



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente



**ESTRUCTURA INTERNA DEL VOLCÁN SABANCAYA MEDIANTE  
LA SEUDO-TOMOGRFÍA POR ATENUACIÓN DE ONDAS DE CODA QC<sup>-1</sup>  
DE SISMOS VOLCANO-TECTÓNICO  
(Periodo 2020 - 2022)**

Informe Técnico N°041-2024/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima - Perú  
Noviembre, 2024

**Instituto Geofísico del Perú**

Presidente Ejecutivo: Hernando Tavera

Director Científico: Edmundo Norabuena

**Informe Técnico**

Estructura interna del volcán Sabancaya mediante tomografía por atenuación de ondas de coda  $Q_c^{-1}$  de sismos volcano-tectónicos (periodo 2020-2022)

**Autores**

Yanet Antayhua  
Vilma Nina  
Hernando Tavera  
Yovana Álvarez

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

**ESTRUCTURA INTERNA DEL VOLCÁN SABANCAYA MEDIANTE  
LA PSEUDO-TOMOGRFÍA POR ATENUACIÓN DE ONDAS DE  
CODA  $QC^{-1}$  DE SISMOS VOLCANO-TECTÓNICOS  
(PERIODO 2020-2022)**

Arequipa – Perú  
Noviembre, 2024

## **RESUMEN**

Se evalúa la atenuación de las ondas de coda  $Q_c^{-1}$  en el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) y volcán Hualca Hualca (VHH), a partir del análisis de 4636 sismos Volcano-Tectónicos (VT) ocurridos durante el periodo 2020-2022, con magnitudes de  $M1.3$  a  $M5.2$  y profundidades menores a 17 km con el objetivo de identificar cambios asociados al proceso eruptivo del volcán Sabancaya. Se aplicó la metodología de Retrodispersión Simple y frecuencias de filtrado de 2, 4, 8 y 16 Hz. Se analizó la atenuación  $Q_c^{-1}$  promedio, la variación temporal para la frecuencia de filtrado de 2 Hz, así como la distribución de la atenuación en profundidad mediante la pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$ .

Los resultados muestran que, la dependencia frecuencial promedio estimada para el CVAS y VHH tiene la forma  $Q_c^{-1} = 0.021 \pm 0.016 f^{0.74 \pm 0.18}$ . sugiriendo que la zona de estudio presenta alta atenuación, comparada con su entorno. También, la variación temporal de la atenuación, analizada para la frecuencia de 2 Hz, evidencia cambios importantes los primeros meses del 2020, entre febrero y junio de 2021, y entre julio y agosto de 2022, asociadas con periodos de mayor y menor actividad eruptiva del volcán Sabancaya. Mientras tanto, el análisis de la pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$  permitió identificar anomalías de alta atenuación asociadas al sistema hidrotermal del Complejo Volcánico Ampato Sabancaya y su interconexión con el posible reservorio magmático ubicado por debajo del volcán Hualca Hualca, entre 8 y 12 km; así como con el alto grado de fracturamiento del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, posiblemente en la etapa de cierre de fracturas.

## **CONTENIDO**

### **RESUMEN**

#### **1.- INTRODUCCIÓN**

#### **2.- CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL**

##### **2.1.- Contexto geológico**

##### **2.2.- Contexto estructural**

#### **3.- METODOLOGÍA**

##### **3.1.- Datos sísmicos**

##### **3.2.- Parámetros hipocentrales**

##### **3.3.- Atenuación de ondas de coda ( $Q_c^{-1}$ )**

#### **4.- RESULTADOS**

##### **4.1.- Sismicidad**

##### **4.2.- Atenuación de ondas de coda $Q_c^{-1}$**

#### **5.- DISCUSIONES**

### **CONCLUSIONES**

### **BIBLIOGRAFÍA**

## 1. INTRODUCCIÓN

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 de los Andes Centrales (ZVAC: De Silva y Francis, 1990; Pritchard et al., 2018). Se ubica a 32 km al SO del poblado de Chivay y 70 km al NO de la ciudad de Arequipa, la segunda ciudad más poblada del Perú, con más de un millón de habitantes (INEI, 2018).

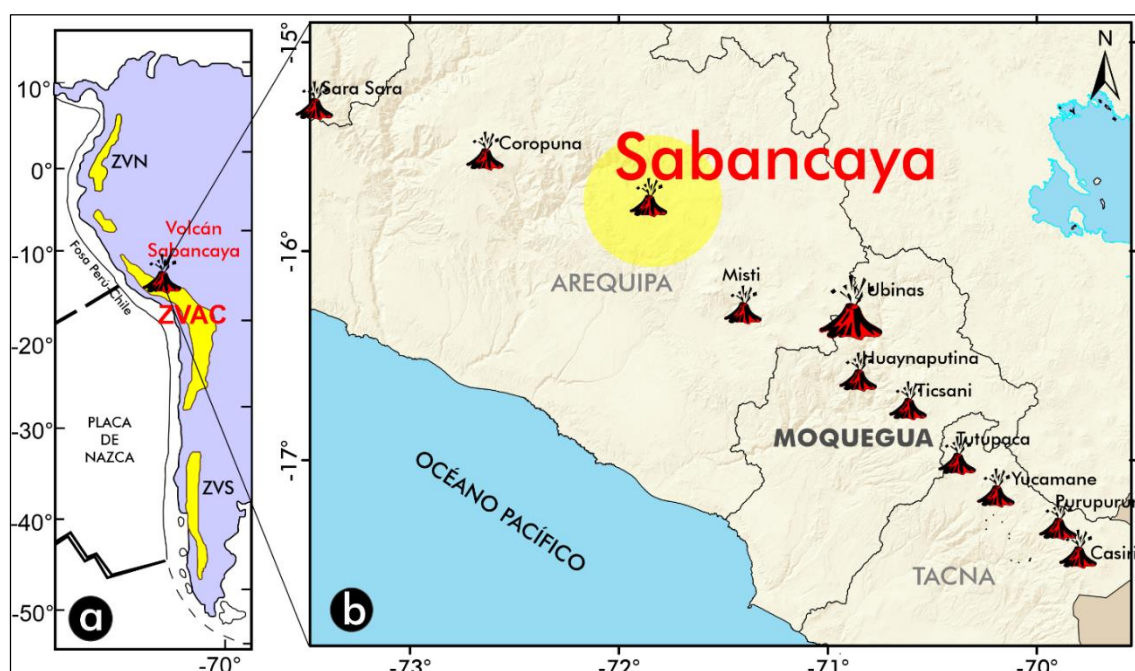


Figura 1.- Mapa de ubicación del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya dentro de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC: a) y la región de Arequipa (b).

Su historia eruptiva tiene una larga data, es así que, las crónicas históricas narran la ocurrencia de erupciones explosivas hace 8520, 5440 y 1680 años AP (Juvigné et al., 1998). En los últimos 500 años ha presentado erupciones explosivas leves a moderadas con Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 1 a 3 (Thouret et al., 1994; Huamán, 1995; Siebert et al., 2011; Samaniego et al., 2016), caracterizada por intensa actividad sísmica y emisión de ceniza y gases. Después de más de 200 años de quietud, en 1981, el volcán Sabancaya presentó un nuevo proceso eruptivo, con incremento paulatino de su actividad entre los

años 1986 y 1990. El 28 de mayo de 1990 el Sabancaya presentó una actividad explosiva de tipo vulcaniana que se prolongó hasta 1998 (Guillande et al., 1992; Gerbe y Thouret., 2004), alcanzando un IEV de 3 (Siebert et al., 2011). Posteriormente, en febrero de 2013 el volcán Sabancaya inició una etapa pre-eruptiva, generando un importante periodo de intranquilidad volcánica (Jay et al., 2015; Puma y Torres, 2020) caracterizada por la ocurrencia de sismos asociados al fracturamiento de rocas, circulación de fluidos y emisión de ceniza y gases, la cual continúa hasta la fecha. En noviembre de 2016, nuevamente el volcán inició un nuevo proceso eruptivo, con la ocurrencia de explosiones freáticas y vulcanianas con emisiones constantes de ceniza y gases y continúa hasta la fecha. Durante este proceso se registraron columnas eruptivas de ceniza y gases de hasta 5.5 km sobre la cima del volcán. La ceniza emitida por dichas explosiones y transportadas por el viento impactaron en las localidades ubicadas a lo largo del valle del río Colca.

En general, las erupciones presentadas por el Sabancaya, durante los últimos 40 años, se caracterizaron por presentar importante actividad sísmica de tipo VT. Los estudios sismológicos realizados por Rodríguez y Uribe (1994), Antayhua et al. (2001, 2002), Jay et al. (2015), MacQueen et al. (2020), Boixart et al. (2020) y Machacca et al. (2023) muestran que la magnitud de los sismos no sobrepasó la magnitud de  $M_{5.5}$  y su ocurrencia se limita a profundidades superficiales, menores a 15 km. Esta máxima profundidad estaría delineando la interfase frágil-dúctil, por debajo de la cual estaría ubicada la cámara magmática que alimenta el proceso eruptivo actual del volcán Sabancaya. Estos resultados son concordantes con los estudios petrológicos y geofísicos, los cuales sugieren la presencia de una cámara magmática principal entre 13 y 15 km de profundidad bajo el volcán Hualca Hualca (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  $\sim 6$  km de profundidad bajo el volcán Sabancaya (Gerbe y Thouret, 2004).

Si bien los estudios mencionados anteriormente, contribuyen al conocimiento de la estructura interna del volcán y la posible ubicación de una cámara magmática profunda, otra superficial y la ubicación del sistema hidrotermal, es importante complementar con otros estudios sismológicos como la estimación de la atenuación sísmica a partir de las ondas de coda ( $Q_c^{-1}$ ).

La estimación del Factor de Calidad ( $Q_c$ ) o su inversa expresada en términos de atenuación sísmica ( $Q_c^{-1}$ ), evaluada para diferentes rangos de frecuencias (Aki y Chouet., 1975; Sato, 1977), asume que la parte final del sismo (coda) contiene información asociada a la heterogeneidad del medio, como cambios de temperatura, contenido y viscosidad de fluidos (Gao, 1992) (atenuación intrínseca) y la tectónica local y regional (atenuación por *scattering*). En este sentido, diferentes autores analizaron la atenuación sísmica en zonas volcánicas y tectónicas; generalmente, las cámaras magmáticas, zonas de circulación de fluidos y zonas de alta heterogeneidad tectónica (fallas), presentan alta atenuación (anomalías de atenuación sísmica), así, por ejemplo:

- Chouet (1979) estudió las variaciones de  $Q_c$  en Stone Canyon en California (Estados Unidos) por un periodo de 1 año, donde observó incrementos de  $Q_c$  durante la ocurrencia de sismos con magnitudes y localizaciones hipocentrales similares.
- Jin y Aki (1988), Sato (1986) y Peng et al. (1984) identificaron incrementos de  $Q_c$  después de la ocurrencia de eventos principales.
- Havskov et al. (1989) en el volcán Monte Santa Elena (Estados Unidos), observaron que los valores de  $Q_c$  fueron significativamente más bajos en la zona volcánica, comparadas con su entorno.
- Londoño (1998) y Londoño y Sudo (2002), en el volcán nevado El Ruiz (Colombia), analizaron la atenuación de ondas de coda en la frecuencia

central de 12 Hz. Según los resultados obtenidos por los autores, sugieren que  $Q_c$  puede ser una buena herramienta para identificar actividad volcánica premonitoria, de hecho, durante la crisis sísmica de 1985 a 1999 ocurrida en este volcán observaron incrementos de  $Q_c^{-1}$  (alta atenuación) previo a una crisis volcánica y disminuciones considerables después de ocurrida la crisis volcánica. Asimismo, sugieren que los cambios temporales de  $Q_c^{-1}$  observados y contrastados con otros parámetros, podrían ayudar a identificar, con mayor detalle, una crisis volcánica importante.

- Novelo-Casanova et al. (2005) analizaron  $Q_c^{-1}$  en el volcán Popocatepetl (México), para ello, utilizaron sismos Volcano-Tectónicos ocurridos en 1995. Los resultados obtenidos permitieron identificar una zona “anómala” de alta atenuación sísmica entre 6 y 8 km la cual fue asociada a la presencia de magma (posible cámara magmática).

En este estudio se analiza la atenuación de las ondas de coda ( $Q_c^{-1}$ ), a partir de 4636 sismos Volcano-Tectónicos (VT) ocurridos durante el periodo 2020-2022 y registrados en cinco a más estaciones de la Red Sísmica del Volcán Sabancaya (RSVS) y la Red Sísmica Nacional (RSN), con la finalidad de identificar cambios asociados al proceso eruptivo del volcán Sabancaya, así como identificar zonas de alta atenuación (anomalías) correlacionables con las estructuras superficiales y profundas del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya, volcán Hualca Hualca y alrededores. Es preciso señalar que, los valores de la atenuación sísmica  $Q_c^{-1}$  es adimensional, por lo tanto, para los fines del estudio éstas son diferenciadas como altos y bajos valores de  $Q_c$  o alta (anomalía) y baja atenuación sísmica ( $Q_c^{-1}$ ).

## **2. CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL**

### **2.1. Contexto geológico**

El volcán Sabancaya pertenece al Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya. Está construido sobre la Cordillera Occidental de los Andes, está compuesta por formaciones volcánicas y sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas (Sebrier y Soler, 1991). El CVAS, en su sector norte limita con el volcán Hualca Hualca, más antiguo y altamente erosionado (6025 m s. n. m.). Gerbe y Thouret (2004), determinaron una edad de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $0,80 \pm 0,04$  Ma para un flujo de lava andesítica de este edificio, que yace en la base del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya. En el extremo sur se ubica al estratovolcán Ampato (6200 m s. n. m.) construido durante el Pleistoceno superior–Holoceno (Rivera et al., 2016; Samaniego et al., 2016). Mientras tanto, el volcán Sabancaya es el volcán más joven del CVAS, data de aproximadamente 8-6 ka (Samaniego et al., 2016; Bromley et al., 2019). De acuerdo a estudios geológicos realizados por Rivera et al. (2016) (Figura 2), el volcán está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava de composición andesítica y dacítica con limitados depósitos piroclásticos.

El estudio sobre la cronología eruptiva del volcán Sabancaya muestra que se ha edificado en tres etapas: Sabancaya I, Sabancaya II y Sabancaya III. En la etapa Sabancaya I, se emplazaron diversos flujos de lava en bloques distribuidos en la base del edificio volcánico (Rivera et al., 2016). En la etapa Sabancaya II, se emplazaron flujos de lava en bloques que sobreyacen a las lavas de la unidad precedente (Sabancaya I). Conforman la parte intermedia del volcán Sabancaya, emplazadas entre los 4800 y 5600 m s. n. m. (Rivera et al., 2016). Durante la etapa Sabancaya III, se emplazaron al menos dos flujos de lava andesítica a través de un viento adventicio (etapa Sabancaya IIIb), ubicado en el flanco sureste, a 3.5 km del cráter. Sobre los flujos de lavas yacen delgados depósitos de cenizas grises

a negras retrabajadas y algunos bloques juveniles ligados a erupciones explosivas de moderada magnitud (IEV 1- 2), ocurridos durante los últimos cientos de años. La última actividad eruptiva ocurrió entre los años 1988-1998, durante la cual emitió ceniza (2 cm de espesor a 8 km al Este del volcán) y bloques balísticos, producto de una actividad explosiva vulcaniana (Gerbe y Thouret, 2004).

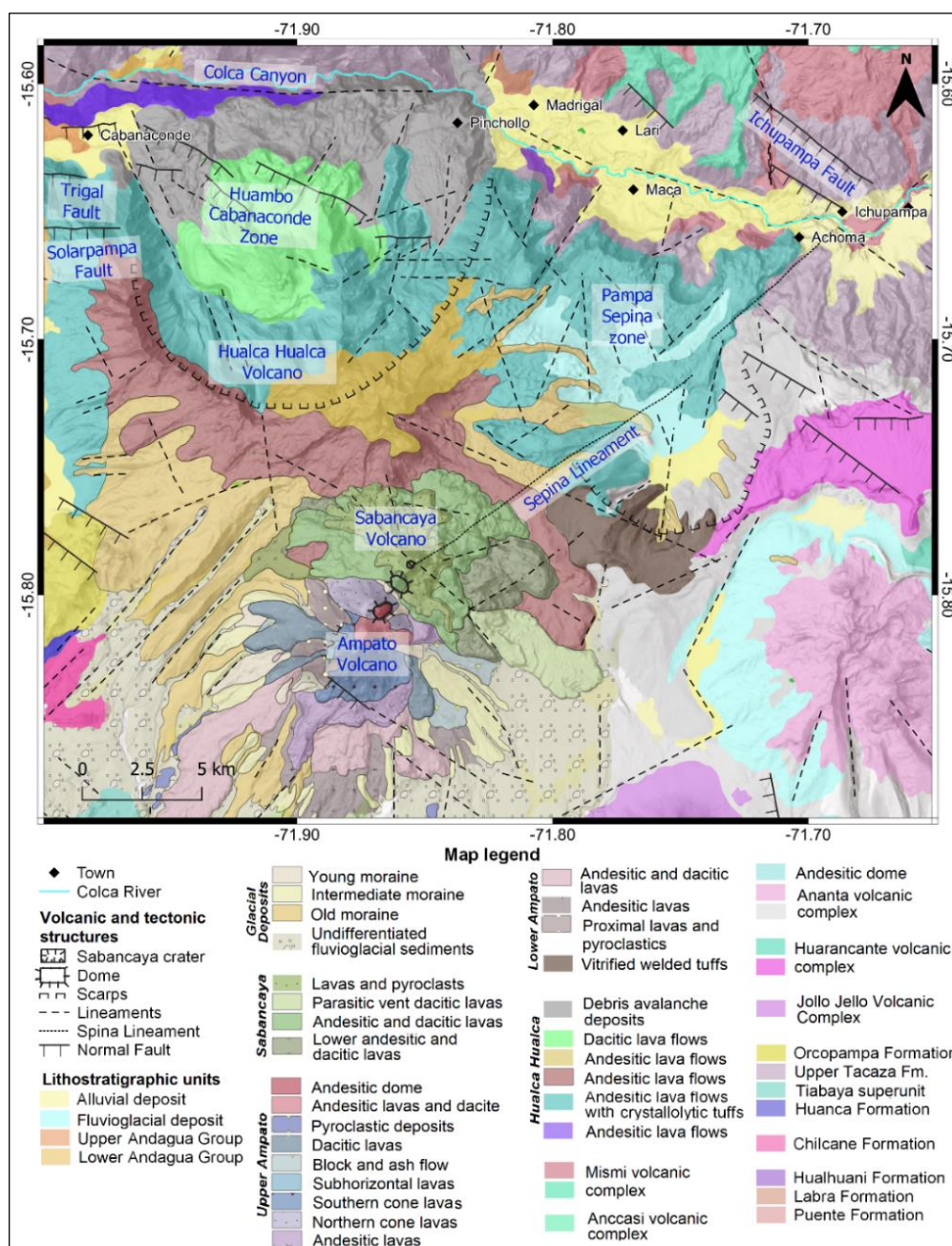


Figura 2.- Mapa geológico del Complejo Volcánico Ampato – Sabancaya y volcán Hualca Hualca (Rivera et al., 2016; Samaniego et al., 2016).

## **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 localizadas en toda el área. Estudios geológicos efectuados en la región del Sabancaya (Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995; Mering et al., 1996) identificaron, al menos, tres sistemas de fallas activas (Figuras 1 y 2):

- El primer sistema de fallas normales, entre ellas Ichupampa y Huanca, de dirección  $N135^\circ$ , las cuales presentan principalmente movimientos verticales con una pequeña componente sinistral (Mering et al., 1996; Antayhua et al., 2002). Estas fallas se localizan dentro de un contexto extensional a escala regional, paralelos a la fosa Perú-Chile (Huamán et al., 1993; Mering et al., 1996). La falla Huanca se encuentra al suroeste del volcán Ampato, mientras que la falla Ichupampa se encuentra al noreste del volcán Sabancaya (Figura 2).
  
- El segundo sistema de fallas normales con rumbos de  $N85^\circ$ , se ubican en la zona Huambo–Cabanaconde, paralelas al valle del Colca y al oeste y suroeste del pueblo de Cabanaconde (Figura 2). Estas fallas se caracterizan por presentar movimientos hacia el sur, en particular, las fallas Trigal y Solarpampa que tienen entre 18 y 22 km de longitud (Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995). El movimiento de las fallas está ligado a la actividad tectónica ocurrida durante el Holoceno (Sébrier et al., 1985; Antayhua et al., 2002).
  
- El tercer sistema corresponde a fallas auxiliares con dirección  $N50^\circ$ , especialmente la de Sepina que también tiene un movimiento vertical. Esta falla, aunque de extensión local, está ubicada al NE del CVAS, la cual cruza el Cañón del Colca (Figura 1) y las localidades de Achoma, Yanque



### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1. Datos sísmicos

Los datos sísmicos analizados en este estudio provienen de nueve (9) estaciones sísmicas, ubicadas en el entorno volcánico, a distancias de 3 a 38 km desde el cráter del volcán Sabancaya (Figura 4). Seis estaciones (CAJA, PATA, SABA, HLCA, PNCH, MRCA) forman parte de Red Sísmica del Volcán Sabancaya (RSVS) y tres de ellas (CHVY, HUCA, HMBO) a la Red Sísmica Nacional (RSN). Las estaciones están compuestas por sensores triaxiales de banda ancha de las marcas Guralp CMG-40T, Nanometrics TRCP120 y Lenartz LE-3DLITE, todos ellos conectados a registradores REFETK. El registro de las señales sísmicas son variables entre 50 y 100 muestras por segundo. En la Tabla 1 se presenta el nombre, código y coordenadas geográficas de estas estaciones sísmicas y en la Figura 4 el mapa de ubicación.

Tabla 1.- Características generales de las estaciones sísmicas que componen la RSVS y la RSN, nombres, códigos y coordenadas geográficas.

	Nombre	Código	Latitud	Longitud	Altura (m s. n. m.)
1	Huambo	HMBO	-15.73010	-72.10760	3338
2	Cajamarca	CAJA	-15.8464	-71.76680	4481
3	Patapampa	PATA	-15.75490	-71.66230	4976
4	Sabancaya	SABA	-15.81280	-71.84800	5217
5	Chivay	CHVY	-15.56040	-71.56240	3748
6	Huanca	HUCA	-16.03016	-71.87756	3107
7	Hualca Hualca	HLCA	-15.73381	-71.84751	5302
8	Pinchollo	PNCH	-15.68030	-71.86920	4668
9	Mucurca	MRCA	-15.75700	-71.93410	4952

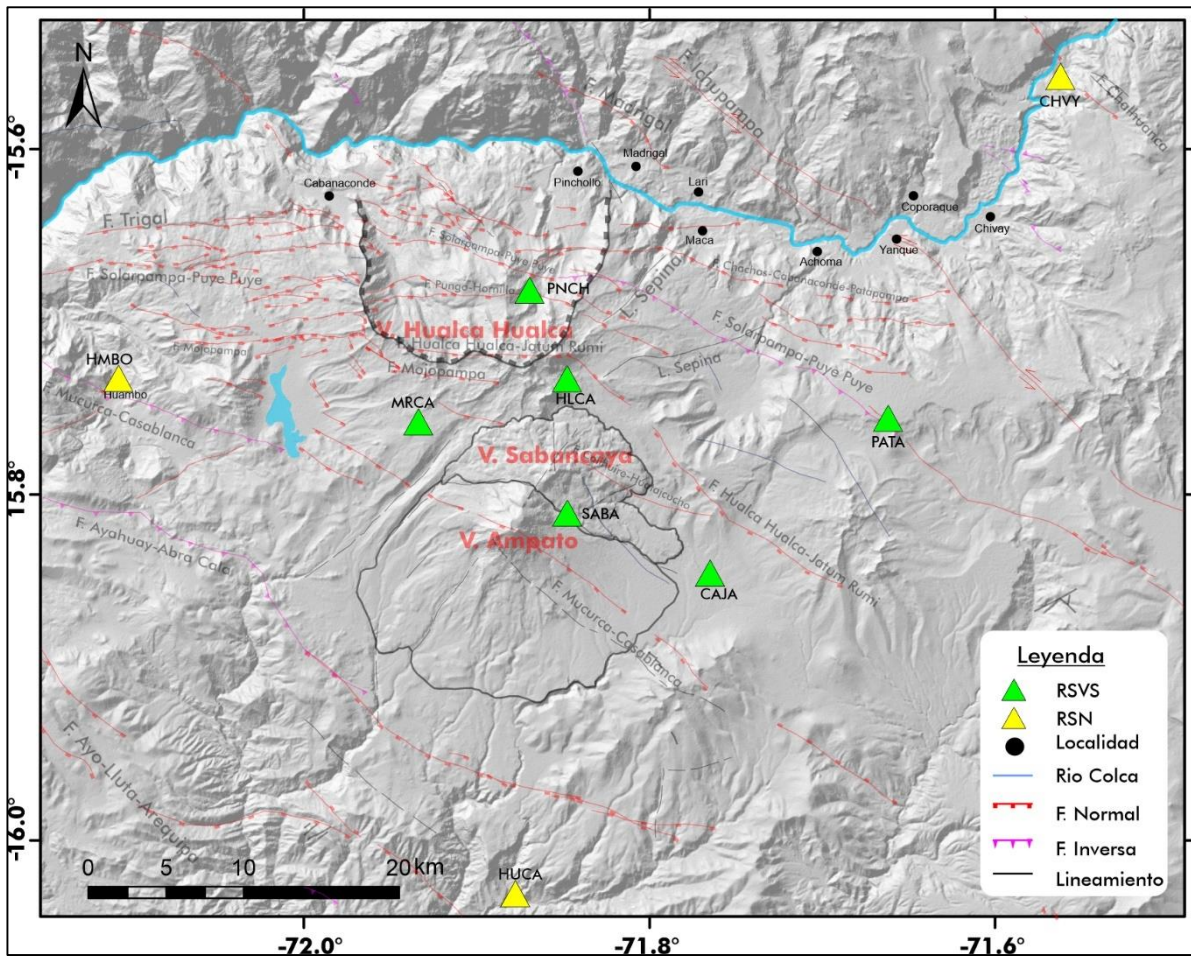


Figura 4.- Ubicación de las estaciones sísmicas que conforman la Red Sísmica del Volcán Sabancaya (RSVS, triángulo verde) y la Red Sísmica Nacional (RSN, triángulo amarillo). Las líneas en color azul, rojo y magenta representan a las fallas y lineamientos existentes en el entorno del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y el volcán Hualca Hualca (Benavente et al., 2017).

### 3.2. Parámetros hipocentrales

Para el cálculo inicial de los parámetros hipocentrales se ingresaron 5306 sismos de tipo VT ocurridos en el entorno del CVAS y VHH en el periodo 2020-2022. El programa de localización absoluta utilizado es el Hypocenter (Lienert y Havskov, 1995) incluido dentro del conjunto de programas de procesamiento del sistema Seisan (Otemöller et al., 2021). También, se utilizó el modelo de velocidad propuesto por Machacca et al. (2023) (Tabla 2), la relación de velocidad  $V_p/V_s$  de 1.64 estimado a partir de la curva de Wadati (1955) y la ecuación de Hutton y Boore (1987) para el cálculo de la magnitud ( $M$ ).

$$M = \text{Log}_{10}(A) + 1.3495\text{Log}_{10}(D) - 0.0033(D) - 2.0 \quad (1)$$

donde: M es la magnitud del sismo; A la amplitud en nanómetros (nm) y D la distancia epicentral en kilómetros (km).

Para garantizar la calidad de la localización hipocentral, se estableció errores menores e iguales a 3.5 km en la horizontal (Erh: latitud, longitud), la vertical (Erz: profundidad) y la raíz media cuadrática menor a 0.1 (RMS<0.1).

Tabla 2.- Modelo de velocidad utilizado en la localización hipocentral de los sismos ocurridos en el entorno del CVAS y VHH.  $V_p$ = velocidad de la onda P (km/s); prof. = profundidad en kilómetros (km). Modificado de Machacca et al. (2023).

Capas	$V_p$	Prof. (km)
1	2.84	0.00
2	4.06	2.72
3	5.08	3.68
4	5.27	4.70
5	5.56	5.72
6	5.67	7.23
7	5.77	8.70
8	5.82	10.21
9	5.85	11.68
10	5.90	13.69
11	5.94	15.69
12	6.02	17.69
13	6.13	19.72
14	6.30	21.73

Los resultados obtenidos muestran parámetros hipocentrales de 5306 sismos VT, con errores de localización en latitud, longitud (Erh) y profundidad (Erz) menores e iguales a 3.5 km; el valor del RMS menor a 0.1; profundidades focales entre 0.8 y 17 km y magnitudes entre M1.3 y 5.2.

Con la finalidad de optimizar la estimación de los parámetros hipocentrales y reducir, en lo posible, la incertidumbre de la localización absoluta (inicial), se

procedió a la relocalización relativa mediante el método de la Doble Diferencia (HypoDD) propuesto por Waldhauser y Ellsworth (2000), basado en el método de inversión de Gradientes Conjugados (LSQR por sus siglas en inglés) de Paige y Saunders (1982), apropiado para resolver sistemas de cientos de sismos VT (5306) como los ocurridos en el entorno del CVAS y VHH y seleccionados para la relocalización. Este programa de relocalización relativa de sismos utiliza como datos de entrada los siguientes parámetros:

- La ubicación de las estaciones sísmicas de la RSVS y VHH.
- Los tiempos de arribo de las ondas P y S (obtenidos de la localización hipocentral absoluta), a partir de los cuales se estimaron los tiempos de retraso temporales entre pares de eventos (o eventos vecinos) registrados en cada una de las estaciones sísmicas.
- Los parámetros hipocentrales obtenidos mediante la localización hipocentral absoluta de los 5306 sismos VT.
- La ponderación mínima (MINWGHT) permitida para la calidad de las fases P y S (en este caso se utilizó cero, que indica una buena calidad de datos).
- La máxima separación (MAXDIST) permitida para ser reconocida como pares de eventos o eventos vecinos.
- El máximo número de eventos vecinos (MAXNGH) por cada par de eventos.
- El mínimo número de fases sísmicas (P y S) (MINLNK) para que dos pares de eventos se consideren vecinos.
- Mínimo número de fases sísmicas (MINOBS) entre pares y
- Máximo número de fases (MAXOBS).

En la Tabla 3 se presenta los valores ingresados en el programa HypoDD para la relocalización de los sismos VT ocurridos en el CVAS y VHH.

Tabla 3.- Parámetros utilizados en HypoDD para la relocalización relativa de sismos Volcano-Tectónicos (VT) ocurridos en el CVAS y VHH.

MINWGHT	MAXDIST	MAXSEP	MAXNGH	MINLNK	MINOBS	MAXOBS
0	50	10	10	8	8	50

Después de diez iteraciones se logró optimizar la localización hipocentral; Así, de 5306 sismos VT ingresados a la relocalización mediante HypoDD, se obtuvieron 4636 sismos VT que cumplieron los parámetros establecidos en Tabla 10 reflejándose, básicamente, en la reducción considerable en los errores de localización (latitud, longitud, profundidad) desde 3.5 km (obtenido en la localización absoluta) a menos de 0.5 km. En tanto, que los 670 restantes no cumplieron con los parámetros mínimos establecidos para considerarse “eventos vecinos” o simplemente superaron los márgenes de error (Erh, Erz) y RMS establecidos.

### 3.3. Atenuación de ondas de coda $Q_c^{-1}$

**Estimación de  $Q_c$ :** Para analizar la atenuación sísmica, a partir de las ondas de coda de los 4636 sismos VT ocurridos en el entorno del CVAS y VHH (periodo 2020-2022), se utilizó el modelo de Retrodispersión Simple de Aki y Chouet (1975), representado por la ecuación (2):

$$\ln[t^2]A_{obs}[f(r, t)] = C - Q_c^{-1}2\pi ft \quad (2)$$

donde  $A(f, t)$  es la envolvente de desplazamiento de las ondas de coda, en determinadas bandas de frecuencias ( $f$ ), donde  $C$  es una constante que depende de la frecuencias,  $A_{obs} [f(r, t)]$  es la amplitud media del registro,  $\ln$  es el logaritmo natural,  $t$  es el tiempo medido desde el tiempo origen del sismo,  $r$  es la distancia de la fuente a la estación y  $Q_c$  es el Factor de Calidad de las ondas de coda que contiene información de la atenuación sísmica.

El modelo asume que la coda del sismo está compuesta por la suma de ondas

S producidas por las heterogeneidades, distribuidas uniformemente dentro del medio en el cual se propaga; por lo tanto, la coda  $Q_c$  es la parte final del registro sísmico correspondiente a la retrodispersión de las ondas S donde la fuente y el receptor se ubican en el mismo punto y la radiación es esférica. Además, los autores indican que el modelo es válido para aquellas ondas que llegan en tiempos mayores a dos veces el tiempo de viaje de las ondas S (ecuación 3; Figura 5).

$$T = 2t_s + \left(\frac{t_v}{2}\right) \quad (3)$$

En la ecuación (3),  $T$  es el tiempo de recorrido de las ondas de coda entre la fuente y la estación de registro,  $t_s$  es el tiempo de arribo las ondas S,  $t_p$  es el tiempo de viaje de la onda P;  $T_o$  es el tiempo de origen del sismo y  $T_s$  el tiempo de arribo de las ondas S considerado desde el  $T_o$ . La estimación de la coda inicia después de 2 veces el tiempo de arribo de la onda S ( $2T_s$ ) (considerada desde  $T_o$ ). Obsérvese que la amplitud de la onda decrece lentamente hasta confundirse con el ruido.

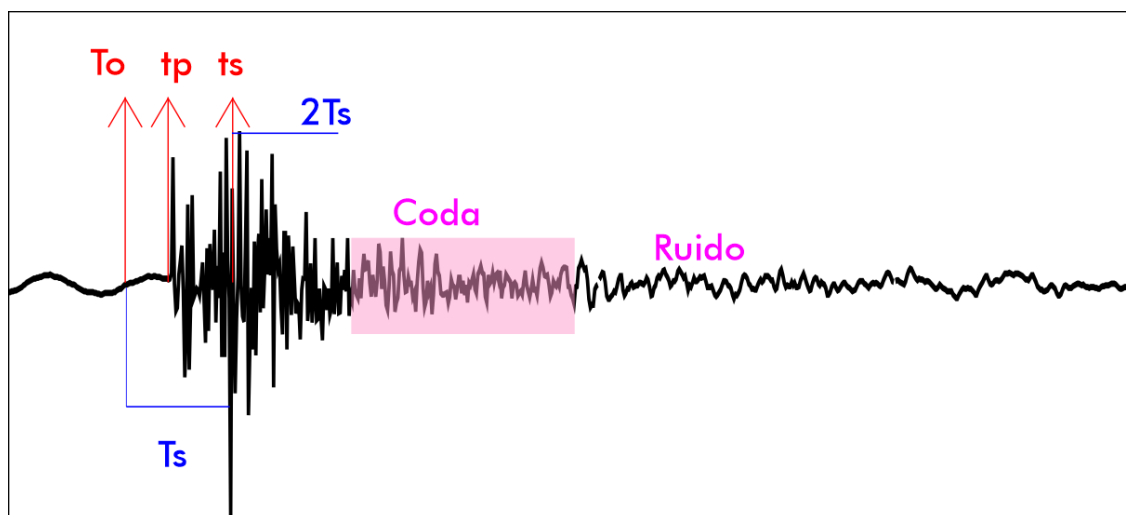


Figura 5.- Posición de la coda en el registro sísmico de tipo VT.  $T_o$  es el tiempo de origen del sismo VT  $t_s$  y  $t_p$  son los tiempos de arribo de las ondas p y S respectivamente. Las flechas rojas indican las posiciones de los arribos de las ondas P ( $t_p$ ) y S ( $t_s$ ). El recuadro rosado representa la coda (parte final del sismo).

La ecuación (1) también puede ser expresada por la ecuación (4):

$$Y = bX + C \quad (4)$$

donde:

$$Y = \text{Ln}[t^2]A_{\text{obs}}[f(r, t)] \quad (5)$$

$$X = 2\pi ft \quad (6)$$

$$b = Q_c^{-1} \quad (7)$$

La atenuación sísmica ( $Q_c^{-1}$ ), es calculada a partir de la pendiente  $b$ , utilizando mínimos cuadrados. El modelo de retrodispersión simple (Aki y Chouet, 1975) utiliza como datos de entrada las coordenadas de las estaciones de la RSVS y RSN, las formas de onda del total de sismos relocalizados, el tamaño de ventana de 10 y 15 segundos, la velocidad promedio de las ondas S ( $V_s=3.4$  s), la densidad promedio de corteza ( $2.5 \text{ g/cm}^3$ ), las frecuencias de filtrado de 2, 4, 8 y 16 Hz, y se estableció un coeficiente de correlación mínima de 0.7 ( $CO \geq 0.7$ ).

**Ley de dependencia frecuencial:** A partir de coda  $Q_c$ , también se estima la ley de dependencia frecuencial de Aki (1980a), expresada mediante la ecuación (8), la cual está relacionada al nivel de heterogeneidad del medio ( $Q_0$ ) y la sismicidad ( $\eta$ ), donde los valores bajos de la atenuación a la frecuencia de 1 Hz ( $Q_0$ ) y bajo coeficiente de inelasticidad ( $\eta$ ) sugieren un alto grado de heterogeneidad (alta atenuación) y baja actividad sísmica (zonas tectónicamente poco activas) respectivamente.

$$Q_c = Q_0 f^\eta \quad (8)$$

Numéricamente,  $Q_0 < 100$  o  $Q_c^{-1} < 0.01$  y  $\eta$  entre 0.6 y 1, están asociados a una zona de alta atenuación; mientras que  $1000 > Q_0 > 100$  y  $\eta < 0.6$  están asociados a zonas tectónicamente poco activas.

**Regionalización y pseudo-tomografía de  $Qc^{-1}$ :** Para conocer la distribución espacial de la atenuación de ondas de coda  $Qc^{-1}$  se utilizó el método de Regionalización por el Punto Medio de Jin y Aki (1988). Este método consiste en asignar el valor de  $Qc^{-1}$  al punto medio entre la estación y el epicentro. Este procedimiento es realizado para cada uno de los sismos VT seleccionados y frecuencias de filtrado de 2, 4, 8, 16 Hz. Los valores estimados son presentados en mapas de iso-valores de  $Qc^{-1}$  utilizando el interpolador Kriging (Clark, 1979).

Para conocer la distribución en profundidad, se consideró los resultados de la regionalización de  $Qc^{-1}$  evaluada para cada una de las frecuencias; posteriormente, se procedió a seleccionar la frecuencia de filtrado representativo para el CVAS y VHH mediante la estimación de la longitud de onda ( $\lambda$ ) que mejor se asemeje al espesor de los estratos del que está compuesto la zona volcánica Ampato-Sabancaya y Hualca Hualca (analizado en el modelo de velocidad de Machacca et al., 2023, Tabla 2). La longitud de onda está representada por la ecuación (9), donde  $\lambda$  es la longitud de onda,  $V_s$  es la velocidad promedio de las ondas S y  $f$  la frecuencia de filtrado en Hz.

$$\lambda = \frac{V_s}{f} \quad (9)$$

La Tabla 4 muestra el resumen de la evaluación del espesor de los estratos obtenidos a partir de la disposición de las capas del modelo de velocidad representativo del volcán Sabancaya (Machacca et al., 2023), la velocidad  $V_s$  promedio y la longitud de onda estimada para las frecuencias de filtrado de 2, 4, 8, 16 Hz. La longitud de onda que mejor se adecúa al espesor promedio de los estratos del subsuelo del CVAS y VHH es de 1.67 km y corresponde a  $\lambda=1.72$  obtenido con  $f = 2$  Hz; por lo tanto, la distribución de  $Qc^{-1}$  en profundidad (pseudo-tomografía) se realiza considerando la frecuencia de filtrado de 2 Hz.

Tabla 4.- Espesor de los estratos promedio obtenidos a partir del modelo de velocidad representativo del CVAS y VHH (modificado de Machacca et al., 2023) y la longitud de onda representativa considerando las frecuencias de filtrado de 2, 4, 8 y 16 Hz. Obsérvese que  $\lambda=1.72$  obtenido con  $f = 2$  Hz se asemeja al espesor promedio de 1.67.

Estratos	Espesor (km)	Frecuencia (f) en Hz	Longitud de onda ( $\lambda$ )
1	2.72	<b>2</b>	<b>1.72</b>
2	0.96	4	0.69
3	1.02	8	0.42
4	1.02	16	0.21
5	1.51		
6	1.47		
7	1.51		
8	1.47		
9	2.01		
10	2.00		
11	2.00		
12	2.03		
13	2.01		
	<b>1.67</b>		

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Sismicidad

En la Figura 6 se presenta la distribución espacial de 4636 sismos Volcano-tectónicos (VT) relocalizados mediante el programa de localización relativa HypoDD y en ella se observa que la sismicidad se concentra en los sectores norte, noreste y noroeste del volcán Sabancaya, en un área aproximada de 60 km<sup>2</sup>, específicamente, por debajo del volcán Hualca Hualca.

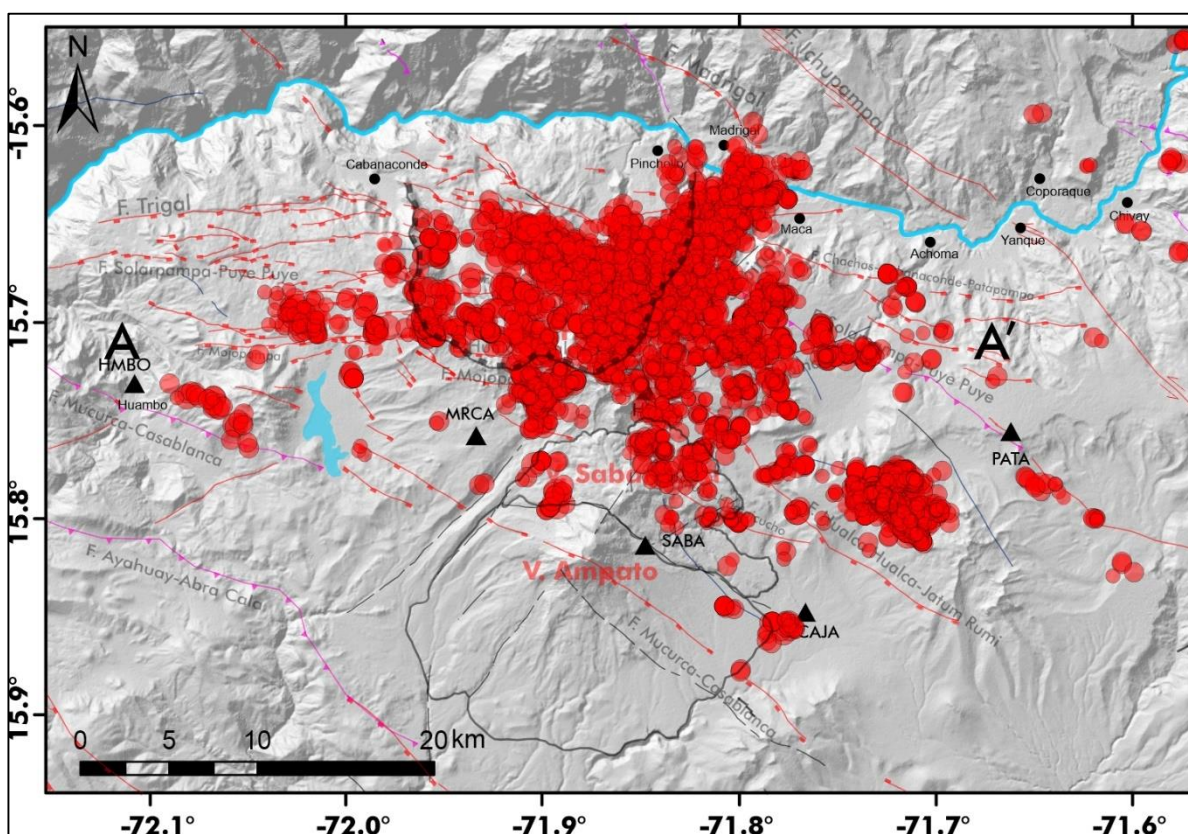


Figura 6.- Distribución espacial y en profundidad de la sismicidad Volcano-tectónica (VT) ocurrida en el entorno del CVAS y VHH, entre los años 2020 y 2022.

La distribución de la sismicidad en profundidad, ploteada en el perfil sísmico oeste-este (A-A) y mostrada en la Figura 7, evidencia importante actividad sísmica profunda (de 5 a 17 km) en los extremos del Complejo Volcánico Ampato-

Sabancaya; mientras que, la actividad superficial (1 a 6 km) se concentra por debajo del volcán Hualca Hualca. Otra característica importante es la ocurrencia enjambres sísmicos cuyas concentraciones principales ocurrieron en los sectores de Cajamarca, Patapampa, Huambo-Cabanaconde, Mucurca y en el volcán Hualca Hualca; es decir, en el entorno volcánico. Si bien los sismos de tipo VT están relacionados al fracturamiento de rocas, los enjambres de este tipo de sismos ocurrirían, también, como respuesta a los cambios en la presión de los fluidos volcánicos (Vidale et al., 2006) o a una intrusión magmática.

Hacia el sector sur del volcán Sabancaya y por debajo del volcán Ampato, la sismicidad es mínima o nula. Esta característica representaría el límite entre la zona frágil y la zona dúctil. Generalmente, el magma se acumula en la zona dúctil.

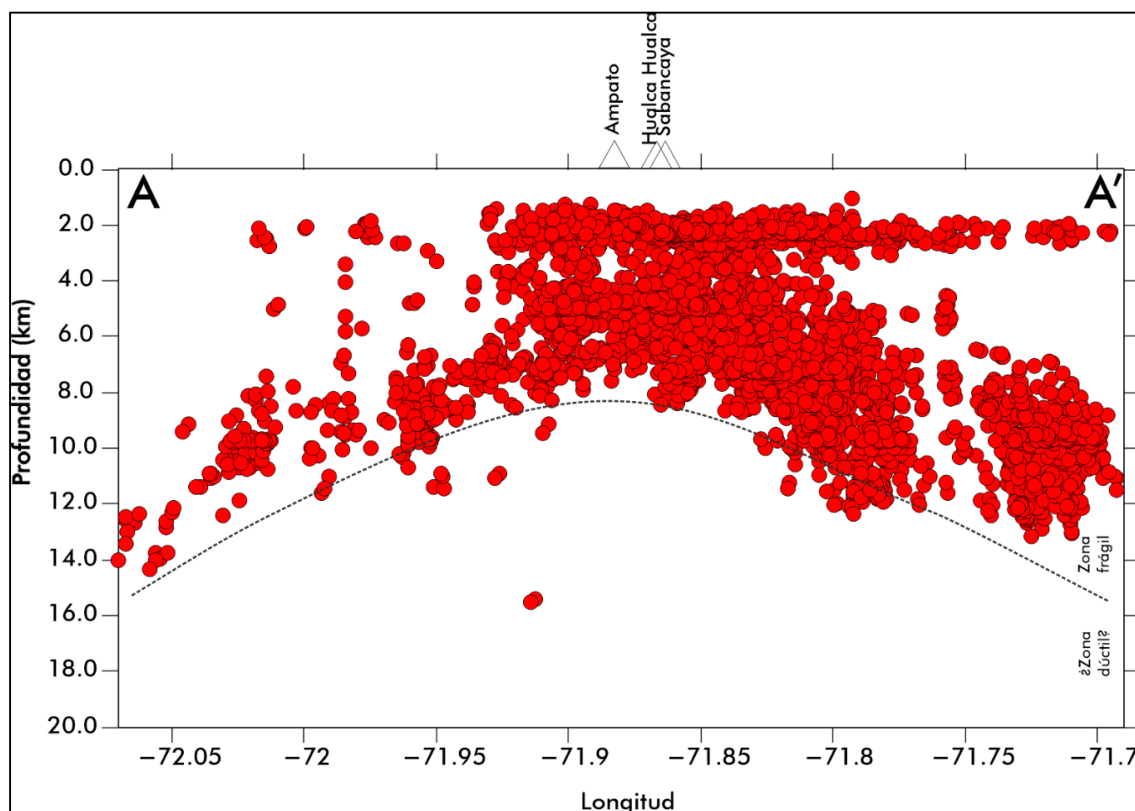


Figura 7.- Distribución en profundidad de la sismicidad Volcano-Tectónica (VT). Obsérvese que esta sismicidad presenta profundidades mayores (>7 km) en los extremos oeste y este de la posición de los volcanes Ampato, Sabancaya y Hualca Hualca. La línea negra discontinua delinea el posible límite de la zona frágil y dúctil.

## 4.2. Atenuación de ondas de coda $Q_c^{-1}$

**Estimación de  $Q_c$ :** La Figura 8 muestra un ejemplo de la estimación de  $Q_c$  para el sismo ocurrido el 3 de enero de 2020, a las 21:31 hora UTC, registrado en 6 estaciones (CAJA, SABA, CHVY, HLCA, PNCH, MRCA). El rectángulo superior muestra la forma de onda del sismo y los 4 rectángulos inferiores la estimación de  $Q_c$  en las frecuencias filtradas de 2, 4, 8 y 16 Hz.

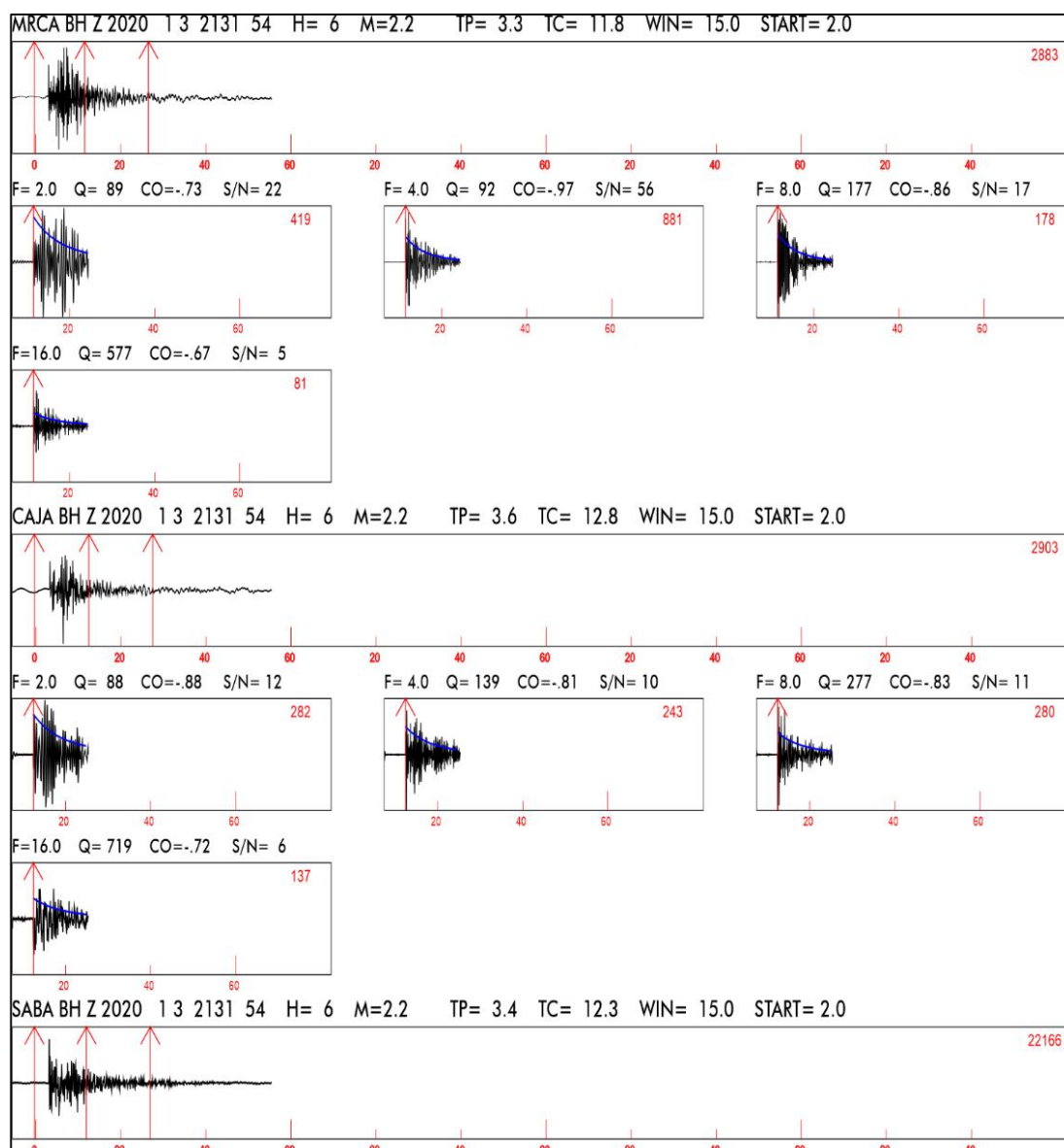


Figura 8.- Ejemplo de la estimación  $Q_c$  utilizando frecuencias de filtrado ( $F$ ) de 2, 4, 8 y 16 Hz para el sismo ocurrido el 3 de enero de 2020, a las 21:31 hora UTC.  $Q$  es el Factor de Calidad,  $CO$  el coeficiente de correlación,  $S/N$  el nivel de señal-ruido y  $WIN$  ventana de la señal filtrada.

Los resultados numéricos y gráficos de la estimación de  $Q_c$  o  $Q_c^{-1}$  son presentados en la Tabla 5 y la Figura 9. En la figura, se ilustra, con mayor detalle que, en las estaciones PNCH, HLCA y MRCA se presentan las anomalías de “alta atenuación” en las cuatro frecuencias filtradas, las cuales pueden ser atribuidas a la presencia de zonas de alta actividad sísmica y volcánica, alto grado de fracturamiento y presencia de fuentes termales. Mientras tanto,  $Q_c^{-1}$  en las estaciones SABA, CAJA, CHVY y HMBO presentan bajas atenuaciones que podrían deberse a su ubicación en el CVAS y VHH, es decir, relativamente alejadas de la zona de alta actividad sismo-volcánica. En general, estos valores se encuentran por encima del valor promedio de atenuación ( $Q_c < 100$ ) observado y analizado en los volcanes del sur del Perú.

Tabla 5.- Estimación numérica de coda  $Q_c$  o su inversa  $Q_c^{-1}$  para 8 estaciones sísmicas y 4636 sismos VT ocurridos en el CVAS y VHH. El valor promedio de  $Q_c$  (panel superior) y  $Q_c^{-1}$  (panel inferior) muestra las estaciones con los valores más bajos de atenuación sísmica (marcado en amarillo).

f (Hz)	HLCA	PNCH	CAJA	SABA	CHVY	MRCA	PATA	HMBO	$Q_c$ promedio
2.0	95	85	105	120	77	87	82	87	90
4.0	114	96	140	169	125	105	109	149	119
8.0	184	177	221	196	260	191	257	270	200
16.0	394	365	485	399	503	427	539	429	417
f (Hz)	HLCA	PNCH	CAJA	SABA	CHVY	MRCA	PATA	HMBO	$Q_c^{-1}$ promedio
2.0	0.0105	0.0118	0.0095	0.0083	0.0130	0.0115	0.0122	0.0115	0.0111
4.0	0.0088	0.0104	0.0071	0.0059	0.0080	0.0095	0.0092	0.0067	0.0084
8.0	0.0054	0.0056	0.0045	0.0051	0.0038	0.0052	0.0039	0.0037	0.0050
16.0	0.0025	0.0027	0.0021	0.0025	0.0020	0.0023	0.0019	0.0023	0.0024

**Ley de dependencia frecuencial :** En la Tabla 6 se presenta los resultados obtenidos de la estimación de la ley de dependencia frecuencial, promedio y por estación, de la atenuación sísmica a la frecuencia de 1 Hz. Esta dependencia frecuencial promedio tiene la forma:

$$Q_c^{-1} = 0.021 \pm 0.056 f^{1.35}$$

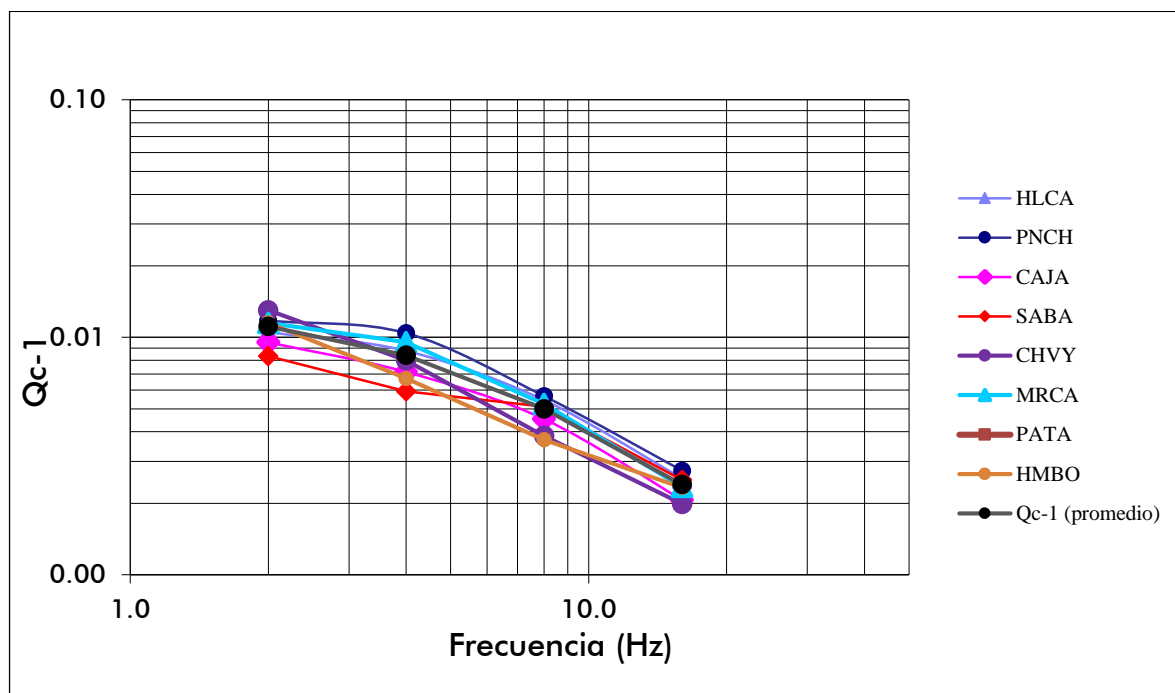


Figura 9.- Representación gráfica de los valores promedio de  $Q_c^{-1}$  en función de la frecuencia para cada una de las estaciones de la RSVS y RSN. Los valores de altos corresponden a las estaciones PNCH, HLCA y MRCA; los valores bajos corresponden a las estaciones SABA, CAJA, CHVY, PATA y HMBO.

### Ley de dependencia frecuencial:

Donde,  $Q_0^{-1}$  de 0.021 y  $\eta$  de 1.35 ( $Q_0=48$ ,  $\eta = 0.74$ ) se asocian a zonas de alta atenuación sísmica debido a la presencia de heterogeneidades en el complejo Ampato-Sabancaya y volcán Hualca Hualca, como la existencia de fallas activas, fuentes termales, volcán activo, entre otros. Sin embargo, el análisis individual de la dependencia frecuencial (Tabla 6) muestra dos estaciones con alta atenuación (PATA, CHVY), comparadas con las estaciones restantes. Otro resultado inesperado corresponde a la estación SABA, como se puede observar en la tabla el valor promedio de  $Q_0^{-1}$  indica una atenuación baja comparada las demás estaciones sísmicas (a pesar de estar ubicada a tan solo 3 km del cráter del volcán Sabancaya, actualmente en proceso eruptivo); en contraste, el coeficiente de inelasticidad indica un valor alto ( $\eta > 0.86$ ) que se correlaciona con zonas sísmicamente activas, así como con la acumulación de materiales poco compactos, producto de erupciones pasadas y recientes.

Tabla 6.- Estimación de las leyes de atenuación para 8 estaciones sísmicas instaladas en el entorno del CVAS y VHH.  $Q_0$  es  $Q_c$  a la frecuencia de 1 Hz,  $Q_0^{-1}$  inversa de  $Q_c$ ,  $\eta$ =coeficiente de inelasticidad,  $sd$ =desviación estándar y  $CO$ =correlación.

EST.	$Q_0$	$sd$	$\eta$	$sd$	CO
HLCA	50	17	0.87	0.2	0.96
PNCH	43	16	0.76	0.2	0.96
CAJA	53	16	0.96	0.16	0.98
SABA	80	27	0.86	0.18	0.93
CHVY	38	15	0.64	0.18	1
MRCA	41	14	0.73	0.18	0.97
PATA	35	10	0.77	0.14	0.99
HMBO	52	17	0.82	0.16	1
<b>Promedio</b>	<b>48</b>	<b>18</b>	<b>0.74</b>	<b>0.2</b>	<b>0.98</b>

EST.	$Q_0^{-1}$	$sd$	$\eta$	$sd$	CO
HLCA	0.0200	0.0588	1.1494	0.17	0.99
PNCH	0.0233	0.0625	1.3158	0.16	0.99
CAJA	0.0189	0.0625	1.0417	0.15	1
SABA	0.0125	0.0370	1.1628	0.17	0.98
CHVY	0.0263	0.0667	1.5625	0.17	0.97
MRCA	0.0244	0.0714	1.3699	0.19	0.98
PATA	0.0286	0.0588	1.2987	0.21	0.97
HMBO	0.0192	0.0556	1.2195	0.17	1
<b>Promedio</b>	<b>0.0208</b>	<b>0.0556</b>	<b>1.3514</b>	<b>0.16</b>	<b>0.99</b>

En general, la ley de atenuación promedio e individual analizada en el CVAS y VHH se encuentra dentro de los valores promedio obtenidos en zonas volcánicas como el volcán Misti (Antayhua et al., 2022), Huaynaputina (Antayhua et al., 2012), Galeras (Moncayo et al., 2004), Volcán Nevado El Ruiz (Londoño, 1996; Vargas et al., 2006) y Santa Elena (Havskov et al., 1989) (Tabla 7).

**Variación temporal de  $Q_c^{-1}$ :** Para realizar la evaluación temporal de la atenuación sísmica ( $Q_c^{-1}$ ) en el CVAS, VHH y su entorno, se ha tomado como ejemplo, los estudios realizados por Londoño (1996) y Moncayo et al. (2004) en los volcanes El Ruiz y Galeras respectivamente. En ambos volcanes colombianos evidenciaron variaciones de la atenuación ( $Q_c^{-1}$ ) en función del tiempo, caracterizados por incrementos antes de un proceso eruptivo inminente y ante la extrusión de un domo de lava andesítico. Después de la erupción y

destrucción del domo,  $Q_c^{-1}$  disminuía considerablemente hasta alcanzar valores bajos de atenuación asociados a la baja actividad del volcán Galeras. En resumen, el análisis de la atenuación mostró que  $Q_c^{-1}$  se incrementó antes de la erupción y disminuyó después del mismo. Por otro lado, Aki (1984) indica que los cambios de  $Q_c^{-1}$  están correlacionados con los esfuerzos que ocurren en la litósfera, dicho autor identificó que el incremento de los valores de la atenuación en el tiempo, corresponden a cierres de fracturas, en tanto que la disminución se debe a la apertura o progreso de fracturas.

Tabla 7.- Leyes de atenuación estimadas en zonas volcánicas.  $Q_0^{-1}$  es  $Q_c$  a la frecuencia de 1 Hz,  $Q_0^{-1}$  inversa de  $Q_c$ ,  $\eta$ =coeficiente de inelasticidad.

Estudios	$Q_0^{-1}$	$\eta$	Referencia
Volcán Sabancaya	0.021	0.74	Este estudio
Volcán Misti	0.019	0.63	Antayhua et al. (2022)
Volcán Huaynaputina	0.042	0.86	Antayhua et al. (2012)
Volcán Nevado El Ruiz	0.033	1.03	Londoño (1998)
Volcán Nevado El Ruiz	0.028	0.72	Vargas et al. (2006)
Volcán Santa Elena	0.016	0.97	Havskov et al. (1989)

En este contexto, en la Figura 10 se presenta la variación temporal de la atenuación sísmica ocurrida en el periodo 2020-2022. En esta figura se observa, claramente, periodos de alta atenuación sísmica, especialmente los primeros meses del 2020 y entre febrero y junio de 2021 y entre julio-agosto de 2022 la atenuación disminuyó considerablemente. Esta tendencia continúa hasta la fecha.

**Regionalización y pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$ :** Mediante la metodología de Jin y Aki (1988) se realizó la regionalización por el punto medio de la atenuación de ondas de coda ( $Q_c^{-1}$ ) para la frecuencia de filtrado de 2 Hz, considerando que, a esta frecuencia, la longitud de onda de 1.72 ( $\lambda=1.72$ ) se asemeja al espesor promedio (1.67) de los estratos que conforman el subsuelo del CVAS y VHH.

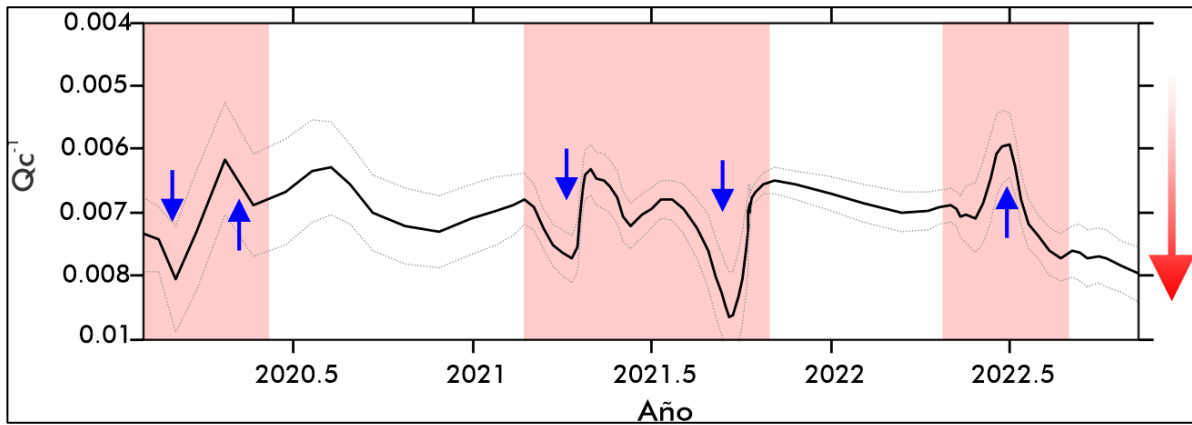


Figura 10.- Variación temporal de la atenuación ( $Q_c^{-1}$ ), evaluada para la frecuencia de filtrado de 2 Hz. Las flechas azules muestran cambios en los valores de atenuación. La flecha roja indica la dirección del incremento de los valores de atenuación (alta atenuación).

En la Figura 11 se presenta la estimación de la atenuación sísmica, considerando al punto medio entre cada una de las estaciones de la RSVS y RSN y el epicentro de los 4636 sismos VT.

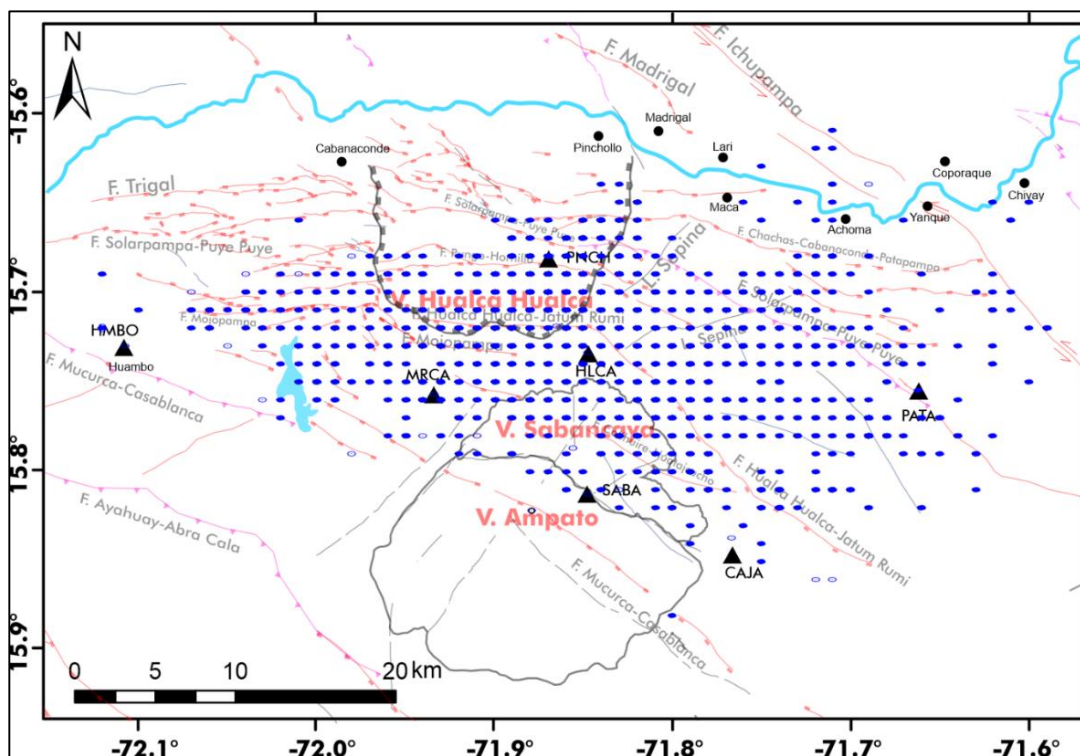


Figura 11.- Distribución de la regionalización utilizando el punto medio (puntos azules) entre cada estación sísmica y los epicentros de los sismos VT ocurridos en el CVAS y VHH.



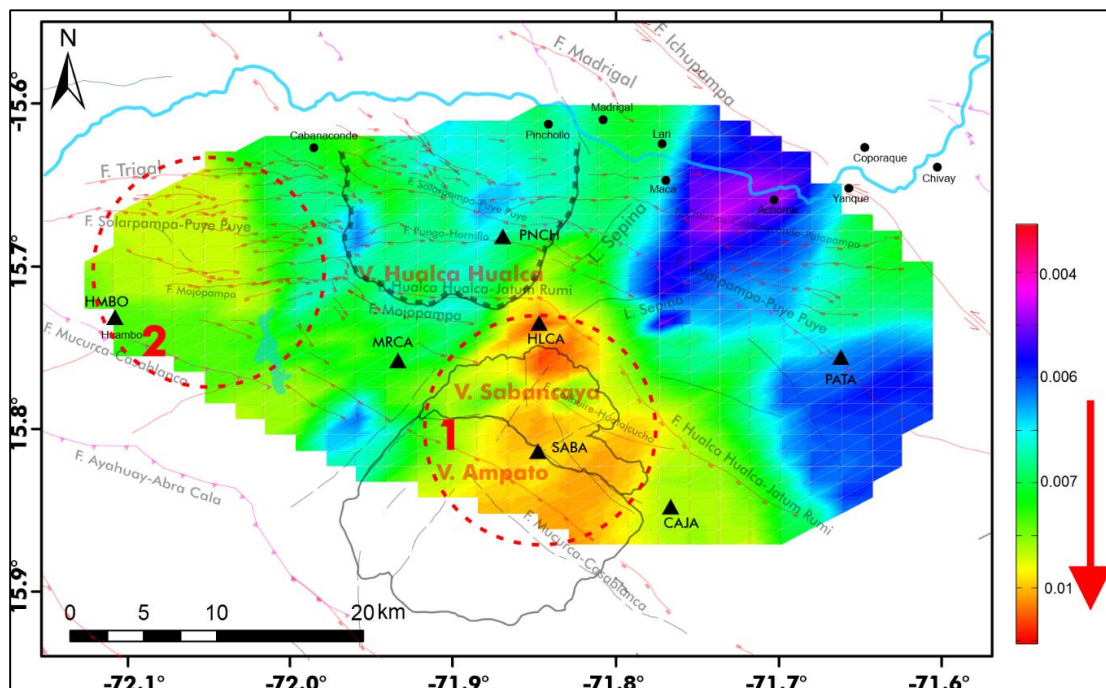


Figura 13.- Pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$  obtenido para la frecuencia central de 2 Hz y elaborado para profundidades menores a 5 km.

A profundidades mayores de 7.5 km (Figura 14) y 10 km (Figura 15), las anomalías 1 y 2 se concentran en zonas específicas; así, por ejemplo, la anomalía 1 tiene mayor intensidad por debajo del volcán Hualca Hualca y la anomalía 2 entre las fallas Trigal y Solarpampa. También se observa anomalías de atenuación intermedia bordeando los límites de las anomalías 1 y 2 y por debajo de la escarpa del volcán Hualca Hualca (Figura 14). Asimismo, aparecen las zonas de baja atenuación en los extremos del CVAS y VHH, por debajo de la ubicación de las estaciones MRCA, PATA y norte de la estación PNCH, delimitando mejor las zonas de alta atenuación.

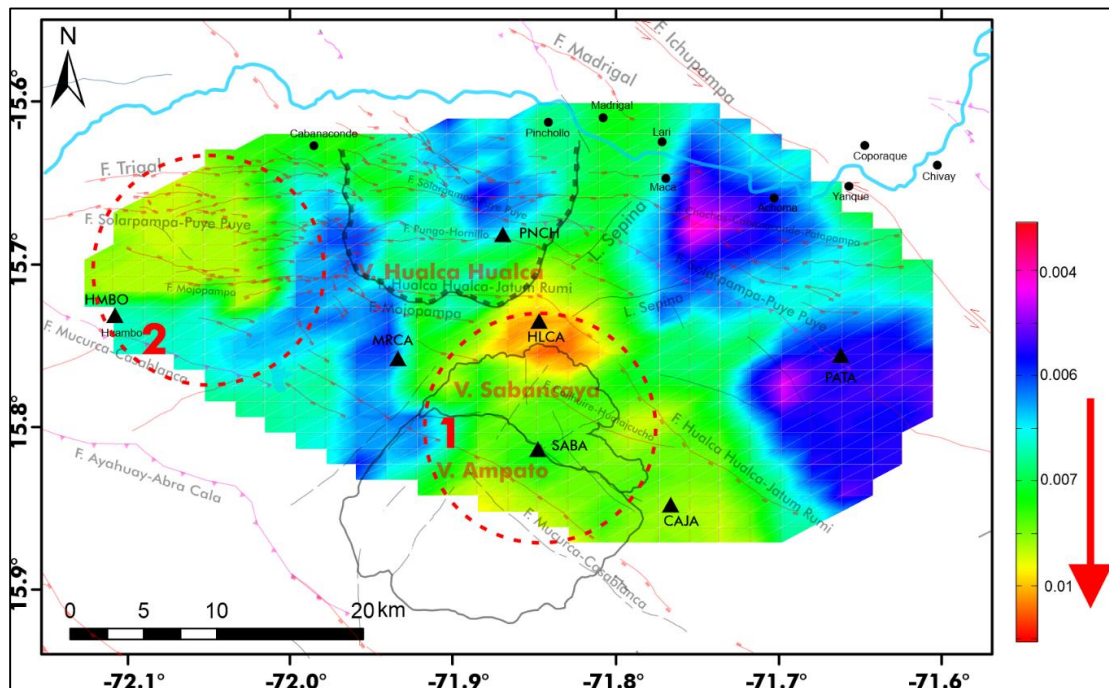


Figura 14.- Pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$  obtenido para la frecuencia central de 2 Hz y elaborado para profundidades menores a 10 km. La flecha apunta hacia los valores de alta atenuación.

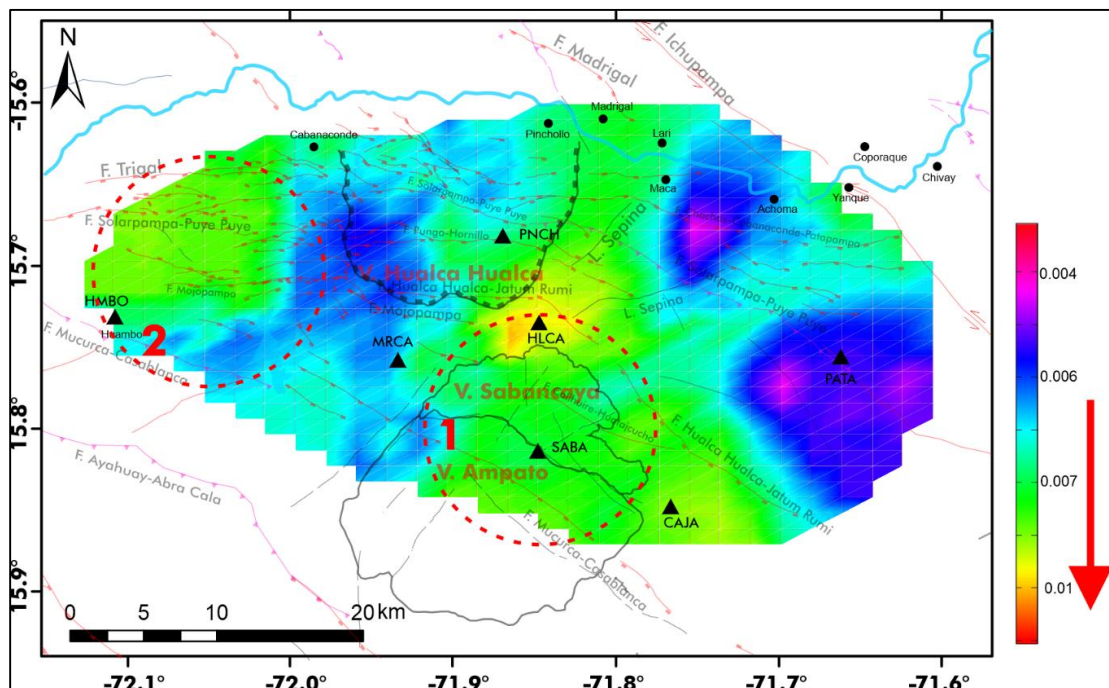


Figura 15.- Pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$  obtenido para la frecuencia central de 2 Hz y elaborado para profundidades menores a 15 km.

## **5. DISCUSIONES**

Para una mejor comprensión de la distribución de la atenuación, así como su posible geometría en profundidad, en la Figuras 15, se presentan perfiles representativos orientados norte-sur y oeste-este, obtenidos de la pseudo-tomografía de  $Q_c^{-1}$ . Como se puede observar en los perfiles, la anomalía 1 abarca todo el CVAS y se extiende de 1 a 4 km de profundidad hasta llegar al límite del volcán Hualca Hualca. Por debajo de este volcán, la anomalía 1 tiene continuidad hasta profundidades del orden de 12 km, para luego desaparecer a medida que incrementa la profundidad. Con relación a la anomalía 2, ésta parece tener una conexión con la anomalía 1 (a niveles superficiales  $< 2$  km). Su mayor extensión se observa por debajo del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde donde, además, alcanza profundidades del orden de 4 km, comparable con la ubicación de la anomalía 1, por debajo del CVAS.

Debido a las características presentadas por las anomalías 1 y 2 (Figuras 11-16), especialmente, sus ubicaciones espaciales y en profundidad, permiten sugerir lo siguiente:

- La anomalía 1, ubicada por debajo del CVAS hasta 4 km de profundidad (niveles superficiales), estaría correlacionada con el sistema hidrotermal de este complejo volcánico identificado, también, en los estudios de potencial espontáneo de Puma y Torres (2020). Esta anomalía, a su vez, se profundiza o tiene una interconexión por debajo del volcán Hualca Hualca hasta 12 km aproximadamente. La geometría de esta anomalía 1, a profundidades entre 8 y 12 km por debajo de este volcán (VHH) (Figura 16) parece tener correlación con el reservorio magmático identificado mediante los modelos de deformación (McQueen et al., 2020; Boixart et al., 2020) y estudios magnetotelúricos (Torres et al., 2023), además de la evidente ausencia de sismicidad a estos niveles de profundidad (Figura 7),

lo que es indicativo del cambio en el comportamiento frágil-dúctil de los materiales. Generalmente, la presencia de fluidos volcánicos favorece el comportamiento dúctil de los materiales y, por tanto, la sismicidad se reduce o desaparece completamente. Estos resultados son similares a los observados en estudios sísmicos previos (Puma y Torres, 2020; Machacca, et al., 2023).

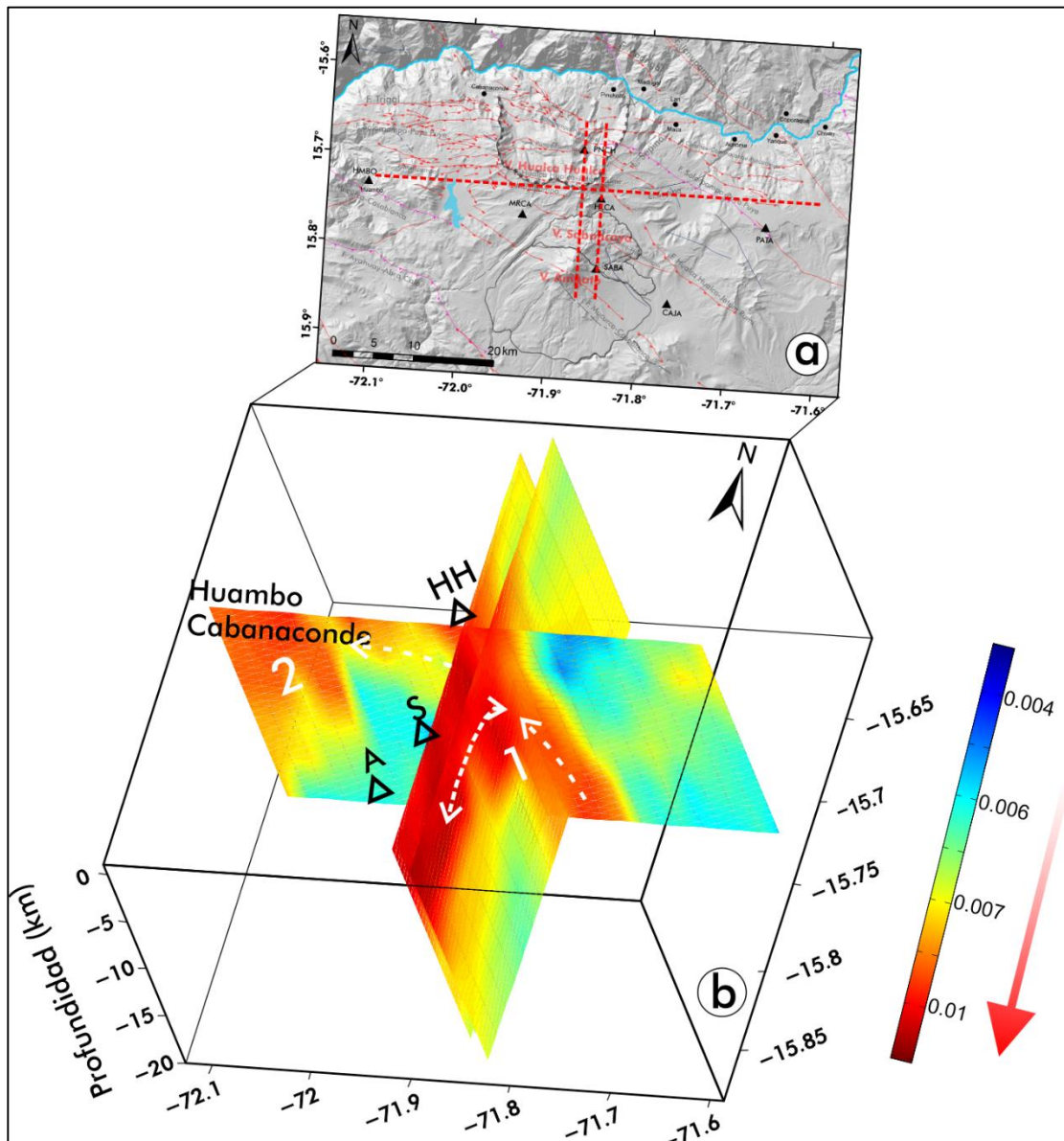


Figura 16.- a) Pseudo-tomografía de  $Qc^{-1}$  con perfiles representativos, orientados norte-sur y oeste-este, según la representación mostrada en la Figura (b). Los triángulos negros muestran las ubicaciones de los volcanes Ampato (A), Sabancaya (S) y Hualca Hualca (H). Las líneas blancas discontinuas señalan la posible interconexión de las anomalías 1 y 2 a niveles superficiales.

- La anomalía 2, ubicada por debajo del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, se extiende hasta profundidades de 4 km; es decir, presenta un espesor considerable. Por la alta atenuación observada a niveles superficiales (entre el volcán Hualca Hualca y el sistema de fallas), podría considerarse que existe una interconexión entre la anomalía 1 y 2; sin embargo, es difícil inferir si la alta atenuación se debe al paso de fluidos volcánicos y su posterior acumulación o simplemente se debe al alto grado de fracturamiento de las rocas presentes en este sector. Según Aki (1984), las atenuaciones altas también tienen una estrecha correlación con la tectónica regional o local, particularmente con el cierre de fracturas.

## CONCLUSIONES

- La relocalización de los sismos Volcano-Tectónica (VT) mediante el método HypoDD ha permitido optimizar los parámetros hipocentrales de 4636 sismos VT ocurridos en el entorno del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) y volcán Hualca Hualca (VHH), durante el periodo 2020-2022. La profundidad a la cual ocurrieron estos sismos es menor a 17 km y con magnitudes entre  $M1.3$  y  $M5.2$ .

Esta información sísmica fue utilizada para analizar la distribución de la atenuación  $Q_c^{-1}$  espacialmente y en profundidad. Los resultados obtenidos permiten concluir lo siguiente:

- La ley de dependencia frecuencial promedio, tiene la forma  $Q = 0.021 \pm 0.0056f^{1.31}$ , indicativo que el CVAS y VHH es una zona de alta atenuación, comparada con su entorno y se debe, básicamente, a las heterogeneidades representadas por las fallas activas, fuentes termales y volcanes activos como Ampato, Sabancaya y Hualca Hualca.
- El análisis temporal de la atenuación a la frecuencia de filtrado de 2 Hz, permitió identificar cambios de la atenuación, especialmente durante los primeros meses de 2020, entre febrero y junio de 2021 y entre julio-agosto de 2022 asociados al actual proceso eruptivo del volcán Sabancaya.
- La pseudo-tomografía de ondas de coda ( $Q_c^{-1}$ ) presentada en mapas y en perfiles muestran, claramente, dos anomalías de alta atenuación: la anomalía 1, asociada al sistema hidrotermal del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya y su interconexión con el posible reservorio magmático ubicado por debajo del volcán Hualca Hualca, entre 8 y 12 km aproximadamente. La anomalía 2, ubicada por debajo del sistema de

fallas Huambo-Cabanaconde, hasta profundidades del orden de 4 km podría correlacionarse con el alto grado de fracturamiento de la zona, particularmente, con el cierre de fracturas.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aki, K. & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Jour. Geophys. Res.*, 80: 3322-3342.
- Aki, K. (1980a). Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21: 50-60.
- Aki, K. (1984). Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the Quality factor of lithosphere by the coda method, *Proc. U.S. Japan Symposium on Earthquake Prediction, Tokyo, Novembrer, 1983*.
- Antayhua, Y., Velarde, L., Tavera, H., Rivera, M. & Ceteno, R. (2022). Evaluación de la deformación estructural y distribución de esfuerzos en el volcán Misti (Arequipa). Informe Técnico N°005/IGP Ciencias de la Tierra Sólida, 45 p.
- Antayhua, Y. & Ramos, D. (2012). Estimación de coda  $Q_c$  en el volcán Huaynaputina (2010). En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- 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.
- Antayhua, Y. & Ramos, D. (2012) - Estimación de coda  $Q_c$  en el volcán Huaynaputina (2010). En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- 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.
- 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.
- Bromley, G. R., Thouret, J. C., Schimmelpfennig, I., Mariño, J., Valdivia, D., Rademaker, K. & Keddadouche, K. (2019). In situ cosmogenic  $^3\text{He}$  and  $^{36}\text{Cl}$  and radiocarbon dating of volcanic deposits refine the Pleistocene and Holocene eruption chronology of SW Peru. *Bulletin of Volcanology*,

81(11), 1-16.

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.

Clark, I. (1979). *Practical Geostatistics*. 1a Ed. Londres. Great Britain printers. 125 p.

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.

Chouet, B. (1979). Source scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves. Ph. D. thesis, Mass. Inst. Of Technology, Cambridge

Gao, L.S. (1992). Physical Meaning of the coda envelopes. In: *Volcanic Seismology*, P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (Editors) Springer-Verlag, Berlin, Germany, 391-403

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'Études Spatiales, 120 p.

Hoshiba, M. (1991). Simulation of multiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law. *Phys. Earth Planet. Int.*, 67: 123-136.

Havskov, J., Malone, S., McCloud, D. & Crosson, R. (1989). Coda Q for the state of Washington. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79: 1024-1038.

Huamán, D. (1995). Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica. El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, p.138.

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.
- Hutton, LK. & Boore, DM. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 77, No 6, pp 2074-2094, 1987.
- 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 to 2015. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2780-2788.
- Jin, A. & Aki, K. (1988). Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78: 741-769.
- Juvigné, E., Thouret, J-C., Gilot, E., Leclercq, L. & Gourgaud, A. (1998). L'activité du volcan Nevado Sabancaya (Pérou) au cours de l'Holocène. *Quaternary* 9(1):45-51.
- Lienert, B.R.E., Havskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismol. Res. Lett.* 66, 26-36.
- Londoño, B., Sanchez, A., Toro, E., Cruz, F. & Bohorquez, O. (1998). Coda q before and after the eruptions of 13 november 1985, and 1 september 1989, at Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 59(8), 556-561. doi:10.1007/s004450050209.
- Londoño, J. & Sudo, Y. (2002). A warning model based on temporal changes of coda Q for volcanic activity at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 64(5), 303-315. Doi: 10.1007/s00445-002-0207-4.
- 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: *Tectonics*, 259, 153-169.
- Moncayo, E.N., Vargas-Jiménez, C.A. & Duran- Tovar, J.P. 2004. Temporal variation of coda Q at Galeras volcano, Colombia. *Earth Sci. Res. J.*, 8 (1):19-24
- Novelo-Casanova, D.A. y Martínez-Bringas, A. (2005). A seismic attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geofísica Int.*
- Novelo-Casanova, D. A., Martínez-Bringas, A. & Valdés-González, C. (2005). Temporal variation of  $Q_c^{-1}$  and b-values associated to the December 2000-January 2001 volcanic activity at the Popocatepetl volcano, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 152: 347-358.
- Ottmöller, L., Voss, P. & Havskov, J. (2020). SEISAN Earthquake Analysis Software for windows, Solaris, Linux and MacOSx. Retrieved date from <http://seisan.info>.
- Paige, C.C., & Saunders, M.A. (1982). LSQR – an algorithm for sparse linear equations and sparse least-squares, *Trans. Math. Software*, 8, 43-71
- Peng, J. Y., Aki, K., Chouet, B., Johnson, P., Lee, W. H. K. S. Marks, S., Newberry, J.T., Ryall, A.S., Stewart, S. y Tottingham, D.M. (1984). Temporal change in coda Q associated with the Round Valley, California, earthquake of November 23, 1984, *J. Geophys. Res.*, 92, 3507-3526
- 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.
- Puma Sacsí, N., Torres Aguilar, J. L., Jay, J., Delgado, F., Pritchard, M., & Macedo Sánchez, O. E. (2014). Actividad sismovolcánica asociada a la intranquilidad del volcán Sabancaya observada entre febrero-julio 2013.
- 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. & Huamán, D. (1992) – Actividad de los Volcanes Ubina y Sabancaya. Inf. Int. IGP, 12 p.

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.

Sato. H. (1986). Temporal change in attenuation intensity before and after the eastern Yamanashi earthquake of 1963, in central Japan, J. Geophys. Res., 91 :2049-2061.

Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects. Single isotropic approximation. J. Phys. Earth, 25: 27-41.

Sébrier, M., & Soler, P. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. Geological Society of America Special Paper, 265, 259-278.

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 Aguilar, J. L. (2014). Evaluación de la actividad sismovolcánica asociada a la intranquilidad del volcán Sabancaya, período enero-julio 2013. Tesis pregrado para obtener el Título de Ingeniero Geofísico, UNSA, 139 p.

Vargas, C.A., Perez, C. & Chacón, S. (2006). Coda Q Tomography In the Nevado del Ruiz Volcano (Colombia) for The Volcanic Crisis Of June 8-9th And August 1-2nd, 2002 In: Simposio Cities On Volcanoes 4, 2006,

Ecuador.

- Velásquez-Rocha, L. (2017). Análisis temporal de las ondas de coda: Los enjambres de sismos registrados entre 2013 y 2015 bajo los volcanes Chiles-Cerro Negro, Colombia. Universidad Nacional de Colombia, tesis de grado 87 p.
- Vidale, J., Boyle, K. & Shearer, P. (2006). Crustal earthquake bursts in California and Japan: Their patterns and relation to volcanoes. *Geophysical research letters*, 33, L20313, doi: 10.1029/2006GL027723.
- Wadati, H. (1933). In: Bath. M., 1973. Introduction of seismology. Birkhauser Verlag Vasel, 395p.
- 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.
- Zamacola, Y. & Jauregui J.D. (1804). "Apuntes para la historia de Arequipa". Primer festival del libro arequipeño, Arequipa. Edición 1958, 15 p.

