

RESEARCH ARTICLE

Ambient Noise Tomography studies for geothermal exploration in the Canary Islands

Estudios de tomografía de ruido sísmico para la exploración geotérmica en Canarias

Iván Cabrera-Pérez¹, Luca D'Auria^{1,2}, Jean Soubestre^{3,4}, David Martínez van Dorth², Germán Cervigón-Tomico¹, Alba Martín-Lorenzo¹, Monika Przeor², Rubén García-Hernández¹, Víctor Ortega¹, Germán D. Padilla^{1,2}, José Barrancos^{1,2}, Eleazar Padrón^{1,2}, Nemesio M. Pérez^{1,2}

¹ Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), 38600 Granadilla de Abona, Tenerife, Islas Canarias, España.

² Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), 38600 Granadilla de Abona, Tenerife, Islas Canarias, España.

³ Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTerre, 38000 Grenoble, France.

⁴ Icelandic Meteorological Office, Reykjavik, Iceland.

Corresponding author: icabrera@involcan.org (Iván Cabrera-Pérez)

ABSTRACT

Key points

Imaged velocity anomalies are related to the main geological structures of the Gran Canaria island.

Low-velocity zones observed in Tenerife could be associated to a shallow clay cap.

Two low-velocity zones observed in the southern part La Palma island can be related to hydrothermally altered clays.

Keywords: Ambient Noise Tomography; Geothermal Exploration; Gran Canaria; Tenerife; La Palma.

Article History:

Received: 16/01/2023

Accepted: 31/07/2023

Ambient Noise Tomography is a geophysical exploration technique that has proven to be highly efficient for studies at different scales and for multiple purposes, such as geothermal exploration. In this article, we introduce this technique by reviewing its various steps. Additionally, we present some examples of applications from studies conducted in the Canary Islands (specifically in Tenerife, Gran Canaria, and La Palma) for geothermal exploration purposes. The study realized in Gran Canaria reveals a series of low-velocity zones in the southern and eastern parts of the island, which could be linked to convective cells. In Tenerife, a low-velocity zone has been observed, potentially associated with a superficial clay cap that could facilitate the ascent of gases to the surface. Finally, the study carried out in La Palma highlights the existence of two low-velocity zones in the southern part of the island, possibly related to hydrothermally altered clay zones, indicating a circulation of hydrothermal fluids.

Puntos clave

Las anomalías de velocidad observadas en Gran Canaria están relacionadas con las principales estructuras geológicas de la isla.

Las zonas de baja velocidad observadas en Tenerife podrían estar asociadas a una clay cap superficial.

Las dos zonas de baja velocidad observadas en la parte sur de la isla de La Palma podrían estar relacionadas con arcillas hidrotermalizadas.

Palabras clave: Tomografía de ruido sísmico; Exploración geotérmica; Gran Canaria; Tenerife; La Palma.

RESUMEN

La tomografía de ruido sísmico es una técnica de exploración geofísica que ha mostrado ser muy eficiente para estudios a diferentes escalas y para múltiples propósitos, como la exploración geotérmica. En este artículo hacemos una introducción de esta técnica repasando sus diferentes pasos. También, se muestran algunos ejemplos de aplicaciones de estudios realizados en las Islas Canarias (concretamente en Tenerife, Gran Canaria y La Palma) con fines de exploración geotérmica. El estudio realizado en Gran Canaria muestra una serie de zonas de baja velocidad en la parte sur y este de la isla que podrían estar vinculadas a células convectivas. En Tenerife se ha observado una zona de baja velocidad que podría estar relacionada con un *clay cap* superficial que podría permitir el ascenso de gases a la superficie. Por último, el estudio realizado en La Palma muestra la existencia de dos zonas de baja velocidad en la parte sur de la isla que podrían estar vinculadas con zonas de arcillas hidrotermalizadas, lo que podría indicar una circulación de fluidos hidrotermales.

Historial del artículo:

Recibido: 16/01/2023

Aceptado: 31/07/2023

1. Introducción

La tomografía sísmica es un método de exploración geofísica que reconstruye las velocidades de las ondas sísmicas que viajan a través de la Tierra para inferir las propiedades mecánicas del subsuelo. Para realizar la tomografía sísmica se pueden utilizar fuentes artificiales, cuya localización y características son bien conocidas. La utilización de fuentes artificiales (explosiones, camiones *vibroiseis*...) permiten simplificar el problema inverso relacionado, pero a menudo conlleva costes altos y campañas de medida con una logística complicada. Por otro lado, la utilización de terremotos como fuentes sísmicas permite la realización de tomografía sísmica con costes muy reducidos. Sin embargo, la utilización de la sismicidad natural es imposible en entornos geológicos donde dicha sismicidad sea escasa o ausente. Además, el problema inverso relacionado es más complicado, siendo las fuentes mismas parte del problema inverso.

Sin embargo, la vibración ambiente del suelo de la Tierra, llamado ruido sísmico (*seismic ambient noise* en inglés), representa un tipo diferente de señal sísmica disponible en cualquier lugar del planeta y sin costes. El ruido sísmico puede ser utilizado para construir modelos de velocidad de la Tierra mediante una técnica denominada tomografía de ruido sísmico o ANT, de sus siglas en inglés (*Ambient Noise Tomography*). La técnica ANT ha demostrado ser eficaz para obtener modelos de velocidad de estructuras a escala continental (Yang *et al.*, 2007; Saygin and Kennett, 2010), escala regional (Shapiro *et al.*, 2005; Sabra *et al.*, 2005; Lin *et al.*, 2007) y escala local como volcanes (Brenquier *et al.*, 2007; Masterlark *et al.*, 2010; Stankiewicz *et al.*, 2010; Cabrera-Pérez *et al.*, 2022) o sistemas geotérmicos (Yang *et al.*, 2011; Planès *et al.*, 2020).

El primer trabajo de ANT aplicado para la exploración geotérmica fue realizado por Yang *et al.* (2011) y obtuvo un modelo de V_s superficial del campo geotérmico de Coso (California). Este estudio reveló la existencia de anomalías de baja velocidad relacionadas con alteración geotérmica. A este trabajo le siguieron otros estudios que permitieron descubrir la presencia de nuevos reservorios geotérmicos (Caló *et al.*, 2013), anomalías de temperatura relacionadas con la circulación de fluidos hidrotermales (Lehuteur *et al.*, 2018; Cabrera-Pérez *et al.*, 2023), reservorios de agua (Wahida *et al.*, 2018), zonas de fusión par-

cial (Martins *et al.*, 2020) y el espesor de un depósito sedimentario relacionado con un sistema geotérmico (Planès *et al.*, 2020). Estos estudios muestran el gran potencial de la ANT como método geofísico para la exploración geotérmica.

El objetivo de este artículo es introducir la ANT, explicando la metodología que constituye esta técnica y que consta de los siguientes pasos: (i) el preprocesamiento de datos de ruido sísmico, (ii) la correlación cruzada de señales de diferentes parejas de estaciones, (iii) la extracción de las curvas de dispersión, (iv) la obtención de los mapas de velocidad de grupo o fase de ondas superficiales para diferentes periodos y (v) la inversión en profundidad (Shapiro *et al.*, 2005). Además, se muestran algunas aplicaciones de esta técnica en Canarias con fines de exploración geotérmica, centrándose en estudios realizados en La Palma, Tenerife y Gran Canaria.

2. Tomografía de ruido sísmico

2.1. Ruido sísmico

El ruido sísmico es la vibración ambiente del suelo compuesta principalmente por ondas superficiales. Esta señal puede estar generada por múltiples fuentes como pueden ser el ruido de origen antropogénico, atmosférico y el microsismo oceánico. La principal característica que diferencia las señales generadas por las diferentes fuentes es su rango de periodos característicos. En la Figura 1 mostramos la densidad espectral de energía o *Power Spectral Density* (PSD) para las señales de ruido sísmico registradas durante el 2020 por la estación GSNT. A periodos cortos (0,1 - 1 s), se observa principalmente el ruido sísmico relacionado con fuentes antropogénicas como vehículos o maquinarias (Figura 1A). La distribución de amplitud de esta fuente de ruido es bimodal debido a las variaciones diurnas de la actividad humana. En este rango de periodos también se puede generar ruido sísmico como consecuencia de fuentes atmosféricas, que es producido por la interacción del viento con árboles o estructuras que pueden causar vibraciones del suelo (Nakata *et al.*, 2019).

Por otro lado, para periodos más largos (1 - 30 s) el ruido es producido principalmente por el oleaje oceánico y se suele nombrar como microsismo oceánico. El microsismo oceánico de mayor amplitud se genera como consecuencia de los energéticos sistemas ciclónicos que poseen grandes

gradientes de presión provocando fuertes vientos en la superficie, lo que genera una transferencia de energía desde la atmósfera al oleaje oceánico (*swell* en inglés), que posteriormente se convierte en ondas sísmicas (Kedar *et al.*, 2008). El microsismo oceánico posee dos picos dominantes a 7 y 14 s, denominados respectivamente pico primario (Figura 1B) y secundario (Figura 1C). El pico primario es generado cerca de la costa en aguas poco profundas como consecuencia de la interacción de ondas de gravedad con la corteza, produciendo ondas sísmicas con el mismo contenido espectral que las olas oceánicas originales. Al contrario, el pico secundario puede producirse en

aguas tanto profundas como poco profundas ya que resulta de la interacción no lineal entre olas oceánicas propagándose en sentidos contrarios, generando ondas de presión que se propagan verticalmente hasta el fondo marino con una frecuencia doble a la de las olas oceánicas originales. Por último, a periodos más altos (> 50 s) la fuente de ruido está relacionado con el “hum” de la Tierra (Figura 1D), que son las oscilaciones libres del planeta generadas de manera aleatoria por importantes perturbaciones oceánicas y/o atmosféricas. Para la ANT, la principal fuente de ruido que se utiliza es el microsismo oceánico, dado su rango de periodos y la buena distribución temporal y espacial de las fuentes. No obstante, la fuente de ruido utilizada dependerá de la escala de estudio y el rango de frecuencias que se quiera utilizar.

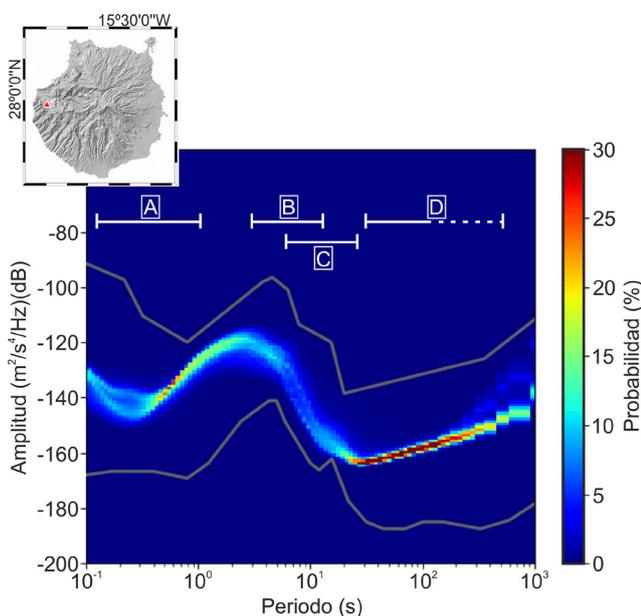


Figura 1. El mapa muestra la localización de la estación sísmica GSNT (triángulo rojo) en la isla de Gran Canaria. La gráfica muestra la distribución de probabilidad de la PSD para un año de datos de esta estación. Las líneas grises muestran los valores mínimos y máximos del modelo probabilístico de ruido de fondo de Peterson (1993). Las marcas blancas representan el rango de periodos para el ruido sísmico generado por fuentes antropogénicas y atmosféricas (A), segundo microsismo (B), primer microsismo (C) y el hum de la Tierra (D). La línea discontinua blanca indica el límite a 120 s, que es el periodo máximo de respuesta del sensor.

Figure 1. The map shows the location of the seismic station GSNT (red triangle) on the island of Gran Canaria. The graph shows the probability distribution of the Power Spectral Density (PSD) for one year of data from this station. The gray lines represent the minimum and maximum values of the background noise probabilistic model by Peterson (1993). The white markers represent the range of periods for seismic noise generated by anthropogenic and atmospheric sources (A), the second microseism (B), the first microseism (C), and the Earth’s hum (D). The white dashed line indicates the limit at 120 seconds, which is the maximum period response of the sensor.

2.2. Pre-procesamiento de los datos

Para obtener información de la velocidad de propagación del ruido sísmico, es necesario que las fuentes se encuentren distribuidas homogéneamente de forma espacial y temporal, habiendo unas condiciones de isotropía del campo difuso para reconstruir correctamente las funciones empíricas de Green. Estas funciones empíricas de Green se obtienen apilando durante un periodo de tiempo suficientemente largo las correlaciones cruzadas de la señal de ruido sísmico para las diferentes parejas de estaciones que componen una red sísmica. Sin embargo, previamente es necesario normalizar la señal en el dominio del tiempo y la frecuencia (Bensen *et al.*, 2007).

La normalización en el dominio del tiempo se aplica con el fin de reducir el efecto de las señales como terremotos que se encuentran geográficamente localizadas y que son excepcionalmente fuertes. Tradicionalmente, se han utilizado dos normalizaciones en el dominio del tiempo $W(t)$: *running absolute mean normalization* and *one-bit normalization*. La normalización *running absolute mean* en el dominio del tiempo es definida como:

$$W(t_n) = \frac{1}{N+1} \sum_{j=n-N/2}^{n+N/2} |u(t_j)|, \quad (1)$$

donde el tiempo se representa a través de una secuencia discreta. Por lo tanto, para un punto en esta secuencia t_j , la normalización se realiza dividiendo la señal por la media absoluta del sismograma en una ventana de tiempo de longitud N .

Por otro lado, la *one-bit normalization* consiste en reemplazar cada muestra de un registro sísmico por su signo, en el cual la amplitud de la señal se convierte en ± 1 .

La normalización en el dominio de la frecuencia es aplicada por dos razones: para ampliar el ancho de banda de las funciones de Green y para disminuir el efecto de las fuentes con frecuencias dominantes. Uno de los métodos más utilizados es el *spectral whitening*, que es aplicado para normalizar la amplitud del espectro de Fourier de la señal. Para realizar esta normalización se utiliza una versión suavizada de la amplitud espectral de la señal de ruido. En este caso en espectro normalizado de la señal resulta ser:

$$N(\omega) = S(\omega) / |S^{sm}(\omega)| \quad (2)$$

donde $|S^{sm}(\omega)|$ es la amplitud espectral suavizada a través de diferentes tipos de filtros. La amplitud espectral suavizada corresponde a la envolvente del espectro de la señal.

La última etapa del pre-procesamiento consiste en eliminar las ventanas de tiempo que todavía contienen fuentes sísmicas impulsivas (ej. terremotos). Esto se puede hacer de forma manual o automática.

2.3. Correlaciones cruzadas

Después de que los datos hayan sido pre-procesados, el siguiente paso es calcular la correlación cruzada del ruido sísmico para múltiples ventanas de tiempo que son posteriormente apiladas.

Varios estudios teóricos y experimentales han demostrado que, en un sistema lineal con una atenuación débil, la derivada temporal de la correlación cruzada de un campo de onda aleatorio o ruido sísmico registrado por dos estaciones converge en la función empírica de Green (Weaver and Lobkis, 2001; Gouédard et al., 2008). Esto puede ser escrito como:

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{\partial}{\partial t} C_{AB}(t) = F(t) * [G_{AB}(t) + G_{AB}(-t)] \quad (3)$$

donde $C_{AB}(t)$ es la correlación cruzada entre las señales registradas por dos estaciones A y B, calculadas para una ventana de tiempo de longitud T. $G_{AB}(t)$ es la función de Green entre ambas estaciones y $G_{AB}(-t)$ es su recíproco. $F(t)$ es una

función en el dominio del tiempo que tiene en cuenta las características del espectro del ruido sísmico (Weaver and Lobkis, 2001; Snieder, 2004; Wapenaar, 2004). Este procedimiento puede ser aplicado para cada pareja de estaciones de una red sísmica. La correlación cruzada puede ser calculada en ventanas de tiempo un poco más largas que el tiempo de propagación de ondas superficiales entre las estaciones A y B (típicamente unos minutos en una red local), usando las componentes vertical (Z), transversal (T) y radial (R) en todas sus posibles combinaciones (ej. ZZ, ZR, TT, TZ, etc.). Para ondas de *Rayleigh* se puede obtener la función de Green utilizando las componentes ZZ, mientras que para las ondas de *Love* es conveniente utilizar las componentes TT.

En la Figura 2A se muestra la función empírica de Green para la componente ZZ para todas las parejas de estaciones que fueron instaladas de forma temporal en el 2020 en Gran Canaria. Están ordenadas en función de la distancia entre las estaciones con respecto a la diferencia de tiempo (*lag* de tiempo). La parte negativa (*lag* de tiempo < 0 s) de esta señal es la parte anticausal, mientras que la parte positiva (*lag* de tiempo > 0 s) es la causal. Estas correlaciones muestran señales coherentes constituidas por trenes de ondas de *Rayleigh*. Estos trenes de ondas están bien definidos en ambas partes causales y anticausales, lo que valida la homogeneidad de la distribución espacial y temporal de las fuentes de ruido, como es requerido por la teoría del campo difuso para que las correlaciones cruzadas converjan en las funciones de Green (Weaver and Lobkis, 2001; Snieder, 2004; Wapenaar, 2004).

2.4. Curvas de dispersión

Después del cálculo de las correlaciones cruzadas y su apilamiento, el siguiente paso es obtener la curva de dispersión para cada pareja de estaciones. Esta curva de dispersión expresa la velocidad de grupo o fase en función del periodo. Hay diversos métodos para extraer la curva de dispersión, sin embargo, aquí describimos el método más utilizado, el cual es un análisis en frecuencia-tiempo llamado FTAN, de sus siglas en inglés (*Frequency-Time Analysis*) (Levshin et al., 1992). El primer paso para calcular la FTAN es cambiar la función de Green del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia a través de la transformada de Fourier: $s(t) \rightarrow S(\omega)$. El segundo paso es la aplicación de una serie de filtros gaus-

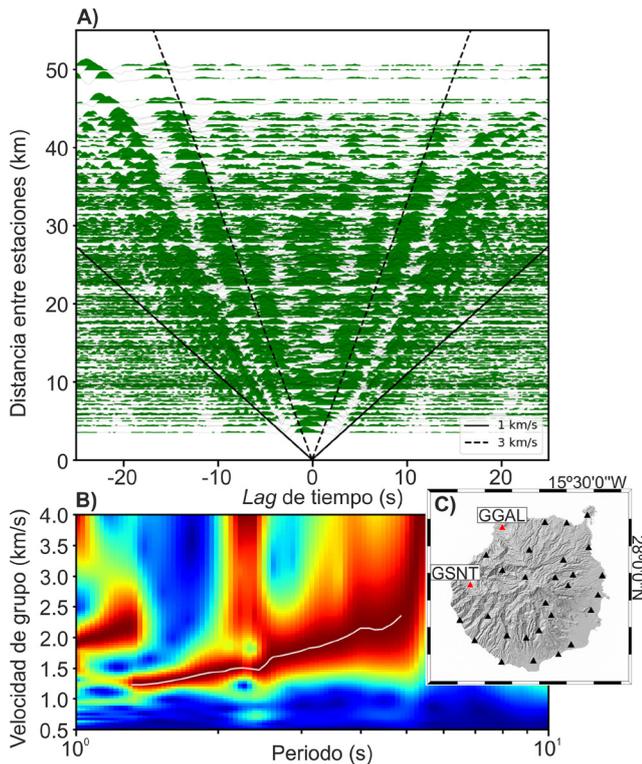


Figura 2. A) Correlaciones cruzadas de todas las parejas de estaciones sísmicas ordenadas de acuerdo con la distancia entre las estaciones. Las velocidades de 1,0 y 3,0 km/s están marcadas con líneas continuas y discontinuas, respectivamente. B) Gráfica FTAN obtenida de la correlación cruzada extraída de la pareja de estaciones sísmicas de GGAL y GSNT. La línea blanca representa la curva de dispersión para esta pareja de estaciones. C) Los triángulos negros representan la distribución de la red sísmica temporal utilizada para obtener la Figura 2A. Los triángulos rojos representan la localización de las estaciones sísmicas permanentes de GGAL y GSNT.

Figure 2. A) Cross-correlations of all pairs of seismic stations sorted according to the distance between the pairs of stations. Velocities of 1.0 km/s and 3.0 km/s are marked with solid and dashed lines, respectively. B) FTAN graph obtained from the cross-correlation of seismic stations GGAL and GSNT. The white line represents the dispersion curve for this pair of stations. C) The black triangles represent the distribution of the temporary seismic network used to obtain Figure 2A. The red triangles represent the location of the permanent seismic stations GGAL and GSNT.

sianos de banda estrecha con una frecuencia central ω_0 :

$$S_a(\omega, \omega_0) = S(\omega) \left(1 + \text{sgn}(\omega)\right) G(\omega - \omega_0), \quad (4)$$

donde

$$G(\omega - \omega_0) = \exp\left(-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_0}{\omega_0}\right)^2\right), \quad (5)$$

α es un parámetro relacionado con el ancho del filtro y sgn es la función signo. Posteriormente, se aplica la inversa de la transformada de Fourier para convertir cada función $S_a(\omega, \omega_0)$ al dominio del tiempo y se calcula la envolvente por cada una de estas señales. Este proceso se repite para diferentes frecuencias centrales obteniendo una amplitud en función de la frecuencia y el tiempo. A través de la representación gráfica de esta función se puede determinar de forma manual o automática el tiempo de viaje, t_g , de las ondas entre la pareja de estaciones, seleccionando la posición de los valores máximos por cada frecuencia $t_g(\omega)$. Eso permite obtener la curva de dispersión de la velocidad de grupo que se define como $U(\omega) = r / t_g(\omega)$, siendo r la distancia entre las estaciones. Un ejemplo de aplicación de la FTAN está representado en la Figura 2B para la función de Green obtenida entre la pareja de estaciones GSNT y GGAL (Figura 2A).

2.5. Mapas 2-D de velocidad de grupo o fase de ondas superficiales

El siguiente paso en ANT consiste en realizar la inversión utilizando las curvas de dispersión con la finalidad de obtener mapas de velocidad de grupo para diferentes periodos (Shapiro *et al.*, 2005). Este procedimiento es similar a la tomografía de tiempo de viaje con terremotos, aunque en este caso el problema, siendo bidimensional, es más sencillo. El método de inversión estándar consiste en una aproximación con una línea recta de la trayectoria superficial del rayo sísmico entre la fuente y el receptor, lo que en el caso de la ANT equivale a una pareja de estaciones. El problema directo de la tomografía de ondas superficiales se basa en predecir el tiempo de viaje, que es dependiente de la frecuencia, para un modelo de velocidad de fase o de grupo:

$$t(\omega) = \int_p \frac{ds}{v(\omega, x, y)}, \quad (6)$$

donde ω es la frecuencia, x e y son las coordenadas de la posición en la superficie, $t(\omega)$ es el tiempo de viaje de fase o grupo de las ondas superficiales, $v(\omega, x, y)$ es el mapa de velocidad, p es la trayectoria del rayo y s es la distancia a lo largo del rayo sísmico (Wang and Dahlen, 1995; Woodhouse, 1974; Nakata *et al.*, 2019). Discretizando la distribución de velocidad $v(\omega, x, y)$ con un número

ro finito M de funciones elementales, se obtiene un sistema de M ecuaciones, que puede ser invertido para encontrar el modelo de velocidad de grupo para una frecuencia específica ω basándose en N medidas de tiempo de viaje (Aster *et al.*, 2018; Nakata *et al.*, 2019).

Los primeros estudios de ANT se basaron en la utilización de una inversión lineal, o también llamado regionalización. La validez de la utilización de una inversión lineal se basa en el supuesto de que existen pequeñas perturbaciones o variaciones de velocidad con respecto a un modelo de referencia (Nolet, 2008). Una aproximación lineal puede ser suficiente para un estudio a escala global o regional debido a las limitadas variaciones relativas de velocidad. Sin embargo, a escala local, en entornos geológicos muy complejos como los volcanes o zonas geotérmicas, las perturbaciones de velocidad de grupo o fase pueden exceder el 30% , por lo que una inversión lineal no es adecuada para realizar la inversión (Mordret *et al.*, 2015; Spica *et al.*, 2015).

El primer estudio de ANT en el cual se usó una inversión no lineal fue el de Stankiewicz *et al.* (2010) sobre el lago Toba, donde se usó el método *Fast Marching Method* (FMM), desarrollado por Sethian (1996) para calcular el tiempo de trayecto de las ondas sísmicas, teniendo en cuenta las heterogeneidades del modelo de velocidad. Este método está basado en la solución por diferencias finitas de la ecuación eikonal, que describe el tiempo de trayecto de las ondas sísmicas y que se ha utilizado para estudiar estructuras volcánicas (Shomali and Shirzad 2015; Spica *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2016; De Siena *et al.*, 2018). Por otro lado, Fang *et al.* (2015) propuso un método donde no es necesario realizar el paso de la inversión para obtener los mapas de velocidad de grupo. El método consiste en invertir los datos de dispersión de ondas superficiales directamente para las variaciones tridimensionales de la velocidad de onda de corte. Este método fue aplicado, entre otros, por Li *et al.* (2016) para invertir el modelo 3-D de velocidad de onda en el área urbana de Hefei, en China.

Otro enfoque para la inversión de las curvas de dispersión es el propuesto por Cabrera-Pérez *et al.* (2021), que es el esquema de inversión utilizado en las zonas de aplicación que se exponen más adelante. Este enfoque consiste en una inversión no lineal multiescala que permite obte-

ner mapas de velocidad de grupo fiables, incluso para modelos de velocidad con variaciones de velocidad muy fuertes al mejorar progresivamente el modelo. El modelo inicial consiste en un modelo de velocidad homogéneo. La parametrización del modelo se mejora en los pasos posteriores de inversión no lineal agregando nodos de control sobre una cuadrícula regular. El resultado de cada paso se utiliza como modelo inicial para el siguiente paso de inversión.

2.6. Inversión en profundidad

El último paso es el proceso de inversión en profundidad, que consiste en invertir las curvas de dispersión de velocidades de grupo o fase, extraídas de los mapas por cada punto, para obtener perfiles 1-D de velocidad de onda P (V_p) y onda S (V_s) en profundidad. Las velocidades de grupo o de fase de las ondas superficiales están vinculadas con las velocidades V_p y V_s , así como con la densidad (ρ) del medio, $U = f(V_p, V_s, \rho)$, y se puede extraer la información de las velocidades de las curvas de dispersión.

El procedimiento para realizar la inversión en profundidad consiste en buscar el modelo 1-D de V_s , cuya curva de dispersión sintética se ajuste mejor a la obtenida para cada punto. Existen varios métodos para calcular las curvas de dispersión sintéticas para modelos 1-D, cada uno con un coste computacional diferente frente a una mejor precisión y fiabilidad del cálculo. En este trabajo se utiliza el método de Ke *et al.* (2011) que utiliza una modificación del método tradicional de Thompson-Haskell, con una mayor estabilidad numérica y un tiempo de cálculo inferior a otros métodos.

Existen múltiples métodos para la inversión en profundidad del modelo 1-D. En este artículo nos centraremos en la inversión transdimensional bayesiana (Bodin *et al.*, 2012), que es la que se ha utilizado para la inversión en profundidad de los modelos de Gran Canaria, que se muestran más adelante. Este enfoque permite obtener una distribución de probabilidad *a posteriori*, que es en gran medida independiente de una parametrización específica. De hecho, el enfoque transdimensional incluye la propia parametrización en el problema inverso (Sambridge *et al.*, 2006). Los resultados de la inversión transdimensional consisten en una distribución de probabilidad para la velocidad a cada profundidad (Zheng *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2016).

3. Aplicaciones en Canarias

3.1. Gran Canaria

Gran Canaria es la tercera isla del archipiélago en extensión y altitud, alcanzando su cota máxima a 1956 m sobre el nivel del mar y cubriendo un área de 1560,1 km². La isla de Gran Canaria presenta dos dominios geológicos muy bien diferenciados: el dominio suroeste o Paleocanarias, que es la parte geológicamente más antigua; y el dominio Noreste o Neocanarias, donde se localizan las erupciones holocénicas de los ciclos más recientes (Figura 3). La historia volcánica subaérea de Gran Canaria se agrupa en tres grandes ciclos constructivos: el primer ciclo incluye emisiones del Mioceno superior (14,5 - 8,28 Ma) y se caracterizó por la emisión de un gran volumen de flujos basálticos que constituyeron un escudo volcánico; el segundo ciclo o ciclo del Roque Nublo, consistió en emisiones producidas en el Plioceno (5 - 4,5 a 3,5 - 3 Ma) y destacó por ser un período volcánico

explosivo y por la generación de múltiples deslizamientos gravitacionales (Schmincke *and* Sumita, 2010); y por último, el tercer ciclo comprende emisiones de edad de <3,2 Ma, emitidas después del Ciclo Roque Nublo y ciclo reciente. Este ciclo se caracteriza por la ocurrencia de todas las erupciones holocénicas que tuvieron lugar en la isla. Este vulcanismo se concentra en la parte Noreste de la isla o Neocanarias (Figura 3).

3.1.1. Campañas de medida y procesamiento de los datos

Los datos utilizados en este trabajo derivan de una campaña de exploración geotérmica realizada por el Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN) en el año 2019 y 2020 en Gran Canaria. En esta campaña se instalaron 28 estaciones sísmicas de banda ancha (Nanometrics © Trillium Compact 120s y Güralp ©, Serie 3ESPC) en dos fases (Figura 3). En la primera fase, se instalaron

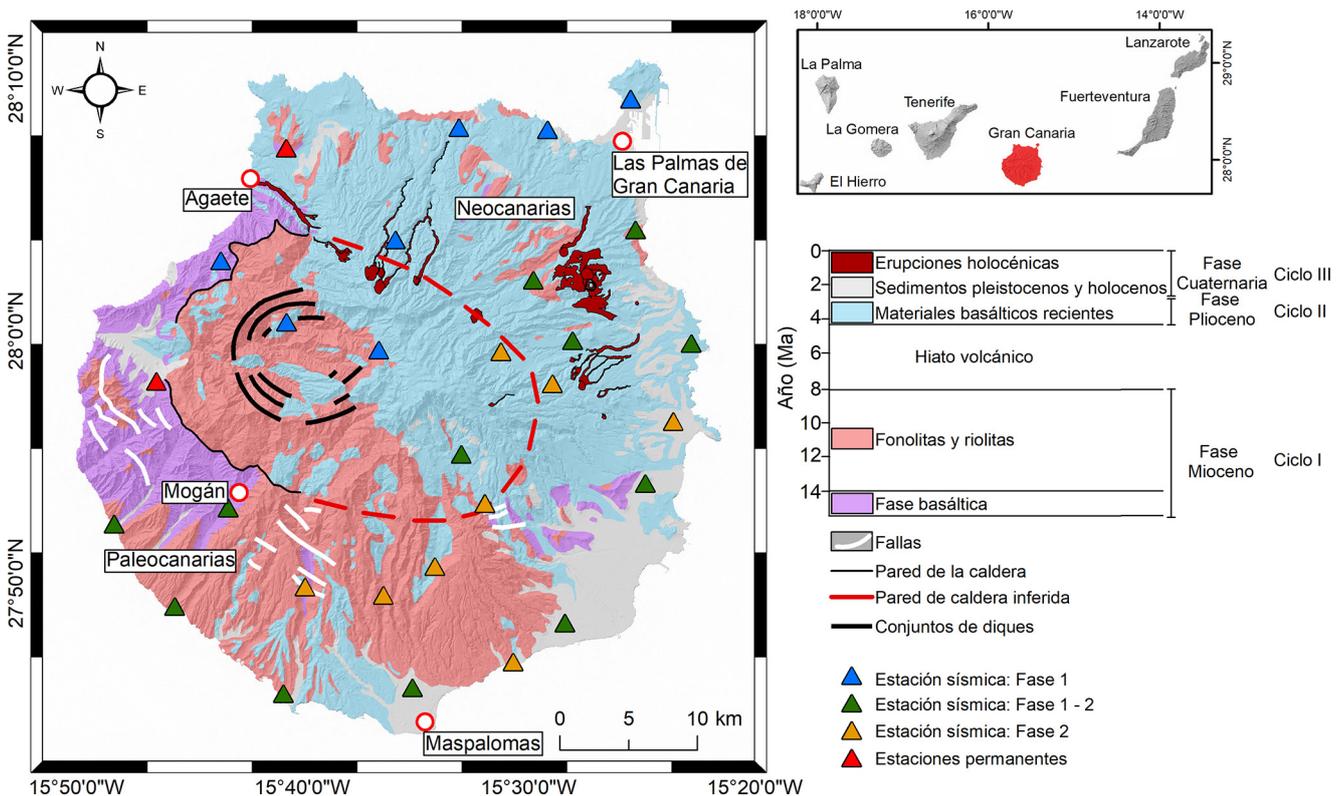


Figura 3. Mapa geológico de Gran Canaria modificado de Bacells *et al.* (1990). Las edades de las principales unidades volcano-estratigráficas fueron obtenidos de Schmincke *and* Sumita (2010). Los triángulos azules, verdes y naranjas representan la localización de la red sísmica temporal desplegada en diferentes fases durante la campaña de exploración geotérmica. Los triángulos rojos representan la ubicación de la red sísmica permanente operada por INVOLCAN para la monitorización volcánica del archipiélago.

Figure 3. Geological map of Gran Canaria modified from Bacells *et al.* (1990). The ages of the main volcano-stratigraphic units were obtained from Schmincke and Sumita (2010). The blue, green, and orange triangles represent the location of the temporary seismic network deployed in different phases during the geothermal exploration campaign. The red triangles represent the location of the permanent seismic network operated by INVOLCAN for volcanic monitoring of the archipelago.

20 estaciones que cubrían toda la isla. Después de dos meses de registrar datos, se trasladaron 8 estaciones a la parte Este y sureste de la isla para aumentar la densidad de los rayos sísmicos en estas zonas de interés. El motivo de esta decisión es la existencia de anomalías geofísicas y geoquímicas observadas en estudios previos de exploración geotérmica (Ledo *et al.*, 2021; Rodríguez *et al.*, 2021). Además, se usaron dos estaciones permanentes operadas por INVOLCAN que se utilizan para la monitorización volcánica del archipiélago (Figura 3). Los datos se adquirieron a una frecuencia de muestreo de 100 Hz.

Seguidamente, los datos registrados fueron preprocesados para quitar las ventanas con terremotos de manera automática. Los datos se analizaron sobre un rango de frecuencias entre 5-10 Hz y 0,02-0,05 Hz para detectar terremotos volcánico-tectónicos y telesismos, respectivamente. En total, se detectaron y eliminaron automáticamente un total de 97 terremotos locales y 106 telesismos.

Posteriormente, se aplicó un filtro para un rango de frecuencia de 0,01 a 2,0 Hz y se normalizó la señal aplicando los métodos *one-bit normalization* y *spectral whitening* (Bensen *et al.*, 2007). Seguidamente, se calcularon las correlaciones cruzadas de los datos preprocesados para todas las parejas de estaciones en ventanas de 5 minutos y se apilaron durante dos meses para la fase 1 y un mes de duración para la fase 2. Algunas estaciones estuvieron registrando durante ambas fases (estaciones temporales: Fase 1-2 en la Figura 3), por lo que para estas estaciones se realizó un apilamiento durante tres meses. Este análisis se realizó sobre componentes ZZ para 325 parejas de estaciones (Figura 2A). Luego se obtuvieron 279 curvas de dispersión mediante la técnica FTAN (Levshin *et al.*, 1992) para la componente ZZ. La inversión para obtener los mapas de velocidad de grupo se ha realizado para periodos entre 0,7 y 3,2 s. Nuestro análisis se limitó a rangos de periodos con al menos 50 mediciones fiables.

3.1.2. Mapas 2-D de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh

Después, se aplicó una inversión no lineal multiescala (Cabrerera-Pérez *et al.*, 2021) para obtener los modelos 2-D de velocidad de grupo para diferentes periodos. La Figura 4 muestra los mapas 2-D de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh

obtenidos con la componente ZZ para periodos de $T = 0,70$ s, $T = 1,00$ s, $T = 2,00$ s y $T = 3,00$ s. Los mapas muestran una anomalía de baja velocidad ubicada en la Caldera de Tejada. Se observa muy bien a periodos cortos de $T = 0,70$ s y $T = 1,00$ s (ver Figuras 4A y B). Esta zona de baja velocidad cambia a zona de alta velocidad a periodos más altos, correspondiendo a profundidades más importantes. También existe la presencia de zonas de baja velocidad en la parte norte y sur de la isla, aunque solo a periodos menores. Sin embargo, en la parte Noreste (donde se ubica la capital de Las Palmas de Gran Canaria), se observa una zona de baja velocidad en todos los periodos. Además, a un periodo de $T = 3,00$ s observamos la presencia de una zona de alta velocidad ubicada en la parte central y sureste de la isla (Figura 4D).

3.1.3. Modelo 3-D de velocidad de onda S

El último paso que se ha realizado es la inversión en profundidad utilizando los mapas de velocidades de grupo obtenidos para diferentes periodos. Para ello, se extrajo la curva de dispersión de los mapas de velocidad del grupo 2-D para 120 puntos, que se utilizaron para la inversión 1-D en profundidad. Cada curva de dispersión se invirtió utilizando un método transdimensional bayesiano (Bodin *et al.*, 2012).

Las Figuras 5A y 5B muestran un corte horizontal y vertical del modelo 3-D de V_s , respectivamente. Como se puede observar, existe un alto contraste de velocidad en la isla donde se alcanzan en algunas áreas anomalías negativas de velocidad con un valor del 40% inferior al promedio (2,96 km/s). La Figura 5A muestra también la presencia de una zona de alta velocidad en la parte central de la isla, siguiendo una dirección NO-SE, en la que el área de anomalía aumenta en profundidad (H1). Otra zona de alta velocidad (H2) se observa en la parte central de la isla, siguiendo una dirección SO-NE (Figuras 5A y B). A poca profundidad estas dos anomalías están bien diferenciadas, sin embargo, a mayores profundidades se unen en una sola. Por otro lado, se observa una anomalía de baja velocidad que se encuentra en la parte occidental de la isla, situada en la Caldera de Tejada (L1). La velocidad aumenta considerablemente en profundidad, pasando de anomalías negativas del 30% a valores positivos con 30% de variación relativa de velocidad de V_s . Además, existe otra anomalía

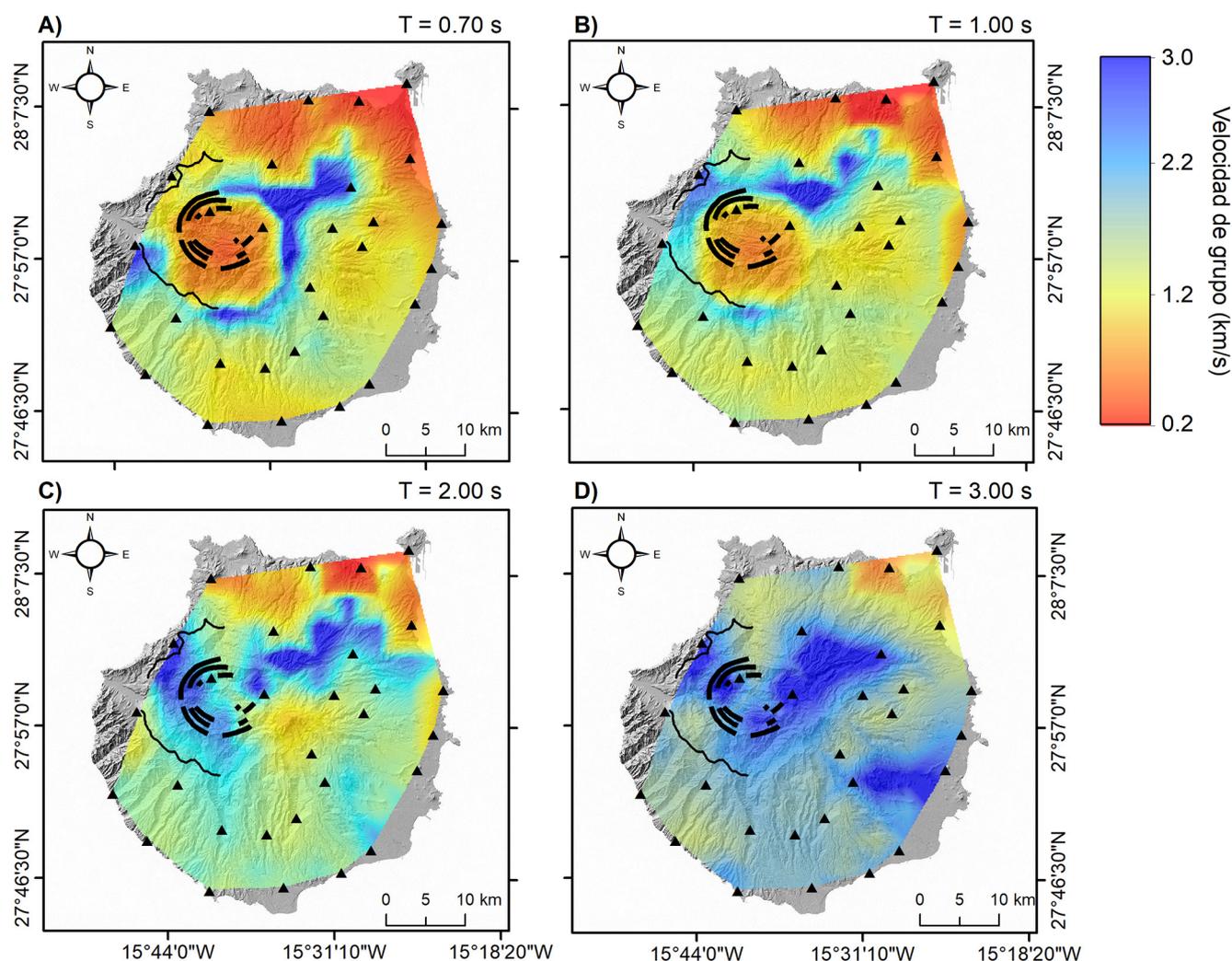


Figura 4. Resultados de la tomografía de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh para diferentes periodos: A) $T = 0,70$ s, B) $T = 1,00$ s, C) $T = 2,00$ s y D) $T = 3,00$ s. Los triángulos negros representan la localización de las estaciones sísmicas. Las líneas negras indican la localización del conjunto de diques y la pared de la caldera de Tejedá.

Figure 4. Results of Rayleigh wave group velocity tomography for different periods: A) $T = 0.70$ s, B) $T = 1.00$ s, C) $T = 2.00$ s, and D) $T = 3.00$ s. The black triangles represent the location of seismic stations. The black lines indicate the location of the dike set and the wall of the Tejedá Caldera.

de baja velocidad en la parte norte y este (L3) de la isla con -20% de variación relativa de V_s en algunas áreas, a una profundidad de 0 m.a.s.l. Se puede observar la existencia de una anomalía de baja velocidad en la parte suroeste de la isla (L2) que aparece a diferentes profundidades (Figura 5).

El modelo de V_s obtenido de la ANT se correlaciona muy bien con estudios geofísicos previos de gravimetría (Camacho *et al.*, 2000), tomografía sísmica (Krastel *et al.*, 2002), aeromagnetismo (Blanco-Montenegro *et al.*, 2003) y magnetotelúrica (Ledo *et al.*, 2021). Al igual que el modelo de ANT, estos estudios observan la existencia de una anomalía (H1 y H2) que divide la isla en dos: Paleocanarias y Neocanarias, y que se vincula

con antiguas intrusiones fisurales compuestas por densos materiales basálticos. Por otro lado, la zona de baja velocidad L1 podría estar relacionada con una zona de fracturación provocada por el colapso de la Caldera de Tejedá. Las otras dos zonas de baja velocidad L2 y L3 podrían estar vinculadas con zonas fracturadas generadas por la actividad volcánica reciente (Camacho *et al.*, 2000), con lava subaérea más débil o porosa (Krastel *et al.*, 2002), o bien con la presencia de fluidos hidrotermales (Ledo *et al.*, 2021). Ledo *et al.* (2021) observaron algunas estructuras de baja resistividad casi verticales en la parte sur y este de la isla (<10 ohm m). Los autores afirman que estas estructuras verticales podrían estar asociadas a alteraciones hidrotermales y arcillas gene-

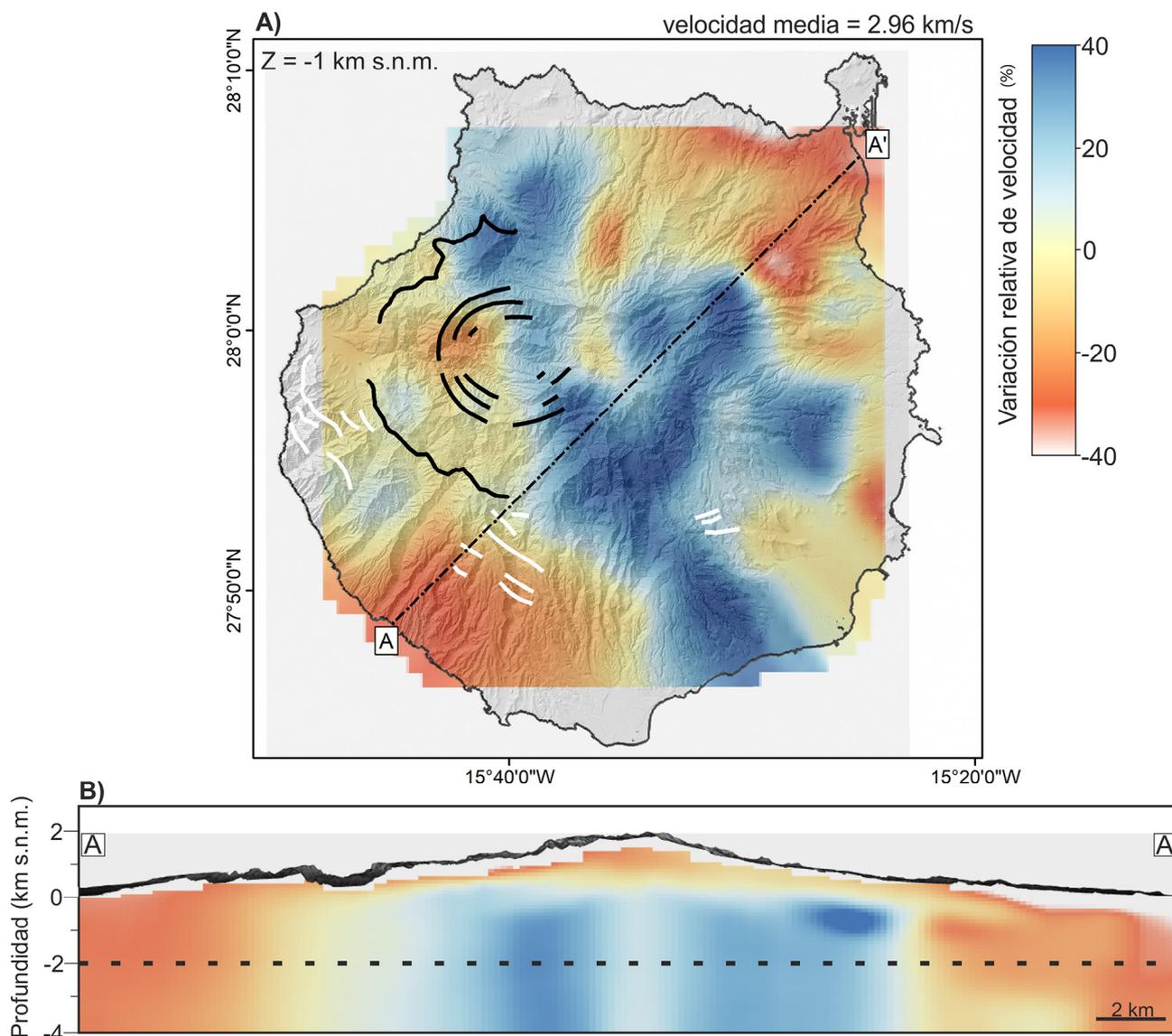


Figura 5. A) Sección horizontal a 1 km por debajo del nivel del mar del modelo de variación relativa de velocidad de onda S. Las líneas negras continuas representan la pared de la caldera y el complejo de diques. Las líneas blancas representan las fallas. La línea discontinua negra representa el trazado de la sección vertical mostrado en la Figura B. B) La línea discontinua representa el límite de mayor resolución del modelo que se encuentra a 2 km por debajo del nivel del mar. A mayor profundidad la resolución del modelo es menor.

Figure 5. A) Horizontal section at 1 km below sea level of the model showing relative variation of S-wave velocity. The continuous black lines represent the caldera wall and the dike complex. The white lines represent faults. The black dashed line represents the trace of the vertical section shown in Figure B. B) The dashed line represents the limit of higher resolution of the model, which is located at 2 km below sea level. At greater depths, the resolution of the model decreases.

radas por pequeñas células convectivas aisladas. Además, Cabrera-Pérez *et al.* (2023) observaron una correlación espacial entre las anomalías conductivas observadas en el modelo de resistividad de Ledo *et al.* (2021) y fuertes gradientes laterales en el modelo de velocidad de onda S. Estas anomalías conductivas podrían representar evidencias de circulación hidrotermal y anomalías térmicas, asociadas a contactos laterales entre diferentes unidades geológicas y/o fallas. Es por

ello que este estudio ha permitido corroborar la existencia de zonas de anomalías que podrían estar relacionadas con estructuras de posible interés para la explotación geotérmica.

3.2. Tenerife - Dorsal Norte-Sur

Tenerife es la isla más grande del archipiélago con una extensión de 2036 km². En esta isla se pueden distinguir varios dominios geológicos, te-

niendo en cuenta su evolución temporal y su historia geológica. El dominio de los edificios antiguos está relacionado con la primera fase volcánica subaérea que formaron los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde (Figura 6). El dominio Cañadas corresponde a todo el material generado por las erupciones volcánicas del edificio Cañadas, que conforman el complejo volcánico central de la isla, y comenzó a crecer hace 3,5 Ma (Ancochea *et al.*, 1990). Este complejo volcánico posee una gran depresión volcánica de 16 km x 9 km, que se produjo como resultado de múltiples colapsos verticales, que posteriormente fue rellenado por materiales durante el dominio de las erupciones post caldera. Durante esta actividad se formaron, en la parte norte de la Caldera de Las Cañadas, los estratovolcanes Teide y Pico Viejo (Ablay and Martí, 2000). El último dominio lo conforman los ejes de rift que constituyen todas las erupciones volcánicas ocurridas a través de los principales ejes estructurales de la isla. Los tres ejes estructurales son el rift NE o Dorsal de Pedro Gil, rift NO y rift NS, donde se localiza la zona de estudio (Figura 6). En estos ejes es donde se han concentrado todas las erupciones

históricas ocurridas en la isla, siendo la última la del volcán Chinyero, en 1909.

La isla de Tenerife ha sido estudiada ampliamente utilizando múltiples métodos de exploración geofísica. Con respecto a la tomografía sísmica, durante la última década se han realizado una serie de estudios sísmicos basados en datos de fuentes activas (Canales *et al.*, 2000; Ibáñez *et al.*, 2008; García-Yeguas *et al.*, 2012). El primer estudio fue realizado por Canales *et al.* (2000) que reveló la presencia de un complejo plutónico debajo del complejo volcánico Teide-Pico Viejo. Posteriormente, García-Yeguas *et al.* (2012), utilizando los datos obtenidos durante el experimento de fuentes activas TOM-TEIDEVS (Ibáñez *et al.*, 2008), descubrieron la presencia de un cuerpo de alta velocidad debajo del centro de Tenerife que es consistente con estudios previos de gravimetría y magnetotelúrica. La existencia de este cuerpo de alta velocidad fue corroborada por un estudio de tomografía de terremotos locales realizado por Koulakov *et al.* (2023), que permitió, además, desvelar la existencia de un reservorio de magma fonolítico a una profundidad de ~5 km. Además, Prudencia *et al.* (2015) realizaron una tomografía

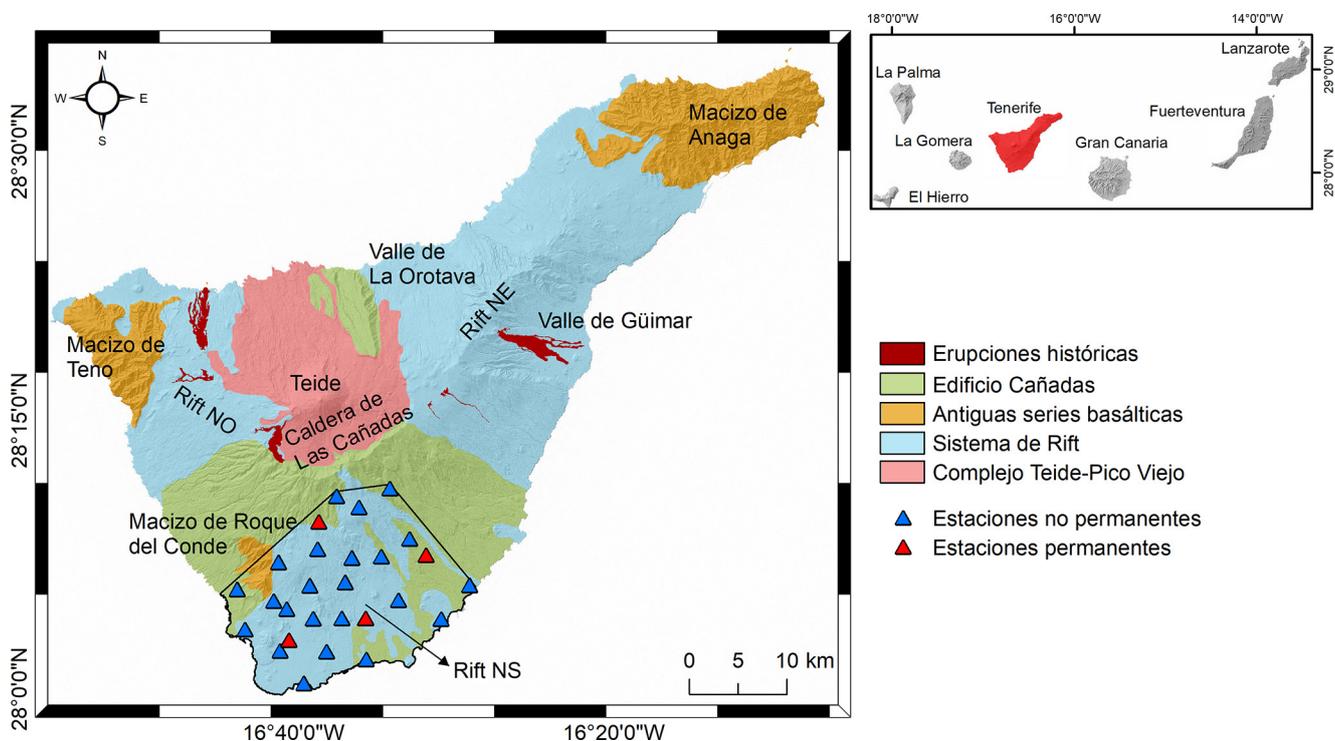


Figura 6. Mapa geológico de Tenerife modificado de Ablay and Martí (2000). Los triángulos azules representan la localización de la red sísmica temporal desplegada durante la campaña de exploración geotérmica. Los triángulos rojos representan la localización de la red sísmica permanente operada por INVOLCAN.

Figure 6. Geological map of Tenerife modified from Ablay and Martí (2000). The blue triangles represent the location of the temporary seismic network deployed during the geothermal exploration campaign. The red triangles represent the location of the permanent seismic network operated by INVOLCAN.

de atenuación utilizando los datos obtenidos en el experimento TOM-TEIDEVS permitieron revelar que la corteza superior hasta ~5 km de profundidad se caracteriza por una baja atenuación, mientras que la corteza más profunda está compuesta principalmente por rocas altamente atenuadas. Todos estos estudios han mostrado que la geología de Tenerife es muy compleja, caracterizada por unos contrastes de velocidad muy fuertes.

3.2.1. Campaña de medida y procesamiento de los datos

En este estudio se han utilizado los datos de una campaña de exploración geotérmica realizada por el INVOLCAN en el 2018 y en el 2019 en Tenerife. En esta campaña se instalaron 23 estaciones sísmicas de banda ancha (Nanometrics © Trillium Compact 120s) que estuvieron adquiriendo datos durante tres meses a una frecuencia de muestreo de 100 Hz. Además, usamos cuatro estaciones permanentes operadas por INVOLCAN que se utilizan para la monitorización volcánica (Figura 6).

El procesamiento de los datos aplicados a los datos de Tenerife es similar al realizado en Gran Canaria. En este caso, se aplicó un filtro para un rango de frecuencia de 0,01 a 5,0 Hz y se extrajeron 133 curvas de dispersión. Además, se realizó la inversión para obtener los mapas de velocidad de grupo para un rango de periodos de 0,5 - 2,5 s (Figura 7).

3.2.2. Mapas 2-D de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh

La Figura 8 muestra los mapas de velocidad de grupo para diferentes periodos $T = 0,50$ s, $T = 1,00$ s, $T = 1,50$ s y $T = 2,00$ s. Las velocidades de grupo de ondas de Rayleigh oscilan entre 0,5 km/s y 2,0 km/s. A periodos cortos (Figura 8A), el modelo es casi homogéneo y no se observa ninguna anomalía. A periodos más altos, se incrementan las variaciones de velocidad de los modelos. La Figura 8B muestra una anomalía de baja velocidad en la parte norte, casi en el límite del modelo. Esta zona de anomalía se mantiene casi constante para los diferentes modelos. Por otro lado, en la zona costera se observa una anomalía de alta velocidad que, a periodos altos (Figura 8D), se extiende por toda la parte central de la zona de estudio.

El estudio de magnetotelúrica de Piña-Varas *et al.* (2014) realizado en la isla muestra una es-

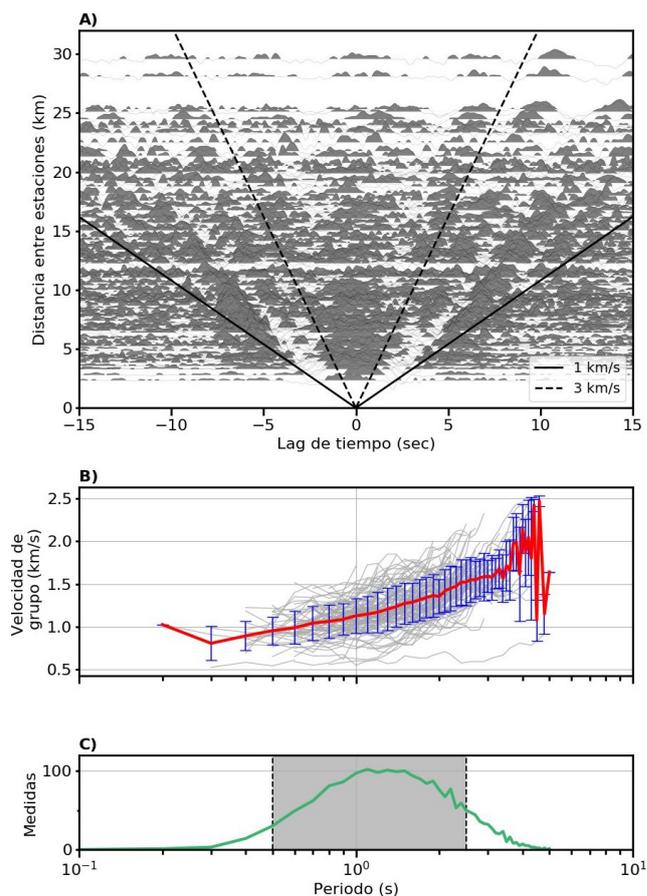


Figura 7. A) Correlaciones cruzadas de todas las parejas de estaciones instaladas en la Dorsal Norte-Sur (Tenerife) ordenadas según la distancia entre estaciones. Las líneas continuas y discontinuas negras marcan velocidades de 1,0 y 3,0 km/s, respectivamente. B) Las líneas grises marcan las curvas de dispersión de ondas de Rayleigh utilizadas en este estudio. La línea roja y las barras azules representan la curva de dispersión promedio y desviación estándar, respectivamente. C) La línea verde representa el número de medidas en función del periodo y el cuadrado gris representa el rango de periodos utilizado en la inversión (0,5-2,5 s).

Figura 7. A) Cross-correlations of all station pairs installed in the North-South Ridge (Tenerife) sorted by pair-station distance. The solid and dashed black lines mark velocities of 1.0 and 3.0 km/s, respectively. B) The gray lines represent Rayleigh wave dispersion curves used in this study. The red line and blue bars represent the average and standard deviation of the dispersion curve, respectively. C) The green line represents the number of measurements as a function of period, and the gray square represents the period range used in the inversion (0.5-2.5 s).

tructura de baja resistividad en la zona de estudio interpretada como una capa de arcilla (*clay cap*) producida por alteración hidrotermal. Esta capa de arcilla no es continua y en algunas zonas de la Dorsal Norte-Sur llega a localizarse de forma muy somera, llegando a encontrarse solo a 0,9 km de profundidad. Rodríguez *et al.* (2015) observaron que la continuidad y extensión de esta capa

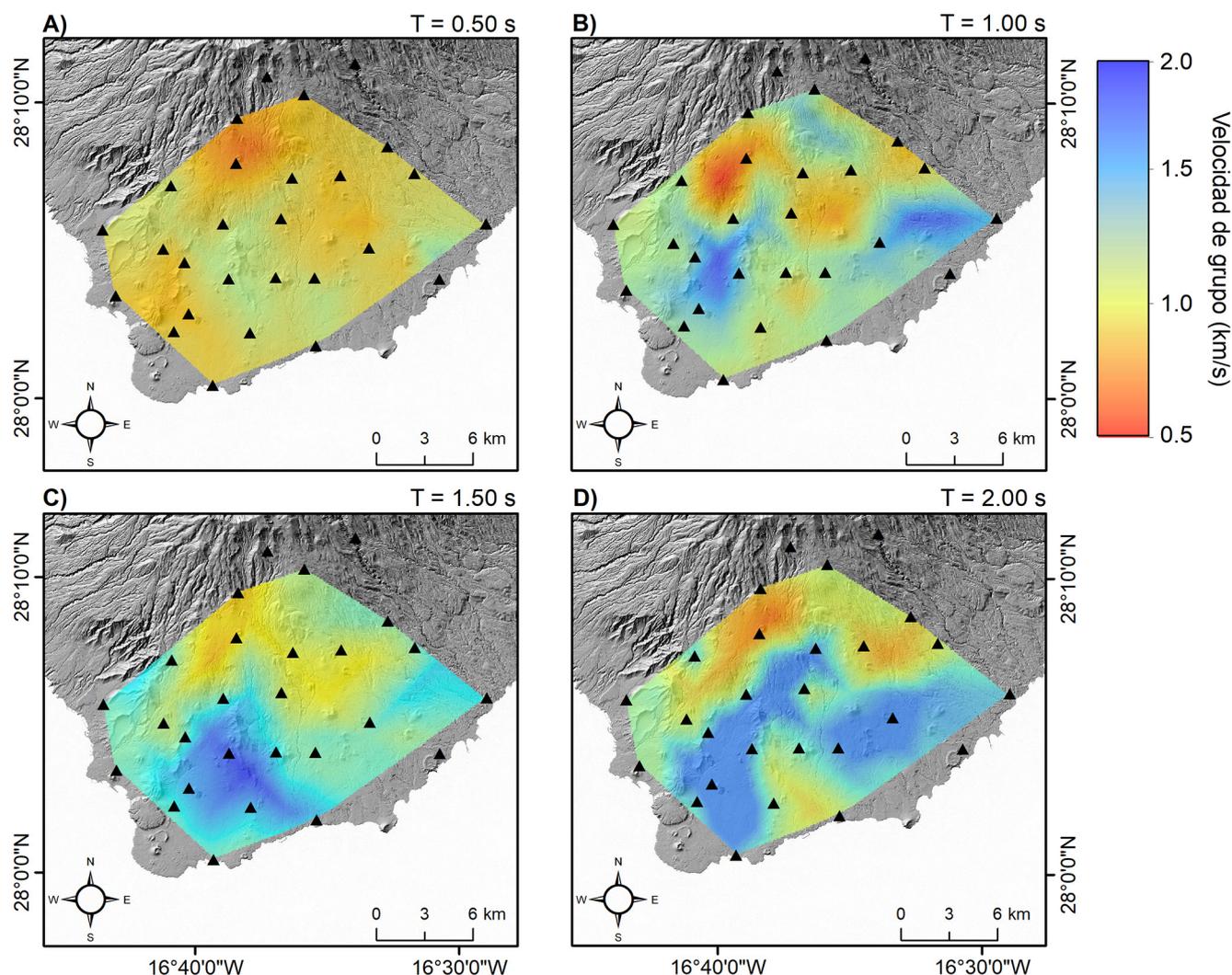


Figura 8. Mapas de velocidades de grupo de ondas de Rayleigh en la Dorsal Norte-Sur para diferentes periodos: A) $T = 0,50$ s, B) $T = 1,00$ s, C) $T = 1,50$ s y D) $T = 2,00$ s. Los triángulos negros representan la localización de las estaciones sísmicas.

Figure 8. Rayleigh wave group velocities maps in the North-South Ridge for different periods: A) $T = 0.50$ s, B) $T = 1.00$ s, C) $T = 1.50$ s, and D) $T = 2.00$ s. The black triangles represent the location of seismic stations.

de arcillas influye en la manifestación superficial de las emisiones de algunos gases como el helio en la Dorsal Norte-Sur de la isla. Las anomalías de baja velocidad de onda de Rayleigh observadas en los modelos obtenidos de la ANT podrían estar asociados con una capa de arcilla más somera. Este *clay cap* más superficial podría ser de gran interés desde el punto de vista geotérmico.

3.3. La Palma

La Palma es una de las islas más jóvenes y la tercera isla más pequeña del archipiélago canario con un área de 706 km^2 y una altura máxima de 2426 metros sobre el nivel del mar. En esta isla se pueden distinguir dos dominios geológicos: Dominio Taburiente o parte septentrional de la

isla y Dominio Dorsal o parte meridional (Barrera Morate *and* García Moral, 2011). La evolución geológica de la isla comenzó hace 4 Ma, con la emisión submarina de materiales que constituyeron el complejo basal de la isla (Figura 9). Posteriormente, hace 2-3 Ma, los materiales submarinos ascendieron por encima del nivel del mar y empezaron a ser erosionados. Entre 0,77 - 0,56 Ma apareció un nuevo centro de emisión que se trasladó hacia el sur y que acabaría conformando el edificio Cumbre Nueva. Tras la formación de este edificio se produjo un deslizamiento de la parte occidental, creando una gran depresión en la parte central de la isla. La última parte de la formación de la isla se produjo hace 0,12 Ma cuando se comenzó a formar el edificio Cumbre Vieja, siguiendo una dirección N-S (Barrera Mo-

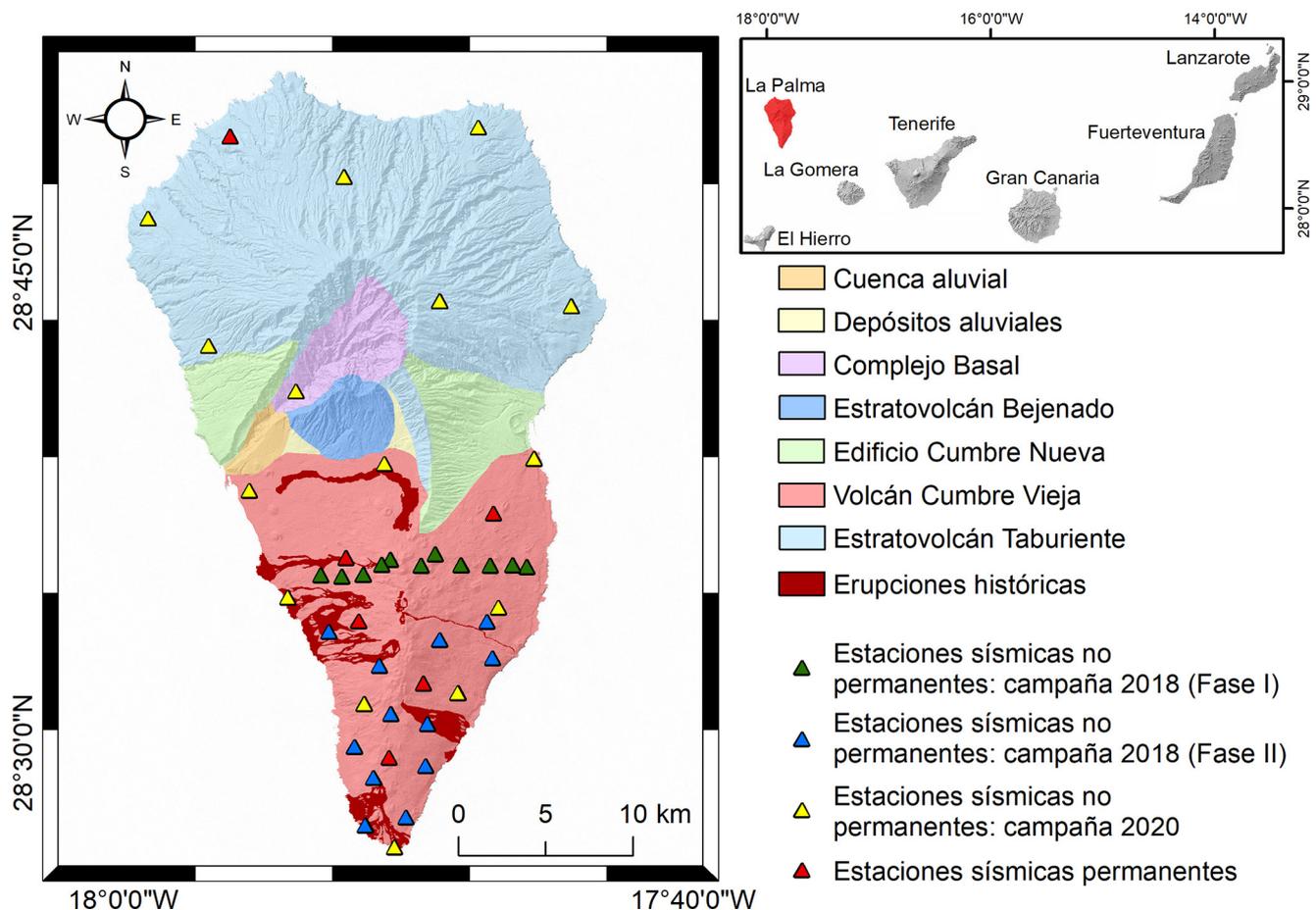


Figura 9. Mapa geológico simplificado de La Palma (modificado de Padrón *et al.*, 2012). Los triángulos verdes, azules y amarillos representan la localización de las estaciones sísmicas temporales instaladas en las diferentes campañas. Los triángulos rojos representan la ubicación de las estaciones permanentes.

Figure 9. Simplified geological map of La Palma (modified from Padrón *et al.*, 2012). The green, blue, and yellow triangles represent the location of temporary seismic stations installed during different campaigns. The red triangles represent the location of permanent stations.

rate and García Moral, 2011). Este periodo se caracterizó por la emisión de un gran volumen de material y un crecimiento muy rápido de la parte sur de la isla. El edificio Cumbre Vieja está formado por una cresta montañosa de 21,5 km de longitud donde se localizan todas las erupciones históricas ocurridas en la isla, incluida la última erupción de la isla que comenzó el 19 de septiembre y terminó el 13 de diciembre de 2021.

3.3.1. Campañas de medida y procesamiento de los datos

Los datos utilizados en este trabajo provienen de dos campañas de exploración geotérmica realizadas por INVOLCAN en el 2018 y en el 2020 (Figura 9). En 2018 se instalaron 22 estaciones sísmicas de banda ancha (Nanometrics © Trillium Compact 120s) en el volcán Cumbre Vieja en dos

fases (Figura 9). En una primera fase se instalaron 11 estaciones en un perfil en la parte norte de Cumbre Vieja y una estación de referencia en el sur que se mantuvo durante toda la campaña. Transcurrido un mes, se inició la segunda fase donde se trasladaron las estaciones del perfil a la parte central de Cumbre Vieja durante dos meses (Figura 9). En el año 2020 se instalaron 15 estaciones sísmicas repartidas por diferentes partes de la isla y se mantuvieron durante dos meses. Además, se utilizaron las seis estaciones permanentes operadas por INVOLCAN, que tenían en aquel momento, para la monitorización volcánica. En ambas campañas se registraron datos a una frecuencia de muestreo de 100 Hz.

El procesamiento de los datos aplicados a los datos obtenidos en La Palma es similar al aplicado en las islas de Gran Canaria y Tenerife (Figura 10). Se realizó la inversión para obtener los

mapas de velocidad de grupo para un rango de periodos de 0,4 - 3,2 s (Figura 10).

3.3.2. Mapas 2-D de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh

La Figura 11 muestra los mapas de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh para diferentes rangos de periodos, de $T = 1,20$ s, $T = 2,00$ s, $T = 2,50$ s y $T = 3,00$ s. A periodos cortos (Figuras 11A y B), se observa una zona de baja velocidad

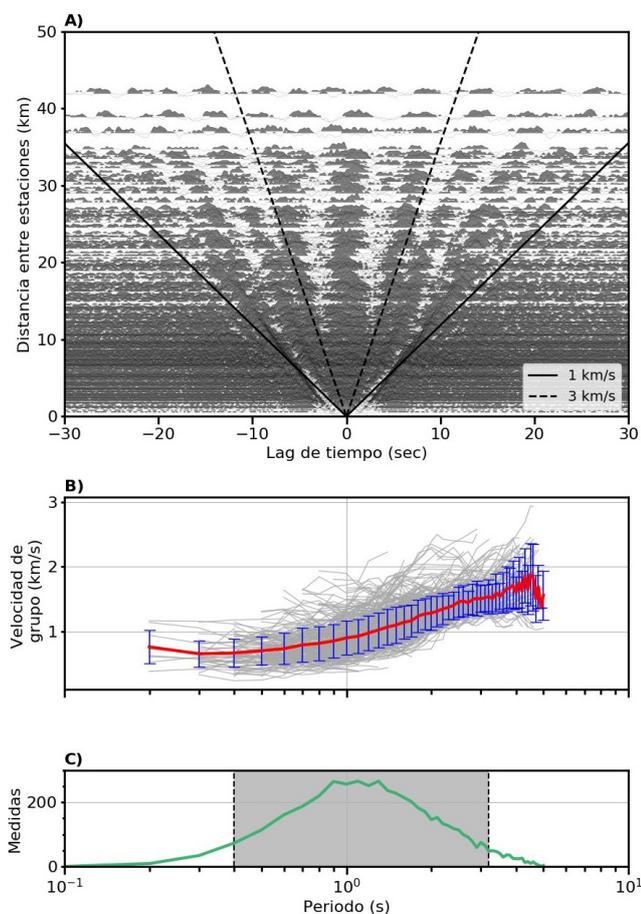


Figura 10. A) Correlaciones cruzadas de todas las parejas de estaciones de La Palma ordenadas según la distancia entre estaciones. Están marcadas velocidades de 1,0 y 3,0 km / s. B) Curvas de dispersión de ondas de Rayleigh (líneas grises) utilizadas en este estudio. La línea roja representa la curva de dispersión promedio y las barras azules representan la desviación estándar. C) Número de medidas en función del periodo (línea verde). El cuadrado gris representa el rango de periodos utilizado en la inversión (0,4-3,2 s).

Figure 10. A) Cross-correlations of all station pairs in La Palma sorted by pair station distance. Velocities of 1.0 and 3.0 km/s are marked. B) Rayleigh wave dispersion curves (gray lines) used in this study. The red line represents the average dispersion curve and the blue bars represent the standard deviation. C) Number of measurements as a function of period (green line). The gray square represents the period range used in the inversion (0.4-3.2 s).

en la zona sur de la isla, abarcando el complejo volcánico de Cumbre Vieja. A periodos más largos (Figuras 11C y D), las bajas velocidades se concentran en los flancos este y oeste del complejo (L1). Esta zona de baja velocidad coincide con zonas conductivas del modelo de resistividad obtenido por Di Paolo *et al.* (2020), zonas de baja velocidad (D'Auria *et al.*, 2022) y también con las anomalías de baja densidad observadas en Camacho *et al.* (2009). Tales estructuras de baja resistividad se vinculan con capas de arcillas y pueden estar relacionadas con procesos de alteración hidrotermal, que podrían indicar un movimiento de fluidos hidrotermales que sería de gran interés desde el punto de vista geotérmico. Por otro lado, se observa una zona de alta velocidad (H1) en el norte de la isla, localizada bajo el estratovolcán Taburiente. Esta anomalía corresponde con un cuerpo resistivo (Di Paolo *et al.*, 2020) y una zona de alta densidad (Camacho *et al.*, 2009), el cual se extiende hasta una profundidad de ~10 km. Esta anomalía ha sido interpretada como un cuerpo intrusivo del Plioceno relacionado con el antiguo vulcanismo de la isla.

4. Conclusiones

La tomografía de ruido sísmico ha demostrado ser una excelente herramienta de exploración geofísica para el estudio a diferentes escalas y para múltiples finalidades. Desde el punto de vista de la exploración geotérmica, la ANT ha probado ser una técnica complementaria a otras técnicas geofísicas como la magnetotelúrica, la tomografía sísmica convencional, la gravimetría, etc. En Canarias, la ANT ha sido utilizada con éxito en las tres zonas de estudio: Gran Canaria, Tenerife y La Palma. El estudio realizado en Gran Canaria ha desvelado la existencia de zonas de baja velocidad en las partes sur y este de la isla, que corresponden con zonas de baja resistividad observadas en los modelos obtenidos por Ledo *et al.* (2021), que podrían estar asociadas con células convectivas. Por otro lado, el modelo obtenido en la Dorsal Norte-Sur de Tenerife muestra una zona de baja velocidad que podría estar vinculada con un *clay cap* más superficial, lo que sugiere la presencia de discontinuidades de permeabilidad en esa área donde los gases y fluidos hidrotermales podrían migrar más fácilmente hacia la superficie. Por último, el modelo de La Palma muestra una zona de baja velocidad localizada en los flancos este y oeste del complejo

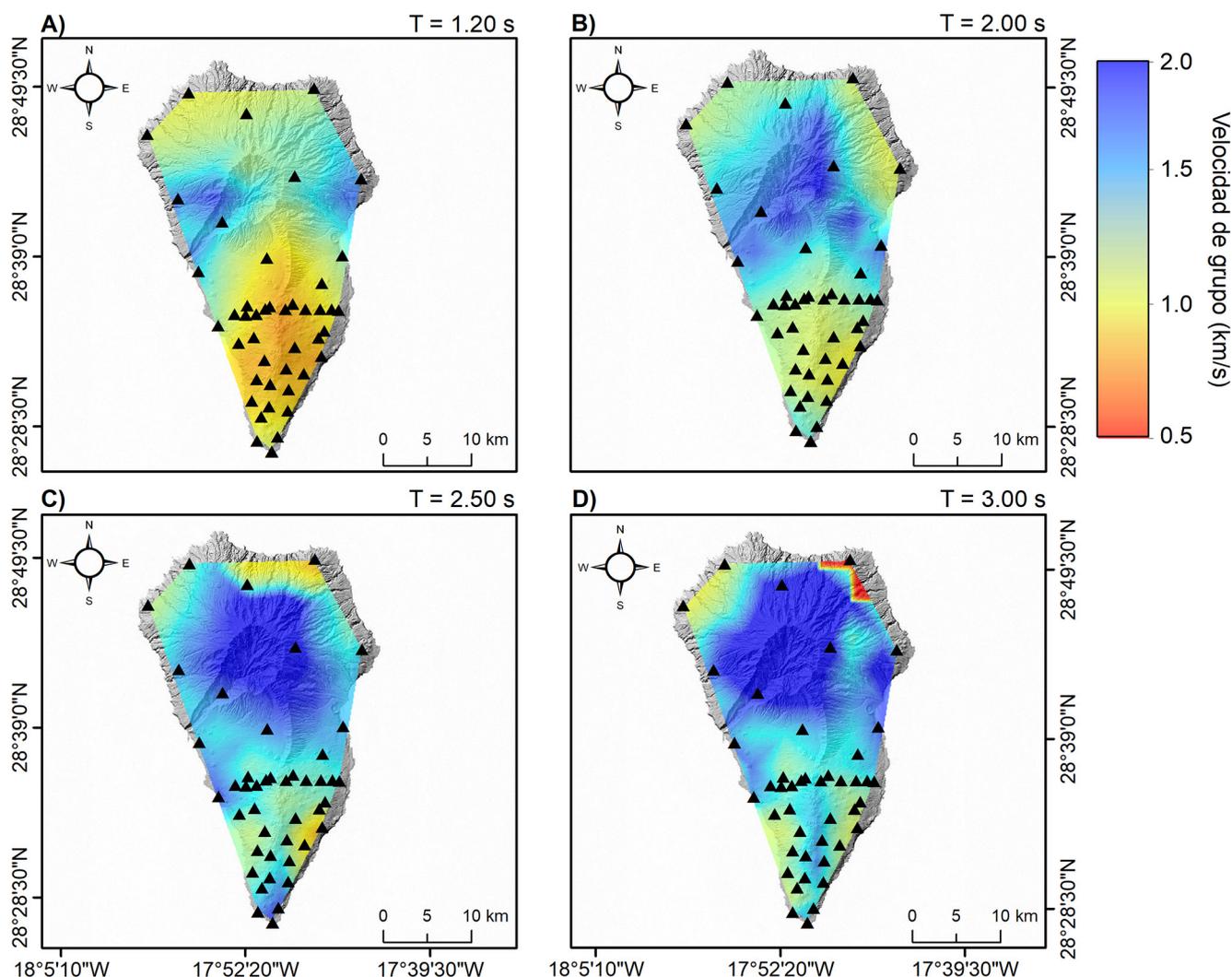


Figura 11. Mapas de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh en La Palma para diferentes períodos: A) $T = 1,20$ s, B) $T = 2,00$ s, C) $T = 2,50$ s y D) $T = 3,00$ s. Los triángulos negros representan la localización de las estaciones sísmicas.

Figure 11. Rayleigh wave group velocities maps of La Palma for different periods: A) $T = 1.20$ s, B) $T = 2.00$ s, C) $T = 2.50$ s, and D) $T = 3.00$ s. The black triangles represent the location of seismic stations.

volcánico Cumbre Vieja que podrían estar relacionadas con arcillas hidrotermalizadas. Esto podría estar vinculado con una circulación de fluidos hidrotermales, lo cual podría ser de gran interés desde el punto de vista geotérmico.

El método de ANT proporciona información muy útil y relativamente económica para la localización de recursos geotérmicos. Los resultados obtenidos pueden ayudar a definir las áreas más apropiadas que son susceptibles de más investigación detallada para minimizar la incertidumbre sobre la ubicación de una futura perforación exploratoria.

Contribución de los autores

I. C.-P. ha realizado el análisis de los datos. Todos los autores han contribuido a la recopilación

de los datos y su interpretación, además de la discusión de los resultados y a la preparación del artículo.

Agradecimientos

La realización de este trabajo ha sido posible gracias al proyecto TERMOVOLCAN (RTC-2017-6627-3), co-financiado por el Plan Nacional de Investigación 2017-2020.

Referencias

Ablay, G. J., and Martí, J. (2000). Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide–Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 103(1-4), 175-208.

- Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., ... and Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4), 231-249.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. H. (2018). *Parameter estimation and inverse problems*. Elsevier.
- Bacells, R., Barrera, J. L., and Gómez Sainz de Ajam, J. A. (1990). Mapa geológico digital continuo e. 1:25.000, zona canarias-gran canaria. (zona-2912).
- Barrera Morate, J. L., and García Moral, R. (2011). Mapa Geológico de Canarias. GRAFCAN, Santa Cruz de Tenerife.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ... and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.
- Blanco-Montenegro, I., Torta, J. M., García, A., and Araña, V. (2003). Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 601-616.
- Bodin, T., Sambridge, M., Rawlinson, N., and Arroucau, P. (2012). Transdimensional tomography with unknown data noise. *Geophysical Journal International*, 189(3), 1536-1556.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., and Ferrazzini, V. (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical research letters*, 34(2), L02305.
- Cabrera-Pérez, I., D'Auria, L., Soubestre, J., Barrancos, J., Padilla, G. D., and Pérez, N. M. (2021). A nonlinear multiscale inversion approach for ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 225(2), 1158-1173.
- Cabrera-Pérez, I., Centeno, R., Soubestre, J., D'Auria, L., Rivera, M., and Machacca, R. (2022). Ambient noise tomography of Misti volcano, Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 426, 107538.
- Cabrera-Pérez, I., Soubestre, J., D'Auria, L., van Dorth, D. M., Ledo, J., Piña-Varas, P., ... and Pérez, N. M. (2023). Ambient noise tomography of Gran Canaria island (Canary Islands) for geothermal exploration. *Geothermics*, 108, 102609.
- Calò, M., Kinnaert, X., and Dorbath, C. (2013). Procedure to construct three-dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross-correlations: application to the Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal site. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1893-1899.
- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., and Vieira, R. (2000). Gravity inversion by means of growing bodies. *Geophysics*, 65(1), 95-101.
- Camacho, A. G., Fernández, J., González, P. J., Rundle, J. B., Prieto, J. F., and Arjona, A. (2009). Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B5), B05411.
- Canales, J. P., Dañobeitia, J. J., and Watts, A. B. (2000). Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 65-81.
- D'Auria, L., Koulakov, I., Prudencio, J., Cabrera-Pérez, I., Ibáñez, J. M., Barrancos, J., ... and Pérez, N. M. (2022). Rapid magma ascent beneath La Palma revealed by seismic tomography. *Scientific Reports*, 12(1), 17654.
- De Siena, L., Sammarco, C., Cornwell, D. G., La Rocca, M., Bianco, F., Zaccarelli, L., and Nakahara, H. (2018). Ambient seismic noise image of the structurally controlled heat and fluid feeder pathway at Campi Flegrei caldera. *Geophysical Research Letters*, 45(13), 6428-6436.
- Di Paolo, F., Ledo, J., Ślęzak, K., van Dorth, D. M., Cabrera-Pérez, I., and Pérez, N. M. (2020). La Palma island (Spain) geothermal system revealed by 3D magnetotelluric data inversion. *Scientific reports*, 10(1), 1-8.
- Fang, H., Yao, H., Zhang, H., Huang, Y. C., and van der Hilst, R. D. (2015). Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: methodology and application. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1251-1263.
- García-Yeguas, A., Koulakov, I., Ibanez, J. M., and Rietbrock, A. (2012). High resolution 3D P wave velocity structure beneath Tenerife Island (Canary Islands, Spain) based on tomographic inversion of active-source data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9), B09309.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., De Verdière, Y. C., Larose, E., ... and Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications. *Geophysical prospecting*, 56(3), 375-393.
- Ibáñez, J. M., Rietbrock, A., and García-Yeguas, A. (2008). Imaging an active volcano edifice at Tenerife Island, Spain. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(32), 289-290.
- Ke, G., Dong, H., Kristensen, Å., and Thompson, M. (2011). Modified Thomson-Haskell matrix methods for surface-wave dispersion-curve calculation and their accelerated root-searching schemes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4), 1692-1703.

- Kedar, S., Longuet-Higgins, M., Webb, F., Graham, N., Clayton, R., and Jones, C. (2008). The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 464(2091), 777-793.
- Kim, S., Tkalčić, H., Rhie, J., and Chen, Y. (2016). Intraplate volcanism controlled by back-arc and continental structures in NE Asia inferred from transdimensional Bayesian ambient noise tomography. *Geophysical Research Letters*, 43(16), 8390-8398.
- Koulakov, I., D'Auria, L., Prudencio, J., Cabrera-Pérez, I., Barrancos, J., Padilla, G. D., ... and Ibáñez, J. M. (2023). Local earthquake seismic tomography reveals the link between crustal structure and volcanism in Tenerife (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(3), e2022JB025798.
- Krastel, S., and Schmincke, H. U. (2002). Crustal structure of northern Gran Canaria, Canary Islands, deduced from active seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2), 153-177.
- Ledo, J., Garcia-Merino, M., Larnier, H., Slezak, K., Pina-Varas, P., Marcuello, A., ... and Sumita, M. (2021). 3D electrical resistivity of Gran Canaria island using magnetotelluric data. *Geothermics*, 89, 101945.
- Lehujeur, M., Vergne, J., Schmittbuhl, J., Zigone, D., Le Chenadec, A., and EstOF Team. (2018). Reservoir imaging using ambient noise correlation from a dense seismic network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8), 6671-6686.
- Levshin, A., Ratnikova, L., and Berger, J. O. N. (1992). Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6), 2464-2493.
- Li, C., Yao, H., Fang, H., Huang, X., Wan, K., Zhang, H., and Wang, K. (2016a). 3D near-surface shear-wave velocity structure from ambient-noise tomography and borehole data in the Hefei urban area, China. *Seismological Research Letters*, 87(4), 882-892.
- Li, Z., Ni, S., Zhang, B., Bao, F., Zhang, S., Deng, Y., and Yuen, D. A. (2016b). Shallow magma chamber under the Wudalianchi Volcanic Field unveiled by seismic imaging with dense array. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 4954-4961.
- Lin, F. C., Ritzwoller, M. H., Townend, J., Bannister, S., and Savage, M. K. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophysical Journal International*, 170(2), 649-666.
- Martins, J. E., Weemstra, C., Ruigrok, E., Verdel, A., Jousset, P., and Hersir, G. P. (2020). 3D S-wave velocity imaging of Reykjanes Peninsula high-enthalpy geothermal fields with ambient-noise tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391, 106685.
- Masterlark, T., Haney, M., Dickinson, H., Fournier, T., and Searcy, C. (2010). Rheologic and structural controls on the deformation of Okmok volcano, Alaska: FEMs, InSAR, and ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B2), B02409.
- Mordret, A., Rivet, D., Landès, M., and Shapiro, N. M. (2015). Three-dimensional shear velocity anisotropic model of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island) from ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 406-427.
- Nakata, N., Gualtieri, L., and Fichtner, A. (Eds.). (2019). *Seismic ambient noise*. Cambridge University Press.
- Nolet, G. (2008). *A Breviary of Seismic Tomography*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 324.
- Padrón, E., Pérez, N. M., Hernández, P. A., Sumino, H., Melián, G., Barrancos, J., ... and Padilla, G. (2012). Helium emission at Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. *Chemical Geology*, 312, 138-147.
- Peterson, J. (1993). *Observation and Modeling of Seismic Background Noise*. USGS Technical Report 93-322, 95 pp.
- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Bellmunt, F., Hidalgo, R., and Messeiller, M. (2014). 3-D magnetotelluric exploration of Tenerife geothermal system (Canary Islands, Spain). *Surveys in Geophysics*, 35(4), 1045-1064.
- Planès, T., Obermann, A., Antunes, V., and Lupi, M. (2020). Ambient-noise tomography of the Greater Geneva Basin in a geothermal exploration context. *Geophysical Journal International*, 220(1), 370-383.
- Prudencio, J., Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., Martí, J., García-Yeguas, A., and De Siena, L. (2015). 3D attenuation tomography of the volcanic island of Tenerife (Canary Islands). *Surveys in Geophysics*, 36, 693-716.
- Rodríguez, F., Pérez, N. M., Padrón, E., Melián, G., Pina-Varas, P., Dionis, S., ... and Hidalgo, R. (2015). Surface geochemical and geophysical studies for geothermal exploration at the southern volcanic rift zone of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geothermics*, 55, 195-206.
- Rodríguez, F., Pérez, N. M., Melián, G. V., Padrón, E., Hernández, P. A., Asensio-Ramos, M., ... and D'Auria, L. (2021). Exploration of deep-seated geothermal reservoirs in the Canary Islands by means of soil CO₂ degassing surveys. *Renewable Energy*, 164, 1017-1028.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., and Fehler, M. C. (2005). Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophysical Research Letters*, 32(14), L14311.

- Sambridge, M., Gallagher, K., Jackson, A., and Rickwood, P. (2006). Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence. *Geophysical Journal International*, 167(2), 528-542.
- Saygin, E., and Kennett, B. L. (2010). Ambient seismic noise tomography of Australian continent. *Tectonophysics*, 481(1-4), 116-125.
- Schmincke, H. U., and Sumita, M. (2010). Geological evolution of the Canary Islands: a young volcanic archipelago adjacent to the old African Continent. Goerres-Druckerei und Verlag, 196 p. ISBN: 978-3-86972-005-0.
- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(4), 1591-1595.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715), 1615-1618.
- Shomali, Z. H., and Shirzad, T. (2015). Crustal structure of Damavand volcano, Iran, from ambient noise and earthquake tomography. *Journal of Seismology*, 19(1), 191-200.
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, 69(4), 046610.
- Spica, Z., Legrand, D., Iglesias, A., Walter, T. R., Heilmann, S., Dahm, T., ... and Pardo, M. (2015). Hydrothermal and magmatic reservoirs at Lazufre volcanic area, revealed by a high-resolution seismic noise tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 421, 27-38.
- Stankiewicz, J., Ryberg, T., Haberland, C., and Nattawidjaja, D. (2010). Lake Toba volcano magma chamber imaged by ambient seismic noise tomography. *Geophysical Research Letters*, 37(17), L17306.
- Wahida, A., Wijaya, H., Yudistira, T., and Sule, M. R. (2018, July). Ambient noise tomography for geothermal exploration, a case study of WWs geothermal field. In *AIP Conference Proceedings* (Vol. 1987, No. 1, p. 020101). AIP Publishing LLC.
- Wang, Z., and Dahlen, F. A. (1995). Validity of surface-wave ray theory on a laterally heterogeneous earth. *Geophysical Journal International*, 123(3), 757-773.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical review letters*, 93(25), 254301.
- Weaver, R. L., and Lobkis, O. I. (2001). Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Physical Review Letters*, 87(13), 134301.
- Woodhouse, J. H. (1974). Surface waves in a laterally varying layered structure. *Geophysical Journal International*, 37(3), 461-490.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., and Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168(1), 259-274.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., and Jones, C. H. (2011). Crustal structure determined from ambient noise tomography near the magmatic centers of the Coso region, southeastern California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(2), Q02009.
- Zheng, D., Saygin, E., Cummins, P., Ge, Z., Min, Z., Cipta, A., and Yang, R. (2017). Transdimensional Bayesian seismic ambient noise tomography across SE Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 134, 86-93.

