frecuencias dominantes de NAN5 con $N_L \geq 50$ (tomado de Melchor et al., 2022a).	155
B.1	Líneas de base perpendiculares y temporales de RADARSAT-2 interferogramas descendentes utilizados.	168
B.2	Mapa de deformación en la dirección LOS para el 28 de junio de 2015 y densidad normalizada de píxeles dentro del rectángulo negro, que muestra el desplazamiento y el error más probables. El triángulo rojo muestra la ubicación de la estación sísmica. . .	169
B.3	Ejemplo de un mapa LST para el 11 de abril de 2015.	171
B.4	Ejemplos de casos en los que los períodos se clasificaron como “Lago” y “Sin lago”. Ambas imágenes corresponden a productos en color verdadero del satélite Landsat 8. A la izquierda, el estado del cráter (“con lago”) el 7 de marzo de 2014, y a la derecha lo mismo para el 22 de diciembre de 2018 (“sin lago”).	171
B.5	Ejemplos de casos en los que los períodos se clasificaron como “Pluma de ceniza”, “Ceniza reciente”, “Sin ceniza”, “Alto SO ₂ ”, “Bajo SO ₂ ” y “No SO ₂ ”. El polígono rojo representa el borde del cráter en las imágenes superiores. El rectángulo negro en las imágenes inferiores contiene la posición regional del volcán Copahue.	173

Índice de tablas

1.1	Clasificación de eventos LP más comunes y ejemplos	12
1.2	Clasificación de episodios LP o tremores volcánicos	14
1.3	Mecanismos propuestos de sismicidad LP inducida por fluidos	23
6.1	Periodos de tiempo en donde se observaron enjambres de episodios BB.	127

6.2	Número de frecuencias dominantes por tipo de NB. FBP: Frecuencias dominantes bien polarizadas. FLP: Frecuencias dominantes linealmente polarizadas.	138
7.1	Episodios sísmicos relacionados con pulsos eruptivos en Copahue entre junio y agosto de 2020. La columna de ceniza asociada a EP_1 y EP_2 fue advertido por habitantes de Caviahue (Hantusch et al., 2021b), mientras que durante el EP_3 , el tiempo fue reportado por OVDAS a través de cámaras de vigilancia (tomado de Melchor et al., 2022a).	144
7.2	Características principales de los FLP registrados en NAN5. . .	146
C.1	Clasificación de episodios NB. Los códigos de todos los episodios NB, así como sus características, están disponibles en el Archivo 6.1. N es el número de días que se calcula como la relación entre la duración y las 24 horas cuando la fecha de inicio y finalización del episodio es diferente. En caso contrario, es cero. P+R: Pluma de ceniza y ceniza reciente. E: Eruptiva. NE: No eruptivo. UK: Desconocido. Exp.: Explosión.	175
C.2	<i>Número de tremores BB por estación del año</i>	178
C.3	<i>Valores medio, máximo y mínimo de energía de los tremores BB por estación del año</i>	178
C.4	<i>Valores medio, máximo y mínimo de duración de los tremores BB por estación del año</i>	179
C.5	<i>Valores medio, máximo y mínimo de frecuencias dominantes de los tremores BB por estación del año</i>	179
C.6	<i>Número de días clasificados como “Lago” y “Sin Lago” de acuerdo al procedimiento descrito en el Archivo adicional 4, por estación del año</i>	179
C.7	<i>Número de días clasificados como “Pluma de Ceniza” y “Ceniza Reciente” de acuerdo al procedimiento descrito en el Archivo adicional 4, por estación del año</i>	180
C.8	<i>Número de días clasificados como “Alto SO_2” y “Bajo SO_2” de acuerdo al procedimiento descrito en el Archivo adicional 4, por estación del año</i>	180

Figuras y Tablas

C.9 Ventana de promedio móvil aplicada para diferentes rangos de duración	180
C.10 Cronología de la actividad principal del volcán Copahue entre marzo y octubre de 2020. Los datos fueron obtenidos de Global Volcanism Program (2020).	181

Introducción

Ha pasado más de un siglo desde que Palmieri registrara precursores sísmicos de las erupciones del volcán Vesuvio durante la segunda mitad del siglo XIX, o desde que Omori, a principios del siglo XX, instalara el primer sensor sísmico en las inmediaciones del volcán Usu y registrara el movimiento asociado a la actividad eruptiva. Desde entonces, el estudio de la sismicidad volcánica se convertiría en uno de los pilares fundamentales de la observación volcánica, naciendo así la sismología volcánica como disciplina científica para el estudio, la observación y la interpretación de fenómenos volcánicos. En términos de Aki (1992), uno de los padres de la sismología moderna:

«The subject of volcanic seismology is not only the most beautiful and spectacular, but also the most difficult to study. [...] This is because seismic sources in volcanoes involve dynamic motion of gas, fluid and solid, and propagation paths in volcanoes are usually extremely heterogeneous, anisotropic and absorptive, with irregular topographies and interfaces including cracks of all scales and orientation. Thus, volcanic seismology is the most challenging to seismologists requiring ingenuity in designing experiments and interpreting observations».

La razón de estudio de los volcanes activos es el impacto de los procesos volcánicos sobre el medio ambiente y sus repercusiones sobre las actividades humanas. En efecto, el objetivo fundamental de la sismología volcánica es inferir la dinámica de los procesos volcánicos a través del análisis de las señales sísmicas, lo que requiere observación, originalidad en el tratamiento de los datos sísmicos y conocimiento, tanto de disciplinas relacionadas con la vulcanología como del contexto particular en donde se esté llevando a cabo el estudio.

Hoy en día, estudiar la sismicidad de volcanes activos con el fin de incrementar el conocimiento capaz de mejorar los servicios de vigilancia no es una

tarea unilateral, requiere de estudios multidisciplinarios que sean integra-
dores y coherentes. Desde un punto de vista sísmico, requiere un volumen de
datos generalmente grande que contenga un período de tiempo lo suficiente-
mente largo como para poder diseñar estudios concretos. Esto únicamente es
posible si existen recursos adecuados. Es necesario considerar el equipamien-
to, en especial la ubicación, la sensibilidad de los sensores y las características
de su instalación, puesto que son factores condicionantes a la hora de extraer
información de señales de baja amplitud. Debido a la gran complejidad de los
sistemas volcánicos, sumado al hecho de que los registros sísmicos son ob-
servaciones indirectas y, en ocasiones, limitadas, su estudio precisa de una
actualización constante de las interpretaciones que se dan a la sismicidad en
otros ambientes volcánicos.

La manifestación sísmica vinculada a la dinámica de los volcanes es ex-
tremadamente amplia, desde señales asociadas a la ruptura frágil de roca
de caja, hasta explosiones freáticas, pasando por deslizamientos de ladera o
caída de bombas. Si bien es cierto que no todos los procesos volcánicos son
capaces de generar ondas sísmicas en cualquier contexto, como por ejemplo el
flujo lento de magma o procesos de diferenciación magmática, sí pueden ser
la causa de otros procesos que generan señales sísmicas, lo que complica la
interpretación de los procesos que pueden estar ocurriendo en profundidad.

En esta Tesis, nos hemos centrado en estudiar un tipo de sismicidad que
se suele registrar en el rango de frecuencias 0.5–10 Hz y que se conoce como
de *largo periodo*. El estudio se ha enfocado en el volcán Copahue, un estrato-
volcán ubicado en la zona norte de los Andes Patagónicos, y en particular en
una zona estructuralmente compleja, conocida como caldera del Agrio. Los
estudios previos son escasos y la cantidad de datos a los que hemos tenido
acceso, también. Éstos consisten en una única estación ubicada a 9.5 km del
cráter entre 2012 y 2019 y datos provenientes de una red de tres estaciones
que se instaló en marzo de 2020. Por tanto, el objetivo de esta Tesis ha sido
desde un principio analizar estos datos y caracterizar las señales, pero tam-
bién relacionarlas con la actividad del volcán sin perder de vista cómo este
conocimiento puede traducirse en mejoras en los servicios de monitoreo. En
otras palabras, lo que se pretende en esta Tesis es comprender y describir las
señales de largo periodo del volcán Copahue y vincular sus características a

la actividad volcánica.

Lo que hemos pretendido lograr en el transcurso de esta Tesis es (1) que las técnicas desarrolladas representen un avance en la forma con la que se monitorea la sismicidad de un volcán y (2) que nuestros resultados puedan servir para comprender mejor la actividad sísmica del volcán Copahue y su relación con los procesos que se dan en superficie. Si bien el primer punto puede parecer muy ambicioso, creemos que las técnicas desarrolladas en el transcurso de esta Tesis tienen el potencial para lograrlo, aunque reconocemos que es necesario seguir investigando al respecto.

La Tesis esta estructurada en siete capítulos. El Capítulo 1 pretende dar una revisión actualizada del estado del arte de la sismicidad volcánica de largo periodo, en donde se justifica la necesidad de distinguir entre eventos y episodios de largo periodo.

En el Capítulo 2 revisamos el conocimiento que se tiene del volcán Copahue y resumimos las recientes investigaciones que se han llevado a cabo en relación a su actividad volcánica y al entorno en el que se encuentra. También resumimos la actividad eruptiva reciente y describimos la procedencia de los datos sísmicos con los que contamos.

En el Capítulo 3 introducimos los métodos de reducción utilizados en el análisis de series temporales. Nos enfocamos en cuatro métodos principales: (1) el análisis espectral mediante estimadores *multitaper*, (2) el análisis de la entropía de permutación, como un estimador de la complejidad de la serie temporal que tiene su raíz en el campo de la dinámica simbólica; (3) el análisis de polarización del movimiento tridimensional del suelo en el dominio de la frecuencia; y (4) el análisis de la probabilidad mediante la técnica del núcleo. Aplicaremos estos métodos en el Capítulo 4 para estudiar un periodo relativamente corto de seis meses pero suficientemente rico en sismicidad de largo periodo como para investigar de qué forma se pueden detectar episodios de largo periodo mediante la evolución temporal de parámetros reducidos.

En el Capítulo 5 introducimos un esquema de caracterización de frecuencias dominantes basado en el análisis de polarización en frecuencia. Esta técnica la aplicamos en el Capítulo 6 para estudiar las características de los episodios de largo periodo detectados entre junio de 2012 y diciembre de 2019. En este capítulo, reconstruimos la cronología de la actividad del volcán Co-

Introducción

pahue con el fin de comparar las características de estos episodios con el tipo de actividad.

Por último, en el Capítulo 7 estudiamos las frecuencias dominantes de tres episodios asociados a la actividad eruptiva del Copahue en 2020, que fueron registradas por tres estaciones sísmicas instaladas en marzo de ese año.

1 Sismicidad de largo periodo

En el contexto de la sismología volcánica, la sismicidad de largo periodo (LP) puede definirse ampliamente como todo aquel conjunto de señales contenidas en la banda de frecuencia entre 0.5 y 10 Hz. De esta forma, la sismicidad LP (también conocido como de baja frecuencia) se diferencia de la de Muy Largo Periodo o VLP (<0.5 Hz) y de Alta Frecuencia o HF (>10 Hz). Este esquema de clasificación en base a la frecuencia se puede encontrar en muchas *reviews* sobre sismología volcánica (p.ej., McNutt, 2005; Chouet y Matoza, 2013; Kawakatsu y Yamamoto, 2015) y para entender como se ha llegado a este punto es necesario recorrer la historia sobre los esquemas de clasificación de la sismología volcánica. Una buena reseña histórica sobre los comienzos y evolución de la sismología volcánica se tiene en Zobin (2012).

El papel de los observatorios volcánicos para el desarrollo de los esquemas de clasificación ha sido fundamental. Estos esquemas sirven de referencia a la hora de identificar las señales que aparecen en el registro continuo y que se dan por la actividad volcánica, tanto en periodos eruptivos como no-eruptivos. De esta forma, se pretende vincular las diferentes señales con los procesos volcánicos que se dan en su interior o en superficie. Esto permite utilizar la actividad sísmica en tareas de vigilancia (Sparks et al., 2012).

El estudio de la sismogénesis en ambientes volcánicos requiere un buen conocimiento sobre las propiedades físicas del magma y las características del sistema volcánico, información muchas veces escasa que requiere de estudios de naturaleza interdisciplinar (Sparks, 2003; Cashman y Sparks, 2013). Por tanto, los esquemas de clasificación persiguen un objetivo doble: por un lado, vincular una señal con su proceso generador en volcanes específicos y por otro,

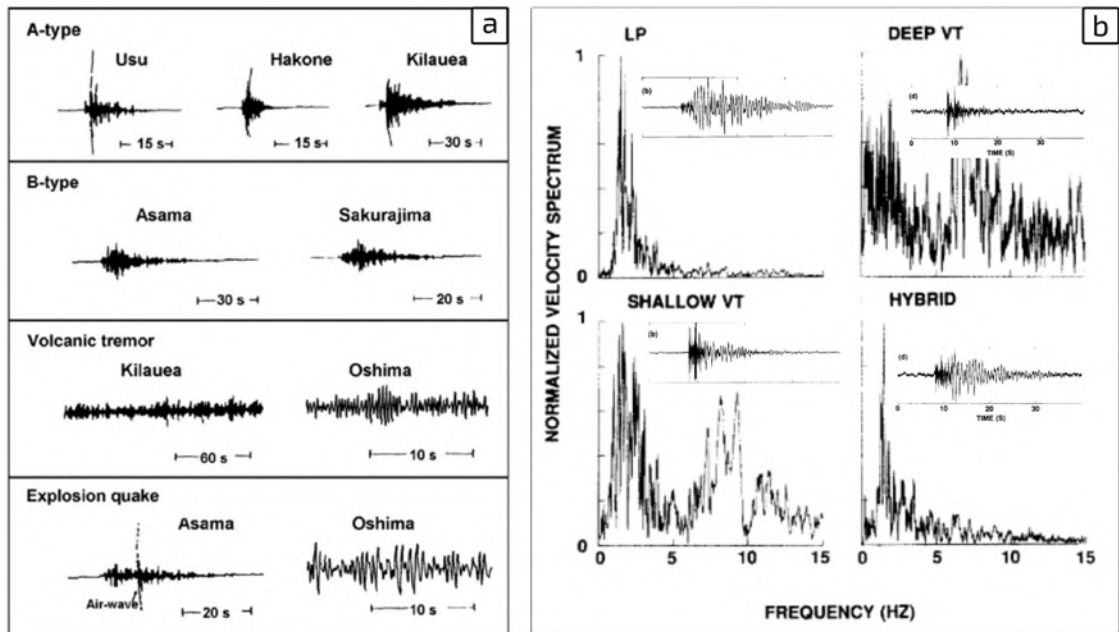


Figura 1.1: Clasificación de actividad sísmica en volcanes. (a) Clasificación propuesta por Minakami (1974). (b) Clasificación propuesta por Lahr et al. (1994).

transferir conocimiento sobre el estado de actividad en volcanes con un déficit de información acerca de su dinámica magmática.

1.1. Clasificación de la sismicidad volcánica

Los sistemas volcánicos son ambientes propensos a generar sismicidad de múltiple naturaleza, lo que se manifiesta en señales con espectros y formas de onda muy diferentes. Esto ha conducido a la necesidad de establecer esquemas de clasificación en todos los observatorios volcánicos. Originalmente, Minakami (1974) propuso un esquema de clasificación a partir de los registros obtenidos principalmente en varios volcanes de Japón. Minakami se basó en la profundidad de los sismos y su relación con la actividad eruptiva para establecer los siguientes tipos de señales (Figura 1.1a):

- **Tipo A.** Sismos tectónicos (de fractura frágil) someros que ocurren en las cercanías del volcán y a una profundidad de entre 1 y 20 km. Pueden observarse en forma de enjambre y generalmente son de poca magnitud.

- **Tipo B.** Vibraciones someras con frecuencias comprendidos entre 1 y 5 Hz, de muy baja magnitud, y que ocurren en la cercanía de los cráteres activos. La onda S no es clara y su tasa de ocurrencia tiende a aumentar antes de la actividad explosiva.
- **Explosiones.** Sismos relacionados con la actividad explosiva en superficie, es decir, con la eyección de material particulado. Pueden llegar a durar varios minutos y su amplitud máxima está estrechamente relacionada con la intensidad de la explosión siendo proporcional a la energía cinética de la erupción.
- **Tremor.** Enjambres de eventos de Tipo B o vibraciones continuas, generalmente de fuentes muy someras.

La dificultad de aplicar esta clasificación en otros volcanes llevó a Latter (1981) a sugerir una clasificación para los volcanes Ruapehu y Ngauruhoe en función de su mecanismo de fuente. Así, Latter distinguió dos grandes grupos: *tectónico* y *volcánico*. Los primeros son muy similares a los del Tipo A pero, a diferencia de Minakami, Latter no especifica un umbral de profundidad puesto que también se localizaron a profundidades similares a los del Tipo B. Más interesante es la sub-clasificación de sismos del grupo tectónico en eventos *tectónicos* y *volcano-tectónicos*. Aunque más que tectónicos hubiera sido más correcto el término *sismo-tectónicos*, pues son eventos que hacen referencia a los sismos vinculados al sistema de fallas encargado del control estructural de la zona, que comprende distancias regionales y telesismos. En cambio, el término “volcano-tectónico” (VT) hace referencia a mecanismos similares de liberación de esfuerzos en medio frágil, pero vinculados a los cambios de esfuerzos inducidos por la dinámica del magma. Latter (1981) estableció distancias epicentrales como umbral de separación entre ambos sub-grupos.

Por otro lado, el termino “volcánico” agrupa todas aquellas señales discretas o en forma de enjambre que muestran un mecanismo capaz de prolongarse con el tiempo. Latter las distingue de acuerdo a su frecuencia dominante y la anchura del pico dominante del espectro. De esta forma distingue entre baja (< 2 Hz), media (2–3 Hz) y alta (> 3 Hz) frecuencia y entre los de baja frecuencia, de banda estrecha y ancha.

Otro esquema de clasificación muy utilizado en sismología volcánica es la propuesta por Miller et al. (1998) para el volcán Soufrière Hills, que es una modificación del esquema de clasificación de Lahr et al. (1994) para el volcán Redoubt (Figura 1.1). Esta clasificación introduce una terminología ligeramente diferente a los anteriores pero muy reconocidas actualmente. Se introduce el término “largo periodo” (LP) para aquellos eventos sin fase S aparente caracterizadas por un espectro monocromático o multicromático. También se describe el término “híbrido” (HY) para aquellos eventos que muestran características compartidas con los VT y LP. Así, los HY muestran llegadas impulsivas de alta frecuencia (> 5 Hz) y prominentes codas con características espectrales similares a los LP. Más interesante aún es la distinción entre señales relacionadas con la actividad eruptiva. Así, Miller et al. distinguieron entre señales producidas por explosiones vulcanianas y freáticas. Ambas señales presentan un espectro típico de los LP pero a diferencia de las freáticas, que tienen duraciones del orden de minutos, las vulcanianas presentan duraciones del orden de horas y se correlacionan con los flujos piroclásticos generados por el colapso de la columna.

Otro ejemplo interesante es el esquema propuesto por Sherburn et al. (1998) para el volcán Whakaari (White Island) en base a los mismos dos grandes grupos que estableció Latter (1981). La clasificación de Sherburn et al. contempla, además, el término “estallido espasmódico” (*spasmodic burst*) cuando la actividad no se corresponde ni con actividad tectónica ni volcánica. Además, para los VT diferencia de acuerdo a su profundidad, al igual que Lahr et al. (1994). Sin embargo, lo más interesante de ésta clasificación es la distinción para la sismicidad volcánica entre *eventos de corta duración* (del orden de segundos), *de larga duración* (del orden de minutos), y *episodios de tremor*. Todas estas señales presentan espectros característicos de los eventos LP. Aún así, Sherburn et al. diferenciaron episodios de tremor por su espectro en armónicos y no-armónicos.

Estas clasificaciones fueron propuestas para identificar la actividad de volcanes particulares en periodos de tiempo muy específicos. Por ejemplo, la clasificación de Lahr et al. (1994) se estableció a partir de la actividad eruptiva registrada entre diciembre de 1989 y enero de 1990 en el volcán Redoubt. La clasificación de Miller et al. (1998) se estableció durante el crecimiento y co-

lapso de un domo en el volcán Soufrière Hills que duró alrededor de 2 años, mientras que la clasificación de Sherburn et al. (1998) se propuso luego de una observación de una década del volcán Whakaari. Por tanto, estas clasificaciones pueden sentar las bases de una clasificación preliminar en un volcán cuya actividad es desconocida, pero de acuerdo al estilo eruptivo y la dinámica del volcán cada observatorio volcánico va a ir definiendo sus esquemas de clasificación.

Por otro lado, los avances tecnológicos han permitido el desarrollo de sensores sísmicos más sensibles a periodos cada vez mayores (Havskov y Alguacil, 2016), lo que ha llevado a registrar señales sísmicas en un rango espectral más amplio con mejores tasas de señal ruido. De esta forma, Chouet y Matoza (2013) logran distinguir entre sismicidad de Muy Largo Periodo (VLP; <0.5 Hz) y Ultra Largo Periodo (ULP; <0.01 Hz). En el contexto del tremor volcánico ocurre algo similar, pero en vez de estar relacionado con un desarrollo en la fabricación de los sensores está relacionado con el modo de visualizar los sismogramas. Por ejemplo, el uso de métodos de reducción de datos ha demostrado ser muy útil a la hora de detectar episodios de tremor del orden de días, o meses (Melchor et al., 2020), pero también para detectar cambios en las condiciones del sistema volcánico (Caudron et al., 2019).

Siguiendo el esquema de clasificación de Sherburn et al. (1998), podemos distinguir dos grandes grupos dentro de la sismicidad volcánica en función de su duración: *eventos* y *episodios*. Mientras que los eventos representan señales transitorias del orden de decenas de segundos, los episodios son señales continuas del orden de minutos, horas o días. A diferencia de Sherburn et al. (1998), este esquema de clasificación se puede aplicar tanto a la sismicidad LP como a la VLP o HF. Por ejemplo, un tipo de actividad HF en ambientes volcánicos son los episodios relacionados con los flujos piroclásticos y lahares (p.ej., Zobin et al., 2009; Mueller et al., 2013) o de tremor HF (Heleno et al., 2006; Hotovec et al., 2013). De la misma forma, dentro de la sismicidad VLP podemos agrupar los eventos ULP y VLP y episodios de tremor VLP (p.ej., De Lauro et al., 2005; Chouet y Matoza, 2013). A partir de ahora nos enfocaremos en describir los eventos y episodios en la banda LP.

1.1.1. Eventos LP

Cuando la sismicidad LP está constituida por vibraciones con duraciones del orden de los segundos o minutos cuyo inicio y final pueden distinguirse fácilmente de la sismicidad de fondo o ambiente, decimos que son eventos LP. Esta definición engloba un conjunto amplio de señales que, por lo general, se distinguen por estar vinculados con alguna actividad específica (p.ej., los eventos *puffing*) o por mostrar una forma de onda característica (Tabla 1.1). Un ejemplo de esto último son los eventos de tipo *tornillo*, que están caracterizados por un espectro monocromático o multi-cromático y por mostrar un decaimiento exponencial en la envolvente de la forma de onda (Figura 1.2a). Sin embargo, estos casos suelen ser excepcionales y la mayoría de los eventos LP suelen mostrar formas de onda con patrones en el espectro que pueden ser muy diferentes entre sí. Una práctica habitual consiste en agrupar eventos LP en función de la frecuencia dominante, de forma similar a Latter (1981). Un caso particular y que ha llevado a interesantes debates acerca de su naturaleza son los eventos híbridos o acoplados (Figura 1.2b). Así, mientras que ciertos autores interpretan la fase de alta frecuencia como un precursor de la actividad de baja frecuencia (p.ej., Caplan-Auerbach y Petersen, 2005), otros vinculan su naturaleza a la ruptura frágil de material poco consolidado y relacionan la fase LP con las heterogeneidades del medio (p.ej., Harrington y Brodsky, 2007).

Generalmente, los eventos LP suelen localizarse en la parte superficial del sistema volcánico. Es por eso que merecen especial atención los eventos profundos (Figura 1.2b), que suelen darse en la corteza media a profunda entre los 10 y 50 km y pueden revelar la transferencia de magma hacia la superficie (Shapiro et al., 2017). En el otro extremo se encuentran las explosiones (Figura 1.2c), que son eventos causados por un cambio repentino de volumen en la parte superior del conducto y cuya llegada se correlaciona con impulsos acústicos en la banda del infrasonido (p.ej., Garcés et al., 2013). En ocasiones, los eventos LP emergen en forma de enjambres de hasta decenas de eventos por minuto. Los enjambres están compuestos por múltiples eventos discretos, generalmente similares, lo que sugiere que tanto los efectos de camino como de fuente no cambian con el tiempo, y que el mecanismo que los genera es capaz de repetirse. Esta peculiaridad hace que algunos autores conside-

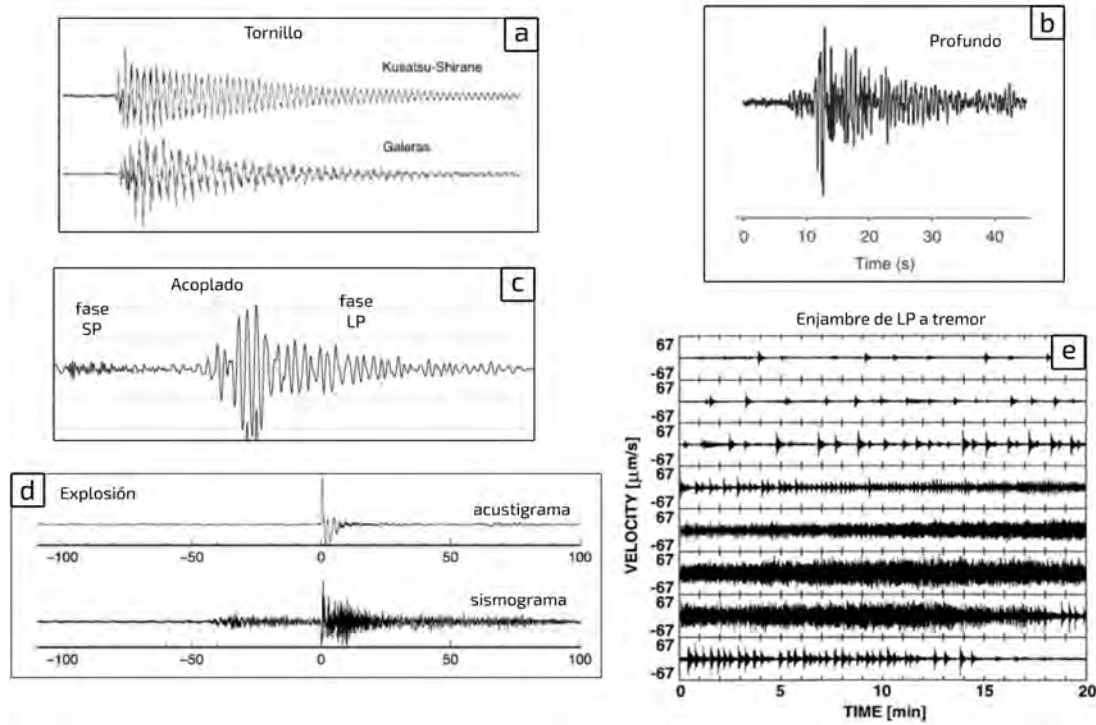


Figura 1.2: Ejemplos de diferentes eventos LP. (a) Tornillo (de Chouet, 2003). (b) LP profundo (de Melnik et al., 2020). (c) Híbrido o acoplado (de Caplan-Auerbach y Petersen, 2005). (d) Explosión (de Matoza et al., 2019). (e) Enjambre de LP (de Neuberg et al., 2000).

ren los enjambres como un tipo de evento LP (Petersen, 2007), aunque sean efectivamente un conjunto de eventos. En cualquier caso, y dependiendo de los eventos que los conformen, los enjambres pueden ser homogéneos o heterogéneos. Cuando son heterogéneos, una práctica habitual es agruparlos por familias (p.ej., Bell et al., 2018). Los enjambres pueden mostrar un periodo de repetición constante o variable (p.ej., Stich et al., 2011), o incluso pueden transitar a un episodio de tremor (Figura 1.2e) o ir acompañado de él (Hotovec et al., 2013).

Tabla 1.1: Clasificación de eventos LP más comunes y ejemplos

Término	Descripción	Ejemplos
Tornillo	Señales con un espectro típicamente monocromático y poco atenuado, i.e., resonador con factor de calidad Q alto.	Galeras (Narváez M. et al., 1997); Kusatsu-Shirane (Nakano y Kumagai, 2005), Tongariro (Hagerty y Benites, 2003), Lokon (Hasanah et al., 2017); Mt. Griggs (De Angelis, 2006), Vulcano (Milluzzo et al., 2010), Sabancaya y Ubinas (Ortega-González, 2015); Puracé (Alpala et al., 2018).
Híbridos o acoplados	Señales compuestas por dos fases, siendo la primera de mayor frecuencia que la segunda.	Deception Island (Ibáñez et al., 2003); Shishaldin (Caplan-Auerbach y Petersen, 2005); Redoubt, Montserrat y St. Helens (Harrington y Brodsky, 2007); Soufrière Hills (Rodgers et al., 2016).
Profundo	Eventos LP relacionados con el movimiento y/o dinámica del magma y/o fluido magmáticos en la corteza media a inferior (10–50 km).	Iwate y otros en Japón (Nakamichi et al., 2003; Aso et al., 2013); Redoubt y otros del arco Aleutiano (Power et al., 2004, 2013); Teide (Almendros et al., 2007); Askja (Soosalu et al., 2010); Tolbachik y otros en Kamchatka (Frank et al., 2018; Melnik et al., 2020).
Explosión o <i>puffing</i>	Eventos que se correlacionan con impulsos de presión y que están asociadas a procesos de liberación de gas.	Sakurajima (Kawakatsu et al., 1992); Karymsky y Sangay (Johnson y Lees, 2000); Stromboli (Ripepe et al., 2001); Tungurahua (Ruiz et al., 2006); Reventador (Lees et al., 2008); Arenal (Davi et al., 2010); Popocatépetl (Mattoza et al., 2019).
<i>Repetitive, swarm o drumbeat</i>	Enjambre de señales similares, con periodo regular o irregular de repetición.	Soufriere Hills (Neuberg et al., 2000); Miyakejima (Fujita et al., 2002); St. Helens (Moran et al., 2008); Shishaldin (Petersen, 2007); Unzen (Umakoshi et al., 2011); Ngauruhoe (Park et al., 2019); Fuego (Brill y Waite, 2019).

1.1.2. Episodios LP

Cuando la sismicidad LP está constituida por vibraciones continuas del orden de minutos, horas, días, o incluso meses diremos que son episodios o *tremor LP*, si bien en este trabajo se prefiere el uso del término “episodio”. La principal diferencia entre un evento y un episodio es que, mientras que el evento tiene una única fuente bien definida, los episodios pueden estar constituidos por múltiples fuentes o bien pueden mostrar variaciones de la fuente en el tiempo, a lo que se le tiende a denominar “transiciones” o “régimenes” del episodio. El concepto de ruido ambiente es crucial para entender este concepto. El ruido ambiente está constituido por un conjunto de fuentes que no proceden de la fuente objeto de estudio. En nuestro caso son todas aquellas fuentes que no son de origen volcánico. Así, dependiendo de la tasa señal-ruido, el inicio y/o fin del episodio pueden no distinguirse del ruido ambiente, lo que permite interpretar que diferentes episodios aparentes se correspondan con transiciones de un mismo episodio LP. En otras palabras, que el *tremor* siempre está presente. Esta idea surge de un interesante experimento que se llevó a cabo en el volcán Ambrym, donde Carniel (2010) consideró que el ruido ambiente estaba dominado por un episodio LP vinculado a la dinámica del lago de lava del cráter. Así, la imposibilidad de determinar el inicio y fin de los diferentes episodios detectados a lo largo del experimento debía entenderse como diferentes régimenes de un mismo episodio y no como diferentes episodios aislados.

En cualquier caso, la descripción de los episodios suele hacerse mediante su espectro y amplitud (Konstantinou y Schlindwein, 2003), aunque son varios los autores que también caracterizan la complejidad de la señal mediante técnicas del análisis no lineal (p.ej., Konstantinou et al., 2013). En la Tabla 1.2 hemos descrito los principales términos que comúnmente se utilizan: armónico, monotónico, politónico (no-armónico, de banda ancha), espasmódico, y bandeado. De esta forma cualquier episodio puede clasificarse de acuerdo a esos términos.

Tabla 1.2: Clasificación de episodios LP o tremores volcánicos

Término	Descripción	Ejemplos
Armónico	Espectro constituido por una frecuencia dominante o fundamental y sus armónicos.	Karymsky (Lees et al., 2004); Arenal (Lesage et al., 2006); Sakurajima (Maryanto et al., 2008); Fuego (Lyons et al., 2010); Redoubt (Hotovec et al., 2013); Merapi (Budi-Santoso et al., 2013); Cordón Caulle (Bertin et al., 2015); Popocatepetl ^a .
Monotónico	La energía del espectro se concentra mayormente en un rango muy estrecho de frecuencias.	Ambrym (Carniel et al., 2003); Colima (Palo y Cusano, 2013); Kawah Ijen (Caudron et al., 2015); Popocatepetl ^a ; Copahue ^b
Politónico, no-armónico, o de banda ancha	La energía del espectro se concentra en múltiples frecuencias.	Villarrica (Ortiz et al., 2003), Piton de la Fournaise (Battaglia y Aki, 2003), Aso (Takagi et al., 2009), Maekandake (Ogiso y Yomogida, 2012), St. Helens (Denlinger y Moran, 2014), Holuhraun (Eibl et al., 2017), Isla Decepción (Jiménez-Morales et al., 2017); Copahue ^b
Espasmódico	La forma de onda presenta grandes variaciones de amplitud.	Shishaldin (Thompson et al., 2002), Reventador (Lees et al., 2008), Arenal (Almendros et al., 2014), Katla (Sgattoni et al., 2017), Hakone (Yukutake et al., 2017)
Bandeado	Enjambre de episodios separados por periodos de quietud o “silencios sísmicos” de duración uniforme.	Satsuma-Iwojima (Ohminato, 2006), Miyakejima (Fujita, 2008), Mt. Etna (Cannata et al., 2010), El Hierro (Tárraga et al., 2014), Llaima (Franco et al., 2019), Copahue ^b

^a Arciniega-Ceballos et al. (2019). ^b Melchor et al. (2022b)

Tanto los episodios armónicos como los politónicos están caracterizados por contener su energía espectral en varias frecuencias, pero mientras que en el primer caso las frecuencias muestran un patrón armónico (Figura 1.3a), en el segundo no (Figura 1.3b). Si bien estas diferencias pueden reflejar meca-

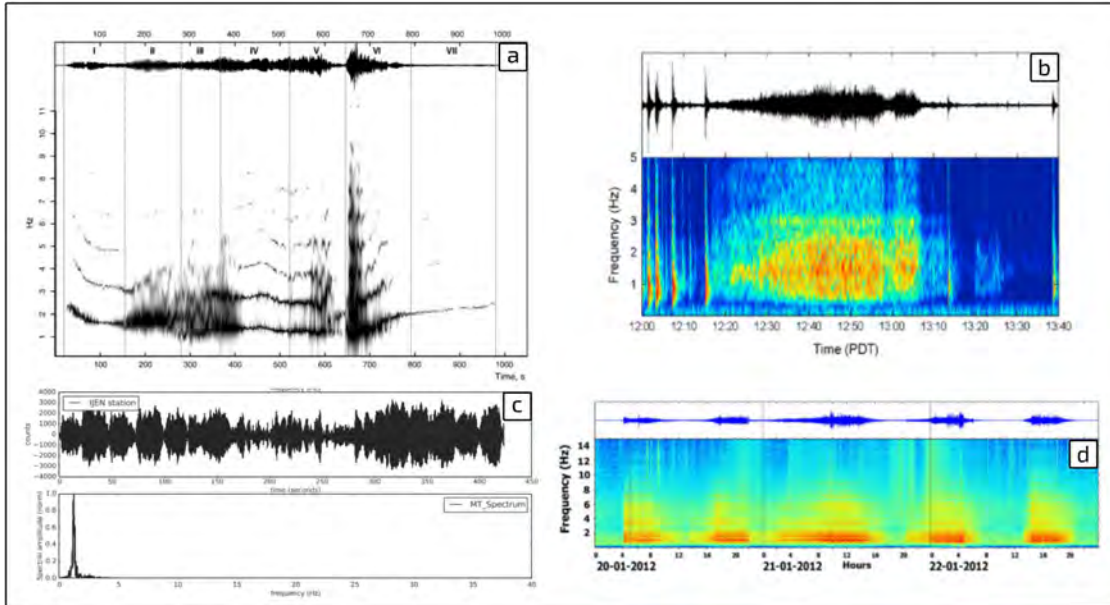


Figura 1.3: Ejemplos de episodios LP. (a) Armónico y espasmódico Lees et al. (2008). (b) Politónico, no-armónico, o de banda ancha (Denlinger y Moran, 2014). (c) Monotónico y espasmódico (Caudron et al., 2015). (d) Bandeado y politónico (Tárraga et al., 2014).

nismos de fuente diferentes, también se han reportado casos (p.ej., Maryanto et al., 2008) en que las características del episodio transitan entre armónico y no-armónico, como en la Figura 1.3a.

Además de los términos de la Tabla 1.2 existen otros términos para describir la naturaleza de los episodios LP. Por ejemplo, en la Figura 1.3a hemos mostrado un episodio de *chugging* del Reventador, que es un término que hace referencia a episodios vinculados a la desgasificación y que se correlacionan con actividad acústica. Otros términos muy utilizados en la literatura son “hidrotermal”, “eruptivo”, o “de desgasificación”.

Los episodios LP que ocurren durante periodos eruptivos se conocen como *tremor eruptivo* o, en nuestra terminología, *episodios LP eruptivos*, o simplemente *episodios eruptivos*. Por su evidente importancia, éstos han sido objeto de múltiples estudios (p.ej., Hibert et al., 2015; Ichihara, 2016; Eibl et al., 2017). Desde un comienzo, la amplitud de los episodios eruptivos se ha vinculado a multitud de parámetros relacionados con la actividad explosiva como al volumen de lava emitido, la tasa de desgasificación o la altura de la pluma (p.ej., Haney et al., 2018), pero también a la geometría del volcán como el radio

del conducto McNutt y Nishimura (2008). Son varios los modelos propuestos para explicar la forma de onda de un episodio eruptivo (p.ej., Jellinek y Berco- vici, 2011; Gestrich et al., 2020), sin embargo considerar *a priori* que la forma de onda de un episodio eruptivo responde a un único mecanismo de fuente puede llevar a interpretaciones erróneas. En este sentido, Eibl et al. (2017) encontró que tres modelos diferentes de episodios LP podrían llegar a explicar diferentes comportamientos del episodio eruptivo del volcán Holuhraun.

En ocasiones los episodios eruptivos cambian sus propiedades con el tiempo, lo que se traduce en variaciones en la forma de onda y en el espectro. El deslizamiento de frecuencia, más conocido como *gliding*, es un cambio gradual de la frecuencia dominante (Figura 1.3a) que suele observarse en erupciones de volcanes basalto-andesíticos (p.ej., Maryanto et al., 2008; Hotovec et al., 2013; Almendros et al., 2014). El *gliding* puede ser atribuido a un efecto de fuente, por involucrar cambios en la geometría y/o composición de los fluidos (contenido de gas o tamaño de las burbujas) que participan en el proceso de generación, o a efectos de camino. Este último se explica por un cambio en las propiedades elásticas del medio por el que viajan las ondas. En este sentido, los efectos de camino deben verse como variaciones verticales y laterales en el contenido de gas, distribución del tamaño de las burbujas o tasa de nucleación de las burbujas (Unglert y Jellinek, 2015). Por otro lado, también se han reportado variaciones en la localización de la fuente de episodios LP (Ogiso y Yomogida, 2012, 2015), así como variaciones en los ángulos de polarización (Melchor et al., 2022a).

1.2. Sismogénesis

El mecanismo generador de la actividad de largo periodo se ha estudiado en profundidad desde hace décadas (p.ej., Steinberg y Steinberg, 1975) y se han barajado múltiples hipótesis sobre su naturaleza, entre las que se destacan: el colapso de gases en el interior de la cámara magmática, el escape de gases a través de un medio permeable, el movimiento de magma y gases a través de los canales magmáticos, y la resonancia de cuerpos magmáticos. Sin embargo, ningún mecanismo propuesto ha logrado satisfacer todas las características de los eventos y episodios LP que se han observado en volcanes

activos. Esto es debido, por un lado, al amplio espectro de composiciones magmáticas que los volcanes pueden albergar dependiendo de su formación y, por otro, a su recorrido hasta la superficie, que va a tener una fuerte implicación en la composición del magma y, por tanto, en el estilo eruptivo (p.ej., Dobran, 2001; Gonnermann y Manga, 2013).

Una de las posibles causas son los efectos de camino. En efecto, todo sismograma es el resultado de una convolución de los efectos de fuente y camino, entre otros (p.ej., Sherbaum, 2001). Son muchos los autores que consideran que las características de los eventos y episodios LP están gobernados por efectos de camino. Un buen ejemplo de ello es el comportamiento armónico. De acuerdo a los estudios de Gordeev (1993), este comportamiento se puede llegar a dar en un medio de baja velocidad poco consolidado cuando una fuente consiste en una secuencia de impulsos únicos y rápidos (p.ej., el resultado de varias explosiones) cuyo intervalo entre impulsos es comparable a la duración de un solo impulso, en caso contrario produciría un espectro monocromático, es decir, si el intervalo entre impulsos es menor a la duración del mismo.

El transporte de magma como proceso generador de episodios LP (Aki et al., 1977) fue descartado para explicar los episodios más profundos, pues requerían grandes cantidades de gas en condiciones de alta presión (Aki y Koyanagi, 1981). Esto hizo que los autores consideraran el transporte de magma en profundidad como un proceso asísmico. Con el objetivo de relacionar la amplitud de los episodios eruptivos con el volumen de lava emitido durante las erupciones de 1999–2000 del volcán Piton de la Fournaise, Battaglia et al. (2005) asumieron una relación lineal entre el flujo de magma y la energía disipada por el movimiento de magma en el interior del conducto. Los autores encontraron una correlación entre la amplitud del episodio por debajo de los 5 Hz y el volumen de lava emitido.

1.2.1. Resonancia

Como los episodios y los eventos LP comparten un espectro parecido, estos últimos se interpretan comúnmente como la respuesta transitoria ante la excitación del mecanismo resonador que origina el tremor. Esta idea permitió diseñar múltiples estudios para relacionar las frecuencias dominantes de los eventos y episodios con las propiedades elásticas y dimensiones geométricas

del resonador (Chouet, 1985; Crosson y Bame, 1985; Schlindwein et al., 1995; Benoit y McNutt, 1997; Seidl y Hellweg, 2003, entre otros).

Sin embargo, estos modelos se basan en considerar que la frecuencia dominante del episodio está controlada por las ondas sísmicas que quedan atrapadas en el contraste de impedancia entre fluido y sólido, un fenómeno ligeramente diferente a la resonancia que se da por la acción de las ondas Krauklis, i.e., ondas guiadas que se propagan a lo largo de la fractura llena de fluido (e.g., Korneev, 2008; Frehner, 2013; Lipovsky y Dunham, 2015). Estas ondas dispersivas se darían en la interfase entre sólidos elásticos y fluidos viscosos y se caracterizan por tener velocidades de propagación lentas. La dispersión de estas ondas esta controlada por la geometría de la grieta y por las propiedades elásticas del sólido. La resonancia se da cuando la longitud de onda sea comparable con la longitud de la fractura y se sostiene en el tiempo mientras le onda de superficie se encuentre oscilando en el borde de la grieta. Lo que se registra con un sismómetro es, por lo tanto, la energía sísmica atrapada en el fluido que se propaga por el medio elástico a través de la interfase.

El problema de la resonancia de una grieta rectangular vertical llena de fluido no tiene solución analítica, y fue resuelto usando el método de diferencias finitas por Chouet (1986) y mediante la integral de contorno por (Yamamoto y Kawakatsu, 2008). Por otro lado, Maeda y Kumagai (2017) propusieron una relación analítica para las frecuencias de resonancia. Para ello, asumieron que el desplazamiento de las paredes de la grieta podía expresarse como una función lineal dependiente de la presión de fluido y ajustaron la ecuación por prueba y error con el modelo de Chouet. Encontraron que los modos (m) longitudinal (L) y transversal (W) de las frecuencias de resonancia podían expresarse de la siguiente forma:

$$f_m^L = \frac{(m-1)a}{2L(1+2\epsilon_m^L C)^{1/2}} \quad (1.1)$$

$$f_m^W = \frac{(m-1)a}{2W(1+2\epsilon_m^W C)^{1/2}}, \quad (1.2)$$

siendo L y W el largo y ancho de la fractura con $L < W$, m el modo de oscilación, a la velocidad acústica del fluido y C la constante de rigidez de la

grieta, que viene dado por $C = bL/(\mu d)$, donde b es el módulo de compresibilidad del fluido, μ es el coeficiente de rigidez del sólido y d es la apertura de la grieta. Las constantes ϵ_m^L y ϵ_m^W son independientes de C pero dependen de la relación de aspecto de la grieta W/L . Maeda y Kumagai (2017) proponen expresiones para estas dos constantes dependiendo de si la grieta es 2D o 3D y lo validaron con comparaciones directas del modelo de Chouet. Taguchi et al. (2018) aplicaron estas ecuaciones para interpretar los parámetros de fuente de los eventos LP en los volcanes Kusatsu–Shirane y Galeras. Sin embargo, tuvieron que estimar la relación de velocidades sólido-fluido por comparación de factores de calidad Q con simulaciones del modelo de Chouet. Es por ello que, recientemente, Taguchi et al. (2020) han propuesto una fórmula empírica para evaluar el factor Q del resonador sin necesidad de utilizar el modelo de Chouet.

El factor de calidad Q mide la atenuación de la amplitud de la onda sísmica, que se puede expresar como suma de dos contribuciones, mediante la ecuación: $Q^{-1} = Q_i^{-1} + Q_r^{-1}$, donde Q_i representa la atenuación intrínseca vinculada a la viscosidad del magma (Morrissey y Chouet, 2001), y Q_r representa la parte radiativa de la atenuación asociada al fenómeno de resonancia, de ahí que muchos autores considera que la coda del evento LP pueda expresarse como una superposición de ondas sinusoidales atenuadas con factor Q que depende de la frecuencia. Estos factores Q representarían la excitación al sistema resonante (Kumagai y Chouet, 1999; Nakano y Kumagai, 2005) y se pueden estimar mediante el método “Sompi”, que esta basado en modelos autoregresivos (p.ej., Nakano et al., 1998). Un valor pequeño de Q implica mayor atenuación, mientras que altos valores implican una menor tasa de pérdida de energía, lo que resulta en una oscilación poco atenuada.

De las ecuaciones (1.1) y (1.2) se deduce que la configuración de picos espectrales en el sismograma va a depender del fluido, de las propiedades elásticas del sólido y de la geometría del resonador. De acuerdo a Neuberg y O’Gorman (2002) son dos las posibilidades para explicar la duración sostenida de la resonancia: (1) la existencia de un mecanismo de repetición capaz de activarla, o (2) unas condiciones que favorezcan que ésta se mantenga con el tiempo, lo que resulta en factores Q grandes. Esto hace que tanto el tipo de actividad volcánica asociada a la actividad LP como las propiedades del magma van a

favorecer uno u otro. Por ejemplo, los episodios LP que se dan en condiciones de conducto abierto, el mecanismo 1 es el único posible ya que la resonancia no se puede mantener mientras las ondas de interfase tengan la superficie libre para escapar (Neuberg et al., 2000).

1.2.2. Inestabilidades de flujo

El modelo resonador lleno de fluido ha demostrado ser efectivo a la hora de interpretar actividad LP registrada en muchos volcanes (p.ej., Chouet y Dawson, 2016). Otros modelos, en cambio, se enfocan en determinar cuales son las condiciones que activarían la resonancia, es decir que desestabilizan el sistema mediante un cambio de presión repentino (véase la Tabla 1.3). Uno de los más importantes que se encuentra en la literatura es el que tiene que ver con las inestabilidades de flujo en el conducto magmático (p.ej., Julian, 1994; Hellweg, 2000; Rust et al., 2008; Sakuraba y Yamauchi, 2014). Estos modelos, sin embargo, requieren velocidades de flujo del orden de los m/s en conductos del orden de km, lo que complica su aplicación a casos generales.

Por otro lado, no todas las erupciones que se dan en los volcanes son puramente magmáticas, es decir, ocurren por la dinámica de ascenso de magma a través de la corteza sin interacción con agua externa. Cuando el principal mecanismo de una erupción es la violenta expansión del sistema hidrotermal, entonces la erupción se denomina freática y no hay producción de material juvenil (e.g., Barberi et al., 1992; Stix y de Moor, 2018). En estos casos, la inestabilidad puede darse en el flujo bifásico del sistema hidrotermal perturbado por fuentes magmáticas. Por ejemplo, Fujita (2008) interpretó el comportamiento bandeado de los episodios del volcán Miyakejima como oscilaciones de caída de presión (*pressure drop oscillation*), un tipo de inestabilidad que se da en los sistemas de tipo N, que muestran una relación entre la caída de presión y el flujo de masa como una curva en forma de “N”. La característica de esta inestabilidad depende principalmente de la geometría del sistema, del flujo de calor de la fuente magmática, y la entalpía de subenfriamiento (p.ej., Ruspini et al., 2014). Por otro lado, Fujita et al. (2011) mostró que las oscilaciones por onda de densidad (*density wave oscillation*) en un sistema bifásico en ebullición pueden reproducir el comportamiento monocromático de los episodios LP en ambientes hidrotermales. Esta inestabilidad puede darse por la

diferencia entre la velocidad de propagación de las perturbaciones de flujo en las regiones mono- y bifásicas del sistema. Tanto los cambios en el flujo como en la fracción de vacío en la región bifásica resultan en oscilaciones de caída de presión (p.ej., Ruspini et al., 2014).

1.2.3. Desgasificación

Cuando un sistema magmático está caracterizado por magmas poco viscosos y repletos de burbujas, el proceso de desgasificación puede ser intenso (p.ej., Gonnermann y Manga, 2013). En estas condiciones, los fenómenos de dispersión y atenuación de las ondas que se propagan por el fluido están dominados por la resonancia de dispersión de las burbujas y por la transferencia de calor intercambiado con el medio (Ichihara y Kameda, 2004). Así, los contrastes de impedancia entre el magma y las zonas de acumulación de burbujas puede resultar en resonancias capaces de influir en los sismogramas (p.ej., Ripepe y Gordeev, 1999).

El mecanismo de resonancia por desgasificación se daría por el sellamiento parcial de la parte superior del conducto por procesos de diferenciación, pues el magma superficial reducido en volátiles actuaría como un medio permeable por donde el gas puede escapar. Cuando la presión de gas sobrepasa el umbral determinado por el peso y la cohesión del sello, se genera una explosión que cambia la permeabilidad del medio. Este mecanismo de olla a presión permite la liberación de gas como una serie de eventos impulsivos regulares (Johnson y Lees, 2000). La repetición de estos impulsos regulares podría generar ondas sísmicas atrapadas en el conducto que podrían mantener la resonancia y explicar episodios LP (Lesage et al., 2006). Girona et al. (2019) demostraron que si la presión no sobrepasa el umbral, la desgasificación pasa a ser constante y el transporte de volátiles a través del conducto magmático desencadena oscilaciones de presión espontáneas. Estas oscilaciones de presión actúan sobre las paredes del conducto y sobre la zona de acumulación de gases, radiando energía sísmica que se propaga a través de la corteza.

1.2.4. Eventos por ruptura lenta

En la Tabla 1.3 hemos resumido los principales mecanismos que se han utilizado para explicar la sismicidad LP en varios contextos eruptivos y geológicos. Todos estos mecanismos están caracterizados por involucrar fluidos en el proceso de fuente. Sin embargo, son varios los autores que ponen en duda que la sismicidad LP esta inherentemente asociada a la presencia de fluidos. Por ejemplo, Bean et al. (2014) propuso considerar los eventos LP como señales de origen tectónico producidas por la liberación de esfuerzos en materiales poco consolidados (i.e., cercanos a la transición frágil-dúctil), fenómeno que se da cuando la propagación del frente de ruptura es mucho más lenta que la velocidad de onda elástica, y que comúnmente se observa en las zonas de subducción (Beroza y Ide, 2011).

Bean et al. mostraron que estas condiciones pueden darse a poca profundidad en ambientes volcánicos sometidos a deformación y lo aplicaron para interpretar la sismicidad LP en volcanes como Mt. Etna, Turrialba y Ubinas. En este contexto, es el acoplamiento de estos sismos con los efectos de camino lo que controlaría la forma de onda de los eventos LP (Bean et al., 2008). Un mecanismo similar fue propuesto por Harrington y Brodsky (2007) para explicar la generación de los eventos híbridos en ambientes volcánicos.

Por otro lado, el modelo de Bean et al. (2014) fue puesto en duda por Chouet y Dawson (2016) al lograr reproducir la forma de onda de los mismos eventos LP utilizando el modelo de excitación de una grieta llena de fluido en un medio homogéneo.

Tabla 1.3: Mecanismos propuestos de sismicidad LP inducida por fluidos

Mecanismo	Condiciones	Actividad	Señal	Ejemplo
Resonancia por colapso de burbujas en grietas o conductos	Magmáticos de fase mixta en condiciones de despresurización constante. Conducto abierto.	Explosiva. Desgasificación.	Episodios de poca profundidad. Correlación con pulsos de infrasonido.	Galeras (Gil Cruz y Chouet, 1997); Stromboli (Ripepe y Godev, 1999); Kilauea (Matoza et al., 2010); Erebus (Konstantinou et al., 2019)
	Magmáticos de fase mixta. Conducto sellado con un tapón fracturado (medio permeable).	Explosiva. Desgasificación. Emisión de ceniza	Tipo armónico, múltiplo, monocromático y banda ancha.	Karymsky (Lees et al., 2004); Sakurajima (Maryanto et al., 2008); Arenal (Lesage et al., 2006; Valade et al., 2012)
Resonancia de grieta llena de fluido	Magmático	No explosiva	Eventos de espectro armónico y atenuados.	Tungurahua (Molina et al., 2004); Cotopaxi (Molina et al., 2008); Popocatepetl (Arciniega-Ceballos et al., 2012); Merapi (Jousset et al., 2013); Galerías (Taguchi et al., 2018)
	Hidrotermal	No explosiva. Desgasificación.	Eventos de espectro armónico, múltiplo y monocromático.	Satsuma-Iwojima (Ohminato, 2006); St. Helens (Waite et al., 2008); Papandayan (Syahbana et al., 2014); Kawah Ijen (Caudron et al., 2015); Kusatsu-Shirane (Nakano y Kumagai, 2005; Taguchi et al., 2018)

continúa en la próxima página

continuación de la página anterior

Mecanismo	Condiciones	Actividad	Señal	Ejemplo
Fractura frágil del magma	Magmáticos de alta viscosidad.	No explosivo	Eventos aislados o en forma de enjambre y episódicos.	Montserrat (Neuberg et al., 2006); Colima (Arámbula-Mendoza et al., 2011); Redoubt (Hotovec et al., 2013)
Inestabilidades de flujo ^b	Magmático	No explosivo	Eventos en forma de enjambre y episodios con contenido espectral armónico o de banda ancha	Redoubt (Chouet et al., 1994), Lascar (Hellweg, 2000); Vatnajökull (Konstantinou, 2002), Sangay (Konstantinou y Lin, 2004); Stromboli (De Lauro et al., 2008) ; Semeru (Konstantinou et al., 2013); Shinmoedake (Takeo, 2021)
	Hidrotermal. Sistemas bifásicos.	No explosivo	Bandeado. Armónico. Monotónico	Miyakejima (Fujita, 2008; Fujita et al., 2011); Aso y Ruapehu (Iwamura y Kaneshima, 2005); Mt. Etna (Cannata et al., 2010)
Oscilación del cuerpo magmático superficial	Magmáticos con alto contenido en sílice de conducto abierto.	Explosivos	Episodio eruptivo	Redoubt y Fuego (Bercovici et al., 2013)
Impacto de partículas en el conducto superficial	Magmáticos baja viscosidad. Conducto abierto	Explosivo	Episodio eruptivo	Pavlof (Gestrich et al., 2020)

^a Véase Girona et al. (2019).

^b Véase (Sakuraba y Yamauchi, 2014).

1.2.5. Entornos no volcánicos

Hemos visto que un mismo volcán puede presentar varios tipos de sismicidad LP y por tanto diferentes mecanismos pueden darse en él. Sin embargo, otros procesos no volcánicos son capaces de producir sismicidad LP. El objetivo de esta sección es mencionar los mecanismos naturales (no generados por la actividad antrópica) que pueden generar actividad similar. Este conocimiento es importante a la hora de interpretar los sismogramas en tareas de monitoreo volcánico, sobre todo cuando no se puede contrastar información con otras estaciones sísmicas relativamente cercanas o no se cuenta con información sobre el contexto ambiental (p.ej., Jiménez Morales et al., 2017).

- **Estructuras:** Árboles, postes de luz o columnas bajo la acción del viento pueden generar oscilaciones continuas en el rango LP. Por ejemplo, Saccorotti et al. (2011) reportó episodios LP en las cercanías de un parque eólico.
- **Ríos:** Los ríos son una fuente importante de ruido ambiente que es capaz de generar episodios LP en situaciones de crecidas (Díaz et al., 2014).
- **Glaciares:** La dinámica de glaciares esta dominada por la circulación de agua en su interior, lo que puede generar episodios LP conocidos como *moulin* (Roeoesli et al., 2016).
- **Deslizamientos de ladera:** Los ambientes volcánicos suelen poseer topografías abruptas que pueden llegar a ser inestables, los deslizamientos de laderas han mostrado producir señales muy similares a los episodios eruptivos tanto en los registros sísmicos como de infrasonido (p.ej., Schöpa et al., 2018).
- **Sistemas geotermales:** Los ambientes geotermales suelen coexistir con los sistemas volcánicos por tener una raíz común. Es esperable entonces que estos sistemas produzcan actividad LP similar a la que producen los sistemas volcánicos. Sin embargo, la dinámica dentro de cada uno de estos sistemas puede considerarse independiente. Discriminar entre actividad de naturaleza volcánica e hidrotermal es fundamental (Leet, 1988).

- **Corrientes oceánicas:** Los sismómetros instalados en el fondo marino son muy utilizados para el estudio de volcanes submarinos. Essing et al. (2021) mostraron que las corrientes del fondo marino inducen sismicidad con un espectro muy parecido a los episodios LP armónicos.

1.3. Representación de fuentes sísmicas

Con tal de comprender como puede representarse una fuente sísmica en entornos volcánicos conviene revisar los fundamentos por los cuales el campo de desplazamiento observado (esto es, los sismogramas) se relaciona con el mecanismo de fuente. Por lo tanto, en esta parte revisaremos en qué consiste el tensor momento y qué papel juega en la sismología volcánica. Para el desarrollo del mismo, numerosos artículos y libros cubren el tema, nosotros nos hemos basado en los trabajos de Julian et al. (1998), Kumagai (2022), Chouet y Matoza (2013), y Kawakatsu y Yamamoto (2015).

1.3.1. Fuerzas equivalentes

En el marco de la teoría elastodinámica, un proceso de dislocación o ruptura puede expresarse como un cambio repentino y localizado en la ecuación constitutiva dada por la ley de Hooke. Así, el desequilibrio en el campo de esfuerzos ocasionado por la rotura genera ondas elásticas que se propagan a través de la Tierra.

La ecuación de movimiento vendrá dada por la ecuación lineal de la elastodinámica que, en ausencia de fuerzas externas, puede ser escrita como:

$$\rho \frac{\partial^2 u_n}{\partial t^2} = \sigma_{np,p} \quad (1.3)$$

donde $\rho(\mathbf{x})$ representa la densidad, $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ el vector desplazamiento, $\sigma(\mathbf{x}, t)$ el tensor de esfuerzos, \mathbf{x} la posición, t el tiempo y ∂ denota derivada parcial. Los subíndices indican las componentes cartesianas del vector o tensor, mientras que la coma como subíndice simboliza diferenciación espacial sobre dicha componente. Índices duplicados indican el convenio de suma.

Como el esfuerzo real es desconocido, lo más sencillo es establecer un marco de referencia justo antes de la ruptura en el cual la deformación y el esfuerzo

es cero. De esta forma, $\sigma = \sigma^0 + \tau$, donde τ es el tensor tension de Cauchy que expresa las pequeñas perturbaciones del campo de esfuerzos y $\sigma^0 = 0$. Ahora bien, esto último solo es válido si el exceso de esfuerzos es pequeño y si el esfuerzo inicial es isotrópico.

Para no ignorar el hecho de que existe un esfuerzo inicial σ^0 , se puede pensar en términos de «esfuerzos incrementales» en donde se tiene en cuenta, además de la deformación, la rotación local. Esto hace que $\sigma = \sigma^0 + \tilde{\tau}$, donde $\tilde{\tau}$ es el tensor tension de Piola-Kirchoff que se relaciona por aproximación de primer orden con τ mediante la siguiente expresión (Aki y Richards, 2002):

$$\tilde{\tau} \approx \tau_{ij} + \sigma_{ij}^0 \frac{\partial u_k}{\partial x_k} - \sigma_{jk}^0 \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \quad (1.4)$$

De esta forma, $\tilde{\tau}$ es un tensor no simétrico que tiene en cuenta la variación temporal de la tracción por unidad de área en una superficie que se deforma. Matemáticamente esto se traduce en términos no lineales que se desprenden del rotacional de u . Si bien estos efectos suelen ser de orden menor y despreciables en rupturas de material rígido, en ambientes volcánicos merecen una especial atención por el papel que juegan los fluidos y el material poco consolidado en los mecanismos de fuente.

Para tener en cuenta estos efectos, se debe generalizar la ecuación (1.3) y describir el movimiento mediante la ecuación de Euler, esto es:

$$\rho' \frac{d^2 u_n}{dt} = \sigma'_{np,p} \quad (1.5)$$

De esta forma es posible definir una densidad de fuerza inercial $f(\mathbf{x}, t)$ o *fuerzas equivalente* que permita describir de forma alternativa el movimiento dado por la ley de Hooke pero que también contenga los términos no lineales de los esfuerzos incrementales. Así, mediante la diferencia de (1.3) y (1.5), podemos escribir la ecuación del movimiento como:

$$\rho \frac{\partial^2 u_n}{\partial t^2} = \sigma_{np,p} + f_n \quad (1.6)$$

donde $f(\mathbf{x}, t) = f^{(s)}(\mathbf{x}, t) + f^{(i)}(\mathbf{x}, t)$

$$f_p^{(s)} = -\Sigma_{np,p} = -\left(\sigma_{np} - \sigma'_{np}\right)_{,p} \quad (1.7)$$

$$f_p^{(i)} = \rho \frac{\partial^2 u_n}{\partial t^2} - \rho' \frac{d^2 u_n}{dt} \quad (1.8)$$

El término Σ_{np} se conoce como *exceso de esfuerzos* y representa la ruptura de la ley de Hooke debido a los efectos no lineales en la fuente. Mientras que $f^{(i)}(\mathbf{x}, t)$ se conoce como *exceso de inercia* y tiene en cuenta los efectos de gravedad y los cambios de densidad que se pueden dar por advección de masa en la fuente. El desbalance entre fuerzas y torques transferirá momento lineal y angular entre la región fuente y la Tierra. La fuerza neta ejercida por la fuente debe cumplir con la conservación del momento lineal, lo que exige que el impulso total de la fuerza equivalente sea nulo. Por otro lado, el exceso de inercia no impondrá una condición al torque total, que dependerá de las fuerzas gravitacionales que reaccionarán ante las perturbaciones de densidad en la fuente.

1.3.2. Tensor momento

Dado un sistema de fuerzas equivalentes $f(\mathbf{x}, t)$, calcular la respuesta de la Tierra es un problema lineal y su solución puede ser expresada como una integral de volumen sobre una fuente mediante el teorema de representación:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_V G_{np}(\mathbf{x}, \mathbf{k}, t, 0) * f_p(\mathbf{k}, t) \cdot d\mathbf{k} \quad (1.9)$$

donde $G_{np}(\mathbf{x}, \mathbf{k}, t)$ es la función de Green, que relaciona la componente n del desplazamiento en la posición \mathbf{x} y tiempo t causado por un impulso en la dirección p que ocurre en la posición \mathbf{k} en un tiempo 0 y $*$ denota convolución temporal. Expandiendo en serie de Taylor la función de Green, la ecuación anterior se puede expresar como:

$$u_n(\mathbf{x}, t) \approx G_{np}(\mathbf{x}, 0, t, 0) * F_p(t) + G_{np,q}(\mathbf{x}, 0, t, 0) * M_{pq}(t) \quad (1.10)$$

donde

$$F_p(t) = \int_V f_p(\mathbf{k}, t) \cdot d\mathbf{k} \quad (1.11)$$

$$= \int_V \left(f_p^{(s)}(\mathbf{k}, t) + f_p^{(i)}(\mathbf{k}, t) \right) \cdot d\mathbf{k} \quad (1.12)$$

que representa la fuerza total ejercida por la fuente, y

$$M_{pq}(t) = \int_V k_q f_p(\mathbf{k}, t) \cdot d\mathbf{k} \quad (1.13)$$

$$= \int_V k_q \left(f_p^{(s)}(\mathbf{k}, t) + f_p^{(i)}(\mathbf{k}, t) \right) \cdot d\mathbf{k} \quad (1.14)$$

es conocido como *tensor momento*, que cuando venga descrito por el exceso de esfuerzos, esto es:

$$M_{pq}(t) = - \int_V k_q \Sigma_{np} \cdot d\mathbf{k} \quad (1.15)$$

representará un tensor de segundo orden cuyos elementos describen la magnitud de un sistema de 9 pares de fuerzas unitarias y opuestas que actúan en la fuente (Figura 1.4). Los elementos diagonales M_{11} , M_{22} y M_{33} corresponden a dipolos lineales o pares de fuerzas que no ejercen torque. Normalmente, se considera que el tensor momento es simétrico ($M_{12} = M_{21}$, $M_{13} = M_{31}$, $M_{23} = M_{32}$), por lo que el número de componentes independientes se reduce a 6. Esto hace que los elementos no-diagonales conformen tres sistemas de fuerzas de doble par que tampoco generarán torque.

En el caso particular en que M es simétrico y en aproximación de fuente puntual (es decir, cuando la longitud de onda sísmica es mucho mayor que la longitud característica de la region fuente), entonces uno siempre puede orientar el sistema de coordenadas de tal forma que el sistema de fuerzas pueda expresarse como la suma de tres dipolos lineales y ortogonales entre si (elementos diagonales).

Fuentes superficiales

Una falla es una superficie en la que existe una discontinuidad en el desplazamiento. En este caso, la distribución de densidad de fuerzas puede ex-

1 Sismicidad de largo periodo

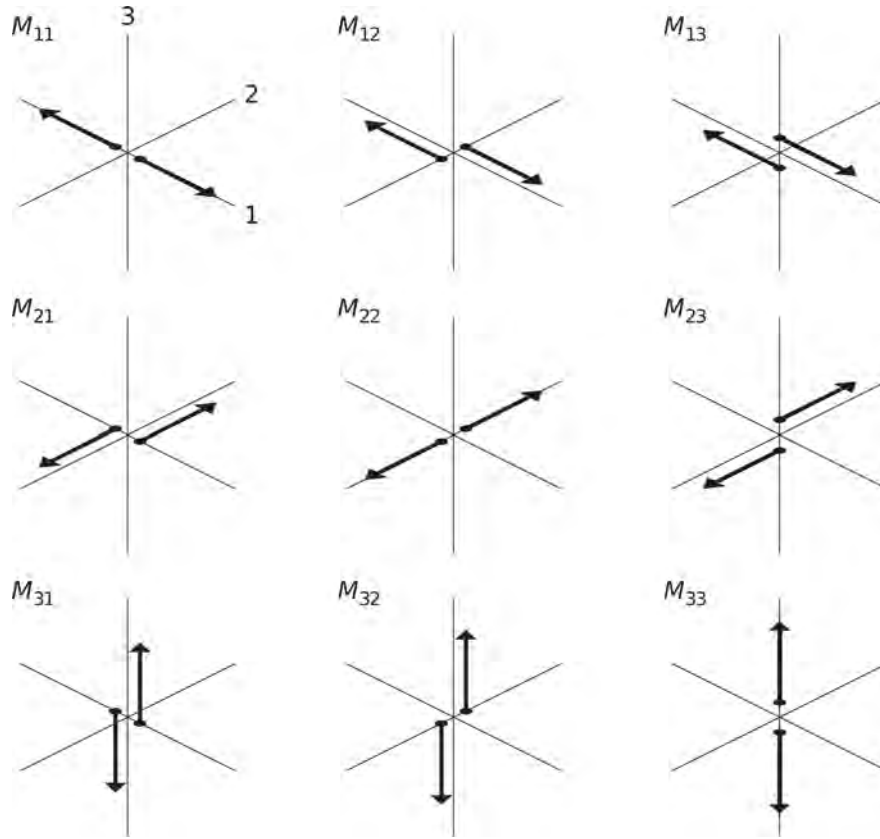


Figura 1.4: Componentes del tensor momento sísmico M (simétrico) cuando la densidad de fuerza equivalente viene dada por el exceso de esfuerzos (adaptado de Kawakatsu y Yamamoto, 2015).

presarse como:

$$f_p(\mathbf{x}, t) = -[u_i(\mathbf{k}, t)]c_{ijpq}v_j \frac{\partial}{\partial x_q} \delta(\mathbf{x} - \mathbf{k}) \quad (1.16)$$

donde \mathbf{x} es la posición donde la densidad de fuerza es evaluada, \mathbf{k} es la posición de un elemento de área dA , δ es la función delta de Dirac espacial que hace que $f(\mathbf{x}, t)$ sea nulo fuera de A , $[u(\mathbf{k}, t)]$ representa la discontinuidad de desplazamiento en la dirección $v(\mathbf{k})$, que es el vector unitario normal a A , y c_{ijpq} es el tensor de elasticidad de cuarto orden. En un medio homogéneo e isotrópico, el tensor momento vendrá dado por:

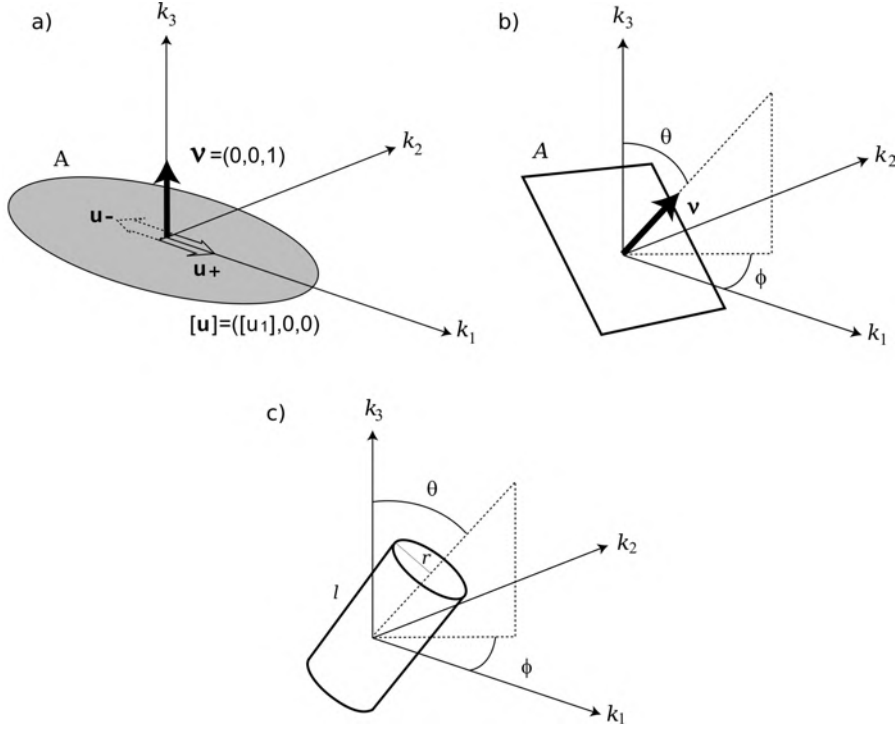


Figura 1.5: Esquemas de representación de fuentes superficiales (a y b) y volumétrica (c): (a) deslizamiento en un plano (b) tracción de un plano, y (c) expansión cilíndrica (modificado de Kumagai, 2022).

$$M_{pk}(\mathbf{x}, t) = - \int_S x_q f_p(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{d}A \quad (1.17)$$

$$= \{ \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} - \delta_{iq} \delta_{jp}) \} A v_j \overline{[u_i(\mathbf{k}, t)]} \quad (1.18)$$

donde A es la superficie total de la falla, λ y μ son los módulos elásticos de Lamé, δ_{ij} es el tensor delta Kronecker y $\overline{[u_i(\mathbf{k}, t)]}$ es el deslizamiento promedio sobre A . Utilizando estas ecuaciones podemos deducir dos casos especiales de fuentes superficiales:

Deslizamiento en una falla Una falla transcurrente cuyo plano de falla A se encuentra definido en el plano $x_3 = 0$ ($v_1 = v_2 = 0$) con discontinuidad de desplazamiento en la dirección $x_1 = 0$ (esto es $[u_2] = [u_3] = 0$) (Figura 1.5a). En este caso, $\delta_{ip} \delta_{jq} - \delta_{iq} \delta_{jp}$ valdrá 1 para M_{13} y M_{31} y M puede expresarse como:

$$M = \mu A \overline{[u_1(\mathbf{k}, t)]} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (1.19)$$

Tracción de una grieta Técnicamente la tracción de una grieta es una fuente volumétrica, pero si consideramos que la tracción es infinitesimalmente pequeña, el deslizamiento ocurre en la dirección normal al plano y M puede expresarse como:

$$M = \mu A \overline{[u(\mathbf{k}, t)]} \begin{pmatrix} \lambda/\mu + 2 \sin^2 \theta \cos^2 \phi & 2 \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi & 2 \sin \theta \cos \theta \cos \phi \\ 2 \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi & \lambda/\mu + 2 \sin^2 \theta \sin^2 \phi & 2 \sin \theta \cos \theta \sin \phi \\ 2 \sin \theta \cos \theta \cos \phi & 2 \sin \theta \cos \theta \sin \phi & \lambda/\mu + 2 \cos^2 \theta \end{pmatrix} \quad (1.20)$$

donde $v = (\sin \theta \cos \phi, \sin \theta \sin \phi, \cos \theta)$ y los ángulos θ y ϕ están definidos en la Figura 1.5b.

Fuentes volumétricas

En la teoría elástica lineal, procesos como cambios de fase, expansiones térmicas o inyección de fluido pueden describirse como inclusiones volumétricas en donde la deformación de la fuente se da sin que haya un cambio de esfuerzos en la inclusión. El problema fue resuelto por Eshelby (1957) al considerar que la superficie S que delimita la fuente está bajo un campo de deformación propio e_{rs}^* (*eigenstrain*) que determina su forma dentro de la inclusión. Esto puede verse, por acción-reacción, como si la matriz estuviera experimentando un campo de esfuerzos $-c_{pqrs} e_{rs}^*$ por parte de la inclusión. Así, una deformación adicional en la fuente e_{rs}^s se traduce como un incremento en la tracción de S (exceso de esfuerzo) que puede expresarse como:

$$\Sigma_{np} = -c_{npqs} \Delta e_{rs} \quad (1.21)$$

donde Δe_{rs} es el exceso de deformación fruto de la expansión volumétrica y la fuerza equivalente se expresa mediante la ecuación (1.7). El tensor momento

para una fuente puntual vendrá dado por (1.15) de la forma:

$$M_{pq} = \int_V c_{npqs} \Delta e_{rs} \cdot dV \quad (1.22)$$

Expansión esférica Una explosión puede representarse como una expansión volumétrica isotrópica. Considerando que la fuente de radio r se expande una cantidad δr , el cambio de volumen δV vendrá dado por $4\pi r^2 \delta r$ y el tensor momento de la expansión en un medio isotrópico por:

$$M = (\lambda + 2\mu)\delta V \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (1.23)$$

Expansión cilíndrica El transporte de masa a través de conductos puede describirse como una expansión cilíndrica causada por un desplazamiento radial δr . El cambio de volumen δV de un cilindro de longitud l y radio r vendrá dado por $2\pi r l \delta r$, y el tensor momento de la expansión en un medio isotrópico por:

$$M = \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \mu \delta V \begin{pmatrix} \lambda/\mu + (\cos^2 \theta \cos^2 \phi + \sin^2 \phi) & \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi & \sin \theta \cos \theta \cos \phi \\ \sin^2 \theta \sin \phi \cos \phi & \lambda/\mu + (\cos^2 \theta \sin^2 \phi + \cos^2 \phi) & \sin \theta \cos \theta \sin \phi \\ \sin \theta \cos \theta \cos \phi & \sin \theta \cos \theta \sin \phi & \lambda/\mu + \sin^2 \theta \end{pmatrix} \quad (1.24)$$

para el cilindro representado en la Figura 1.5c.

1.3.3. Descomposición del tensor momento

El tensor momento permite representar cualquier fuente como una combinación lineal de pares de fuerzas. Sin embargo, dado que existen diferentes descomposiciones para un mismo tensor momento, también existirán diferentes interpretaciones a la hora de comprender el mecanismo de fuente. Por ejemplo, si se diagonaliza el tensor momento del deslizamiento en una falla dado por (1.19), podemos expresar M en términos de M_{11} y M_{33} :

$$M' = \mu A \overline{[u_1(\mathbf{k}, t)]} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix} \quad (1.25)$$

y un deslizamiento de falla puede ser visto como un sistema de dos dipolos de igual magnitud pero de signo contrario.

En general, la diagonalización de un tensor momento arbitrario dará como resultado tres valores ($M_1, M_2, y M_3$) que especifican el tipo y la magnitud de la fuente a los ejes de coordenadas y tres vectores ($\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3$) que especifican la orientación del sistema. En esta descomposición, el tensor momento M puede expresarse como una suma de tres tensores que representan un sistema de fuente isotrópica (ISO), de doble par (DC) y de compensación lineal (CLVD) (Vavryčuk, 2015):

$$M = M_{ISO} \underbrace{\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}}_{E_{ISO}} + M_{DC} \underbrace{\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}}_{E_{DC}} + M_{CLVD} E_{CLVD} \quad (1.26)$$

donde E_{ISO} , E_{DC} y E_{CLVD} son los tensores base y E_{CLVD} se define como:

$$E_{CLVD} = \frac{1}{2} \begin{cases} \begin{pmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}, & \text{si } M_1 + M_3 - 2M_2 \geq 0 \\ \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}, & \text{en caso contrario} \end{cases} \quad (1.27)$$

y las magnitudes M_{ISO} , M_{DC} y M_{CLVD} como:

$$M_{ISO} = \frac{1}{3}(M_1 + M_2 + M_3) \quad (1.28)$$

$$M_{CLVD} = \frac{2}{3}(M_1 + M_3 - 2M_2) \quad (1.29)$$

$$M_{DC} = \frac{1}{2}(M_1 - M_3 - \frac{3}{2}|M_{CLVD}|) \quad (1.30)$$

Notación

HF: Alta frecuencia

HY: Híbrido

LP: Largo periodo

ULP: Ultra largo periodo

VLP: Muy largo periodo

VT: Volcano-tectónico

2 Volcán Copahue

El volcán Copahue es un estratovolcán activo que forma parte del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC) ubicado en la zona central de la Zona Volcánica Sur (ZVS; 33°S–46°S) del arco volcánico Andino (Stern, 2004). El vulcanismo del arco magmático activo está asociado a la convergencia entre las placas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental). En la ZVS, la subducción se da en dirección 80°N con una velocidad media de 66 mm/año y una pendiente media de 30° (Bohm et al., 2002).

La sismicidad en la ZSV es muy activa, y en los últimos 60 años esta región ha sido afectada por dos mega-sismos. El de mayor magnitud en 1960 en Valdivia de M_w 9.5 y en Maule en 2010 de M_w 8.8, este último rompiendo una porción de la interfase de aprox. 500 km de largo entre 38.2°S y 34.0°S (Sielfeld et al., 2019). Bonali (2013) planteó la hipótesis de que este último mega-sismo ha tenido una implicación directa en la reactivación de varios volcanes de la región, incluido el volcán Copahue en 2012.

2.1. Contexto geo-tectónico

Como es común en la mayoría de los entornos de subducción con régimen de convergencia oblicua, la región intra-arco se caracteriza por un sistema de fallas transcurrentes paralelas al margen de subducción que acomoda parte de los esfuerzos compresivos (p.ej., Teyssier et al., 1995). En la SVZ, este sistema se conoce como Liquiñe–Ofqui (LOFS) y ha estado activo, al menos, durante los últimos 6 Ma (Cembrano y Lara, 2009). A lo largo de sus más de ~ 1100 km

desde el istmo de Ofqui (48°) hasta el Alto Bio-bio (37°), la LOFS muestra múltiples estilos de deformación que se asocian a alineamientos NNE y NE de centros volcánicos, sismicidad superficial (<10 km) y reservorios hidrotermales activos, entre otros (Iturrieta et al., 2017).

Muchos de los volcanes de la ZVS se encuentran en la región intra-arco, es decir, sobre la LOFS, pero también sobre estructuras secundarias paralelas y oblicuas a la LOFS (Figura 2.1), más conocidas como Fallas Transversales Andinas (p.ej., Pérez-Flores et al., 2016). Bajo este régimen tectónico, el vulcanismo desarrolla características particulares que responden a los estados de esfuerzos locales, entre otros (p.ej., Sielfeld et al., 2017). Un ejemplo claro de ello es el contraste entre el magmatismo del volcán Villarrica y el Complejo Volcánico Cordon Caulle–Puyehue. Mientras que el primero exhibe un magmatismo de tipo basalto-andesítico y se encuentra en una región extensional producto de la transcurrencia sinistral ONO–ESE oblicua a la LOFS (Held et al., 2018), el segundo se encuentra en un régimen compresivo y muestra un magmatismo más evolucionado de tipo riodacítico (Wendt et al., 2016).

El CVCC se ubica en la parte septentrional de la LOFS, entre la falla Lomín en el SO y el sistema de fallas compresional Copahue–Antañir (CAFS) en el NE (Figura 2.2). En esta región se da una zona de transferencia transtensional en dirección NE que enlaza los sistemas LOFS y CAFS (Radic, 2010). La falla Lomín es la estructura principal de la serie de fallas extensionales y transtensionales con orientación NNO a NE de forma similar a la de una cola de caballo (Melnick et al., 2006). En esta zona de transferencia aparece el lineamiento volcánico Callaqui-Copahue-Mandolegüe (CCM), que se extiende 90 km en dirección N60°E e incluye varios estratovolcanes, diques, fisuras y conos monogenéticos (Melnick et al., 2006).

2.2. Complejo Volcánico Copahue-Caviahue

La principal estructura del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC) es una cuenca intra-arco rectangular de 20×15 km conocida como Bajo del Agrio, caldera del Agrio o caldera Caviahue. Se han planteado diferentes interpretaciones para explicar su evolución: erosión glaciaria, colapso de caldera y cuenca de *pull-apart* (p.ej., Pesce, 1989; Melnick et al., 2006). Esta última

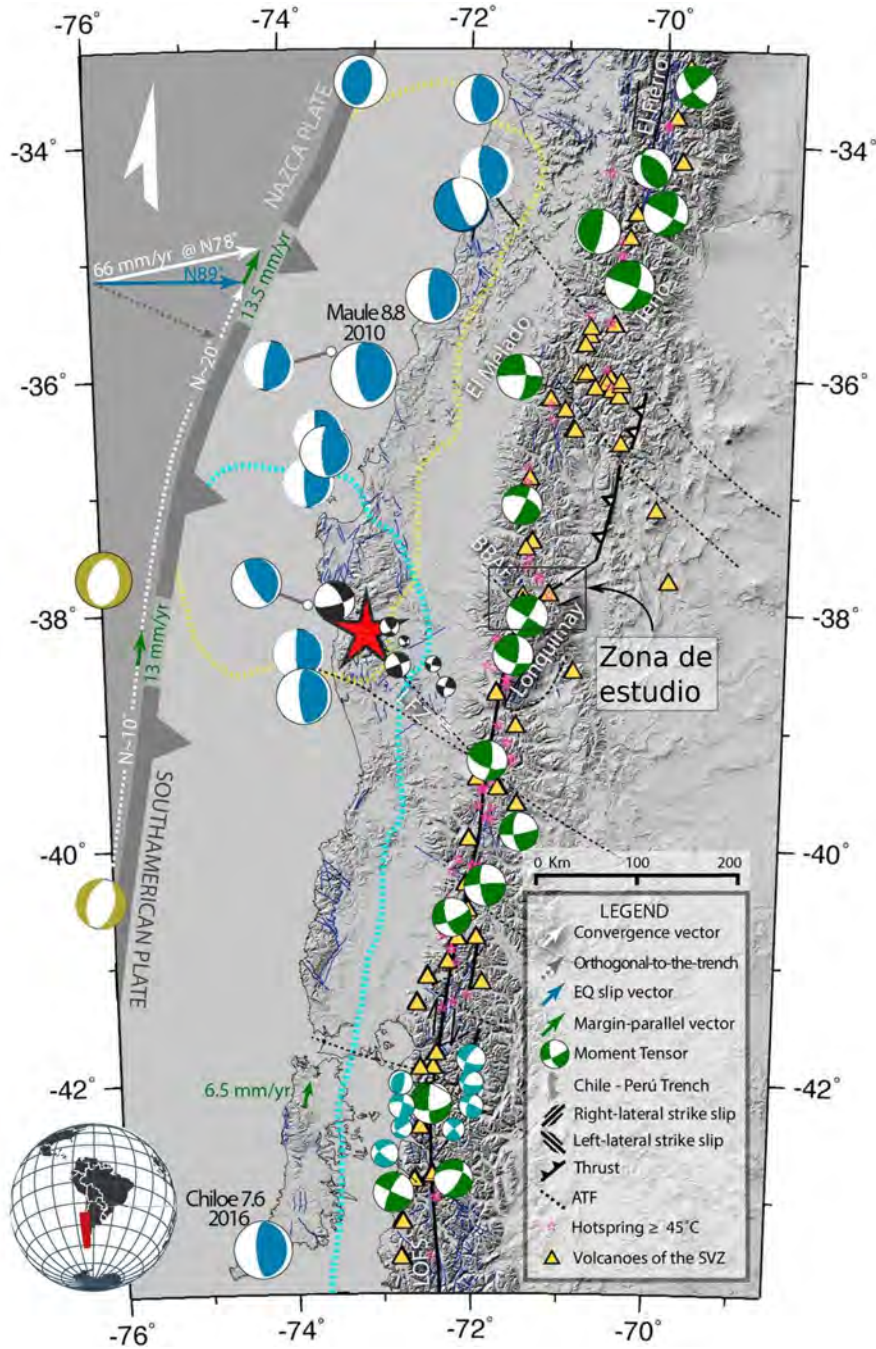


Figura 2.1: Mapa regional sismotectónico de los Andes del Sur con los tensores momento de los sismos más importantes entre 1976 y 2017. La estrella roja indica el epicentro del sismo de Valdivia de M_w 9.5 de 1960 (Modificado de Sielfeld et al., 2019).

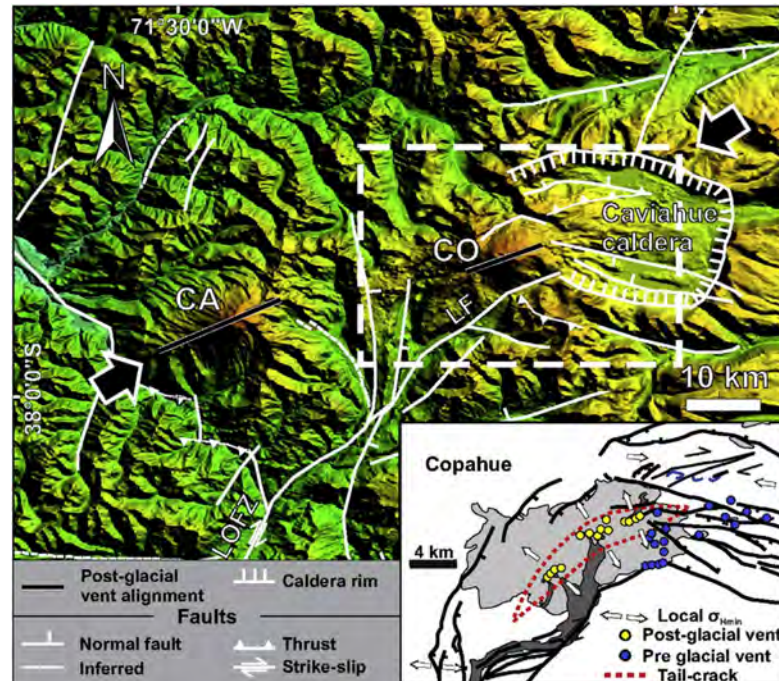


Figura 2.2: Mapa regional del lineamiento volcánico CCM y la caldera del Agrio (modificado de Bonali, 2013)

interpretación fue propuesta por Melnick et al. (2006) y es la más aceptada. El autor explica la evolución de la caldera en cinco estadios que van desde la apertura de la estructura por tracción (*pull-apart*) en el Plioceno tardío a la emisión de lavas basalto-andesíticas desde la cumbre del volcán Copahue durante el Holoceno, alrededor de 1.2 Ma. Sin embargo, las diferentes dataciones realizadas no permiten establecer una edad del volcán Copahue, que variaría entre 1.2 Ma y 125 ka (Báez et al., 2020).

Por otro lado, Varekamp et al. (2006) consideró que hubo dos grandes etapas en los últimos 4 Ma que marcaron la evolución de la actividad magmática del CVCC. En la primera tuvo lugar el colapso de caldera y la segunda comprende la formación del volcán Copahue durante los últimos 0.8 Ma. La diferencia entre ambas etapas estaría asociada a un cambio en la naturaleza del magmatismo, que pasaría de fusión por incorporación de volátiles provenientes de la subducción en la primera etapa a fusión por descompresión en la segunda. Varekamp et al. (2006) basa sus hipótesis en las diferentes firmas geoquímicas y elementos traza encontrados en diferentes rocas.

Dentro del CVCC, el volcán Copahue se emplaza en el margen SO de la

2.2 Complejo Volcánico Copahue-Caviahue

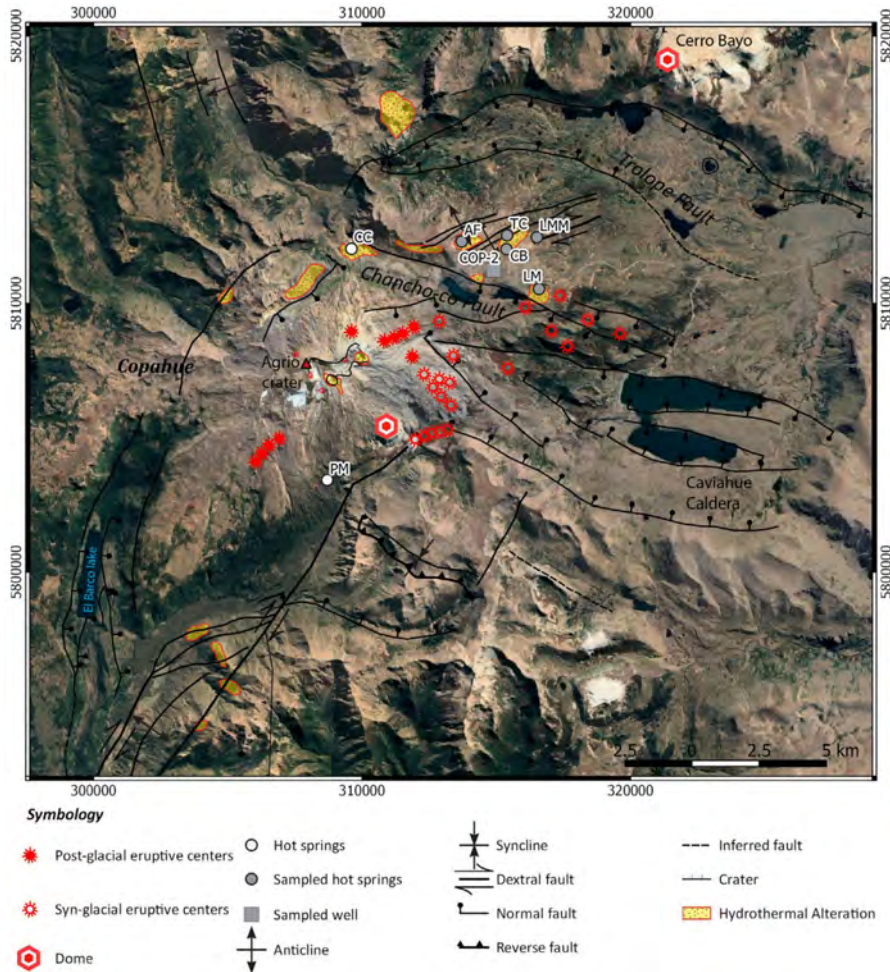


Figura 2.3: Mapa regional del lineamiento volcánico CCM y la caldera del Agrio (modificado de Tardani et al., 2021)

caldera. Durante la evolución del volcán, varios centros eruptivos sin- y pos-glaciario se han distinguido (Figura 2.3). En la etapa sin-glaciario, los centros de emisión ubicados al este del cráter activo se caracterizaron por emitir un bajo volumen de lavas en comparación con la etapa pos-glaciario (Sruoga et al., 2021).

2.2.1. Campo geotermal

La caldera del Agrio alberga un sistema geotermal que ha sido estudiado desde la década de los 90. La Agencia Japonesa de Cooperación Internacional (JICA) desarrolló un estudio muy detallado de factibilidad para el desarrollo

2 Volcán Copahue

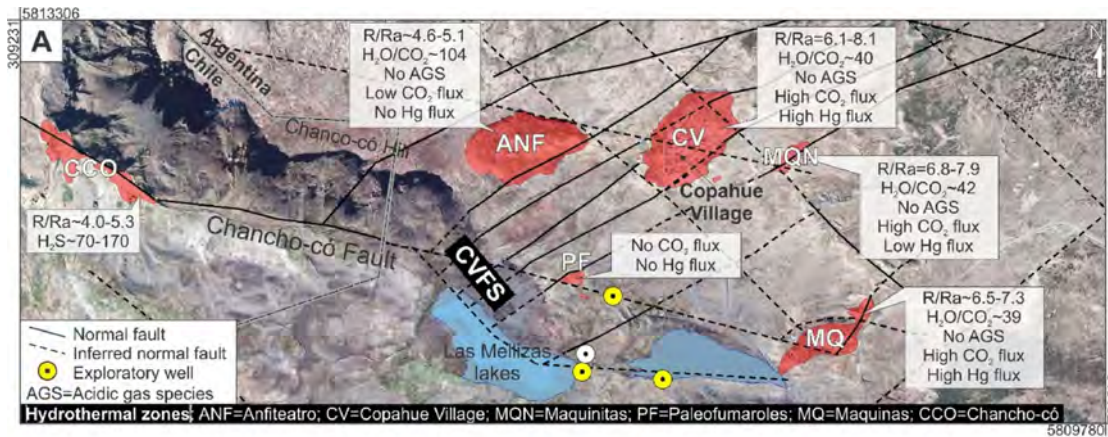


Figura 2.4: Mapa con la ubicación y principales características de las manifestaciones hidrotermales del campo geotérmico de Copahue (modificado de Barcelona et al., 2020).

de un campo geotérmico de alta entalpía. El campo geotérmico se manifiesta en superficie por seis zonas hidrotermales: Anfiteatro, Villa Copahue, Maquinitas, Paleofumarolas, Máquinas y Chancho-có. En la Figura 2.4 se tiene la composición química para cada una de ellas. En general, estas zonas presentan actividad fumarólica compuesta principalmente de vapor de agua y CO₂ con temperaturas alrededor de los 100°C (p.ej., Tassi et al., 2017). Las manifestaciones que se encuentran al este presentan una relativa disminución de H₂O/CO₂, alta R/Ra (donde R es la proporción isotópica de He medida y Ra es la del aire) y ausencia de especies de gases ácidos. Por otro lado, hacia el oeste los fluidos presentan una mayor relación H₂O/CO₂, menor R/Ra, bajo flujo de CO₂ y ausencia de Hg. La manifestación de Chancho-có ha sido excluida del campo geotermal por presentar un comportamiento muy similar al lago cratérico (p.ej., Tassi et al., 2017).

Después de la erupción de 2012, numerosos estudios se han centrado en analizar la geoquímica del sistema volcánico-hidrotermal de Copahue y su desgasificación superficial de CO₂ (p.ej., Lamberti et al., 2019; Tardani et al., 2021). Estos estudios han mejorado la comprensión de los factores estructurales que participan en el control de la actividad hidrotermal. De esta forma, Barcelona et al. (2019) presentaron un modelo estratificado del campo geotermal compuesto por varias capas. La más superficial sería una capa de arcilla, de baja permeabilidad y resistividad (~10Ωm) que se extendería hasta los

800 m de profundidad. Inmediatamente por debajo de la capa de arcilla, se tiene una zona de vapor entre el Anfiteatro y las Máquinas caracterizada por alta resistividad ($\sim 120\Omega\text{m}$) y temperatura entre 200–215°C. Barcelona et al. (2019) consideran que la parte más profunda de la zona de vapor, entre 1100 y 1200 m, es bifásica y representa una zona de transferencia hacia la capa líquida profunda que se encontraría a 1500 m con una temperatura de entre 270 y 290°C (Agusto et al., 2013).

Tres sistemas de fallas extensionales restringen el campo geotérmico: el sistema de fallas NE-SO, conocido como sistema de fallas de la Villa de Copahue (CVFS), las fallas ONO-ESE y las fallas NO-SE. Estos sistemas estarían relacionados con dos episodios de colapso de la caldera (Pesce, 1989). Los mecanismos focales de sismos asociados a la CVFS fueron estudiados por Montenegro et al. (2021) y evidencian dislocaciones de tipo normal con una componente pequeña de transcurrencia hacia la derecha. Lamberti et al. (2019) estudiaron la relación entre estas estructuras y la desgasificación pasiva de las manifestaciones hidrotermales y concluyeron que representan caminos por los cuales el flujo de fluido hidrotermal y, en concreto, el de CO_2 se ven favorecidos.

2.2.2. Lago cratérico

El cráter del volcán Copahue, de ~ 300 m de diámetro, alberga un lago hiperácido ($\text{pH} < 1$). En el flanco este, a unos 200 m de profundidad respecto del cráter, afloran dos vertientes de aguas ácidas que confluyen en el río Agrio, que descarga en el Lago Caviahue, un lago glacial acidificado. Son muchos los autores que han estudiado las propiedades de estas aguas. En particular, Agusto et al. (2017) revisó la evolución temporal de la composición química y temperatura del lago cratérico entre 1995 y 2015 y propuso un modelo conceptual del sistema hidrotermal del volcán. El lago cratérico se ha mostrado muy activo en este periodo con variaciones continuas en sus propiedades que se diferencian en las vertientes. Por ejemplo, en 2004 hubo un evento tan inusual como interesante: el lago llegó a congelarse mientras que la temperatura de las vertientes alcanzaron valores de hasta 81° (Agusto et al., 2017). Si bien las variaciones estacionales (verano-invierno) contribuyen a las variaciones de la temperatura del lago, el evento de 2004 únicamente puede explicarse por una reducción de la fuente de calor que impida que el aporte de fluidos

2 Volcán Copahue

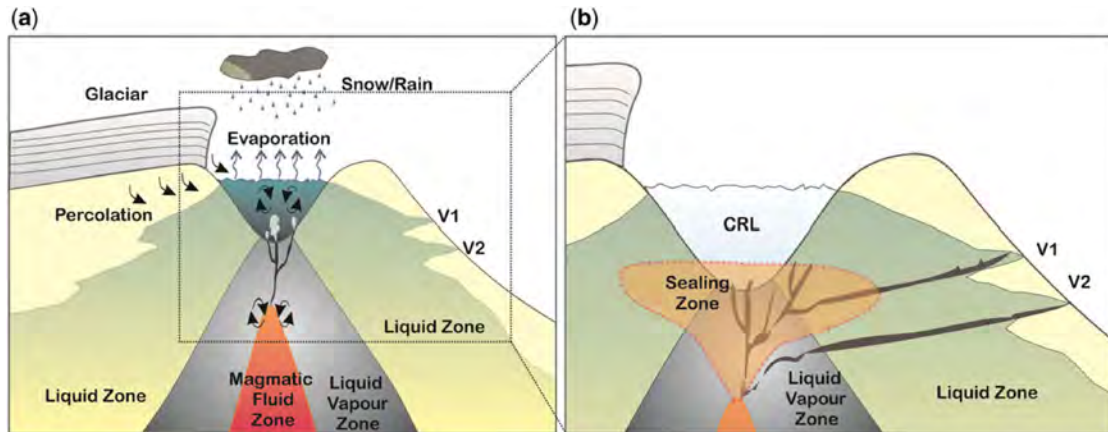


Figura 2.5: Modelo conceptual del sistema hidrotermal somero del cráter del volcán Copahue (tomado de Augusto et al., 2017)

magmáticos pueda contrarrestar la temperatura ambiente ($< 0^{\circ}$).

Tanto las aguas de la cumbre como las de las vertientes presentan fluidos ácidos. En general, estos fluidos se forman cuando los gases magmáticos (como SO_2 , HCl y HF) son captados por aguas volcánicas con aportes variables de aguas meteóricas (p.ej., Varekamp, 2015). Así, los elementos formadores de rocas (RFE) como K-Al-Fe-Mg y elementos traza se adquieren cuando estos fluidos ácidos reaccionan con las rocas circundantes. Varekamp et al. (2009) describen el lago cratérico como salmueras ácidas de Cl-SO_4 con altos contenidos de RFE y los elementos de origen volcánico, S y los halógenos, así como elementos traza como Zn, Pb, Cu y As, entre otros (Agusto y Varekamp, 2016).

La composición química del lago cratérico también tiene una componente estacional debido al aporte del agua meteórica, de deshielo y de evaporación, lo que influye en su composición isotópica (p.ej., Varekamp, 2015). Las variaciones de presión y temperatura del sistema influyen en la tasa de flujo de entrada de fluido magmático en el sistema hidrotermal. Augusto et al. (2017) compararon las concentraciones de SO_4^{2-} y Cl^- en las vertientes y en el lago, y observaron cambios significativos como para considerar un origen diferente (Figura 2.5a). El enriquecimiento en RFE provoca la saturación mineral secundaria como la alunita u otros minerales sulfatados que, al precipitar, reduce la permeabilidad y porosidad de la parte superior del sistema. Este mecanismo podría derivar en una “tapón” de azufre que obstruye el flujo de

entrada al sistema hidrotermal (Figura 2.5b) y explicar, así, tanto el evento de 2004 como las manchas de azufre que ocasionalmente se observan en la superficie del lago (Agusto et al., 2017).

Una disminución de la permeabilidad como resultado de la obstrucción parcial conduciría a un aumento gradual de la presión en el sistema. La descompresión puede ser repentina, a través de una explosión freática que se dará cuando la cohesión del tapón no sea lo suficientemente resistente para vencer la sobrepresión del sistema; o gradual mediante la liberación parcial de gases.

2.3. Modelo del sistema volcánico de Copahue

Los modelos planteados que conceptualizan el sistema de fluidos en superficie y en profundidad se basan en estudios de deformación (Velez et al., 2016; Lundgren et al., 2017) y en análisis geoquímicos de aguas termales. Estos últimos proveen información sobre el origen, el tiempo de residencia y la circulación de los fluidos en profundidad (Tardani et al., 2021).

La deformación del Copahue ha sido estudiada mediante técnicas radar, en particular mediante interferometría radar de apertura sintética (InSAR) de productos satelitales de Envisat-ASAR (entre 2002 y 2013 en Velez et al., 2016) RADARSAT-2 and COSMO-SkyMed (entre 2011 y 2016 en Lundgren et al., 2017). Los estudios de InSAR pueden utilizarse para caracterizar los cambios de localización y volumen de las fuentes de deformación del sistema mediante técnicas de inversión (Pinel et al., 2014). Velez et al. (2016) invirtió fuentes puntuales, esféricas y de dislocación utilizando un método de búsqueda directa (en particular, un algoritmo genético; Shirzaei y Walter, 2009) y propuso modelar la deformación de Copahue con un sistema de dos fuentes. La fuente profunda, que se correspondería con un reservorio magmático, se encontraría ubicada entre 7.5 y 9 km de profundidad. La más superficial se ubicaría a una profundidad de 2 km del cráter y correspondería a un conducto. Por otro lado, Lundgren et al. (2017) utilizó un modelo de dislocación compuesto (Nikkhoo et al., 2016) y obtuvo soluciones muy parecidas. La principal diferencia radica en la orientación inclinada de la fuente más profunda y una mayor distancia de separación entre las dos fuentes.

2 Volcán Copahue

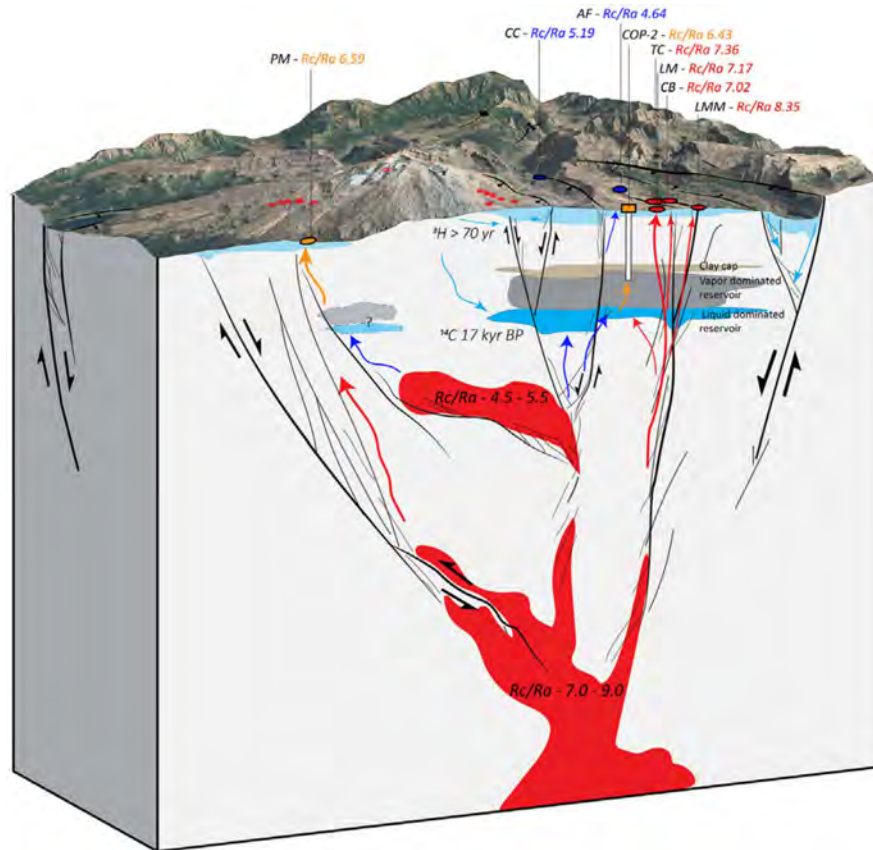


Figura 2.6: Modelo conceptual del sistema magmático-hidrotermal del volcán Copahue (tomado de Tardani et al., 2021)

El resultado de Lundgren et al. (2017) es consistente con la localización estimada de los sismos tectónicos, cuyos hipocentros estarían ubicados muy cerca de las fuentes modeladas— a pesar de la incertidumbre en la localización en la localización (Lazo y Basualto, 2015)—, pero también con estudios que sugieren la presencia de dos sistemas magmáticos bajo el volcán Copahue con diferentes grados de diferenciación magmática (Cannatelli et al., 2016).

Recientemente, Tardani et al. (2021) combinaron los estudios geoquímicos y de deformación para proponer un modelo esquemático del funcionamiento del sistema magmático-hidrotermal del Copahue (Figura 2.6). Para ello, Tardani et al. (2021) se basó en comparar la composición isotópica del helio (R/Ra) de los diferentes areas hidrotermales vinculadas al CCVC. Estos sistemas superficiales representan rutas de escape de los fluidos hidrotermales producto de la acumulación de volátiles provenientes del magma. Así, los flui-

dos provenientes de magmas más evolucionados presentarán proporciones de helio inferiores a los fluidos asociados a magmas más primitivos debido a su proceso de desgasificación y la interacción con la roca de caja (p.ej., Hilton et al., 1993).

2.4. Actividad eruptiva

Desde el siglo XVIII se han reportado decenas de episodios eruptivos freáticos y freato-magmáticos de baja magnitud (para una revisión histórica, véase Caselli et al., 2016b). Los primeros episodios eruptivos que fueron reportados en detalle corresponden a los que ocurrieron en julio de 1992 (cuyas explosiones continuaron en 1993), diciembre de 1994, septiembre de 1995 y julio de 2000 (Varekamp et al., 2001). Entre 1992 y 1995, las explosiones del lago del cráter expulsaron fragmentos de roca alterados hidrotermalmente, polvo silíceo y material particulado rico en azufre de color verde y amarillo. En varias ocasiones ocurrieron lahares formados por hielo, nieve y fragmentos sólidos, que fluyeron a lo largo del río Agrio alcanzando distancias de hasta 8 km (Caselli et al., 2016b).

La erupción que ocurrió entre julio y octubre de 2000 estuvo caracterizada por actividad de tipo freato-magmática en donde se expulsaron bombas incandescentes y ceniza. Los fragmentos de azufre enfriados cubrieron un radio de hasta 50 km del cráter y las columnas de ceniza y gas más grandes llegaron a detectarse a 250 km del volcán (Varekamp et al., 2001). Naranjo y Polanco (2004) describieron el episodio eruptivo distinguiendo 5 etapas diferentes. Los autores analizaron muestras de ceniza recogidas el 19 de agosto y el 1 de septiembre que describieron como fragmentos de vidrio juveniles de composición andesítica-basáltica, ricas en potasio. Las campañas de recolección de datos sísmicos se iniciaron después del comienzo de la erupción, y son escasos y discontinuos (Naranjo y Polanco, 2004).

2.4.1. Ciclo eruptivo de 2012–2016

Durante la erupción de 2000, el lago cratérico desapareció pero las vertientes siguieron activas. A finales del 2000, el lago se restableció y entre 2002

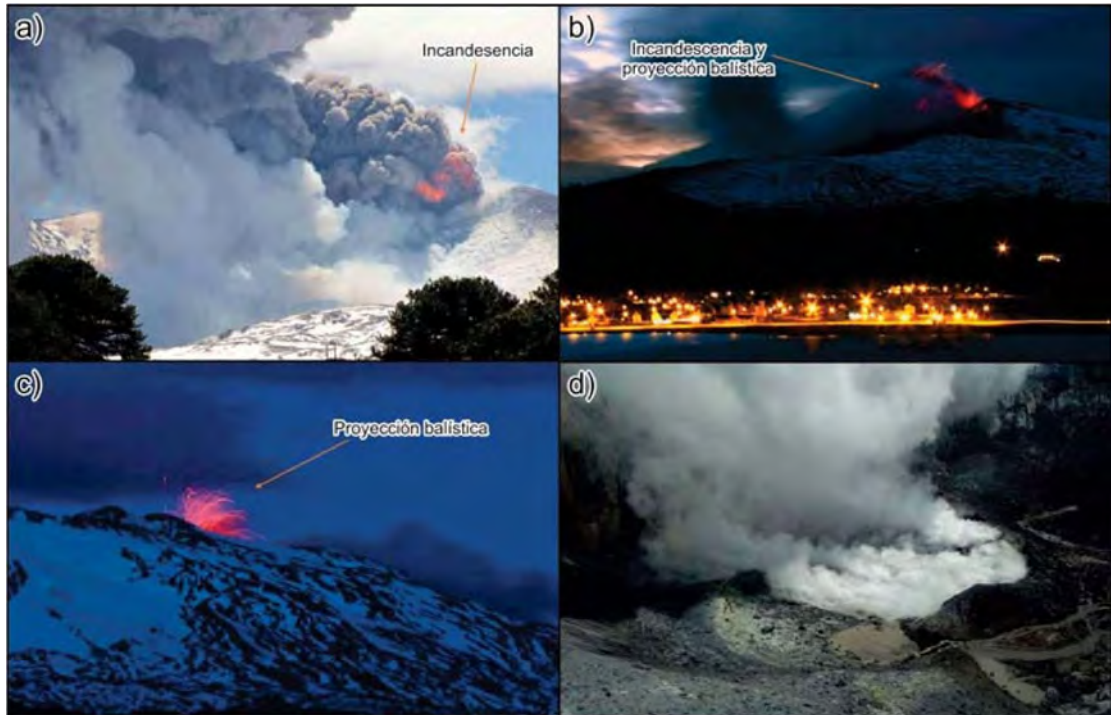


Figura 2.7: Fotos de la fase eruptiva de diciembre de 2012. a) 22 de diciembre, la pluma alcanzó una altura máxima de 2 km. b) madrugada del 23 de diciembre. c) noche del 23 de diciembre. d) 22 de febrero del 2013 (tomado de Petrinovic et al., 2014).

y 2003, se estabilizó por completo (Varekamp et al., 2004). Luego de 12 años sin actividad eruptiva, un nuevo ciclo eruptivo comenzó en 2012. De acuerdo a Caselli et al. (2016a) y Daga et al. (2017), la intrusión magmática comenzó en julio de ese año ocasionando un pulso hidromagmático como resultado del contacto del magma con el sistema hidrotermal. Sin embargo, la actividad más energética fue en diciembre de 2012 (Figura 2.7). Petrinovic et al. (2014) estudió el material piroclástico, bloques y bombas que resultaron de la actividad eruptiva de diciembre. Los productos emitidos fueron asociados a fragmentos juveniles y a roca de caja. Petrinovic et al. (2014) describieron la erupción como de naturaleza magmática-hidromagmática, distinguiendo dos fases: una fase inicial de apertura de conducto donde la fragmentación fue hidromagmática, y una fase posterior de conducto abierto donde el mecanismo de fragmentación pasó a por descompresión.

De acuerdo a Bonali (2013), la reactivación de la actividad eruptiva del Co-

pahue estuvo causada por una reducción del esfuerzo estático producido por el terremoto del Maule de Mw 8.8 de 2010. A partir de mayo de 2012, el Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur (OVDAS¹) del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile empezó a publicar reportes periódicos (cuya periodicidad depende del nivel de alerta) de la actividad del volcán Copahue. Estos reportes se apoyan en datos sísmicos y geodésicos principalmente aunque, a lo largo de los años, incorporaron información procedente de imágenes satelitales así como de otros sensores (infrasonido y química de gases).

De forma similar a lo que ocurrió en julio de 2000, el lago cratérico desapareció como consecuencia de la intrusión magmática y empezó a recuperarse a final de enero de 2013, aunque hasta abril del 2013 se reportaron ocasionales emisiones de ceniza. Las explosiones y la incandescencia en el cráter aumentaron el 7 de mayo. Entre el 27 de mayo y el 6 de junio el lago cratérico desapareció y el Gobierno evacuó a todos los residentes en un radio de 25 km del cráter. El 3 de junio se observó una nueva boca eruptiva de 10×20 metros, emplazada a 30 m SE del conducto. La actividad superficial disminuyó durante los meses siguientes, donde se observaron emisiones de ceniza, explosiones e incandescencias en noviembre de 2013 (Global Volcanism Program, 2013).

En enero de 2014, el lago se estabilizó. Tamburello et al. (2015) reportaron altas tasas de desgasificación en marzo de 2014 con un vapor volcánico rico en S-Cl (Figura 2.8). Los altos niveles ($12650 \pm 5110 \text{ td}^{-1}$) fueron calificados como “normales” para un lago cratérico activo. La composición química (baja relación CO_2/SO_2 , alta relación $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$, y alto contenido en halógenos) fue interpretada como el aporte de fluidos magmáticos calientes a través del sistema hidrotermal del cráter.

En julio de 2014 se produjo una explosión freática de baja intensidad. La emisión de ceniza y las explosiones ocurrieron los primeros días de octubre y se informó de la ausencia del lago una vez más. En diciembre, el cráter albergó un cono de ceniza en erupción que expulsó gases y cenizas (Global Volcanism Program, 2016). Se reportaron incandescencias nocturnas durante todo el período.

En enero de 2015, el lago volvió a mostrar signos de recuperación y en febrero se restauró por completo. En abril, se reportaron explosiones freáticas.

¹www.sernageomin.cl/volcan-copahue (último acceso 7 de abril de 2022).

2 Volcán Copahue



Figura 2.8: Fotos del cráter del volcán Copahue entre 2014 y 2019.

En septiembre, el OVDAS reportó varias explosiones y azufre nativo en el hielo y las paredes internas del cráter. Las emisiones de ceniza comenzaron un mes después y se observó un cono piroclástico en crecimiento hasta noviembre (Figura 2.8; Global Volcanism Program, 2016).

La actividad a lo largo de 2016 se caracterizó por penachos de ceniza de bajo nivel, incandescencias y explosiones. En numerosas ocasiones, el Centro de Avisos de Cenizas Volcánicas Buenos Aires (VAAC), dependiente del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina reportó plumas de gran altitud (~ 5 km) sobre el conducto, como el 2 de febrero cuando la pluma se desplazó 160 km hacia el este (Global Volcanism Program, 2017). Hantusch et al. (2021a) caracterizaron la actividad de infrasonido entre marzo y abril del 2016. Aunque el volumen de datos fue escaso por problemas técnicos con el arreglo de senso-

res, fue suficiente como para revelar que la emisión de ceniza estaría asociada a una débil sobrepresión. Se llegó a esta conclusión al observar que la amplitud de las señales procedentes del volcán Copahue (<15 km) eran menores que la amplitud de las señales procedentes del volcán Villarrica (~200 km de distancia).

En base a análisis de cenizas emitidas en febrero de 2016 y a las características de los registros de infrasonido, Hantusch et al. (2021a) proponen un mecanismo de fragmentación de producción de ceniza muy eficiente excluyendo la hipótesis de interacción magma-agua. El haber encontrado un alto porcentaje de ceniza retrabajada en las muestras, permitió a Hantusch et al. explicar la baja amplitud de las señales de infrasonido como un proceso de atenuación causado por el paso del infrasonido a través de un conducto lleno de ceniza. De esta forma, parte de la energía acústica se invierte en expulsar ceniza depositada dentro del conducto. Para el 6 de julio, el OVDAS informó que el cono piroclástico alcanzó unos 40 m de alto y unos 50 m de ancho.

2.4.2. Actividad eruptiva entre 2017 y 2020

Hasta diciembre de 2016, la actividad fue fumarólica con emisión de gas y vapor con bajas cantidades de ceniza. En los años siguientes, la actividad del volcán Copahue siguió un comportamiento muy similar, mostrando signos de estabilización en su comportamiento con periodos breves de mayor intensidad. En 2017, el OVDAS reportó un aumento en la intensidad en las emisiones de ceniza a principios de junio con incandescencia en el cráter. Esta actividad se mantuvo durante el mes de julio. La VAAC reportó que durante los días 7 y 8 de julio, las columnas de vapor con pequeñas cantidades de ceniza se elevaron a altitudes de 4 a 4,3 km y se desplazaron hacia el ESE. Finalmente, el OVDAS informó de que en agosto la actividad superficial disminuyó pero la desgasificación se mantuvo constante hasta diciembre con periodos de emisión de ceniza poco energéticos.

A fines de 2017 el lago cratérico se restauró por completo. En marzo de 2018, las imágenes satelitales de Sentinel S2 revelaron la evolución de un lago secundario anidado en un cono en el centro del cráter (Figura 2.8). Esta característica desapareció en abril después de otro episodio eruptivo (Global Volcanism Program, 2018, 2019a). A mediados de junio, se observó una no-

table disminución del nivel del lago acompañada de esporádicas emisiones de ceniza que se mantuvieron hasta mediados de diciembre de 2018. El lago cratérico volvió a restaurarse en enero de 2019. En agosto, las imágenes satelitales mostraron un cráter vacío y en septiembre el OVDAS informó de actividad explosiva hasta principios de octubre, mientras que las emisiones de ceniza continuaron hasta fines de diciembre (Figura 2.8), junto con la incandescencia visible por la noche (Global Volcanism Program, 2019b).

En los primeros meses de 2020, el lago cratérico volvió a recuperarse. La actividad durante marzo-mayo de 2020 fue relativamente baja y consistió principalmente en sismicidad, desgasificación y emisiones ocasionales de vapor y gas blanco. El 20 de mayo se detectó una serie de eventos sísmicos tectónicos al SSO del volcán y durante abril se reportó una ligera subsidencia en el cráter de 0.3 cm/mes (Global Volcanism Program, 2020). El 16 de junio y 17 de julio, los habitantes de Caviahue observaron dos pulsos de ceniza, que fueron precedidos por un incremento de amplitud de tremor volcánico (Hantusch et al., 2021b). Durante junio y julio las emisiones de SO₂ aumentaron significativamente. Entre agosto y septiembre se reportaron emisiones de ceniza, explosiones y anomalías térmicas en el cráter (Global Volcanism Program, 2020). La actividad superficial continuó hasta noviembre de 2020 (véase Tabla C.10).

2.5. Datos sísmicos y red sísmica

La configuración óptima para el análisis de la actividad sísmica en periodos eruptivos requiere de dos condiciones esenciales: (1) una red de estaciones sismo-acústicas (sensor de banda ancha + sensor de infrasonido) rodeando el cráter, y (2) con sensores cercanos al conducto (<1 km). Esto hace que, en la práctica, sean pocos los organismos capaces de gestionar una logística de tal magnitud, no tanto por los costos de los sensores y la instalación (en la mayoría de los casos en lugares remotos) sino en el mantenimiento, pues la actividad eruptiva ocurre en la mayoría de los casos de forma impredecible. Este hecho realza la importancia de contar con servicios de monitoreo encargados de la vigilancia volcánica, con todo lo que ello implica.

En este contexto, el OVDAS viene localizando eventos tectónicos desde di-

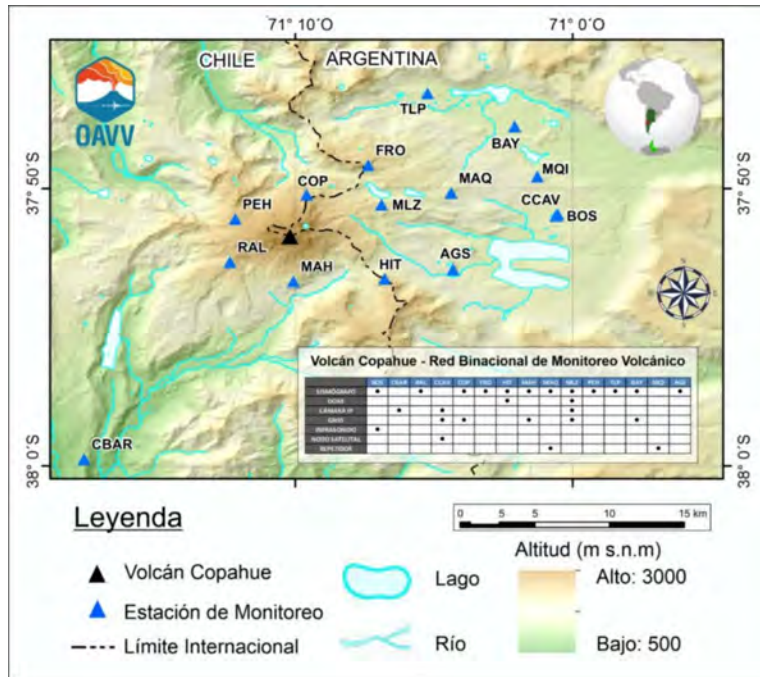


Figura 2.9: Red de estaciones sísmicas del Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) de Chile y el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) del Servicio Geológico Minero Argentino (tomado de García y Badi, 2021).

ciembre de 2012 (Lazo y Basualto, 2015) con una red de estaciones que se ha ido ampliando hasta 2021. Hasta la fecha se tiene un total de 13 estaciones sísmicas gestionadas entre el OVDAS y el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) del Servicio Geológico Minero Argentino (Figura 2.9). Sin embargo, en el marco de desarrollo de esta Tesis, no ha sido posible contar con ningún registro de estas estaciones.

Afortunadamente, el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina instaló una estación sísmica en 2009 en el marco de su investigación en el campo de la prevención del riesgo sísmico. Esta estación se encuentra ubicada a 9.5 km del cráter y sus datos desde 2012 hasta 2016 fueron cedidos para su análisis.

La estación del INPRES esta compuesta por tres sensores de corto periodo Teledyne S13 y un digitalizador Taurus Nanometrics. En octubre de 2013, la frecuencia de muestreo pasó de 40 Hz a 100 Hz. Los sensores se encuentran desplegados en el interior de un pozo revocado a una profundidad de 1 m de

la superficie del suelo. Desde 2015, el INPRES cambió la forma de almacenar los datos. El digitalizador fue configurado para que sobrescribiera datos en caso de que la memoria se llenara y los datos que nos fueron cedidos son aquellos que salieron del digitalizador de forma remota a un servidor ubicado en la localidad de Caviahue y este, a su vez, hacia el servidor central a través de internet. Este cambio tuvo como resultado una pérdida de información en el registro continuo considerable, bien por fallas en internet o en la conexión entre la estación y el servidor local. De esta forma, la sismicidad en diciembre de 2013, y los periodos noviembre–diciembre de 2014 y mayo–septiembre de 2016 no pudieron ser analizados por falta de datos.

2.5.1. Instalación de la red sísmica

Con el objetivo de contar con un registro sísmico propio de forma continuada, entre diciembre de 2017 y marzo de 2020 se diseñaron tres campañas de inspección e instalación de sensores sísmicos y antenas de comunicación en Caviahue. Nuestro objetivo era registrar el desplazamiento sísmico en la mayor cantidad de puntos posibles y tener acceso a los datos de forma remota. Como resultado, en marzo de 2020 se consiguió instalar tres estaciones sísmicas en el sector Este del cráter. Estas estaciones conforman la red sísmica de la Universidad Nacional de Río Negro (Figura 2.10).

Cada una de las estaciones cuenta con un sensor Nanometrics Trillium Compact de 20 segundos y un digitalizador Nanometrics Centaur. Los datos se envían mediante protocolo SeedLink, a través de antenas Ubiquity PowerBeam M5 400, en paquetes de información de 512 bits, y se guardan en formato MiniSeed en un servidor ubicado en la Municipalidad de Caviahue. Se utilizó el software SeiscomP que fue configurado con la ayuda del personal técnico del Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada en abril de 2020.

La selección geográfica de las estaciones de la red estuvo limitada por nuestra capacidad económica y logística (los accesos en vehículo son escasos y la rugosidad del terreno es elevada). Con tal de tener acceso a todas las estaciones desde el servidor local, fue necesario la instalación de un punto de red en las antenas gestionadas por el Gobierno de la provincia del Neuquén. La estación NAN4 (HIGINIO) se decidió en un principio porque en el momento

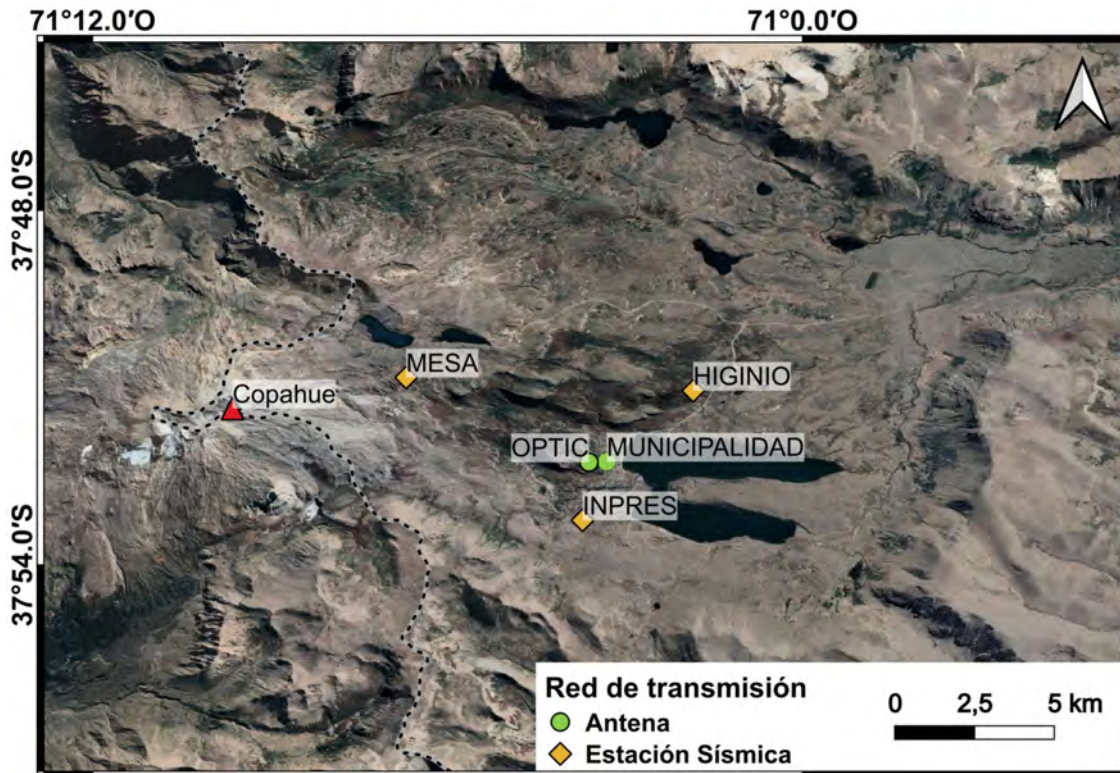


Figura 2.10: Red de estaciones de la Universidad Nacional de Río Negro.

de su instalación en ese lugar vivía Higinio del Monte, que nos ofreció electricidad y vigilancia. El sensor fue enterrado a 1.5 m de profundidad sobre terreno poco consolidado (véase Figura 2.11). En marzo de 2018 dejamos de tener registro por problemas con la red eléctrica y desde diciembre de 2019 la estación cuenta con un sistema de baterías y paneles solares para mantener su autonomía energética de funcionamiento y transmisión.

La estación NAN3 (INPRES) se instaló en el mismo pozo que contienen los tres sensores del INPRES. La decisión de ubicar este sensor en el mismo lugar que el INPRES se justifica en términos logísticos e interés científico. La estación cuenta con una torre con toma a tierra para la colocación de antenas y paneles solares además de una caseta cerrada para la protección del digitalizador ante las inclemencias del tiempo. Por otro lado, en esta estación se detectó en 2012 sismicidad característica de tremor de banda ancha como precursor de la actividad eruptiva de diciembre de ese año (Melchor et al., 2020). Por esos motivos y, sumado a los numerosos huecos (*gaps*) en los datos del INPRES, se decidió mantener el registro sísmico en ese lugar.

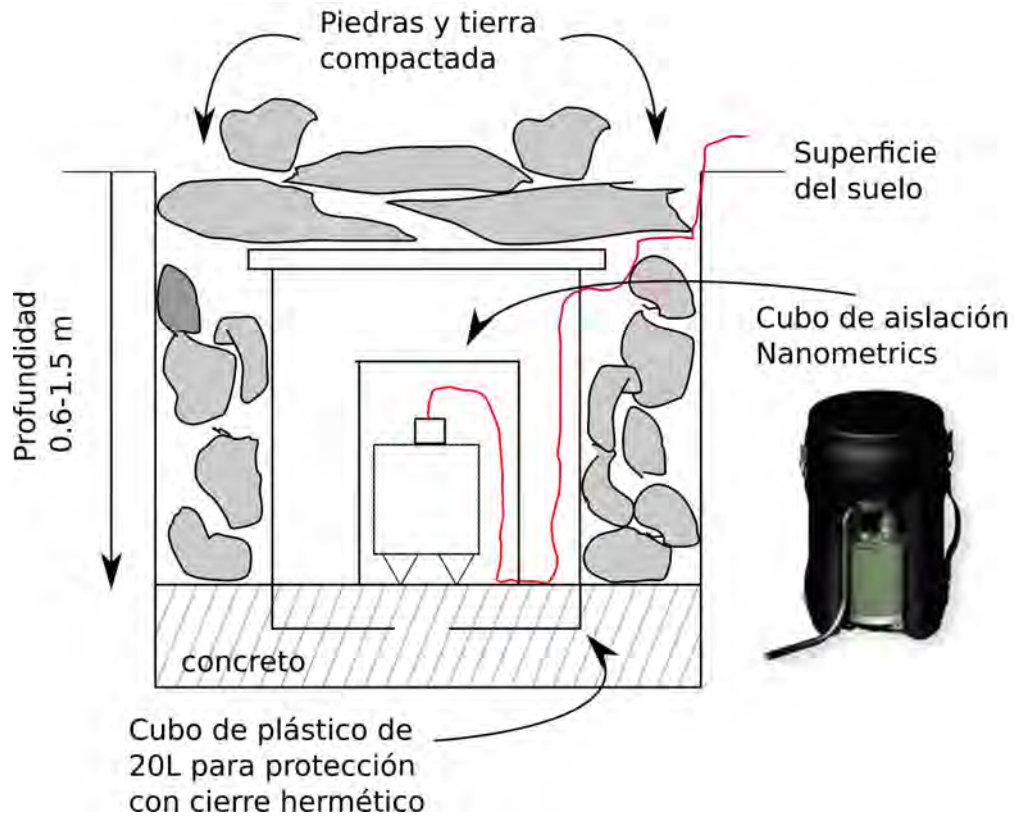


Figura 2.11: Esquema de instalación de los sensores sísmicos. El cubo de plástico cilíndrico de 20 L fue agujereado para que el concreto trabaje sosteniendo las paredes del cubo.

Por último, NAN5 (MESA) se instaló en el cerro Mesa, muy cerca del lugar donde en 2007 se instaló de forma temporal una antena sísmica (Bengoa, 2016). El sensor se encuentra a 4.5 km del cráter del volcán y está enterrado a ~ 60 cm de la superficie sobre terreno rocoso. En marzo de 2021, un sensor de infrasonido fue instalado a 200 m del sensor sísmico (Hantusch, comunicación personal). La Figura 2.12 compara el espectro de la sismicidad ambiente con los niveles de ruido de Peterson (1993).

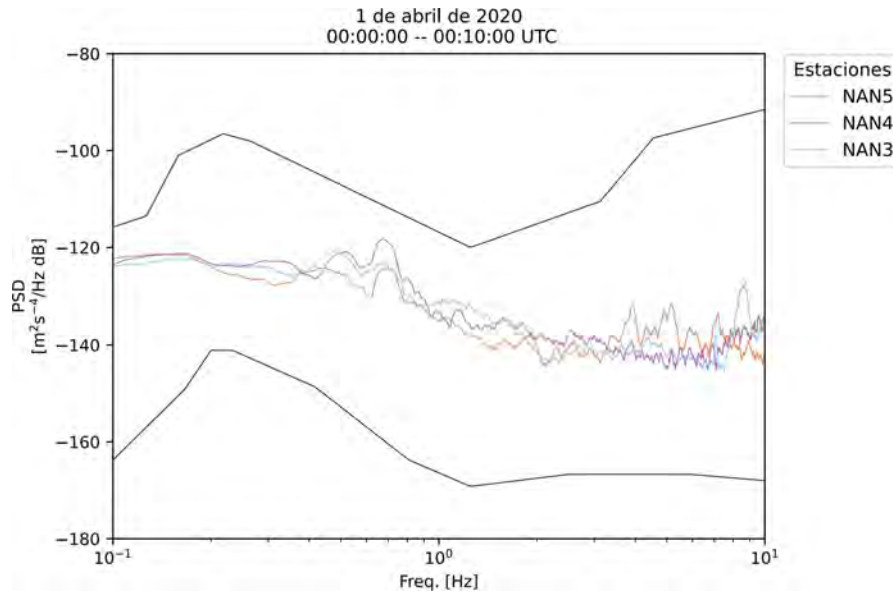


Figura 2.12: Curvas del espectro de potencia para 10 minutos de datos de las tres estaciones: NAN5 (MESA), NAN4 (HIGINIO) y NAN3 (INPRES). Exceptuando el sensor en NAN3 que fue instalado acorde con el manual técnico de Nanometrics (esto es inmerso en un cilindro protector de plástico), los sensores NAN4 y NAN5 fueron instalados sobre una base nivelada de concreto (ver Figura 2.11). Las curvas NHHM y NLNM corresponden a las curvas de ruido mundial dadas por Peterson (1993).

Notación

CAFS: Sistema de fallas Copahue–Antiñir

CCM: Lineamiento volcánico Callaqui–Copahue–Mandolegüe

CVCC: Complejo Volcánico Copahue-Caviahue

CVFS: Sistema de fallas de la Villa de Copahue

INPRES: Instituto Nacional de Prevención Sísmica

InSAR: Interferometría radar de apertura sintética

JICA: Agencia Japonesa de Cooperación Internacional

LOFS: Sistema de fallas Liquiñe–Ofqui

OAVV: Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica

OVDAS: Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur

RFE: Elementos formadores de rocas

VAAC: Centro de Avisos de Cenizas Volcánicas

ZVS: Zona Volcánica Sur

3 Métodos de reducción de datos

Como se ha visto en la Sección 1, la sismicidad LP se puede manifestar de múltiples maneras dependiendo de la actividad del volcán y de los sistemas hidrotermales y magmáticos, así como de la ubicación de la estación sísmica, pues las diferentes estructuras por las que viajan las ondas sísmicas también van a influir en el registro sísmico. Los métodos de reducción de datos engloban todas aquellas técnicas cuyo fin es extraer, de una o varias series temporales, la información más significativa manteniendo un conjunto relativamente pequeño de parámetros. Estos nuevos parámetros pueden calcularse en segmentos de tiempo relativamente pequeños y su evolución en el tiempo puede revelar la existencia de regímenes específicos de un mismo episodio de tremor o múltiples episodios en el tiempo (p.ej., Tárraga et al., 2014; Carniel, 2014).

Si pensamos en un sismograma como en una serie temporal (o múltiples), entonces cada elemento de la serie puede ser entendido como una realización de un proceso estocástico. Cualquier *regularidad* en los datos puede utilizarse para *reducir* la serie temporal, lo que se conoce como *codificar* los datos en una serie de parámetros capaces de reconstruir los datos originales (Grünwald, 2007). El principal inconveniente de este proceso es precisamente la abstracción del método que impide interpretar en términos físicos el significado de los parámetros reducidos. Por esta razón resulta necesario dotar de significado físico a la magnitud del parámetro reducido (como la frecuencia de la señal o su decaimiento en amplitud) pero también a la evolución temporal de los parámetros reducidos. Un ejemplo de ello es la tasa de ocurrencia de eventos LP o VT, y el valor medio de la amplitud cuadrática de la señal, más

conocido como RSAM (Endo y Murray, 1991). Más recientemente, Caudron et al. (2019) propuso el parámetro de reducción DSAR, que no es más que la relación de amplitudes a diferentes frecuencias, como un parámetro que puede evidenciar cambios en la permeabilidad del medio superficial en entornos volcánicos con sistemas hidrotermales desarrollados.

Por lo tanto, el uso de métodos de reducción óptimos pueden servir tanto para caracterizar la actividad LP como para interpretar el estado de actividad del sistema volcánico. En la práctica, los métodos de reducción de datos son todas aquellas técnicas de análisis que caracterizan los procesos que gobiernan las series temporales. Un libro interesante que cubre diferentes técnicas de reducción de series temporales y que se han aplicado en muchas áreas de la sismología se tiene en Ramírez-Rojas et al. (2019). Por último, cabe mencionar que dentro del análisis de series temporales, podemos distinguir dos grandes campos: aquellas que basan sus técnicas en el dominio del tiempo y aquellas que lo hacen en el dominio de la frecuencia.

3.1. Análisis espectral

El análisis espectral es la principal técnica en el dominio de la frecuencia que tiene como objetivo estimar el *espectro* de una serie temporal. Ahora bien, no hay una forma única de estimar el espectro de una señal. De hecho, existen dos grandes grupos de técnicas: paramétricas y no-paramétricas (Tary et al., 2014). En el análisis espectral paramétrico se asume que el espectro es una función que depende de una serie de parámetros a obtener por ajuste (un ejemplo sería un modelo autoregresivo), mientras que en el análisis no-paramétrico se asume cómo es el proceso generador de datos, por ejemplo una suma de combinaciones lineales de senos y cosenos de diferentes frecuencias, i.e., una serie de Fourier.

En esta Tesis nos vamos a centrar precisamente en la estimación espectral mediante series de Fourier. De esta forma, cada realización de la serie temporal X_t , de longitud N , puede expresarse como (Percival y Walden, 1993):

$$x_t = \mu + \sum_{j=1}^{N/2} A_j \cos(2\pi f_j t) + B_j \sin(2\pi f_j t), \quad f_j = j/N \quad (3.1)$$

donde t y f_j representan el tiempo discreto y la frecuencia, respectivamente, μ es una constante y A_j y B_j son las amplitudes de las diferentes sinusoides que tienen media cero $\forall j$ y cumplen que

$$E\{A_j^2\} = E\{B_j^2\} = \sigma_j^2 \quad (3.2)$$

$$E\{A_j A_k\} = E\{B_j B_k\} = 0 \quad \text{para } j \neq k \quad (3.3)$$

$$E\{A_j B_k\} = 0 \quad \text{para } \forall j, k \quad (3.4)$$

donde $E\{\cdot\}$ representa el operador valor esperado y σ_j^2 es la varianza de la amplitud asociada a f_j . De esta forma, se puede demostrar que $E\{x_t\} = \mu$ y

$$\sigma^2 = E\{(x_t - \mu)^2\} = \sum_{j=1}^{N/2} \sigma_j^2 \quad (3.5)$$

donde σ^2 representa el *espectro de varianza*, que se puede reescribir como $S_j = \sigma_j^2$ con $1 \leq j \leq N/2$, lo que implica que

$$\sum_{j=1}^{N/2} S_j = \sigma^2. \quad (3.6)$$

Por tanto, el espectro de varianza descompone la serie temporal en $N/2$ componentes, cada una de ellas asociada con la amplitud cuadrada esperada de la sinusoides de una frecuencia particular.

3.1.1. Teoría de Fourier

Es interesante revisar ciertas propiedades entre tiempo y frecuencia mediante la representación en series de Fourier. Empezaremos por considerar $g(t)$ como una función integrable y periódica continua en t con periodo T . De forma similar a la ecuación (3.1), $g(t)$ puede expresarse como (Percival y Walden, 1993):

$$g(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} G_n e^{i2\pi f_n t} \quad (3.7)$$

donde $f_n = n/T$, T es el periodo, y

$$G_n = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} g(t) e^{-i2\pi f_N t} dt \quad (3.8)$$

es el n -ésimo coeficiente de Fourier.

La energía de g se puede expresar como

$$\mathcal{E}[g] \equiv \int_{-T/2}^{T/2} |g(t)|^2 dt = T \sum_{n=-\infty}^{\infty} |G_n|^2 \quad (3.9)$$

donde el término de la derecha representa el *teorema de Parseval* (o Rayleigh) para las series de Fourier, que se puede demostrar multiplicando ambos lados de la ecuación (3.7) por su complejo conjugado e integrando entre $-T/2$ y $T/2$. Así, la expresión para la potencia P , definida como energía por unidad de tiempo, se expresa como:

$$P[g] \equiv \frac{\mathcal{E}[g]}{T} = \sum_{n=-\infty}^{\infty} |G_n|^2 \quad (3.10)$$

De la ecuación (3.10) se deduce que el n -ésimo término $|G_n|^2$ es la contribución de la serie de Fourier con frecuencia n/T a la potencia de g , lo que se conoce como *espectro de potencia* S_n con $n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$.

Ahora bien, cuando la serie temporal g no es periódica, podemos hacer tender $T \rightarrow \infty$ y la ecuación (3.7) se expresaría como una integral sobre la frecuencia, esto es:

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) e^{i2\pi f t} df \quad (3.11)$$

con

$$G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-i2\pi f t} dt \quad (3.12)$$

La ecuación (3.11) se conoce como la *representación integral de Fourier* o *transformada inversa de Fourier* de $G(f)$ y la (3.12) como la *transformada de Fourier* de $g(t)$. La función $|G(f)|$ se conoce como *amplitud espectral* y su potencia $|G(f)|^2$, que tiene una implicación directa en la representación integral del teorema de Parseval, se conoce como *función densidad de energía espectral* en analogía a la función de densidad de probabilidad (Sección 3.4). En efecto, el término $|G(f)|^2 df$ representa la contribución de energía de $g(t)$ cuya

frecuencia se encuentra entre f y $f + df$.

Principio de incertidumbre

De las ecuaciones (3.11) y (3.12) se deduce que tanto la representación temporal como espectral son dos formas de describir el contenido de una misma señal. Sin embargo, existen varias relaciones de reciprocidad entre g y G , la más conocida es el *principio de incertidumbre*. Para mostrarlo asumiremos que la energía de la señal es 1, luego, por el teorema de Parseval se cumple que:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |g(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |G(f)|^2 df = 1, \quad (3.13)$$

por lo que $|g(t)|^2$ y $|G(f)|^2$ actúan como funciones de densidad de probabilidad cuyas varianzas asociadas vienen dadas por:

$$\sigma_g^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (t - \mu_g)^2 |g(t)|^2 dt \quad (3.14)$$

$$\sigma_G^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (f - \mu_G)^2 |G(f)|^2 df \quad (3.15)$$

Por conveniencia asumiremos que $\mu_g = \mu_G = 0$, y se puede demostrar mediante la desigualdad de Schwarz que,

$$\sigma_g^2 \sigma_G^2 \geq \frac{1}{16\pi^2} \quad (3.16)$$

Esta ecuación se conoce como *principio de incertidumbre de Heisenberg* y nos dice que existe un equilibrio entre la dispersión de la representación temporal y espectral de una señal. Cuando la varianza en el tiempo es pequeña, en frecuencia crecerá con tal de mantener la desigualdad. Esto tiene una implicación directa en la resolución, esto es, en la habilidad de resolver dos señales cercanas en tiempo o frecuencia.

Discretización del tiempo

En la práctica, las series temporales están discretizadas en tiempo, lo que hace que haya una serie de efectos que imposibilitan la reconstrucción total

del espectro. Estos son: pérdida de resolución y *leakage*.

Cuando la función g esta definida en intervalos de duración Δt equiespaciados, entonces $g_t \equiv g(t\Delta t)$ con $t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ y la transformada de Fourier de g viene dada por (Percival y Walden, 1993):

$$G(f) = \Delta t \sum_{t=-\infty}^{\infty} g_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \quad (3.17)$$

de donde se puede demostrar que $G(f)$ es una función periódica de período $1/\Delta t$, esto es $G(f) = G(f + k/\Delta t)$ con $k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$.

Si asumimos, por simplicidad, que $\Delta t = 1$, entonces, la transformada de Fourier y su inversa valen:

$$G(f) = \sum_{t=-m}^m g_t e^{-i2\pi f t} \quad (3.18)$$

$$g(t) = \int_{-1/2}^{1/2} G(f) e^{i2\pi f t} df \quad (3.19)$$

donde hemos restringido que $g(t)$ esta definida en $t = -m, \dots, m$. De esta forma, se puede demostrar que $G_m(f)$ puede escribirse como:

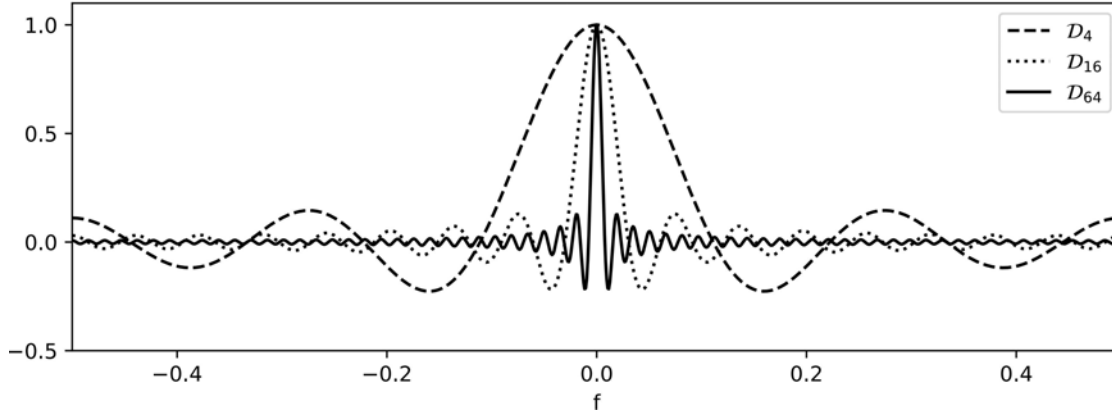
$$G_m(f) = \sum_{t=-m}^m \overbrace{\left(\int_{-1/2}^{1/2} G(f') e^{i2\pi f' t} df' \right)}^{g(t)} e^{-i2\pi f t} \quad (3.20)$$

$$= (2m + 1) \int_{-1/2}^{1/2} G(f') \mathcal{D}_{2m+1}(f - f') df' \quad (3.21)$$

donde $\mathcal{D}_{2m+1}(\cdot)$ es el *núcleo de Dirichlet*.

La ecuación (3.20) significa que $G_m(f)$ puede entenderse como la convolución de $G(f)$ y la función dada por $2m + 1$ veces el núcleo de Dirichlet. La Figura 3.1 muestra $\mathcal{D}_{2m+1}(f)$ en función de f para $m = 4, 16, \text{ y } 64$. A medida que m crece, la amplitud se hace más estrecha con tal de que el área bajo la curva mantenga la unidad.

El resultado de la ecuación (3.21) es una versión distorsionada de $G(f)$. El efecto del lóbulo central es suavizar los picos in $G(f)$. Este efecto se conoce como *pérdida de resolución* debido a usar una cantidad finita de datos. A


 Figura 3.1: $D_{2m+1}(\cdot)$ para $m = 4, 16,$ y 64

medida que m crece la resolución mejora. Los lóbulos no centrales también distorsionan $G(f)$ ya que los picos negativos y positivos pueden influir negativamente o positivamente en picos que coincidan en frecuencia. A este efecto se le conoce como *leakage* y decrece a medida que m crece.

En general, dado una secuencia de observaciones g_t de la función $g(t)$, nunca vamos a poder recuperar $G(f)$ a partir de g_t . Debido a la periodicidad de la ecuación (3.17), la transformada de Fourier de g_t no solo va a depender $G(f)$ sino de un conjunto de frecuencias $(f+k\Delta t, k = \pm 1, \pm 2, \dots)$ infinito, fenómeno que se conoce como *aliasing*. La última frecuencia que no presenta este efecto es la *frecuencia de Nyquist* $f_N = 1/(2\Delta t)$. Por tanto, la reconstrucción de $G(f)$ a partir de g_t será posible a frecuencias menores a f_N .

Teniendo esto en cuenta, para una señal discretizada N veces con $g_t = 0$ para $t < 0$ y $t \geq N$, la ecuación (3.17) tomará la forma:

$$G_n \equiv G(f_n; 0, N-1) = \Delta t \sum_{t=0}^{N-1} g_t e^{-i2\pi nt/N} \quad (3.22)$$

donde hemos utilizado que $f_n = \frac{n}{N\Delta t}$ para $n = 0, 1, \dots, N-1$, de esta forma siempre se cumple que $f_n \leq f_N$. A la ecuación (3.22) se le conoce como *transformada de Fourier discreta* (DFT) y su representación inversa viene dada por:

$$g_t = \frac{1}{N\Delta t} \sum_{n=0}^{N-1} G_n e^{i2\pi nt/N} \quad (3.23)$$

Luego, el teorema de Parseval se puede escribir como:

$$\Delta t \sum_{t=0}^{N-1} |g_t|^2 = \frac{1}{N\Delta t} \sum_{n=0}^{N-1} |G_n|^2 \quad (3.24)$$

3.1.2. Análisis espectral *multitaper*

Como la información que poseemos esta discretizada en tiempo, nunca vamos a ser capaces de reconstruir exactamente el espectro de la señal original, esto es $S(f)$, del proceso generador de la serie temporal. Lo único que podemos hacer es estimar su espectro mediante *estimadores*.

Periodograma y el problema del *bias*

El estimador más utilizado se conoce como *periodograma* y se define como (Percival y Walden, 1993):

$$\hat{S}^{(p)}(f) = \frac{\Delta t}{N} \left| \sum_{t=1}^N X_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \right|^2 \quad (3.25)$$

donde X_t es la serie temporal, y $f = k/(N\Delta t)$ para $|k| \leq N/2$, por lo que f esta definida en el intervalo $[-f_N, f_N]$. Por tanto, el periodograma evaluado en f no es más que el módulo cuadrático de la k -ésima componente de la DFT de X_t escalado un factor $\Delta t/N$.

Un estimador ideal debe cumplir la siguientes tres condiciones:

1. $E\{\hat{S}^{(p)}(f)\} \approx S(f)$ para todo f
2. $\sigma_p^2 \rightarrow 0$ para $N \rightarrow \infty$
3. $\Sigma_{f,f'} \approx 0$ para $f \neq f'$, siendo $\Sigma_{f,f'}$ la autocovarianza de $\hat{S}^{(p)}(f)$ y $\hat{S}^{(p)}(f')$

Para el periodograma se puede demostrar que el valor esperado de $\hat{S}^{(p)}(f)$ se puede expresar como:

$$E\{\hat{S}^{(p)}(f)\} = \int_{-f_N}^{f_N} \mathcal{F}(f - f') S(f') df' \quad (3.26)$$

donde $\mathcal{F}(\cdot)$ se conoce como el *núcleo de Fejér* que se expresa en términos del núcleo de Dirichlet (véase Percival y Walden, 1993, p. 198).

Lo que es importante saber es que debido a la propiedades de \mathcal{F} , $E\{\hat{S}^{(p)}(f)\}$ es un estimador no sesgado (*unbiased*) de $S(f)$ para todo f en el límite $N \rightarrow \infty$. Cuando N es finito, \mathcal{F} presentará lóbulos laterales (parecido a la Figura 3.1) que van a transferir potencia por *leakage* y $E\{\hat{S}^{(p)}(f)\}$ se convertirá en un estimador sesgado (*biased*) de $S(f)$.

Tapering

Una de las formas más comunes de reducir el *bias* en el periodograma es mediante la técnica conocida como *tapering* cuyo fin es reducir la amplitud de los lóbulos laterales de \mathcal{F} , esto es el *leakage*. Para ello introducimos el *estimador espectral modificado*, definido como

$$\hat{S}^{(d)}(f) = \Delta t \left| \sum_{t=1}^N h_t X_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \right|^2 \quad (3.27)$$

donde h_t es una secuencia infinita con $h_t = 0$ para $t < 1$ y $t > N$ conocido como *data taper* o *data windows* que cumple $\sum_1^N h_t^2 = 1$. La transformada de Fourier de h_t se conoce como *ventana espectral* y vale:

$$H(f) = \Delta t \sum_{t=1}^N h_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \quad (3.28)$$

lo que permite expresar el valor esperado de $\hat{S}^{(d)}(f)$ como:

$$E\{\hat{S}^{(d)}(f)\} = \int_{-f_N}^{f_N} \mathcal{H}(f - f') S(f') df' \quad (3.29)$$

donde $\mathcal{H}(f) = (\Delta t)^{-1} |H(f)|^2$.

Estimadores espectrales definidos como en la ecuación (3.27) se conocen como *estimadores espectrales directos* o *periodograma modificado*. Existen muchos tipos de *tapers*, el más común se conoce como *taper rectangular* y se expresa como $h_t = 1/\sqrt{N}$ para $1 \leq t \leq N$ (véase Figura 3.2).

La idea principal del *tapering* es reducir la amplitud de los lóbulos laterales, tal como muestra la Figura 3.2. Sin embargo, la supresión de estos lóbulos tiene el precio de ensanchar el lóbulo principal, lo que va a tener un impacto en la resolución del espectro.

3 Métodos de reducción de datos

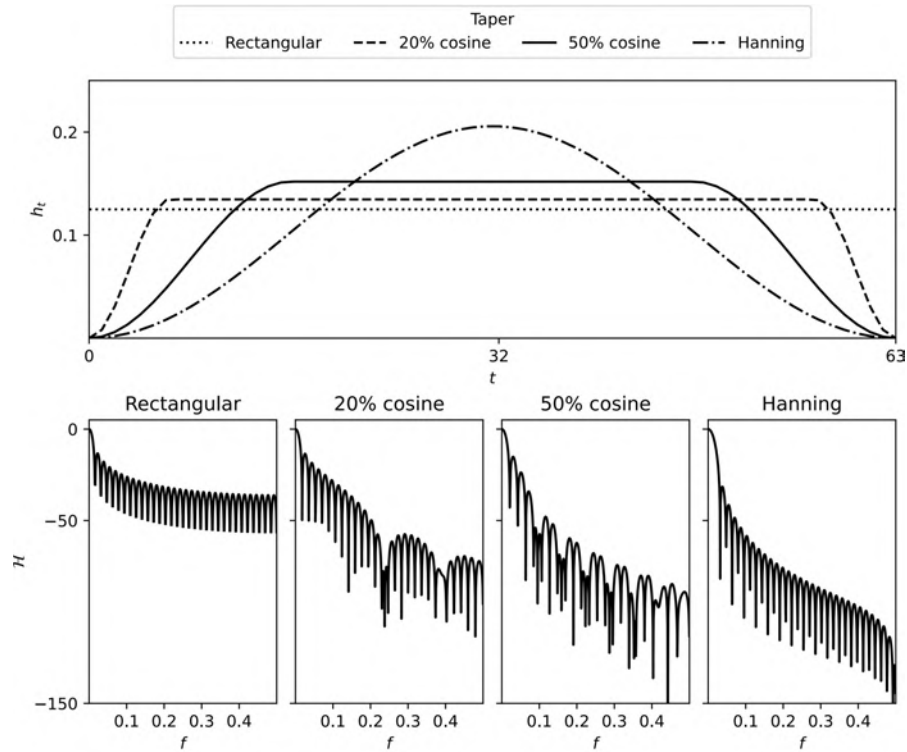


Figura 3.2: Algunos ejemplos de *data tapers* con $N = 64$ y $\Delta t = 1$ y su ventana espectral asociada.

Slepian tapers

Encontrar el *taper* ideal, aquél que maximiza el lóbulo central y disminuye la amplitud de los lóbulos laterales, es un problema de optimización y fue resuelto por Slepian (1978, 1983) mediante la introducción de la *concentración* en frecuencia $\beta^2(W)$, que define la fracción de energía contenida en un intervalo de frecuencia $|f| \leq W < f_N$ para una secuencia de longitud N , esto es:

$$\beta^2(W) = \int_{-W}^W |H(f)|^2 df / \int_{-f_N}^{f_N} |H(f)|^2 df \quad (3.30)$$

donde $H(f)$ es la transformada de Fourier de la secuencia h_t de longitud N . Slepian (1978) encontró que los *tapers* que maximizan $\beta^2(W)$ deben satisfacer la siguiente igualdad:

$$\underbrace{\sum_{t=0}^{N-1} \frac{\sin[2\pi W(t' - t)]}{\pi(t' - t)}}_A h_{t'} = \lambda_k(N, W) h_t \quad (3.31)$$

donde $t' = 0, \dots, N - 1$ y $\lambda_k(N, W)$ con $k = 0, \dots, N - 1$ es un conjunto de autovalores reales, positivos que se ordenan de mayor a menor de forma que $1 > \lambda_0(N, W) > \lambda_1(N, W) > \dots > \lambda_{N-1}(N, W) > 0$. Así, para cada $\lambda_k(N, W)$, existe una función propia de longitud N que concentra su energía en el intervalo de frecuencia $[-W, W]$. Esta función propia, asociada con $\lambda_k(N, W)$, se conoce como *discrete prolate spheroidal wave function* de orden k y se expresa como $U_k(N, W; f)$.

Las funciones $U_k(N, W; f)$ son, de hecho, las ventanas espectrales de los *Slepian tapers* $v_{t,k}(N, W)$, también conocidos como *discrete prolate spheroidal sequences*, esto es:

$$U_k(N, W; f) = (-1)^k \epsilon_k \sum_{t=0}^{N-1} v_{t,k}(N, W) e^{-i2\pi f(t - \frac{N-1}{2})} \quad (3.32)$$

donde ϵ_k es un factor que vale 1 cuando k es par e i cuando k es impar; y que se introduce para mantener la cantidad $U_k(N, W; f)$ real. El vector $v_{t,k}(N, W)$ representa el k -ésimo autovector para la matriz simétrica y real $N \times N$ definida en la ecuación (3.31) como A , esto es:

$$v_{t,k}(N, W) = [v_{0,k}(N, W), v_{1,k}(N, W), \dots, v_{N-1,k}(N, W)]^T \quad (3.33)$$

La Figura 3.3 muestra los 4 primeros *Slepian tapers* para $NW = 4$ y sus ventanas espectrales. El vector $v_{t,k}$ que concentra la mayor cantidad de energía entre $[-W, W]$ es aquel asociado con $\lambda_0(N, W)$, esto es $v_{t,0}$. En la Figura 3.4 se tienen representados los $v_{t,0}$ para diferentes valores de NW .

Es importante mencionar dos propiedades importantes de las secuencias $v_{t,k}$:

1. Los N autovectores asociados con los autovalores son ortogonales:

$$\sum_{t=0}^{N-1} v_{t,j}(N, W) v_{t,k}(N, W) = \delta_{j,k}$$

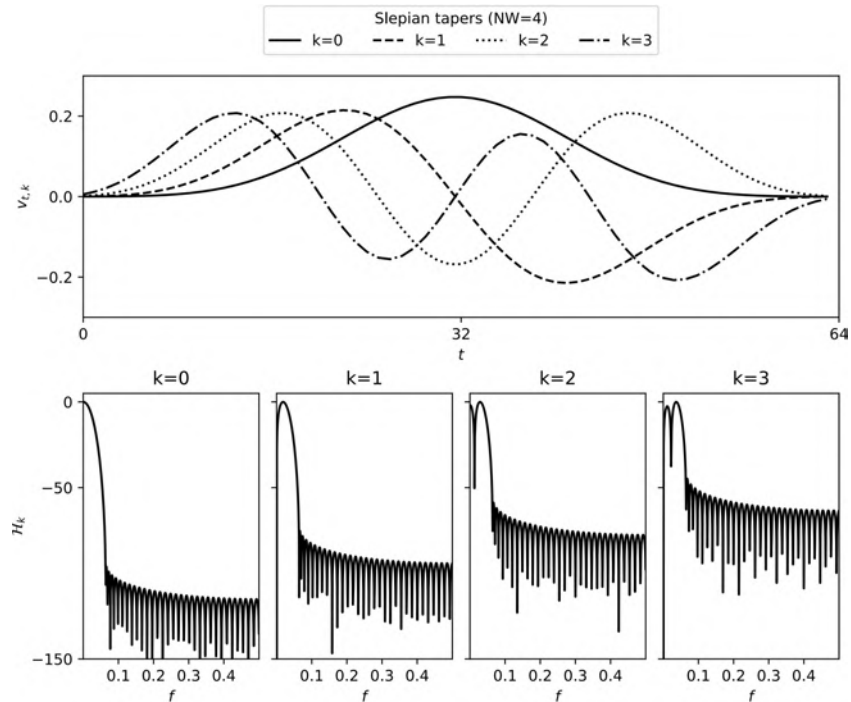


Figura 3.3: Algunos ejemplos de *Slepian tapers* con $NW = 4$ y su ventana espectral asociada.

2. Los N autovectores forman una base euclidiana de dimensión N , por lo que cualquier vector de dimensión N puede expresarse como combinación lineal de $v_{t,j}(N, W)$.

Como puede verse en la Figura 3.4, existe un equilibrio entre la reducción de los lóbulos laterales y la anchura del lóbulo central. A medida que la amplitud de los lóbulos laterales decrece (disminución del *leakage*), el lóbulo principal se ensancha (se pierde resolución en frecuencia). Este mismo equilibrio también fue observado con los *tapers* de la Figura 3.2.

Estimador espectral *multitaper*

El estimador *multitaper* aprovecha el potencial de los *Slepian tapers* para reducir el *leakage* en la estimación espectral y fue propuesto originalmente por Thomson (1982) (para una revisión actualizada, véase Prieto et al. (2007) y Babadi y Brown (2014)). Como su nombre indica, el estimador *multitaper* es el promedio de K estimadores espectrales directos y, por tanto, toma la forma:

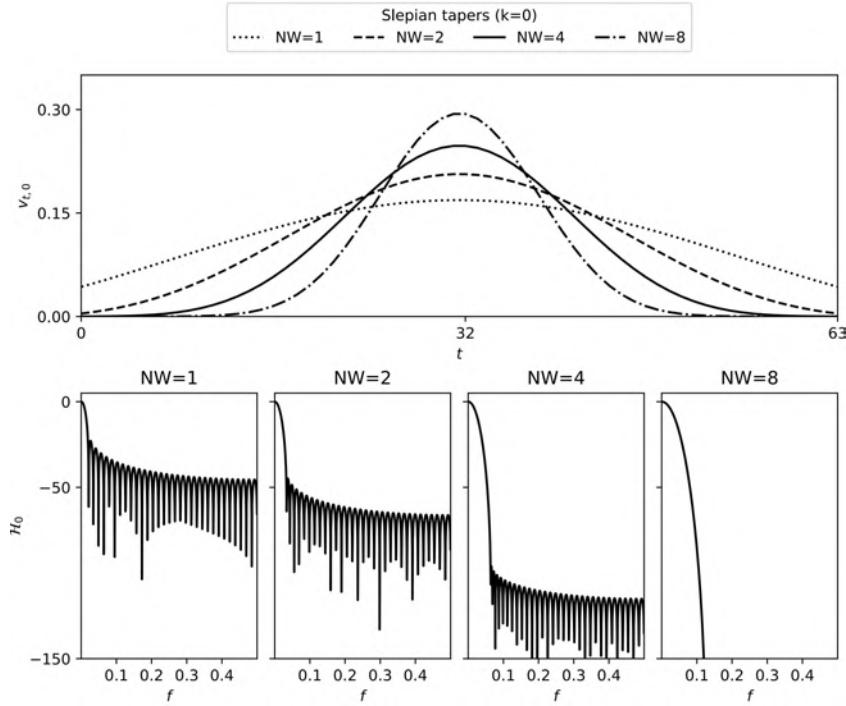


Figura 3.4: Algunos ejemplos de *Slepian tapers* con $NW = 1, 2, 4, 8$ y su ventana espectral asociada.

$$\hat{S}^{(mt)}(f) = \frac{1}{K} \sum_{k=0}^{K-1} \hat{S}_k^{(d)}(f) \quad (3.34)$$

con

$$\hat{S}_k^{(d)}(f) = \Delta t \left| \sum_{t=1}^N h_{t,k} X_t e^{-i2\pi f t \Delta t} \right|^2 \quad (3.35)$$

donde X_t es la serie temporal discretizada cuyo valor medio es cero, y $h_{t,k}$ el k -ésimo *data taper* de $\hat{S}^{(mt)}(f)$. Thomson (1982) definió a $\hat{S}_k^{(d)}(f)$ como el *autoespectro* k -ésimo. Ahora bien, por comparación con la ecuación (3.27) se deduce que $\hat{S}_k^{(d)}(f)$ no es más que un tipo de estimador espectral directo, de ahí el superíndice (d).

La ventana espectral de $\hat{S}_k^{(mt)}(f)$ se expresa también como el promedio

$$\mathcal{H}(f) = \frac{1}{K} \sum_{k=0}^{K-1} \mathcal{H}_k(f) \quad (3.36)$$

Esto se traduce en una reducción del *leakage* y de la varianza en relación

al que puede llegar a tener un estimador espectral directo individual. Ahora bien, se puede demostrar que esto es cierto siempre y cuando el conjunto de los $\hat{S}_k^{(d)}(f)$ no guarden correlación entre ellos, es decir, cuando el conjunto de *tapers* sean ortogonales entre sí. De ahí que los *Slepian tapers* sean la base del algoritmo *multitaper*.

Thomson (1982) demostró que el valor esperado de $\hat{S}_k^{(d)}(f)$ de una secuencia X_t generada por un proceso de ruido blanco se corresponde con $S(f)$ para todo f y k . Cuando se desconoce la naturaleza del proceso generador de la serie temporal, Thomson (1982) propone usar un estimador adaptativo dando un peso $b_k(f)$ diferente a cada uno de los *tapers*. Para encontrar el peso asociado a cada *taper* se minimiza el error cuadrático medio entre $E\{\hat{S}_k^{(d)}(f)\}$ y $S(f)$. Como $S(f)$ es desconocido, se aproxima el error cuadrático medio al dado por el ruido blanco (Percival y Walden, 1993, p. 367), dando como resultado:

$$b_k(f) = \frac{S(f)}{\lambda_k S(f) + (1 - \lambda_k)\sigma^2}. \quad (3.37)$$

De esta forma, el espectro *multitaper adaptativo* se define como:

$$\hat{S}^{(amt)}(f) = \frac{\sum_{k=0}^{K-1} b_k^2(f)\lambda_k \hat{S}_k^{(d)}(f)}{\sum_{k=0}^{K-1} b_k^2(f)\lambda_k} \quad (3.38)$$

donde λ_k es el autovalor asociado al k -ésimo *taper*.

Ahora bien, como esta ecuación requiere conocer el espectro real $S(f)$, su aplicación práctica se realiza mediante un método iterativo hasta la convergencia de $S(f)$ y $\hat{S}^{(amt)}(f)$. Inicialmente se considera $b_k(f) = 1$ con $K = 2$. En la primera iteración se calculan los $b_k(f)$ para $k = 0, \dots, K - 1$ con $K = 2NW - 1$. El valor de entrada del algoritmo es, por lo tanto, NW que se conoce como *time - bandwidth* y fija la cantidad de *Slepian tapers* a utilizar (véase Prieto et al., 2009).

Hay dos propiedades importantes que tenemos que tener en cuenta a la hora de utilizar la ecuación (3.38). Debido a la dependencia de los pesos b_k con la frecuencia, el teorema de Parseval, en general, no se cumple y la varianza de $\hat{S}^{(amt)}(f)$ no tiene por qué ser constante con la frecuencia.

Estimador cruzado

La técnica *multitaper* puede aplicarse para estimar el *espectro cruzado* de dos series temporales X_l y X_m , definido como (Walden, 2000):

$$\hat{S}_{l,m}(f) = \sum_{k=0}^{K-1} \hat{S}_{l,k}(f) \hat{S}_{m,k}^*(f) \quad (3.39)$$

donde $\hat{S}_{l,k}(f)$ y $\hat{S}_{m,k}(f)$ vienen dado por la ecuación (3.35), y * significa complejo conjugado.

3.2. Análisis no-lineal

El análisis espectral presupone que los patrones regulares de una serie temporal, como la frecuencia dominante, se deben a la dinámica intrínseca del proceso generador que se rige por un paradigma lineal en donde pequeñas perturbaciones conducen a pequeños efectos. Dado que las ecuaciones lineales solo pueden conducir a soluciones que oscilan periódicamente o que decaen (o crecen) de manera exponencial, todo el comportamiento irregular del sistema debe atribuirse a alguna entrada aleatoria, externa al sistema. Ahora bien, de la teoría del caos (p.ej., Abarbanel et al., 1993; Kantz y Schreiber, 2004) se deduce que la entrada aleatoria no es la única fuente posible de irregularidad en la salida de un sistema: la propia naturaleza de los sistemas caóticos no lineales puede producir datos muy irregulares con ecuaciones de movimiento puramente deterministas. Por supuesto, un sistema que tiene tanto la no linealidad como la entrada aleatoria probablemente también producirá datos irregulares.

El análisis no-lineal de series temporales ha resultado particularmente útil para caracterizar episodios LP ya que éstos muestran comportamientos irregulares, con espectros de banda ancha que permiten considerar una sismogénesis de naturaleza no lineal (p.ej., Julian, 1994). La forma de caracterizar estos sistemas es mediante la estimación de *invariantes* como la dimensión fractal (p.ej., Chouet y Shaw, 1991) o los exponentes de Lyapunov (p.ej., Konstantinou et al., 2013).

Una idea importante de los sistemas dinámicos es el papel que desempeña la teoría de la información. Existe una noción intuitiva de que un sistema di-

námico que tiene un comportamiento caótico es una realización del concepto de Shannon de una fuente de información ergódica, es decir que la probabilidad de que la serie temporal asociada tome un valor particular es invariante en el tiempo. En esta concepción se asume que la fuente produce una secuencia de símbolos, cada uno de ellos representando un estado posible del sistema.

Caracterizar la *no-linealidad* de una serie temporal generalmente pasa por reconstruir el *espacio de fase*, es decir proyectar la serie temporal en un sistema euclídeo de dimensión m , donde cada punto represente un estado del sistema. De esta forma, la evolución temporal de los estados en el espacio de fase va a definir órbitas que caracterizan su estabilidad. A estas figuras geométricas se les conoce con el nombre de *atractores extraños*. Es sobre estas figuras geométricas donde se extraen características como la dimensión fractal, los exponentes de Lyapunov o la entropía de Kolmogorov-Sinai, entre otros (p.ej., Abarbanel et al., 1993). En Konstantinou y Lin (2004) se discute en detalle sobre estas técnicas de caracterización de episodios LP y sus aplicaciones en diferentes volcanes.

3.2.1. La entropía de permutación

El cálculo de la dimensionalidad de una serie temporal es computacionalmente costoso ya que depende de la reconstrucción del atractor extraño, un procedimiento que requiere del ajuste de varios parámetros durante el análisis (Konstantinou y Lin, 2004). Con el objetivo de hacer más sencillo el proceso de caracterización de la complejidad de una serie temporal, Bandt y Pompe (2002) introdujo la cantidad *entropía de permutación* h . Su uso en sismología volcánica fue probado por Glynn y Konstantinou (2016), que la propusieron como una herramienta para monitorear el estado de aleatoriedad en el ruido sísmico al reportar que h había disminuido significativamente días antes de la erupción de 1996 del volcán Gjalp.

La entropía de permutación h proviene del campo de la dinámica simbólica, donde cada número de la serie temporal se trata como un símbolo y una secuencia de símbolos se denomina *patrón*. Para el cálculo de la h de una serie temporal es necesario fijar inicialmente dos parámetros: la longitud del patrón n y el retraso entre los símbolos equidistantes vecinos τ . La elección de

n determina el número total de patrones diferentes: $n!$, mientras que τ es un parámetro de ajuste que define la distancia entre patrones sucesivos. La entropía de permutación se define como la entropía de Shannon de la frecuencia relativa de aparición de patrones, esto es:

$$h = \frac{-1}{\log_2(n!)} \sum_{k=1}^{n!} p_k \log_2(p_k), \quad (3.40)$$

donde p_k es la frecuencia de ocurrencia del patrón k , también llamado *permutación*. El valor de h expresado en la ecuación (3.40) está normalizado entre 0 y 1. Un h cercano a 0 significa un comportamiento puramente determinista mientras que si $h = 1$, el comportamiento es puramente aleatorio.

Ejemplo

En la Figura 3.5 se muestra un ejemplo del cálculo de h para la siguiente serie temporal:

$$[4, 3, 2, 4, 6, 1, 4, 2, 5, 6, 2, 3, 1, 5]$$

Como hemos dicho, cada muestra es un símbolo, y la combinación de símbolos es un patrón. En la Figura 3.5 hemos definido $n = 3$, por lo que se tienen $3!$ patrones, como se muestra en la Figura 3.5b.

Las Figuras 3.5c y 3.5d muestran la distribución de ocurrencia de patrones que compone cada *secuencia* de símbolos para $\tau = 1$ y $\tau = 2$. Una secuencia no es más que una combinación de n símbolos extraídos de los datos simbólicos y utilizados para reconocer su patrón. Nótese que a la hora de determinar un patrón, los valores no son importantes; lo único que importa es si el siguiente símbolo es mayor o menor que el anterior.

Una vez se tiene definido p_k para $k = 1, \dots, 6$, se calcula h siguiendo la ecuación (3.40).

Ajuste de n y τ

La elección de los parámetros n y τ no va a tener un impacto en la variabilidad temporal de h , pero sí en la amplitud. El objetivo es determinar la combinación de parámetros que maximice la diferencia de h cuando se tiene

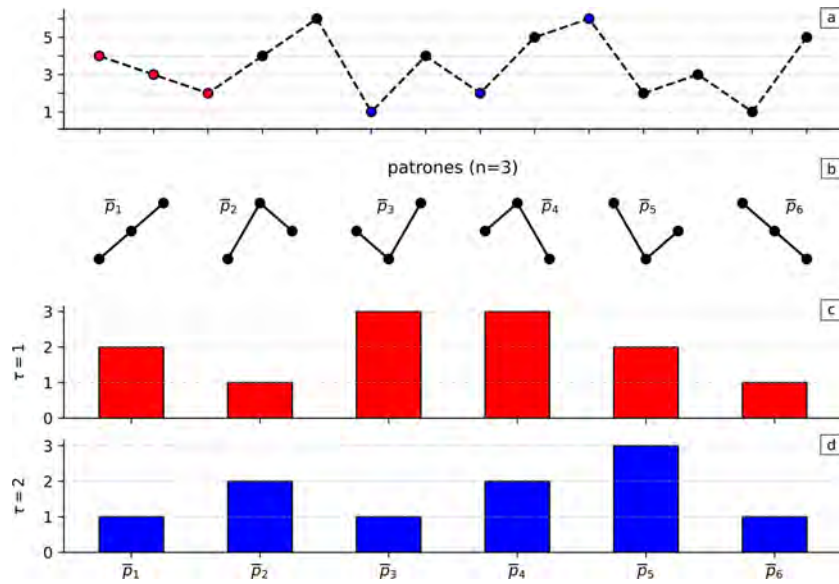


Figura 3.5: Ejemplo de cómo calcular la entropía de permutación para la serie de tiempo dada en (a). (b) Todos los patrones posibles para $n = 3$. (c) Distribución de la ocurrencia de patrones para secuencias de $\tau = 1$, puntos rojos en (a). (d) Distribución de la ocurrencia de patrones para secuencias de $\tau = 2$, puntos azules en (a).

un episodio LP y ruido. Para ello definimos un esquema de ajuste, en donde seleccionamos un periodo de dos días compuesto por ruido ambiente “normal” y ruido “intenso”, ocurrido durante un periodo de mal tiempo. De esta forma, calculamos h en ventanas sucesivas de 20 minutos para diferentes combinación de n y τ y calculamos el rango de variación de h para las 48 h de datos como la diferencia entre los percentiles 95 y 5 de h (véase la Figura 3.6).

Los datos escogidos son datos reales de la componente vertical del sismograma, entre el 30 de agosto y el 1 de septiembre de 2012. En las primeras 20 h se tiene una señal de menor amplitud (ruido ambiente “normal”), mientras que en el resto del sismograma se tienen grandes variaciones de amplitud (ruido “intenso”). Los picos que sobresalen del margen de la figura corresponden a sismos regionales y/o locales. La diferencia entre los percentiles 95 y 5 mide el cambio de complejidad en las 48 h de registro. Como el objetivo es detectar cambios en la complejidad de la serie temporal, establecemos $n = 7$ y $\tau = 2$. En la Sección 4.2 analizamos en detalle la evolución temporal de h y su posible relación con la aparición de episodios LP.

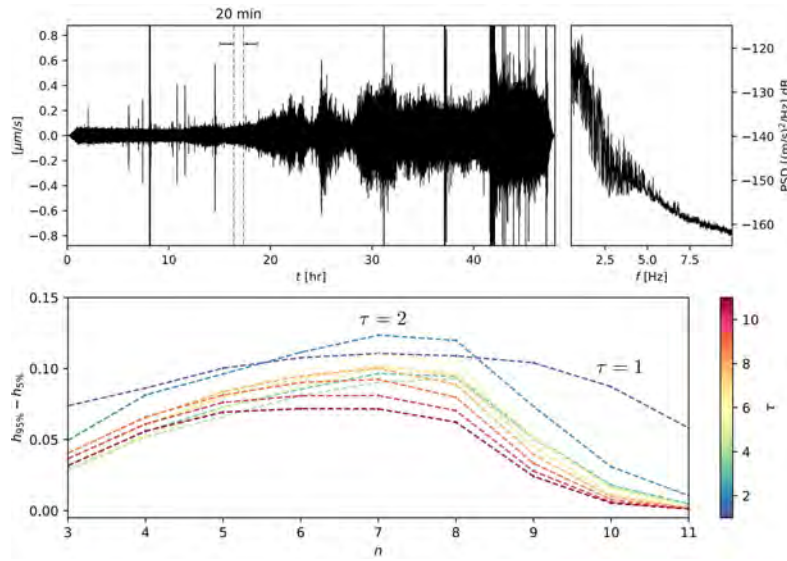


Figura 3.6: Test de ajuste para la selección de parámetros n y τ en el cálculo de la entropía de permutación. Superior izq.: la variación temporal de la componente vertical del movimiento entre 0.5 y 10 Hz. Superior der.: el espectro de potencia calculado mediante un promedio móvil de 20 min, entre 0.5 y 10 Hz. Inferior: rango de h entre los percentiles 95 y 5 para diferentes valores de n y τ .

3.3. Análisis de polarización

El análisis de polarización es una técnica muy empleada en el campo de la sismología que se utiliza principalmente para detectar e identificar tipos de ondas específicas con diferentes modos de vibración, así como para diseñar filtros capaces de resaltar ondas polarizadas en el sismograma continuo (véase Greenhalgh et al., 2018, para una revisión actualizada).

3.3.1. Vector de polarización

Las técnicas de análisis de polarización se centran en la estimación del *vector de polarización* del campo de ondas 3D. Para introducir este concepto pensemos en la descripción matemática de una onda armónica $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$, esto es:

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = A e^{i2\pi f(\mathbf{s} \cdot \mathbf{x} - t)} \mathbf{d}(t) \quad (3.41)$$

donde A es la amplitud, $\mathbf{s} = \mathbf{k}/f$ el vector de lentitud (*slowness*), \mathbf{k} el número

de onda, y $\mathbf{d}(t)$ el vector de polarización, que es un vector unitario alineado en la dirección del movimiento de la partícula. La ecuación 3.41 describe una onda armónica 3D plana de frecuencia f viajando en la dirección \mathbf{s} con polarización dependiente del tiempo.

Cuando el vector de polarización no depende del tiempo, esto es $\mathbf{d}(t) \equiv \mathbf{d}$, se dice que la onda se encuentra *linealmente polarizada*. Los dos tipos fundamentales de ondas sísmicas con polarización lineal son:

1. Ondas de compresión o longitudinales (ondas P) con polarización rectilínea en la dirección de propagación, esto es $\mathbf{d} \equiv \mathbf{d}_P$; $\mathbf{d}_P \times \mathbf{s} = 0$
2. Ondas de corte o transversales (ondas S) con polarización rectilínea perpendicular a la dirección de propagación, esto es $\mathbf{d} \equiv \mathbf{d}_S$; $\mathbf{d}_S \cdot \mathbf{s} = 0$.

Cuando una onda S se propaga, por ejemplo, en el plano xz (con el eje z perpendicular a la superficie de la Tierra), es decir con $\mathbf{s} // xz$, entonces \mathbf{d} puede descomponerse en dos componentes: \mathbf{d}_{SV} que es paralelo al plano xz y \mathbf{d}_{SH} , que es perpendicular al plano xz (osea en dirección y). Estas dos componentes de \mathbf{d} juegan un papel importante a la hora de entender el vector de polarización de las ondas que se propagan en la superficie de la Tierra. Estas son las ondas Love, que tienen polarización rectilínea en la dirección horizontal transversal a la dirección de propagación, esto es $\mathbf{d} = \mathbf{d}_{SH} \perp \mathbf{s}$; y las ondas Rayleigh que presentan polarización elíptica que resulta de la combinación de del movimiento de onda P y onda SV.

El análisis de polarización extrae información de la matriz de covarianza del campo de ondas $\mathbf{u}(t) = \{u_Z(t), u_N(t), u_E(t)\}$, donde u_Z , u_N y u_E son las componentes del sismograma en las direcciones vertical (Z), norte-sur (N) y este-oeste (E) (p.ej., Jackson et al., 1991). A la representación gráfica de las variaciones de las componentes de $\mathbf{u}(t)$ se le conoce con el nombre de *hodogramas* y representan el movimiento de la partícula en función del tiempo (Figura 3.7). El vector $\mathbf{u}(t)$ puede representar tanto el desplazamiento, como la velocidad o la aceleración.

En general, los hodogramas suelen mostrar un comportamiento caótico debido a la contribución de ondas P y S (directas y reflejadas), superficiales y el ruido de fondo. Normalmente, se asume que el ruido tiene polarización isotrópica, es decir igual polarización en todas direcciones o no polarizado. Al

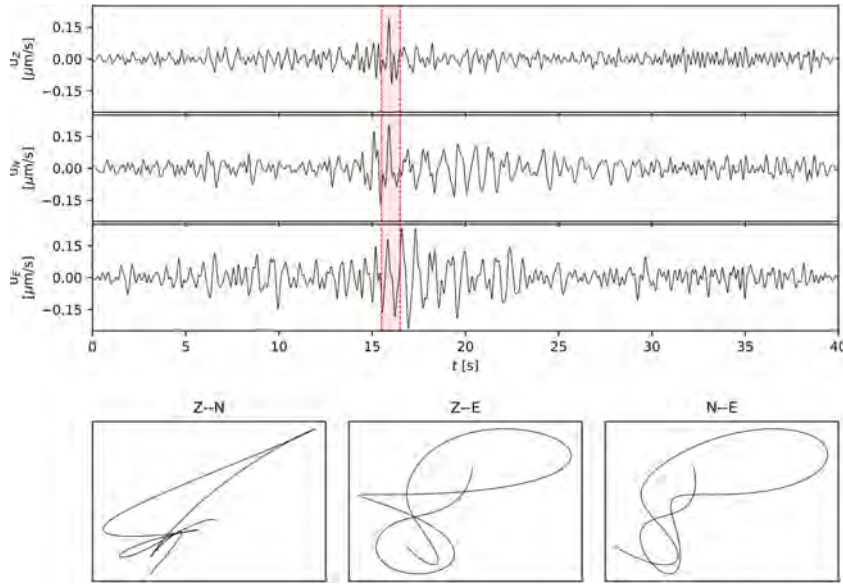


Figura 3.7: Ejemplo de un sismograma y hodograma para un evento LP registrado en la estación NAN5 en marzo de 2020. La ventana roja indica el segmento seleccionado para representar el movimiento de la partícula.

final, las diversas ondas se superponen en el tiempo y el hodograma resultante presenta una forma “caótica”. En caso de que se conozca el tipo de onda que compone un campo de ondas, es posible realizar estimaciones de los ángulos de dirección directamente desde la visualización del hodograma.

3.3.2. El grado de polarización

El objetivo que se pretende al analizar la polarización de un campo de ondas es determinar el vector de polarización. En este sentido el *grado de polarización* introducido por Samson y Olson (1980) es una medida que determina si la matriz de covarianza representa un campo de onda *puramente polarizado*, esto es cuan bien se puede describir un campo de onda mediante un solo vector de polarización. Por tanto, sea \mathbf{M} la matriz de covarianza, $\mathbf{u}(t)$ representará un *estado puro* si se cumple que:

$$\mathbf{M} = \sum_{i=1}^3 \lambda_i \mathbf{u}_i \mathbf{u}_i^* \quad \lambda_0 \gg \lambda_1, \lambda_2 \approx 0. \quad (3.42)$$

donde λ_i y \mathbf{u}_i son los i -ésimos valor y vector propio de \mathbf{M} respectivamente.

La matriz \mathbf{M} se puede estimar en el dominio del tiempo y en el dominio de

la frecuencia. Ya hemos visto que la sismicidad LP se caracteriza por mostrar un espectro peculiar. Numerosos estudios han demostrado que las propiedades de polarización del campo de ondas asociado a los episodios LP dependen de la frecuencia (p.ej., Acernese et al., 2004). Es por ello que seguimos el desarrollo de Park et al. (1987) para representar la matriz de espectros cruzados mediante el estimador *multitaper* (véase Sección 3.1.2). Esto es:

$$\mathbf{S}(f) = \frac{1}{K} \mathbf{M}_f^H \cdot \mathbf{M}_f. \quad (3.43)$$

donde

$$\mathbf{M}_f = \begin{bmatrix} y_0^{(Z)}(f) & y_0^{(N)}(f) & y_0^{(E)}(f) \\ y_1^{(Z)}(f) & y_1^{(N)}(f) & y_1^{(E)}(f) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ y_{K-1}^{(Z)}(f) & y_{K-1}^{(N)}(f) & y_{K-1}^{(E)}(f) \end{bmatrix} \quad (3.44)$$

y $y_k(f)$ viene dado por la ecuación (3.35).

De esta forma, la estructura propia (*eigenstructure*) de $\mathbf{S}(f)$ se analiza mediante una descomposición en valores singulares, que se expresa como la factorización de tres matrices:

$$\mathbf{S}(f) = \mathbf{U}(f) \mathbf{W}(f) \mathbf{V}^t(f) \quad (3.45)$$

donde $\mathbf{W}(f)$ es una matriz diagonal 3×3 cuyos elementos diagonales son los valores singulares $\sigma_0 > \sigma_1 > \sigma_2$. Como $\mathbf{S}(f)$ es una matriz hermitiana, se cumple que $\sigma_i = \lambda_i$, es decir que $\sigma_i \in \mathbb{R}$ con $\sigma_i > 0$ para $i = 0, 1, 2$. De esta forma, el grado de polarización $P(f)$ se puede expresar de acuerdo a (Samson, 1983) como:

$$P(f) = \frac{3 \sum_{i=0}^2 \sigma_i^2 - \left(\sum_{i=0}^2 \sigma_i \right)^2}{2 \left(\sum_{i=0}^2 \sigma_i \right)^2} \quad (3.46)$$

con $P(f)$ definido entre 0 y 1. Cuando $\sigma_0 \checkmark \sigma_1, \sigma_2$, $P(f) \approx 1$ y $\mathbf{u}(t)$ representa un estado puro en la frecuencia f , esto es: existe un único vector de polarización $\mathbf{d}(f)$ que especifica la dirección del movimiento de la partícula del campo de onda en la frecuencia f . En cambio, cuando $\sigma_0 \approx \sigma_1 \checkmark \sigma_2$, entonces $P(f) \approx 0.5$ y dos posibles vectores de polarización son capaces de representar la dirección

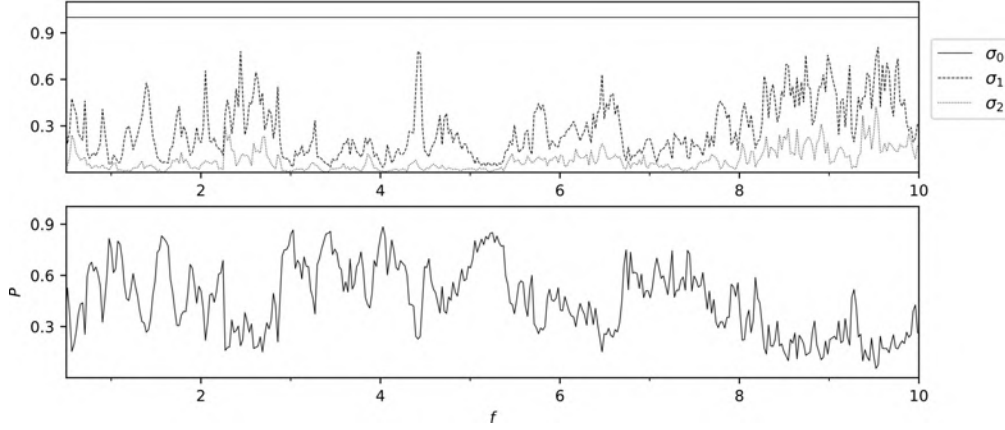


Figura 3.8: Valores singulares y grado de polarización $P(f)$ entre 0.5 y 10 Hz para el sismograma de la Figura 3.7. Tanto σ_0 , σ_1 y σ_2 se han normalizado con respecto a σ_0 .

del movimiento de la partícula en f . Por último, cuando $P(f) \approx 0$, se dice que $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ no está polarizado en la frecuencia f .

3.3.3. Rectilinealidad, acimut y elevación

La matriz $\mathbf{V}(f)^t$ de la descomposición en la ecuación (3.45) es una matriz 3×3 cuyas columnas son los vectores propios \mathbf{v}_0 , \mathbf{v}_1 y \mathbf{v}_2 asociados a sus valores singulares σ_0 , σ_1 y σ_2 para la frecuencia f . Así, cuando \mathbf{u} representa un estado puro en la frecuencia f , \mathbf{d} , viene dado por el vector complejo \mathbf{v}_0 asociado a $\sigma_0 \succ \sigma_1, \sigma_2$. El vector \mathbf{d} es un vector complejo que representa la *elipse de polarización* en la frecuencia f . Los semiejes mayor y menor vienen dados por la parte real e imaginaria de \mathbf{d}_R , donde $\mathbf{d}_R \equiv \mathbf{d}e^{i\phi}$ y ϕ es el ángulo de rotación que cumple (Samson y Olson, 1980):

$$\operatorname{Re}[\mathbf{d}_R] \cdot \operatorname{Im}[\mathbf{d}_R] = 0 \quad (3.47)$$

con $|\operatorname{Re}[\mathbf{d}_R]| > |\operatorname{Im}[\mathbf{d}_R]|$. De esta forma, $\operatorname{Re}[\mathbf{d}_R]$ y $\operatorname{Im}[\mathbf{d}_R]$ están orientados en la dirección de los semiejes mayor y menor de la elipse de polarización, respectivamente. Por lo tanto, la rectilinealidad R de \mathbf{d}_R puede expresarse como la relación entre el semieje menor y el semieje mayor, de la forma:

$$R(f) = 1 - \frac{|\operatorname{Im}[\mathbf{d}_R]|}{|\operatorname{Re}[\mathbf{d}_R]|}. \quad (3.48)$$

Cuando la elipse de polarización es lo suficientemente elongada, es razonable derivar ángulos de acimut Θ_H y de elevación Θ_V mediante la proyección del semieje mayor en la horizontal y vertical, respectivamente. Para ello, seguiremos la formulación propuesta por Park et al. (1987) y definiremos el acimut Θ_H como el ángulo que forma la dirección norte \hat{n}_N con la proyección del semieje mayor sobre la horizontal: \mathbf{d}_H . Para ello es necesario determinar el punto de mayor desplazamiento de \mathbf{d}_H , esto es el ángulo θ definido como

$$\theta_l = -\frac{1}{2} \arg[(\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_N)^2 + (\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_E)^2] + \frac{l\pi}{2} \quad (3.49)$$

con $l \in \mathbb{N} > 0$ que haga máxima la expresión:

$$|\operatorname{Re}[\mathbf{d}_H e^{i\theta}]|^2 = |d_N|^2 \cos^2(\theta + \phi_N) + |d_E|^2 \cos^2(\theta + \phi_E) \quad (3.50)$$

donde $|d_N|$ y ϕ_N son la amplitud y fase de la componente norte de \mathbf{d}_H y $|d_E|$ y ϕ_E es la amplitud y fase de la componente este de \mathbf{d}_H . De esta forma, el ángulo θ que maximiza la ecuación (3.50) es θ_H y el acimut de \mathbf{d}_R vendrá dado por:

$$\Theta_H(f) = \tan^{-1} \left[\frac{\operatorname{Re} [\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_E e^{-i\theta_H}]}{\operatorname{Re} [\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_N e^{-i\theta_H}]} \right] \quad (3.51)$$

Dado que la función $\tan^{-1}(\cdot)$ se define en el rango $(0^\circ, 180^\circ)$, Θ_H estará definido entre $(0^\circ - 180^\circ)$ cuando $\operatorname{Re}[d_Z \cdot d_N^*] < 0$ y entre $(-180^\circ, 0^\circ)$ cuando es positivo. Sin embargo, como estamos interesado en conocer la orientación de la elipse de polarización respecto de la horizontal sumamos un ángulo de 180° cuando $\Theta_H < 0$, de esta forma Θ_H se define entre 0° y 180° .

El procedimiento para calcular el ángulo entre el semieje mayor de la elipse de polarización y la vertical es similar. Para ello, primero se define el ángulo:

$$\theta_m = -\frac{1}{2} \arg[(\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_Z)^2 + (\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_H)^2] + \frac{m\pi}{2} \quad (3.52)$$

donde $\hat{n}_H = \hat{n}_N + \hat{n}_E$ y se busca el ángulo $\theta_V \equiv \theta_m$ que haga máximo a $|\operatorname{Re}[\mathbf{d}_R e^{i\theta_V}]|^2$. De esta forma se calcula el ángulo de elevación Θ_V como:

$$\Theta_V(f) = \tan^{-1} \left[\left| \frac{\operatorname{Re} [\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_Z e^{-i\theta_V}]}{\operatorname{Re} [\mathbf{d}_R \cdot \hat{n}_H e^{-i\theta_V}]} \right| \right]. \quad (3.53)$$

donde el valor absoluto restringe el valor de Θ_V entre el rango $(0^\circ - 90^\circ)$. La

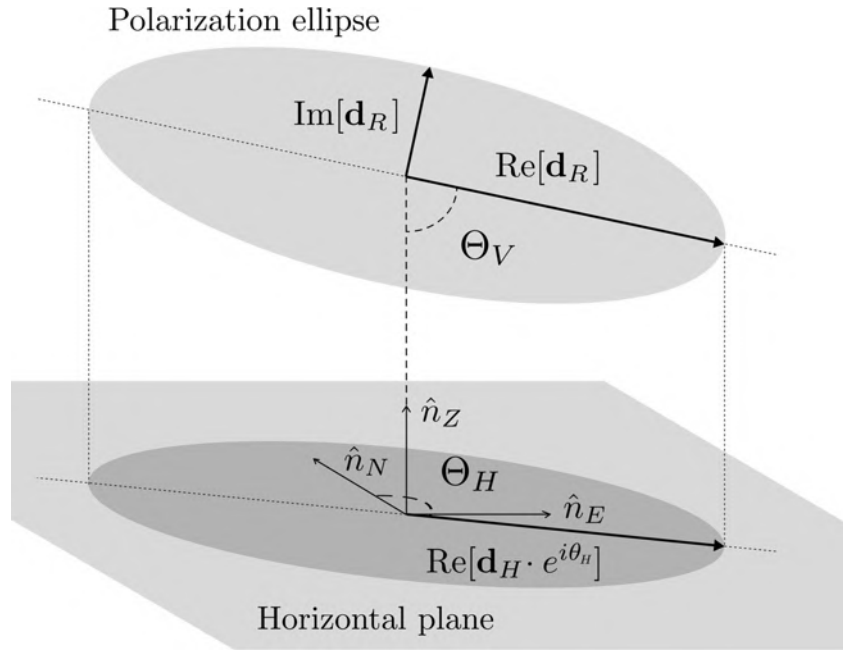


Figura 3.9: Esquema representación de la elipse de polarización y de los ángulos acimut Θ_H y de elevación Θ_V (tomado de Melchor et al., 2022b).

Figura 3.9 muestra un esquema para ilustrar los ángulos $\Theta_H(f)$, que se mide en sentido antihorario desde el norte, y $\Theta_V(f)$.

En la Figura 3.10 se tienen representados $R(f)$, $\Theta_H(f)$ y $\Theta_V(f)$ entre 0.5 y 10 Hz para el sismograma de la Figura 3.7.

3.4. Análisis de probabilidad

La extracción de parámetros puede derivar en una gran cantidad de medidas y parámetros de las señales sísmicas, sobre todo cuando se analizan largos periodos de tiempo o grandes cantidades de eventos. En este sentido, es posible reducir esta información mediante estimadores de distribuciones de probabilidad. Al igual que vimos para los estimadores espectrales, se pueden aplicar tanto técnicas paramétricas como no-paramétricas, dependiendo de si conocemos *a priori* la forma de la distribución o no. Dentro de las técnicas no paramétricas se distinguen métodos de inferencia *frecuentista* e inferencia Bayesiana (p.ej., Gregory, 2005). En esta sección nos centraremos en estimar la densidad de probabilidad por el método frecuentista de Parzen–Rosenblatt,

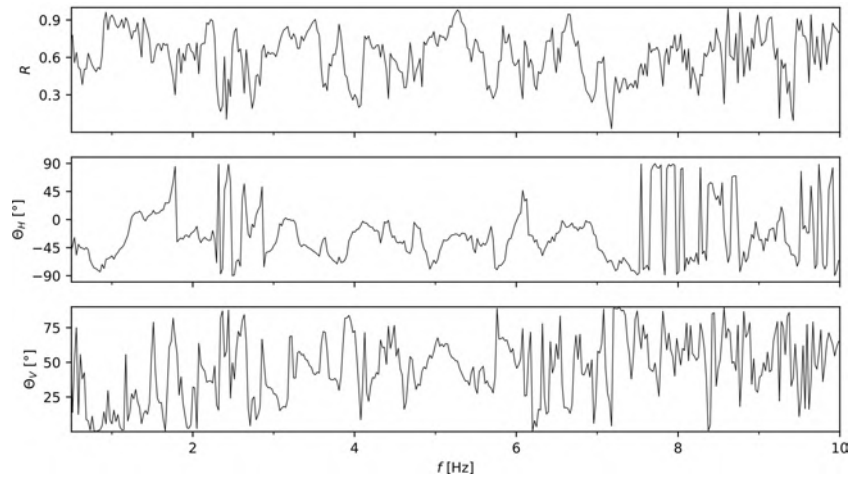


Figura 3.10: Rectilinealidad, acimut y elevación de la elipse de polarización entre 0.5 y 10 Hz para el sismograma de la Figura 3.7.

también conocido como *kernel density estimation* (p.ej., Bishop, 2006).

Antes de comprender este método conviene tener una idea de cómo funciona un *histograma* para la estimación de la densidad. Sea x_i un conjunto de N observaciones con $i = 1, \dots, N$, la *densidad de probabilidad normalizada* p_i se puede expresar como:

$$p_i = \frac{n_i}{N\Delta_i} \quad (3.54)$$

donde n_i es el número de observaciones de x que se encuentran dentro de un contenedor de ancho Δ_i .

La ecuación (3.54) corresponde a un histograma estándar, sobre todo si el ancho del contenedor es constante, esto es $\Delta_i \equiv \Delta$. La probabilidad está normalizada en el sentido de que $\sum_i p_i \Delta = 1$. De esta forma, la elección de Δ modifica la distribución de densidad: para Δ pequeños, la distribución de densidad consistirá en numerosos picos, mientras que para Δ grandes la distribución tenderá a ser mas suave. Por tanto, el valor de Δ va a determinar la “resolución” de la distribución (véase Figura 3.11).

El método del histograma es interesante a nivel visual, pero presenta un gran problema de discontinuidad de p_i , fruto de los contenedores utilizados para calcular n_i . Ahora bien, el método del histograma introduce la noción de *localidad* en el sentido de agrupar observaciones que son cercanas entre sí. Esto implícitamente relaciona la densidad de probabilidad con una medida

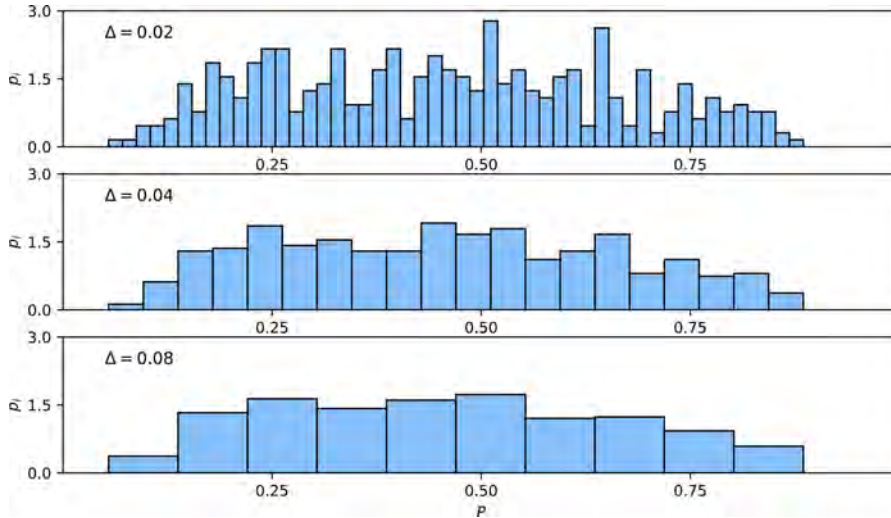


Figura 3.11: Estimación de la densidad mediante histograma con diferentes Δ para el grado de polarización $P(f)$ dado en la Figura 3.8.

de distancia entre observaciones. El valor de esta medida es un parámetro de control entre la complejidad de la distribución y su resolución.

3.4.1. Estimador de densidad de núcleo

Desde una visión multivariativa, la medida de localidad puede representarse como una región \mathcal{R} que contiene la serie d -dimensional \mathbf{x} . La función de probabilidad P asociada a \mathcal{R} viene dada por la integral en \mathcal{R}

$$P = \int_{\mathcal{R}} p(\mathbf{x})d\mathbf{x}. \quad (3.55)$$

Dado que cada \mathbf{x}_i tiene una probabilidad P de estar contenido en \mathcal{R} , el número total de puntos K dentro de \mathcal{R} vendrá dado por una distribución binomial, esto es:

$$\text{Bin}(K; N, P) = \binom{N}{K} P^K (1 - P)^{N-K} \quad (3.56)$$

Cuando N es lo suficientemente grande, entonces la distribución se aproximará a una delta de dirac centrada en el valor medio, y por lo tanto $K \approx NP$. Si por el contrario, asumimos que \mathcal{R} es lo suficientemente pequeño para que $p(\mathbf{x})$ sea constante, entonces $P \approx p(\mathbf{x})V$, donde V representa el volumen de

\mathcal{R} . De esta forma, podemos combinar estos dos casos límite y expresar $p(\mathbf{x})$ como:

$$p(\mathbf{x}) = \frac{K}{NV} \quad (3.57)$$

La validez de esta expresión depende de dos suposiciones opuestas: (1) que la región \mathcal{R} es lo suficientemente pequeña para que la densidad sea constante y (2) lo suficientemente grande para que el número de K puntos que caen dentro de la región sean suficientes para que la distribución binomial tenga un pico pronunciado.

La técnica del núcleo se basa en explotar esta ecuación (3.57). Así pues, considerando \mathcal{R} como un cubo d -dimensional centrado en \mathbf{x} en donde queremos evaluar la densidad de probabilidad y definiendo:

$$k(\mathbf{u}) = \begin{cases} 1, & |u_j| \leq 1/2 \\ 0, & \text{en caso contrario} \end{cases} \quad (3.58)$$

donde $j = 1, \dots, d$. La función $k(\mathbf{u})$ se conoce como *núcleo de Parzen* o *función núcleo* y representa un cubo unitario centrado en el origen. De esta forma, la cantidad $k_n \equiv k[(\mathbf{x} - \mathbf{x}_n)/h]$ valdrá uno si \mathbf{x}_n está contenido en cubo de largo h y centrado en \mathbf{x} . El número total de puntos dentro del cubo, vendrá dado por $K = \sum_n k_n$ y la ecuación (3.57) puede expresarse mediante la función núcleo como (p.ej., Bishop, 2006):

$$\hat{p}^{(k)}(\mathbf{x}) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{1}{h^d} k\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{x}_n}{h}\right) \quad (3.59)$$

donde $V \equiv h^d$. La ecuación (3.59) se conoce como estimador de densidad de núcleo o estimador Parzen–Rosenblatt, que representa una generalización del histograma. El estimador de densidad de núcleo definido con un núcleo de Parzen sigue presentando problemas de discontinuidad por la propia definición de k . Con tal de obtener un modelo de densidad continuo y derivable, una solución es sustituir el núcleo de Parzen por una campana de Gauss o cualquier otra función continua siempre y cuando se cumpla que $k(\mathbf{u}) \geq 1$ y $\int k(\mathbf{u}) d\mathbf{u} = 1$. El parámetro h se conoce como ancho de banda o *bandwidth* y, al igual que Δ en el histograma, representa el equilibrio entre la sensibilidad al ruido o sobreajuste (h pequeño) y una suavidad exagerada (h grande). La

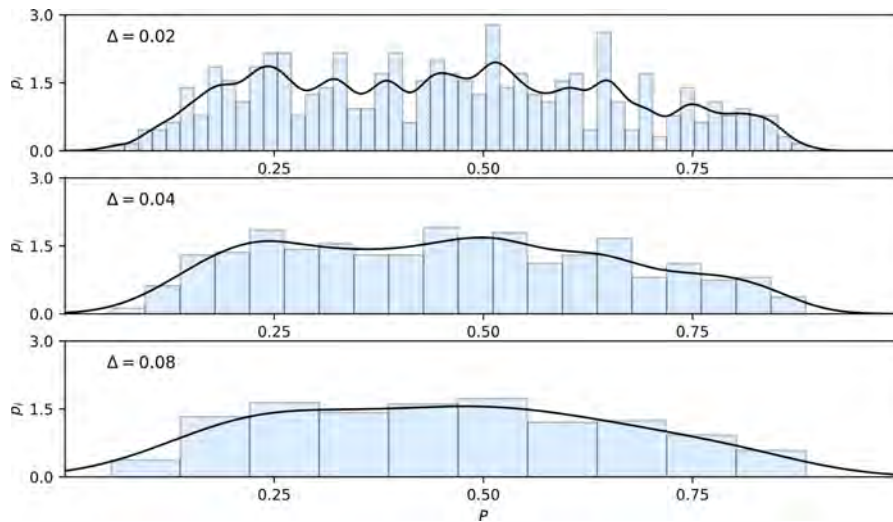


Figura 3.12: Estimación de la densidad mediante el estimador de densidad de núcleo con núcleo gaussiano y diferentes $h \equiv \Delta$ para el grado de polarización $P(f)$ dado en la Figura 3.8.

elección de un h óptimo dependerá de la cantidad y calidad de los datos y de su naturaleza (véase la Figura 3.12).

Notación

$\mathbf{d}(t)$: Vector de polarización

$E\{\cdot\}$: Operador valor esperado

f_N : Frecuencia de Nyquist

$G(f)$: Transformada de Fourier de $g(t)$

U_k : Discrete prolate spheroidal wave función de orden k

P : Función de probabilidad

\mathcal{P} : Conjunto de picos dominantes

$p(\mathbf{x})$: Función de densidad de probabilidad

$R(f)$: Rectilinealidad

\hat{S} : Estimación de $S(f)$

$S(f)$: Espectro de la señal $g(t)$

$\Theta_H(f)$: Acimut

$\Theta_V(f)$: Elevación

Notación

$v_{t,k}$: *Slepian taper* de orden k

VT: Volcano-tectónico

4 Detección de sismicidad LP mediante métodos de reducción

En esta sección vamos a diseñar un esquema de detección basado en los métodos de reducción (Sección 3). El procedimiento más común para detectar episodios LP consiste en una inspección visual del sismograma y del *espectrograma* (esto es, la evolución temporal del espectro) de la componente que muestra la mayor relación señal-ruido que, por lo general, es la vertical. Entonces, el episodio LP se clasifica generalmente según el contenido espectral como hemos visto en la Tabla 1.2. La duración de la fuente que genera el episodio puede durar desde minutos hasta días o años. La falta de un inicio y un final claros no solo complica poder establecer de forma rigurosa cuándo empieza o termina un episodio sino que ha llevado a interpretar el episodio LP como una señal sísmica generada por un proceso continuo, identificable en los sismogramas sólo cuando supera el nivel de energía sísmica de fondo.

Entonces, cuando la duración del episodio es muy grande y la amplitud es relativamente baja, es muy probable que únicamente inspeccionado la forma de onda y el espectrograma no nos demos cuenta de que estamos ante un episodio LP. Los métodos de reducción permiten distinguir estas transiciones en la sismicidad ambiente y detectar episodios LP. Para ello se selecciona una ventana del orden de minutos y se extrae información con el objetivo de visualizar la evolución temporal de los parámetros extraídos. A este enfoque de detección lo llamamos *de reducción de datos*. Su objetivo es caracterizar diferentes propiedades del campo de ondas mediante el análisis de la señal con múltiples técnicas. De esta forma es posible rastrear información relevante

sobre la dinámica que gobierna los procesos volcánicos. En estos términos, cualquier episodio LP estará bien caracterizado si todos los parámetros utilizados para describirlo contienen la información completa sobre el proceso involucrado en su generación, es decir, los efectos de fuente y propagación.

Por ejemplo, Tárraga et al. (2014) mostraron que la evolución temporal de parámetros reducidos basados en el espectro es capaz de identificar transiciones entre procesos volcánicos, lo que es potencialmente efectivo cuando solo se dispone de una estación sísmica. Ahora bien, como hemos visto en la Sección 1.2.5, los episodios LP pueden confundirse con una fuente ambiental no volcánica. Por lo tanto, una caracterización más completa puede superar este problema, especialmente en sistemas de monitoreo limitados. Una elección adecuada de pocos parámetros ricos en información también podría ser el punto de partida para diseñar algoritmos de detección automática de episodios LP mediante técnicas de aprendizaje automático (Carniel y Raquel Guzmán, 2020).

4.1. Procesado

Nos centraremos en el comienzo del ciclo eruptivo 2012–2016, en particular desde junio de 2012 hasta enero de 2013, del que contamos con datos sísmicos pertenecientes a la estación del INPRES (ver Sección 2.5). El procesado consistió en: 1) dividir el sismograma continuo en segmentos no superpuestos de 20 minutos, y 2) estimar la densidad espectral de potencia (PSD) y calcular el grado de polarización P para cada segmento mediante un promedio móvil de 1 minuto. El estimador espectral empleado fue el *multitaper* [ecuación (3.38)] con $K = 6$. La razón de aplicar el promedio móvil es para suavizar tanto el espectro como el grado de polarización (véase la Figura 4.1, para una representación esquemática). Por último, de la PSD y de la P de cada segmento se calcularon los siguientes parámetros:

- 1 Energía del espectro vertical: Mediante el teorema de Parseval [ecuación (3.9)], estimamos la energía e del segmento de 20 minutos entre el rango de frecuencias 0.5–10 Hz.
- 2 Frecuencia dominante y centroide del espectro vertical: La frecuencia

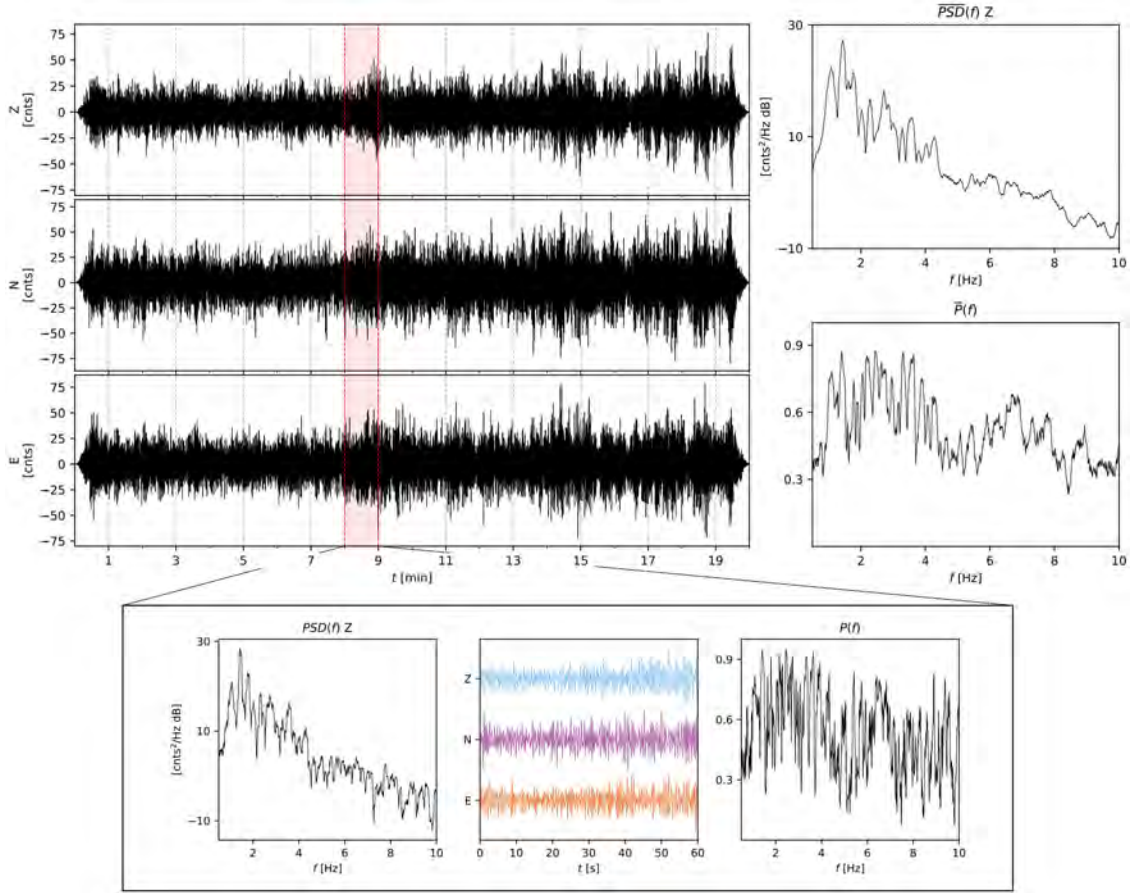


Figura 4.1: Esquema de procesado. Para cada segmento de 20 minutos, se aplica un promedio móvil de 1 minuto para la densidad espectral (PSD) de la componente vertical y el grado de polarización P .

dominante f_d se define aquí como el valor de frecuencia asociado a la potencia espectral máxima, esto es: $PSD(f_d) \equiv \max(PSD)$. La frecuencia centroide f_c se define como:

$$f_c = \frac{\sum_{k=0}^{N_f-1} f_k \cdot PSD_k}{\sum_{n=0}^{N_f-1} PSD_k}$$

donde N_f es igual a la cantidad de frecuencias para una ventana de un minuto, en este caso: 973.

3 Grado de polarización dominante: El grado de polarización dominante p_m es simplemente el máximo de la $P(f)$.

Además de estos parámetros, para cada segmento de 20 minutos se calcu-

ló la entropía de permutación h del componente vertical filtrado entre 0.5 y 10 Hz. Como ya se discutió en la Sección 3.2.1, se decidió utilizar la siguiente combinación de parámetros: $n = 7$ y $\tau = 2$.

Consideramos los niveles de fondo de estos parámetros: $e^{(b)}$, $h^{(b)}$, $f_d^{(b)}$, $f_c^{(b)}$, y $p_m^{(b)}$ como la moda estadística de cada una de las distribuciones. Para ello, se estimó la densidad de probabilidad y se extrajo el valor asociado a la máxima probabilidad.

4.2. Evolución temporal de los parámetros

La evolución temporal de los parámetros calculados desde junio de 2012 hasta enero de 2013, mes a mes, está disponible en el Archivo 4.1 (Apéndice A). Como ejemplo, describiremos la variabilidad de estos parámetros durante diciembre de 2012 (Figura 4.2), cuando se produjo la última fase estromboliana importante (Sección 2.4.1). Las líneas horizontales discontinuas rojas en cada gráfico muestran el valor de fondo para todo el período analizado.

La etapa eruptiva, entre el 22 y el 26 de diciembre (rectángulo negro), estuvo compuesta por tres pulsos energéticos descritos por un repentino aumento de energía seguido de una caída gradual (Figura 4.2b). Diciembre se caracterizó por numerosos períodos de alta amplitud sísmica con energía $e > e^{(b)}$, siendo el primer pulso de la erupción el período de mayor energía de ~ 70 dB, que casi duplica (en escala logarítmica) el nivel de fondo $e^{(b)}$ de ~ 38 dB. Los estrechos picos de más de 75 dB observados alrededor del día 27 están asociados con fuertes eventos tectónicos regionales que ocurrieron a ~ 200 km de distancia. Otros eventos energéticos como terremotos VT o eventos LP, también se observan como picos estrechos en la serie temporal.

Los parámetros f_d y f_c se representan en las Figuras 4.2c y 4.2d, mientras que la Figura 4.2a muestra todas las PSD promediadas a lo largo del tiempo, es decir, el espectrograma. f_d es generalmente el parámetro menos sensible con valores centrados en 1 Hz, incluso durante el primer pulso de la erupción. Sin embargo, f_d muestra períodos de valores altos de 4–6 Hz principalmente antes (los días 18 y 21) y durante la etapa eruptiva. En comparación con f_d , la variabilidad de f_c se centra en su nivel de fondo, cayendo a valores más bajos durante el pulso principal de la erupción.

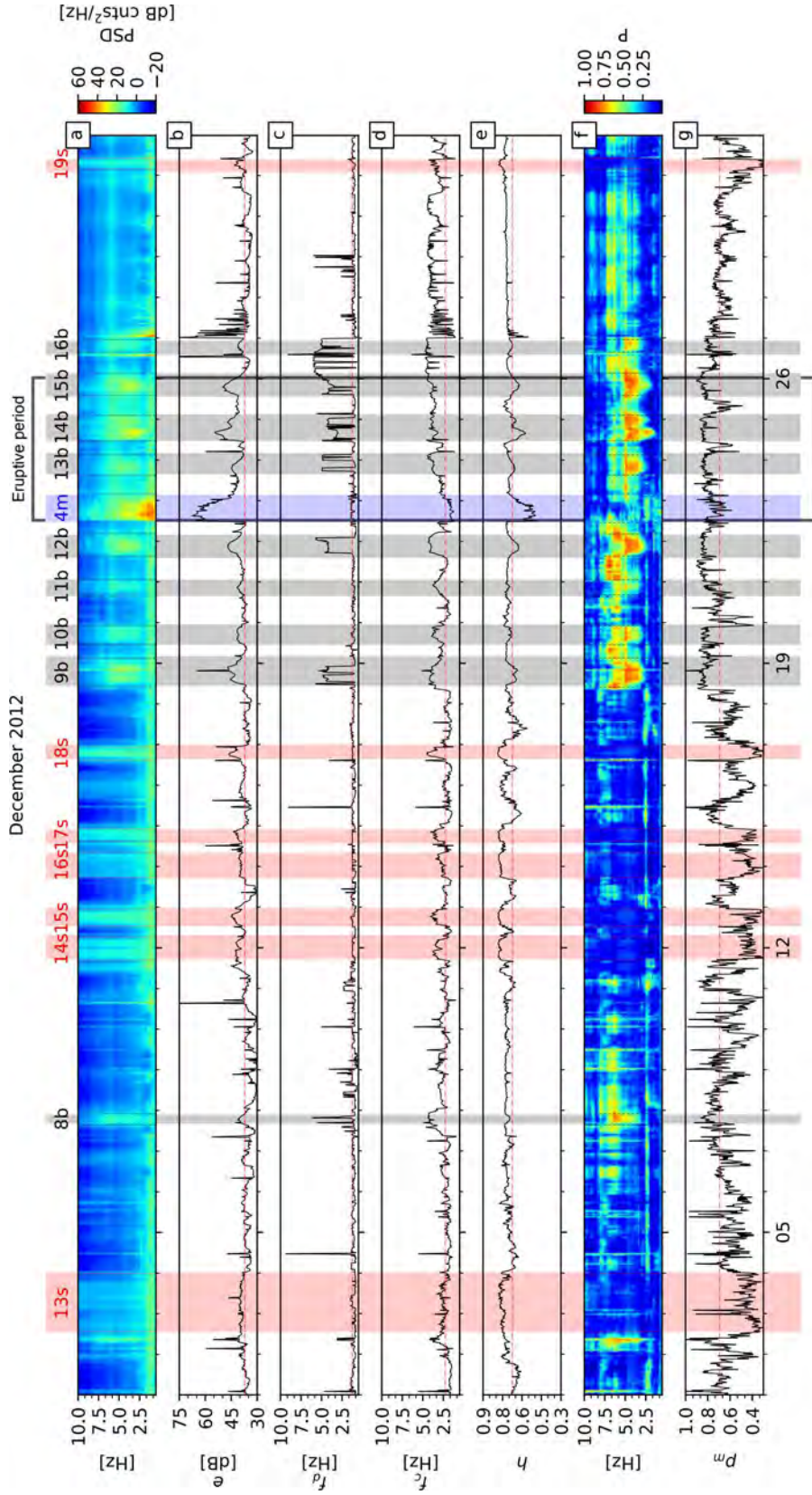


Figura 4.2: Evolución temporal de los parámetros reducidos durante diciembre: (a) PSD, (b) energía e , (c) frecuencia dominante f_d , (d) frecuencia centroide f_c , (e) entropía de permutación h , (f) P y (g) grado de polarización dominante p_m . El rectángulo negro centrado en el 24 de diciembre remarca el periodo eruptivo de 2012. Las líneas discontinuas horizontales rojas representan el valor de fondo de cada uno de los parámetros. Los diferentes colores están relacionados con diferentes tipos de episodios, mientras que los códigos en la parte superior de las bandas sombreadas identifican los episodios enumerados en el archivo adicional 2 (tomado de Melchor et al., 2020).

La entropía de permutación h (Figura 4.2e) está menos influenciada por señales transitorias que e , ya que muestra una variación más suave con menos picos angostos. Durante diciembre, h se caracterizó por valores por encima del nivel de fondo de 0.68. Esta tendencia se interrumpió durante el pulso eruptivo principal, disminuyendo a ~ 0.5 . Es interesante notar que los picos energéticos pueden correlacionarse tanto con mínimos relativos de h (p.ej., el 18 y el 27) como con máximos relativos de h (p. ej., el 14 y el 16).

La variación temporal de P se conoce como *polargrama* y se muestra en la Figura 4.2f, de la misma forma que el espectrograma muestra la PSD. Sorprendentemente, el polargrama representa un período sostenido de valores altos del grado de polarización alrededor de 0.85, como se puede observar en p_m , entre mediados de los días 18 y 26 (Figura 4.2g).

4.3. Caracterización de episodios de larga duración

La Figura 4.2 es un claro ejemplo de cómo los parámetros reducidos pueden revelar episodios de larga duración en el sismograma continuo. La energía sostenida por encima del nivel de fondo es una clara señal de la ocurrencia de un episodio de larga duración, como se muestra durante el pulso eruptivo principal. Siguiendo esta lógica, se lograron identificar 52 episodios durante el período seleccionado, que satisfacen dos condiciones: (i) la energía e promedio es mayor que la del fondo $e^{(b)}$; y (ii) la duración del período es mayor a 6 horas. Por otro lado, dado que la estación está aislada de fuentes antrópicas, todos los episodios pueden vincularse a un origen volcánico o hidrotermal, pero también a rachas de viento.

Después de una inspección visual del espectrograma correspondiente al sismograma de la componente vertical de cada episodio, clasificamos 32 episodios como de tipo episodio LP y 20 de tipo estallido de ruido (NS). Se pudieron distinguir tres tipos diferentes de episodios de acuerdo a su contenido espectral: de banda ancha (BT, 17), banda media (MT, 8) y banda estrecha (NT, 7). Los episodios BT presentan un contenido espectral que se extiende en el rango de 2-6 Hz, mientras que los episodios de NT muestran uno o múltiples picos estrechos, con un período fundamental principalmente alrededor de 1 s. Entre BT y NT, encontramos episodios de MT que muestran un contenido es-

4.3 Caracterización de episodios de larga duración

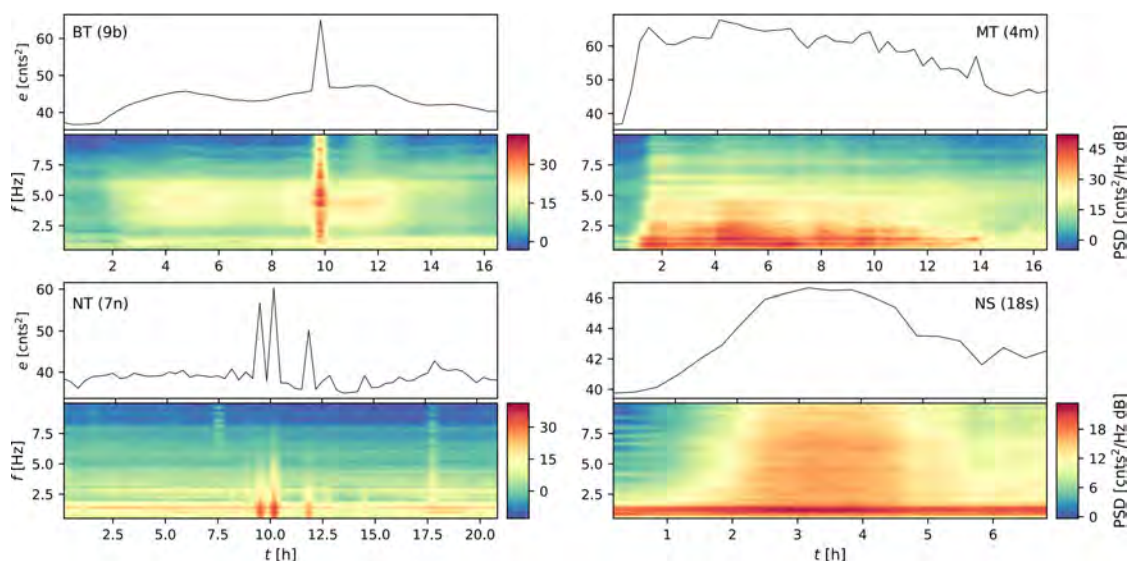


Figura 4.3: Ejemplo de la evolución temporal de la e y el espectrograma para cada uno de los tipos de episodios detectados. Los picos de e en los episodios BT y NT se corresponden con eventos tectónicos regionales y locales.

pectral en el rango de 1–3 Hz. Por el contrario, NS muestra energía en un rango más amplio, sin frecuencias dominantes claras. La Figura 4.3 muestra un ejemplo para cada uno de estos tipos de episodios.

En orden cronológico se presenta en la Figura 4.4 la evolución temporal de las características promedio de cada episodio clasificado. El más largo ocurrió entre finales de septiembre y principios de noviembre (~ 863 horas) y corresponde a un episodio de tipo NT, al igual que el segundo más largo (~ 135 horas), que ocurrió la segunda semana de julio, es decir 5 días antes de las explosiones freática y freatomagmática (resaltadas en naranja). Sin embargo, estos episodios son excepciones ya que la duración promedio es de aproximadamente 15 horas. El mes con mayor actividad fue octubre, que estuvo totalmente “cubierto” por el episodio de mayor duración y contó con una energía promedio acumulada de $4 \cdot 10^4$ dB·h (energía promedio \times duración). Le siguen junio, julio y diciembre con $\sim 10^4$ dB·h cada uno. En contraste, agosto y noviembre fueron relativamente tranquilos, con valores de 10^3 y $2 \cdot 10^3$ dB·h, respectivamente.

Las características de los valores promedio de cada episodio se tienen en el Archivo 4.2 (Apéndice A). Cada tipo de evento tiene un color y cada evento tiene un código. Este código es una combinación de un número (que indica

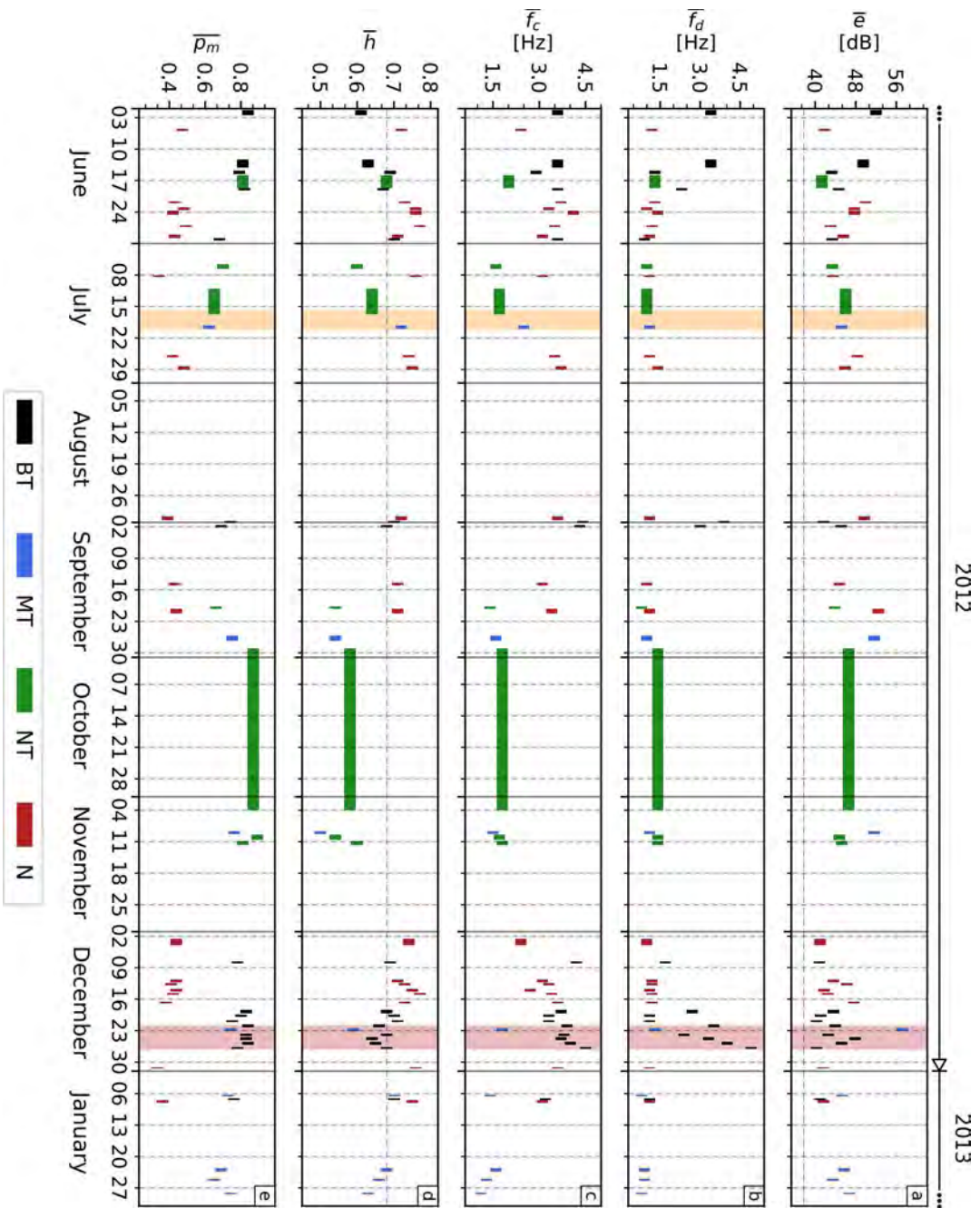


Figura 4.4: Cronología de los 52 episodios de larga duración y sus valores promedio de (a) energía, (b) frecuencia dominante, (c) frecuencia centroide, (d) entropía de permutación y (e) grado de polarización dominante. La longitud de cada barra representa la duración. Las líneas discontinuas verticales muestran el comienzo de las semanas, mientras que las continuas muestran el comienzo de los meses (tomado de Melchor et al., 2020).

el orden cronológico del evento) y una letra (asociada al tipo de evento). Por ejemplo, 3b se refiere al tercer episodio BT detectado.

Se puede observar que los episodios 1m y 4m estuvieron asociados a la actividad eruptiva de julio y diciembre respectivamente, por lo que los parámetros reducidos en estos periodos podrían reflejar una naturaleza eruptiva en sus valores promedio. La forma de onda de los 5 episodios tipo MT restantes detectados en septiembre, noviembre y enero son más similares a 1m que a 4m. Esto podría sugerir que una actividad freática similar y débil puede haber ocurrido antes y después del episodio NT más largo (5n) y después de la erupción estromboliana de diciembre (resaltada en rojo en la Figura 4.4). En particular, el episodio 5n ocurrió durante la disminución del nivel del lago del cráter. Luego de noviembre, no se detectaron más episodios similares.

Los episodios de tipo BT fueron los más recurrentes, con un total de 17 episodios en 6 meses de análisis. Los primeros 5 ocurrieron en junio, un mes antes de la erupción freatomagmática. Muchos otros ocurrieron del 18 al 26 de diciembre, cuatro días antes y durante la erupción. La correlación entre estos episodios BT y la actividad eruptiva, especialmente en diciembre, es muy interesante y podría vincularse a la dinámica magmática.

Los eventos NS se observaron en casi todos los meses analizados, sin ninguna correlación con la actividad volcánica. Más bien, una comparación con datos de velocidad media diaria de viento, sugiere que los episodios NS podrían estar vinculados a períodos intensos de fuertes vientos (ver Archivo 4.3 en Apéndice A).

4.3.1. Implicaciones para la detección de episodios

Entre junio de 2012 y enero de 2013 detectamos y caracterizamos 52 episodios mediante una serie de parámetros promedio: energía \bar{e} , frecuencia dominante \bar{f}_d , frecuencia centroide \bar{f}_c , entropía de permutación \bar{h} y grado de polarización dominante \bar{p}_m . La capacidad de esta caracterización para distinguir los diferentes tipos de episodios merece especial interés y puede evaluarse analizando el rango de variabilidad de las características de cada tipo de evento. Esto es precisamente lo que muestran la Figura 4.5 y el Archivo 4.4 (Apéndice A).

La Figura 4.5 compara la entropía de permutación y el grado de polariza-

4 Detección de sismicidad LP mediante métodos de reducción

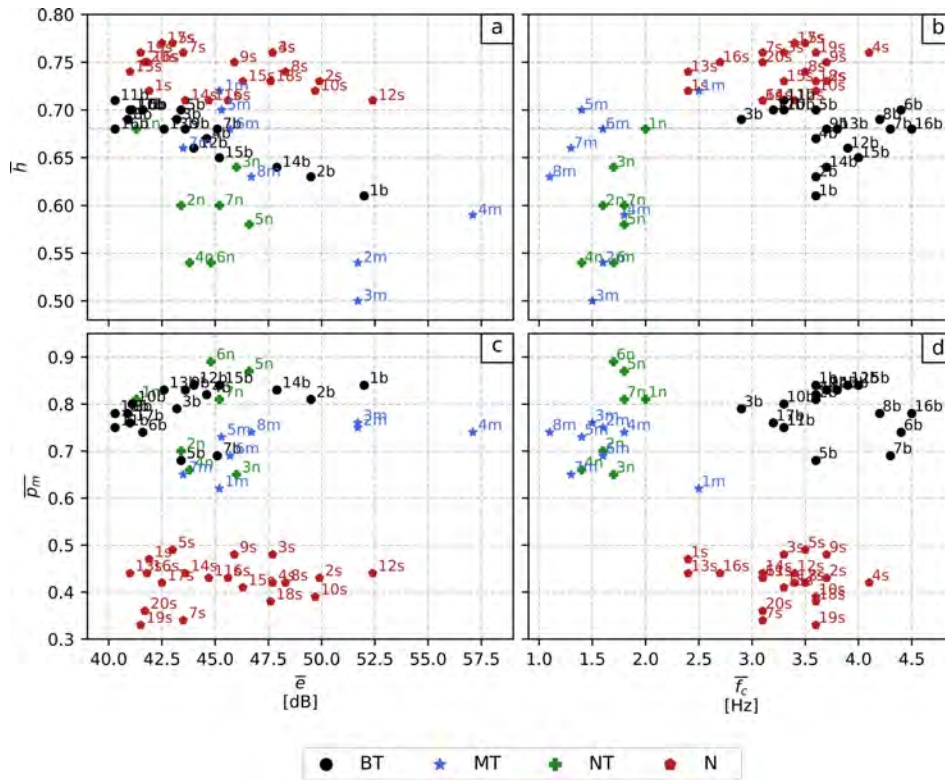


Figura 4.5: Comparación de los 52 episodios de larga duración. Entropía de permutación frente a (a) energía y (b) frecuencia centroide, y grado de polarización dominante frente a (c) energía y (d) frecuencia centroide. La línea discontinua azul en (a) y (b) representan el nivel de fondo de la entropía de permutación $h^{(b)}$. Cada episodio lleva un código vinculado a sus características promedio, véase el Archivo 4.2 en Apéndice A (tomado de Melchor et al., 2020).

ción dominante con la energía y la frecuencia centroide. Hemos elegido ésta última en lugar de la dominante ya que hemos notado que es más sensible a los episodios LP y ruido (véase Archivo 4.4). Sin embargo, es posible que en situaciones con una distancia fuente-sensor más corta, la frecuencia dominante sí pueda ser adecuada para analizar esta variabilidad.

En promedio, los episodios NS son los que presentan los valores de entropía de permutación \bar{h} más altos en comparación con el resto de episodios (Figuras 4.5a y 4.5b), lo que significa que los episodios BT, MT y NT presentan una mayor concentración de permutaciones que los NS. En otras palabras, los primeros son señales más “deterministas” que los NS, que tienden a aumentar la entropía de permutación. Entre los 32 episodios, hay 15 con un \bar{h} mayor o

igual que el nivel de fondo, y la mayoría de ellos fueron clasificados como BT. Esto sugiere que los episodios BT son de naturaleza más compleja que el resto y por ello pueden ser confundidos en su detección si esta se basa únicamente en la entropía de permutación. Ahora bien, existe una gran probabilidad de que los valores de h por debajo del fondo puedan estar vinculados a actividad de tipo MT o NT. Por otro lado, se observa una relación inversa entre h y e para los episodios de tipo BT y MT en la Figura 4.5a, lo que podría sugerir que cuanto más energético es el episodio, menor será su entropía de permutación. Es más, si el episodio es suficientemente energético, la separación de los episodios de ruido NS y los episodios BT se vuelve más clara.

En las Figuras 4.5b y 4.5d, los episodios MT y NT están separados de los BT y NS. La frecuencia centroide promedio \bar{f}_c para los episodios MT y NT es de 1.6 Hz, mientras que para los eventos BT y NS es de alrededor de 3.5 Hz, lo que indica que \bar{f}_c puede distinguir episodios BT de los MT y NT, pero no los BT del ruido NS. Esto podría explicarse en términos del contenido espectral. Mientras que los episodios BT y NS concentran su energía en un rango amplio de frecuencias, los episodios de tipo MT y NT lo hacen en un rango más estrecho, entre 1 y 3 Hz. Por lo tanto, parece lógico pensar que cuanto más lejos está un espectro de ser picado, mayor será la complejidad del mecanismo de fuente y por tanto mayor la entropía de permutación. Eso podría explicar las diferencias observadas entre los tipos BT–NS y MT–NT. Estos resultados podrían sugerir que la entropía de permutación es una forma de cuantificar el contenido espectral. Si este último se concentra en rangos estrechos de frecuencia, la entropía de permutación tenderá a disminuir, lo que convierte a h es un parámetro muy interesante a la hora de detectar sismicidad LP. Esta relación ya fue advertida en Glynn y Konstantinou (2016) cuando se vinculó valores bajos de entropía de permutación con la falta de energía a frecuencias altas.

Las Figuras 4.5c y 4.5d están relacionadas con el grado de polarización dominante promedio \bar{p}_m . Cuando este es cercano a uno, existe un vector de polarización capaz de expresar la mayor fracción de energía sísmica en un espacio complejo unitario. Así, todos los eventos con valores altos de \bar{p}_m se caracterizan por tener alguna frecuencia con un alto valor de $P(f)$, lo que podría vincularse a vectores de polarización elíptica y/o lineal. Es interesante notar

que los episodios NS son los que muestran valores de $\overline{p_m}$ por debajo de 0.5, lo que confirmaría la falta de polarización definida o la presencia de polarización isotrópica en el campo de ondas. Por el contrario, todos los episodios BT, MT y NT se caracterizan por grados de polarización dominantes superiores a 0.6, con el 78 % de estos con $\overline{p_m} > 0.7$. Esto significa que el campo de ondas de estos episodios contiene una polarización bien definida. Estos resultados son prometedores a la hora de proponer un método de detección basado en una combinación entre la entropía de permutación y el grado de polarización.

El grado de polarización de las ondas sísmicas es sensible a la trayectoria y a la topografía. Estos efectos (atenuación, interferencia, dispersión, etc.) contribuyen a la pérdida del estado polarizado del campo de ondas asociado a la radiación sísmica de procesos volcánicos. Esto puede explicar el amplio rango de $\overline{p_m}$ observado. Por otro lado, la Figura 4.5c muestra que el grado de polarización es independiente de la energía de los eventos, lo que hace del grado de polarización un parámetro robusto para detectar episodios de tremor en el ruido sísmico ambiental. La comparación de p_m con f_c en la Figura 4.5d mejora la distinción de BT, MT–NT y NS, separando diferentes grupos en el gráfico.

4.4. Observaciones finales

Tanto la entropía de permutación como los parámetros reducidos extraídos de la densidad de potencia espectral y del grado de polarización pueden utilizarse para la detección y caracterización de periodos energéticos de larga duración y discriminar entre episodios LP y ruido. Ahora bien, el grado de polarización dominante p_m no es el mejor parámetro para usarse en algoritmos de detección, ya que al ser independiente de la frecuencia, un valor alto de p_m podría no estar correlacionado con los picos espectrales, que son los de mayor interés. Por tanto, conviene hacer uso del centroide p_c , que sí está influido por la variabilidad del espectro, esto es:

$$p_c = \frac{\int_{0.5}^{10} PSD(f)P(f)df}{\int_{0.5}^{10} PSD(f)df} \quad (4.1)$$

Por otro lado, el nivel de fondo de la energía ha jugado un papel importante

en nuestro esquema de detección de episodios LP que conviene revisar. Al final de nuestras discusiones consideramos que, además de establecer un nivel umbral basado en el nivel de fondo de la energía, también se haga lo mismo con la entropía de permutación. Ahora bien, esto presenta un problema si se implementa en algoritmos automáticos ya que pueden hacer que el algoritmo pase por alto episodios LP de baja amplitud y/o periodos afectados por ruido. Una solución a analizar podría ser explotar la relación inversa entre la energía y la entropía de permutación y utilizar un umbral basado en el coeficiente de correlación entre e y h , esto es:

$$r_{eh} = \frac{\text{Corr}(e, h)}{\sigma_e \sigma_h} \quad (4.2)$$

donde $\text{Corr}(\cdot)$ es el operador correlación cruzada, y σ_e y σ_h la desviación estándar de e y h .

En estos términos, el algoritmo de detección simple debería proceder por la serie temporal reducida y calcular secuencialmente r_{eh} , $\overline{p_m}$ y $\overline{p_c}$ y compararlos con valores umbrales predefinidos ($r_{eh}^{(b)}$, $p_m^{(b)}$ y $p_c^{(b)}$). Cuando un período específico satisface las condiciones $r_{eh} \leq r_{eh}^{(b)}$, $\overline{p_m} \geq p_m^{(b)}$ y $\overline{p_c} \geq p_c^{(b)}$, se considera episodio LP. Sin embargo, este esquema requiere definir una ventana y un solapamiento óptimo. Nuestros primeros resultados terminaron sobreajustando un modelo inicial escasamente definido. Conviene, por tanto, trabajar en definir una base de datos más grande y en algoritmos basados en aprendizaje automático (p.ej., Carniel y Raquel Guzmán, 2020).

Notación

BT: Banda ancha

e : Energía

$e^{(b)}$: Nivel de fondo de e

f_c : Frecuencia centroide

$f_c^{(b)}$: Nivel de fondo de f_c

f_d : Frecuencia dominante

$f_d^{(b)}$: Nivel de fondo de f_d

h : Entropía de permutación

Notación

$h^{(b)}$: Nivel de fondo de h

LP: Largo periodo

MT: Banda media

NS: Estallido de ruido

NT: Banda estrecha

$P(f)$: Grado de polarización

p_m : Grado de polarización dominante

$p_m^{(b)}$: Nivel de fondo de p_m

5 Caracterización de las frecuencias dominantes

En la sección anterior aplicamos diferentes métodos de reducción de datos para caracterizar episodios LP de larga duración. Los métodos de reducción se basaron principalmente en extraer parámetros reducidos como la energía, entropía de permutación, grado de polarización dominante, etc. Ahora bien, tanto el espectro de potencia como el grado de polarización pueden considerarse como *vectores reducidos*, en el sentido de que representan la información de una serie temporal (o varias en el caso del grado de polarización) en otra de menor tamaño. En este sentido, el análisis de polarización del campo de ondas (Sección 3.3) nos devuelve, de hecho, cuatro vectores reducidos: el grado de polarización, la rectilinealidad, y los ángulos de acimut y elevación de la elipse de polarización. En este capítulo describimos el esquema de caracterización basado en extraer información relevante de los vectores reducidos. Éste está diseñado para caracterizar las *frecuencias dominantes* de los episodios LP de larga duración.

5.1. Preprocesado

Como ejemplo del procedimiento contaremos con datos de un episodio LP que fue detectado en junio de 2020 (Sección 2.4.2). A diferencia del procesado descrito en la Sección 4.1, donde habíamos aplicado un promedio móvil para suavizar el espectro de potencia y el grado de polarización en segmentos de 20 minutos, aquí descartamos este promedio con tal de mantener alto el

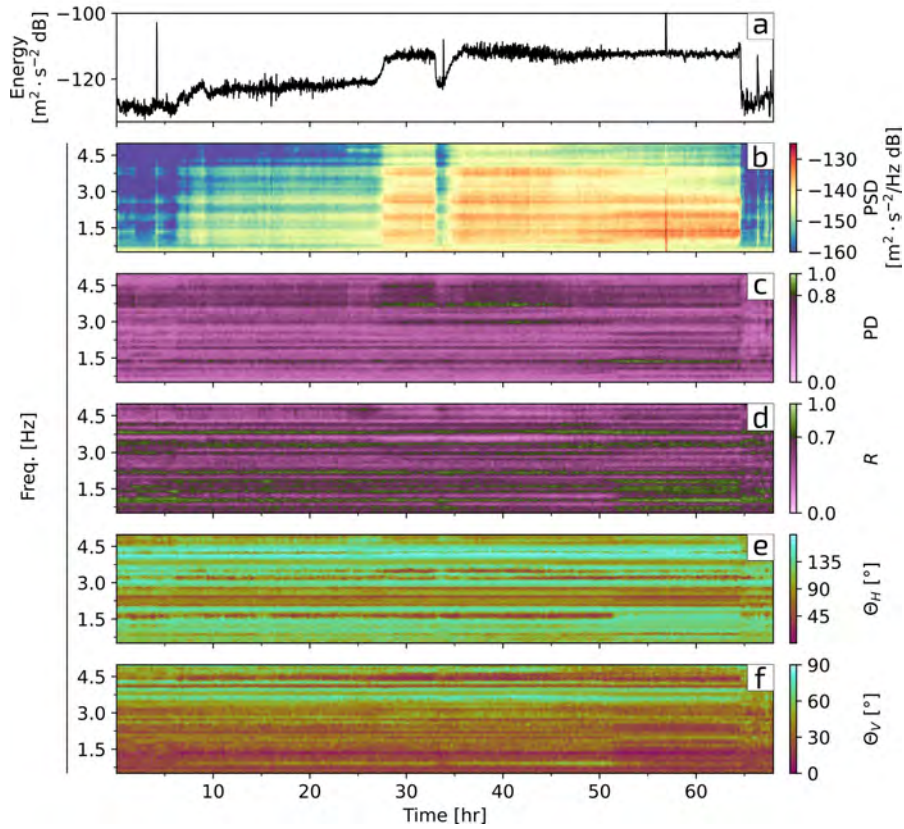


Figura 5.1: Evolución temporal de los vectores reducidos en ventanas sucesivas de 1 minuto entre 0.5 and 5 Hz para la estación NAN5. (a) Energía de la componente vertical entre 0.5 y 5 Hz estimado mediante el teorema de Parseval (b) Espectro de potencia $PSD(f)$ de la componente vertical, (c) Grado de polarización $PD(f)$, (d) Rectilinealidad $R(f)$, (e) acimut $\Theta_H(f)$ y (f) elevación $\Theta_V(f)$ de la elipse de polarización (tomado de Melchor et al., 2022a).

tamaño muestral. Por tanto, las componentes Z, N y E del sismograma continuo se dividen en ventanas sucesivas de 1 minuto. Para cada segmento, se aplica un preprocesado que consiste en: eliminar la tendencia y el efecto de la respuesta instrumental, remuestrear a una frecuencia de 40 Hz, y multiplicar por una ventana de tipo Tukey del 20 % (véase la Figura 3.2). Para cada segmento preprocesado se calcula la potencia espectral PSD , el grado de polarización PD , la rectilinealidad R , y el acimut Θ_H y elevación Θ_V de la elipse de polarización asociada con el valor singular dominante. En la Figura 5.1 se tiene la evolución temporal de los vectores reducidos para este episodio en particular.

5.2. Procesado

El procedimiento tiene como objetivo extraer información relevante de la evolución temporal de los vectores reducidos y puede dividirse en dos etapas. En la primera, nos enfocamos en extraer *picos dominantes* (indicados como \mathcal{P}) de cada una de las PSDs que componen el episodio. Un pico dominante no es más que una frecuencia relacionada con un máximo relativo de una determinada PSD, y que se caracteriza por llevar asociado una serie de valores (energía, rectilinealidad, acimut y elevación). Debido a que cada episodio se compone de una serie de PSD, la primera etapa dará como resultado una gran cantidad de \mathcal{P} .

En la segunda etapa, aplicaremos estimadores de probabilidad (Sección 3.4) para caracterizar las *frecuencias dominantes* del episodio (indicadas como \mathcal{F}). Las frecuencias dominantes son las frecuencias asociadas al máximo relativo en la distribución de probabilidad de \mathcal{P} . Para cada frecuencia dominante, calculamos una serie de valores (como energía, rectilinealidad, azimut o elevación, entre otros) en función de las características de los picos dominantes cuya frecuencia es similar a la frecuencia dominante.

5.2.1. Etapa uno: extracción

Denotaremos como PSD_n al n -ésimo vector reducido PSD del episodio con $n = 1, \dots, N$ y N el número de ventanas temporales de 1 minuto del episodio de 68 hr de duración de la Figura 5.1a, esto es $N = 4080$. Cada PSD_n contiene 410 muestras entre 1.0 y 5.0 Hz. Nos referiremos a la i -ésima potencia espectral de PSD_n como $PSD_{n,i}$.

El proceso comienza definiendo los máximos relativos de PSD_n y definiendo el conjunto de frecuencias \mathcal{P}_n cuyo espectro de potencia es un máximo relativo superior al 70 % del máximo de PSD_n , es decir:

$$\mathcal{P}_n \equiv \{p_{n,i} : PSD_{n,i}^{(mr)} \geq 0.7 \max[PSD_n]\} \quad (5.1)$$

donde el superíndice (mr) denota que $PSD_{n,i}$ es un máximo relativo, esto es $PSD_{n,i}^{(mr)} > PSD_{n,i \pm 1}$, y $p_{n,i}$ representa la frecuencia de $PSD_{n,i}^{(mr)}$.

Para cada $p_{n,i} \in \mathcal{P}_n$ definimos el conjunto $\mathcal{A}_{n,i} = \{j : |p_{n,j} - p_{n,i}| \leq 0.05 \text{ Hz}\}$ para $j = 1, \dots, 410$. La Figura 5.2 muestra un ejemplo de ello para $n = 2000$.

5 Caracterización de las frecuencias dominantes

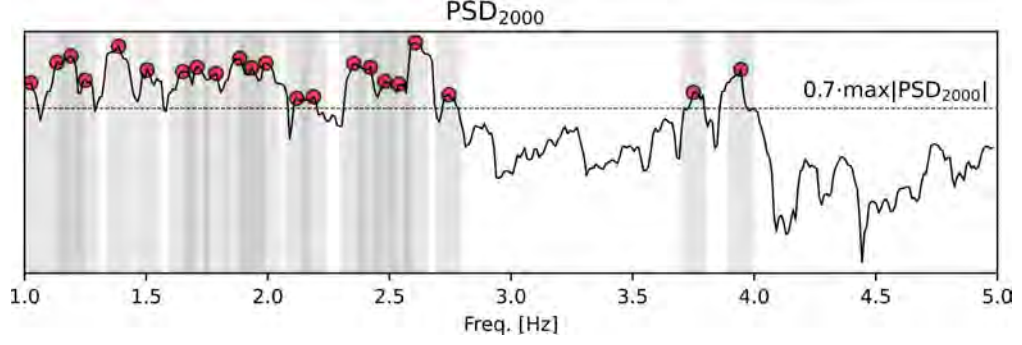


Figura 5.2: Ejemplo de extracción de picos dominantes \mathcal{P}_{2000} (círculos rojos) para la PSD_{2000} del episodio de junio de 2020 (Figura 5.1b). Las barras sombreadas muestran el rango de frecuencias que definen cada conjunto $\mathcal{A}_{2000,i}$. La línea negra representa el umbral máximo por el cual se definen los picos dominantes. Para buscar los picos utilizamos la función `find_peaks`, perteneciente a la `toolbox signal` del Scipy (versión 1.7.1). (tomado de Melchor et al., 2022a)

La energía de $p_{n,i}$ se calcula como el valor promedio del conjunto $\{PSD_{n,k} : k \in \mathcal{A}_{n,i}\}$, es decir, el conjunto de valores del n -ésimo espectro de potencia correspondientes a las frecuencias $p_{n,i} \pm 0.05$ Hz, esto es:

$$\mu_{n,i}^{(PSD)} = \frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(T)}} \sum_{k \in \mathcal{A}_{n,i}} PSD_{n,k} \quad (5.2)$$

donde $\mathcal{N}_{n,i}^{(T)}$ es el número de elementos del conjunto $\mathcal{A}_{n,i}$, denotado como $|\mathcal{A}_{n,i}|$. De esta forma, diremos que $\mu_{n,i}^{(PSD)}$ representa la energía del sismograma a la frecuencia de la señal $p_{n,i}$.

Para estimar el grado de polarización de la señal a la frecuencia del campo de ondas $p_{n,i}$ procedemos de forma similar, pero además del promedio, también calculamos la desviación estándar, esto es:

$$\mu_{n,i}^{(PD)} = \frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(T)}} \sum_{k \in \mathcal{A}_{n,i}} PD_{n,k}, \quad (5.3)$$

$$\sigma_{n,i}^{(PD)} = \sqrt{\frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(T)}} \sum_{k \in \mathcal{A}_{n,i}} \left(PD_{n,k} - \mu_{n,i}^{(PD)} \right)^2}. \quad (5.4)$$

De esta forma, $\sigma_{n,i}^{(PD)}$ nos da una medida del error estadístico del grado de polarización de $p_{n,i}$, expresado como $\mu_{n,i}^{(PD)}$ (véase la Figura 5.3, para una re-

presentación esquemática).

En la Sección 3.3.3 vimos que la rectilinealidad solo tiene sentido físico cuando $PD \approx 1$, ya que, en ese caso, existe un único vector de polarización que describe el movimiento de la partícula. Por lo tanto, para calcular la rectilinealidad de $p_{n,i}$, primero verificaremos dos condiciones:

1. El grado de polarización de $p_{n,i}$ sea mayor a 0.8, esto es: $\mu_{n,i}^{(PD)} \geq 0.8$
2. La desviación estándar del grado de polarización de $p_{n,i}$ sea menor a 0.1, esto es: $\sigma_{n,i}^{(PD)} \leq 0.1$

Aplicando estas dos condiciones nos aseguramos de excluir picos dominantes con baja polarización o pobremente definidos.

Seguimos con el procedimiento definiendo un subconjunto $\mathcal{B}_{n,i} \in \mathcal{A}_{n,i}$ que cumpla que el grado de polarización de cada una de las frecuencias de $\mathcal{A}_{n,i}$ estén asociadas a un grado de polarización mayor a 0.8, esto es:

$$\mathcal{B}_{n,i} \equiv \{j \in \mathcal{A}_{n,i} : PD_{n,j} \geq 0.8\} \quad (5.5)$$

Entonces, la rectilinealidad de $p_{n,i}$ y su error estadístico se calculan como el promedio y la desviación estándar del conjunto no vacío $\{R_{n,k} : k \in \mathcal{B}_{n,i}\}$, es decir,

$$\mu_{n,i}^{(R)} = \frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(R)}} \sum_{k \in \mathcal{B}_{n,i}} R_{n,k} \quad (5.6)$$

$$\sigma_{n,i}^{(R)} = \sqrt{\frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(R)}} \sum_{k \in \mathcal{B}_{n,i}} (R_{n,k} - \mu_{n,i}^{(R)})^2} \quad (5.7)$$

donde $R_{n,k}$ expresa la rectilinealidad del vector de polarización asociado a la frecuencia $p_{n,k}$ que tiene un grado de polarización mayor a 0.8 y una desviación estándar menor a 0.1. Siendo $\mathcal{N}_{n,i}^{(R)} = |\mathcal{B}_{n,i}|$ que satisface la condición de no vacuidad $\mathcal{N}_{n,i}^{(R)} > 0$, es fácil ver que $\mathcal{N}_{n,i}^{(R)} \leq \mathcal{N}_{n,i}^{(T)}$.

Finalmente, solo cuando la elipse de polarización sea lo suficientemente alargada, es razonable estimar los ángulos de acimut y elevación del semieje mayor de la elipse de polarización. Por lo tanto, siguiendo un razonamiento similar al anterior, calcularemos los ángulos de acimut y elevación de $p_{n,i}$ solo

5 Caracterización de las frecuencias dominantes

si $\mu_{n,i}^{(R)} \geq 0.7$ y $\sigma_{n,i}^{(R)} \leq 0.1$. Para ello, definimos un subconjunto $\mathcal{C}_{n,i} \in \mathcal{B}_{n,i}$ que contenga las frecuencias de $\mathcal{B}_{n,i}$ asociadas con una rectilinealidad mayor a 0.7, esto es:

$$\mathcal{C}_{n,i} = \{k \in \mathcal{B}_{n,i} : R_{n,k} \geq 0.7\} \quad (5.8)$$

y calculamos el promedio y la desviación estándar para cada ángulo cuando $\mathcal{C}_{n,i}$ es un conjunto no vacío como:

$$\mu_{n,i}^{(\theta)} = \frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(\theta)}} \sum_{k \in \mathcal{C}_{n,i}} \theta_{n,k} \quad (5.9)$$

$$\sigma_{n,i}^{(\theta)} = \sqrt{\frac{1}{\mathcal{N}_{n,i}^{(\theta)}} \sum_{k \in \mathcal{C}_{n,i}} (\theta_{n,k} - \mu_{n,i}^{(\theta)})^2} \quad (5.10)$$

donde $\theta = \Theta_H, \Theta_V$ y $\mathcal{N}_{n,i}^{(\theta)} = |\mathcal{C}_{n,i}|$, que satisface $\mathcal{N}_{n,i}^{(\theta)} \leq \mathcal{N}_{n,i}^{(R)} \leq \mathcal{N}_{n,i}^{(T)}$.

Este proceso se representa esquemáticamente en la Figura 5.3 donde el pico dominante $p_{n,i} \in \mathcal{P}_n$ se caracteriza por una serie de seis valores: $\mu_{n,i}^{(PSD)}$, $\mu_{n,i}^{(R)}$, $\mu_{n,i}^{(\Theta_H)}$, $\sigma_{n,i}^{(\Theta_H)}$, $\mu_{n,i}^{(\Theta_V)}$ y $\sigma_{n,i}^{(\Theta_V)}$.

5.2.2. Etapa dos: reducción

La cantidad de datos derivados durante la extracción depende en gran medida de la cantidad de segmentos de 1 minuto que componen el episodio. El episodio de la Figura 5.1 tiene 82773 picos dominantes, por lo que, en promedio, resulta alrededor de 20 picos por segmento de 1 minuto, algo menor de los 22 que muestra la PSD_{2000} de la Figura 5.2. Por supuesto, no todos estos picos dominantes llevan consigo valores de rectilinealidad o de acimut. En efecto, solo un 8% del total de los picos dominantes tiene un valor de rectilinealidad asociado y un 2.5% de ángulo de acimut. De todos modos, el número de picos dominantes sigue siendo alto como para analizar uno por uno todo estos valores. Por esta razón se diseñó un segundo esquema de reducción basado en la estimación de densidad de probabilidad.

Empezaremos definiendo el conjunto de frecuencias dominantes \mathcal{F} . Para ello calculamos la densidad de probabilidad de \mathcal{P} para luego buscar los máximos relativos de la distribución. De esta forma, las frecuencias dominantes

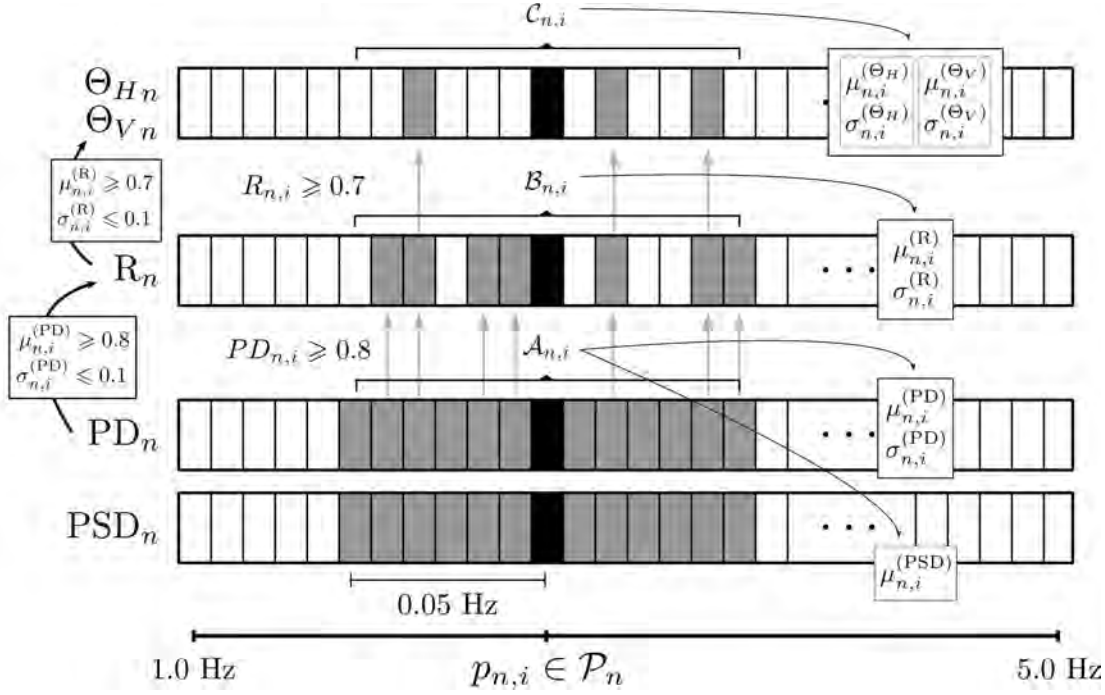


Figura 5.3: Representación esquemática del paso de extracción (tomado de Melchor et al., 2022a).

se definen como aquellas frecuencias con una probabilidad superior del 10 % de la probabilidad máxima, esto es

$$\mathcal{F} = \{f_i : \hat{p}^{(mt)}(\mathcal{P})_i \geq 0.1 \max |\hat{p}(\mathcal{P})|\} \quad (5.11)$$

donde $\hat{p}(\cdot)$ es el estimador densidad de núcleo gaussiano (ecuación 3.59), y f_i denota la i -ésima frecuencia dominante asociada al i -ésimo máximo relativo $\hat{p}^{(mt)}(\mathcal{P})_i$ de la distribución de probabilidad cuya probabilidad es mayor al 10 % de la probabilidad máxima.

La ausencia del subíndice n en \mathcal{P} significa que se recurrió a los 82773 picos dominantes para la estimación de la densidad de probabilidad. El valor umbral seleccionado de 0.1 se debe al interés en maximizar el número de frecuencias dominantes, ya que los picos de baja probabilidad pueden revelar comportamientos transitorios a lo largo del episodio.

En la Figura 5.4a se muestra el conjunto de frecuencias \mathcal{F} del episodio de la Figura 5.1. De esta forma, cada frecuencia dominante f_i está descrita por un valor de probabilidad $\hat{p}^{(mt)}(\mathcal{P})_i$ y el ancho del pico w_i , que se estimó apli-

5 Caracterización de las frecuencias dominantes

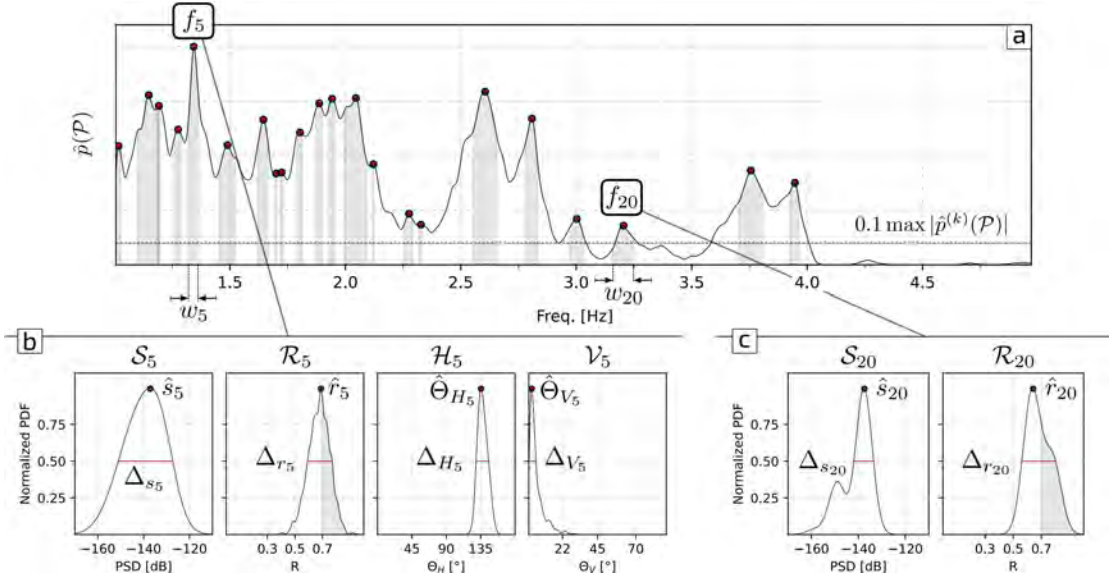


Figura 5.4: Estimación y caracterización de las frecuencias dominantes \mathcal{F} del episodio de la Figura 5.1. (a) Densidad de probabilidad de \mathcal{P} estimado con un núcleo gaussiano y $h = 0.01$. Cada frecuencia dominante $f_i \in \mathcal{F}$ se corresponde con un máximo local y se representa mediante un círculo rojo. La zona sombreada alrededor de f_i representa la anchura del pico w_i . (b y c) Distribución de probabilidad de los conjuntos \mathcal{S}_i , \mathcal{R}_i , \mathcal{H}_i y \mathcal{V}_i de $i = 5, 20$ (modificado de Melchor et al., 2022a).

cando la función `peak_widths` de SciPy (versión 1.7.1)¹. El ancho de la i -ésima frecuencia dominante w_i lo utilizamos para definir los siguientes conjuntos asociados a f_i :

$$\mathcal{S}_i \equiv \{\mu_{n,k}^{(PSD)} : |p_{n,k} - f_i| \leq w_i\} \quad (5.12)$$

$$\mathcal{R}_i \equiv \{\mu_{n,k}^{(R)} : |p_{n,k} - f_i| \leq w_i\} \quad (5.13)$$

$$\mathcal{H}_i \equiv \{\mu_{n,k}^{(\Theta_H)} : |p_{n,k} - f_i| \leq w_i \text{ with } \sigma_{n,k}^{(\Theta_H)} \leq 10^\circ\} \quad (5.14)$$

$$\mathcal{V}_i \equiv \{\mu_{n,k}^{(\Theta_V)} : |p_{n,k} - f_i| \leq w_i \text{ with } \sigma_{n,k}^{(\Theta_V)} \leq 10^\circ\} \quad (5.15)$$

para todo k y n .

La ecuación (5.12) define el conjunto \mathcal{S}_i que contiene todos los valores promedios $\mu_{n,k}^{(PSD)}$ cuya frecuencia $p_{n,k}$ para todo n , está dentro del rango de $f_i \pm w_i$.

¹https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.signal.peak_widths.html (último acceso, 4 de abril de 2022)

Es otras palabras, lo que se hace es determinar la frecuencia dominante y un rango y seleccionar el valor de energía de todos los picos dominantes cuya frecuencia esté dentro de ese rango, que viene dado por el parámetro w_i . Este procedimiento se repite para $\mu_{n,k}^{(R)}$ y para $\mu_{n,k}^{(\Theta_H)}$ y $\mu_{n,k}^{(\Theta_V)}$ cuando el error estadístico asociado sea inferior a 10° .

Debido a las condiciones en el grado de polarización (≥ 0.8) y rectilinealidad (≥ 0.7) para el cálculo de los promedios $\mu_{n,k}^{(R)}$, $\mu_{n,k}^{(\Theta_H)}$, y $\mu_{n,k}^{(\Theta_V)}$, se cumple que $|\mathcal{S}_i| \geq |\mathcal{R}_i| \geq |\mathcal{H}_i|, |\mathcal{V}_i|$. Por tanto, cada f_i tiene asociado, como máximo, cuatro conjuntos no vacíos de promedios bien definidos (ya que excluimos valores con alto desvío estándar) que expresan los atributos de energía y polarización a lo largo del episodio de los picos dominantes asociadas a f_i .

La caracterización de f_i se basa en describir la densidad de probabilidad de los conjuntos \mathcal{S}_i , \mathcal{R}_i , \mathcal{H}_i y \mathcal{V}_i . Así, la energía, rectilinealidad, acimut y elevación de f_i se describen mediante dos parámetros extraídos de sus respectivas densidades de probabilidad: la moda y el rango. La primera, denotada con un “sombrero”, expresa el valor más probable mientras que el rango, denotado con Δ , expresa el ancho de la distribución de densidad normalizada evaluada a la probabilidad 0.5. Las Figuras 5.4b y 5.4c muestran un ejemplo para dos frecuencias dominantes.

En esta etapa del procesado es crítico definir un h óptimo para la estimación de $\hat{p}^{(k)}$ [ecuación (3.59)]. Para ello utilizamos la función `GridSearchCV` de `scikit-learn` (versión 1.0.1)², que ajuste el h óptimo al tamaño y varianza de los datos especificando un rango de variabilidad de h . Además, con tal de excluir conjuntos con bajo número de muestras, establecemos un nivel mínimo para evitar estimar $\hat{p}^{(k)}(\mathcal{S}_i)$ si $|\mathcal{S}_i| < 100$ y $\hat{p}^{(k)}(\mathcal{R}_i)$, $\hat{p}^{(k)}(\mathcal{H}_i)$ y $\hat{p}^{(k)}(\mathcal{V}_i)$ si $|\mathcal{R}_i|$, $|\mathcal{H}_i|$ o $|\mathcal{V}_i|$ son < 5 .

Hasta aquí, cada f_i se caracteriza por, como mucho, los siguientes parámetros: \hat{s}_i , Δ_{s_i} , \hat{r}_i , Δ_{r_i} , $\hat{\Theta}_{H_i}$, Δ_{H_i} , $\hat{\Theta}_{V_i}$ y Δ_{V_i} . Sin embargo, la longitud de los conjuntos definidos en las ecuaciones (5.12–5.15) también caracterizan f_i , en especial las que tienen que ver con el vector de polarización, ya que nos dan información sobre la variabilidad de sus parámetros. Por eso decidimos considerarlos en la caracterización de f_i . Además, también calculamos los siguientes cocientes:

²https://scikit-learn.org/stable/modules/generated/sklearn.model_selection.GridSearchCV.html (último acceso, 4 de abril de 2022)

$$C_{P_i} = |\mathcal{R}_i|/|\mathcal{S}_i| \quad (5.16)$$

$$C_{L_i} = N_{L_i}/|\mathcal{R}_i| \quad (5.17)$$

donde $N_{L_i} = (|\mathcal{H}_i| + |\mathcal{V}_i|)/2$.

Tanto C_{P_i} como C_{L_i} son atributos de f_i y expresan la cantidad de picos dominantes bien (con $PD \geq 0.8$) y linealmente polarizados (con $R \geq 0.8$). Cuando $C_{P_i} \approx 0$, entonces el campo de ondas asociado a la frecuencia dominante f_i tiene una polarización isotrópica. Al contrario, cuando $C_{P_i} \approx 1$ la frecuencia f_i contiene un vector de polarización estable y bien definido durante el episodio. Por tanto, una condición ideal no es únicamente que $C_{P_i} \approx 1$, sino que además $\hat{p}^{(mt)}(\mathcal{P})_i$ sea alta, ya que esto nos indica que la frecuencia f_i , que predomina durante todo el episodio, contiene un vector de polarización bien definido.

Por otro lado, C_{L_i} expresa cuánto predomina la linealidad en aquellos puntos donde hay un vector de polarización bien definido. Así, cuando $C_{L_i} \approx 0$, la elipse de polarización en f_i no es lo suficientemente alargada a lo largo del episodio. Por el contrario, cuando $C_{L_i} \approx 1$ entonces, los picos dominantes asociados a f_i que tienen un vector de polarización bien definido, presentan, a la vez, una elipse de polarización alargada. Un caso muy común es encontrar una frecuencia dominante con $C_P \approx 0$ y $C_L \approx 1$. En estos casos, el valor de $\hat{p}^{(k)}(\mathcal{P})$ y N_L son fundamentales para interpretar la relevancia de estas frecuencia.

5.3. Observaciones finales

El método propuesto está diseñado para caracterizar los vectores reducidos que se muestran en la Figura 5.1 en una serie de parámetros, esto es: las frecuencias dominantes y sus propiedades. Sin embargo, el procedimiento seguido depende de varios parámetros que se pueden ajustar dependiendo de las necesidades, de entre todos: los umbrales en la determinación de picos y frecuencias dominantes (Figura 5.4a) son los más determinantes y merece la pena considerar su impacto en el resultado del procesado.

En la Figura 5.5 se tienen las curvas de $|\mathcal{P}|$ con respecto al umbral de de-

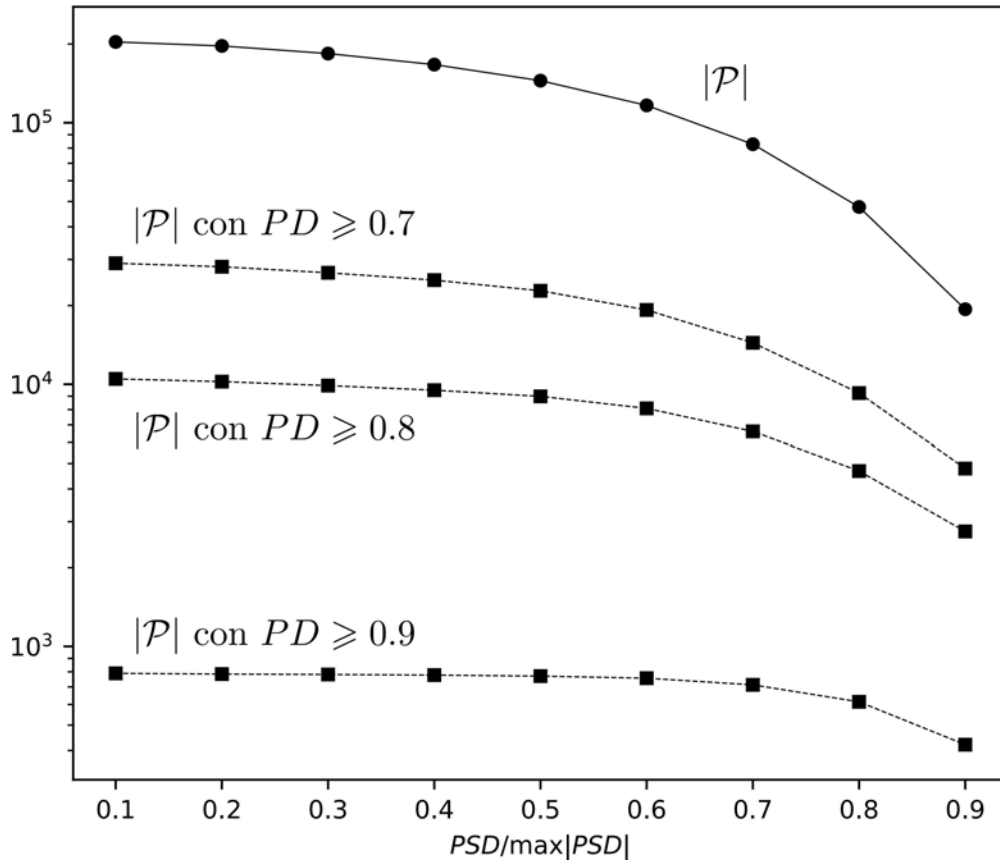


Figura 5.5: Tamaño muestral de los picos dominantes del episodio de la Figura 5.1 para diferentes valores umbral. La curva superior muestra la cantidad total de picos dominantes independientemente del grado de polarización.

tección de picos dominantes [ecuación (5.1)]. A su vez mostramos las curvas con la cantidad total de picos dominantes con diferentes umbrales de PD . El impacto en el tamaño muestral es mayor en el umbral de PD que en la diferencia entre el máximo local y absoluto de las PSDs. Esta relación es la que se utiliza en la ecuación (5.1) para la extracción de picos dominantes en cada una de las PSDs que compone el episodio.

A medida que relajamos la condición en PD obtenemos mayor información de la evolución temporal de la rectilinealidad de los picos dominantes a lo largo del episodio. El incremento de 0.8 a 0.9 es más que notable, pues se pierde más de un orden de magnitud de información (de 10^4 a 10^3).

Obviamente, conviene ajustar estos valores a las necesidades del estudio en particular. Por ejemplo, si se están buscando transiciones de corta duración

en relación a la duración del episodio, conviene relajar estos valores, pero si se pretenden buscar características estables conviene aumentar los umbrales.

5.3.1. Efecto *gliding*

La caracterización propuesta puede describir el campo de ondas de los episodios LP cuando no hay evidencia de un fuerte efecto de deslizamiento en frecuencia, es decir, cuando no se observa *gliding*. En efecto, la ecuación (5.11) define las frecuencias dominantes como máximos locales en la distribución de probabilidad de los picos dominantes, lo que intrínsecamente asume cierta estabilidad en su evolución temporal, de ahí la necesidad de calcular sus anchos. Si bien es cierto que el ancho asociado a cada frecuencia dominante puede llegar a ser una medida de *gliding*, cuando este efecto es del orden de los 2 Hz (Unglert y Jellinek, 2015) o, en el peor de los casos, de 20 Hz (Hotovec et al., 2013), es muy probable que la frecuencia no represente un máximo local y por lo tanto, el método no la identifique como una frecuencia dominante.

Se puede abordar una forma de caracterizar los atributos de polarización de las frecuencias dominantes con fuertes efectos de deslizamiento (*i*) sustituyendo el PSD_n en la ecuación (5.1) por una versión pesada con el grado de polarización. De esta forma, la ecuación quedaría

$$\mathcal{P}'_n = \{p_{n,i} : \frac{PSD_{n,i} \cdot PD_{n,i}}{\text{máx}[PSD]} \geq 0.9\} \quad \text{para } n = 1, \dots, N \quad (5.18)$$

donde se ha sustituido el umbral de 0.7 a 0.9 con tal de realzar los picos bien polarizados dominantes. Si bien este cambio no permite obtener una frecuencia dominante mediante la técnicas de la estimación de la probabilidad, si permitiría una identificación visual mediante la evolución temporal de los picos dominantes. En cualquier caso, este procedimiento debe estudiarse en detalle en situaciones donde se tenga evidencia de *gliding*.

Notación

C_{L_i} : Coeficiente de polarización lineal de f_i

C_{P_i} : Coeficiente de polarización de f_i

Δ_{H_i} : Rango de $\hat{\Theta}_{H_i}$

Δ_{r_i} : Rango de \hat{r}_i

Δ_{s_i} : Rango de \hat{s}_i

Δ_{V_i} : Rango de $\hat{\Theta}_{V_i}$

\mathcal{F} : Conjunto de frecuencias dominantes

f_i : Frecuencia dominante

$\mu_{n,i}^{(PD)}$: Grado de polarización del pico dominante $p_{n,i}$

$\mu_{n,i}^{(R)}$: Rectilinealidad del pico dominante $p_{n,i}$

$\mu_{n,i}^{(PSD)}$: Energía del pico dominante $p_{n,i}$

$\mu_{n,i}^{(\Theta_H)}$: Acimut del pico dominante $p_{n,i}$

$\mu_{n,i}^{(\Theta_V)}$: Elevación del pico dominante $p_{n,i}$

\mathcal{P} : Conjunto de picos dominantes

$p_{n,i}$: Frecuencia del pico dominante

PD : Grado de polarización

PSD : Densidad espectral de potencia

\hat{r}_i : Rectilinealidad de f_i

\hat{s}_i : Energía de f_i

$\sigma_{n,i}^{(PD)}$: Error en el grado de polarización del pico dominante $p_{n,i}$

$\sigma_{n,i}^{(\Theta_H)}$: Error en la acimut del pico dominante $p_{n,i}$

$\sigma_{n,i}^{(\Theta_V)}$: Error en la elevación del pico dominante $p_{n,i}$

$\hat{\Theta}_{H_i}$: Acimut de f_i

$\hat{\Theta}_{V_i}$: Elevación de f_i

w_i : Ancho de f_i

6 Caracterización de la sismicidad LP entre 2012 y 2019

En este capítulo nos enfocamos en diseccionar y caracterizar el contenido espectral y las propiedades de polarización de los episodios de larga duración entre junio de 2012 y diciembre de 2019. Resulta difícil establecer un umbral de duración mínimo por el cual un episodio LP se considera “largo”. Pero, desde un punto de vista estadístico, si durante un episodio LP puedo tomar un número de observaciones temporales tal que es posible hacer un tratamiento estadístico no sesgado, entonces podemos considerar que el episodio LP es de larga duración. Sin embargo, llevar esta definición a la práctica es complicado, es por ello que lo consideramos “de largo periodo” si su duración es mayor a una hora.

Dado que no tenemos datos para el año 2017, el estudio se centra en el periodo junio 2012 a diciembre 2016 y enero 2018 a diciembre 2019. En la primera parte, trataremos el esquema de detección seguido y la clasificación de los episodios basado en su contenido espectral. En la segunda parte presentamos los resultados de aplicar la caracterización de frecuencias dominantes (que se vió en la sección anterior) en aquellos episodios que mostraron un espectro de tipo armónico o monocromático, pues los episodios clasificados como de banda ancha fueron caracterizados de forma continua, como se verá en la tercera parte. Por último, analizaremos la relación entre los episodios detectados con la actividad eruptiva del volcán y discutiremos qué mecanismos podrían explicar la sismogénesis de estos episodios.

6.1. Detección y clasificación

El esquema de detección seguido se basó en lo discutido en la Sección 4.3.1. El preprocesamiento consistió en aplicar métodos de reducción de datos y obtener información relevante asociada a procesos volcánicos de larga duración que perturban el campo de ondas local. Para ello, calculamos en ventanas sucesivas de 20 minutos y entre 0.5 y 10 Hz: la energía mediante el teorema de Parseval, la entropía de permutación, la densidad espectral de potencia y el grado de polarización.

La detección se realizó mediante una inspección visual de la evolución temporal de estos parámetros reducidos. Consideramos que se detectó un episodio cuando en un periodo mínimo de una hora se cumplía que:

1. La energía media del periodo era mayor al nivel de fondo anual.
2. La entropía de permutación media era menor al nivel de fondo anual.
3. El contenido espectral estuvo caracterizado por presentar alta potencia espectral en rangos de frecuencia bien definidos que, además, se correlacionaban con altos valores de grado de polarización.

El preprocesado se aplicó entre junio de 2012 y diciembre de 2019. Por falta de datos, periodos de tiempo considerables en 2014 y 2016 no fueron analizados, al igual que el año 2017. En total, encontramos 355 episodios que cumplieron con estas condiciones. Los clasificamos como de “banda estrecha” (NB) y de “banda ancha” (BB) según la forma de su contenido espectral. Mientras que el primer grupo presenta un contenido espectral caracterizado por picos únicos o múltiples (a estos episodios los etiquetamos como MT y NT en la Figura 4.3), el contenido espectral del segundo muestra un rango continuo y bien definido de frecuencias con energía espectral relativamente elevada (estos corresponden a los episodios etiquetados como BTs, véase la Figura 4.3).

6.2. Sismicidad de banda estrecha

Identificamos alrededor de 7986 horas de episodios LP tipo banda estrecha (NB), distribuidas en 85 episodios. En general, los NB son de baja amplitud y

presentan un inicio y un final poco claros. En ocasiones, periodos energéticos de ruido se entremezclan con la actividad y se pierde la noción de continuidad de los episodios lo que dificulta poder establecer con rigurosidad los límites temporales de inicio y fin de los episodios. La evolución temporal de la energía también presentó mucha variabilidad, llegando a observarse “silencios” en su evolución temporal (entraremos en detalle más adelante acerca de este fenómeno a lo largo de la sección).

La duración de los episodios NB es extremadamente variable, y se encontraron duraciones que van desde una hora hasta más de mil. Con tal de mantener un tamaño muestral parecido entre los episodios, la caracterización de las frecuencias dominantes se realizó aplicando un promedio móvil de un minuto. La longitud de la ventana para aplicar el promedio móvil se escogió en función de la duración del episodio, tal como se muestra en la Tabla C.9.

El método se aplicó para caracterizar las frecuencias dominantes de la componente vertical de los 85 episodios. La combinación de parámetros que escogimos para la extracción de picos dominantes fue: picos relativos con una energía espectral superior al 70% del máximo de la ventana de un minuto, un umbral de 0.8 en el grado de polarización para el cálculo de la rectilinealidad, y un umbral de 0.7 en la rectilinealidad para el cálculo de los ángulos de polarización. Por otro lado, para el cálculo de las frecuencias dominantes se consideraron los máximos locales de probabilidad con una probabilidad superior al 10% del máximo. En la Figura 6.1 puede verse un ejemplo de un episodio NB con los picos dominantes asociados a las frecuencias dominantes con un grado de polarización mayor a 0.8.

6.2.1. Resultados

En total, obtuvimos 917 frecuencias dominantes en el rango 1–5 Hz, de las cuales 374 fueron consideradas *frecuencias bien polarizadas* (FBP) al llevar asociado un valor de rectilinealidad, mientras que únicamente 125 fueron consideradas como *frecuencias linealmente polarizadas* (FLP) por llevar asociado un vector de polarización lo suficientemente alargado para presentar ángulos de polarización bien definidos durante el episodio. Técnicamente, una frecuencia f no tiene polarización, por lo que éstas definiciones deben entenderse en el sentido de describir la polarización del campo de ondas asociado

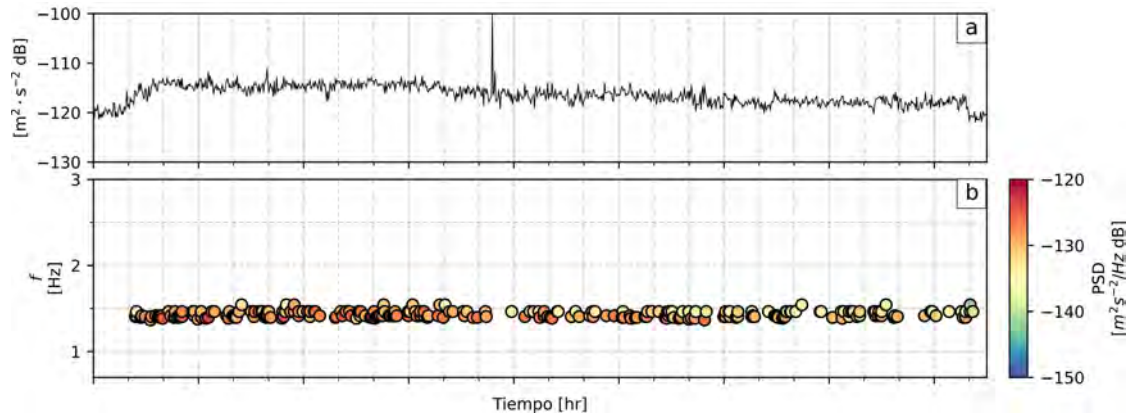


Figura 6.1: Ejemplo de un episodio NB ocurrido a las 23:40:00 UTC del 21 de julio de 2019. (a) Evolución temporal de la energía entre 0.5 y 10 Hz. (b) Energía de los picos dominantes con grado de polarización mayor a 0.8.

a f durante el episodio.

Las FBPs tienen un valor de C_P asociado, mientras que las FLPs están descritas por un valor de C_L , además de C_P . En la Figura 6.2a y 6.2b se tienen los valores de frecuencia de las FBP y FLP en función de la probabilidad y del valor de C_P . Es interesante ver que la principal diferencia entre ambos gráficos es la mayor pérdida de FLPs en el rango 1–2 Hz. Es también interesante observar que los valores más altos de C_P se tienen para frecuencias cuyas probabilidades son bajas. Esto significa que el grado de polarización de los picos dominantes asociados a la FBP no son, en general, constantes con el tiempo. Esto se observa en el ejemplo de la Figura 6.1. En general, la rectilinealidad es baja a frecuencias menores, donde los C_P presentan un menor valor. Sin embargo, no hay un patrón claro entre estos atributos, como puede verse en la Figura 6.2c. El último gráfico de la figura muestra la variación de los ángulos de polarización con C_L , donde es interesante notar la gran variabilidad tanto en los rangos como en los ángulos de acimut y elevación.

En el Archivo 6.1 (ver Apéndice A) se tiene los resultados de las 917 frecuencias dominantes para los 85 episodios analizados. Cada episodio se identifica por un código que se compone del año y de un número entero que especifica su orden cronológico de aparición. En la Figura 6.3 presentamos el número de frecuencias FBP y FLP de cada uno de los episodios mediante este número y el año. Como puede observarse, de los 85 episodios detectados únicamente 5 no cuentan con FBP. Por otro lado, los tres episodios de 2016 (58, 59, y 60)

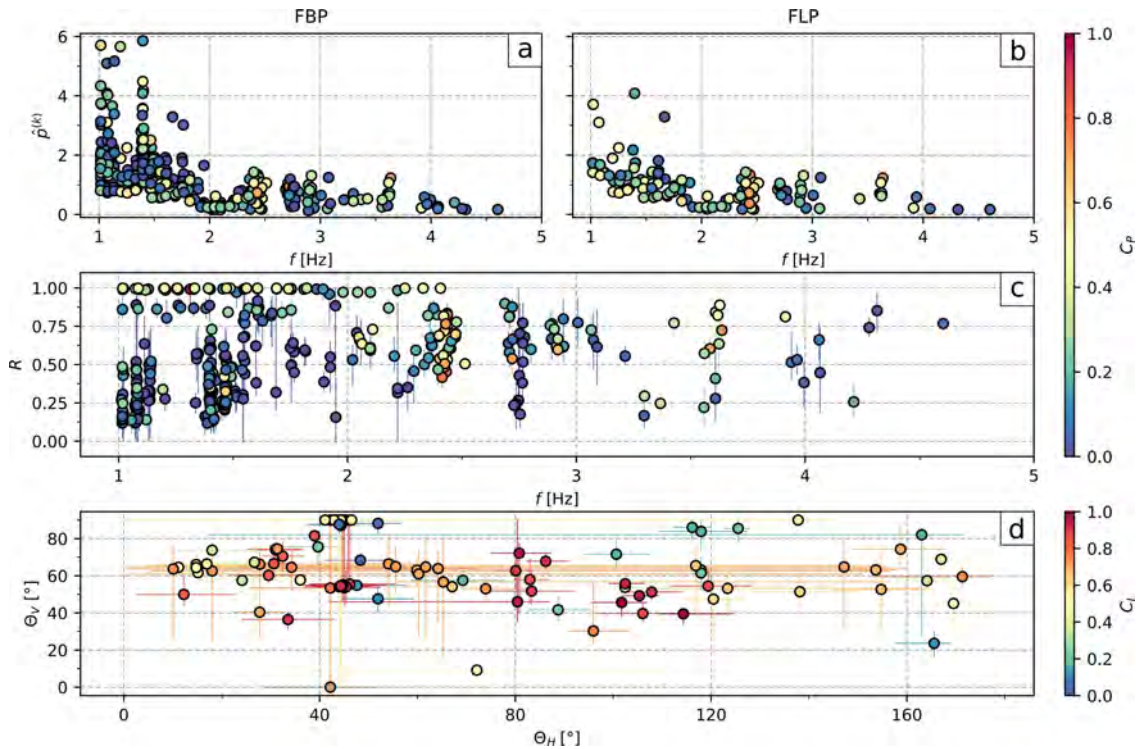


Figura 6.2: Frecuencias bien polarizadas (FBP) y linealmente polarizadas (FLP) de los 85 episodios NB. (a, b) Probabilidad en función de la frecuencia y C_P . (c) Rectilinealidad en función de la frecuencia y C_P . (d) Acimut en función de la elevación y de C_L . Las barras verticales y horizontales expresan el rango mientras que el círculo representa la moda de cada atributo asociado a la frecuencia dominante.

contienen cerca del 38% del total de FLP. Por otro lado, en ninguno de los episodios de 2019 se registraron FLPs.

Los atributos de polarización se muestran en la Figura 6.4 en función de la frecuencia y de N_L , esto es la cantidad de mediciones conjuntas de acimut y elevación. Es notable la pérdida de FLPs a medida que aumenta N_L . Hay una tendencia general a disminuir el rango de los atributos de polarización a medida que aumenta N_L , a pesar de que para los FLPs correspondientes a 2016, el rango en la elevación sugiere fuertes cambios del vector de polarización. Es interesante ver dos cosas: que los FLPs de 2016 son los que presentan mayores valores de rectilinealidad y que los FLPs registrados en 2013 y 2016 son los que mayores N_L poseen.

El acimut del vector de polarización muestra patrones interesantes en función del año y de la frecuencia. Por ejemplo, a 2.4 Hz, ángulos de acimut en-

6 Caracterización de la sismicidad LP entre 2012 y 2019

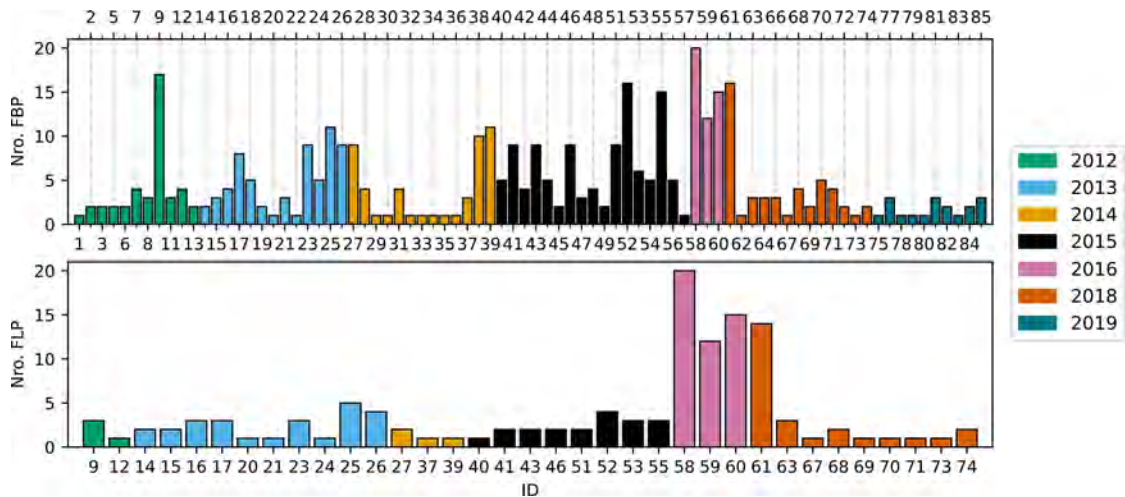


Figura 6.3: Número de frecuencias FBP y FLP para cada uno de los episodios NB detectados.

entre 15° y 45° se observaron en diferentes episodios ocurridos en 2018, 2012 y 2013, mientras que en FLP de 2013 se observa un aumento del acimut con la frecuencia. Por otro lado, los ángulos de elevación se mantienen, en general, contenidos entre 40° y 78° independientemente del año y de la frecuencia.

6.2.2. Discusión

La mayoría de los episodios LP mostraron frecuencias dominantes con valores bajos de grado de polarización y, por lo tanto, C_P bajos. Esto puede ocurrir por un aumento del ruido isotrópico o por interferencia con otras fuentes. Cuando, por ejemplo, la velocidad del viento es alta, es esperable que el ruido sea isotrópico en todas sus frecuencias, a menos que exista alguna estructura particular que genere ondas con una polarización bien definida en frecuencias específicas por acción del viento. En cualquier caso, dicha polarización se observaría junto con un incremento de energía del campo de ondas en una amplia banda espectral (véase NS en Figura 4.3). Sin embargo, episodios con bajos valores de C_P se observaron también en periodos de poca intensidad de viento lo que indicaría que este hecho estaría más vinculado a una baja relación señal-ruido que a un incremento del ruido por acción del viento.

En la Figura 6.2 observamos que el rango de R tiende a ser mayor cuando C_P es bajo, lo que podría indicar interferencias en el campo de ondas para

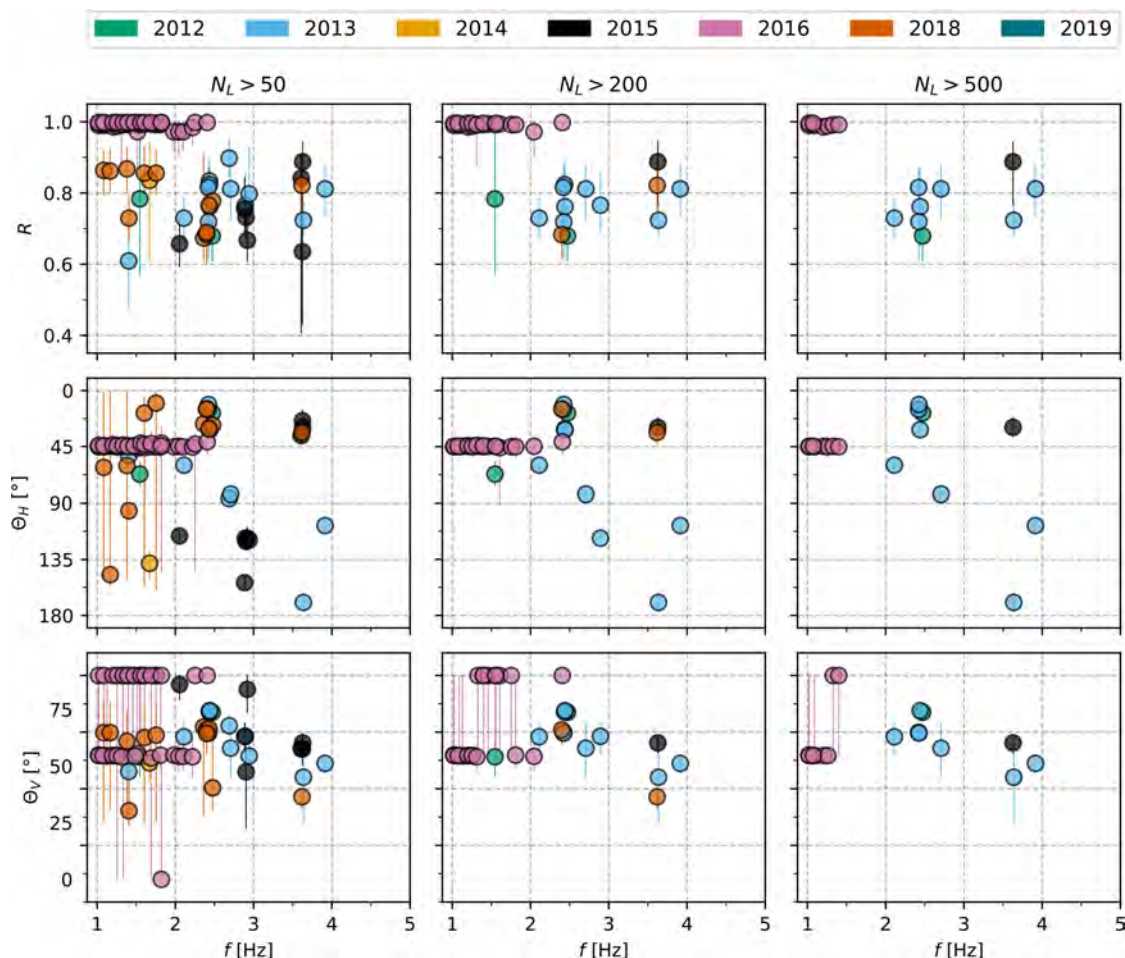


Figura 6.4: Atributos de polarización de los FLPs en función de la frecuencia, del año y de N_L . Las barras verticales representan el rango de cada uno de los atributos que caracterizan las frecuencias dominantes.

frecuencias por debajo de los 2 Hz, efectos de dispersión o heterogeneidades en el camino. La pérdida de valores de rectilinealidad mayor a 0.7 reduce los valores de C_L . El resultado final es un campo de ondas compuesto de múltiples polarizaciones inestables en el tiempo, pues generalmente presentan bajos valores de C_P .

Los atributos de polarización brindan información sobre la dirección del movimiento de la partícula durante el episodio, pero no de la dirección de propagación de las ondas a menos que se conozca el tipo de ondas que conforman el campo de ondas de cada episodio. En efecto, solo cuando el campo de ondas del episodio NB está compuesto por ondas P y la propagación se dé en

un medio homogéneo, Θ_H y Θ_V señalarán la dirección de la fuente. En general, los ángulos de polarización de las frecuencias FLP no muestran patrones claros, lo que podría revelar o bien un medio altamente heterogéneo o bien un sistema volcánico-hidrotermal muy complejo capaz de producir sismicidad LP en un rango espacial amplio. El comportamiento de las FLP de 2016 es especialmente particular, pues los tres episodios muestran comportamientos muy parecidos en rectilinealidad y acimut pero no en elevación. Es especialmente interesante ver que el rango del ángulo de elevación es mayor que el de acimut, lo que podría sugerir efectos de fuente.

Características de segundo orden

El enfoque seguido en la caracterización de los episodios de NB fue diseñado para describir a grandes rasgos, cada uno de los episodios detectados. Hay, por tanto, ciertas características que, para su estudio, requieren un análisis más detallado. A estas características las llamaremos de *segundo orden*. El objetivo de esta sección es mencionar tres de estas características que se han observado en la evolución temporal de algunos episodios de NB: picos secundarios con alta rectilinealidad, silencios sísmicos y la ausencia de *gliding*.

- En la Figura 6.5 se tiene un episodio NB donde se muestra la evolución temporal de los picos dominantes con polarización lineal (PPL) que no están asociados a ninguna de las frecuencias dominantes del episodio (Figura 6.5b). Los picos bien polarizados que sí están asociados a las FBP aparecen en el gráfico 6.5c. Los PPL pueden describirse como transitorios del episodio ya que reflejan características de segundo orden del episodio LP. Un ejemplo de ello son los picos a 1.5 Hz y a 2 Hz, este último se observa en la últimas 5 horas del episodio.

La razón por la que estos picos no caracterizan las frecuencias dominantes del episodio es porque fueron excluidos en la etapa de reducción (Sección 5.2.2). Esto puede ocurrir en la estimación de densidad de los picos, pero también en la selección de picos dominantes, que depende del ancho w de cada frecuencia dominante. Así un w estrecho puede excluir PPL que se encuentren relativamente cerca de la frecuencia dominante. Esto explica, por ejemplo, por qué en la Figura 6.5b aparecen picos a frecuencias similares que en la Figura 6.5c.

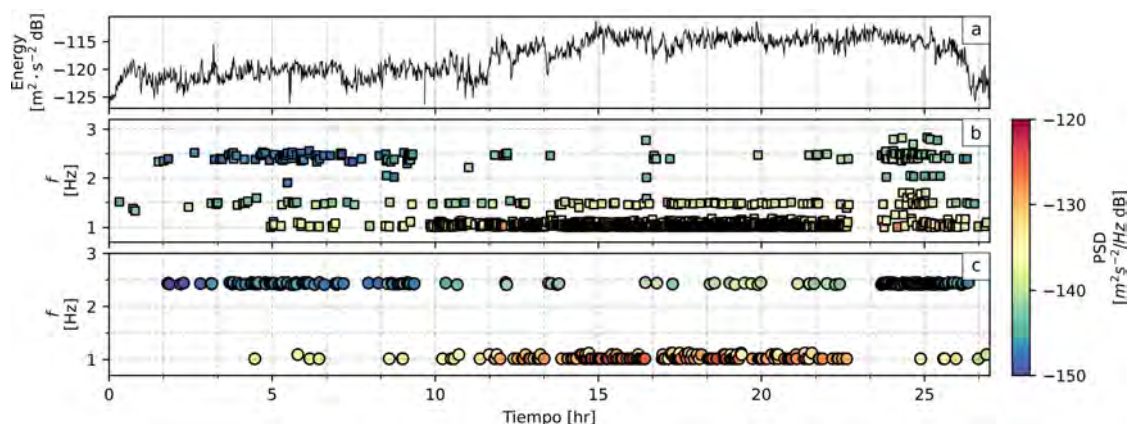


Figura 6.5: Ejemplo de un episodio NB ocurrido el 1 de enero de 2015 a las 01:20 UTC. (a) Energía entre 0.5 y 10 Hz. (b) Picos dominantes linealmente polarizados de segundo orden (c) Picos dominantes bien polarizados asociados a las frecuencias FBP del episodio.

- El término “silencio sísmico” fue acuñado originalmente por Morales et al. (2015) para describir el comportamiento del tremor antes de las emisiones de ceniza de Copahue en octubre de 2014. Lo que observaron Morales et al. (2015) fue que la amplitud del tremor de fondo (en nuestros términos episodio LP) experimentaba una disminución drástica de la amplitud por un periodo sostenido (de minutos) antes de observarse explosiones freáticas en el cráter. Luego de una inspección visual de la evolución temporal de los parámetros reducidos, hemos encontrado un patrón similar en 14 episodios NB desde febrero de 2013 con silencios de alrededor de 40 minutos. Los 14 episodios detectados suman 81 FBP, de las cuales 16 son FLP. La Figura 6.6 muestra un ejemplo observado durante un episodio registrado en 2019 y los atributos de polarización en función de la frecuencia para cada una de las FLPs. Es interesante observar la ausencia de un patrón claro de ángulos de polarización entre estos episodios que presentan fenómenos similares.
- En la inspección del espectrograma no se observó efecto *gliding* apreciable en el rango 1–5 Hz.

6 Caracterización de la sismicidad LP entre 2012 y 2019

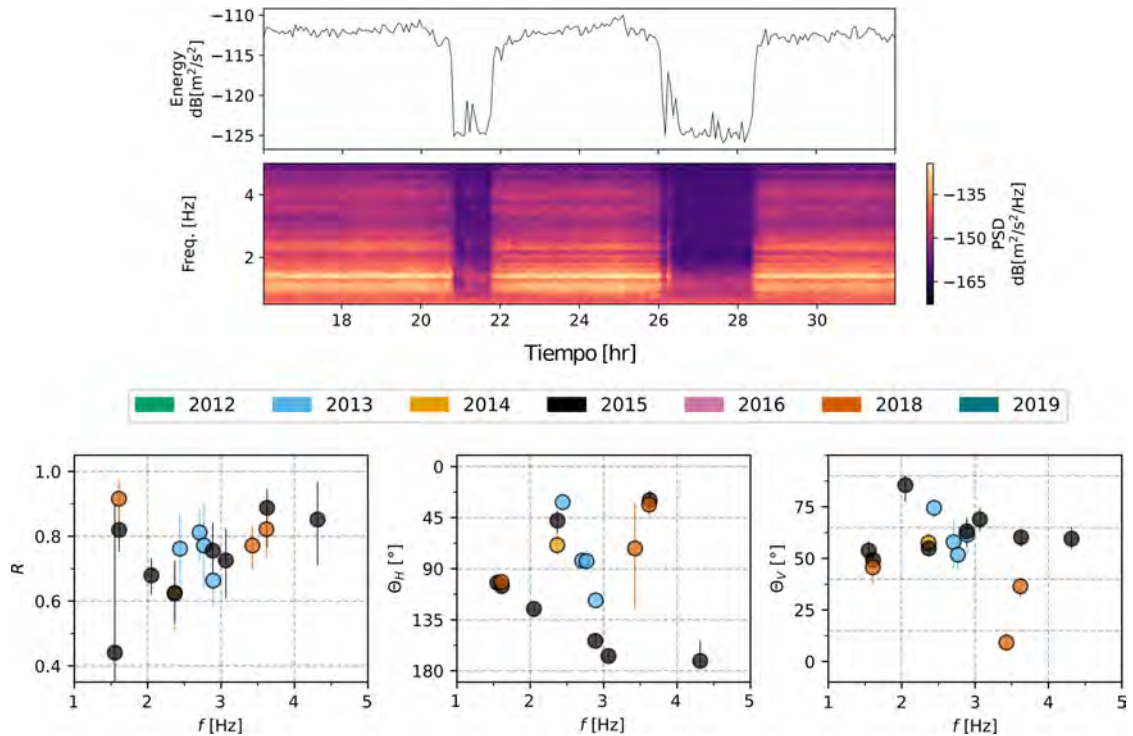


Figura 6.6: (sup.) Ejemplo de un episodio NB ocurrido el 6 de agosto de 2019 con dos silencios sísmicos. (inf.) Atributos de polarización de las FLP de los 14 episodios NB que presentan silencios sísmicos.

6.3. Sismicidad de banda ancha

Los episodios de banda ancha (BB) se caracterizan por mostrar un rango continuo de frecuencias con altos valores de amplitud espectral y grado de polarización y son el tipo de sismicidad más recurrente, con un total de 270 episodios. La mayoría de ellos surgieron en enjambres de decenas de episodios que duraron desde días hasta meses. El más largo (99 días) estuvo compuesto por 40 episodios (Tabla 6.1).

Como puede verse en la Tabla 6.1, los enjambres BB muestran una estacionalidad regular al ocurrir principalmente durante la primavera. Además, los enjambres mostraron períodos regulares de ocurrencia centrados en 12 h con tiempos de inicio en el rango de 13:00 a 19:00 UTC (Figura 6.7). Esta alta periodicidad y estacionalidad nos llevó a considerar que los temblores de BB son causados por algún efecto estacional y modulados por variaciones diarias. De esta forma, comparamos los episodios de BB con los datos meteorológicos

Tabla 6.1: Periodios de tiempo en donde se observaron enjambres de episodios BB.

Tiempo	Duración [días]	Nro. episodios
18/12/2012	9	8
27/08/2013	14	8
13/10/2013	40	20
27/09/2014	45	28
28/09/2015	75	57
03/09/2016	4	3
25/08/2018	96	40
11/09/2019	75	53

proporcionados por la Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas Hidrográficas de Argentina. Sin embargo, no encontramos ningún indicio de correlación entre la aparición de episodios BB y la evolución temporal de la temperatura, viento, nevadas o precipitaciones (véase Archivo 6.2 en Apéndice A).

La continuidad en frecuencia de la amplitud espectral y el grado de polarización así como el hecho de que se observen en enjambres sugieren que todos los episodios BB son, en realidad, una manifestación sísmica de un mismo proceso volcánico o hidrotermal que se repite a lo largo del tiempo. Es por ello que, para la caracterización de los atributos de polarización de los episodios BB, seguimos un enfoque diferente al realizado con los episodios NB.

El procedimiento consistió en calcular el espectro de potencia (PSD), grado de polarización, rectilinealidad y ángulos de polarización en ventanas sucesivas de un minuto. Luego, para cada episodio individual, construimos la distribución de densidad espectral más probable (pPSD), que no es más que estimar el máximo de la densidad de probabilidad de todos los valores de potencia espectral para una misma frecuencia. Matemáticamente, equivale a utilizar la ecuación (3.59) para cada frecuencia y obtener la potencia espectral asociada al máximo de probabilidad.

Una vez definida la pPSD, se extrae la energía e , la frecuencia dominante f_d y el rango de frecuencia f_{rango} como se muestra en la Figura 6.8. La curva pPSD de la Figura 6.8 es un claro ejemplo del comportamiento de la pPSD de los episodios BB, que se caracteriza por presentar un mínimo local alrededor de los 2.5 Hz. Consideramos este mínimo como el inicio espectral del episodio; en consecuencia, definimos el rango de frecuencias f_{rango} trazando una línea horizontal desde este mínimo hasta que se cruza nuevamente con el pPSD

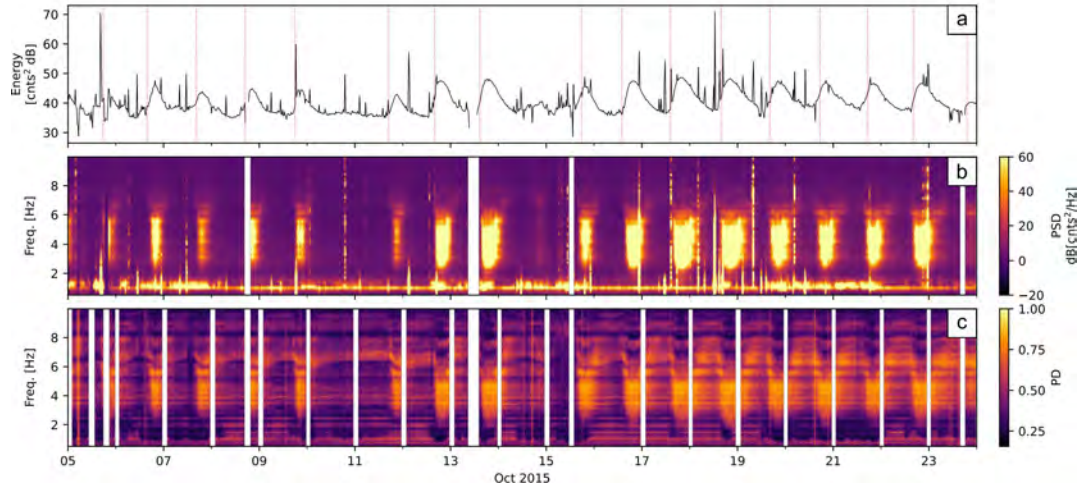


Figura 6.7: Ejemplo de varios episodios BB ocurridos en octubre de 2015. (a) energía entre 0.5 y 10 Hz. Evolución temporal de la (b) densidad de potencia espectral y (c) grado de polarización en ventanas 20 minutos (tomado de Melchor et al., 2022b).

a frecuencia mayores. La frecuencia dominante f_d se define entonces como la frecuencia asociada al valor máximo de la distribución en el f_{rango} , y la energía e es el área bajo la pPSD hasta -160 dB.

La energía de los BB abarcó de 5 a 90 dB sin mostrar un valor central claro. Los episodios individuales tienen, en general, valores más altos de energía. La mayoría de los episodios duraron menos de 20 horas. Sin embargo, el más largo se registró durante el enjambre de 2013, que duró varios días. En cuanto a su frecuencia dominante, la mayoría de ellos se encuentran en el rango 4–6 Hz, sin relación con la energía o la duración (ver Apéndice C). En el Archivo 6.3 (Apéndice A) se tiene una base de datos con la información de los episodios BB junto con sus valores de e , f_d , y f_{rango} .

6.3.1. Polarización de los episodios BB

El valor de f_{rango} de cada uno de los episodios define el inicio y final espectral del episodio, lo que permite centrar el análisis de polarización en este rango de frecuencias. Para ello se procede de la siguiente manera: se apilan todas las funciones de rectilinealidad $R(f \in f_{rango})$ que componen cada episodio cuando se cumple que el grado de polarización es ≥ 0.8 y se calculan los percentiles 25,

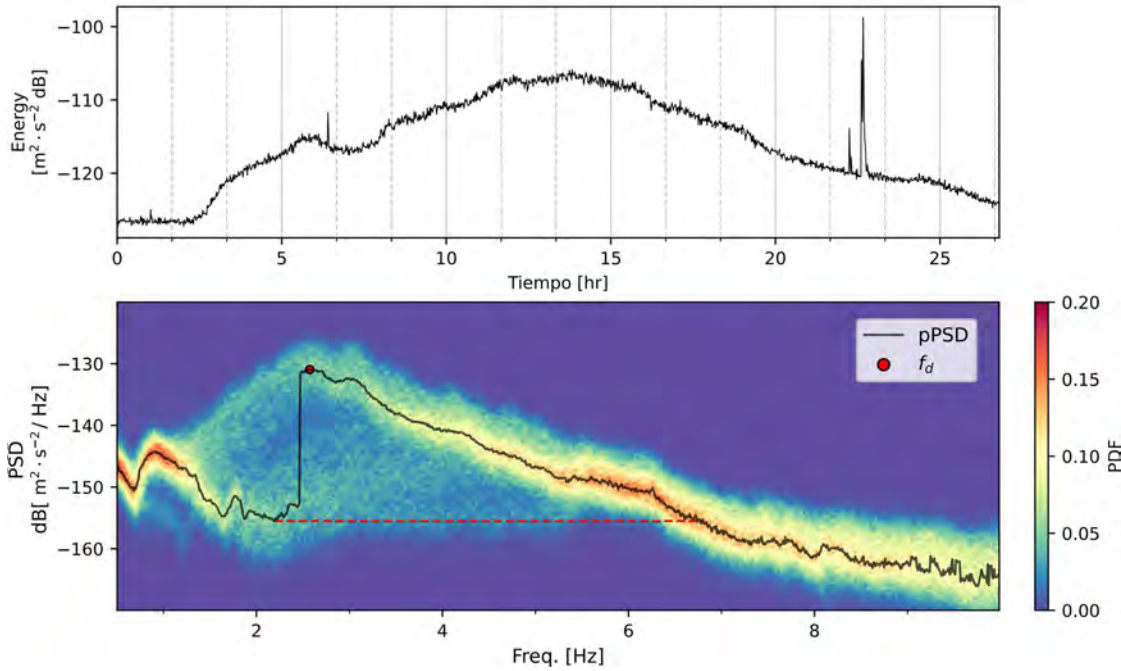


Figura 6.8: Episodios BB del 1 de junio de 2012. (sup.) Evolución temporal de la energía en el rango de 0.5 a 10 Hz. (inf.) La estimación de densidad de probabilidad a partir de todas las PSDd de un minuto que compone el episodio junto con la PSD más probable (pPSD). La frecuencia asociada al máximo de la pPSD es la frecuencia dominante f_d . La línea horizontal roja representa el rango de frecuencia f_{rango} , que se calcula buscando el mínimo de la pPSD y trazando una intersección hasta que vuelva a cortar a la curva. La energía e es el área bajo la pPSD hasta -160 dB en el límite de f_{rango} .

50 y 75 de la rectilinealidad. Esto se hizo para 226 episodios de los 270 ya que 44 episodios mostraron datos corruptos en algunos de los tres componentes que imposibilitaron el análisis de polarización.

En la Figura 6.9a se tienen los resultados. El percentil 50 varía entre 0.3 y 0.7 y muestra picos esporádicos por encima de 0.7, lo que indica que el vector de polarización es lo suficientemente alargado como para considerar una polarización elíptica. De hecho, la rectilinealidad se pierde cada vez más a frecuencias mayores a 6 Hz, donde la rectilinealidad alcanza un mínimo de 0.2 a 6.4 Hz.

De forma similar a como se caracterizaron las frecuencias dominantes de los episodios NB, definimos el tamaño muestral de R para los episodios BB en función de la frecuencia. Se distinguen dependiendo del valor de la rectilinealidad en $N_L(f)$, $N_E(f)$, y $N_C(f)$ dependiendo del valor de R . Así, N_L

hace referencia al tamaño muestral de la rectilinealidad lineal ($R \geq 0.7$), N_E a la rectilinealidad elíptica ($0.3 < R < 0.7$), y N_C a la rectilinealidad circular ($R \leq 0.3$). Como puede verse en la Figura 6.9b, el mayor número de N_E se tiene entre 3.5 y 5.1 Hz y en los picos centrados en 5.5 y 6.1 Hz. Por otro lado, los valores más altos de N_L se encuentran en el rango 4.5–6.0 Hz y en los picos centrados en 3.0 y 4.1 Hz.

Los atributos $C_P(f)$ y $C_L(f)$ se pueden estimar fácilmente de forma análoga a las ecuaciones (5.16) y (5.17) como:

$$C_P(f) = \frac{N_L + N_E + N_C}{N_T} \quad (6.1)$$

$$C_L(f) = \frac{N_L}{N_L + N_E + N_C} \quad (6.2)$$

donde N_T es la cantidad de puntos totales por f que depende del número de espectros de potencia que compone cada uno de los episodios BB y de f_{rango} . La Figura 6.9c muestra $C_P(f)$ y $C_L(f)$. El valor máximo de C_P es de 0.5 a 4.7 Hz y corresponde a un C_L de 0.2. Los picos de C_L entre 2.5 y 3 Hz y entre 5 y 6 Hz tienen valores bajos de C_P , lo que significa que las pocas muestras que tienen un alto grado de polarización, tienen rectilinealidad lineal. Este resultado permite que se puedan calcular los ángulos de polarización para algunas frecuencias. Con tal de excluir episodios individuales en la caracterización de Θ_H y Θ_V , aplicamos un límite de $1.2 \cdot 10^4$ en el tamaño de la muestra. Este nivel de corte se corresponde con el número máximo de intervalos de un minuto que un episodio BB puede llegar a tener.

La Figura 6.9d y 6.9e muestra los resultados del análisis en función de la frecuencia y de C_L . Nuestros resultados muestran que el percentil 50 de Θ_H se orienta en la dirección NO para frecuencias por debajo de 5.5 Hz. Por encima de 5 Hz, la diferencia entre los percentiles 25 y 75 se hace más grande, mientras que el percentil 50 se mueve decenas de grados hacia el norte a 6 Hz. Por último, Θ_V define una polarización sub-horizontal en el rango de 60–90°.

6.4. Comparación con la actividad volcánica

Hasta ahora nos hemos limitado a describir los resultados de la detección y del análisis de polarización. Para poner en contexto la variabilidad de las características de los episodios NB y BB es necesario tener información más detallada sobre el estado de actividad del volcán. Así, en esta sección reconstruiremos la actividad del volcán Copahue en el periodo 2012–2019 y compararemos su actividad con la evolución temporal de las características de los episodios NB y BB.

La construcción cronológica de la actividad volcánica se realizó revisando diferentes fuentes y datos disponibles (véase Apéndice B). El detalle de la actividad superficial se obtuvo de los informes OVDAS y de los reportes especiales del *Global Volcanism Program*. Ambos informes resumen periódicamente el estado de actividad sísmica y de infrasonido, y, especialmente, la actividad explosiva y superficial del volcán. La deformación del volcán Copahue se analizó mediante interferometría radar entre 2011 y 2019, donde se calculó la serie temporal de desplazamientos acumulativos en la dirección de la línea de visión (LOS) del satélite.

La desgasificación de SO_2 es un parámetro muy importante para conocer el estado de actividad del volcán Copahue. Afortunadamente, la región de Chile central es uno de los objetivos de monitoreo del programa *Global Sulfur Dioxide Monitoring*, que publica mapas de estimación de densidad de SO_2 en unidades Dobson para la troposfera media (5–7.5 km) a partir de los sensores OMI y TROPOMI. La revisión de todas sus imágenes permitió distinguir periodos de desgasificación de SO_2 “alta”, “baja” o “sin”.

Por otro lado, los satélites Landsat 7, Landsat 8 y Sentinel S2 permiten obtener imágenes a color (RGB) con resolución suficiente para evaluar el estado del cráter y sus alrededores. Luego de una revisión de todas las imágenes disponibles distinguimos periodos de emisión de ceniza y estado del lago cratérico. Además, las bandas térmicas y de infrarrojo de los sensores Landsat 7 y Landsat 8 también permiten estimar la temperatura de la superficie terrestre en el cráter (LST). De esta forma pudimos analizar la evolución temporal del valor máximo de la LST dentro del cráter, el cual lo denominaremos MVT (véase el Apéndice B para más detalles).

En las Figuras 6.10–6.12 se tiene la cronología completa de la actividad vol-

cánica en conjunto con las características principales de la sismicidad NB y BB. En las Figuras 6.10–6.12a se tiene, en orden descendente, si el lago del cráter estaba presente o no, la intensidad de la desgasificación SO_2 , la presencia de ceniza alrededor del cráter y las explosiones reportadas. Las Figuras 6.10–6.12b y 6.10–6.12c muestran la serie temporal del desplazamiento acumulado en la dirección LOS y el MVT, respectivamente.

Es interesante observar el proceso inflacionario a través de la evolución temporal del desplazamiento acumulado, cuyo resultado coincide con los resultados obtenidos en trabajos anteriores (Velez et al., 2016; Lundgren et al., 2017). Lo novedoso de nuestros resultados se encuentra en la Figura 6.12, que muestra cómo el proceso inflacionario en Copahue se reactivó a finales de 2019.

Los valores más altos de temperatura en el cráter coinciden con la presencia del lago, a excepción del periodo sostenido de emisiones de ceniza en 2016. Es muy probable que este resultado sea debido a las altas temperaturas de la pluma de gas y no a la superficie del suelo. Es interesante observar la correlación entre la serie MVT y el estado del lago en el cráter en 2014, 2018 y 2019, en particular entre el primer trimestre y el segundo de esos años, ya que la disminución progresiva de MVT coincide con la posterior desaparición del lago del cráter. Es más, el incremento paulatino de la temperatura coincide con la posterior formación del lago en los siguientes periodos: diciembre de 2013 a enero de 2014, junio de 2018 a enero de 2019, y en los últimos meses de 2014 y 2019.

Es lógico pensar que tanto la temperatura como el volumen del lago del cráter dependen de un equilibrio entre el aporte de fluidos volcánicos y agua de deshielo y la salida por evaporación y filtración. Notamos una estacionalidad con la formación del lago del cráter en verano, posiblemente, debido a un aumento en el volumen de agua provocado por el deshielo.

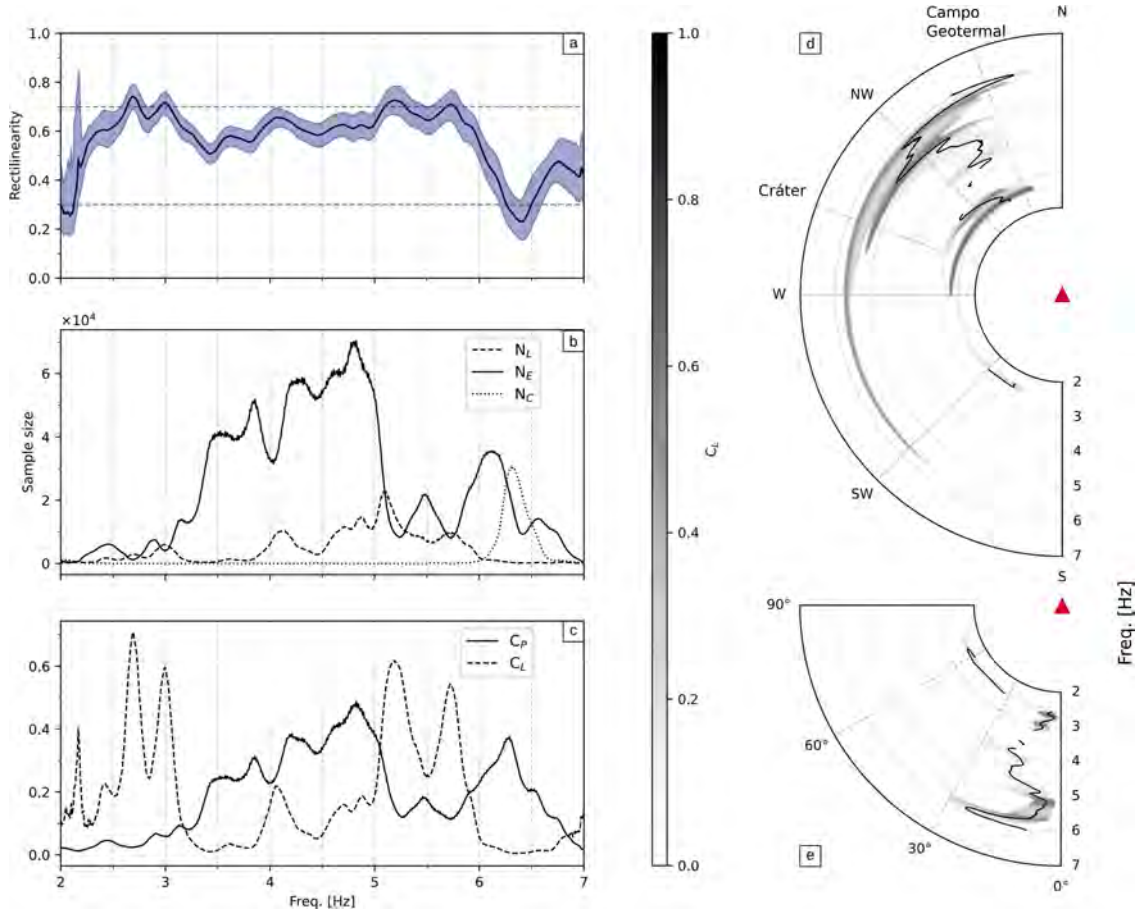


Figura 6.9: Análisis de polarización de los episodios BB. (a) Los percentiles 25, 50 (línea negra) y 75 de $R(f)$ cuando $PD \geq 0.8$. (b) El tamaño muestral de R en función de la frecuencia y clase de polarización: lineal N_L ($R \geq 0.7$), elíptica N_E ($0.7 < R < 0.3$) y circular N_C ($R \leq 0.3$). (c) Los coeficientes de polarización C_P y C_L en función de la frecuencia. (d) Los percentiles 25, 50 (línea negra) y 75 del azimut horizontal Θ_H y (e) la incidencia vertical Θ_V en función de C_L cuando el tamaño de la muestra es mayor que 10^3 (tomado de Melchor et al., 2022b).

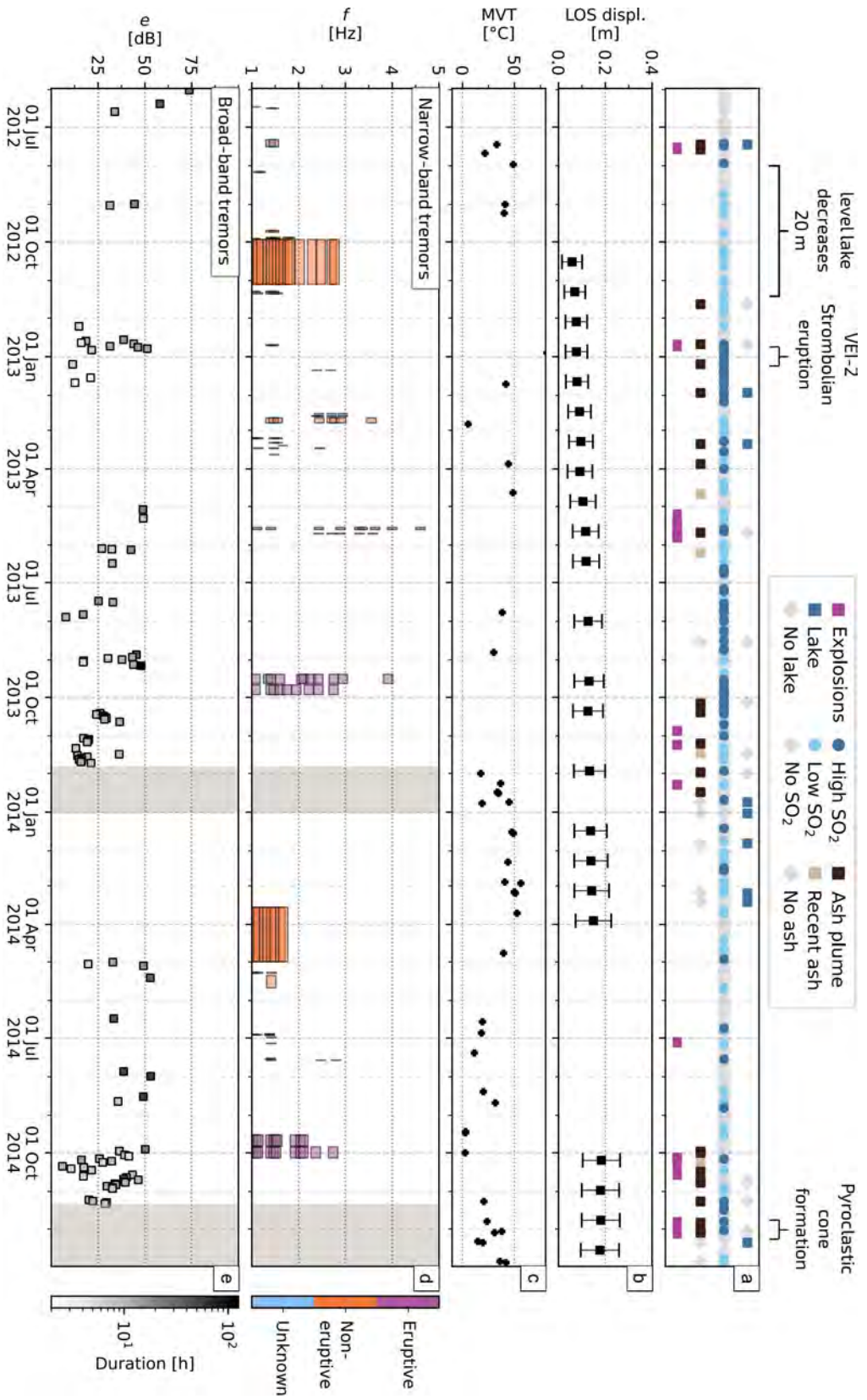


Figura 6.10: Evolución temporal de junio de 2012 a diciembre de 2014 de (a) actividad superficial, (b) desplazamiento LOS, (c) temperatura LST, (d) FBP de los episodios NB, y (e) energía de episodios BB. Las sombras grises en (c) y (d) representan períodos sin datos sísmicos (modificado de Melchor et al., 2022b).

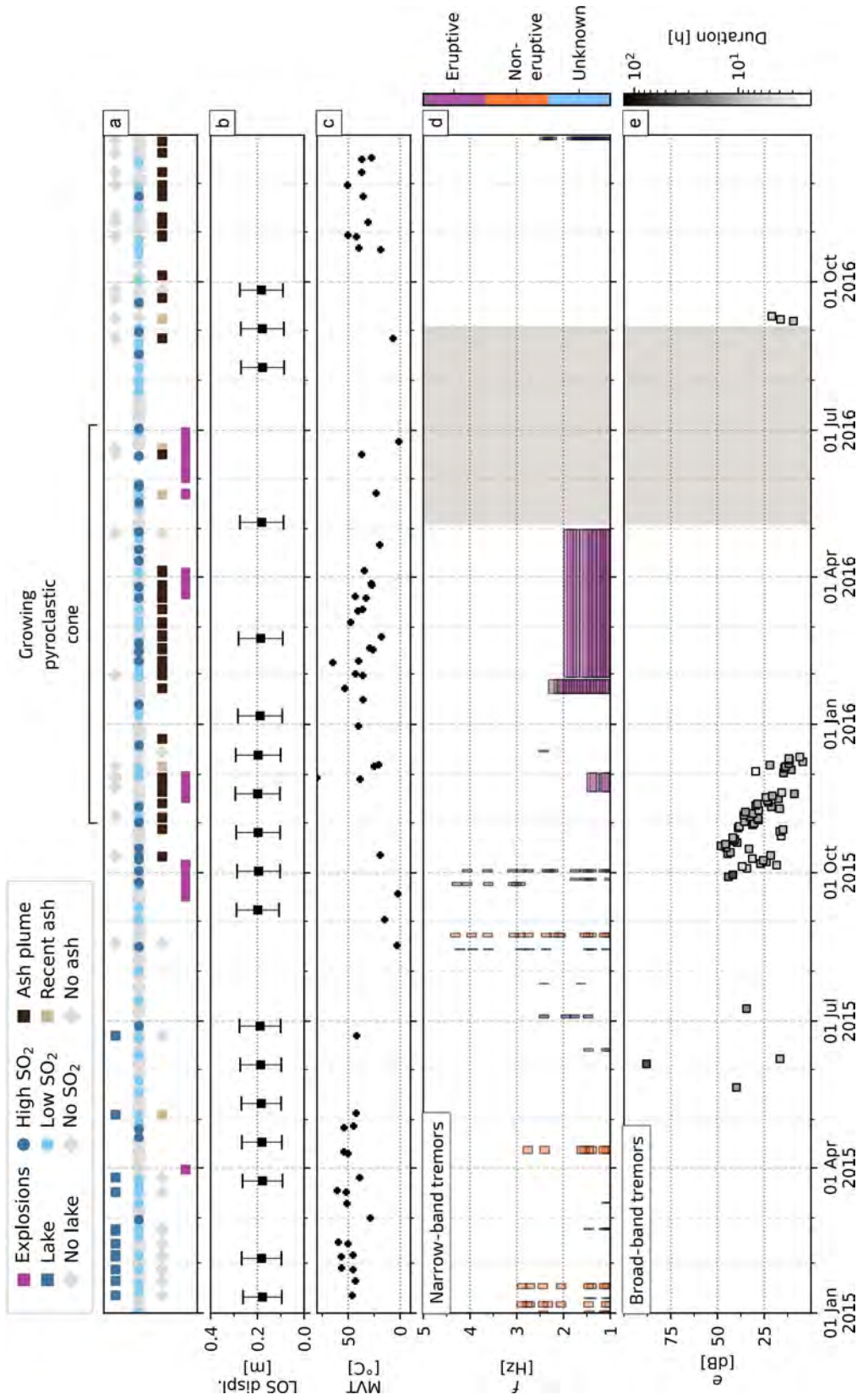


Figura 6.11: Evolución temporal de enero de 2015 a diciembre de 2016 de (a) actividad superficial, (b) desplazamiento LOS, (c) temperatura LST, (d) FBP de los episodios NB, y (e) energía de episodios BB. Las sombras grises en (c) y (d) representan periodos sin datos sísmicos (modificado de Melchor et al., 2022b).

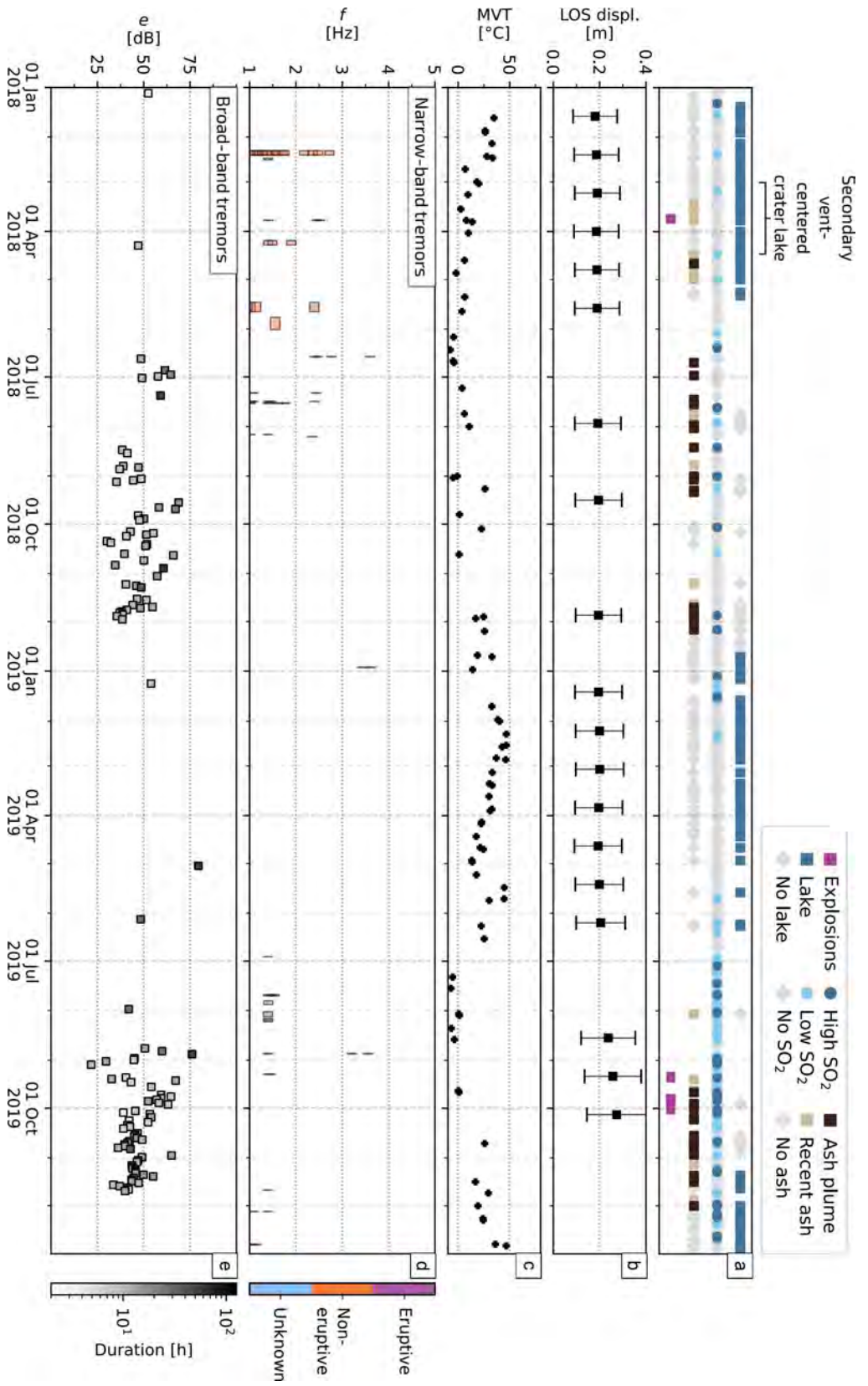


Figura 6.12: Evolución temporal de enero de 2018 a diciembre de 2019 de (a) actividad superficial, (b) desplazamiento LOS, (c) temperatura LST, (d) FBP de los episodios NB, y (e) energía de episodios BB. Las sombras grises en (c) y (d) representan periodos sin datos sísmicos (modificado de Melchor et al., 2022b).

6.4.1. Episodios eruptivos y no eruptivos

La descripción cronológica de la actividad del Copahue nos permitió contextualizar los diferentes episodios de BB y NB en eruptivos o no eruptivos dependiendo de si su ocurrencia coincide o no con actividad explosiva. De esta forma, los episodios NB los clasificamos como eruptivos (E) en tanto se manifestaran en periodos clasificados como “Pluma de ceniza”, “Ceniza reciente”, “Alta SO₂”, o “Explosiones”. Por el contrario, cuando coincidieron con periodos etiquetados “Bajo SO₂”, “No SO₂” o “Sin cenizas”, los episodios NB se clasifican como no eruptivos (NE). En caso de no haber información durante la ocurrencia del temblor, se clasificaron como desconocidos (UK). La clasificación se realizó manualmente comparando la duración acumulada de cada episodio NB y el número de días de actividad (véase Tabla C.1). En total, clasificamos 18 episodios E, 42 NE y 25 UK. En las Figuras 6.10–6.12d se tiene el resultado de la clasificación.

Los episodios BB se excluyeron de esta clasificación debido a que (1) su actividad no siempre coincide con la actividad eruptiva y (2) su caracterización sugiere una fuente común. No obstante, vale la pena hacer algunas observaciones. Los temblores BB muestran un comportamiento estacional, con un 70 % de los episodios en primavera. Esta temporada también se caracteriza por el mayor número de días con emisión de ceniza y sin lago de cráter (véase Apéndice C). En particular, observamos episodios BB cuatro días antes de la erupción del 22 de diciembre de 2012; tres días antes de la actividad explosiva del 5 de marzo de 2013; ocho días antes de las explosiones del 28 de octubre de 2013 (Figura 6.10); seis días antes de las explosiones del 5 de octubre de 2014; durante las explosiones de septiembre de 2015 (Figura 6.11); tres días antes de las emisiones de ceniza del 22 de junio de 2018; y durante las explosiones de septiembre de 2019 (Figura 6.12). Es interesante observar la tendencia a disminuir la energía de los BB en periodos de enjambre. El ejemplo más evidente se da entre octubre y enero de 2016.

Por otro lado, se observaron episodios BB en periodos “estables” sin actividad volcánica. De esta forma, no podemos considerar que los episodios BB sean precursores de actividad explosiva, sino expresiones de procesos que ocurren en relación con la dinámica interna del volcán.

Tabla 6.2: Número de frecuencias dominantes por tipo de NB. FBP: Frecuencias dominantes bien polarizadas. FLP: Frecuencias dominantes linealmente polarizadas.

	Total	FBP	FLP
E	281	135 (48 %)	58 (20 %)
NE	425	163 (38 %)	41 (10 %)
UK	211	76 (36 %)	26 (12 %)

Frecuencias eruptivas y no eruptivas

Resulta interesante discutir sobre la variabilidad de frecuencias entre episodios NB. Hemos visto en la sección 6.2.1 que para una misma frecuencia, en general, se tienen diferentes valores de rectilinealidad, acimut y elevación; de la misma forma que para un episodio, encontramos diferentes frecuencias dominantes. Ahora bien, lo interesante es notar la falta de patrones comunes de frecuencias FBP entre episodios NB (Figuras 6.10–6.12). Esto se puede asociar a cambios en las condiciones de la fuente y del medio. Por otro lado, también hemos visto que los episodios NB muestran características de segundo orden, esto es picos linealmente polarizados que, en principio, no se relacionarían con la evolución temporal de las frecuencias dominantes del episodio. Estas observaciones nos permiten considerar las frecuencias dominantes de forma independiente, como si cada una de ellas respondiera a un proceso de fuente diferente. En este sentido, la Tabla 6.2 resume el número total de frecuencias asociadas a episodios clasificados como eruptivos, no eruptivos y desconocidos.

Por tanto, la probabilidad de que una frecuencia dominante se encuentre linealmente polarizada es el doble si el episodio ocurre durante un periodo eruptivo. Esto puede interpretarse como un aumento de ondas internas (o superficiales de tipo Love) en periodos eruptivos. En la Figura 6.13 se comparan los atributos de polarización de las FLP correspondientes a los episodios eruptivos, no eruptivos y desconocidos. Las FLP de los episodios eruptivos no tienen características particulares que los distingan de los episodios NE y, por lo tanto, no es posible establecer una relación entre la actividad eruptiva, las frecuencias y los ángulos de polarización de los episodios NB.

En la sección 6.2.2 mencionamos que ciertos episodios NB mostraron silencios sísmicos en su evolución temporal. De estos episodios, cinco se correspon-

den a episodios eruptivos y siete a no eruptivos. Esto indica que estos fenómenos no pueden atribuirse exclusivamente a cambios en las condiciones de presión durante las emisiones de ceniza, como sugieren Morales et al. (2015). Para comprender mejor estos fenómenos se requiere un conocimiento más detallado sobre la actividad volcánica y una red de estaciones sismo-acústicas.

6.5. Implicaciones de fuente de los episodios LP

El contenido espectral de la sismicidad LP se interpreta comúnmente como oscilaciones de flujo inducido fruto de inestabilidades en áreas con un fuerte contraste de impedancia que se encuentran en los sistemas magmáticos e hidrotermales. La radiación sísmica liberada en la interfase con el medio elástico se propaga al receptor sísmico. De esta forma, la duración de las oscilaciones depende de las pérdidas de energía por radiación elástica y del proceso de disipación de la fuente.

Los episodios eruptivos sugieren un mecanismo de larga duración relacionado con la emisión de material particulado y las perturbaciones de presión en el conducto abierto. Esto podría explicar, por ejemplo, el episodio de 2196 hr observado en 2016 y que estuvo asociado al crecimiento del cono piroclástico. En periodos no eruptivos, los episodios NB pueden explicarse por resonancias de conductos cerrados tipo tubería llenos de fluidos de baja viscosidad, o por inestabilidades de los sistemas hidrotermales producto de fuentes de calor. Otro mecanismo capaz de explicar la larga duración de los episodios NB es la superposición de eventos sucesivos de corta duración demasiado cercanos en el tiempo para tener un espectro no armónico o un mecanismo de retroalimentación recursivo de la sismicidad de largo período. Sin embargo, este tipo de fuentes estarían vinculadas a fuentes explosivas y por tanto, solo responderían a los episodios eruptivos. Por último, la fuerte desgasificación observada podría sugerir que muchas de las frecuencias dominantes podrían estar asociadas a procesos de desgasificación. Esto, sumado al hecho de que no se ha observado efecto *glidding*, podría indicar que el sistema superficial permeable se encuentra estable (Girona et al., 2019).

El resultado más llamativo es que los episodios de NB no muestran un patrón espectral característico ni una relación clara entre sus frecuencias y

la actividad superficial. Esto se puede interpretar en términos de efectos de fuente pudiendo sugerir múltiples fuentes durante un mismo episodio LP, o un medio heterogéneo complejo. En este sentido, es necesario un análisis con más estaciones sísmicas rodeando el volcán.

El origen de los episodios BB parece ser diferente al de los NBs. Como se indicó anteriormente, la correlación entre los episodios BB y las emisiones de ceniza es lo suficientemente cercana como para sugerir que su origen involucra procesos volcánicos internos. Su aparición en forma de enjambre puede sugerir un origen hidrotermal, en analogía a los episodios bandeados (véase 1.2) observados en otros volcanes (Cannata et al., 2010; Fujita, 2008). De ser así, la ocurrencia de episodios BB estaría asociados a inestabilidades del sistema hidrotermal debajo del cráter de Copahue y su estacionalidad se podría explicar conjuntamente por los ciclos de recarga-descarga del sistema hidrotermal. Por ejemplo, en el monte Etna, este tipo de episodios ocurren principalmente en primavera, y este comportamiento se atribuyó a la recarga del acuífero por la fusión de la nieve en la cima del volcán (Gresta et al., 1996). En este escenario, muchos factores pueden explicar la duración y la energía de los episodios BB, incluida la geometría del sistema, la cantidad de agua y la tasa de calentamiento involucrada. La baja tasa de ocurrencia de BBs en 2016, por ejemplo, podría explicarse por la disminución del sistema hidrotermal, mientras que los episodios BB antes de la erupción de 2012 podrían vincularse al ascenso de magma que causó la erupción del 22 de diciembre (véase Figura 4.2).

El contenido espectral de los episodios BB sugiere un mecanismo de origen complejo, que podría deberse tanto a efectos de camino como de fuente. En cualquier caso, los atributos de polarización serían consistentes con un origen hidrotermal para los episodios BB. La rectilinealidad muestra una mezcla de ondas polarizadas en el campo de ondas, que puede interpretarse por una alta contribución de ondas superficiales. Los valores altos de elevación sugieren una incidencia vertical, mientras que el ácmut apunta en la dirección NO, lo que podría asociarse a un origen hidrotermal asociado a los acuíferos que se encuentran hacia el norte del volcán (véase la Figura 2.6).

6.5 Implicaciones de fuente de los episodios LP

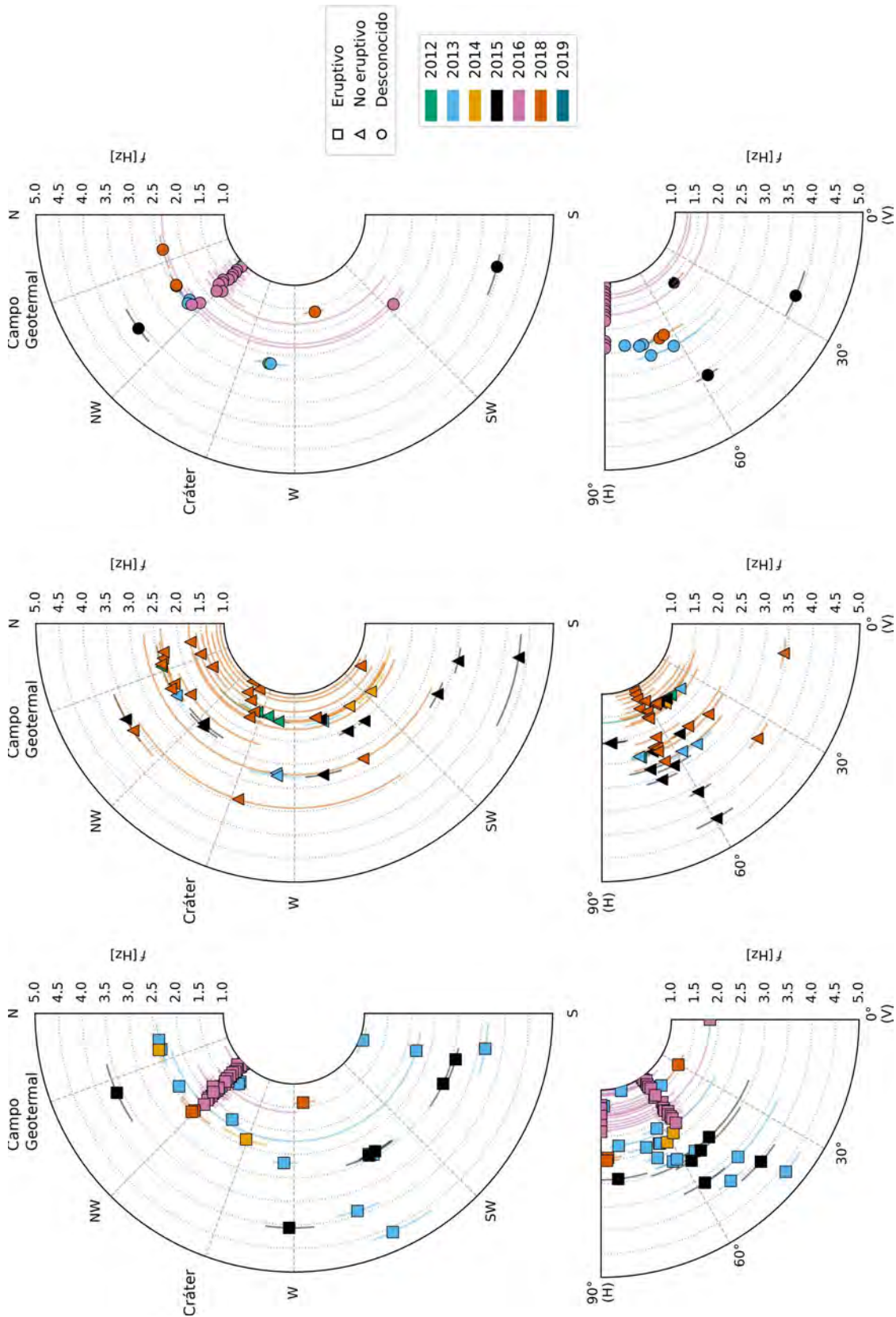


Figura 6.13: Ángulos de polarización de las FLP de los episodios NB en función de la frecuencia y del año.

Notación

BB: Banda ancha

LOS: Dirección de la línea de visión

LP: Largo periodo

LST: Temperatura de la superficie terrestre

MVT: Valor máximo de la LST

N_C : Número de picos dominantes con rectilinealidad menor de 0.3

N_E : Número de picos dominantes con rectilinealidad en el rango 0.3–0.7

NB: Banda estrecha

PPL: Picos dominantes con polarización linal

pPSD: Densidad espectral de potencia más probable

R : Rectilinealidad

7 Las fases eruptivas de junio–agosto 2020

En este último capítulo vamos a analizar tres episodios específicos que ocurrieron en un contexto eruptivo del volcán en 2020 mediante las mismas técnicas que introducimos en el capítulo 5 y aplicamos en el capítulo anterior. Presentar estos resultados como un capítulo independiente de éste último tiene dos motivos fundamentales. En el capítulo anterior estudiamos las características de las frecuencias dominantes del espectro de potencia de la componente vertical. En este capítulo extendemos el análisis a las tres componentes del sismograma. Por otro lado, dado que para este periodo ya teníamos en funcionamiento las tres estaciones de la red sísmica que se instaló en marzo de 2020, se aplicó el análisis a las tres estaciones sísmicas, por lo que una parte esencial de este capítulo es entender las variaciones entre estaciones de las frecuencias dominantes.

7.1. Datos

En marzo de 2020 se puso en funcionamiento la red de tres estaciones sísmicas de la Universidad Nacional de Río Negro, estas son: NAN3, NAN4 y NAN5 ubicadas a 9.5, 11 y 4.5 km del cráter (Figura 2.10). Cada estación está compuesta por un simómetro de banda ancha (20 s) de tres componentes registrando a una frecuencia de muestreo de 100 mps (Sección 2.5.1). En junio de ese mismo año, el volcán Copahue inició un nuevo ciclo de actividad que finalizó en octubre de 2020. De todos los pulsos eruptivos que se emitieron (Tabla C.10), solo en tres ocasiones se conoce el tiempo aproximado en el que

se observaron emisiones de ceniza en el cráter. A estos episodios los denotaremos, en orden cronológico, como EP_1 , EP_2 y EP_3 y sus características se describen en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1: Episodios sísmicos relacionados con pulsos eruptivos en Copahue entre junio y agosto de 2020. La columna de ceniza asociada a EP_1 y EP_2 fue advertido por habitantes de Caviahue (Hantusch et al., 2021b), mientras que durante el EP_3 , el tiempo fue reportado por OVDAS a través de cámaras de vigilancia (tomado de Melchor et al., 2022a).

Episodio	Inicio [UTC]	Ceniza [UTC]	Final [UTC]	Duración [hr]
EP_1	14 jun 16:00	16 jun 21:00	17 jun 12:00	68
EP_2	15 jul 06:00	16 jul 12:00	16 jul 18:00	36
EP_3	05 aug 05:00	06 aug 08:25	06 aug 15:00	34

Antes de las emisiones de ceniza, la energía sísmica en el rango de 0.5–10 Hz mostró un aumento con respecto al nivel de fondo. En la Figura 5.1a se tiene un ejemplo para la componente vertical del EP_1 . El resto de componentes y estaciones se tienen en el Archivo 7.1 (véase Apéndice A). De la Tabla 7.1 se deduce que EP_1 fue el episodio más largo, con casi el doble de duración que los episodios posteriores. Lamentablemente, el funcionamiento de la estación NAN3 se vio interrumpido por varias horas durante EP_1 por un problema con el suministro energético. EP_2 mostró un comportamiento similar al de EP_1 pero con menor energía espectral a altas frecuencias. Por otro lado, EP_3 mostró un comportamiento más espasmódico en amplitud que los episodios anteriores.

7.2. Procesado y resultados

El procedimiento consistió en caracterizar las frecuencias dominantes de cada episodio a partir del espectro de potencia de cada componente de cada estación. Por tanto, se aplicó el método nueve veces por episodio, ya que el proceso de extracción requiere especificar la componente del sismograma por la cual se extraerán los picos dominantes. Los parámetros utilizados son los mismos que se describen en las Secciones 5.2.1 y 5.2.2.

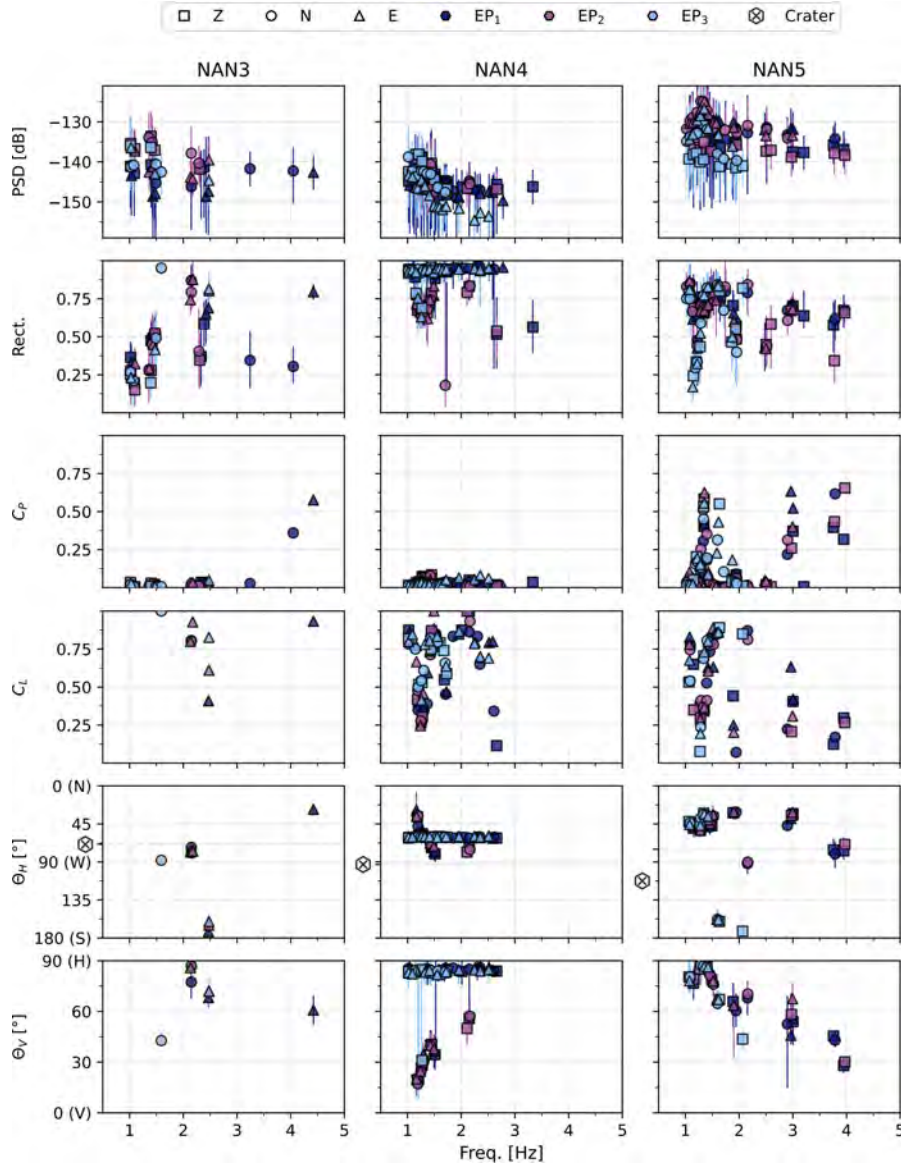


Figura 7.1: Características de las frecuencias dominantes por componente, estación y episodio. De arriba abajo: energía, rectilinealidad, C_P , C_L , acimut, y elevación. Los rangos Δ asociados a cada uno de los parámetros se representan como barras verticales (tomado de Melchor et al., 2022a).

Los resultados del procedimiento se describen a continuación. En total, encontramos 463 frecuencias dominantes (171 en EP_1 , 163 en EP_2 y 129 en EP_3), de las cuales 244 son consideradas FBP por estar bien polarizadas (98 en EP_1 , 72 en EP_2 y 74 en EP_3). Entre ellas, 142 se consideran FLP por ser linealmente polarizadas (63 en EP_1 , 36 en EP_2 y 43 en EP_3). De hecho, NAN3 es la estación

con menor número de FPB, solo 43, mientras que NAN4 y NAN5 mostraron 101 y 100, respectivamente.

La mayoría de las FLP se encontraron en NAN4 y NAN5, con 74 y 59 respectivamente. En general, las frecuencias dominantes asociadas al espectro de las componentes horizontales fueron las que mostraron un mayor número de FLPs en comparación con las componentes verticales. En efecto, 57 frecuencias en la componente E, 47 en la componente N y 38 en la vertical. NAN3 fue la única estación que no mostró FLP en el espectro de la componente vertical.

El valor más alto de N_L , esto es, el número de picos dominantes con polarización lineal asociado a la frecuencia dominante, fue 776.5 y se encontró en el componente N de NAN5 durante EP₃ a una frecuencia de 1.3 Hz. Además, encontramos 24 frecuencias con $N_L > 100$, de las cuales 19 se encontraron en la estación NAN5, 4 en NAN4 y 1 en NAN3. De estas 24 frecuencias, 16 se encontraron en el rango 1.3–1.6 Hz, y la mitad de ellas (es decir, 12 de 24) durante EP₁.

En el Archivo 7.2 (Apéndice A) se tiene una base de datos con las características de las 463 frecuencias dominantes. En la Figura 7.1 se tienen las características de las FPB. Los valores de energía más altos se tienen en NAN5 durante EP₂. En comparación con las demás estaciones, NAN5 fue la única que mostró frecuencias FBP con valores de energía por encima de -130 dB. Por su parte, NAN4 mostró los valores más bajos, principalmente durante el episodio de agosto (EP₃).

NAN4 fue la estación que presentó los mayores valores de rectilinearidad tanto en su valor más probable como en su rango (esto es, el ancho a 0.5 de la distribución de probabilidad normalizada), alcanzando 0.96 y 0.95, respectivamente. Tan solo se registró una única frecuencia FLP mayor a 3.0 Hz con rectilinearidad mayor a 0.75 (en la componente E de NAN3 durante EP₁). Por otro lado, el valor de C_P más alto fue 0.65 y se observó para una FLP a 3.9 Hz durante EP₂ en NAN5, mientras que NAN4 mostró los valores más bajos (<0.08). Por otro lado, todas las estaciones presentaron frecuencias con C_L por encima de 0.8.

Los ángulos de polarización (Θ_H y Θ_V) muestran mayor variabilidad si se comparan entre estaciones que entre episodios. NAN3 mostró acimutes recurrentes en el rango 70–80° para frecuencias alrededor de 2.1 Hz durante EP₁

y EP₂, mientras que a 2.5 Hz mostró valores a 160–170° para EP₁, EP₂ y EP₃, respectivamente. Todas estas frecuencias se observaron con ángulos de elevación mayores a 60°. Los rangos en acimut son considerablemente más bajos que los valores observados en elevación. Por otro lado, NAN4 mostró un continuo de frecuencias FLP en EP₁ y EP₃ con acimutes estables en el rango 60–62° y elevaciones por debajo de 10°, mientras que durante el EP₂ se registraron varias FLP en el rango 1.2–1.5 Hz. Es interesante notar la disparidad en los rangos de acimut y elevación, que se vuelve máxima en NAN4. Finalmente, NAN5 muestra un patrón diferente en la distribución de los ángulos de polarización. Los acimutes muestran 5 grupos distintos que contienen el 96 % de todas las frecuencias dominantes observadas en NAN5. Estos 5 grupos y sus características se presentan en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2: Características principales de los FLP registrados en NAN5.

Grupo	nº	f [Hz]	Θ_H [°]	Θ_V [°]	Episodios
1	38	1.0–1.5	30–50	disminuye linealmente con la frecuencia	EP ₁ , EP ₂ y EP ₃
2	5	1.6 y 2.0	≈160		EP ₃
3	4	1.9	≈32		EP ₁ y EP ₂
4	6	2.9–3.0	30–40		
5	4	3.8–4.0	80–100		

7.3. Discusión

Las frecuencias dominantes de los tres episodios se calcularon en tres estaciones diferentes ubicadas al este del cráter del volcán. Los episodios culminaron con emisiones de ceniza en sus etapas finales, lo que podría sugerir que el campo de onda de cada episodio responde a un mecanismo de fuente común para todos los episodios. De ser así, es lógico pensar que las características de las frecuencias dominantes de los episodios van a ser coherentes en reflejar un mismo proceso de fuente y que, por tanto, responden a un origen volcánico.

En términos generales, hemos visto en la Figura 7.1 que la energía de las frecuencias dominantes disminuye a medida que aumenta la distancia estación-cráter, lo que puede interpretarse como que la fuente se encuentra

cerca del cráter. La estación más cercana al cráter, NAN5, fue la única con frecuencias FLP mayores a 3 Hz, excepto NAN3 que mostró una frecuencia dominante a 4.4 Hz durante EP₁. Estos resultados podrían atribuirse a la atenuación por dispersión causada por la interacción de las ondas sísmicas con las heterogeneidades a lo largo del camino. En este sentido, esta observación es consistente con un origen volcánico cercano al cráter.

A bajas frecuencias (<2 Hz), en cambio, y en particular durante EP₃, NAN5 mostró frecuencias FLP con menor energía a las observadas en NAN3 y NAN4 para el mismo rango de frecuencias. Esto solo puede explicarse por la amplificación del sitio, los efectos de camino, u otras fuentes. En particular, la amplificación del sitio en NAN4 es una posibilidad ya que el sensor está enterrado en una capa blanda y pueden existir reverberaciones.

Los atributos de polarización de las frecuencias FLP están vinculados a los tipos de ondas que componen los episodios. Los episodios sísmicos relacionados con la actividad eruptiva ocurren a poca profundidad, por lo que sus campos de ondas están compuestos principalmente por ondas superficiales. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, las emisiones de ceniza ocurrieron en la etapa final de los episodios, por lo tanto, es esperable que exista una contribución de ondas de cuerpo procedentes de fuentes más profundas y que puedan alcanzar una proporción significativa del campo de onda total, en especial antes de las emisiones de ceniza.

Para analizar la contribución de ondas de cuerpo y superficiales es conveniente el uso de múltiples antenas sísmicas (Almendros et al., 2002). A falta de estos datos, los valores C_P y C_L pueden dar una estimación de esta contribución. Por ejemplo, si asumimos que las ondas de Rayleigh dominan el campo de ondas, la rectilinealidad debería mostrar valores centrados en 0.5, lo que se traduciría en valores de C_P altos y bajos C_L . Las ondas Love aumentarían tanto C_P como C_L , al igual que las ondas P y S. Nuestros resultados muestran valores bajos de C_P , principalmente en NAN3 y NAN4, lo que se interpreta como una alta contribución de ondas no polarizadas.

Los bajos valores de C_P observados significan que el campo de ondas pierde su estado de polarización. En la Figura 7.2 se observa como se reduce la cantidad de FLP en NAN3 y NAN4 al aumentar el tamaño muestral de rectilinealidad $|\mathcal{R}|$. En cambio, NAN5 es la única estación con FLP caracterizadas

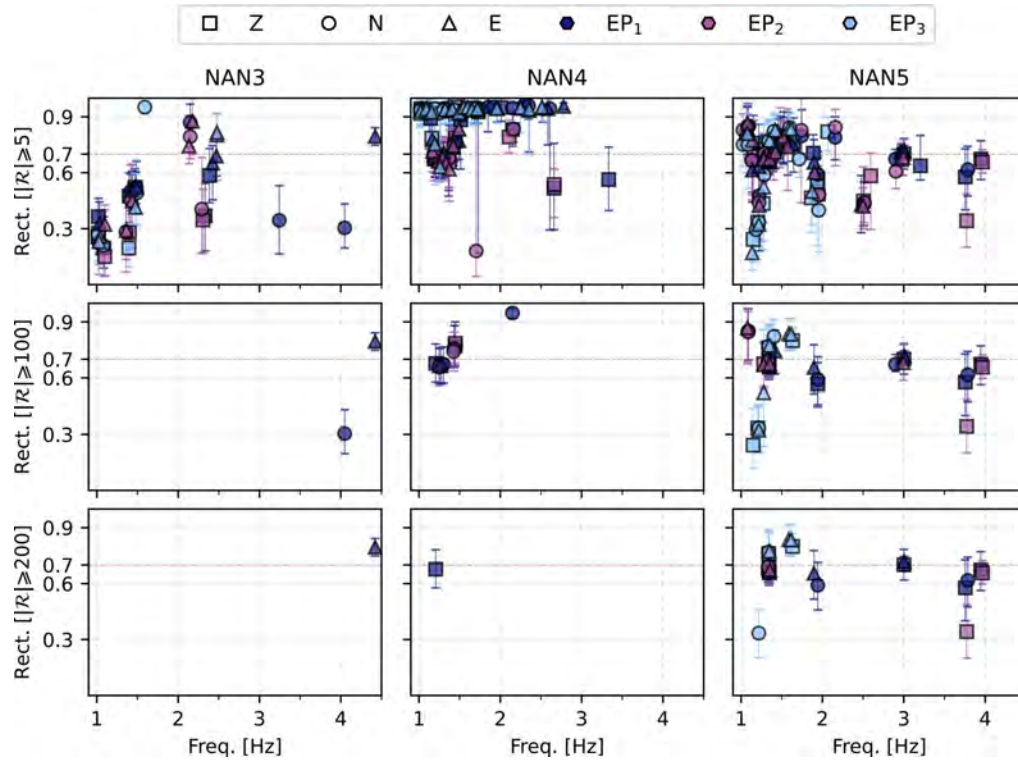


Figura 7.2: Valor de rectilinealidad asociada a las frecuencias FBP en función de la frecuencia para diferentes tamaños muestrales de \mathcal{R} , véase ecuación (5.13) (tomado de Melchor et al., 2022a).

con $N_L > 500$, esto es con una relativa cobertura muestral elevada. Al pasar de 5 a 100 en $|\mathcal{R}|$, la cantidad de frecuencias se reduce un 98, 93 y 76 % en NAN3, NAN4 y NAN5, respectivamente. Esta tasa de reducción, sin embargo, se reduce al 38 % en NAN5 al aumentar $|\mathcal{R}|$ de 100 a 200.

Estos resultados pueden interpretarse en términos de grandes heterogeneidades del medio que resultan en interferencias con otras fuentes como ruido isotrópico o campos de ondas secundarias generados por efectos de camino (Almendros et al., 2012). En general, las estructuras de los volcanes dependen en gran medida de su historia eruptiva y entorno geológico, lo que da como resultado un medio complejo y muy heterogéneo. En este sentido, debe tenerse en cuenta el hecho de que las estaciones sísmicas se encuentran en el interior de la caldera del Agrio. Este contexto podría estar involucrado en la alta variabilidad en los atributos de polarización encontrados entre estaciones, sobretodo entre NAN3 y NAN4, el par de estaciones con la menor distancia entre estaciones y la mayor distancia fuente-receptor. Es lógico pen-

sar que en un contexto geológico tan complejo como es la caldera del Agrio, las heterogeneidades en el camino puedan atrapar energía sísmica radiada durante procesos volcánicos. Esta energía quedaría atrapada en estructuras con un contraste de impedancia alto, produciendo focos de emisión secundaria e interfiriendo con el campo de ondas en el sensor.

7.3.1. Ángulos de polarización

Si la ubicación y el mecanismo de la fuente no cambian significativamente durante los episodios, las trayectorias de los rayos permanecerán constantes y, por lo tanto, las frecuencias dominantes tendrán atributos de polarización similares. La Figura 7.3 muestra los ángulos de polarización de las FLPs en función de la frecuencia y tamaño muestral (N_L). La estación NAN5 muestra valores similares de acimut para varias frecuencias en EP₁ y EP₂, lo que puede sugerir un mecanismo de fuente similar durante los primeros dos episodios que difieren de EP₃, que muestra frecuencias más bajas <3 Hz para acimutes en la dirección NO.

Conviene recordar, que los ángulos de polarización no están necesariamente alineados con la dirección de propagación, ya que esto depende de los tipos de ondas que componen el campo de ondas, las heterogeneidades del camino y los efectos topográficos. La dispersión asociada a las heterogeneidades del camino es un efecto que depende de la frecuencia y perturbará el vector de polarización a diferentes frecuencias para una misma estación. Esto podría explicar, por ejemplo, las grandes diferencias de acimut en NAN3, en caso de que la fuente sea la misma.

De la Figura 7.3 se deduce que solo el Grupo 5 (G5, Tabla 7.2) en NAN5 tiene frecuencias dominantes cuyos acimutes están alineados en la dirección del cráter, lo que podría interpretarse como llegadas esporádicas de ondas P en el rango 3.8–4.0 Hz, pues $N_L \sim 100$. Para la misma estación y a frecuencias más bajas, los acimutes apuntan hacia el NO, lo que puede interpretarse en términos de heterogeneidades a lo largo del camino o para diferentes fuentes. Durante EP₃, NAN3 y NAN5 mostraron frecuencias dominantes (a 4.4 Hz en NAN3 y G2 en NAN5) con acimutes perpendiculares a la dirección del cráter, lo que podría sugerir la presencia de ondas transversales (S o tipo Love). Sin embargo, las frecuencias del G2 también pueden sugerir ondas P provenientes

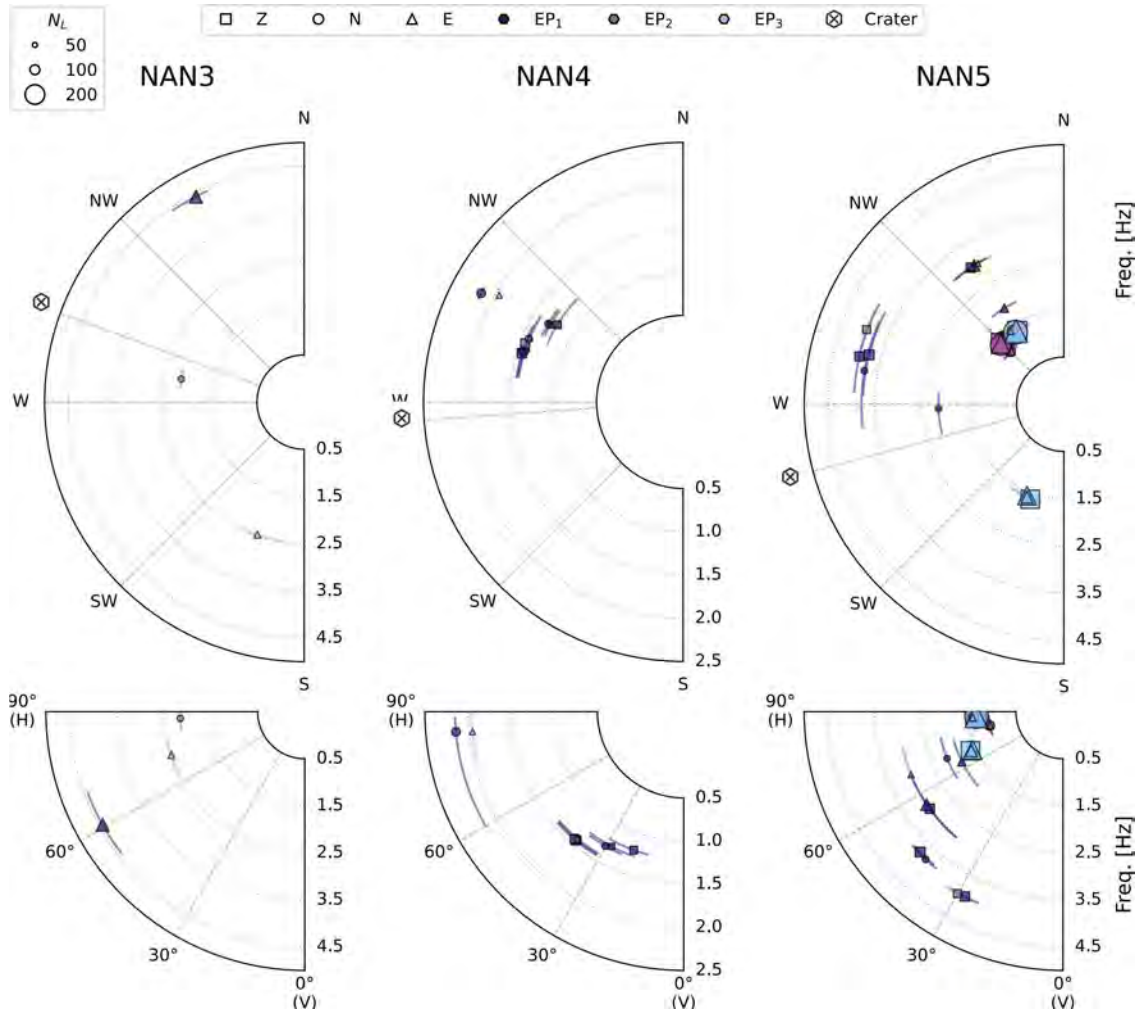


Figura 7.3: Ángulos de polarización de FLPs con $N_L \geq 50$. El hexágono representa la ubicación del cráter, que es diferente para cada estación (tomado de Melchor et al., 2022a).

del área geotermal, lo que podría relacionarse con la FLP a 2.5 Hz en NAN3. Estas llegadas podrían no estar relacionadas con el episodio eruptivo, sino con una fuente continua producto de la dinámica hidrotermal del campo. Esto fue propuesto con anterioridad en Ibañez et al. (2008) para explicar las llegadas coherentes en una antena sísmica instalada cerca de la estación NAN3.

Es interesante observar que todas las estaciones mostraron acimutes desplazados 30° S del cráter: en NAN3 a 2.2 Hz, en NAN4 de 1.1 a 2.1 Hz, y en NAN5 de 1.1 a 3.0 Hz. Este resultado puede sugerir campos de ondas compuestos por ondas P provenientes, por ejemplo, de una zona ubicada al sur de

la cumbre del cráter. Si se comparara con el modelo Tardani et al. (2021) de la Figura 2.6, se podría relacionar con un origen hidrotermal. Por otro lado, las frecuencias de NAN3 y NAN5 tienen elevaciones más bajas (esto es, $\Theta_V \sim 0$), lo que podría indicar ondas de cuerpo provenientes de una fuente profunda. Las diferencias con NAN4 se atribuyen a efectos de camino. Definitivamente, estas interpretaciones sugieren que el campo de ondas de los episodios son el resultado de múltiples fuentes.

Los rangos de los ángulos de polarización (Δ_H y Δ_V) nos brindan información sobre la variabilidad del acimut y la elevación durante un episodio. Así, rangos altos pueden indicar efectos de camino por radiación dispersa en medios altamente heterogéneos, pero también podrían reflejar efectos de fuente debido a cambios en su ubicación. En este sentido, la frecuencia a 2.1 Hz en NAN4 durante EP₃, que muestra 30° de Δ_V para Δ_H bajos, puede interpretar como que la fuente del campo de ondas se desplaza a lo largo de un conducto vertical alargado o por radiación dispersa en medios heterogéneos. En cualquier caso, dados los resultados obtenidos en NAN4 sugerimos que la opción más probable es que se trate de efectos de camino o sitio. En cambio, en NAN5, las frecuencias del G5 (alrededor de 4.0 Hz) muestran un comportamiento inverso, es decir, variaciones de acimut altas ($\Delta_H > 20^\circ$) para ángulos de elevación estables ($\Delta_V < 5^\circ$). Si esto se interpreta en términos de efectos de fuente; entonces, sugiere una profundidad estable y un área grande, lo que sería consistente con una naturaleza hidrotermal.

7.4. Evolución temporal de los picos dominantes

En la sección anterior hemos mencionado dos aspectos importantes: (1) que el campo de ondas de los episodios estarían gobernados por múltiples fuentes de diferente naturaleza, y (2) que el rango de los ángulos de polarización podrían evidenciar la geometría de la fuente al proporcionar información sobre cuánto cambian los ángulos de elevación y acimut de una FLP durante un episodio. Para obtener información detallada sobre estos cambios, se requiere visualizar la evolución temporal de los atributos de polarización de los picos dominantes asociados a la FLP, esto es los conjuntos \mathcal{H} y \mathcal{V} definidos en las ecuaciones (5.14) y (5.15). En la Figura 7.4, representamos esta evolución

temporal para las frecuencias dominantes de varios grupos que se encuentran en NAN5.

Los tres episodios tienen frecuencias dominantes en el rango de 1.0–1.4 Hz (G1) con ángulos de polarización estables antes, durante y después de las emisiones de ceniza, lo que sugiere independencia de la actividad superficial, un resultado similar al que se obtuvo en el capítulo anterior cuando se analizaron los episodios NB en el periodo 2012 a 2019. A frecuencias más altas, los picos dominantes asociados al G2 solo se observaron en EP₃, mientras que las de los grupos 4 y 5 en EP₁ y EP₂. Durante el primer episodio en junio, el pico de 3.0 Hz mostró acimutes estables alrededor de 140° y ángulos de elevación en el rango de 20–80°. Es notable que su presencia se intensifica durante la etapa energética (27–40 h), coincidiendo con un silencio sísmico (33–35 h) que ocurrió 25 hr antes de la emisión de cenizas. En un contexto eruptivo, Morales et al. (2015) sugiere interpretar los silencios sísmicos como cambios en el estado de presión del conducto por bloqueos parciales. De ser así, creemos que el pico de 3.0 Hz podría estar relacionado con el silencio sísmico y, por lo tanto, con procesos que se originan dentro del conducto que, de ser ondas P, estaría desplazado hacia el sur desde el respiradero del cráter. Es más, la alta variabilidad del ángulo de elevación, asociado a un elevado ángulo de Δ_V , podría sugerir un conducto de geometría alargada. En efecto, teniendo en cuenta la distancia estación-cráter de 4.5 km, y considerando una elevación máxima de 40°, la longitud del conducto vertical podría llegar a los 2.9 km, muy similar a la longitud de 2.5 km de conducto sugerido en Lundgren et al. (2017).

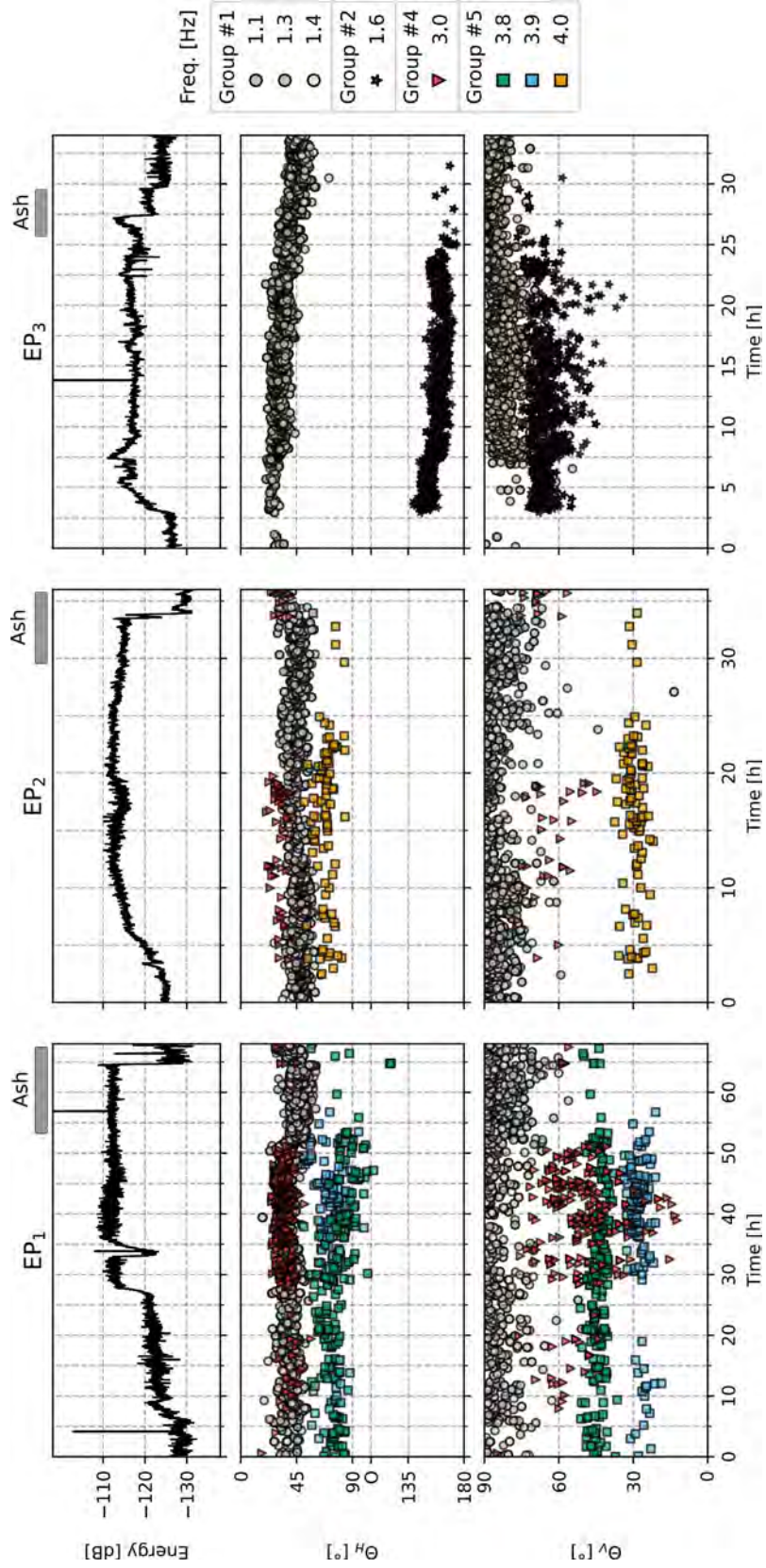


Figura 7.4: Evolución temporal de los picos dominantes asociados a las frecuencias dominantes de NAN5 con $N_L \geq 50$ (tomado de Melchor et al., 2022a).

La principal diferencia entre EP₁ y EP₂ es el ligero aumento de los picos estables dominantes: de 3.8 y 3.9 Hz en EP₁, a 4.0 Hz en EP₂. La similitud de los ángulos de polarización sugiere un origen común en su generación. Sin embargo, el pico a 3.8 Hz es sustancialmente diferente a los demás, ya que muestra ángulos de elevación más bajos, lo que sugeriría una ubicación de fuente más profunda. La falta de estos picos dominantes durante EP₂ y EP₃ podría interpretarse como un cambio en el mecanismo de fuente. Un posible origen que explicaría este comportamiento es el de inestabilidades del sistema hidrotermal debajo del cráter. Así, interpretamos que durante EP₁ y EP₂ se pudieron agotar los sistemas más profundos por intrusión magmática, que intensificaría el flujo calórico hacia el sistema hidrotermal. Esto se traduciría en un incremento de la desgasificación de vapor de agua. De esta forma, la no observación de estos picos durante el EP₃ se interpretaría como el abatimiento del sistema hidrotermal profundo, lo que podría explicar las altas tasas de desgasificación de SO₂ observadas después del EP₃ (véase Tabla C.10).

La Figure 7.4 compara la energía en el rango 0.5–10 Hz con fechas tentativas de emisión de ceniza en el cráter. Hay que tener en cuenta que el número de picos dominantes con polarización lineal disminuyó sustancialmente durante la emisión de ceniza en NAN5. Esta reducción puede interpretarse en términos de cambios de la fuente: el proceso de generación de ondas con polarización lineal cesó, pero también por la acción de otras fuentes sísmicas capaces de alterar el vector de polarización por interferencias, por ejemplo, por un aumento de ondas superficiales. A esto se suma el hecho de que la evolución temporal de los picos dominantes mostró picos dominantes asociados a las frecuencias del G1 invariantes ante la actividad superficial. En este sentido, es interesante notar que el campo de ondas vinculado a los episodios sísmicos no debe verse como producto de un mecanismo de fuente único sino generado por varios mecanismos, como ya mencionó Eibl et al. (2017) para explicar el episodio eruptivo de Holuhraun (Islandia) durante 2014–2015.

Ahora bien, analicemos más detalladamente la implicación de estas consideraciones. El primer escenario que planteamos requiere que la energía sísmica disminuya como consecuencia de la desaparición de otra fuente. En este sentido, si definimos un τ como el tiempo de transición entre el inicio estimado de la emisión de cenizas y el momento en que los picos dominantes pierden

su polarización, observamos que τ de EP₂ es de alrededor de 5 h y coincide con una leve disminución de la energía entre 0.5–10 Hz, por lo que podría llegar a explicar EP₂. En cambio, este escenario no puede explicar la evolución temporal de EP₁ donde $\tau \sim 0$, y donde no se observa un cambio en la energía entre 0.5 y 10 Hz. En este caso, lo que podría explicar la pérdida de polarización lineal a frecuencias altas es la interacción con ondas superficiales producto de la emisión de ceniza. Este último escenario, también podría explicar la evolución temporal de EP₃, donde el τ es de aprox. 2 hr y donde el pico de energía se asociaría a la radiación sísmica de fuentes vinculadas a la actividad explosiva en el cráter.

7.5. Observaciones finales

La caracterización de frecuencias dominantes puede servir para comparar las propiedades de los episodios en diferentes estaciones pero también ha resultado imprescindible para describir mejor y comprender la evolución temporal de los episodios asociados a actividad eruptiva. El análisis comparativo entre diferentes estaciones revela que los efectos de camino pueden llegar a ser un factor muy determinante en los resultados de la caracterización de frecuencias dominantes. Sin embargo, esto puede utilizarse para tener una mejor noción del potencial de las estaciones sísmicas para el monitoreo volcánico, ya que permite evaluar el “rendimiento” de la estación sísmica en función de la caracterización de las frecuencias dominantes, sobre todo, si se pretende buscar frecuencias dominantes con propiedades coherentes en las diferentes estaciones.

Uno de los resultados más interesantes común en los tres episodios analizados es la pérdida repentina de picos dominantes con polarización lineal durante la emisión de cenizas, que evidencia que las frecuencias dominantes de los episodios LP responderían a diferentes mecanismos de fuente. Si este comportamiento es consistente con otros periodos similares, entonces identificar picos dominantes con polarización lineal podría convertirse en una herramienta fundamental para el monitoreo volcánico en tiempo real. De todos modos, es necesario seguir estudiando los episodios sísmicos mediante estas técnicas para llegar a conclusiones más contundentes.

Notación

C_L : Coeficiente de polarización lineal

C_P : Coeficiente de polarización

FBP: Frecuencias dominantes bien polarizadas

FLP: Frecuencias dominantes linealmente polarizadas

N_L : Número de picos dominantes con rectilinealidad mayor de 0.7

Θ_H : Azimuth

Θ_V : Elevación

Conclusión

En esta Tesis hemos estudiado la sismicidad de largo periodo del volcán Copahue, para ello definimos un esquema de detección de episodios de largo periodo basado en aplicar métodos de reducción. Nuestros resultados mostraron que periodos de tiempo con valores de entropía de permutación relativamente bajos (< 0.7) y grados de polarización dominantes relativamente altos (> 0.6), revelarían la ocurrencia de episodios de largo periodo en periodos con energía por encima del nivel de fondo (definido como el valor más probable de la serie anual). Sin embargo, estos valores podrían llegar a ser diferentes si cambian las condiciones locales o si se analizan datos provenientes de otra estación sísmica. Además, la implementación de estos resultados en algoritmos de detección automáticos presentan ciertos problemas técnicos que deben investigarse en profundidad.

El esquema de detección nos permitió identificar 355 episodios de largo periodo entre junio de 2012 y diciembre de 2019, que se clasificaron de acuerdo a su contenido espectral en 85 de banda estrecha (NB) y 270 de banda ancha BB, los cuales se caracterizaron a partir de sus frecuencias dominantes y se compararon con la actividad volcánica. La mayoría de los episodios BB se observaron en enjambres, reflejando así una fuente estable y común. Los episodios BB mostraron una recurrencia estacional, pues el 70 % de los episodios se observaron en primavera, coincidiendo con un lago cratérico desarrollado. Descartamos que éstos episodios estén relacionados a mecanismos de fuente eruptiva o bien sean precursores de actividad eruptiva por ocurrir en periodos de quietud. Sin embargo, creemos que podrían reflejar inestabilidades del sistema hidrotermal del Copahue, por lo que su monitoreo puede ser importante en materia de vigilancia y estudio.

Por otro lado, las características de los episodios NB analizados pueden resumirse en una serie de puntos:

- No presentan patrones bien definidos de frecuencias dominantes.

Conclusión

- Presentan picos dominantes con polarización lineal que no tienen por qué coincidir con las frecuencias dominantes del episodio.
- Presentan diferentes ángulos de polarización para frecuencias muy cercanas.
- No hay evidencia clara de que todas las frecuencias dominantes asociadas a los episodios eruptivos puedan vincularse a la actividad superficial.
- Los episodios eruptivos mostraron un mayor número de FLPs que los no eruptivos.

Además, el análisis de las frecuencias dominantes de tres episodios ocurridos en 2020 nos permitió observar la variabilidad espacial de sus propiedades, utilizando tres estaciones sísmicas. Nuestras observaciones se pueden resumir en una serie de puntos:

- El número de FLPs a alta frecuencia (>3 Hz) disminuye con la distancia estación-cráter.
- No hay evidencia clara de que todos los picos dominantes asociados a las frecuencias dominantes de los episodios eruptivos puedan estar vinculadas a la actividad superficial.
- La estación más cercana al cráter mostró ángulos de polarización de las FLPs alineadas en la dirección del cráter. Se observó que, en los tres episodios, la linealidad del vector de polarización de las FLPs se perdió antes del comienzo de la emisión de ceniza.
- Las tres estaciones fueron consistentes en mostrar acimuts provenientes del SO del cráter del volcán.

Estas observaciones nos permitieron considerar los episodios NB como episodios de naturaleza compleja y variada, lo que permite cambiar el enfoque de análisis y centrar el estudio no en la búsqueda de episodios de largo periodo sino de frecuencias linealmente polarizadas (FLP). Esto representa una técnica novedosa para implementar en los servicios de monitoreo volcánico, no

solo porque puede ser útil a la hora de detectar cambios en la sismicidad asociados a procesos volcánicos, sino porque permiten analizar grandes periodos de datos de una forma relativamente sencilla y rápida. En este sentido seguir investigando la relación de los parámetros reducidos y la actividad volcánica es fundamental. En particular, en Copahue hemos sugerido la posibilidad de que las FLPs de alta frecuencia puedan estar vinculados al sistema hidrotermal superficial del volcán. Seguir investigando en esa dirección puede aportar información útil en la comprensión de este sistema volcánico.

Apéndices

A Archivos adicionales

Las imágenes y tablas producidas en el marco de esta Tesis que no se han podido editar para su lectura en formato A4, se han subido a un repositorio dedicado. El mismo se encuentra abierto y se accede a través del siguiente enlace: github.com/ifmelchor/Tesis_Adicionales

El repositorio está estructurado en directorios donde cada capítulo corresponde a un directorio diferente. Cada archivo cuenta con una enumeración que se corresponde con la del texto. Por ejemplo, el «Archivo 4.1» corresponde al archivo 1 del directorio «Capítulo 4».

B Reconstrucción de la actividad volcánica

En esta sección describiremos en detalle la metodología seguida para la reconstrucción de la actividad volcánica del Copahue. La misma fue publicada como material suplementario en Melchor et al. (2022b). El Archivo 6.4 contiene un archivo con el resultado de los análisis que se describen a continuación.

B.1. Deformación

La deformación del suelo se puede estimar mediante interferometría diferencial (DInSAR), un método para capturar el movimiento de la línea de visión (LOS) entre dos adquisiciones de radar de apertura sintética (SAR). El procesamiento DINSAR consiste en registrar conjuntamente y volver a muestrear una imagen con respecto a la otra, calcular la diferencia de fase, eliminar la curvatura terrestre y las fases topográficas, filtrar y desenvolver la fase (Samsonov et al., 2017). Usando datos SAR adquiridos repetidamente, uno puede generar series de tiempo de deformación y estimar la tasa de deformación lineal durante todo el período invirtiendo las mediciones DInSAR individuales usando Descomposición de Valor Singular (SVD) (Samsonov y D'Oreye, 2012).

La coherencia interferométrica que describe la calidad de DInSAR depende de la longitud de la línea de base espacial, es decir, la separación de órbitas entre adquisiciones sucesivas y la longitud de la línea de base temporal, es decir, el intervalo de tiempo transcurrido entre las adquisiciones. Para producir series temporales de deformación de alta calidad, necesitamos seleccionar interferogramas con líneas de base espaciales y temporales cortas que sean más coherentes. Este método se conoce como Small BASeline Subset (SBAS) o Multidimensional Small BASeline Subset (MSBAS) en caso de que la inversión se realice utilizando múltiples conjuntos de datos adquiridos con diferentes geometrías de adquisición (es decir, rumbo de la órbita y ángulos de incidencia)

B Reconstrucción de la actividad volcánica

(Samsonov y D'Oreye, 2012).

Para el volcán Copahue, recolectamos 83 imágenes descendentes del satélite RADARSAT-2 en formato *Single Look Complex* (SLC) adquiridos entre 2011 y 2019 y, a partir de estos datos, calculamos 178 interferogramas de alta coherencia.

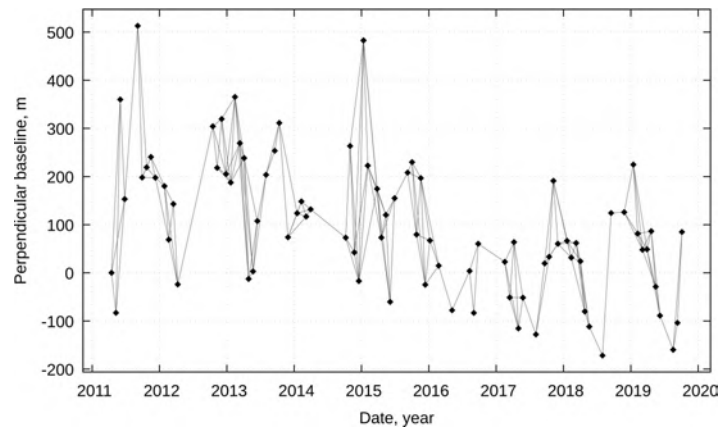


Figura B.1: Líneas de base perpendiculares y temporales de RADARSAT-2 interferogramas descendentes utilizados.

Luego aplicamos el software MSBAS (Samsonov y D'Oreye, 2012) para derivar el desplazamiento acumulativo de la línea de visión (LOS). El desplazamiento se mide a partir del primer mapa del 14 de abril de 2011, que se establece en cero. El área de mayor deformación se localiza al noreste de la boca de Copahue. Seleccionamos esta área para estimar el desplazamiento más probable mediante el cálculo de la densidad normalizada de los píxeles dentro de esta área, que mide $\sim 40 \text{ km}^2$. Por ejemplo, la Figura B.2 muestra el mapa de desplazamiento de LOS para el período del 14 de abril de 2011 al 28 de junio de 2015. El error se consideró como el doble de la desviación estándar de la distribución; por lo tanto, se mide un desplazamiento más probable de $0,19 \pm 0,09 \text{ m}$, que muestra una elevación en la dirección LOS, en este caso, 38° desde el nadir.

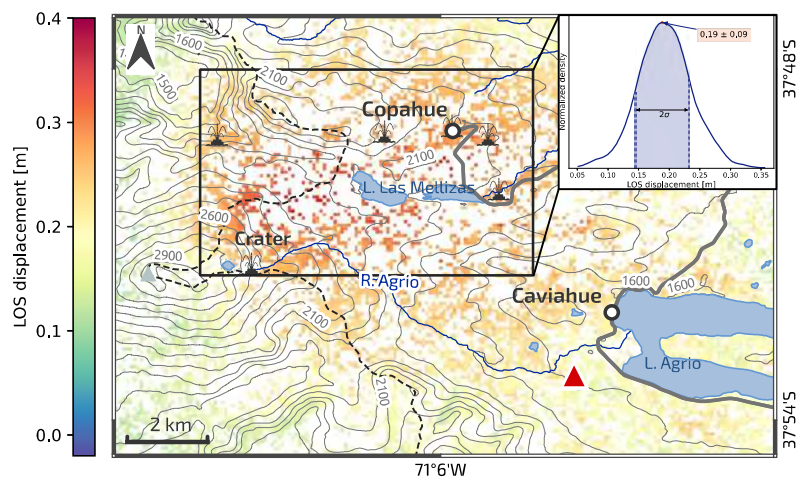


Figura B.2: Mapa de deformación en la dirección LOS para el 28 de junio de 2015 y densidad normalizada de píxeles dentro del rectángulo negro, que muestra el desplazamiento y el error más probables. El triángulo rojo muestra la ubicación de la estación sísmica.

B.2. Temperatura y lago de cráter

Seguimos a Ermida et al. (2020) para estimar la temperatura de la superficie terrestre (LST) en el cráter a partir de las bandas de infrarrojo térmico e infrarrojo cercano (10.4–12.5 μm) de las imágenes de reflectancia de la parte superior de la atmósfera (TOA) de Landsat 7 y 8 que tienen 60 m y 100 m de resolución espacial, respectivamente. Los modelos SMW (modelo estadístico de ventana única) relacionan empíricamente las temperaturas de brillo TOA con la LST. El procesamiento se realizó utilizando la herramienta *Google Earth Engine* (GEE) que utiliza datos del *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) y del *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) para estimar el contenido de vapor de agua, y del *Global Emissivity Database* (GED) para la estimación de los valores de emisividad de la superficie.

El resultado son mapas de estimación de temperatura cuyos valores son sensibles a las condiciones atmosféricas y al contenido de gases volcánicos por donde pasa la señal entre la superficie y el sensor (Blackett, 2017), es por ello que un conocimiento de las condiciones meteorológicas es necesario para una correcta interpretación. Es por esta razón que evitamos usar imágenes con condiciones de nubosidad en el cráter o aquellas mediciones cuyas estimaciones se desviaban significativamente de los valores posteriores y anteriores a la medición. La Figura B.3 muestra un ejemplo de un mapa LST que resulta de la medición del sensor Landsat 8 del 11 de abril de 2015, cuando el cráter mostró un valor máximo de 54°C.

Otro de los factores que influye mucho en los datos de temperatura es la presencia o no de lago en el cráter. Los satélites LANDSAT 7 y 8, así como Sentinel S2 (2018 en adelante) permiten construir imágenes en color verdades (RGB) por lo que permite rastrear cambios en el estado del lago cratérico del Copahue. Hicimos una revisión exhaustiva de todas las imágenes disponibles utilizando la herramienta GEE para distinguir periodos de “con lago” y “sin lago”. En la Figura B.4 se muestra un ejemplo para cada uno de los periodos distinguidos.

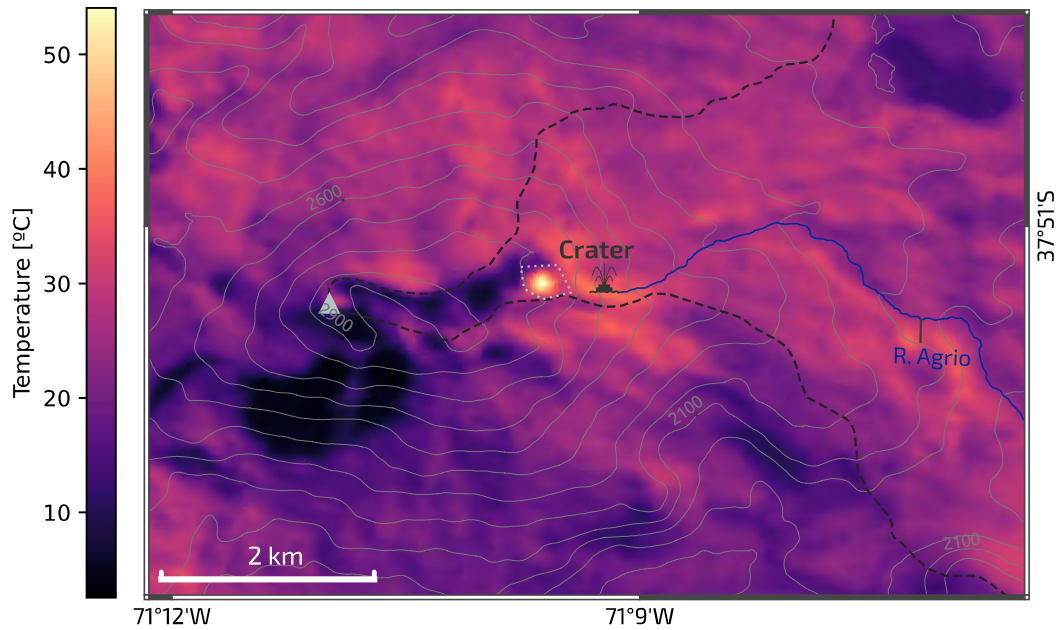


Figura B.3: Ejemplo de un mapa LST para el 11 de abril de 2015.

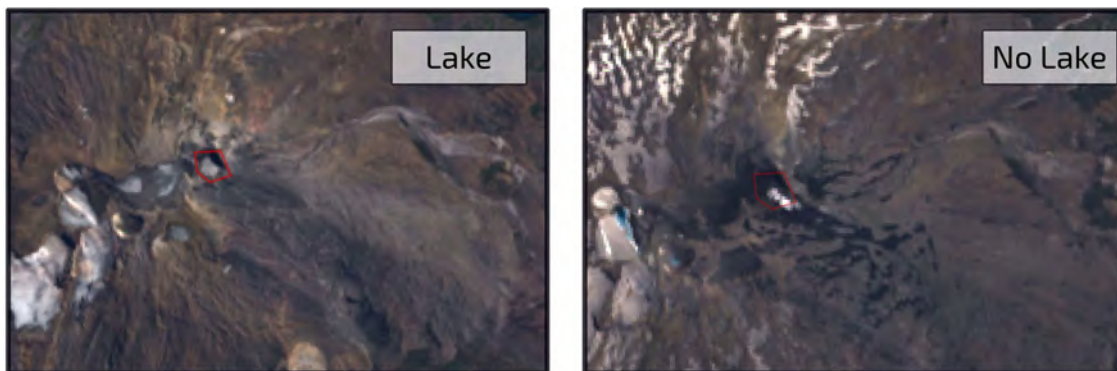


Figura B.4: Ejemplos de casos en los que los períodos se clasificaron como “Lago” y “Sin lago”. Ambas imágenes corresponden a productos en color verdadero del satélite Landsat 8. A la izquierda, el estado del cráter (“con lago”) el 7 de marzo de 2014, y a la derecha lo mismo para el 22 de diciembre de 2018 (“sin lago”).

B.3. Desgasificación y emisión de ceniza

Una información precisa sobre cuándo ocurrió la emisión de cenizas es crucial para una correcta interpretación de la sismicidad LP en ambientes volcánicos. Las imágenes en color verdadero de Landsat 7 y 8 y Sentinel S2 también sirvieron para inspeccionar cronológicamente las emisiones de ceniza. Asig-

namos una etiqueta a cada imagen cuando fue posible. Estas fueron: “Pluma de ceniza”, “Ceniza reciente” y “Sin ceniza”. La etiqueta “Ceniza reciente” significa que no se vió un penacho de ceniza, pero si se distinguió claramente ceniza fresca alrededor del cráter, como cuando la ceniza se deposita sobre la nieve. En la Figura B.5 se tiene un ejemplo para cada etiqueta.

La detección remota, específicamente en las bandas ultravioleta, infrarroja y microondas, se ha utilizado para medir varios gases volcánicos, incluido SO_2 , que es el gas volcánico medido con mayor frecuencia debido a su precisión y resolución temporal (Carn et al., 2016). Existe una amplia gama de satélites capaces de estimar las emisiones de SO_2 . El espectrómetro ultravioleta del satélite AURA de la NASA, más conocido como OMI, fue diseñado para el monitoreo del ozono desde 2004. En 2017 se lanzó el TROPOMI para el monitoreo troposférico, que proporciona imágenes diarias con una alta resolución espacial (15×24 km en el nadir). En base a los productos de estos sensores, el *Global Sulfur Dioxide Monitoring* (<https://so2.gsfc.nasa.gov>) aplica de forma continua un procesado (Li et al., 2013) para estimar la densidad de SO_2 en la columna vertical a altitudes troposféricas medias (5-7.5 km).

Después de una revisión de todas las imágenes disponibles se clasificó cada periodo en función de la intensidad de la desgasificación. Así, distinguimos entre desgasificación SO_2 “Alta”, “Baja” y “Sin”. Para ello, tomamos como referencia los valores DU de los píxeles más cercanos al cráter. De esta forma consideramos un periodo de desgasificación “baja” cuando los píxeles presentaban un valor de DU menor a uno, y “alta” cuando era mayor a uno. En la Figura B.5 se muestra un ejemplo para cada caso.

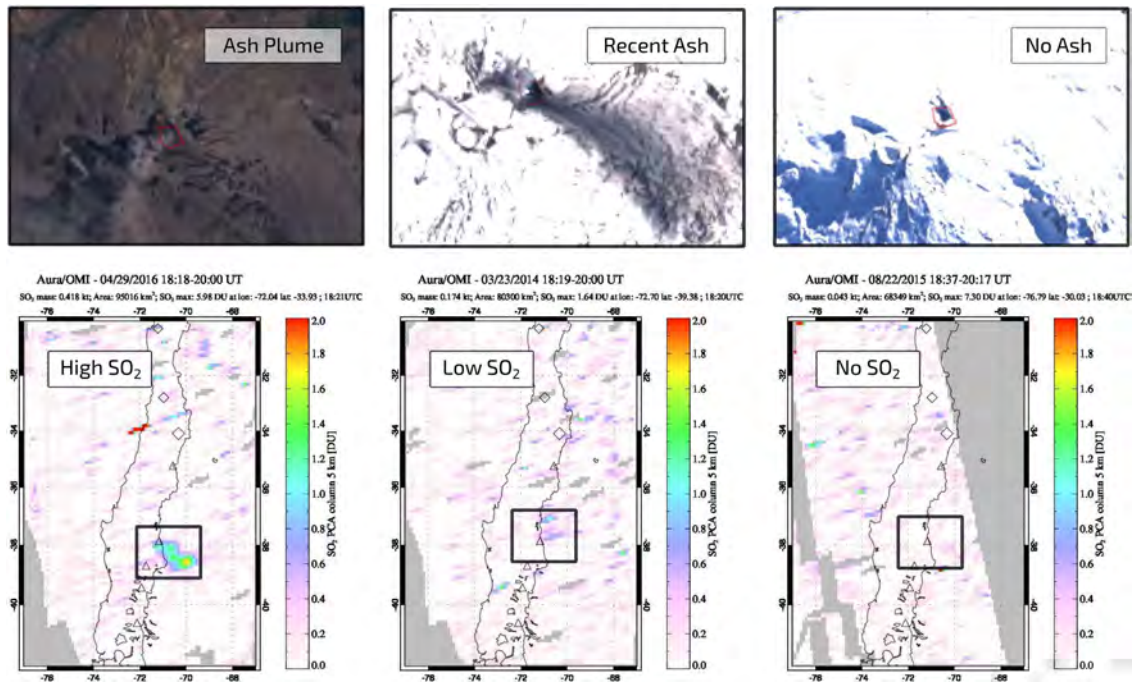


Figura B.5: Ejemplos de casos en los que los períodos se clasificaron como “Pluma de ceniza”, “Ceniza reciente”, “Sin ceniza”, “Alto SO_2 ”, “Bajo SO_2 ” y “No SO_2 ”. El polígono rojo representa el borde del cráter en las imágenes superiores. El rectángulo negro en las imágenes inferiores contiene la posición regional del volcán Copahue.

C Tablas

Tabla C.1: Clasificación de episodios NB. Los códigos de todos los episodios NB, así como sus características, están disponibles en el Archivo 6.1. *N* es el número de días que se calcula como la relación entre la duración y las 24 horas cuando la fecha de inicio y finalización del episodio es diferente. En caso contrario, es cero. P+R: Pluma de ceniza y ceniza reciente. E: Erupativa. NE: No eruptivo. UK: Desconocido. Exp.: Explosión.

ID	N	Anomalía SO ₂			Ceniza		Exp.	Tipo
		Alto	Bajo	Sin	P+R	Sin		
12NB01	0	–	–	1	–	–	–	NE
12NB02	0	–	–	–	–	–	–	UK
12NB03	5.8	3	–	1	3	1	–	E
12NB04	0	–	–	–	–	–	–	UK
12NB05	0.8	–	–	1	–	–	–	NE
12NB06	1.4	–	–	2	–	–	–	NE
12NB07	0	–	–	1	–	–	–	NE
12NB08	0	–	–	–	–	–	–	UK
12NB09	36.0	–	6	14	–	–	–	NE
12NB10	0.3	–	–	–	–	–	–	UK
12NB11	1.1	–	–	1	–	–	–	NE
12NB12	0.9	–	1	–	–	–	–	E
12NB13	0.7	1	–	–	1	–	–	E
13NB14	0.2	1	–	–	1	–	–	E
13NB15	0.4	–	–	1	–	–	–	NE
13NB16	0	–	–	–	–	–	–	UK
13NB17	4.1	–	2	1	–	–	–	NE
13NB18	0	–	–	–	–	–	–	UK
13NB19	0.4	–	–	1	–	–	–	NE

Continúa en la página siguiente

Tabla C.1 – Clasificación de tremor NB

ID	N	Alto	Bajo	Sin	P+R	Sin	Exp.	Tipo
13NB20	0	–	–	1	–	–	–	NE
13NB21	0	–	–	–	–	–	–	UK
13NB22	0	–	–	1	–	–	–	NE
13NB23	1.8	1	–	–	1	–	–	E
13NB24	0	–	–	1	1	–	–	E
13NB25	7.3	2	1	1	2	–	–	E
13NB26	7.8	4	–	1	4	–	–	E
14NB27	43.6	1	5	20	1	–	–	NE
14NB28	0.9	–	–	1	–	–	–	NE
14NB29	9.8	–	–	4	–	–	–	NE
14NB30	0	–	–	1	–	–	–	NE
14NB31	0	–	–	–	–	–	–	UK
14NB32	0	–	–	–	–	–	–	UK
14NB33	0	–	–	–	–	–	–	UK
14NB34	0	–	–	–	–	–	–	UK
14NB35	0	–	–	–	–	–	–	UK
14NB36	0.2	1	–	–	1	–	–	E
14NB37	0	1	–	–	–	–	–	E
14NB38	9.0	–	1	4	–	–	–	NE
14NB39	8.8	–	–	5	–	2	–	NE
15NB40	1.1	–	–	1	–	–	–	NE
15NB41	3.3	–	–	2	–	–	–	NE
15NB42	0	–	–	1	–	–	–	NE
15NB43	3.1	–	1	1	–	–	–	NE
15NB44	0.8	–	1	–	–	–	1	E
15NB45	0	–	1	–	–	–	–	NE
15NB46	4.3	–	–	3	–	–	–	NE
15NB47	1.5	–	–	1	–	–	–	NE
15NB48	1.9	–	–	–	–	–	–	UK
15NB49	0	–	–	–	–	–	–	UK
15NB50	0	–	1	–	–	–	–	NE

Continúa en la página siguiente

Tabla C.1 – Clasificación de tremor NB

ID	N	Alto	Bajo	Sin	P+R	Sin	Exp.	Tipo
15NB51	0	–	–	–	–	–	–	UK
15NB52	2.3	–	–	1	–	–	–	NE
15NB53	1.9	–	–	1	–	–	–	NE
15NB54	1.3	–	–	1	–	–	–	NE
15NB55	1.4	1	–	–	1	–	–	E
15NB56	11.5	–	1	4	–	3	–	NE
15NB57	0.9	–	–	–	–	–	1	E
16NB58	8.4	–	–	3	–	1	–	NE
16NB59	91.5	8	15	27	8	18	1	E
16NB60	1.6	–	–	–	–	–	–	UK
18NB61	2.8	–	1	–	–	–	–	NE
18NB62	1.1	–	–	–	–	–	1	E
18NB63	0.4	–	–	1	–	1	–	NE
18NB64	2.8	–	–	1	–	–	1	E
18NB65	9.4	–	–	3	–	3	–	NE
18NB66	5.9	–	–	1	–	–	–	UK
18NB67	7.8	–	–	2	–	–	–	NE
18NB68	0	–	–	1	–	–	–	NE
18NB69	0.3	–	–	–	–	–	–	UK
18NB70	0	–	–	–	–	–	–	UK
18NB71	0	–	–	–	–	–	–	UK
18NB72	0.2	–	–	–	–	–	–	UK
18NB73	0	–	–	1	–	–	–	NE
18NB74	0	–	–	1	–	–	–	NE
19NB75	0	–	–	–	–	–	–	UK
19NB76	2.9	–	–	2	–	–	–	NE
19NB77	0.7	1	–	–	1	–	–	E
19NB78	2.3	–	1	1	–	–	–	NE
19NB79	3.3	1	2	–	1	1	–	E
19NB80	1.9	–	–	–	–	–	–	UK
19NB81	0.6	–	–	1	–	–	–	NE

Continúa en la página siguiente

Tabla C.1 – Clasificación de tremor NB

ID	N	Alto	Bajo	Sin	P+R	Sin	Exp.	Tipo
19NB82	0	–	–	1	–	–	–	NE
19NB83	0	–	–	–	–	–	–	UK
19NB84	0	–	–	–	–	–	–	UK
19NB85	0	–	–	–	–	1	–	NE

Tabla C.2: Número de tremores BB por estación del año

	N_{BB}			
	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
2012	6	3	2	3
2013	3	6	12	20
2014	0	5	4	28
2015	0	3	1	57
2016	0	0	3	0
2018	3	1	15	31
2019	1	2	13	48
Total	13	20	50	187

Tabla C.3: Valores medio, máximo y mínimo de energía de los tremores BB por estación del año

	$e_{mean} (e_{min}-e_{max})$ [dB]			
	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
2012	35 (16–51)	55 (34–74)	38 (31–44)	24 (15–39)
2013	15 (11–21)	39 (27–49)	30 (8–48)	22 (13–37)
2014	–	38 (20–53)	44 (36–53)	30 (6–50)
2015	–	48 (17–88)	34	27 (4–48)
2016	–	–	16 (9–21)	–
2018	56 (47–67)	48	50 (35–69)	46 (30–66)
2019	54	64 (48–79)	47 (22–76)	47 (34–65)
Total	37 (11–67)	45 (17–88)	41 (8–76)	35 (4–66)

Tabla C.4: Valores medio, máximo y mínimo de duración de los tremores BB por estación del año

	$d_{mean} (d_{min}-d_{max} [h])$			
	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
2012	11 (4–15)	26 (12–41)	14 (10–19)	12 (6–17)
2013	4 (2–6)	12 (7–20)	23 (6–126)	10 (8–13)
2014	–	22 (5–43)	43 (7–56)	10 (5–22)
2015	–	22 (9–44)	18	11 (3–46)
2016	–	–	7 (6–7)	–
2018	11 (4–20)	11	15 (6–54)	13 (7–59)
2019	8	42 (28–55)	16 (6–50)	11 (4–38)
Total	9 (2–20)	21 (5–55)	19 (6–126)	11 (3–59)

Tabla C.5: Valores medio, máximo y mínimo de frecuencias dominantes de los tremores BB por estación del año

	$f_{qmean} (f_{qmin}-f_{qmax}) [Hz]$			
	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
2012	4.5 (3.5–5.4)	3.7 (2.6–5.1)	4.2 (4.2–4.2)	5.1 (4.4–5.9)
2013	5.6 (5.5–5.6)	4.4 (4.1–5.0)	4.8 (3.7–5.7)	4.2 (2.3–5.8)
2014	–	3.9 (3.2–5.0)	3.7 (3.1–4.6)	4.3 (2.4–6.2)
2015	–	4.2 (2.5–5.8)	4.8	4.8 (2.4–6.1)
2016	–	–	3.2 (2.7–4.2)	–
2018	3.9 (3.5–4.2)	4.2	4.8 (2.4–6.7)	5.4 (4.1–6.5)
2019	6.8	3.7 (3.2–4.1)	4.8 (3.1–6.1)	4.8 (2.3–6.1)
Total	4.8 (3.5–6.8)	4.1 (2.5–5.8)	4.6 (2.4–6.7)	4.8 (2.3–6.5)

Tabla C.6: Número de días clasificados como “Lago” y “Sin Lago” de acuerdo al procedimiento descrito en el Archivo adicional 4, por estación del año

	N_{lake}/N_{nolake}			
	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
2012	0/1	0/0	1/0	0/1
2013	3/0	0/1	0/1	0/3
2014	4/0	0/0	0/0	1/5
2015	10/0	1/0	1/1	0/6
2016	0/2	0/3	0/3	0/7
2018	32/1	5/0	0/9	0/12
2019	33/0	5/0	0/1	11/5
Total	82/4	11/4	2/15	12/39

Tabla C.7: Número de días clasificados como “Pluma de Ceniza” y “Ceniza Reciente” de acuerdo al procedimiento descrito en el Archivo adicional 4, por estación del año

	N_{plume}/N_{recent}			
	Verano	Otoño	Invierno	Verano
2012	1/0	0/0	2/0	1/0
2013	4/0	1/2	0/0	5/3
2014	0/0	0/0	0/0	9/1
2015	1/0	0/1	0/0	8/2
2016	20/0	1/2	2/1	11/0
2018	0/5	1/2	13/5	6/2
2019	0/0	0/0	1/3	14/3
Total	26/5	3/7	18/9	54/11

Tabla C.8: Número de días clasificados como “Alto SO_2 ” y “Bajo SO_2 ” de acuerdo al procedimiento descrito en el Archivo adicional 4, por estación del año

	N_{high}/N_{low}			
	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
2012	7/0	0/0	4/4	0/14
2013	24/18	3/10	17/15	13/10
2014	3/12	1/4	3/8	6/7
2015	1/13	2/6	2/5	8/6
2016	8/15	5/6	4/9	1/7
2018	1/4	1/3	3/3	3/1
2019	3/7	0/3	10/26	14/12
Total	47/69	12/32	43/70	45/57

Tabla C.9: Ventana de promedio móvil aplicada para diferentes rangos de duración

Duración [hr]	Longitud de ventana [min]
<20	1
20 – 40	2
40 – 105	4
105 – 300	8
>300	40

Tabla C.10: Cronología de la actividad principal del volcán Copahue entre marzo y octubre de 2020. Los datos fueron obtenidos de Global Volcanism Program (2020).

Tiempo	Actividad
20 de marzo	Enjambre de eventos volcánicos-tectónicos (VT) se localizaron al SSO del volcán.
1–31 de abril	Se informó hundimiento en el cráter con una tasa máxima de 0.3 cm/mes.
13 de junio 16 de junio	Tasa máxima de desgasificación de 1897 ton/día de SO ₂ . Incandescencia del cráter y emisión de gases con ceniza.
2 de julio 14 de julio 16 de julio	Tasa máxima de desgasificación de 2100 ton/día de SO ₂ . Tasa máxima de desgasificación de 1713 ton/día de SO ₂ . Penacho de ceniza acompañado de desgasificación de 4684 ton/día de SO ₂ .
20 de julio	Emisiones de sulfuro de hidrógeno fueron reportadas por los habitantes locales.
3 de agosto 6 de agosto 8 de agosto 12 de agosto 27 de agosto	Emisiones de ceniza. Emisiones de ceniza. Anomalía térmica detectada. Tasa máxima de desgasificación de 4498 ton/día de SO ₂ . Tasa máxima de desgasificación de 4627 ton/día de SO ₂ .
7 de septiembre 28 de septiembre	Emisiones de ceniza. Tasa máxima de desgasificación de 4522 ton/día de SO ₂ .
5 de octubre 12-15 de octubre	Tasa máxima de desgasificación de 3824 ton/día de SO ₂ . Emisiones de ceniza.

Bibliografía

- Abarbanel, H.D.I., Brown, R., Sidorowich, J.J., Tsimring, L.S., 1993. The analysis of observed chaotic data in physical systems. *Reviews of Modern Physics* 65, 1331–1392. doi:10.1103/RevModPhys.65.1331.
- Acernese, F., Ciaramella, A., De Martino, S., Falanga, M., Godano, C., Tagliarferri, R., 2004. Polarisation analysis of the independent components of low frequency events at Stromboli volcano (Eolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137, 153–168. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.05.005.
- Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A.T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Caliro, S., Chiodini, G., Darrah, T., 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue-Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257, 44–56. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.03.003.
- Agusto, M., Varekamp, J., 2016. The copahue volcanic-hydrothermal system and applications for volcanic surveillance, en: Tassi, F., Vaselli, O., Caselli, A.T. (Eds.), *Copahue Volcano*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 199–238. doi:10.1007/978-3-662-48005-2_9.
- Agusto, M.R., Caselli, A., Daga, R., Varekamp, J., Trinelli, A., Dos Santos Afonso, M., Velez, M.L., Euillades, P., Ribeiro Guevara, S., 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.
- Aki, K., 1992. State of the art in volcanic seismology, en: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), *Volcanic Seismology*. Springer. Vol. 3 de *IAVCEI Proceedings in Volcanology*, pp. 3–10. doi:10.1007/978-3-642-77008-1_1.

Bibliografía

- Aki, K., Fehler, M., Das, S., 1977. Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 259–287. doi:10.1016/0377-0273(77)90003-8.
- Aki, K., Koyanagi, R., 1981. Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* 86, 7095–7109. doi:10.1029/JB086iB08p07095.
- Aki, K., Richards, P.G., 2002. Quantitative seismology. University Science Book.
- Almendros, J., Abella, R., Mora, M., Lesage, P., 2012. Time-dependent spatial amplitude patterns of harmonic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica: Seismic-wave interferences? *Bulletin of the Seismological Society of America* 102, 2378–2391. doi:10.1785/0120120066.
- Almendros, J., Abella, R., Mora, M.M., Lesage, P., 2014. Array analysis of the seismic wavefield of long-period events and volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 5536–5559. doi:10.1002/2013JB010628.
- Almendros, J., Chouet, B., Dawson, P., Huber, C., 2002. Mapping the sources of the seismic wave field at Kilauea volcano, Hawaii, using data recorded on multiple seismic Antennas. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 2333–2351. doi:10.1785/0120020037.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Carmona, E., Zandomenighi, D., 2007. Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, 285–299. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.10.002.
- Alpala, R., Londoño, J.M., Torres, R., Cadena, Ó., 2018. Análisis de posibles fuentes generadoras de eventos sísmicos tipo “tornillo” en el volcán Puracé, Colombia. *Boletín Geológico*, 57–73.

- Arámbula-Mendoza, R., Lesage, P., Valdés-González, C., Varley, N., Reyes-Dávila, G., Navarro, C., 2011. Seismic activity that accompanied the effusive and explosive eruptions during the 2004–2005 period at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 205, 30–46. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.02.009.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., 2019. Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994–2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology* 65, 124–135. doi:10.1007/s00445-002-0248-8.
- Arciniega-Ceballos, A., Dawson, P., Chouet, B.A., 2012. Long period seismic source characterization at Popocatépetl volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters* 39, 1–5. doi:10.1029/2012GL053494.
- Aso, N., Ohta, K., Ide, S., 2013. Tectonic, volcanic, and semi-volcanic deep low-frequency earthquakes in western Japan. *Tectonophysics* 600, 27–40. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.015.
- Babadi, B., Brown, E.N., 2014. A review of multitaper spectral analysis. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering* 61, 1555–1564. doi:10.1109/TBME.2014.2311996.
- Báez, A.D., Báez, W., Caselli, A.T., Martini, M.A., Sommer, C.A., 2020. The glaciovolcanic evolution of the Copahue volcano, andean southern volcanic zone, argentina-chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 396, 106866. doi:10.1016/j.jvolgeores.2020.106866.
- Bandt, C., Pompe, B., 2002. Permutation Entropy: A Natural Complexity Measure for Time Series. *Physical Review Letters* 88, 174102. doi:10.1103/PhysRevLett.88.174102.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P., Principe, C., 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52, 231–246. doi:10.1016/0377-0273(92)90046-G.
- Barcelona, H., Senger, M., Yagupsky, D., 2020. Resource assessment of the Copahue geothermal field. *Geothermics* 90, 101987. doi:10.1016/j.geothermics.2020.101987.

Bibliografía

- Barcelona, H., Yagupsky, D., Agosto, M., 2019. The layered model of the Copahue geothermal reservoir, Argentina. *Geothermal Energy* 7, 7. doi:10.1186/s40517-019-0124-9.
- Battaglia, J., Aki, K., 2003. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of Geophysical Research* 108, 2364. doi:10.1029/2002JB002193.
- Battaglia, J., Aki, K., Staudacher, T., 2005. Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 2. Estimation of lava output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 291–308. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.04.006.
- Bean, C., Lokmer, I., O'Brien, G., 2008. Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions: Simulated examples from Mount Etna. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113. doi:10.1029/2007JB005468.
- Bean, C.J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaixian, J.P., O'Brien, G., Murphy, S., 2014. Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature Geoscience* 7, 71–75. doi:10.1038/ngeo2027.
- Bell, A.F., Naylor, M., Hernandez, S., Main, I.G., Gaunt, H.E., Mothes, P., Ruiz, M., 2018. Volcanic Eruption Forecasts From Accelerating Rates of Drumbeat Long-Period Earthquakes. *Geophysical Research Letters* 45, 1339–1348. doi:10.1002/2017GL076429.
- Bengoa, C., 2016. Estudio de la sismicidad volcano-tectónica del volcán Copahue, Cordillera Neuquina-Argentina, 2003-2010. Evidencias de reactivación del sistema. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Benoit, J.P., McNutt, S.R., 1997. New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, using broadband seismic data. *Geophysical Research Letters* 24, 449–452. doi:10.1029/97GL00179.
- Bercovici, D., Mark Jellinek, A., Michaut, C., Roman, D.C., Morse, R., 2013. Volcanic tremors and magma wagging: Gas flux interactions and forcing

- mechanism. *Geophysical Journal International* 195, 1001–1022. doi:10.1093/gji/ggt277.
- Beroza, G.C., Ide, S., 2011. Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 271–296. doi:10.1146/annurev-earth-040809-152531.
- Bertin, D., Lara, L.E., Basualto, D., Amigo, Á., Cardona, C., Franco, L., Gil, F., Lazo, J., 2015. High effusion rates of the Cordón Caulle 2011–2012 eruption (Southern Andes) and their relation with the quasi-harmonic tremor. *Geophysical Research Letters* 42, 7054–7063. doi:10.1002/2015GL064624.
- Bishop, C., 2006. *Pattern Recognition and Machine Learning*. Springer.
- Blackett, M., 2017. An overview of infrared remote sensing of volcanic activity. *Journal of Imaging* 3. doi:10.3390/jimaging3020013.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356, 275–289. doi:10.1016/S0040-1951(02)00399-2.
- Bonali, F.L., 2013. Earthquake-induced static stress change on magma pathway in promoting the 2012 Copahue eruption. *Tectonophysics* 608, 127–137. doi:10.1016/j.tecto.2013.10.006.
- Brill, K.A., Waite, G.P., 2019. Characteristics of Repeating Long-Period Seismic Events at Fuego Volcano, January 2012. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 8644–8659. doi:10.1029/2019JB017902.
- Budi-Santoso, A., Lesage, P., Dwiyono, S., Sumarti, S., Subandriyo, Suro, Jousset, P., Metaxian, J.p., 2013. Analysis of the seismic activity associated with the 2010 eruption of Merapi Volcano, Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 261, 153–170. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.03.024.
- Cannata, A., Di Grazia, G., Montalto, P., Ferrari, F., Nunnari, G., Patanè, D., Privitera, E., 2010. New insights into banded tremor from the 2008-2009

Bibliografia

- Mount Etna eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115, 1–22. doi:10.1029/2009JB007120.
- Cannatelli, C., Aracena, C., Leisen, M., Moncada, D., Roulleau, E., Vinet, N., Petrelli, M., Paolillo, A., Barra, F., Morata, D., 2016. Magma evolution at Copahue volcano (Chile/Argentina border): insights from melt inclusions, en: *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. V31A–3085. URL: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2016AGUFM.V31A3085C>.
- Caplan-Auerbach, J., Petersen, T., 2005. Repeating coupled earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 151–172. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.01.011.
- Carn, S.A., Clarisse, L., Prata, A.J., 2016. Multi-decadal satellite measurements of global volcanic degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 311, 99–134. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.01.002.
- Carniel, R., 2010. Comments on the paper "Automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes: An application to Ambrym volcano, Vanuatu" by Daniel Rouland, Denis Legrand, Mikhail Zhizhin and Sylvie Vergnolle [J. Volcanol. Geotherm. Res. 181]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194, 61–62. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.05.009.
- Carniel, R., 2014. Characterization of volcanic regimes and identification of significant transitions using geophysical data: A review. *Bulletin of Volcanology* 76, 1–22. doi:10.1007/s00445-014-0848-0.
- Carniel, R., Di Cecca, M., Rouland, D., 2003. Ambrym, Vanuatu (July–August 2000): Spectral and dynamical transitions on the hours-to-days timescale. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128, 1–13. doi:10.1016/S0377-0273(03)00243-9.
- Carniel, R., Raquel Guzmán, S., 2020. Machine Learning in Volcanology: A Review, en: *Updates in Volcanology - Transdisciplinary Nature of Volcano Science*. IntechOpen. doi:10.5772/intechopen.94217.
- Caselli, A., Agosto, M., Velez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M., Capaccioni, B., 2016a. The 2012 eruption, en: Tassi, F., Vaselli, O.,

- Caselli, A.T. (Eds.), *Copahue Volcano*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 61–77. doi:10.1007/978-3-662-48005-2_4.
- Caselli, A.T., Velez, M.L., Agosto, M., Liccioli, C., Vaselli, O., 2016b. Prehistoric to historic volcanic activity at copahue volcano, en: Tassi, F., Vaselli, O., Caselli, A.T. (Eds.), *Copahue Volcano*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 49–59. doi:10.1007/978-3-662-48005-2_3.
- Cashman, K.V., Sparks, R.S.J., 2013. How volcanoes work: A 25 year perspective. *Geological Society of America Bulletin* 125, 664–690. doi:10.1130/B30720.1.
- Caudron, C., Girona, T., Taisne, B., Suparjan, Gunawan, H., Kristianto, Kasbani, 2019. Change in seismic attenuation as a long-term precursor of gas-driven eruptions. *Geology* 47. doi:10.1130/G46107.1.
- Caudron, C., Lecocq, T., Syahbana, D.K., McCausland, W., Watlet, A., Camelbeeck, T., Bernard, A., Surono, 2015. Stress and mass changes at a “wet” volcano: Example during the 2011-2012 volcanic unrest at Kawah Ijen volcano (Indonesia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 5117–5134. doi:10.1002/2014JB011590.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96–113. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.038.
- Chouet, B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* 90, 1881. doi:10.1029/JB090iB02p01881.
- Chouet, B., 1986. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of Geophysical Research* 91, 13967. doi:10.1029/jb091ib14p13967.
- Chouet, B., 2003. Volcano seismology. *Pure and Applied Geophysics* 160, 739–788. doi:10.1007/PL00012556.

Bibliografía

- Chouet, B., Matoza, R., 2013. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252, 108–175. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013.
- Chouet, B., Shaw, H.R., 1991. Fractal properties of tremor and gas piston events observed at Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* 96, 10177. doi:10.1029/91JB00772.
- Chouet, B.A., Dawson, P.B., 2016. Origin of the pulse-like signature of shallow long-period volcano seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121. doi:10.1002/2016JB013152.
- Chouet, B.A., Page, R.A., Stephens, C.D., Lahr, J.C., Power, J.A., 1994. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 62, 95–135. doi:10.1016/0377-0273(94)90030-2.
- Crosson, R.S., Bame, D.A., 1985. A spherical source model for low frequency volcanic earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 90, 10237. doi:10.1029/JB090iB12p10237.
- Daga, R., Caselli, A., Ribeiro Guevara, S., Agosto, M., 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* 74, 191–206.
- Davi, R., O'Brien, G.S., Lokmer, I., Bean, C.J., Lesage, P., Mora, M.M., 2010. Moment tensor inversion of explosive long period events recorded on Arenal volcano, Costa Rica, constrained by synthetic tests. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194, 189–200. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.05.012.
- De Angelis, S., 2006. Analyses of unusual long-period earthquakes with extended coda recorded at Katmai National Park, Alaska, USA. *Geophysical Research Letters* 33, 1–4. doi:10.1029/2005GL025581.

- De Lauro, E., De Martino, S., Del Pezzo, E., Falanga, M., Palo, M., Scarpa, R., 2008. Model for high-frequency Strombolian tremor inferred by wave-field decomposition and reconstruction of asymptotic dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113, 1–16. doi:10.1029/2006JB004838.
- De Lauro, E., De Martino, S., Falanga, M., Palo, M., Scarpa, R., 2005. Evidence of VLP volcanic tremor in the band [0.2-0.5] Hz at Stromboli volcano, Italy. *Geophysical Research Letters* 32, 1–4. doi:10.1029/2005GL023466.
- Denlinger, R.P., Moran, S.C., 2014. Volcanic tremor masks its seismogenic source: Results from a study of noneruptive tremor recorded at Mount St. Helens, Washington. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 2230–2251. doi:10.1002/2013JB010698.
- Díaz, J., Ruíz, M., Crescentini, L., Amoroso, A., Gallart, J., 2014. Seismic monitoring of an Alpine mountain river. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 3276–3289. doi:10.1002/2014JB010955.
- Dobran, F., 2001. *Volcanic Processes: Mechanisms in Material Transport*. Springer. doi:10.1007/978-1-4615-0647-8.
- Eibl, E.P.S., Bean, C.J., Jónsdóttir, I., Höskuldsson, A., Thordarson, T., Coppola, D., Witt, T., Walter, T.R., 2017. Multiple coincident eruptive seismic tremor sources during the 2014-2015 eruption at Holuhraun, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 2972–2987. doi:10.1002/2016JB013892.
- Endo, E.T., Murray, T., 1991. Real-time seismic amplitude measurement (rsam): a volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology* 53, 533–545. doi:10.1007/BF00298154.
- Ermida, S.L., Soares, P., Mantas, V., Göttsche, F.M., Trigo, I.F., 2020. Google earth engine open-source code for land surface temperature estimation from the landsat series. *Remote Sensing* 12, 1–21. doi:10.3390/RS12091471.
- Eshelby, J.D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proceedings of the royal society of London. Series A. Mathematical and physical sciences* 241, 376–396. doi:10.1098/rspa.1957.0133.

Bibliografía

- Essing, D., Schlindwein, V., Schmidt-Aursch, M.C., Hadziioannou, C., Stähler, S.C., 2021. Characteristics of current-induced harmonic tremor signals in ocean-bottom seismometer records. *Seismological Research Letters* 92, 3100–3112. doi:10.1785/0220200397.
- Franco, L., Palma, J.L., Lara, L.E., Gil-Cruz, F., Cardona, C., Basualto, D., San Martín, J., 2019. Eruptive sequence and seismic activity of Llaima volcano (Chile) during the 2007–2009 eruptive period: Inferences of the magmatic feeding system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 379, 90–105. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.04.014.
- Frank, W.B., Shapiro, N.M., Gusev, A.A., 2018. Progressive reactivation of the volcanic plumbing system beneath Tolbachik volcano (Kamchatka, Russia) revealed by long-period seismicity. *Earth and Planetary Science Letters* 493, 47–56. doi:10.1016/j.epsl.2018.04.018.
- Frehner, M., 2013. Krauklis wave initiation in fluid-filled fractures by seismic body waves. *Geophysics* 79, T27–T35. doi:10.1190/GE02013-0093.1.
- Fujita, E., 2008. Banded tremor at Miyakejima volcano, Japan: Implication for two-phase flow instability. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113, 1–18. doi:10.1029/2006JB004829.
- Fujita, E., Araki, K., Nagano, K., 2011. Volcanic tremor induced by gas-liquid two-phase flow: Implications of density wave oscillation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116, 1–9. doi:10.1029/2010JB008068.
- Fujita, E., Ukawa, M., Yamamoto, E., Okada, Y., 2002. Cyclic jerky opening of magma sheet and caldera formation during the 2000 Miyakejima volcano eruption. *Geophysical Research Letters* 29, 40–1–40–4. doi:10.1029/2001gl013848.
- Garcés, M.A., Fee, D., Matoza, R., 2013. Volcano acoustics, en: Fragents, S.A., Gregg, T.K.P., Lopes, R.M.C. (Eds.), *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge University Press. Cap. 16, pp. 359–383.

- Garcia, S., Badi, G., 2021. Towards the development of the first permanent volcano observatory in Argentina. *Volcanica* 4, 21–48. doi:10.30909/vol.04.S1.2148.
- Gestrich, J.E., Fee, D., Tsai, V.C., Haney, M.M., Van Eaton, A.R., 2020. A Physical Model for Volcanic Eruption Tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125. doi:10.1029/2019JB018980.
- Gil Cruz, F., Chouet, B.A., 1997. Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 77, 121–158. doi:10.1016/s0377-0273(96)00091-1.
- Girona, T., Caudron, C., Huber, C., 2019. Origin of Shallow Volcanic Tremor: The Dynamics of Gas Pockets Trapped Beneath Thin Permeable Media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 4831–4861. doi:10.1029/2019JB017482.
- Global Volcanism Program, 2013. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 38:9. doi:10.5479/si.GVP.BGVN201309-357090.
- Global Volcanism Program, 2016. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 41:3. doi:10.5479/si.GVP.BGVN201603-357090.
- Global Volcanism Program, 2017. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 42:4. doi:10.5479/si.GVP.BGVN201704-357090.
- Global Volcanism Program, 2018. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 43:7. doi:10.5479/si.GVP.BGVN201807-357090.
- Global Volcanism Program, 2019a. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 44:1. doi:10.5479/si.GVP.BGVN201901-357090.

Bibliografía

- Global Volcanism Program, 2019b. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 44:11. doi:10.5479/si.GVP.BGVN201901-357090.
- Global Volcanism Program, 2020. Report on Copahue (Chile-Argentina), Bulletin of the Global Volcanism Network. Vol. 45:12. doi:10.5479/si.GVP.BGVN202012-357090.
- Glynn, C.C., Konstantinou, K.I., 2016. Reduction of randomness in seismic noise as a short-term precursor to a volcanic eruption. *Scientific Reports* 6, 1–9. doi:10.1038/srep377333.
- Gonnermann, H.M., Manga, M., 2013. Dynamics of magma ascent in the volcanic conduit, en: Fragents, S.A., Gregg, T.K.P., Lopes, R.M.C. (Eds.), *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge University Press. Cap. 4, pp. 55–77.
- Gordeev, E., 1993. Modeling of volcanic tremor as explosive point sources in a single-layered, elastic half-space. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98, 19687–19703. doi:10.1029/93JB00348.
- Greenhalgh, S., Sollberger, D., Schmelzbach, C., Ruttly, M., 2018. Single-station polarization analysis applied to seismic wavefields: A tutorial. *Advances in Geophysics* 59, 123–170. doi:10.1016/bs.agph.2018.09.002.
- Gregory, P., 2005. Bayesian Logical Data Analysis for the Physical Sciences. Cambridge University Press.
- Gresta, S., Privitera, E., Leotta, A., Gasperini, P., 1996. Analysis of the intermittent volcanic tremor observed at Mt. Etna, Sicily during March-May 1987. *Annali di Geofisica* 39, 421–428. doi:10.4401/ag-3979.
- Grünwald, P.D., 2007. The minimum description length principle. MIT Press.
- Hagerty, M., Benites, R., 2003. Tornillos beneath Tongariro Volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 125, 151–169. doi:10.1016/S0377-0273(03)00094-5.

- Haney, M.M., Matoza, R.S., Fee, D., Aldridge, D.F., 2018. Seismic equivalents of volcanic jet scaling laws and multipoles in acoustics. *Geophysical Journal International* 213, 623–636. doi:10.1093/gji/ggx554.
- Hantusch, M., Lacanna, G., Ripepe, M., Montenegro, V., Valderrama, O., Farias, C., Caselli, A., Gabellini, P., Cioni, R., 2021a. Low-Energy Fragmentation Dynamics at Copahue Volcano (Argentina) as Revealed by an Infrasonic Array and Ash Characteristics. *Frontiers in Earth Science* 9. doi:10.3389/feart.2021.578437.
- Hantusch, M., Melchor, I., Caselli, A., Maria, S., Da, P., 2021b. Actividad sísmica precursora de las fases eruptivas de junio y julio de 2020 del volcán Copahue. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78, 131–134.
- Harrington, R.M., Brodsky, E.E., 2007. Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events. *Geophysical Research Letters* 34, L06308. doi:10.1029/2006GL028714.
- Hasanah, I., Syahbana, D.K., Santoso, A., Palupi, I.R., 2017. Complex frequency analysis tornillo earthquake lokon volcano in north sulawesi period 1 january-17 march 2016, en: *AIP Conference Proceedings*, AIP Publishing LLC. pp. 1–7.
- Havskov, J., Alguacil, G., 2016. Instrumentation in Earthquake Seismology. Springer. doi:10.1007/978-3-319-21314-9.
- Held, S., Schill, E., Schneider, J., Nitschke, F., Morata, D., Neumann, T., Kohl, T., 2018. Geochemical characterization of the geothermal system at villarrica volcano, southern chile; part 1: Impacts of lithology on the geothermal reservoir. *Geothermics* 74, 226–239. doi:10.1016/j.geothermics.2018.03.004.
- Heleno, S.I., Faria, B.V., Bandomo, Z., Fonseca, J.F., 2006. Observations of high-frequency harmonic tremor in Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 361–379. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.06.018.

Bibliografía

- Hellweg, M., 2000. Physical models for the source of Lascar's harmonic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101, 183–198. doi:10.1016/S0377-0273(00)00163-3.
- Hibert, C., Mangeney, A., Polacci, M., Muro, A.D., Vergnolle, S., Ferrazzini, V., Peltier, A., Taisne, B., Burton, M., Dewez, T., Grandjean, G., Dupont, A., Staudacher, T., Brenguier, F., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F., 2015. Toward continuous quantification of lava extrusion rate: Results from the multidisciplinary analysis of the 2 January 2010 eruption of Piton de la Fournaise volcano, la Réunion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 3026–3047. doi:10.1002/2014JB011769.
- Hilton, D.R., Hammerschmidt, K., Teufel, S., Friedrichsen, H., 1993. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 265–282. doi:10.1016/0012-821X(93)90244-4.
- Hotovec, A.J., Prejean, S.G., Vidale, J., Gomberg, J., 2013. Strongly gliding harmonic tremor during the 2009 eruption of Redoubt Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 89–99. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.01.001.
- Ibáñez, J.M., Almendros, J., Carmona, E., Martínez-Arévalo, C., Abril, M., 2003. The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, 1611–1629. doi:10.1016/S0967-0645(03)00082-1.
- Ibáñez, J.M., Del Pezzo, E., Bengoa, C., Caselli, A., Badi, G., Almendros, J., 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at Copahue volcanic complex, Southern Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174, 284–294. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.02.005.
- Ichihara, M., 2016. Seismic and infrasonic eruption tremors and their relation to magma discharge rate: A case study for sub-Plinian events in the 2011 eruption of Shinmoe-dake, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 7101–7118. doi:10.1002/2016JB013246.

- Ichihara, M., Kameda, M., 2004. Propagation of acoustic waves in a viscoelastic two-phase system: influences of the liquid viscosity and the internal diffusion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137, 73–91. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.05.001.
- Iturrieta, P.C., Hurtado, D.E., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A., 2017. States of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 473, 71–82. doi:10.1016/j.epsl.2017.05.041.
- Iwamura, K., Kaneshima, S., 2005. Numerical simulation of the steam-water flow instability as a mechanism of long-period ground vibrations at geothermal areas. *Geophysical Journal International* 163, 833–851. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02749.x.
- Jackson, G.M., Mason, I.M., Greenhalgh, S.A., 1991. Principal component transforms of triaxial recordings by singular value decomposition. *Geophysics* 56, 528–533. doi:10.1190/1.1443068.
- Jellinek, A.M., Bercovici, D., 2011. Seismic tremors and magma wagging during explosive volcanism. *Nature* 470, 522–526. doi:10.1038/nature09828.
- Jiménez-Morales, V., Almendros, J., Carmona, E., 2017. Detection of long-duration tremors at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 347, 234–249. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.09.016.
- Jiménez Morales, V., Almendros, J., Carmona, E., 2017. Detection of long-duration tremors at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 347, 234–249. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.09.016.
- Johnson, J.B., Lees, J.M., 2000. Plugs and chugs - seismic and acoustic observations of degassing explosions at Karymsky, Russia and Sangay, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101, 67–82. doi:10.1016/S0377-0273(00)00164-5.

Bibliografia

- Jousset, P., Budi-Santoso, A., Jolly, A.D., Boichu, M., Surono, Dwiyono, S., Sumarti, S., Hidayati, S., Thierry, P., 2013. Signs of magma ascent in LP and VLP seismic events and link to degassing: An example from the 2010 explosive eruption at Merapi volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 261, 171–192. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.03.014.
- Julian, B.R., 1994. Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research* 99, 11859–11877. doi:10.1029/93jb03129.
- Julian, B.R., Miller, A.D., Foulger, G.R., 1998. Non-double-couple earthquakes 1. Theory. *Reviews of Geophysics* 36, 525–549. doi:10.1029/98RG00716.
- Kantz, H., Schreiber, T., 2004. Nonlinear time series analysis. 2 ed., Cambridge University Press.
- Kawakatsu, H., Ohminato, T., Ito, H., Kuwahara, Y., Kato, T., Tsuruga, K., Honda, S., Yomogida, K., 1992. Broadband seismic observation at the Sakurajima Volcano, Japan. *Geophysical Research Letters* 19, 1959–1962. doi:10.1029/92GL01964.
- Kawakatsu, H., Yamamoto, M., 2015. Volcano Seismology, en: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics: Second Edition*. 2 ed.. Elsevier. Vol. 4, pp. 389–419. doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00081-6.
- Konstantinou, K.I., 2002. Deterministic non-linear source processes of volcanic tremor signals accompanying the 1996 Vatnajökull eruption, Central Iceland. *Geophysical Journal International* 148, 663–675. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01608.x.
- Konstantinou, K.I., Ardiani, M.A., Sudibyo, M.R., 2019. Scaling behavior and source mechanism of tremor recorded at Erebus volcano, Ross island, Antarctica. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 290, 99–106. doi:10.1016/j.pepi.2019.03.010.
- Konstantinou, K.I., Lin, C.H., 2004. Nonlinear time series analysis of volcanic tremor events recorded at Sangay volcano, Ecuador. *Pure and Applied Geophysics* 161, 145–163. doi:10.1007/s00024-003-2432-y.

- Konstantinou, K.I., Perwita, C.A., Maryanto, S., Budianto, A., Hendrasto, M., 2013. Maximal Lyapunov exponent variations of volcanic tremor recorded during explosive and effusive activity at Mt Semeru volcano, Indonesia. *Nonlinear Processes in Geophysics* 20, 1137–1145. doi:10.5194/npg-20-1137-2013.
- Konstantinou, K.I., Schlindwein, V., 2003. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, 161–187. doi:10.1016/S0377-0273(02)00311-6.
- Korneev, V., 2008. Slow waves in fractures filled with viscous fluid. *Geophysics* 73. doi:10.1190/1.2802174.
- Kumagai, H., 2022. Source Quantification of Volcanic-Seismic Signals, en: Meyers, R. (Ed.), *Complexity in Tsunamis, Volcanoes, and their Hazards*. Springer US. Vol. 113, pp. 425–467. doi:10.1007/978-1-0716-1705-2_583.
- Kumagai, H., Chouet, B.A., 1999. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophysical Journal International* 138, F7–F12. doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x.
- Lahr, J., Chouet, B., Stephens, C., Power, J., Page, R., 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at redoubt volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 62, 137–151. doi:10.1016/0377-0273(94)90031-0.
- Lamberti, M.C., Vigide, N., Venturi, S., Agosto, M., Yagupsky, D., Winocur, D., Barcelona, H., Velez, M.L., Cardellini, C., Tassi, F., 2019. Structural architecture releasing deep-sourced carbon dioxide diffuse degassing at the Caviahue-Copahue Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 374, 131–141. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.02.004.
- Latter, J.H., 1981. Volcanic earthquakes, and their relationship to eruptions at Ruapehu and Ngauruhoe volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, 293–309. doi:10.1016/0377-0273(81)90041-X.

Bibliografía

- Lazo, J., Basualto, D., 2015. “b-value” en el volcán Copahue: Periodo eruptivo (2012- 2014), en: *XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena. pp. 45–48.
- Lees, J.M., Gordeev, E.I., Ripepe, M., 2004. Explosions and periodic tremor at Karymsky volcano, Kamchatka, Russia. *Geophysical Journal International* 158, 1151–1167. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02239.x.
- 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. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.10.006.
- Leet, R.C., 1988. Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research* 93, 4835. doi:10.1029/JB093iB05p04835.
- Lesage, P., Mora, M.M., Alvarado, G.E., Pacheco, J., Métaixian, J.P., 2006. Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 49–59. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.03.047.
- Li, C., Joiner, J., Krotkov, N.A., Bhartia, P.K., 2013. A fast and sensitive new satellite SO₂ retrieval algorithm based on principal component analysis: Application to the ozone monitoring instrument. *Geophysical Research Letters* 40, 6314–6318. doi:10.1002/2013GL058134.
- Lipovsky, B.P., Dunham, E.M., 2015. Vibrational modes of hydraulic fractures: Inference of fracture geometry from resonant frequencies and attenuation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 1080–1107. doi:10.1002/2014JB011286.
- Lundgren, P., Nikkhoo, M., Samsonov, S.V., Milillo, P., Gil-Cruz, F., Lazo, J., 2017. Source model for the Copahue volcano magma plumbing system constrained by InSAR surface deformation observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 5729–5747. doi:10.1002/2017JB014368.
- 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. doi:10.1007/s00445-009-0305-7.

- Maeda, Y., Kumagai, H., 2017. A generalized equation for the resonance frequencies of a fluid-filled crack. *Geophysical Journal International* 209, 192–201. doi:10.1093/gji/ggx019.
- Maryanto, S., Iguchi, M., Tameguri, T., 2008. Constraints on the source mechanism of harmonic tremors based on seismological, ground deformation, and visual observations at Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, 198–217. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.10.004.
- Matoza, R.S., Arciniega-Ceballos, A., Sanderson, R.W., Mendo-Pérez, G., Rosado-Fuentes, A., Chouet, B.A., 2019. High-Broadband Seismoacoustic Signature of Vulcanian Explosions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters* 46, 148–157. doi:10.1029/2018GL080802.
- Matoza, R.S., Fee, D., Garcs, M.A., 2010. Infrasonic tremor wavefield of the Pu'u 'O' crater complex and lava tube system, Hawaii, in April 2007. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115, 1–16. doi:10.1029/2009JB007192.
- McNutt, S.R., 2005. Volcanic Seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 461–491. doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122459.
- McNutt, S.R., Nishimura, T., 2008. Volcanic tremor during eruptions: Temporal characteristics, scaling and constraints on conduit size and processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 10–18. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.07.047.
- Melchor, I., Almendros, J., Carniel, R., Konstantinou, K.I., Hantusch, M., Caselli, A., 2020. On data reduction methods for volcanic tremor characterization: the 2012 eruption of Copahue volcano, Southern Andes. *Earth, Planets and Space* 72, 134. doi:10.1186/s40623-020-01270-7.
- Melchor, I., Almendros, J., Caselli, A., 2022a. Characterizing polarized frequencies of tremor episodes at Copahue volcano (Southern Andes): a case study. *Journal of South American Earth Sciences* En revisión.
- Melchor, I., Almendros, J., Hantusch, M., Samsonov, S., Derauw, D., Martínez, E., Caselli, A., 2022b. Long-duration seismicity and their relation

Bibliografía

- to Copahue volcano unrest. *Earth, Planets and Space* 74. doi:10.1186/s40623-021-01561-7.
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A., 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahué-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22, 66–88. doi:10.1016/j.jsames.2006.08.008.
- Melnik, O., Lyakhovskiy, V., Shapiro, N.M., Galina, N., Bergal-Kuvikas, O., 2020. Deep long period volcanic earthquakes generated by degassing of volatile-rich basaltic magmas. *Nature Communications* 11, 1–7. doi:10.1038/s41467-020-17759-4.
- Miller, A.D., Stewart, R.C., White, R.A., Luckett, R., Baptie, B.J., Aspinall, W.P., Latchman, J.L., Lynch, L.L., Voight, B., 1998. Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters* 25, 3401–3404. doi:10.1029/98GL01778.
- Milluzzo, V., Cannata, A., Alparone, S., Gambino, S., Hellweg, M., Montalto, P., Cammarata, L., Diliberto, I.S., Gresta, S., Liotta, M., Paonita, A., 2010. Tornillos at Vulcano: Clues to the dynamics of the hydrothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, 377–393. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.09.022.
- Minakami, T., 1974. Seismology of Volcanoes in Japan, en: Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G., Rapolla, A. (Eds.), *Physical Volcanology*. Elsevier. Vol. 6 de *Developments in Solid Earth Geophysics*. Cap. 1, pp. 1–27. doi:10.1016/B978-0-444-41141-9.50007-3.
- Molina, I., Kumagai, H., García-Aristizábal, A., Nakano, M., Mothes, P., 2008. Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 119–133. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019.
- Molina, I., Kumagai, H., Yepes, H., 2004. Resonances of a volcanic conduit triggered by repetitive injections of an ash-laden gas. *Geophysical Research Letters* 31, 2–5. doi:10.1029/2003GL018934.

- Montenegro, V.M., Spagnotto, S., Legrand, D., Caselli, A.T., 2021. Seismic evidence of the active regional tectonic faults and the Copahue volcano, at Caviahue Caldera, Argentina. *Bulletin of Volcanology* 83. doi:10.1007/s00445-021-01442-7.
- Morales, S., Franco, L., Valderrama, A., Cartes, C., 2015. Silencios sísmicos en la señal de tremor volcánico, como precursores inmediatos de explosiones durante octubre de 2014 en el volcán Copahue, Chile, en: *XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena. pp. 69–71.
- Moran, S.C., Matoza, R.S., Garcés, M.A., Hedlin, M.A., 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, 2–7. doi:10.1029/2008GL035176.
- Morrissey, M.M., Chouet, B.A., 2001. Trends in long-period seismicity related to magmatic fluid compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 108, 265–281. doi:10.1016/S0377-0273(00)00290-0.
- Mueller, S.B., Varley, N.R., Kueppers, U., Lesage, P., Á. Reyes Davila, G., Dingwell, D.B., 2013. Quantification of magma ascent rate through rockfall monitoring at the growing/collapsing lava dome of Volcán de Colima, Mexico. *Solid Earth* 4, 201–213. doi:10.5194/se-4-201-2013.
- Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T., Hasegawa, A., 2003. Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophysical Journal International* 154, 811–828. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01991.x.
- Nakano, M., Kumagai, H., 2005. Response of a hydrothermal system to magmatic heat inferred from temporal variations in the complex frequencies of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 233–244. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.04.003.
- Nakano, M., Kumagai, H., Kumazawa, M., Yamaoka, K., Chouet, B.A., 1998. The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic

Bibliografía

- event: An approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 10031–10046. doi:10.1029/98jb00387.
- Naranjo, J.A., Polanco, E., 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. *Revista geológica de Chile* 31, 279 – 292. doi:10.4067/S0716-02082004000200007.
- Narváez M., L., Torres C., R.A., Gómez M., D.M., Cortés J., G.P., Cepeda V., H., Stix, J., 1997. 'Tornillo'-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 77, 159–171. doi:10.1016/S0377-0273(96)00092-3.
- Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B., Olsen, K., 2000. Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101, 83–104. doi:10.1016/S0377-0273(00)00169-4.
- Neuberg, J., O’Gorman, C., 2002. A model of the seismic wavefield in gas-charged magma: application to Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs* 21, 603–609. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.29.
- Neuberg, J.W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., Dingwell, D., 2006. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 37–50. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008.
- Nikkhoo, M., Walter, T.R., Lundgren, P.R., Prats-Iraola, P., 2016. Compound dislocation models (CDMs) for volcano deformation analyses. *Geophysical Journal International* 208, 877–894. doi:10.1093/gji/ggw427.
- Ogiso, M., Yomogida, K., 2012. Migration of tremor locations before the 2008 eruption of Meakandake Volcano, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 217-218, 8–20. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.005.
- Ogiso, M., Yomogida, K., 2015. Estimation of locations and migration of debris flows on Izu-Oshima Island, Japan, on 16 October 2013 by the distri-

- bution of high frequency seismic amplitudes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 298. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.03.015.
- Ohminato, T., 2006. Characteristics and source modeling of broadband seismic signals associated with the hydrothermal system at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 467–490. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.08.004.
- Ortega-González, M.A., 2015. Caracterización de Sismos Tipo Tornillo Registrados Durante la Crisis del Volcán Sabancaya 2013 y del Volcán Ubinas 2014. Tesis de Grado. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sánchez, N., Tárraga, M., 2003. Villarrica volcano (Chile): characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128, 247–259. doi:10.1016/S0377-0273(03)00258-0.
- Palo, M., Cusano, P., 2013. Wavefield decomposition and phase space dynamics of the seismic noise at Volcàn de Colima, Mexico: Evidence of a two-state source process. *Nonlinear Processes in Geophysics* 20, 71–84. doi:10.5194/npg-20-71-2013.
- Park, I., Jolly, A., Kim, K.Y., Kennedy, B., 2019. Temporal variations of repeating low frequency volcanic earthquakes at Ngauruhoe Volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 373, 108–119. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.01.024.
- Park, J., Vernon, F.L., Lindberg, C.R., 1987. Frequency dependent polarization analysis of high-frequency seismograms. *Journal of Geophysical Research* 92, 12664. doi:10.1029/JB092iB12p12664.
- Percival, D.B., Walden, A.T., 1993. Spectral analysis for physical applications: multitaper and conventional univariate techniques. Cambridge University Press.
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., Roquer, T., 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a

Bibliografía

- strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics* 680, 192–210. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.016.
- Pesce, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo copahuecaviahue y su modelo térmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44, 307–327.
- Petersen, T., 2007. Swarms of repeating long-period earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska, 2001-2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166, 177–192. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.07.014.
- Peterson, J.R., 1993. Observations and modeling of seismic background noise. Informe técnico. US Geological Survey. doi:10.3133/ofr93322.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., D'elia, L., Guzman, S.R., Paez, G.N., Outes, A.V., Manzoni, C., Delménico, A., Balbis, C., Carniel, R., Hern, I.R., 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.
- Pinel, V., Poland, M.P., Hooper, A., 2014. Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289, 81–113. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010.
- Power, J., Stihler, S., White, R., Moran, S., 2004. Observations of deep long-period (DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989–2002. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138, 243–266. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.07.005.
- Power, J.A., Stihler, S.D., Chouet, B.A., Haney, M.M., Ketner, D.M., 2013. Seismic observations of Redoubt Volcano, Alaska - 1989-2010 and a conceptual model of the Redoubt magmatic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 259, 31–44. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.09.014.
- Prieto, G., Parker, R., Vernon III, F., 2009. A Fortran 90 library for multitaper spectrum analysis. *Computers and Geosciences* 35, 1701–1710. doi:10.1016/j.cageo.2008.06.007.

- Prieto, G.A., Parker, R.L., Thomson, D.J., Vernon, F.L., Graham, R.L., 2007. Reducing the bias of multitaper spectrum estimates. *Geophysical Journal International* 171, 1269–1281. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03592.x.
- Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los complejos nevados de chillán y copahue-callaqui (andes del sur, 36-39 s). *Andean geology* 37, 220–246.
- Ramírez-Rojas, A., Sigalotti, L.G., Flores-Márquez, E.L., Rendón, O., 2019. Time Series Analysis in Seismology: Practical Applications. Elsevier.
- Ripepe, M., Ciliberto, S., Della Schiava, M., 2001. Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 8713–8727. doi:10.1029/2000JB900374.
- Ripepe, M., Gordeev, E., 1999. Gas bubble dynamics model for shallow volcanic tremor at Stromboli. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 10639–10654. doi:10.1029/98JB02734.
- Rodgers, M., Smith, P.J., Mather, T.A., Pyle, D.M., 2016. Quiescent-explosive transitions during dome-forming volcanic eruptions: Using seismicity to probe the volcanic processes leading to the 29 July 2008 vulcanian explosion of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 8453–8471. doi:10.1002/2016JB013180.
- Roeoesli, C., Walter, F., Ampuero, J.P., Kissling, E., 2016. Seismic moulin tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 5838–5858. doi:10.1002/2015JB012786.
- Ruiz, M.C., Lees, J.M., Johnson, J.B., 2006. Source constraints of Tungurahua volcano explosion events. *Bulletin of Volcanology* 68, 480–490. doi:10.1007/s00445-005-0023-8.
- Ruspini, L.C., Marcel, C.P., Clause, A., 2014. Two-phase flow instabilities: A review. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 71, 521–548. doi:10.1016/j.ijheatmasstransfer.2013.12.047.

Bibliografia

- Rust, A.C., Balmforth, N.J., Mandre, S., 2008. The feasibility of generating low-frequency volcano seismicity by flow through a deformable channel. *Geological Society Special Publication* 307, 45–56. doi:10.1144/SP307.4.
- Saccorotti, G., Piccinini, D., Cauchie, L., Fiori, I., 2011. Seismic noise by Wind Farms: A case study from the Virgo Gravitational Wave Observatory, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101, 568–578. doi:10.1785/0120100203.
- Sakuraba, A., Yamauchi, H., 2014. Linear stability of plane poiseuille flow in an infinite elastic medium and volcanic tremors. *Earth, Planets and Space* 66, 1–24. doi:10.1186/1880-5981-66-19.
- Samson, J.C., 1983. Pure states, polarized waves, and principal components in the spectra of multiple, geophysical time-series. *Geophysical Journal International* 72, 647–664. doi:10.1111/j.1365-246X.1983.tb02825.x.
- Samson, J.C., Olson, J.V., 1980. Some comments on the descriptions of the polarization states of waves. *Geophysical Journal International* 61, 115–129. doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb04308.x.
- Samsonov, S., D'Oreye, N., 2012. Multidimensional time-series analysis of ground deformation from multiple InSAR data sets applied to Virunga Volcanic Province. *Geophysical Journal International* 191, 1095–1108. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05669.x.
- Samsonov, S.V., Feng, W., Peltier, A., Geirsson, H., D'Oreye, N., Tiampo, K.F., 2017. Multidimensional Small Baseline Subset (MSBAS) for volcano monitoring in two dimensions: Opportunities and challenges. Case study Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 344, 121–138. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.04.017.
- Schindwein, V., Wassermann, J., Scherbaum, F., 1995. Spectral analysis of harmonic tremor signals at Mt. Semeru Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters* 22, 1685–1688. doi:10.1029/95GL01433.
- Schöpa, A., Chao, W.A., Lipovsky, B.P., Hovius, N., White, R.S., Green, R.G., Turowski, J.M., 2018. Dynamics of the Askja caldera July 2014 landsli-

- de, Iceland, from seismic signal analysis: Precursor, motion and aftermath. *Earth Surface Dynamics* 6, 467–485. doi:10.5194/esurf-6-467-2018.
- Seidl, D., Hellweg, M., 2003. Parameterization of multichromatic tornillo signals observed at Galeras Volcano (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 125, 171–189. doi:10.1016/S0377-0273(03)00095-7.
- Sgattoni, G., Gudmundsson, Ó., Einarsson, P., Lucchi, F., Li, K.L., Sadeghi-sorkhani, H., Roberts, R., Tryggvason, A., 2017. The 2011 unrest at Katla volcano: Characterization and interpretation of the tremor sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338, 63–78. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.03.028.
- Shapiro, N.M., Droznin, D.V., Droznina, S.Y., Senyukov, S.L., Gusev, A.A., Gordeev, E.I., 2017. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer. *Nature Geoscience* 10, 442–445. doi:10.1038/ngeo2952.
- Sherbaum, F., 2001. *Of Poles and Zeros: Fundamentals of Digital Seismology. Modern Approaches in Geophysics.* 2 ed., Springer. doi:10.1007/978-1-4020-6861-4.
- Sherburn, S., Scott, B.J., Nishi, Y., Sugihara, M., 1998. Seismicity at White Island volcano, New Zealand: A revised classification and inferences about source mechanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83, 287–312. doi:10.1016/S0377-0273(98)00022-5.
- Shirzaei, M., Walter, T.R., 2009. Randomly iterated search and statistical competency as powerful inversion tools for deformation source modeling: Application to volcano interferometric synthetic aperture radar data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114, 1–16. doi:10.1029/2008JB006071.
- Sielfeld, G., Cembrano, J., Lara, L., 2017. Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International* 438, 33–49. doi:10.1016/j.quaint.2016.01.002.

Bibliografía

- Sielfeld, G., Lange, D., Cembrano, J., 2019. Intra-Arc Crustal Seismicity: Seismotectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics* 38, 552–578. doi:10.1029/2018TC004985.
- Slepian, D., 1978. Prolate spheroidal wave functions, fourier analysis, and uncertainty—v: The discrete case. *Bell System Technical Journal* 57, 1371–1430. doi:10.1002/j.1538-7305.1978.tb02104.x.
- Slepian, D., 1983. Some comments on fourier analysis, uncertainty and modeling. *SIAM Review* 25, 379–393. doi:10.1137/1025078.
- Soosalu, H., Key, J., White, R.S., Knox, C., Einarsson, P., Jakobsdóttir, S.S., 2010. Lower-crustal earthquakes caused by magma movement beneath Askja volcano on the north Iceland rift. *Bulletin of Volcanology* 72, 55–62. doi:10.1007/s00445-009-0297-3.
- Sparks, R., 2003. Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 1–15. doi:10.1016/S0012-821X(03)00124-9.
- Sparks, R.S.J., Biggs, J., Neuberg, J.W., 2012. Monitoring Volcanoes. *Science* 335, 1310–1311. doi:10.1126/science.1219485.
- Sruoga, P., Yamin, M., Corvalan, M., Kaufman, J., Elissondo, M., Craig, V.O., Badi, G., García, S., 2021. Late pleistocene subglacial fissure-related volcanism at caviahue-copahue volcanic complex (37° 51' s, 71° 05' w), south volcanic zone. *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103309. doi:10.1016/j.jsames.2021.103309.
- Steinberg, G.S., Steinberg, A.S., 1975. On possible causes of volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* 80, 1600–1604. doi:10.1029/JB080i011p01600.
- Stern, C.R., 2004. Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31, 161–206.
- Stich, D., Almendros, J., Jiménez, V., Mancilla, F., Carmona, E., 2011. Ocean noise triggering of rhythmic long period events at deception island volcano. *Geophysical Research Letters* 38. doi:10.1029/2011g1049671.

- Stix, J., de Moor, J.M., 2018. Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space* 70, 83. doi:10.1186/s40623-018-0855-z.
- Syahbana, D.K., Caudron, C., Jousset, P., Lecocq, T., Camelbeeck, T., Bernard, A., et al., 2014. Fluid dynamics inside a “wet” volcano inferred from the complex frequencies of long-period (lp) events: An example from papandayan volcano, west java, indonesia, during the 2011 seismic unrest. *Journal of volcanology and geothermal research* 280, 76–89.
- Taguchi, K., Kumagai, H., Maeda, Y., Torres, R., 2018. Source Properties and Triggering Processes of Long-Period Events Beneath Volcanoes Inferred From an Analytical Formula for Crack Resonance Frequencies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 7550–7565. doi:10.1029/2018JB015866.
- Taguchi, K., Kumagai, H., Maeda, Y., Torres, R., 2020. Empirical formula for the quality factors of crack resonances and its application to the estimation of source properties of long-period seismic events at active volcanoes. *Geophysical Journal International* 224, 2131–2148. doi:10.1093/gji/ggaa519.
- Takagi, N., Kaneshima, S., Ohkura, T., Yamamoto, M., Kawakatsu, H., 2009. Long-term variation of the shallow tremor sources at Aso Volcano from 1999 to 2003. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 333–346. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.04.013.
- Takeo, M., 2021. Harmonic tremor model during the 2011 Shinmoe-dake eruption, Japan. *Geophysical Journal International* 22, 2100–2120. doi:10.1093/gji/ggaa477.
- Tamburello, G., Agosto, M., Caselli, A., Tassi, F., Vaselli, O., Calabrese, S., Rouwet, D., Capaccioni, B., Di Napoli, R., Cardellini, C., Chiodini, G., Bitetto, M., Brusca, L., Bellomo, S., Aiuppa, A., 2015. Intense magmatic degassing through the lake of Copahue volcano, 2013-2014. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 6071–6084. doi:10.1002/2015jb012160.

Bibliografía

- Tardani, D., Roulleau, E., Pinti, D.L., Pérez-Flores, P., Daniele, L., Reich, M., Sanchez-Alfaro, P., Morata, D., Richard, L., 2021. Structural control on shallow hydrogeochemical processes at Caviahue-Copahue Volcanic Complex (CCVC), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 414. doi:10.1016/j.jvolgeores.2021.107228.
- Tárraga, M., Martí, J., Abella, R., Carniel, R., López, C., 2014. Volcanic tremors: Good indicators of change in plumbing systems during volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 273, 33–40. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.01.003.
- Tary, J.B., Herrera, R.H., Han, J., van der Baan, M., 2014. Spectral estimation-What is new? What is next? *Reviews of Geophysics* 52, 723–749. doi:10.1002/2014RG000461.
- Tassi, F., Agosto, M., Lamberti, C., Caselli, A., Pecoraino, G., Caponi, C., Szentiványi, J., Venturi, S., Vaselli, O., 2017. The 2012–2016 eruptive cycle at Copahue volcano (Argentina) versus the peripheral gas manifestations: hints from the chemical and isotopic features of fumarolic fluids. *Bulletin of Volcanology* 79. doi:10.1007/s00445-017-1151-7.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23, 447–450. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2.
- Thompson, G., McNutt, S.R., Tytgat, G., 2002. Three distinct regimes of volcanic tremor associated with the eruption of Shishaldin Volcano, Alaska 1999. *Bulletin of Volcanology* 64, 535–547. doi:10.1007/s00445-002-0228-z.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE* 70, 1055–1096. doi:10.1109/proc.1982.12433.
- Umakoshi, K., Itasaka, N., Shimizu, H., 2011. High-frequency earthquake swarm associated with the May 1991 dome extrusion at Unzen Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 206, 70–79. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.07.004.

- Unglert, K., Jellinek, A.M., 2015. Volcanic tremor and frequency gliding during dike intrusions at Kilauea-A tale of three eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 1142–1158. doi:10.1002/2014JB011596.
- Valade, S., Donnadieu, F., Lesage, P., Mora, M.M., Harris, A., Alvarado, G.E., 2012. Explosion mechanisms at Arenal volcano, Costa Rica: An interpretation from integration of seismic and Doppler radar data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, 1–14. doi:10.1029/2011JB008623.
- Varekamp, J., Ouimette, A., Kreulen, R., 2004. The magmato-hydrothermal system of Copahue volcano, Argentina, en: Wanty, R.B., Seal II, R.R. (Eds.), *Proceedings International Conference on Water-Rock Interaction*, pp. 215–218.
- Varekamp, J.C., 2015. The chemical composition and evolution of volcanic lakes, en: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), *Volcanic Lakes*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 93–123. doi:10.1007/978-3-642-36833-2_4.
- Varekamp, J.C., DeMoor, J.M., Merrill, M.D., Colvin, A.S., Goss, A.R., Vroon, P.Z., Hilton, D.R., 2006. Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. *Special Paper of the Geological Society of America* 407, 317–342. doi:10.1130/2006.2407(15).
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Bermúdez, A., Delpino, D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: A "beehive" volcano in turmoil. *Geology* 29, 1059–1062. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<1059:HEFFCA>2.0.CO;2.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Flynn, K.S., Bermudez, A., Delpino, D., 2009. Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. *Applied Geochemistry* 24, 208–220. doi:10.1016/j.apgeochem.2008.11.018.
- Vavryčuk, V., 2015. Moment tensor decompositions revisited. *Journal of Seismology* 19, 231–252. doi:10.1007/s10950-014-9463-y.

Bibliografía

- Velez, M.L., Euillades, P., Blanco, M., Euillades, L., 2016. Ground Deformation Between 2002 and 2013 from InSAR Observations, en: Tassi, F., Vasselli, O., Caselli, A.T. (Eds.), *Copahue Volcano*, pp. 175–198. doi:10.1007/978-3-662-48005-2_8.
- Waite, G.P., Chouet, B.A., Dawson, P.B., 2008. Eruption dynamics at Mount St. Helens imaged from broadband seismic waveforms: Interaction of the shallow magmatic and hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113, 1–22. doi:10.1029/2007JB005259.
- Walden, A.T., 2000. A unified view of multitaper multivariate spectral estimation. *Biometrika* 87, 767–788. doi:10.1093/biomet/87.4.767.
- Wendt, A., Tassara, A., Báez, J.C., Basualto, D., Lara, L.E., García, F., 2016. Possible structural control on the 2011 eruption of Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (southern Chile) determined by InSAR, GPS and seismicity. *Geophysical Journal International* 208, 134–147. doi:10.1093/gji/ggw355.
- Yamamoto, M., Kawakatsu, H., 2008. An efficient method to compute the dynamic response of a fluid-filled crack. *Geophysical Journal International* 174, 1174–1186. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03871.x.
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Doke, R., Saito, T., Ueno, T., Sakai, S., Morita, Y., 2017. Analyzing the continuous volcanic tremors detected during the 2015 phreatic eruption of the Hakone volcano. *Earth, Planets and Space* 69, 164. doi:10.1186/s40623-017-0751-y.
- Zobin, V.M., 2012. *Introduction to Volcanic Seismology*. 2 ed., Elsevier.
- Zobin, V.M., Plascencia, I., Reyes, G., Navarro, C., 2009. The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, 157–167. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.001.