



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



ESTRUCTURA INTERNA Y EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN EL ENTORNO DEL VOLCÁN SABANCAYA

Informe Técnico N°010-2026/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima – Perú
Abril, 2026

Instituto Geofísico del Perú

Jefe Institucional: Hernando Tavera

Informe Técnico:

Estructura interna y exploración geotérmica en el entorno del volcán Sabancaya

Autores:

Yovana Álvarez
Yanet Antayhua
Riky Centeno
José Quiber
Lady Quispe
Hernando Tavera

Colaborador externo:

Iván Cabrera-Pérez (INVOLCAN, España)
Tatsunori Ikeda (Universidad de Kyushu, Japón)

Este informe ha sido elaborado por el Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Mayorazgo
Teléfono: 51-1-3172300

ESTRUCTURA INTERNA Y EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN EL ENTORNO DEL VOLCÁN SABANCAYA

Lima - Perú
Abril, 2026

RESUMEN

Se analizó las señales de ruido sísmico mediante el apilamiento de las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones sísmicas ubicadas en el entorno del volcán Sabancaya. El mayor contraste en los modelos de velocidad 2D y 3D permitió identificar la existencia de tres anomalías de baja velocidad V_s . La primera anomalía, denominada A1 (V_s de 1 600 a 2 300 m/s), se ubicó a menos de 3 km por de profundidad y ha sido asociada al sistema al sistema hidrotermal presente bajo el complejo volcánico Ampato–Sabancaya. La segunda anomalía A2 (V_s de 2 500 a 3 000 m/s), se ubicó entre 4 y 6 km por debajo del cráter del volcán Sabancaya, por sus características de baja velocidad y profundidad ha sido asociada con la cámara magmática superficial del volcán Sabancaya. La tercera anomalía A3 (V_s entre 2 300 y 3 100 m/s), ubicada a profundidades mayores a 7 km por debajo del volcán Hualca Hualca, estaría relacionada con la cámara magmática profunda que alimenta el proceso eruptivo del volcán Sabancaya. En el contexto de la exploración de energía geotérmica, la presencia de cámaras magmáticas superficiales y profundas constituyen la principal fuente de calor; además, el mecanismo de transporte de fluidos puede ser aprovechado en superficie para la generación de energía eléctrica, climatización, invernaderos, entre otros para mejorar la calidad de vida de las personas que habitan al entorno de los volcanes Ampato-Sabancaya y Hualca Hualca.

CONTENIDO

RESUMEN

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Volcán Sabancaya

2.- CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

2.1.- Geología local

2.2.- Contexto estructural

3.- DATOS Y METODOLOGÍA

3.1.- Datos y selección de señales

3.2.- Procesamiento de ruido sísmico

3.3.- Sismicidad del periodo 2024

4.- RESULTADOS

4.1.- Secuencias de ruido sísmico

4.2.- Modelos de velocidad 1D, 2D y 3D

4.3.- Patrones de sismicidad

5.- DISCUSIÓN

5.1.- Estructura interna del complejo Volcánico

5.2.- Exploración de la energía geotérmica

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

1.- INTRODUCCIÓN

La tomografía sísmica es una técnica geofísica que permite reconstruir las velocidades sísmicas en el subsuelo (Cabrera-Pérez et al., 2023) para inferir sus propiedades elásticas. Puede emplear, tanto fuentes artificiales (explosiones, vibroseis) como naturales, entre ellas el Ruido Sísmico Ambiental (Seismic Ambient Noise; es decir, la vibración natural del subsuelo registrada de manera continua por redes sísmicas).

La tomografía basada en el ruido sísmico ambiental y en ondas superficiales Rayleigh ha demostrado ser eficaz en contextos volcánicos. Estudios previos evidencian su capacidad para identificar estructuras volcánicas o magmáticas claves asociadas a la dinámica del volcán. Así, por ejemplo, en el volcán Pitón de la Fournaise se reconoció un cuerpo intrusivo de alta velocidad sobre una cámara magmática somera (Brenguier et al., 2007); en el volcán Asama (Japón) se detectó una zona de baja velocidad asociada a una cámara magmática a ~4 km de profundidad (Nagaoka et al., 2012). En el Perú, la aplicación de la tomografía de ruido sísmico en el volcán Misti permitió delimitar anomalías de alta y baja velocidad vinculadas a la presencia de cuerpos intrusivos, la circulación de fluidos hidrotermales y posibles zonas de fallamiento superficial (Cabrera-Pérez et al., 2022).

En esta línea, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) con el propósito de profundizar la investigación sobre el volcán Sabancaya realizó el estudio de su estructura interna y la exploración de sistemas geotérmicos utilizando el método de tomografía de ruido. La información utilizada corresponde a señales de ruido sísmico ambiental registradas durante el año 2024 por las estaciones de la Red de Monitoreo del Volcán Sabancaya (RMVS) y de la Red Sísmica Nacional (RSN), complementándose con el análisis de la sismicidad ocurrida en el mismo periodo.

1.1.- Volcán Sabancaya

El volcán Sabancaya ($15^{\circ} 49.3' S$, $71^{\circ}52.7 W$, 5690 m s. n. m.) es uno de los estratovolcanes más activos de la Zona Volcánica Central - ZVC (De Silva y Francis, 1990; Pritchard et al., 2018; Machacca et al., 2023), ver Figura 1. Se ubica a 32 km al suroeste del poblado de Chivay y 70 km al nor-noroeste de la ciudad de Arequipa, la segunda ciudad más poblada del Perú, con más de un millón de habitantes (INEI, 2018).

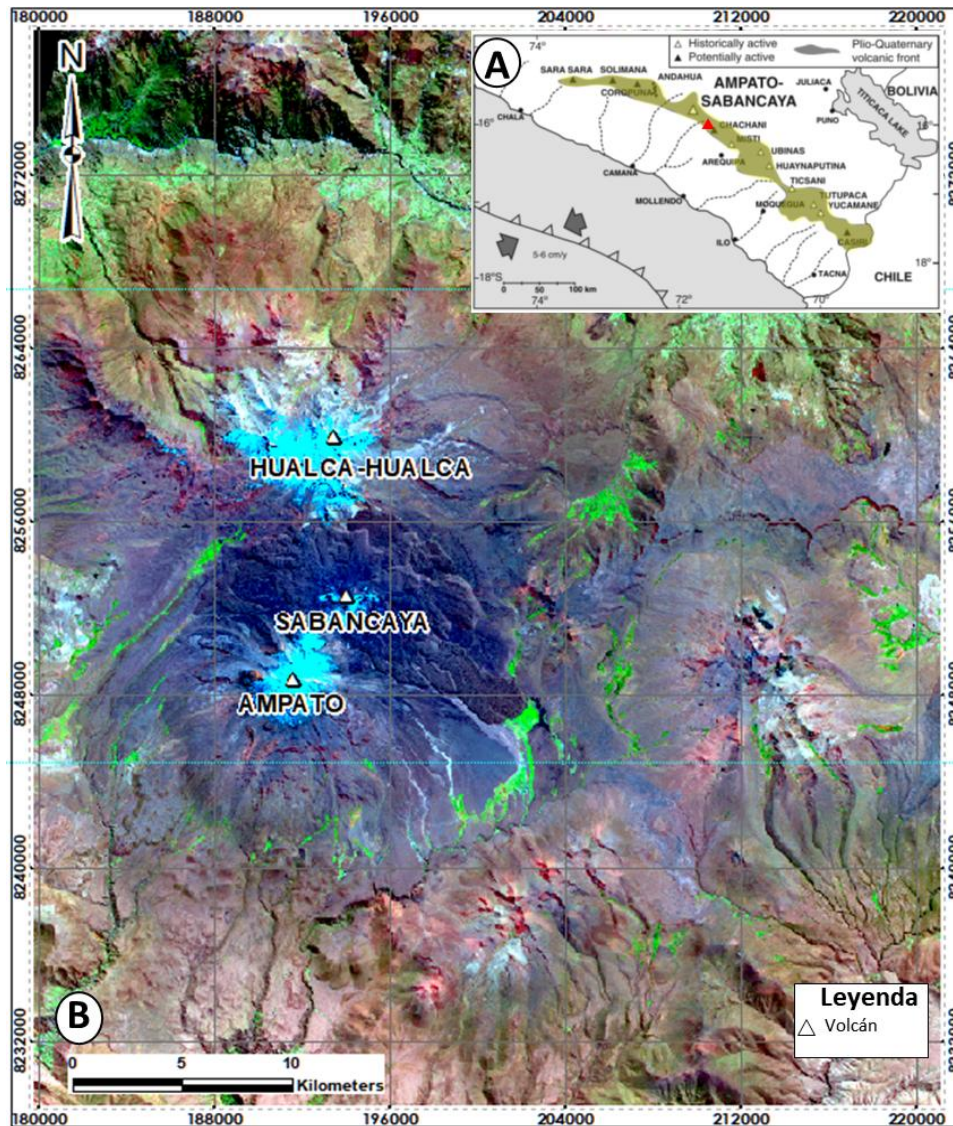


Figura 1.-A) Mapa de ubicación de los volcanes activos y potencialmente activos en el sur del Perú dentro del cual se encuentra el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya en color rojo. B) Imagen satelital Landsat del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y el Volcán Hualca-Hualca.

Durante los últimos 40 años, el volcán Sabancaya ha presentado procesos

eruptivos leves a moderados acompañados de intensa actividad de tipo Volcano-Tectónica (VT) con magnitudes menores a M2.0 y profundidades de hasta 20 km (Rodríguez y Uribe, 1994; Antayhua et al., 2002; Jay et al., 2015; MacQueen et al., 2020; Boixart et al. 2020; Machacca et al., 2023). Este nivel de profundidad estaría delineando la interfase frágil-dúctil, por debajo de la cual se ubicaría la cámara magmática que alimenta el proceso eruptivo actual del volcán Sabancaya.

Los estudios petrológicos y geofísicos previos, sugieren la presencia de una cámara magmática bajo el volcán Hualca Hualca ubicada entre 13 y 15 km de profundidad (Gerbe y Thouret, 2004; Jay et al., 2015; Boixart et al., 2020; MacQueen et al., 2020; Coppola et al., 2022; Machacca et al., 2023) y otra superficial ubicada a ~6 km de profundidad bajo el cráter del volcán Sabancaya (Gerbe y Thouret, 2004). Recientemente, el estudio magnetoteléurico del volcán Sabancaya (Torres et al., 2024) ha evidenciado la existencia de anomalías conductivas asociadas al sistema hidrotermal (1 km bajo el cráter del volcán Sabancaya) y las cámaras magmáticas superficial y profunda, a las profundidades antes mencionadas.

2.- CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

2.1.- Geología local

El Complejo Volcánico Ampato–Sabancaya (CVAS) está asentada sobre secuencias sedimentarias y volcánicas de edad Mesozoica y Cenozoica, respectivamente (Sebrier y Soler, 1991). En su sector norte limita con el volcán Hualca Hualca (6025 m s. n. m.), considerado como una estructura antigua y bastante erosionada (Gerbe y Thouret, 2004). Hacia el extremo sur se emplaza el estratovolcán Ampato (6200 m s. n. m.), edificado durante el Pleistoceno superior–Holoceno (Rivera et al., 2016; Samaniego et al., 2016). El Sabancaya constituye el edificio más joven del CVAS, con una edad estimada entre 8 y 6 ka (Samaniego et al., 2016).

Los estudios geológicos realizados por Rivera et al. (2016) sintetizan la evolución eruptiva del Sabancaya en tres etapas principales: Sabancaya I, Sabancaya II y Sabancaya III, cada una caracterizada por el emplazamiento de flujos de lava y depósitos asociados a episodios eruptivos de distinta magnitud y frecuencia (Figura 2).

Después de más de 200 años de quietud, el volcán Sabancaya reactivó su dinámica eruptiva en 1981, mostrando un incremento progresivo de su actividad entre 1986 y 1990. El 28 de mayo de 1990 inició una fase explosiva de tipo vulcaniana que se extendió hasta 1998 (Guillande et al., 1992; Gerbe y Thouret, 2004), alcanzando un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 3 (Siebert et al., 2011). En febrero de 2013 se registró una nueva etapa pre-eruptiva caracterizada por un notable aumento de la intranquilidad volcánica (Jay et al., 2015; Puma y Torres, 2020), evidenciada por sismos relacionados al fracturamiento de rocas, circulación de fluidos, y emisiones de ceniza y gases. En noviembre de 2016 el Sabancaya ingresó a un nuevo proceso eruptivo persistente, dominado por explosiones freáticas y vulcanianas acompañadas de emisiones continuas de ceniza y gases. Durante esta etapa se observaron columnas eruptivas que

alcanzaron hasta 5.5 km sobre la cima del volcán. El material piroclástico fino fue dispersado por los vientos predominantes, afectando recurrentemente a las localidades situadas a lo largo del valle del río Colca.

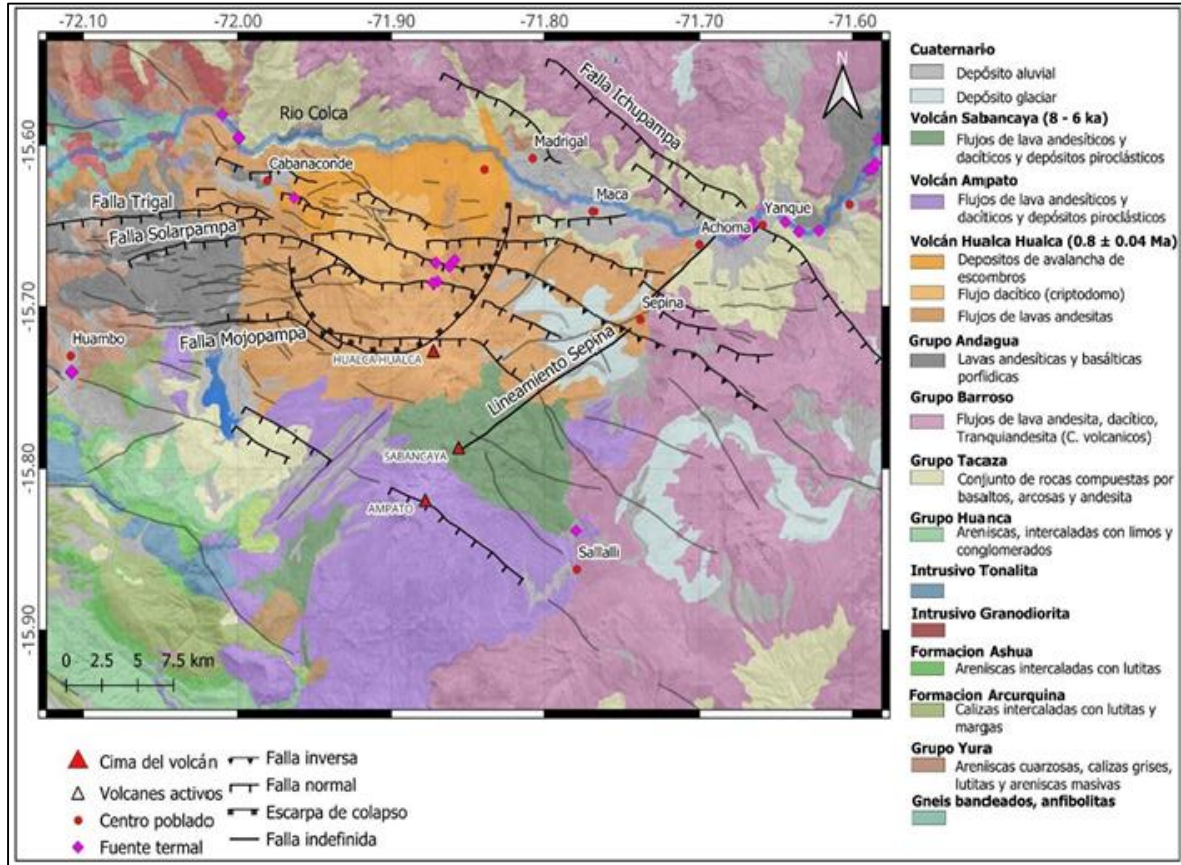


Figura 2.- Mapa geológico-estructural del Complejo Volcánico Ampato – Sabancaya y volcán Hualca Hualca extraído de (https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin_v3/). Las líneas negras representan las fallas y los rombos en color fucsia representan las fuentes termales.

2.2.- Contexto estructural

La actividad tectónica local en la zona del volcán Sabancaya y en el valle del Colca es muy activa, debido a la presencia de sistemas de fallas tectónicas distribuidas a lo largo de dicho valle. Estudios geológico-estructurales efectuados en la región del Sabancaya (Sébrier et al., 1985; Huamán et al., 1993; Mering et al., 1996; Benavente et al., 2017) identificaron, al menos, tres sistemas de fallas activas (Figura 2) descritas a continuación:

a) *Sistema de fallas normales*, representado por las fallas Ichupampa y

3.- DATOS Y METODOLOGÍA

3.1.- Datos y selección de señales

Los datos de ruido sísmico y de sismos Volcano-Tectónicos (VT) utilizados en este estudio provienen de siete estaciones sísmicas distribuidas en el entorno del Complejo Volcánico Ampato–Sabancaya (CVAS) y del volcán Hualca Hualca (VHH), ubicadas a distancias que varían entre 3 y 38 km respecto del cráter del Sabancaya (Figura 3). Seis de estas estaciones (CAJA, PATA, SABA, HLCA, PNCH y MRCA) pertenecen a la Red de Monitoreo del Volcán Sabancaya (RMVS), mientras que la estación CHVY forma parte de la Red Sísmica Nacional (RSN).

Las estaciones están equipadas con sensores triaxiales de banda ancha de los tipos Guralp CMG-40T, Nanometrics TRCP120 y Lenartz LE-3DLITE, todos ellos acoplados a registradores REFTEK. Los registros continuos presentan frecuencias de muestreo entre 50 y 100 Hz. De acuerdo a la operatividad de la red de estaciones (Figura 4), el mayor registro simultáneo y continuo de las señales sísmicas se concentró entre junio y diciembre de 2024. Finalmente, en la Figura 5 se muestra ejemplos de registros de señales de ruido y eventos sísmicos en las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio.

3.2.- Procesamiento de ruido sísmico

El procesamiento de las señales de ruido sísmico se realizó empleando códigos desarrollados en Matlab y ejecutados en entornos Linux, siguiendo un flujo de trabajo orientado a la obtención de funciones de Green empíricas, curvas de dispersión y modelos de velocidad de ondas de corte (V_s) 1D, 2D y 3D. Este procesamiento se realizó exclusivamente sobre la componente vertical (Z). Las señales fueron remuestreadas a 50 Hz, lo cual garantiza una banda de frecuencias suficientemente amplia para la construcción de las curvas de dispersión. Posteriormente, se aplicó un filtro pasa-banda en el rango de 0.1 Hz a 5 Hz. Adicionalmente, con el apoyo del catálogo sísmico del Instituto Geofísico

del Perú (IGP), se eliminaron de forma semiautomática las ventanas que contenían señales asociadas a actividad sísmica regional y sismo-volcánica.

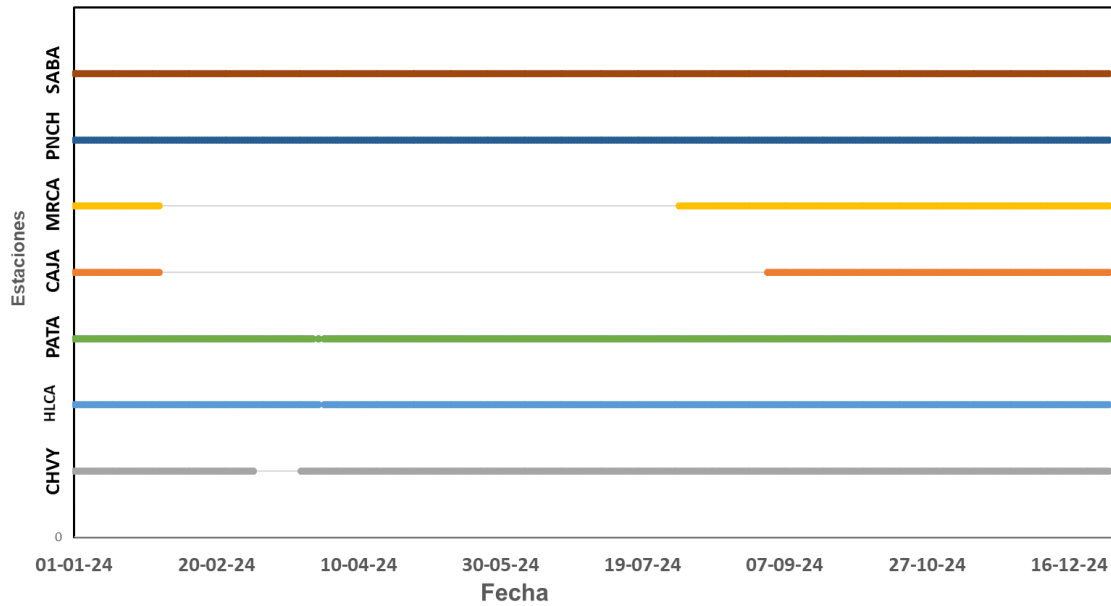


Figura 4.- Operatividad de las estaciones sísmicas de la Red de Monitoreo del Volcán Sabancaya (RMVS) y estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) durante el periodo 2024.

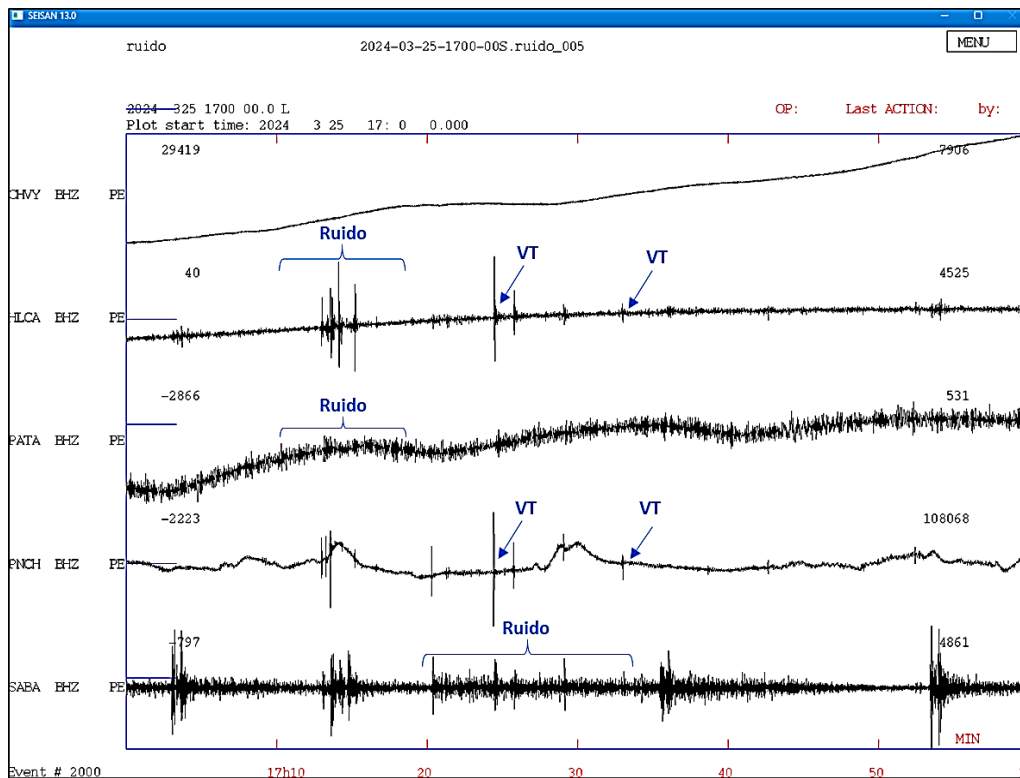


Figura 5.- Ejemplo de señal de ruido sísmico y sismos de tipo VT detectados el 25 de marzo del 2004 en las distintas estaciones instaladas en el volcán Sabancaya (CHVY, HLCA, PATA, PNCH, SABA).

La Figura 6 ilustra la secuencia seguida en el procesamiento de ruido sísmico.

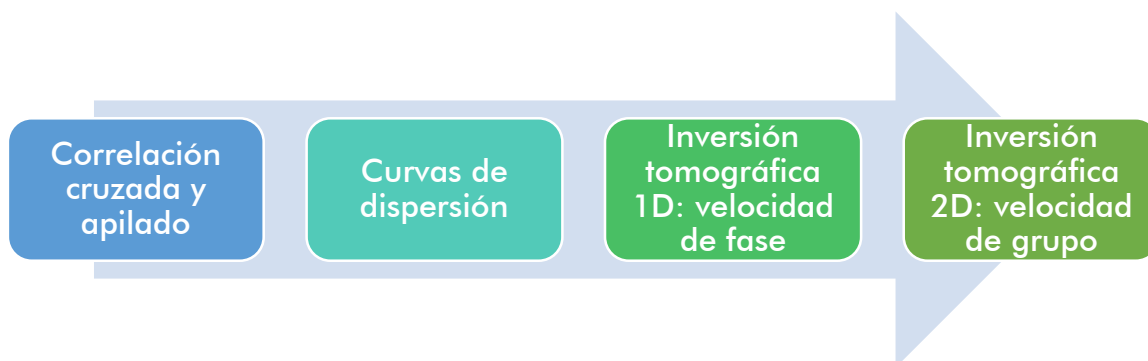


Figura 6.- Secuencia del procesamiento de datos de ruido sísmico.

Correlación cruzada y apilado: Los efectos de propagación fueron extraídos de los registros de ruido sísmico mediante la correlación cruzada entre señales registradas en estaciones diferentes. Se calcula la correlación cruzada para múltiples ventanas temporales; se apilan con la finalidad de ampliar la correlación de las ondas Rayleigh y mejorar la relación señal/ruido. A partir del apilado se obtiene la función de Green empírica, que representa el recorrido recíproco de las ondas entre dos estaciones. Las distancias entre estaciones oscilan entre 3 y 50 km, lo que permite evaluar la interacción de las ondas.

Obtención de curvas de dispersión: Para cada par de estaciones se extrajeron curvas de dispersión de velocidad de grupo o fase en función del periodo, utilizando el método de Análisis Frecuencia–Tiempo (FTAN; Levshin et al., 1992). El procedimiento consistió en:

- Transformar la función de Green empírica del dominio temporal al dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier.
- Aplicar una serie de filtros gaussianos de banda estrecha con una frecuencia central
- Convertir cada señal filtrada al dominio temporal mediante la transformada inversa de Fourier;
- Calcular la envolvente temporal de cada señal filtrada;

- Repetir este proceso para todas las frecuencias centrales definidas, y obtener amplitudes en función de la frecuencia y el tiempo.

Inversión tomográfica 1D de velocidad de fase: La inversión se realizó a partir de las curvas de dispersión obtenidas para los distintos pares de estaciones sísmicas. Se define un modelo inicial homogéneo de velocidad 1D, a partir del cual se ejecuta la inversión tomográfica en profundidad. Para la obtención de los modelos locales de velocidad de ondas de corte (V_s) se empleó el método Steady-State Rayleigh Method (SSRM) (Foti et al., 2014). Este procedimiento consiste en invertir las curvas de dispersión de velocidad de fase extraídas de los mapas tomográficos para cada nodo de la grilla, con el objetivo de determinar el perfil 1D de velocidad de la onda S que genera una curva sintética coherente con la curva observada. El ajuste entre la curva sintética y la curva observada determina el modelo V_s óptimo para cada punto.

Inversión tomográfica 2D de velocidad de grupo: En etapa se comienza con la tomografía, en la cual se invierten las curvas de dispersión calculadas para diferentes trayectorias y, seguidamente, se combinan para conformar los mapas de velocidad de grupo 2D en función del periodo, esto con la finalidad de hallar la velocidad de dispersión de las ondas superficiales en cada punto geográfico de la zona de estudio, ver figura 12 y basado en el método de inversión multiescala el cual está descrito ampliamente en el trabajo de Cabrera-Pérez et al. (2020), cuyo principio básico es la relación que existe entre modelos a diferentes escalas de parametrización. La inversión tomográfica 2D, se realizó mediante un conjunto de códigos de Python denominado "MANgOSTA", dicho software fue desarrollado por el Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN, Cabrera-Pérez et al., 2020).

Posteriormente, se realizó la inversión de las curvas de dispersión para un

determinado número de puntos geográficos, obtenidos de los mapas de velocidad de grupo 2D. Para ello, se calculó la velocidad de la onda S y su relación con la profundidad, a partir de su relación con la velocidad de grupo de ondas superficiales. Con este proceso, inicialmente, se obtiene un modelo en profundidad de velocidad de ondas S en una dimensión (1D), en cada punto de la malla. De la combinación de todos los modelos 1D, se obtiene un modelo de velocidad 3D.

Cada curva de dispersión se invierte utilizando un método bayesiano tridimensional (Bodin et al., 2012), cuya información es representada en términos probabilísticos. Esta distribución de probabilidad se determina a posteriori siguiendo los parámetros de un modelo con respecto a datos observados.

3.3.- Sismicidad periodo 2024

Durante el año 2024, además del registro continuo del ruido sísmico ambiental, las estaciones de la red de monitoreo del volcán Sabancaya registraron más de 18 mil sismos y para su localización hipocentral fue necesario su registro en cinco o más estaciones sísmicas. Bajo este criterio, se seleccionaron preliminarmente 1076 eventos utilizando el programa Hypocenter (Lienert y Havskov, 1995). El procedimiento incorporó el modelo de velocidades propuesto por Machacca et al. (2023), así como una relación $V_p/V_s = 1.69$, y la relación de magnitud establecida por Lee et al. (1972).

Posteriormente, los eventos fueron relocalizados mediante el método de Doble Diferencia (HypoDD) propuesto por Waldhauser y Ellsworth (2000) y el método de inversión de Gradientes Conjugados (LSQR por sus siglas en inglés) (Paige y Saunders, 1982). Para ello, se ingresaron los siguientes parámetros de estrada:

- a) Los tiempos de arribo de las ondas P y S

- b) Ubicación de las estaciones sísmicas
- c) Localización absoluta de los 1076 sismos
- d) Ponderación mínima (MINWGHT, 0) permitida para la calidad de las fases P y S; máxima separación (MAXDIST, 80 km) permitida para ser reconocido como pares de eventos, máximo número de vecinos (MAXNGH, 8) por cada par de eventos; mínimo número de fases (MINLNK, 8) para que dos pares de eventos se consideren vecinos; mínimo número de fases (MINOBS, 4) entre pares y máximo número de fases (MAXOBS, 20).

4.- RESULTADOS

4.1.- Secuencia de ruido sísmico

Correlaciones cruzadas: En la Figura 7 se muestran las correlaciones cruzadas apiladas para cada par de estaciones sísmicas, ordenadas según la distancia entre ellas. Estas correlaciones corresponden al periodo enero–diciembre de 2024 y generadas mediante los códigos computacionales desarrollados por la Universidad de Kyushu (Japón) (Chanmaly et al., 2024). En total, se obtuvieron 10 pares de correlaciones cruzadas, los cuales se emplearon íntegramente para la extracción de las curvas de dispersión.

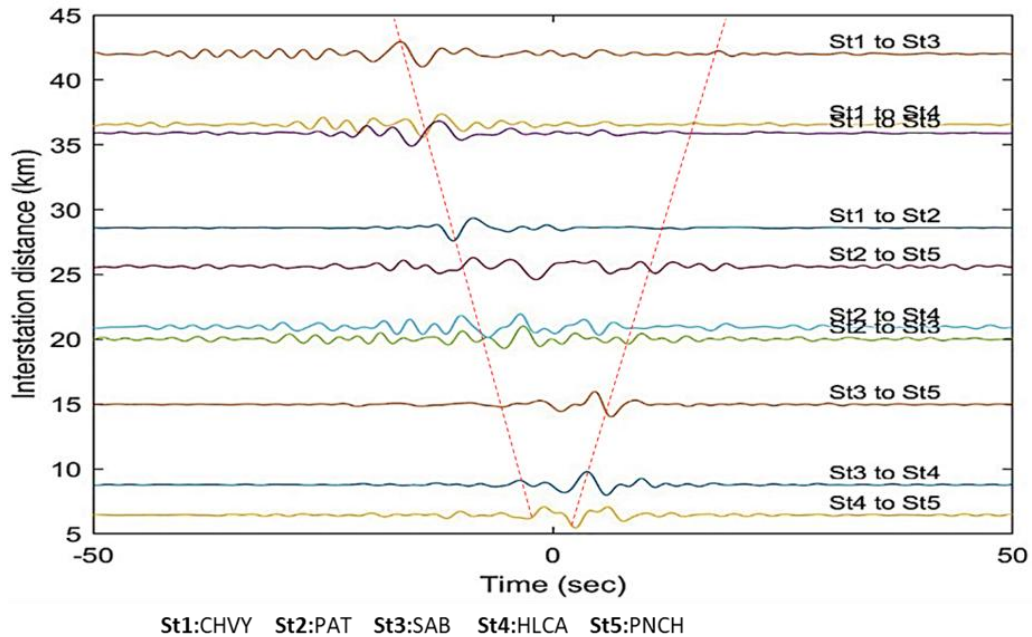


Figura 7.- Correlaciones cruzadas apiladas y obtenidas en la componente vertical (ZZ) de cada par de estaciones sísmicas mediante los códigos desarrollados por la Universidad de Kyushu (Japón), (Chanmaly et al., 2024).

En la Figura 8A se presentan las correlaciones cruzadas obtenidas mediante el software MAnGOSTA. A diferencia del método anterior, las señales de ruido sísmico analizadas corresponden a un periodo más extenso (2021–2024), ello con el objetivo de incrementar el número de correlaciones cruzadas, obtener un mayor número de curvas de dispersión y, de este

modo, mejorar la calidad de las inversiones tomográficas 1D y 2D. En total se generaron 171 pares de estaciones que fueron clasificados según la distancia entre estaciones y su respectiva diferencia de tiempo. En la Figura 8B se muestra el cálculo de la relación de amplitud de la función empírica de Green en función de la distribución azimutal de los pares de estaciones. El resultado obtenido confirma que existe una buena cobertura azimutal y una distribución isotrópica satisfactoria de la fuente de ruido (relaciones de amplitud bien distribuidas y con valores próximos a 1).

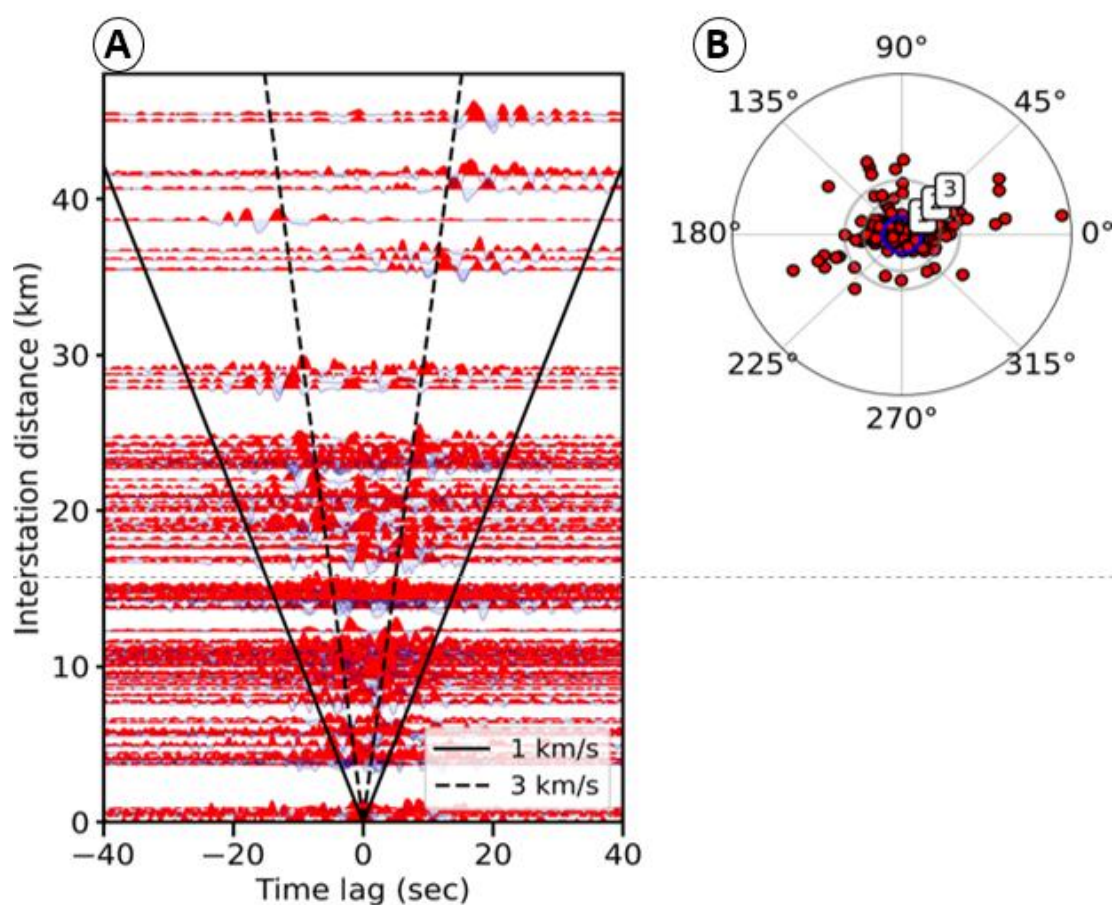


Figura 8.- A) Correlación cruzada de todos los pares de estaciones apiladas y ordenadas según la distancia entre estaciones. Las líneas continuas y discontinuas representan las velocidades de 1 000 y 3 000 m/s, respectivamente. B) Distribución azimutal de los pares de estaciones y relación de amplitudes distribuidas adecuadamente (valores cercanos a 1).

Curvas de dispersión: En las Figuras 9 y 10 se muestran ejemplos del procedimiento utilizado para la obtención de las curvas de dispersión, empleando tanto los códigos desarrollados en la Universidad de Kyushu (Chanmaly et al., 2024) como los implementados por Cabrera-Pérez et al.

(2021). En la Figura 9A se muestra la determinación de los puntos cero estables en los espectros cruzados, utilizando un proceso de suavizado mediante media móvil en función de la distancia inter-estacional entre Chivay (CHVY) y Patapampa (PATA). Por su parte, la Figura 9B ilustra el espectro transversal de referencia correspondiente a este par de estaciones, el cual permite seleccionar la curva de dispersión de velocidad de fase asociada a CHVY–PATA. Este mismo procedimiento se aplicó para la obtención de las curvas de dispersión de los pares de estaciones sísmicas CHVY–HLCA, CHVY–PNCH y CHVY–SABA.

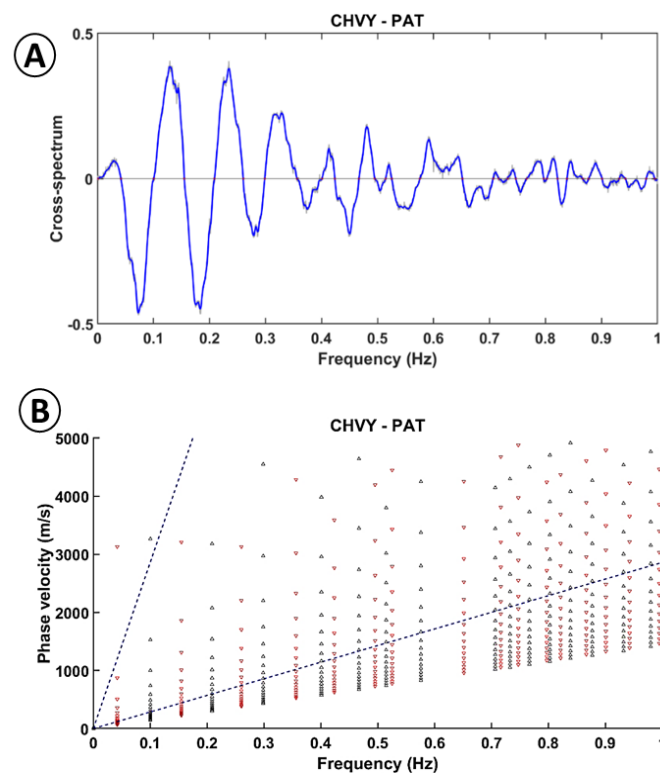


Figura 9.- A) Espectro transversal vertical observado entre las estaciones CHVY y PATA, separadas por una distancia de 28.8 km. El triángulo rojo indica las frecuencias de cruce por cero. B) Velocidad de fase estimada a partir del espectro transversal observado en (a) por el método de cruce por cero. El triángulo rojo y negro representa todas las velocidades posibles.

En la Figura 10 se muestra el análisis frecuencia-tiempo (FTAN; Levshin et al., 1992) empleado para extraer las curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas superficiales tipo Rayleigh a partir de las correlaciones cruzadas previamente obtenidas. Por ejemplo, en la Figura 10A, se presenta la estimación de la curva de dispersión correspondiente al par de estaciones

CAJA–HLCA: mientras que, la Figura 10B muestra la correlación cruzada utilizada como insumo para dicho proceso.

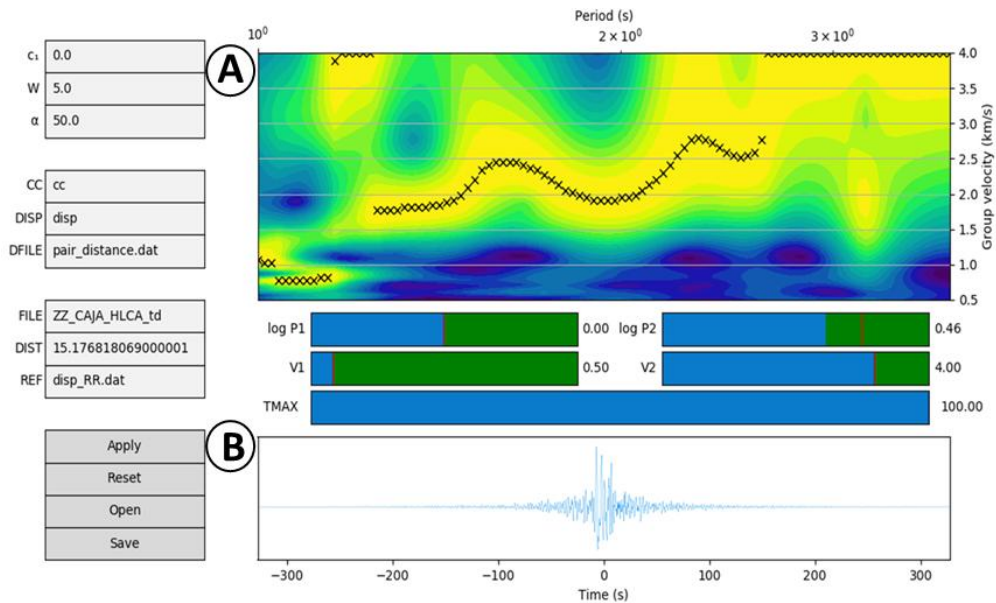


Figura 10.- A) Análisis frecuencia-tiempo obtenida de la correlación cruzada extraída de la pareja de estaciones sísmicas CAJA-HLCA. El asterisco negro representa la curva de dispersión para este par de estaciones sísmicas. B) Correlación para el par de estaciones analizadas.

En la Figura 11A se muestra las 171 curvas de dispersión obtenidas para la componente ZZ (en gris), medidas a periodos de 0.1s a 10 s y velocidades de grupo entre 400 y 3 5000 m/s. La curva promedio (en rojo) y su desviación estándar (en azul) evidencian el incremento típico de la velocidad con el periodo. En la Figura 11B, la curva verde indica el número de curvas medidas en cada periodo y el área sombreada en gris, el rango de 0.5 a 5.0 s, donde existen al menos 50 mediciones que serán utilizadas en la inversión tomográfica para estimar la variación de la velocidad de corte (V_s) en función de la profundidad.

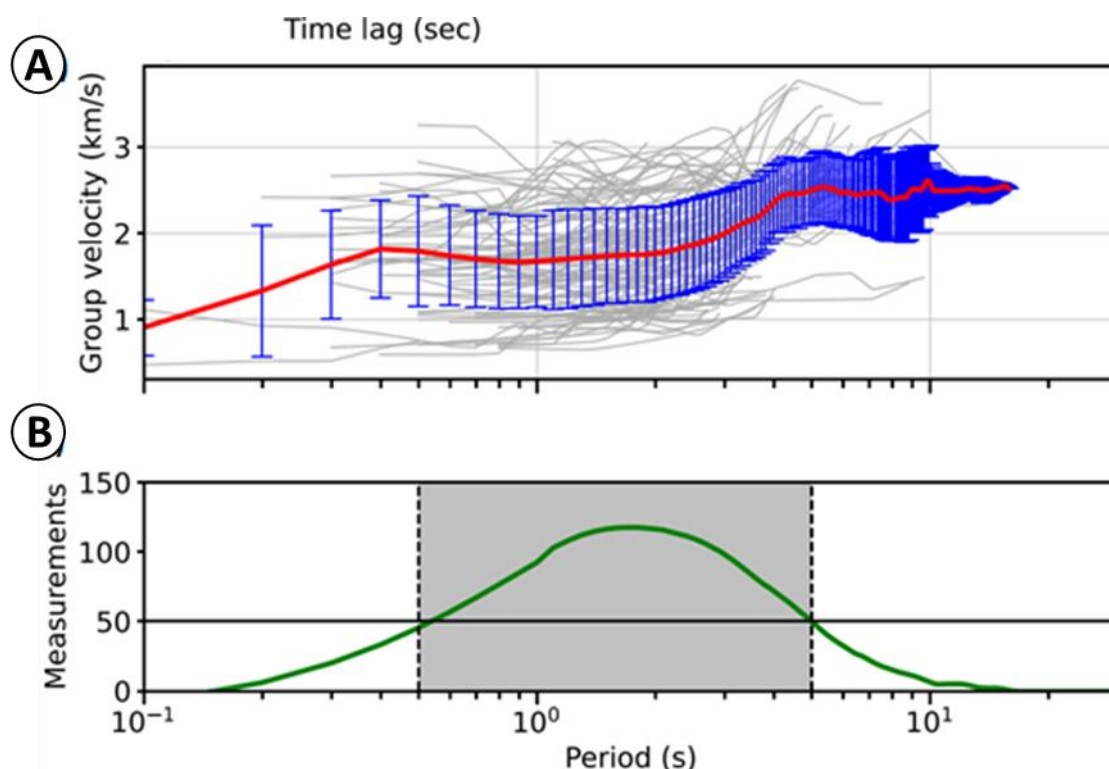


Figura 11.- A) Curva de dispersión calculada para cada par de estaciones sísmicas. En rojo se muestra la curva de dispersión promedio con su correspondiente desviación estándar, cuya tendencia general aumenta con el periodo. B) Número de curvas de dispersión medidas en función del periodo (línea verde). El cuadro gris representa el rango de periodos utilizado en la inversión (0.5-5 s).

4.2.- Modelos de velocidad 1D, 2D y 3D

Modelo 1D de velocidad de fase: La Figura 12A muestra la distribución de las estaciones sísmicas y los pares utilizados para la obtención de los modelos 1D de velocidad V_s . La Figura 12B presenta los modelos derivados para los pares de estaciones sísmicas CHVY-PATA, CHVY-SABA, CHVY-PNCH y CHVY-HLCA. Por ejemplo, el modelo CHVY-PATA (curva roja) evidencia la presencia de velocidades V_s de 1 200 a 2 500 m/s en los primeros 3 km y valores de 3 600 a 4 100 m/s entre 5 y 15 km de profundidad. En contraste, el modelo CHVY-SABA (curva azul), influido por la proximidad de la estación SABA al cráter del volcán Sabancaya, presenta tres zonas de baja velocidad: a profundidades menores de 2 km (1 600 – 2 300 m/s), entre 7 y 10 km (2 500 – 3 000 m/s) y por debajo de 15 km (2 300 – 3 100 m/s). Similar a lo observado en CHVY-PATA, el modelo CHVY-HLCA (curva verde) muestra menores velocidades en tres intervalos: por

encima de 2 km (1 300 – 2 300 m/s), entre 6 y 9 km (3 700 – 3 900 m/s) y profundidades mayores a 15 km (3 400 – 4 200 m/s). Finalmente, el modelo CHVY-PNCH (curva morada) registra velocidades de 1 700 a 2 300 m/s en los primeros 2 km y valores de 3 000 – 3 400 m/s en el rango de 6 a 15 km de profundidad.

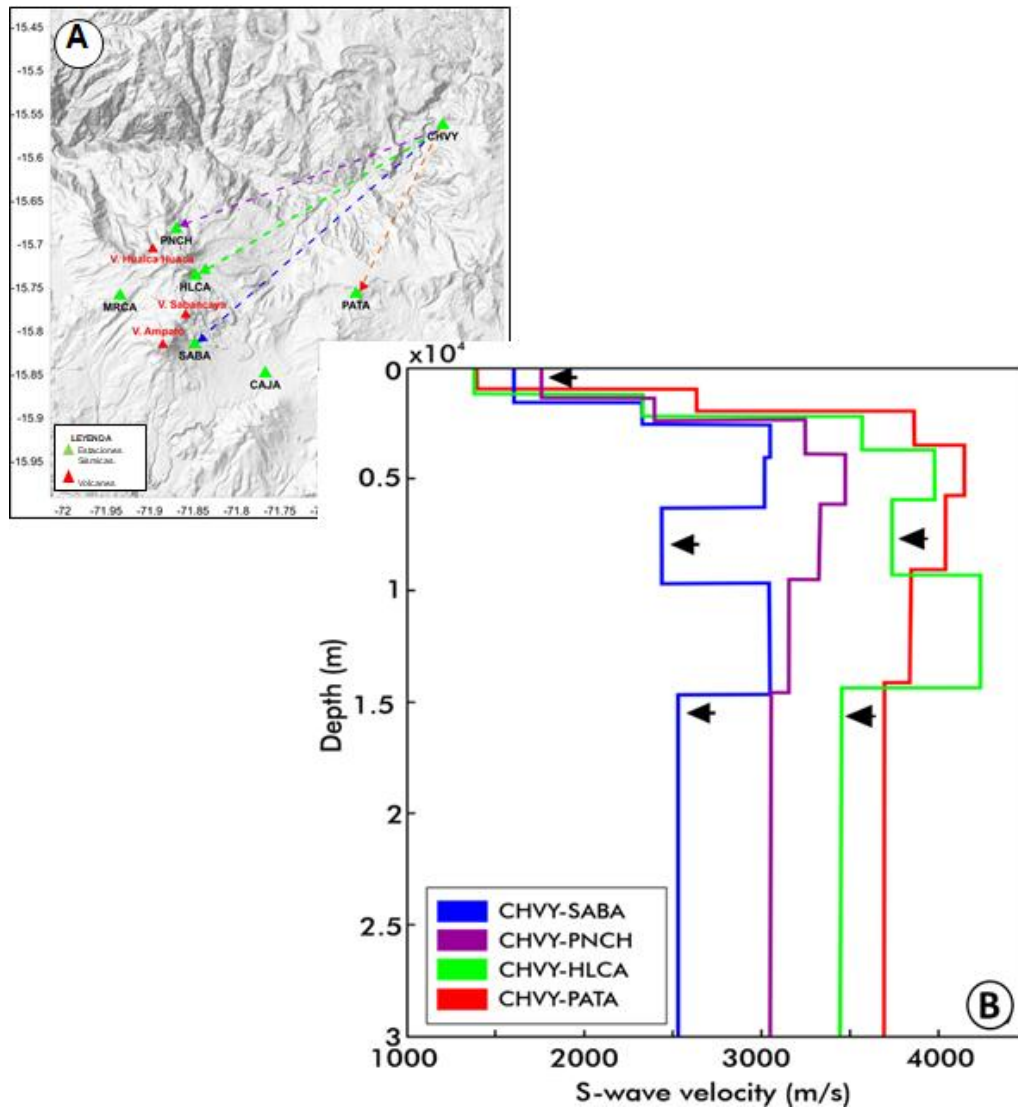


Figura 12.- A) Ubicación de los pares de velocidades 1D. B) Modelos de velocidad de onda S, de los pares de estaciones CHVY-PATA, CHVY-SABA, CHVY-PNCH Y CHVY-HLCA representadas por las curvas de color rojo, azul y verdes, respectivamente. Las curvas transparentes son los modelos iniciales de cada par de estaciones. Las flechas en color y negro señalan anomalías de baja velocidad, ubicadas a diferentes profundidades.

Modelo 2D de velocidad de grupo: En la Figura 13 se presenta ocho mapas de velocidad de grupo correspondientes a periodos de 1.1 a 5.0 segundos, los cuales permiten construir una tomografía pseudo-3D del

complejo volcánico Ampato-Sabancaya. La escala de velocidades (1 000 – 3 000 m/s) cubre el rango característico de los materiales o rocas volcánicas alteradas, materiales parcialmente fundidos (representadas por tonos cálidos) hasta rocas más consolidadas y de mayor rigidez (tonos claros). La desviación estándar (barras de color azul) indica la confiabilidad de los datos. En esa línea, la mayor confiabilidad en los datos (forma gaussiana) se presenta en los mapas elaborados para los periodos $T = 1.1, 1.8, 2.2, 3.0$ y 4.1 s.

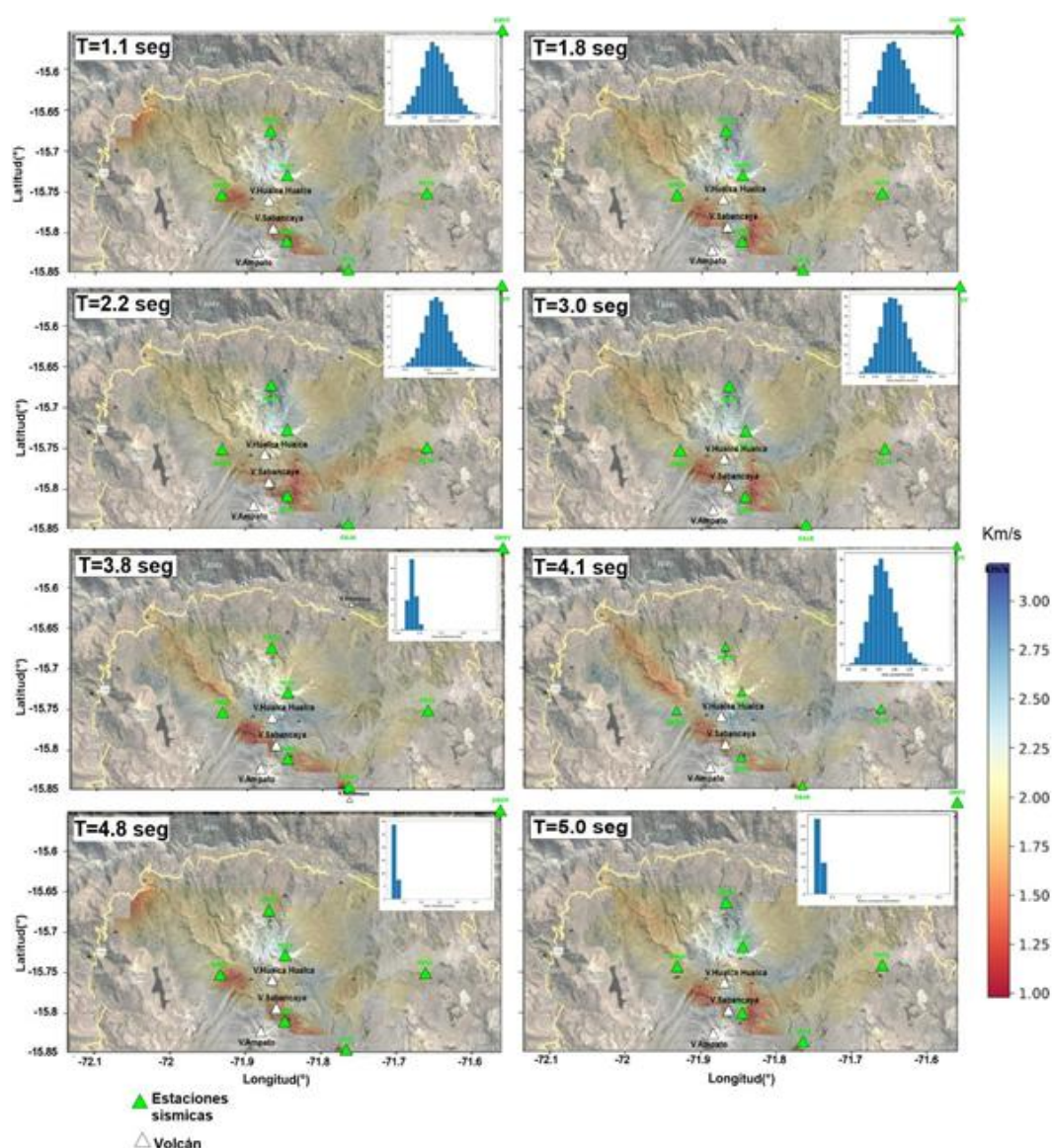


Figura 13.- Modelos de velocidad de grupo, para distintos periodos entre 1.1- 5.0 s. Los triángulos verdes representan las estaciones (SABA, PATA, HLCA, CAJA, PNCH, MRCA y CHVY), y las barras en color azul la desviación estándar que representa de la confiabilidad de los datos para los distintos periodos.

- **Estructura superficial (periodo 1.1 s):** Evidencia una marcada heterogeneidad estructural del medio, con velocidades que varían entre 1 000 y 3 000 m/s, un comportamiento típico de sistemas volcánicos activos. La anomalía de baja velocidad (1 000 – 1 500 m/s) situada al suroeste del edificio Sabancaya se interpreta como una zona dominada por depósitos piroclásticos poco consolidados o por zonas con presencia de alteración hidrotermal activas. En la mayor parte del sector central predominan velocidades intermedias (2 000 – 2 500 m/s), compatibles con secuencias volcano-sedimentarias de composición andesítica. Hacia el noreste se identifican velocidades elevadas (2 500 – 3 000 m/s), asociadas a flujos de lava antiguos y consolidados del macizo volcánico Hualca Hualca.

- **Zona de transición (periodo 1.8 s):** Se mantiene la misma estructura general observada en el nivel superficial, aunque con ligero incremento de V_s entre 300 y 500 m/s, atribuida a la presencia de materiales consolidados, así como una reducción de la porosidad atribuida a la presencia de flujos de lava más densos y compactos. Por debajo del Sabancaya, continua la anomalía de baja velocidad V_s (1 500 – 2 000 m/s). Su persistencia indica que no es un rasgo superficial, sino la señal de un sistema hidrotermal activo que esta interconectado con zonas más profundas del sistema magmático.

- **Reservorio magmático superficial (periodo 3.0 s):** Se identificó una segunda anomalía de baja velocidad bien definida bajo el volcán Sabancaya, con valores de V_s entre 1 500 y 2 000 m/s. Esta reducción de velocidad es consistente con la presencia de reservorios magmáticos en sistemas volcánicos andesíticos. La geometría elongada de la anomalía, con una orientación aproximada NNW–SSE, sugiere un control estructural asociado posiblemente a fallas regionales que podrían estar facilitando el ascenso de magma. La solidez de esta interpretación se ve reforzada por la distribución gaussiana casi perfectamente del ruido sísmico mostrada en la esquina superior derecha en cada mapa de la Figura 13.

- **Reservorio magmático principal (periodo 3.8 s):** Se identifica la tercera anomalía de baja velocidad más marcada de toda la secuencia, con valores mínimos de 1 000 – 1 500 m/s. Estos valores bajos de velocidad de corte (V_s) es compatible con la presencia de magma parcialmente fundido, con suficiente cantidad de gases que permiten la movilidad, favoreciendo el ascenso de magma durante episodios eruptivos como los presentados hasta la actualidad. Si bien la distribución del ruido presenta una ligera degradación en comparación con los periodos más anteriores, conserva una forma gaussiana adecuada, garantizando la solidez del resultado, lo que confirma que la anomalía representa a la estructura indicada y no a artefactos creados por los procesos de inversión (Figura 13).
- **Límite de resolución (periodo 4.1-5.0 s):** Los mapas correspondientes a los últimos periodos muestran la persistencia de las velocidades bajas de V_s por debajo del volcán Sabancaya, sugiriendo que el sistema magmático podría extenderse a profundidades mayores a 5 km. No obstante, en estos periodos ($T > 4.1$ s), la distribución del ruido sísmico indica que ha llegado al límite efectivo de resolución de la red sísmica utilizada.

Modelo de velocidad 3D: Secciones horizontales de velocidad V_s , la Figura 14 muestra cortes horizontales de los modelos 3D de velocidad V_s a distintas profundidades (entre 5 km s. n. m. y 1 km b. n. m.) bajo el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya y volcán Hualca Hualca.

En estos cortes se observan dos zonas principales de baja velocidad; una ubicada al sur del Volcán Sabancaya, identificada como anomalía A1, y otra situada hacia el norte y noroeste, identificada como anomalía A2. Estas anomalías reflejan diferencias significativas en la estructura interna del sistema volcánico.

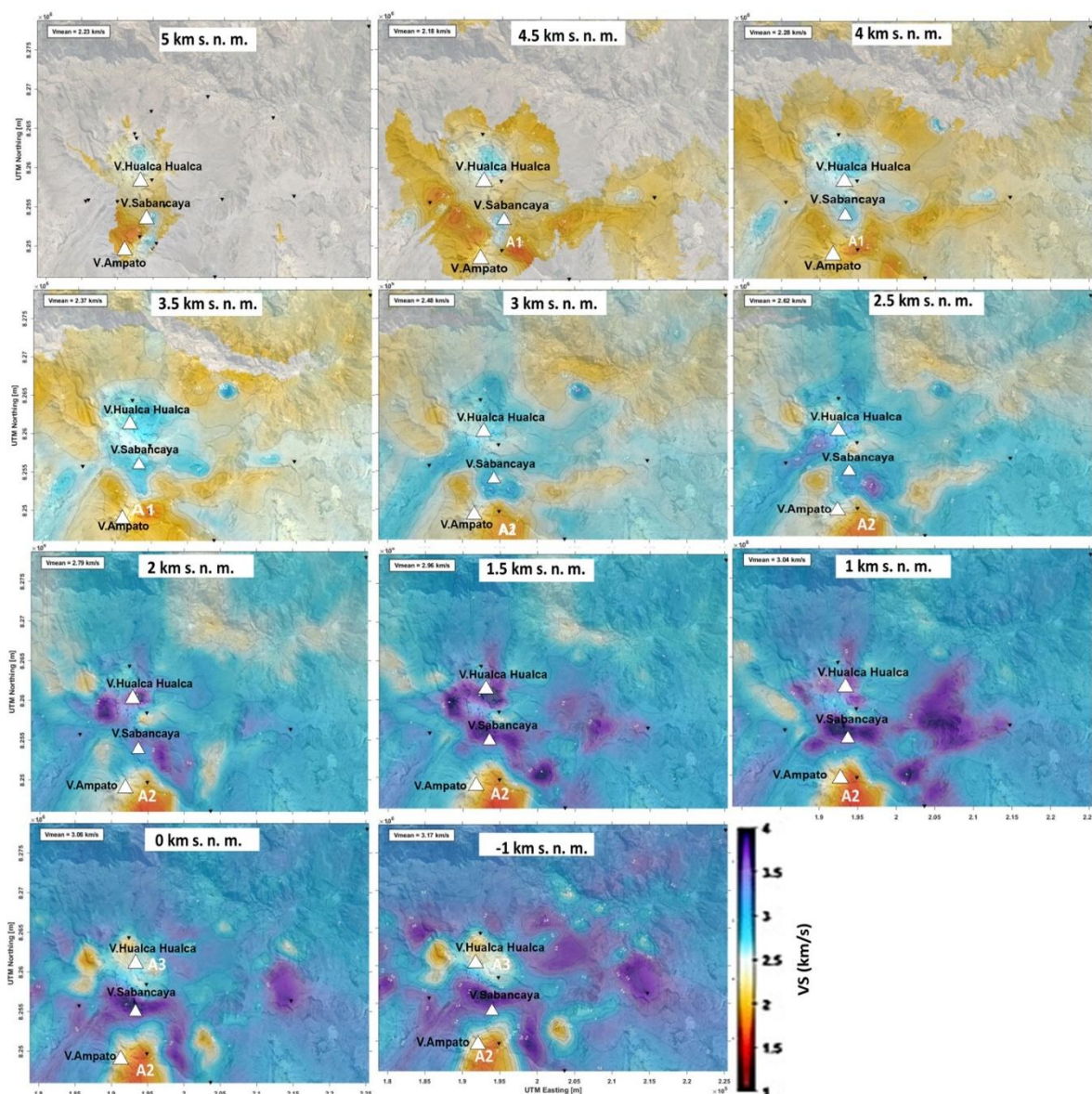


Figura 14.- Cortes horizontales del modelo 3D de velocidades Vs bajo el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya y volcán Hualca Hualca. A1, A2 y A3 representan a las anomalías de baja velocidad de Vs.

Secciones verticales de velocidad Vs: La Figura 15A muestra la ubicación del volcán Sabancaya y la orientación de las secciones N-S (Figura 15B) y O-E (Figura 15C). En ambas secciones se identificaron tres anomalías principales. La primera, denominada A1 (Figura 15B-15D), presenta velocidades Vs entre 1 500 y 2 000 m/s y se extiende desde la superficie del volcán Sabancaya hasta aproximadamente 3 km de profundidad. Esta anomalía se asociaría al sistema hidrotermal somero. La segunda anomalía A2 (Figuras 15A-15D), con velocidades Vs de 1 300 a 2 000 m/s, se localizó

entre 3 km y 6 km bajo el Complejo Volcánico Ampato Sabancaya. Por su ubicación, geometría y bajas velocidades correspondería a la cámara magmática superficial. Por otro lado, debajo del Volcán Hualca Hualca se ubicó la tercera anomalía A3 (Figuras 15C), con velocidades de 2 000 a 2 500 m/s. Por su ubicación y profundidad ha sido relacionada con la cámara magmática profunda que alimenta el proceso eruptivo del volcán Sabancaya.

Mientras tanto, el dominio de alta velocidad (V_s de 3 500 a 4 000 m/s), exceptuando la estructura alargada de alta velocidad identificada por debajo del volcán Hualca Hualca, ocupan zonas extensas por debajo de 2 km de la superficie volcánica y sus alrededores, consistente con el basamento rocoso compuesto por unidades volcánicas en estado compacto y con mínima alteración.

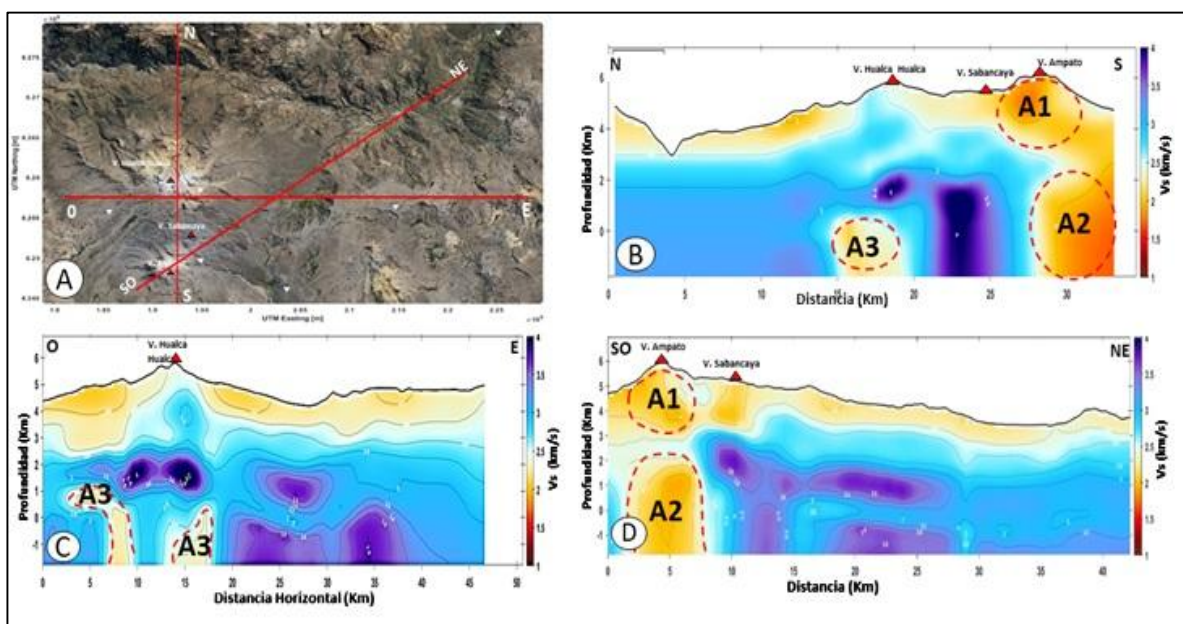


Figura 15.- A) Mapa de ubicación de las secciones en profundidad del complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Volcán Hualca Hualca. B) Sección vertical en dirección N-S con las principales anomalías. C) Sección vertical en dirección O-E y D) Sección vertical en dirección SO-NE en la cual se pueden distinguir las principales anomalías de baja velocidad asociadas al sistema hidrotermal A1, a la cámara magmática secundaria A2 y a la cámara magmática profunda A3.

5.- DISCUSIÓN

5.1.- Estructura interna del Complejo Volcánico

La Figura 18A muestra el modelo 3D integrado de velocidades V_s , sismicidad del periodo 2024 y potencial espontáneo en función de la profundidad. En este modelo se identificaron las estructuras que intervienen en la dinámica eruptiva del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya y volcán Hualca Hualca y en el desarrollo de la exploración de energía geotérmica. Generalmente, estas estructuras están representadas por anomalías de baja velocidad de V_s . En este contexto, la primera anomalía A1 (V_s de 1 200 a 1 800 m/s), se interpretó como el sistema hidrotermal del volcán Sabancaya y es consistente con los resultados de los estudios magnetotélúricos (Figura 18B) y de potencial espontáneo (Figura 18A) efectuados por Torres et al. (2024) y Álvarez et al. (2017), respectivamente.

La anomalía A2 (1 300 y 2 000 m/s), fue identificado a partir de los 3 km bajo el cráter del volcán Sabancaya, con ligera tendencia hacia el norte y noroeste. Por su ubicación en profundidad con respecto al cráter del Sabancaya, podría tratarse de la cámara magmática superficial. Los estudios geológicos (Gerbe y Thouret, 2004), sísmicos (Machacca et al., 2023), de deformación (Boixart et al., 2020; MacQueen et al., 2020) y magnetotélúricos (Torres et al., 2024) corroboran su existencia (Figura 18B). A partir de 5 km por debajo del volcán Hualca Hualca, se identificó la anomalía A3 (V_s de 2 000 a 2 500 m/s), la cual estaría relacionada con la cámara magmática profunda reportada en los estudios sísmicos (Machacca et al., 2023), de deformación (Boixart et al., 2020; MacQueen et al., 2020) y magnetotélúricos (Torres et al., 2024).

En la Figura 18B, como es evidente, la distribución de los sismos en profundidad es consistente con los dominios de alta velocidad. Por el contrario, ambientes rellenos por fluidos (magmáticos o hidrotermales) son consistentes

con ambientes de sismicidad reducida o nula y baja velocidad (anomalías A1, A2 y A3).

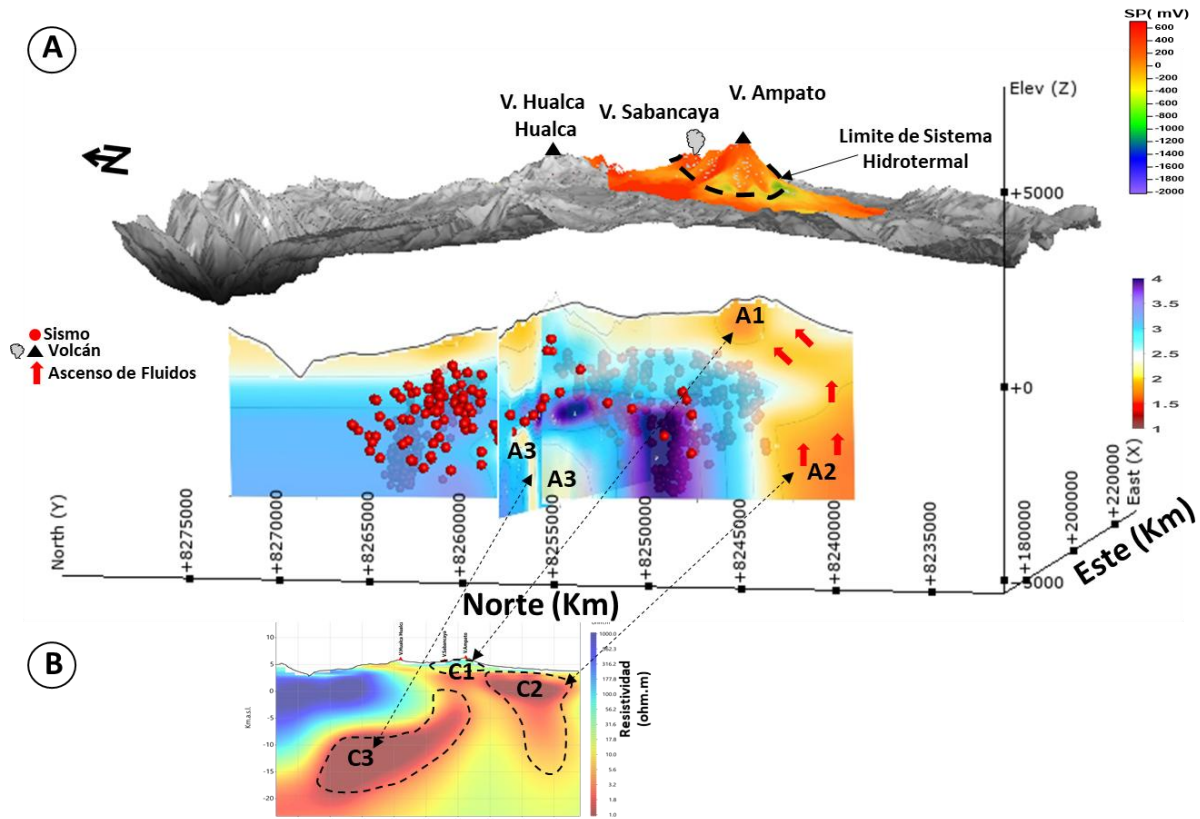


Figura 18.- A). Vista 3D del modelo integrado de velocidades, sismicidad y potencial espontaneo para el volcán Sabancaya. B) Sección vertical del modelo de resistividad (Torres et al., 2024).

5.2.- Exploración de energía geotérmica

Desde la perspectiva de la exploración de energía geotérmica en el entorno del volcán Sabancaya, las anomalías de baja velocidad de ondas (Vs) estarían asociadas a la presencia de un sistema hidrotermal y a las cámaras magmáticas superficial y profunda.

En particular, las cámaras magmáticas actúan como la principal fuente de calor; mientras que, el elevado grado de fracturamiento y la presencia de fallas activas, evidenciadas por la intensa sismicidad registrada en la zona, garantizan la permeabilidad necesaria para la circulación de fluidos. El agua subterránea al interactuar con la fuente térmica, genera reservorios de vapor y agua a altas

temperaturas, conformando sistemas hidrotermales potencialmente aprovechables para la generación de energía eléctrica u otros usos.

Si bien los estudios de tomografía de ruido sísmico, por sí solos, no permiten caracterizar de manera integral un sistema geotérmico, estos constituyen una herramienta fundamental para identificar y delimitar las estructuras o fuentes que intervienen en su desarrollo. Estas estructuras son: la fuente de calor o cámara magmática, los conductos o zonas de debilidad que permiten la circulación de fluidos geotermales, la zona hidrotermal y las denominadas capas de arcilla (clay cap), que en un sistema geotérmico desempeñan el rol de capa sello. Asimismo, en la zona se observan los geiseres de Pinchollo y Huacal, y varios puntos calientes, los cuales son indicadores de zonas geotérmicas activas donde el agua y la fuente de calor actúan de manera dinámica.

CONCLUSIONES

- Se realizó el análisis de las señales de ruido sísmico mediante el apilamiento de las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones sísmicas. A partir de estas correlaciones se obtuvieron curvas de dispersión, y mediante su inversión, se generaron modelos de velocidad sísmica (V_s) en función de la profundidad para los pares de las estaciones sísmicas CHVY–PATA, CHVY–SABA, CHVY–PNCH y CHVY–HLCA.
- El mayor contraste en los modelos de velocidad se observó en el par de estaciones CHVY–SABA, el cual permitió identificar la existencia de tres anomalías de baja velocidad V_s ubicadas: a) profundidades menores de 2 km (V_s entre 1 600 y 2 300 m/s); b) entre 7 y 10 km (V_s entre 2 500 y 3 000 m/s) y c) profundidades mayores de 15 km (V_s entre 2 300 y 3 100 m/s). Estas anomalías se correlacionan estrechamente con la ubicación del sistema hidrotermal, la cámara magmática superficial y la cámara magmática profunda del volcán Sabancaya.
- Los modelos de velocidades 2D y 3D muestran, claramente, la presencia de tres zonas anómalas: la primera, denominada A1, asociada al sistema hidrotermal presente bajo el complejo volcánico Ampato–Sabancaya; la segunda (A2), relacionada con la cámara magmática superficial, la cual presenta una tendencia hacia el norte y noroeste; la tercera anomalía A3, ubicada debajo del Volcán Hualca Hualca estaría relacionada con la cámara magmática profunda y que se va expandiendo en profundidad.
- En el contexto de la exploración geotérmica, se identificaron estructuras que intervienen en su desarrollo: las cámaras magmáticas que constituyen la fuente de calor de un sistema geotérmico. Estas calientan los fluidos que circulan a través de fracturas y fallas, generando reservorios de vapor y agua de alta temperatura (sistemas hidrotermales) que pueden ser

aprovechados en superficie para la generación de energía eléctrica, climatización, invernaderos entre otros usos de bajo costo, sustentable y amigable con el medio ambiente.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, Y., Puma, N. & Macedo, O. (2017). Estudio estructural y del sistema hidrotermal del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya y Volcán Hualca Hualca. Tesis pregrado Universidad Nacional San Agustín.
- Antayhua, Y., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H. Y. & Aguilar, V. (2002). Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Región del volcán Sabancaya, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V93, P. 63-72.
- Benavente, C., Delgado, G., García, B., Aguirre, E. & Audin, L. (2017) - Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Arequipa. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 64, 370 p.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A. & 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. doi:10.1029/2006GL028586.
- Cabrera-Pérez, I., D'Auria, L., Soubestre, J., Martínez, D., Cervigón-Tomico, G., Martín-Lorenzo, A., Przeor, M., García-Hernández, R., Ortega, V., ...Pérez, N. (2023). Ambient Noise Tomography studies for geothermal exploration in the Canary Islands. Boletín Geológico y Minero, VOL. 134 (3), 7-25, ISSN: 0366-0176 <http://dx.doi.org/10.21701/bolgeomin/134.3/001>.
- Cabrera-Pérez, I., Centeno, R., Soubestre, J., D'Auria, L., Rivera, M. & Machacca, R. (2022). Ambient noise tomography of Misti volcano, Perú. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 426, 107538.
- Chanmaly C., Takeshi T. & kiu I. (2024). Potential geothermal reservoir systems in the Kenyan Great Rift Valley and volcanic assessed by ambient noise analysis. Journal of African Earth Sciences, 210,105161.
- Boixart, G., Cruz, L. F., Miranda Cruz, R., Euillades, P. A., Euillades, L. D. & Battaglia, M. (2020). Source model for Sabancaya volcano constrained by DInSAR and GNSS surface deformation observation. Remote Sensing,

- 12(11), 1852.
- Cabrera-Pérez, I., D'Auria, L., Soubestre, J., Barrancos, J., Padilla, G. & Pérez, N. (2020). A Non-Linear Multiscale Inversion Approach for Ambient Noise Tomography. *Geophysical Journal International*, ggaa574, <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa574>.
- Coppola, D., Valade, S., Masias, P., Laiolo, M., Massimetti, F., Campus, A. & Valdivia, D. (2022). Shallow magma convection evidenced by excess degassing and thermal radiation during the dome-forming Sabancaya eruption (2012–2020). *Bulletin of Volcanology*, 84(2), 16.
- De Silva, S. L. & Francis, P. W. (1990). Potentially active volcanoes of Peru: observations using Landsat Thematic Mapper and Space Shuttle imagery. *Bull Volcanol* 52(4):286–301.
- Gerbe, M. C. & Thouret, J. C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6), 541-561.
- Guillande, R., Thouret, J.-C., Huamán, D. & Le Guern, F. (1992). L'activité éruptive actuelle du volcan Nevado Sabancaya (Sud du Pérou) et l'évaluation des menaces et des risques: géologie, cartographie et imagerie satellitaire, informe inédito. Paris: Ministère de L'Environnement et Centre National d'Etudes Spatiales, 120 p.
- Huamán-Rodrigo, D., Chorowicz, J., Guillarnder, R., Antallaca A., Caceres, R. & Aguilar, A. (1993). Remote Sensing Contribution on Seismotectonic hazard in a volcanic active area (Nevado Sabancaya Southern Peru). Second ISAG, Oxford (UK). Pp. 373-376.
- INEI (2018). Crecimiento y distribución de la población total, 2017, Censos Nacionales 2017: XII de población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas. 80 págs.
- Jay, J. A., Delgado, F. J., Torres, J. L., Pritchard, M. E., Macedo, O. & Aguilar, V. (2015). Deformation and seismicity near Sabancaya volcano, southern Peru, from 2002. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2780-2788.
- Levshin, A. L., L. Ratnikova, & J. Berger (1992). Peculiarities of surface wave propagation across Central Eurasia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2464-2493.

- Lienert, B.R.E. & Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismol. Res. Lett.* 66, 26–36.
- Machacca, R., Lesage, P., Tavera, H., Pesicek, J. D., Caudron, C., Torres, J. L., ... & Burgisser, A. (2023). The 2013–2020 seismic activity at Sabancaya Volcano (Peru): Long lasting unrest and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 435, 107767.
- MacQueen, P., Delgado, F., Reath, K., Pritchard, M. E., Bagnardi, M., Milillo, P., ... & Miranda, R. (2020). Volcano-Tectonic Interactions at Sabancaya Volcano, Peru: Eruptions, Magmatic Inflation, Moderate Earthquakes, and Fault Creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(5), e2019JB019281.
- Mering, C. Huamán, R. Chorowicz, B. & Guillande, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS1 images: *Tecton*, 259, 153-169.
- Nagaoka Y, Nishida K, Aoki Y, Takeo M, Ohminato T (2012). Seismic imaging of magma chamber beneath an active volcano. *Earth Planet Sci Lett* 333–334:1–8, doi:10.1016/j.epsl.2012.03.034.
- Paige, C. C. & Saunders, M. A. (1982). LSQR: Sparse linear equations and least squares problems, *ACM Transactions on Mathematical Software* 8/2, 195-209.
- Pritchard, M. E., Biggs, J., Wauthier, C., Sansosti, E., Arnold, D. W., Delgado, F., ... & Zoffoli, S. (2018). Towards coordinated regional multi-satellite InSAR volcano observations: results from the Latin America pilot project. *Journal of Applied Volcanology*, 7(1), 5.
- Puma, N. & Torres, J. (2020). Evaluación y análisis de la actividad sísmica en el volcán Sabancaya, periodo 1990-2019. Reporte técnico.
- Rivera Porras, M. A., Mariño Salazar, J., Samaniego Eguiguren, P., Delgado Ramos, R. & Manrique Llerena, N. (2016). Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, Arequipa - [Boletín C 61]. 1560-9928.
- Rodríguez, A & Uribe, M. (1994). Participación del Instituto Geofísico del Perú en relación con la reactivación del volcán Sabancaya, Provincia de Caylloma,

Región Arequipa-Informe IGP, 18 p.

- Samaniego, P., Rivera, M., Mariño, J., Guillou, H., Liorzou, C., Zerathe, S., Delgado, R. & Valderrama, P. (2016). The eruptive chronology of the Ampato-Sabancaya volcanic complex (southern Peru). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 323, p. 110-128.
- Sébrier, M., Mercier, J. Megard, F. & Laubacher, G. (1985). - Quaternary normal and reverse faulting and the State of Stress in the Central Andes of South Peru. *Tectonics*, vol. 4 p 739-780.
- Siebert, L., Simkin, T. & Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. Univ of California Press.
- Thouret, J.-C., Guillande, R., Huamán, D., Gourgaud, A., Salas, G. & Chorowicz, J. (1994) - L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques. *Bulletin Société Géologique de France*, 165(1): 49-63.
- Torres, J. L., Byrdina, S., Antayhua, Y. T., Romero, G., Rath, V. & Milla, M. (2024). Magma reservoir below Sabancaya volcano (Southern Peru) imaged by broad band magnetotellurics. *EMIW 2004, Japon*.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 6. Pág. 1353–1368).

