



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



ESTRUCTURA INTERNA DEL VOLCÁN SABANCAYA MEDIANTE EL MÉTODO DE MAGNETOTELÚRICA

Informe Técnico N°044-2024/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima – Perú
Diciembre, 2024

Instituto Geofísico del Perú

Presidente Ejecutivo: Hernando Tavera

Director Científico: Edmundo Norabuena

Informe Técnico

Estructura interna del volcán Sabancaya mediante el método de magnetotelúrica

Autores

José Luis Torres
Yanet Antayhua
Gonzalo Romero
Hernando Tavera
Svetlana Byrdina

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 EL MÉTODO DE MAGNETOTELÚRICA

Arequipa – Perú
Diciembre, 2023

RESUMEN

Se realiza la aplicación del método magnetotelúrico (MT) en el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS), volcán Hualca Hualca (VHH) y alrededores. El procesamiento de estos datos e inversión unidimensional (1D) y tridimensional (3D), han permitido obtener modelos de resistividad 1D y 3D, que permitieron identificar tres zonas conductivas y dos zonas resistivas a diferentes niveles de profundidad: 1) El conductor superficial C1 ($1 \text{ a } 10 \Omega.m$), ubicado a ~ 1.0 km de profundidad, asociado al sistema hidrotermal que comparten el CVAS y VHH. 2) El conductor intermedio C2, está compuesto por los sub-conductores C2.1, C2.2 y C2.3. De ellos, el C2.1 ($1 \text{ a } 4 \Omega.m$), se ubica bajo el volcán Sabancaya, entre ~ 2 y 8 km de profundidad que por sus características, se trataría de la cámara magmática superficial del volcán Sabancaya; C2.2 ($< 1.2 \Omega.m$), ubicada por debajo del volcán Ampato, entre ~ 3 y 10 km de profundidad, podría estar asociada a fluidos magmáticos remanentes de erupciones pasadas; C2.3 ($< 0.1 \Omega.m$), ubicada por debajo de la zona Huambo-Cabanaconde, entre 2 y 7 km de profundidad, podría deberse al alto grado de alteración de las rocas y la presencia de fallas tectónicas o a fluidos magmáticos ultra salinos que se habrían emplazado durante la etapa de intranquilidad del volcán Sabancaya. 3) La zona conductiva profunda C3 ($< 0.5 \Omega.m$), ubicada bajo el volcán Hualca Hualca, entre ~ 12.5 y 18 km de profundidad, puede corresponder a la cámara magmática que alimenta el actual proceso eruptivo del Sabancaya. Los cambios de presión generados por la intrusión y movimiento de los fluidos magmáticos, desde esta cámara profunda hasta la zona intermedia y superficial (C1 y C2) sería la responsable de la deformación observada en una extensa área del volcán Hualca Hualca, dando lugar a la ocurrencia de enjambres de sismos cercanos a fallas tectónicas. La sismicidad está presente al noroeste, norte y noreste del volcán Sabancaya, en las zonas altamente resistivas (R1, R2).

CONTENIDO

RESUMEN

1.- INTRODUCCIÓN

- 1.1.- Zona de estudio
- 1.2.- Geología local
- 1.3.- Contexto tectónico y estructural
- 1.4.- Deformación superficial
- 1.5.- Sismicidad

2.- METODOLOGÍA

- 2.1.- Método magnetotelúrico
- 2.2.- Resistividad eléctrica
- 2.3.- Ley de Archie modificada
- 2.4.- Localización de los sismos VT

3.- DATOS Y PROCESAMIENTO

- 3.1.- Datos magnetotelúricos
- 3.2.- Procesamiento de datos
- 3.3.- Inversión de datos magnetotelúricos

4.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

- 4.1.- Resultados
 - 4.1.1.- Inversión 1D
 - 4.1.2.- Inversión 3D
- 4.2.- Discusión
 - 4.2.1.- Zonas conductoras y correlación con datos sismos
 - 4.2.2.- Modelo de resistividad 3D y estudios geodésicos

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

1.- INTRODUCCIÓN

El volcán Sabancaya es un estratovolcán ($15^{\circ} 49.3'S$; $71^{\circ} 52.7'O$; 5960 m s. n. m.) que forma parte de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes y se ubica a 75 km al NO de la segunda ciudad más poblada del Perú (Arequipa) (Figura 1). Es uno de los volcanes más activos de los Andes Centrales (Pritchard et al., 2018) y cuenta con una larga historia eruptiva desde su formación hasta su estado actual. En los últimos 500 años, la actividad del volcán Sabancaya estuvo caracterizada por erupciones explosivas leves a moderadas con IEV 1-3 (Thouret et al., 1994; Huamán, 1995; Siebert et al., 2011; Samaniego et al., 2016). Su última erupción ocurrió entre 1990 - 98, caracterizada por presentar explosiones tipo vulcaniana y emisiones de ceniza (Guillande et al., 1992; Gerbe y Thouret, 2004), alcanzando un IEV de 3 (Siebert et al., 2011).

Después de ~15 años, en febrero de 2013 el volcán Sabancaya inició una etapa pre-eruptiva, asociada a la ocurrencia de intensa actividad sísmica y fumarólica (Jay et al., 2015; Puma y Torres, 2020). Tras casi 4 años de incremento sostenido de la actividad volcánica; finalmente desde noviembre de 2016 el volcán entra a una etapa de explosiva que perdura hasta la actualidad; caracterizándose por presentar explosiones con emisiones de gases y cenizas, además, acompañado de intensa actividad sismo volcánica. Muy poco se sabe de la ubicación de la cámara magmática en la corteza debajo del volcán Sabancaya. Estudios petrológicos, geodésicos y geofísicos, sugieren la presencia de una cámara magmática principal localizada ~13 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). Además, dicha cámara magmática profunda estaría alimentando e interaccionado con otra superficial (~6 km de profundidad) ubicada bajo el volcán Sabancaya (Gerbe y Thouret, 2004). Sin embargo, estos estudios no proporcionan la geometría de las cámaras ni la geometría de los conductos por donde asciende el magma, lo que dificulta la

comprensión del patrón de sismicidad y la relación entre la actividad tectónica y volcánica. Es por tal razón, necesario complementar la información actual con otras técnicas geofísicas, como el caso del método Magnetotelúrico (MT).

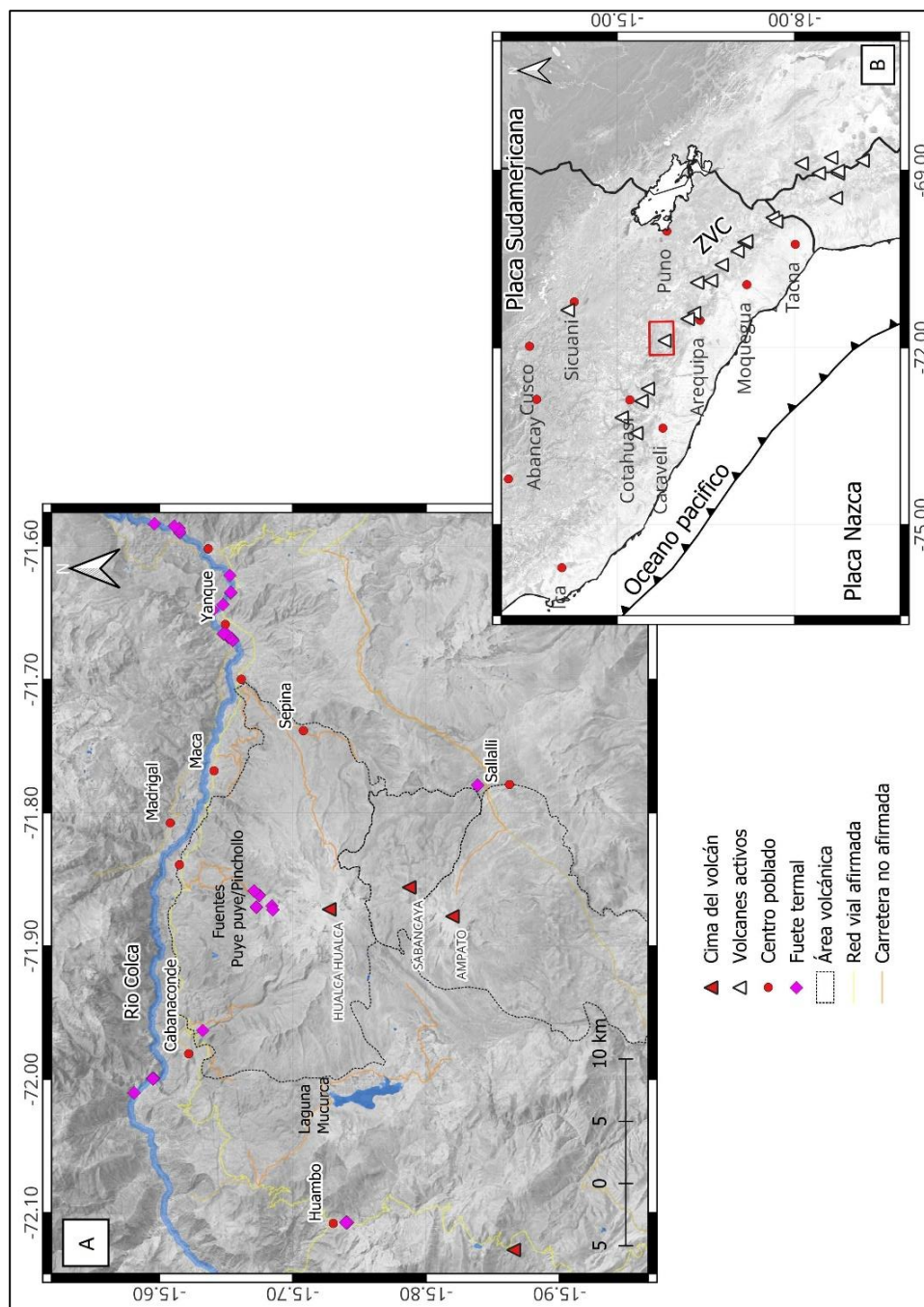


Figura 1.- Mapa de ubicación del volcán Sabancaya. A) Zona Volcánica Central (ZVC) y el rectángulo rojo indica el área de estudio mostrada en el mapa ampliado. B) Área del volcán Sabancaya: los triángulos rojos corresponden a la cima de los volcanes del CVAS y VHH, los rombos en color fucsia representan las fuentes termales y las líneas negras punteadas áreas volcánicas

El método MT es una técnica geofísica pasiva que mide, simultáneamente, las variaciones del campo eléctrico y magnético en la superficie terrestre (Vozoff, 1972), con el fin de determinar la resistividad eléctrica desde decenas de metros hasta cientos de kilómetros de profundidad (Simpson y Bahr, 2005). La resistividad es sensible a la presencia de fluidos, a la temperatura, a la alteración de las rocas y a su fusión parcial a mayores profundidades, por lo que la magnetotelúrica es una herramienta adaptada para obtener imágenes de reservorios hidrotermales y magmáticos, y para proporcionar la estimación de la fracción de magma fundido fresco de estos reservorios (Jenkins et al., 2023). En ese contexto, se plantea como objetivo estudiar el sistema magmático bajo el CVAS y VHH, aplicando inversiones 1D y 3D de datos magnetotelúricos, con la finalidad de conocer el reservorio de almacenamiento magmático, sistema hidrotermal, zonas de alteración hidrotermal y zonas de debilidad. Proyecto desarrollado en marco del convenio entre Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD).

1.1.- Zona de estudio

El Complejo Volcánico Ampato - Sabancaya ($15^{\circ} 49.3'S$; $71^{\circ} 52.7'O$; 5960 m s. n. m.) y volcán Hualca Hualca está ubicado a 32 km al SO del poblado de Chivay y 70 km al NO de la ciudad de Arequipa (Figura 1). Políticamente, se encuentra en la Región de Arequipa, parte sur central de la provincia de Caylloma. Los principales poblados cercanos al volcán Sabancaya son: por el oeste se encuentra Huambo a 27 km, por el suroeste Lluta a 33 km, al noreste Maca, Achoma y Yanque a 16, 20 y 24 km, respectivamente. También, en esta última dirección y a 32 km, se encuentra la capital de la provincia de Caylloma (Chivay). El mayor número de centros poblados y habitantes están ubicados en el valle del río Colca, a 22 km en dirección NE del cráter del volcán Sabancaya, concentrándose aproximadamente 15 mil habitantes.

El acceso más directo al CVAS, es la vía asfaltada que se dirige desde ciudad de Arequipa a Chivay (Caylloma). Siguiendo la vía Arequipa – Juliaca, se dirige hacia Sumbay, luego al sector de Patapampa hasta el km 60 de la vía Arequipa Chivay; se continua por una trocha sin asfalto en dirección O y SO hasta el sector de Sallalli. Desde este último punto (hacienda Sallalli) se puede observar el flanco este del CVAS.

1.2.- Geología local

El volcán Sabancaya pertenece al Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya. Está construido sobre la Cordillera Occidental de los Andes, que 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).

Por su parte, el volcán Sabancaya es el volcán más joven de la cadena volcánica del Perú y del CVAS, data de aproximadamente 8 - 6 ka (Samaniego et al., 2016; Bromley et al., 2019) (Figura 2). De acuerdo a los estudios geológicos realizados por Rivera et al. (2016), el volcán está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava de composición andesítica y dacítica con limitados depósitos piroclásticos. Según Rivera et al. (2016), la cronología eruptiva del Sabancaya consta de tres etapas de evolución: "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 vento adventicio (etapa "Sabancaya IIIb"), ubicado en el flanco sureste, a 3.5 km del cráter.

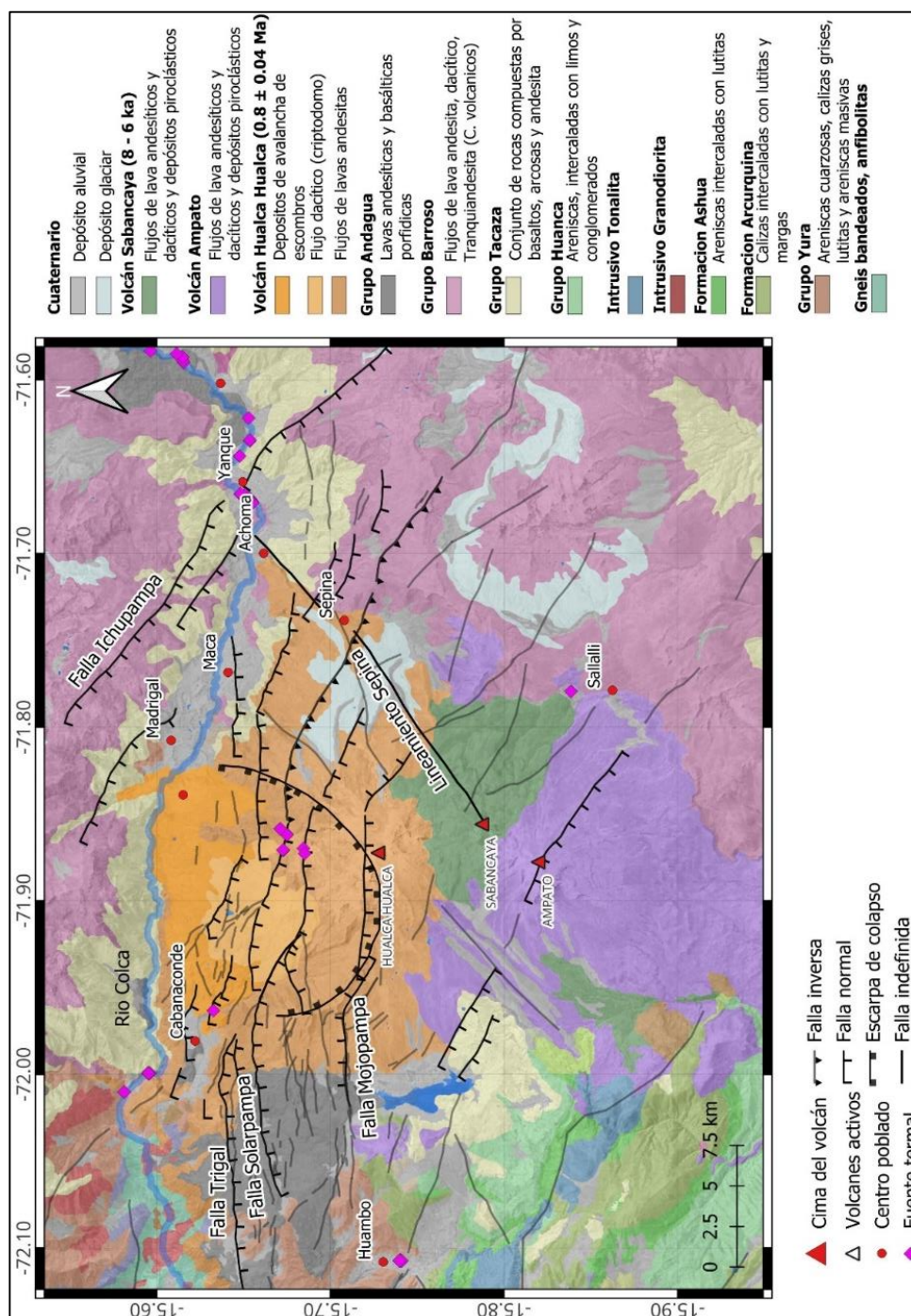


Figura 2.- Mapa geológico y tectónico simplificado del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y volcán Hualca Hualca extraído de (https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin_v3/). Las líneas negras representan las fallas y los rombos en color fucsia representan las fuentes termales.

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).

Por otro lado, próximo al río Colca y al volcán Hualca Hualca, se observa numerosas fuentes termales; así, por ejemplo, Tyc et al. (2022) han inventariado hasta 35 manifestaciones, donde predominan tres tipos de manifestaciones geotermales: 1) fuentes de vapor, con predominancia en los sectores de Pinchollo y Paclla, 2) pozas de lodo ácido localizados en la zona de Puye Puye y 3) fuentes termales en Chivay (Cruz y Matsuda, 2012; Figura 2).

1.3.- Contexto tectónico y estructural

La actividad tectónica en la zona del volcán Sabancaya y en el valle del Colca es muy activa, debido a la presencia y actividad de un sistema 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 (Figura 2):

- El primer sistema de fallas normales, Ichupampa y Huanca, de dirección NO-SE y rumbo N135°, presentan principalmente movimientos verticales con una pequeña componente sinistral (Mering et al., 1996; Antayhua et al., 2002). A escala regional, estas fallas se localizan dentro de un contexto tectónico extensional, paralelas a la fosa Perú-Chile (Huamán et al., 1993; Mering et al., 1996). La falla Ichupampa

se encuentra al noreste del volcán Sabancaya, mientras que la falla Huanca se encuentra al suroeste del volcán Ampato (Figura 2).

- El segundo sistema de fallas normales, conformado por la falla Trigal, Solarpampa y Solarpampa I de dirección E-O, con rumbo N85°, paralelas al valle del Colca y ubicadas al oeste y suroeste del pueblo de Cabanaconde (Figura 2). Estas se caracterizan por presentar principalmente movimientos hacia el sur, como las fallas Trigal y Solarpampa, que tienen entre 18 y 22 km de longitud (Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995). Estas fallas corresponden al sistema de fallas Huambo-Cabanaconde. El movimiento de las fallas está ligado a la actividad tectónica ocurrida durante el Holoceno (Sébrier et al., 1985; Antayhua et al., 2002).
- El tercero corresponde a la falla Sepina, de dirección NE y SO con rumbo N50°, el cual también tiene un movimiento vertical. La falla Sepina está ubicada al NE del CVAS, la cual cruza el Cañón del Colca (Figura 2) y las localidades de Achoma, Yanque y Coporaque (Huamán et al., 1993; Mering et al., 1996). Esta falla, aunque de extensión local, parece estar directamente relacionado con el emplazamiento del CVAS.
- Adicionalmente, se han podido identificar varios lineamientos secundarios con orientación NE-SO, ubicados al O y E del volcán Sabancaya y que pueden corresponder a fallas originadas por esfuerzos tensionales (Rivera et al., 2016).

1.4.- Deformación superficial

Pritchard y Simons (2004) efectuaron un estudio de interferometría radar (InSAR) de 900 volcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes, identificando deformación en cuatro volcanes del sur del Perú. Según este estudio, en el volcán Hualca Hualca, los datos registrados entre 1992 al 2022,

mostraron un área de deformación amplia que tuvo un diámetro ~ 60 km y tasa de deformación de 2 cm/año. El centro de deformación estaría ubicado aproximadamente a 3 km al este del volcán Hualca Hualca, y 8 km al norte del volcán Sabancaya, ocasionada por la actividad de una cámara magmática ubicada entre ~ 13 y 26 km de profundidad (volumen: $1-1.3 \times 10^8$ m³), la cual habría aportado magma al proceso eruptivo 1990-1998 del volcán Sabancaya.

Tabla 1.- Resumen de estudios de deformación en la zona del CVAS. La quinta columna muestra la profundidad de la fuente que ocasiona deformación bajo el volcán Hualca Hualca.

Referencias	Periodo: adquisición de imágenes	Tasa de deformación	Volumen (m ³)	Profundidad de la fuente (debajo del volcán Hualca Hualca)	Centro de deformación
Pritchard y Simons (2002) /InSAR	1992-2000	2 cm/año	1.3×10^8 m ³	$\sim 16-18$ km	2.5 km al este del volcán Hualca Hualca y 7 km al norte del volcán Sabancaya
Pritchard y Simons (2004) /InSAR	1992-2002	-	1.0×10^8 m ³	$\sim 13-23$ km	3 km al este del volcán Hualca Hualca y 8 km al norte del volcán Sabancaya.
McQueen et al. (2020) / ERS-1/2, Envisat, Sentinel-1, COSMO-SkyMed, and TerraSAR-X	1992-2019	3-4 cm/año	0.4- 0.5×10^8 m ³ /año	13-14 km	7 km al NNO del Sabancaya
Boixart et al. (2020) / GNSS e DInSAR	2014-2019	3.5-5 cm/año	0.26- 0.46×10^8 m ³ /año	12-15 km	Bajo el Hualca Hualca

Estudios recientes efectuados por McQueen et al. (2020) y Boixart et al. (2020), Tabla 1 y Figura 3, evidenciaron una zona de deformación amplia de ~ 45 km de diámetro, centrada a 7 km al NNO del volcán Sabancaya con una

tasa de deformación de entre 3 a 5 cm/año, el cual estaría asociado a las intrusiones de magma ubicadas entre ~12-15 km bajo el volcán Hualca Hualca. Para el período 2013-2019, Boixart et al. (2020) estimó una tasa de cambio de volumen entre $0.26-0.46 \times 10^8$ m³/año y MacQueen et al. (2020) estimó entre $0.4-0.5 \times 10^8$ m³/año. En la Tabla 1, se muestra un resumen de los estudios de deformación realizados en la zona del CVAS.

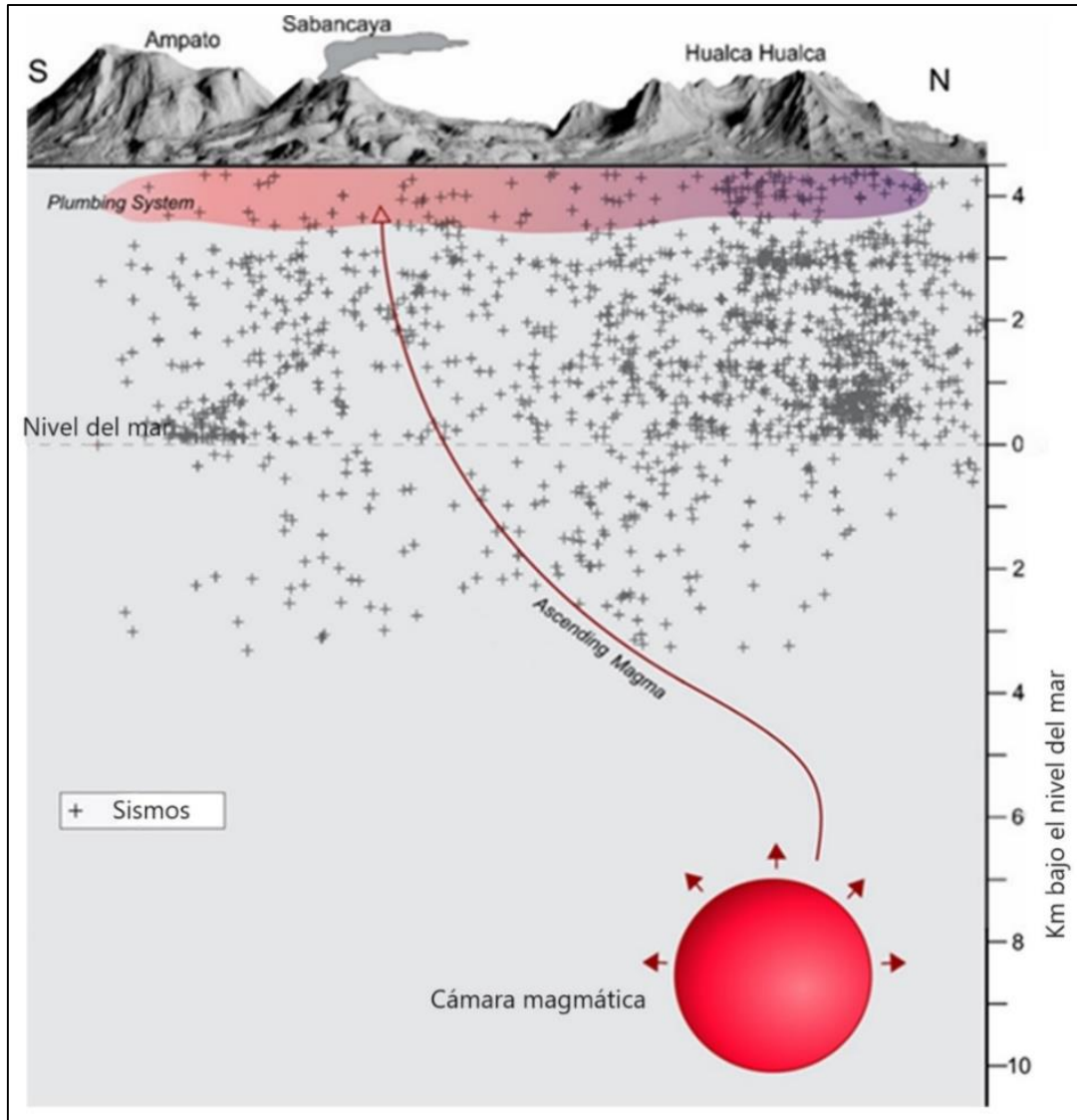


Figura 3.- Esquema del modelo esférico (radio de 1.5 km) del sistema magmático o de la cámara magmática ubicada entre 12 a 15 km de profundidad, bajo el volcán Hualca Hualca. Las líneas rojas son posibles trayectorias ascendentes de fluidos magmáticos hacia el conducto del Sabancaya. Las cruces negras representan los sismos VT-distales. (Modificado de Boixart et al., 2020).

1.5.- Sismicidad

El volcán Sabancaya presentó dos periodos de actividad volcánica, denominados pre-eruptivo (2013-2016) y eruptivo (2016-2023). Una característica importante, en ambos periodos, es la ocurrencia de intensa actividad sísmica superficial (hipocentros < 17 km) de tipo Volcano – Tectónico (VT), con magnitudes de hasta M4.5, cuyos epicentros fueron localizados al noroeste, norte y noreste del Sabancaya y alrededores del volcán Hualca Hualca (Machacca et al., 2023). Diversos estudios sismológicos relacionan la intensa actividad tipo VT como consecuencia de intrusiones magmáticas y presión de fluidos que desestabilizan fallas que se encuentran sometidas a un estado de esfuerzos críticos (Torres, 2014; MacQueen, et al., 2020; Puma y Torres, 2020; Machacca et al., 2023).

2.- METODOLOGÍA

Para el presente trabajo se utiliza el método magnetotelúrico como herramienta principal y se correlaciona con el catálogo de sismos Volcano – Tectónico (VT) del IGP. Además, los resultados son cotejados con estudios geodésicos anteriores. A continuación, se desarrolla el método magnetotelúrico y la elaboración del catálogo sísmico.

2.1.- Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT), de fuente pasiva, consiste en medir las variaciones temporales del campo eléctrico y magnético, basado en el principio de inducción electromagnética, con el propósito de caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica de la corteza terrestre. Bajo ciertas condiciones, el método no solo es capaz de ubicar los fluidos hidrotermales y/o materiales fundidos, sino también de restringir o delimitar los cuerpos de magma inferidos (Gaillard et al., 2003; Heise et al., 2016).

Este método que fue desarrollado entre los años 40 y 50 (Rikitake, 1948; Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953), consiste en la medición simultánea de los campos eléctricos y magnéticos. Mediante la relación lineal existente entre estos campos se determina el tensor de impedancia (Z) compuesta por una parte real y otra imaginaria (ecuación 1):

$$Z = X + iY \quad (1)$$

La relación existente entre las componentes horizontales de los campos eléctricos (E_x , E_y) y magnéticos (H_x , H_y) es definida como (ecuación 2):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2)$$

Usualmente, a partir del tensor de impedancia se determinan valores de resistividad aparente (ρ_a) y fase (ϕ) dependientes de la frecuencia. Son estos dos valores que contienen la información sobre la resistividad del medio (ecuación 3 y 4):

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(Z_{ij})(\omega)}{\text{Re}(Z_{ij})(\omega)} \quad (4)$$

Donde ω es la frecuencia angular; μ_0 permeabilidad magnética del vacío e $ij = xx, xy, yx, yy$.

Las frecuencias más bajas penetran más profundamente en el subsuelo que las frecuencias más altas.

Otra magnitud calculada a partir de los datos de MT es la función de transferencia magnética local entre las componentes horizontal y vertical del campo magnético, T , comúnmente denominada tipper:

$$(H_x) = (T_x \ T_y) \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (5)$$

Todas estas magnitudes proporcionan información sobre la distribución de la resistividad en el subsuelo. En particular, la estructura del tensor de impedancia y sus invariantes rotacionales pueden utilizarse para determinar si los datos pueden interpretarse en un modelo unidimensional (1D), bidimensional (2D) o si requieren una modelización tridimensional (3D).

Para el caso del volcán Sabancaya utilizaremos el tensor de impedancia 1D y 3D, descritos a continuación.

Tensor de impedancia para una Tierra 1D: Para una Tierra 1D, homogéneamente estratificada, donde la conductividad sólo varía con la profundidad, los elementos diagonales del tensor de impedancia, Z_{xx} y Z_{yy} (que acoplan componentes paralelas de campo eléctrico y magnético), son cero, mientras que los componentes no diagonales (que acoplan componentes ortogonales de campo eléctrico) y los componentes de campo magnético (que acoplan componentes ortogonales de campo eléctrico) son cero, Z_{xy} y Z_{yx} , son iguales en magnitud, pero tienen signos opuestos:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (6)$$

Tensor de impedancia para una Tierra 3D: Considerando que en la zona del volcán Sabancaya en un medio tridimensional la resistividad varía con la profundidad y horizontalmente, para este caso el tensor de impedancia toma valores distintos de cero en sus cuatro componentes del tensor como se muestra en la siguiente ecuación:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (7)$$

2.2.- Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica (inversa de la conductividad eléctrica) de los materiales en la corteza puede variar en un amplio rango de valores (Figura 4). Por lo general las zonas de alta resistividad se asocian a rocas metamórficas ígneas y no erosionadas, sus valores de resistividad pueden superar las centenas de Ohm.m (ver la escala de colores). Respecto a las resistividades intermedias estas pueden asociarse a rocas meteorizadas y sedimentos. Por el contrario, las bajas resistividades o zonas conductoras típicamente se asocian sectores de fusión parcial, agua salada, alteración de mineral y salmueras ultra salinas. Dichas bajas resistividades, generalmente

son atribuidas a zonas volcánicas. En ambientes volcánicos las bajas resistividades (colores cálidos) se atribuyen generalmente a fusiones parciales de magma, agua salada, fluidos magmáticos salinos o minerales secundarios (alteración) conductores de la electricidad, como los sulfuros o algunas arcillas (Jenkins et al., 2023). Por ejemplo, la arcilla y sulfuros son producto de la alteración o proceso de precipitación de los fluidos magmáticos hidrotermales (Sillitoe, 2010). La conductividad eléctrica es muy sensible a la presencia de fluidos dentro de la corteza y el manto superior, porque el contraste de resistividad con las rocas circundantes puede ser grandes (Unsworth y Rondenay, 2012).

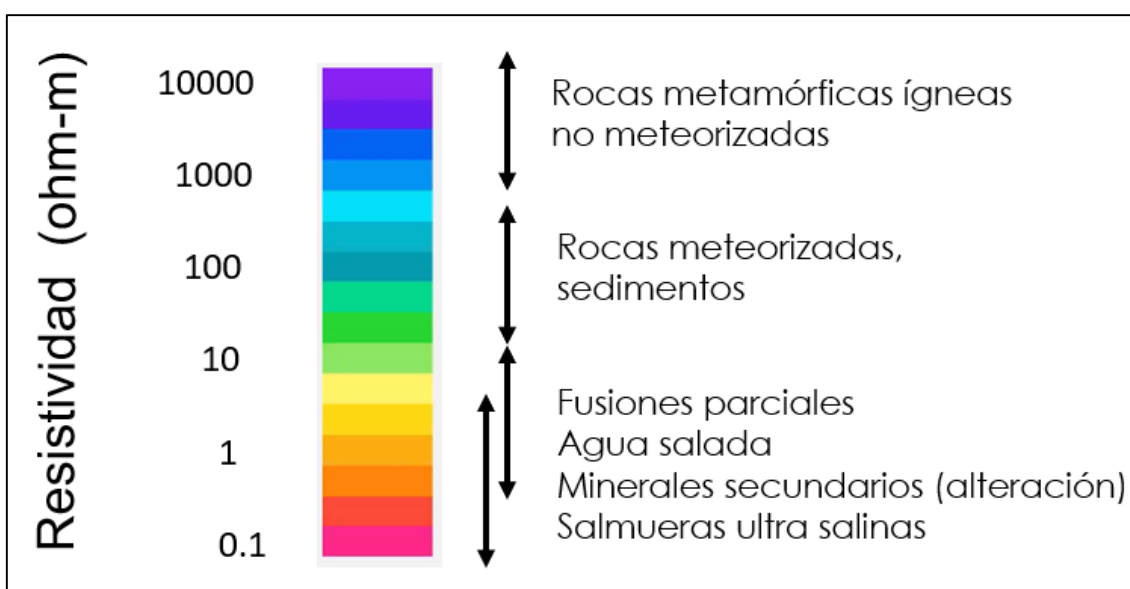


Figura 4.- Resistividad eléctrica de los materiales terrestres. Los valores se han tomado de Simpson y Bahr (2005) y sus referencias. Los rangos de valores se muestran en forma de barras y están coloreados en azul para la resistividad alta y en rojo para la resistividad baja (conductiva).

2.3.- Ley de Archie modificada

La resistividad efectiva de la roca (bulk resistivity) representa la combinación de las resistividades de diferentes materiales. En rocas porosas saturadas de fluidos (por ejemplo, con salmueras o fundidos parciales), la resistividad de los fluidos y la porosidad controlan la resistividad efectiva de la roca, por lo que la resistividad de la matriz es casi insignificante (Cameau y

Unsworth, 2015). Utilizando la Ley de Archie (1942), se puede relacionar la resistividad efectiva o conductividad efectiva (σ) en función de la conductividad de los fluidos (σ_f). Aquí, la porosidad (ϕ) es una constante empírica, donde m representa el factor de cimentación que está relacionado con la permeabilidad; valores de 1 se asocian con poros interconectados con forma de grieta y, valores mayores a 2 se asocian con poros aislados (pobremente conectados) con forma de esfera (e.g., Cameau, 2015).

$$\sigma = \sigma_f(\phi)^m \quad (8)$$

El problema de la Ley de Archie, tiene relevancia mientras haya presencia de minerales arcillosos, ya que estos proporcionan una vía de conducción adicional a través de una doble capa eléctrica (Waxman y Smits, 1968). Por consiguiente, para estimar la resistividad o conductividad efectiva (Bulk resistivity) de los materiales se utilizará la Ley modificada de Archie propuesta por Glover et al. (2000). Donde σ_r es la conductividad de la roca y σ_f es la conductividad del fluido del poro.

$$\sigma = \sigma_r(1 - \phi)^p + \sigma_f(\phi)^m \quad (9)$$

$$Comp = \frac{\log(1 - \phi^m)}{\log(1 - \phi)} \quad (10)$$

2.4.- Localización de los sismos VT

Para una apropiada interpretación de los sismos registrados en zona del volcán Sabancaya, fue necesario estimar los parámetros hipocentrales (localización del sismo) con el mínimo error posible, el cual dependió principalmente del empleo de un apropiado modelo de velocidad o distribución de los valores de velocidad de la onda P (V_p). Para ello, se utilizó el algoritmo SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999) y un modelo de velocidad

de 14 capas (Machacca, et al., 2023). Respecto a la magnitud de los sismos, se calculó utilizando la fórmula modificada de Richter propuesto por Hutton y Boore (1987).

Tabla 2.- Valores del modelo de velocidades 1D para el volcán Sabancaya. La cuarta columna representa la velocidad de la onda p y la quinta columna es la profundidad del modelo en kilómetros.

! Top of models is at 5.8 km above sea level					
! Model 1: Sabancaya velocity model (Machacca et al., 2021)					
VELOC	1	1	2.84	0.00	1.66
VELOC	1	2	4.06	2.72	1.51
VELOC	1	3	5.08	3.68	1.59
VELOC	1	4	5.27	4.70	1.63
VELOC	1	5	5.56	5.72	1.70
VELOC	1	6	5.67	7.23	1.70
VELOC	1	7	5.77	8.70	1.64
VELOC	1	8	5.82	10.21	1.64
VELOC	1	9	5.85	11.68	1.62
VELOC	1	10	5.90	13.69	1.57
VELOC	1	11	5.94	15.69	1.57
VELOC	1	12	6.02	17.69	1.59
VELOC	1	13	6.13	19.72	1.61
VELOC	1	14	6.30	21.73	1.65

Catálogo de sismos VT: Para el presente estudio, se elaboró un catálogo de 7229 sismos VT, cuyos errores hipocentrales en la horizontal menor (Er_h) y en profundidad (Er_z) son menores a 3 km, valores de $RMS \leq 0.4s$ y $GAP \leq 300$, respectivamente (Figura 5). La mayoría de los sismos fueron localizados a profundidades muy superficiales (< 17 km) bajo el volcán Sabancaya y alrededores. En relación a la magnitud de los sismos, se consideró la magnitud local (ML), la cual varía desde $-0.6ML$ a $4.5ML$. Estos eventos están principalmente distribuidos en un radio menor de 23 km de distancia desde el centro del volcán Sabancaya, concentrándose en su mayoría en los sectores noroeste, norte y noroeste. El rango de sus profundidades es muy variado bajo la superficie del volcán hasta 15 km bajo el nivel del mar, antes y durante su proceso eruptivo.

En la Figura 5, se observa la localización de los sismos VT, los cuales serán utilizados en el capítulo de interpretación.

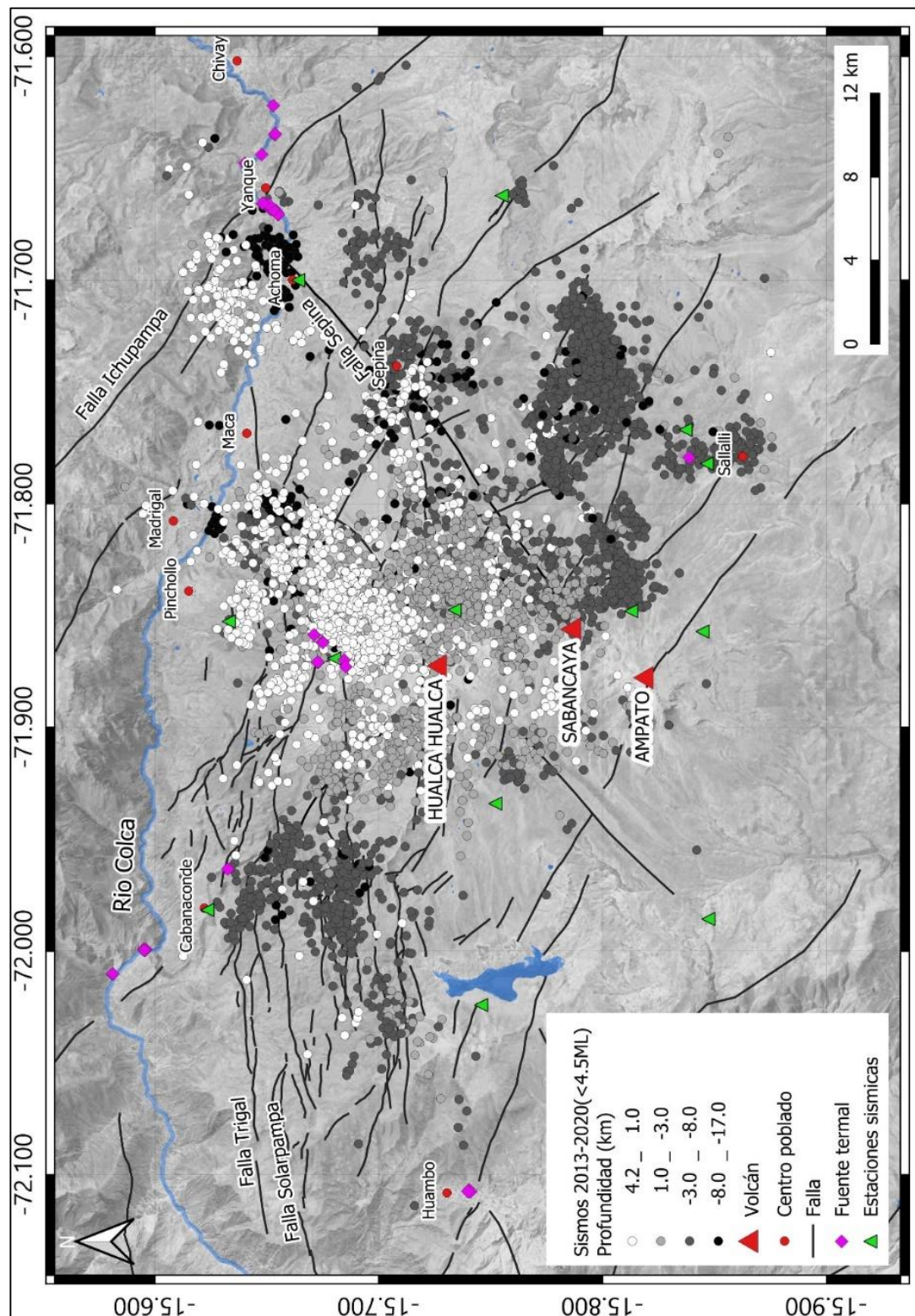


Figura 5.- Mapa sísmico 2013-2020 del volcán Sabancaya. En círculos blancos y grises se muestran sismos superficiales (hasta 3 km bajo el nivel del mar) y en color gris oscuro y negro sismos profundos (entre 3 y 17 km de profundidad).

3.- DATOS Y PROCESAMIENTO

3.1.- Datos magnetotelúricos

Las mediciones magnetotelúricas (MT) en el volcán Sabancaya y áreas aledañas se realizaron entre los meses de noviembre y diciembre de 2022, gracias al convenio de cooperación entre el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD-Francia). Para ello, se utilizaron 4 equipos ADU-08 de banda ancha fabricado por la compañía Metronix Geophysics, propiedad del Instituto de Ciencias de la Tierra-Francia (ISTerre-Francia). El sistema completo incluye una unidad de adquisición de datos (o registrador de datos) conocida como MTU, sensores eléctricos (electrodos Pb/PbCl₂ EFP-06 y PE5), sensores magnéticos (bobinas de inducción Metronix MFS-06e) y una fuente de alimentación (Figura 6). Para su funcionamiento se configuró el registrador (caja naranja) de 5 canales; dos canales para medir el campo eléctrico (Ex y Ey) y tres canales para medir el campo magnético (Hx, Hy y Hz).

La Figura 7 muestra un mapa ampliado de la zona de estudio. Las mediciones fueron realizadas en zona de inflación (deformación), donde se instalaron 33 estaciones magnetotelúricas (triángulo azules invertidos), a distancias de 3 y 7 km entre sitio y sitio, y entre 30 y 40 horas. En algunas estaciones MT se registraron en un rango de periodo de 65 kHz a 5000 s; mientras que, en algunas estaciones localizadas en la parte norte del volcán entre 300 s -5000 s, representando a los datos de mejor calidad. Las estaciones localizadas al sur del volcán evidenciaron un registro inferior debido al ruido electromagnético.

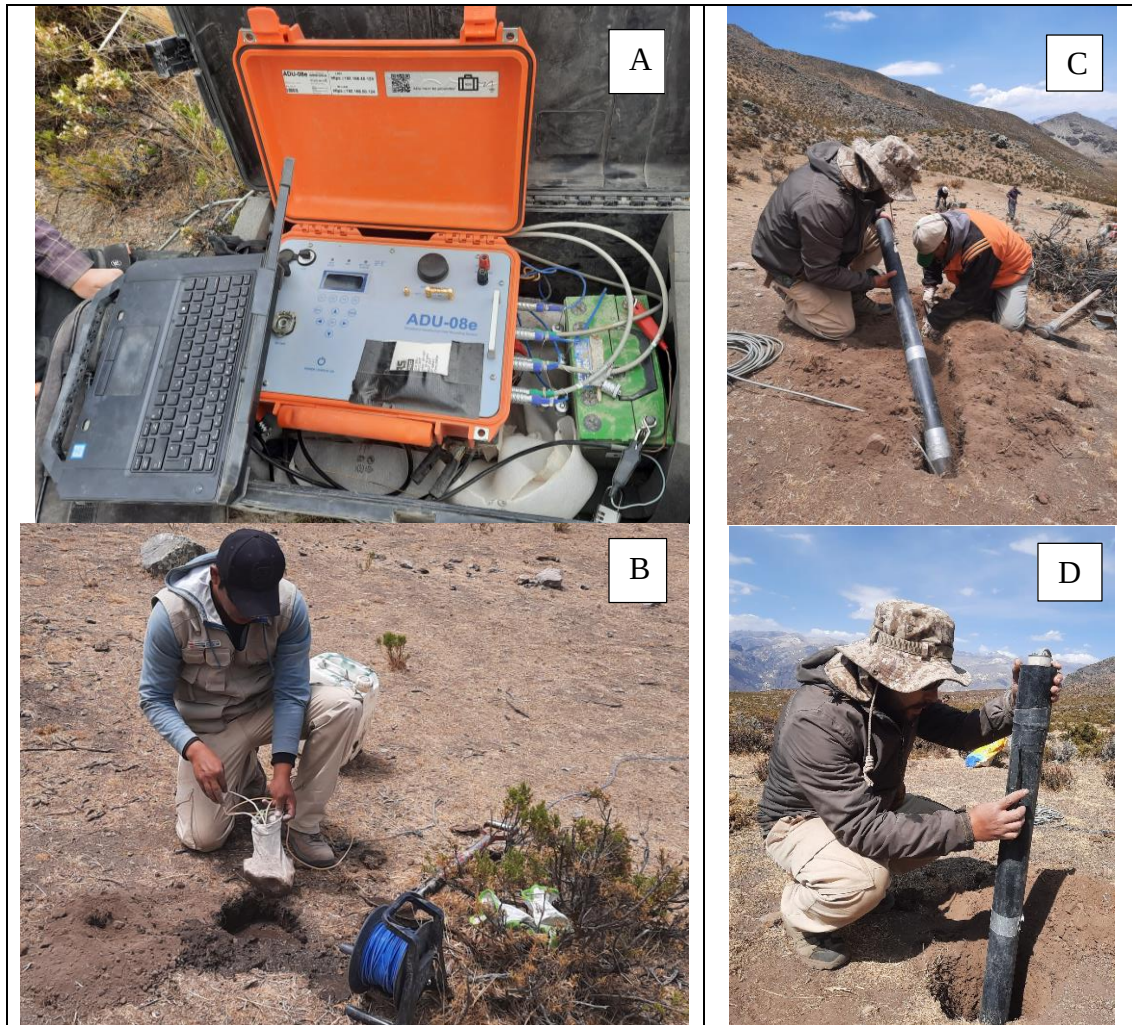


Figura 6.- Fotografías tomadas en noviembre de 2022 donde se muestra la instalación del equipo magnetotelúrico. A) Instrumento Metronix y sus accesorios utilizados para la adquisición de datos. A) Ordenador portátil para la configuración y procesamiento preliminar y registrador ADU-08e conectada a una batería de 12 V. B) Electrodo porosos y cables de conexión. C) Bobinas de inducción magnética para los componentes Hx, Hy. D) Bobinas de inducción magnética Hz.

La Figura 8 muestra el esquema de disposición de una estación MT en la zona del volcán Sabancaya. Se utilizaron cuatro electrodos impolarizables (Pb/PCl₂) en arreglo ortogonal N-S (Ex), E-O (Ey) y un electrodo para el contacto a tierra. En tanto, para realizar las mediciones del campo magnético se utilizaron tres componentes ortogonales N-S (Hx), E-O (Hy) y vertical (Hz), utilizando tres bobinas de inducción.

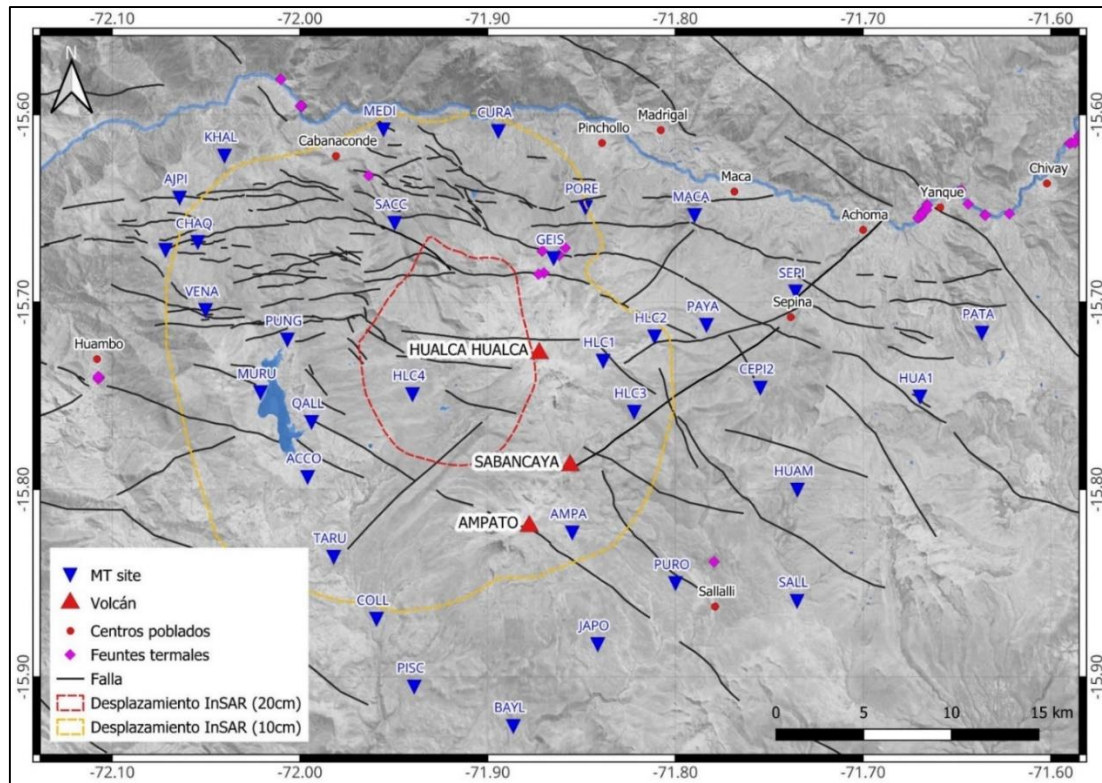


Figura 7.- Localización de las estaciones MT alrededor del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya y volcán Hualca Hualca, en triángulos azules invertidos. También se presentan los trazos de fallas y zonas de deformación: líneas negras sólidas (falla), líneas entre cortadas en amarillo y rojo muestran inflación entre mayo de 2015 y mayo de 2020 (Machacca et al., 2023). Los triángulos rojos corresponden a los volcanes. Los puntos fucsias representan las fuentes termales extraídas de GEOCATMIN. En puntos rojos los principales centros poblados.

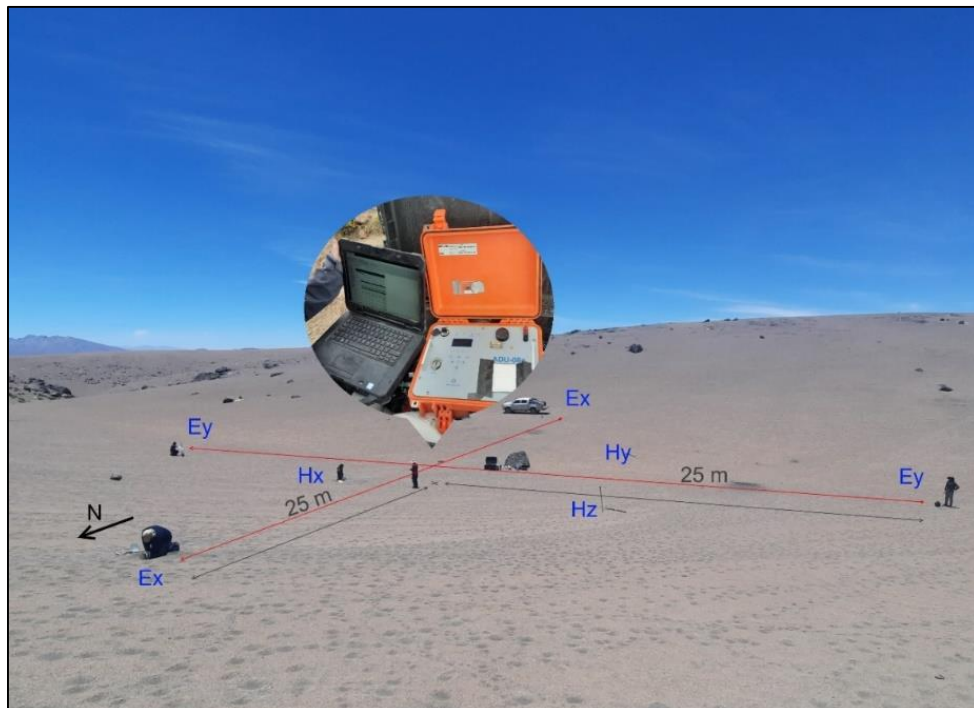


Figura 8.- Esquema de instalación de una estación MT. Hx, Hy, Hz corresponden a las bobinas magnetotelúricas orientadas en dirección N-S, E-O y vertical, respectivamente. Ex (norte-sur) y Ey (este-oeste) corresponden a la orientación de los dipolos eléctricos.

3.2.-Procesamiento de datos

Luego de registrar los datos magnetotelúricos en campo (E_x , E_y , H_x , H_y y H_z), se procede con la conversión de series de tiempo, a series en dominio de frecuencias utilizando el software ProcMT de Metronix Geophysics, con la finalidad de estimar la impedancia (Z), resistividad aparente (ρ_a) y fase (ϕ) en función de la frecuencia. La Figura 9 muestra un ejemplo del procesamiento para la estación QALL (localizado al noroeste de volcán Sabancaya): la curva de resistividad aparente (panel superior) y la fase (panel central) de las componentes de la diagonal principal, XY e YX, así como las flechas de inducción (panel inferior). La línea continua (rojo y azul) muestra el llamado criterio de Rho+, el cual define la consistencia entre la resistividad aparente y la fase (Parker y Booker, 1996).

3.3.- Inversión de datos magnetotelúricos

El proceso de inversión consiste en estimar la variación de la resistividad en profundidad. De forma general, permite una primera interpretación del comportamiento eléctrico de los materiales al interior del volcán Sabancaya. En este estudio, se realizaron las inversiones 1D y 3D utilizando algoritmos robustos los cuales son detallados a continuación:

Inversión 1D: A priori, se considera un medio homogéneo e isotrópico bajo el volcán Sabancaya. La inversión 1D se realizó mediante la metodología probabilística de Monte Carlo basada en cadenas de Markov (Markov Chain Monte Carlo). Para ello, se aplicó el algoritmo RJMCMCMT, código escrito en lenguaje de programación C++ por un equipo de investigadores de la Escuela de Investigación de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de Australia (Mandolesi et al., 2018; Brodie y Jiang, 2018). El código fuente y el documento de usuario pueden descargarse del repositorio GitHub® de Geoscience Australia (<https://github.com/GeoscienceAustralia/rjmcmt>).

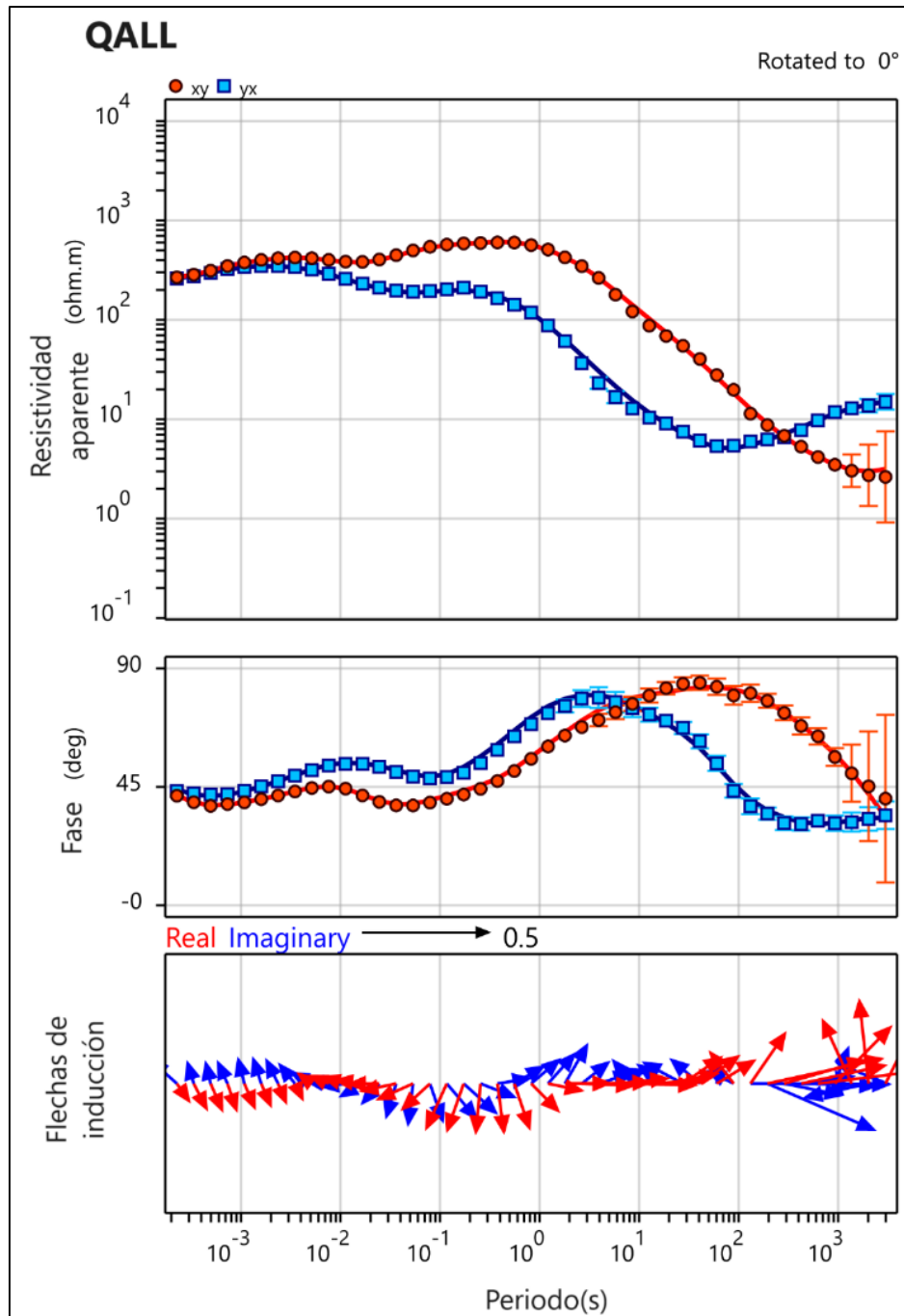


Figura 9.- Resistividad aparente (panel superior) y fase de las componentes XY-YX (medio); panel inferior corresponden a las flechas de inducción; como ejemplo de calidad y procesamiento de datos.

Los datos de entrada para la inversión corresponden a los datos de impedancia; al invertir los datos de impedancia, se utiliza el determinante del tensor de impedancia (11); al invertir los datos de resistividad aparente y fase, se utiliza la media geométrica de la resistividad aparente (12) y la media aritmética de la fase (13) (Brodie y Jiang, 2018).

$$\det(z) = \sqrt{z_{xx}z_{yy} - z_{xy}z_{yx}} \quad (11)$$

$$\rho = \sqrt{\rho_{xy}\rho_{yx}} \quad (12)$$

$$\theta = [\theta_{xy} + \theta_{yx}]/2 \quad (13)$$

En la Figura 10 se muestra los resultados obtenidos de la inversión 1D de la estación HLC2, ubicada al NE del volcán Sabancaya. La Figura 10A y la Figura 10B muestran los datos de resistividad aparente y fase, respectivamente; con sus barras de error (color rojo) y los modelos de mejor ajuste en cada una de las 12 cadenas de Markov (trazos casi exactamente una encima de la otra, líneas azules).

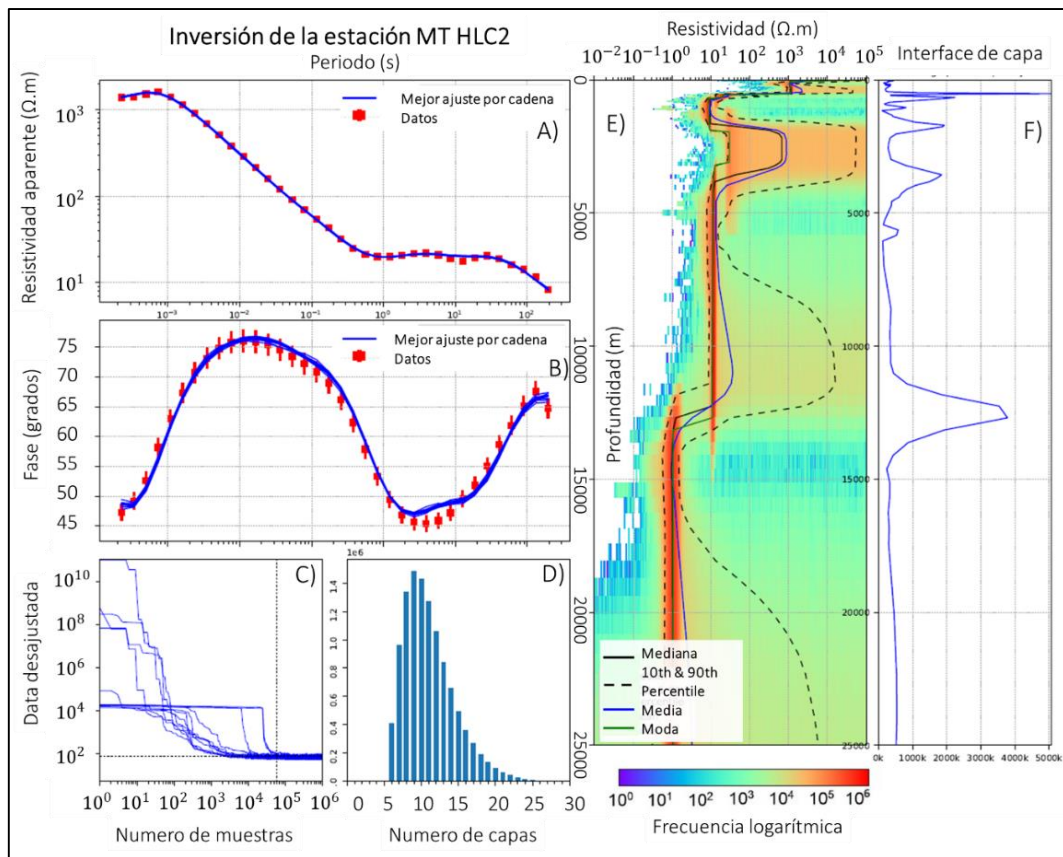


Figura 10.- Gráfico que resume el proceso de inversión 1D de la estación HLC2 utilizando el algoritmo rj-McMCMT: A y B) Datos de resistividad aparente y fase con sus respectivas barras de error (rojo) y el modelo mejor ajustado de cada cadena de Markov (azul). C) Historial de convergencia de desajuste de datos para cada cadena de Markov; D) Histograma del número de capas en el modelo. E) Modelos resumidos de la mediana, percentil 10 y 90, media y moda en la imagen sombreada pseudocoloreada del histograma log-PPD 2D. F) Histograma de punto de cambio que muestra la probabilidad de dónde se producen las interfaces de capa.

La Figura 10C muestra el historial de convergencia de cada cadena de Markov (trazos azules). La Figura 10D muestra el histograma del número de capas de los modelos recogidos en el conjunto, el cual indica que un modelo, de entre ocho a diez capas, es el más probable. Para más de cuatro capas, la probabilidad disminuye. La Figura 10E muestra el logaritmo del histograma PPD (posterior probability density) en un sombreado pseudocoloreado. Las zonas sombreadas de color intenso (rojo) corresponde al modelo de mayor probabilidad, y las zonas blancas tienen una probabilidad prácticamente nula. Encima del sombreado se representan los modelos resumen extraídos del histograma PPD, en concreto: el modelo de la mediana o percentil 50 (negro); los modelos de los percentiles 10 y 90 (negro discontinuo); el modelo de la media (azul); y el modelo de la moda (verde). Finalmente, en la Figura 10F se presenta el histograma de punto de cambio 1D que muestra la probabilidad de zona dónde se producen las interfaces de capa (cambio en profundidad).

Inversión 3D: Durante el procesamiento unidimensional se observa estructuras conductoras muy bien definidas, muchas de ellas bastante similares en resistividad y en espesor, sin embargo, es difícil analizar como varia lateralmente y en profundidad; por consiguiente, fue necesario la inversión 3D, mediante un sistema de procesamiento paralelo o distribuido (cluster), que procesa grandes cantidades de datos en tiempos cortos.

La inversión 3D de datos del CVAS se realizó mediante el algoritmo de inversión 3D MoDEM basado en diferencias finitas (Kelbert et al, 2014). Mediante la ecuación (14) se realizó procesos iterativos para obtener un modelo final. Esta ecuación combina dos términos, el primero describe el desajuste (la diferencia entre los datos y el modelo predicho) y el segundo la llamada regularización. Una forma de regularización consiste en utilizar un modelo a priori (modelo inicial-resistividad base).

$$\rho(m, d) = \underbrace{(d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m))}_{\text{Desajuste}} + \underbrace{v(m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0)}_{\text{Regularización}} \quad (14)$$

Para obtener el error nRMS se utilizó la siguiente ecuación:

$$dRMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{d_i - F_i[m]}{e_i} \right|^2} \quad (15)$$

Dónde: d_i es el dato observado de la impedancia (Z_{xx} , Z_{xy} etc), $F_i(m)$ es el valor predicho por el modelo Z_{xx} Z_{xy} etc, y e_i es el error que se lee de editados.

A continuación, se describen los pasos seguidos para la inversión 3D de los datos MT del CVAS: 1) se utilizó el tensor de impedancia (Z), 2) un modelo inicial uniforme de 20 $\Omega \cdot m$, 3) se invirtió el tensor de fase (Phase-Tensor) y Tipper con corrección de static shift y, 4) se invirtió nuevamente el tensor de impedancia (Z) con menor suavizado (smoothing). También, se elaboró una grilla fina con dimensiones horizontales de 950 m x 950 m y celdas de 67 x 79 en cada dirección horizontal. Respecto a las celdas verticales, presentan un grosor de 90 m y se incrementó multiplicando un factor de 1.1, aumentando el tamaño en profundidad, con la finalidad de mejorar la resolución de los datos y evitar la naturaleza difusiva de las señales electromagnéticas utilizadas en MT. También, se utilizaron datos topográficos de alta resolución 30m (<https://www.gmrt.org>). Posteriormente, se interpolaron para ajustarse al tamaño de la malla horizontal y se incluyeron y fijaron en el modelo inicial.

El modelo de inversión 3D final fue alcanzado luego de 33 iteraciones y tuvo un valor nRMS menor a 1.09. En la Figura 11 se muestra el mapa de

valores $nRMS$ individuales de cada estación MT; en general, los datos magnetotelúricos muestran un buen ajuste.

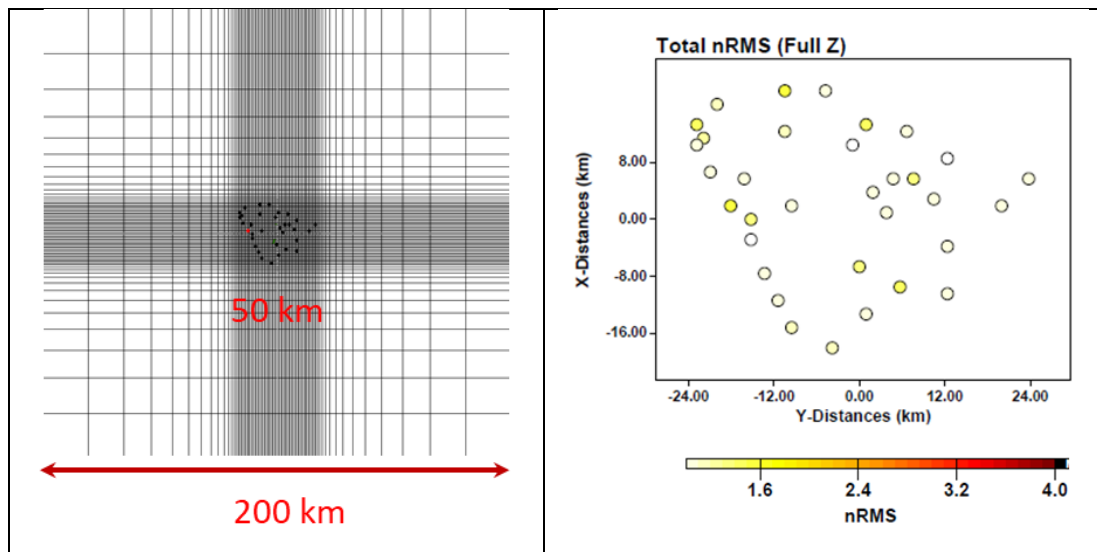


Figura 11.- En la figura de la izquierda se observa las dimensiones del grillado utilizado para el proceso de inversión, y en la figura de la derecha se muestra el mapa de valores de desajuste de $nRMS$ para cada sitio. Se logró un $nRMS$ de menos de 1.09, después de 33 iteraciones.

4.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1- Resultados

4.1.1.- Inversión 1D

La inversión 1D es un paso importante para explorar la resistividad media en la zona de estudio. En general, los resultados muestran que de las 33 estaciones de MT instaladas alrededor del CVAS y VHH, solo uno a tres sectores es altamente conductivos. En la Figura 12 se presenta dos perfiles de resistividad obtenidos de la inversión 1D de las estaciones magnetotelúricas HLC1 y AMPA ubicadas en los sectores noreste y sur del volcán Sabancaya, respectivamente. En ambos perfiles, se observan probables zonas conductivas bajo el complejo volcánico (colores más cálidos), denominados en adelante como conductor superficial (C1), conductor intermedio (C2) y conductor profundo (C3).

El conductor C1, está ubicado a ~ 1.5 km de profundidad, tanto en la estación HLC1 y AMPA, bajo la superficie del volcán y cuya resistividad varía entre 1 y 10 $\Omega.m$; por su ubicación, podría tratarse del sistema hidrotermal del volcán Sabancaya. El conductor C2, está ubicado a ~ 2.5 km de profundidad bajo la estación AMPA. Su resistividad varía entre 0.1 y 5 $\Omega.m$, el cual podría estar relacionado con fluidos hidrotermales. Mientras, el conductor profundo (C3) con interfaz ubicado a $\sim 12-13$ km de profundidad y una resistividad que varía entre 0.5 y 1 $\Omega.m$, podría tratarse del reservorio magmático profundo que alimenta el actual proceso eruptivo del Sabancaya.

4.1.2.- Inversión 3D

Para caracterizar las estructuras resistivas geoelectricas obtenidas de la inversión 3D, se elaboraron perfiles verticales en dirección de las zonas de

mayor interés bajo el CVAS y VHH (Figura 13). Similar a lo observado en el modelo de resistividad 1D (Figura 12), en el modelo de resistividad 3D representado en los perfiles NO-SE y SO-NE (Figura 13), se identificaron tres zonas conductivas y dos zonas resistivas. Las zonas conductivas son representadas por los conductores superficial C1, intermedio C2 (subdividido en C2.1, C2.2, C2.3) y profundo C3, y las zonas resistivas por R1 y R2.

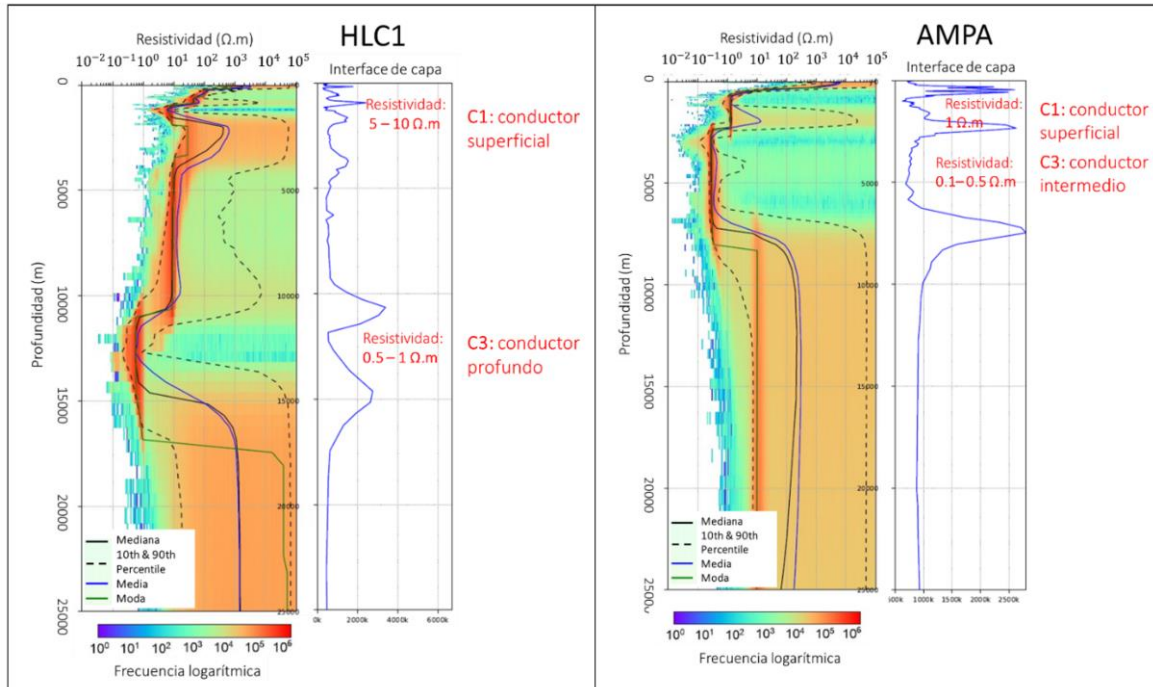


Figura 12.- Ejemplos de los resultados de la inversión probabilística 1D en las estaciones HLC1 y AMPA. En los cuadrosseudocoloreados se muestra el histograma PPD (colores cálidos) alta probabilidad de zonas conductivas. Las líneas azules representan interfases (cambios de resistividad).

Conductor superficial C1: El conductor superficial (C1), se localiza a ~ 1.0 km de profundidad bajo el CVAS y VHH, el cual presenta una resistividad variable de 1 a $10 \Omega.m$ (Figura 13A y 13B). Por su ubicación, probablemente esté asociado al sistema hidrotermal del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, el cual se extendería horizontalmente bajo los tres volcanes (Ampato, Sabancaya, Hualca Hualca). Estudios preliminares de Potencial Espontáneo (PE), evidencian la existencia de un sistema hidrotermal somero activo debajo de los volcanes Ampato y Sabancaya (Álvarez, 2017; Puma et al., 2018), el cual se confirmaría con este estudio que emplea el método

magnetotelúrico; además, se interpreta, preliminarmente, que el sistema hidrotermal alcanzaría hasta el volcán Hualca Hualca, prueba de ello, son las fuentes termales de Pinchollo y Puye Puye, ubicadas en la superficie de este volcán.

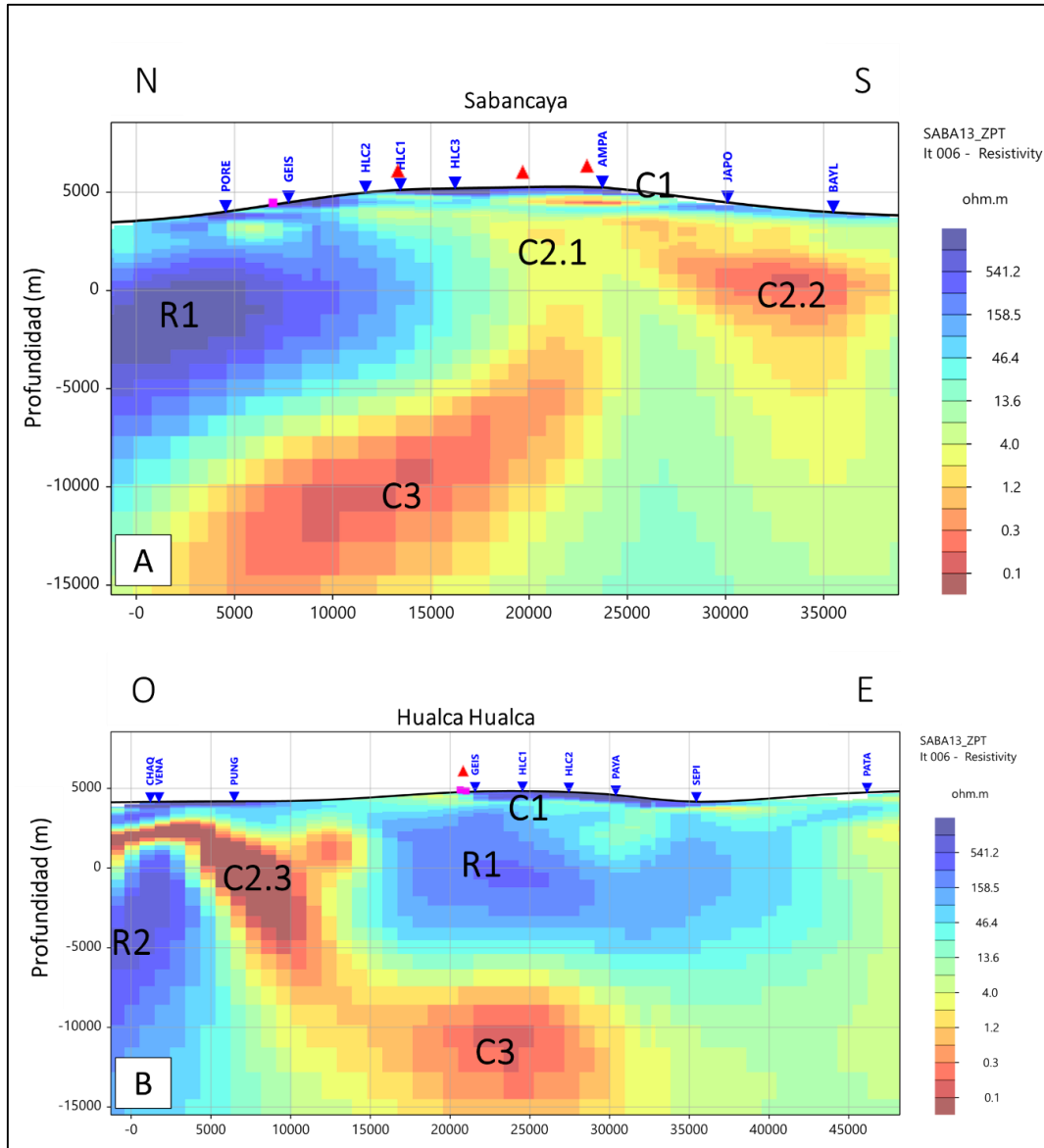


Figura 13.- Perfiles de resistividad vertical extraído del modelo de inversiones 3D. A) Sección vertical en dirección N-S bajo el CVAS y VHH y B) Sección vertical en dirección O-E bajo el VHH. Los triángulos rojos representan los volcanes, mientras que los triángulos invertidos azules representan las estaciones MT, y los cuadrados fucsias son las fuentes termales. En colores cálidos representan bajas resistividades y los colores fríos a altas resistividades en $\Omega.m$.

Conductor intermedio C2: Se identificaron tres conductores intermedios C2.1, C2.2 y C2.3. El conductor C2.1 se localiza entre ~2.0 km y 8 km de profundidad bajo el volcán Sabancaya, y presenta una resistividad variable de

1.0 a 4.0 Ω .m. Probablemente este conductor corresponda a la ubicación de la cámara magmática superficial del volcán Sabancaya o a una zona extendida de alteración hidrotermal reciente o antigua (ubicada a ~ 2 km de profundidad bajo la superficie), en donde se acumulan fluidos magmáticos transitorios (gases, magma, entre otros) (Figura 13A).

Bajo el volcán Ampato, se ubica el conductor C2.2 a profundidades de ~ 3.0 km a 10.0 km. Este conductor presenta resistividades < 1.2 Ω .m, valores muy bajos e inesperados, puesto que en superficie no hay evidencias de fuentes termales ni actividad sísmica. La baja resistividad se podría asociar a fluidos magmáticos, que estarían recargándose desde la cámara magmática profunda (C3, Figura 13A). Mientras tanto, el conductor C2.3, el conductor intermedio más representativo, se ubica al noroeste del volcán Sabancaya (Figura 13B), presenta valores de resistividad por debajo de 0.1 Ω .m, el cual se extiende desde los ~ 2.0 km hasta los 7.0 km de profundidad bajo la zona de Huambo - Cabanaconde y lateralmente se extiende en dirección NO a SO. Por su resistividad, este conductor C2.3 podría asociarse a fluidos magmáticos, sin embargo, en superficie, no hay evidencia de manifestaciones termales, pero si, en sus alrededores, se observa el sistema de fallas (Huambo-Cabanaconde). Por debajo de dicho sector, se observa una zona altamente resistiva (R2) de hasta 540 Ω .m.

Conductor profundo C3: El conductor C3 fue identificado en la inversión 1D y 3D. La cima del conductor está ubicada a ~ 12.5 km y se extiende hasta ~ 18 km de profundidad bajo el volcán Hualca Hualca. Según la sección vertical N-S y O-E, el conductor profundo presenta una resistividad casi uniforme de menos de 0.5 Ω .m y una forma alargada que se extiende en dirección NO a SE (Figura 13A). Asimismo, en las Figuras 13A y 13B, se observa que el conductor profundo C3 tendría una conexión con los conductores C2.1 (bajo el volcán Sabancaya), C2.2 (bajo el volcán Ampato) y C2.3 (bajo la zona de Huambo-Cabanaconde). Otra característica importante a resaltar, es la

presencia de una potente zona resistiva denominada R1 (~ 10 km de espesor) de hasta $540 \Omega.m$ ubicado por encima del conductor C3.

4.2.- Discusión

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica pasiva que implica medir las variaciones temporales del campo eléctrico y magnético en la superficie, para determinar y caracterizar las estructuras resistivas eléctricas al interior de la tierra (Simpson y Bahr, 2005). En ambientes volcánicos, el empleo del método magnetotelúrico es bastante adecuado debido a que la resistividad eléctrica (alta conductividad) es muy sensible a la presencia de sistemas magmáticos o fluidos magmáticos (Unsworth y Rondenay, 2012; Nover, 2005; Pommier, 2014), así como a fluidos magmáticos salinos, minerales eléctricamente conductores (zonas de alteración), salmueras ultra salinas y arcillas (Jenkins et al., 2023). Sin embargo, para una mejor interpretación del origen de las zonas conductoras o resistivas es importante correlacionarlos con estudios previos. En este sentido, el modelo de resistividad representativo del volcán Sabancaya, obtenido de la inversión 3D (Figuras 13 y 14) se correlaciona con los sismos Volcano – Tectónicos (VT), y se cotejara con estudios de deformación (McQueen et al., 2020; Boixart et al., 2020) y geológico-vulcanológicos (Gerbe y Thouret, 2004).

4.2.1.- Zonas conductoras y correlación con datos sismos

En general, se identificaron zonas conductivas en distintos niveles de profundidad bajo el volcán CVAS y VHH. De acuerdo a los resultados obtenidos, el conductor superficial (C1), estaría asociado al sistema hidrotermal del CVAS y VHH, este sistema estaría siendo alimentado por fluidos magmáticos (gases magmáticos, vapor de agua, entre otros) provenientes de zonas magmáticas intermedias, el cual ocasionaría que la zona presente valores de conductividad ligeramente bajos ($1-10 \Omega.m$). Machacca et al. (2023), **sugiere** que el progresivo calentamiento del sistema

hidrotermal (C1) por los gases magmáticos, causaría el aumento de la presión de poros y este proceso estaría desencadenando los sismos que ocurren en las zonas superficiales; el estudio localiza los sismos en su mayoría al NE y N del volcán Sabancaya y bajo el volcán Hualca Hualca a menos de 2 km de profundidad (Figura 15B y 15C).

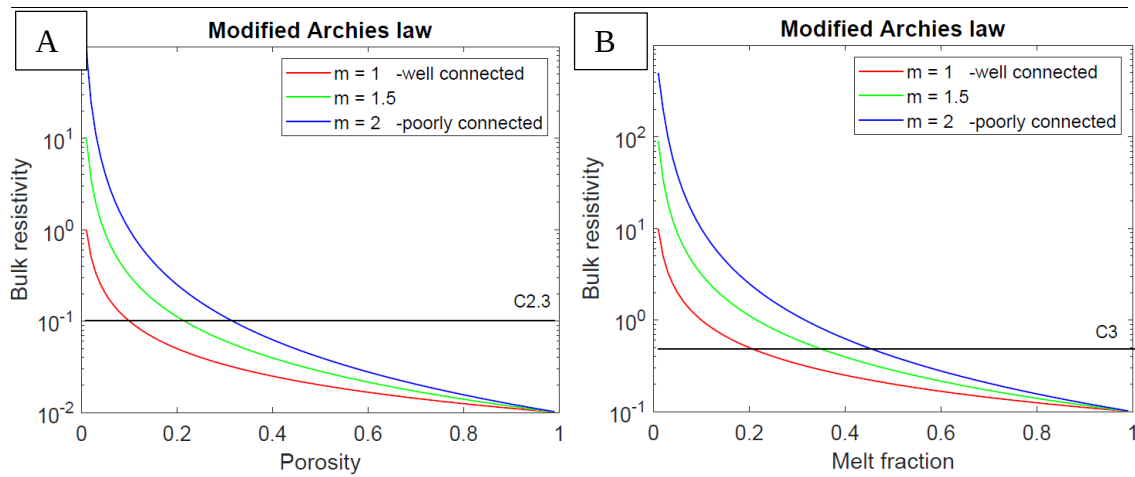


Figura 14.- Gráficos de la Ley modifica de Archie. En la izquierda, se muestran la relación de la resistividad efectiva en función de la porosidad para fluidos ultrasalinos (C2.3) con conductividad ~ 100 S/m (Jenkins et al., 2023) y derecha, relación de la resistividad efectiva en función de la fracción de magma fundida (C3: melt fraction) con conductividad ~ 10 S/m (siemens por metro) (Laumonier et al., 2017).

Bajo el volcán Sabancaya, el conductor C2.1 estaría asociado a la zona transitoria de fluidos magmáticos (cámara magmática superficial) o a una zona extendida de alteración hidrotermal reciente o antigua. En este sector, estudios petrológicos infirieron una cámara magmática dacítica superficial a ~ 6 km de profundidad (Gerbe y Thouret, 2004). Es muy probable, que los fluidos en ascenso y temporalmente almacenados en la cámara magmática superficial, serían expulsados durante las explosiones magmáticas, debido a que el volcán Sabancaya está en pleno proceso eruptivo desde noviembre de 2016 y continúa hasta la fecha de este estudio.

Bajo el volcán Ampato el conductor (C2.2), no podría asociarse a una cámara magmática puesto que, en superficie, no se observa fuentes termales, ni deformación ni sismos. Sin embargo, según la Figura 17, aparentemente

existe una conexión con la cámara magmática profunda (C3), el cual se interpreta, preliminarmente, como zonas de fluido magmático remanente de erupciones pasadas o fluidos hidrotermales. Por otro lado, en la zona del volcán Ampato no se tiene buena cobertura de estaciones MT, por lo tanto, las interpretaciones son bastante preliminares en esta etapa.

El conductor C2.3, está ubicado bajo el sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, a 16 km al NE del volcán Sabancaya. Su origen, podría asociarse a las primeras intrusiones de fluidos magmáticos ultra salinos remanentes, emplazados en la etapa de intranquilidad volcánica del Sabancaya (de febrero a julio de 2013) que, a su vez, habría generado deformación de la superficie (julio del 2013) y activación de fallas, ocasionando la ocurrencia de enjambres sísmicos en julio de 2013 (Jay et al., 2015). Estos resultados son concordantes con el cálculo de la resistividad efectiva mediante la ley modificada de Archie (Glover et al., 2000), donde el conductor C2.3 de resistividad menor a $0.1 \Omega.m$, presentaría una porosidad baja del 10 % considerando que los granos estén bien conectados (cimentación < 1) (Figura 14, panel derecho), lo que significa que no habría presencia de material fundido, probablemente se trate de una zona de alto grado de alteración.

El conductor profundo (C3), está ubicado entre ~ 12.5 y 18 km de profundidad, con resistividad menor a $0.5 \Omega.m$ bajo el volcán Hualca Hualca. Por sus características, se interpreta como la cámara magmática profunda del volcán Sabancaya (acumulación de magma fundida). Para sustentar la presencia de material fundido en la cámara magmática profunda (conductor C3) se aplicó la ley modificada de Archie (Glover et al., 2000), considerando su resistividad ($< 0.5 \Omega.m$) y granos pobremente conectados (cimentación > 2). El resultado obtenido muestra que esta zona presenta alta porosidad ($> 45\%$) (Figura 14, panel izquierdo), lo que significa que habría presencia de material fundido. Asimismo, estos resultados se correlación bien con los estudios geodésicos y sísmicos. Por ejemplo, McQueen et al. (2020) y Boixart

et al. (2020), evidenciaron una zona amplia de deformación (~45 km de diámetro), con desplazamiento positivo de hasta 20 cm (inflación) entre el 2015 y 2020, estos autores asociaron con una cámara magmática ubicada entre ~12 y 15 km de profundidad bajo el volcán Hualca Hualca (Figura 15).

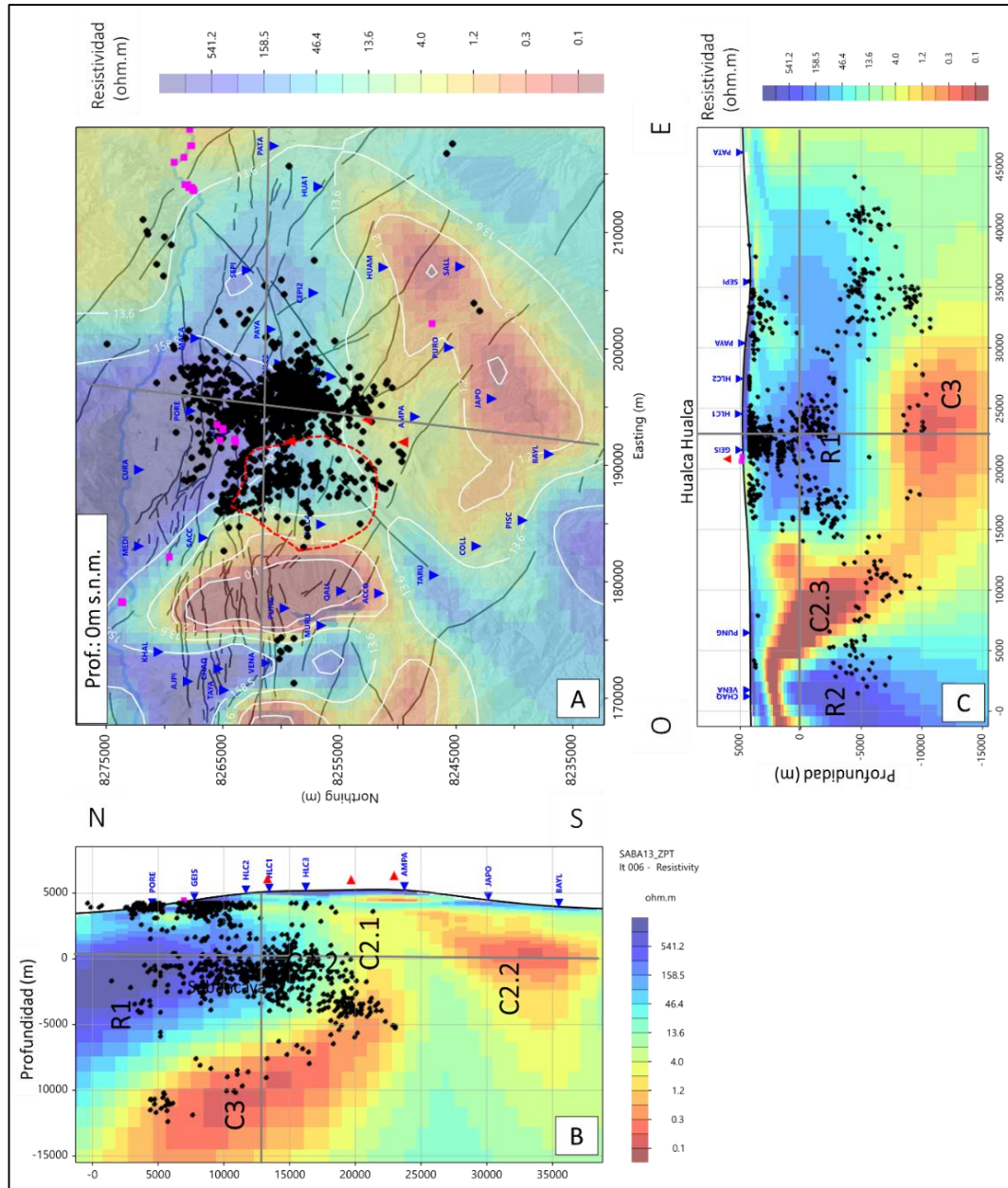


Figura 15.- Perfiles de resistividad vertical y horizontal extraído del modelo de inversiones 3D en correlación con los sismos ocurridos entre el 2013 al 2020 (círculos negros). A) Sección horizontal realizado al nivel del mar, correlacionada con sismos VT de hipocentros entre 2 km y 7km de profundidad bajo la superficie. B) Sección vertical en dirección N-S y C) Sección vertical O-E. En líneas discontinuas se resalta la zona de mayor inflación. Los colores cálidos representan bajas resistividades y los colores fríos representan altas resistividades en $\Omega.m$.

Por otro lado, Machacca et al. (2023) evidenciaron la ocurrencia de sismos repetitivos a distancias de 10 a 20 km al NE del Sabancaya; los autores sugieren que estos sismos son ocasionados por la presión de poros en el sistema hidrotermal, el cual causaría la reactivación de fallas distantes. En contraste, en este estudio, se interpreta que la presión que ejerce la constante acumulación de magma en la cámara magmática profunda (Conductor C3) estaría generando la intensa actividad sísmica localizada a lo largo de fallas distantes, además de generar deformación en superficie, el cual fue evidenciada en los estudios de McQueen et al. (2020) y Boixart et al. (2020) (Figura 16).

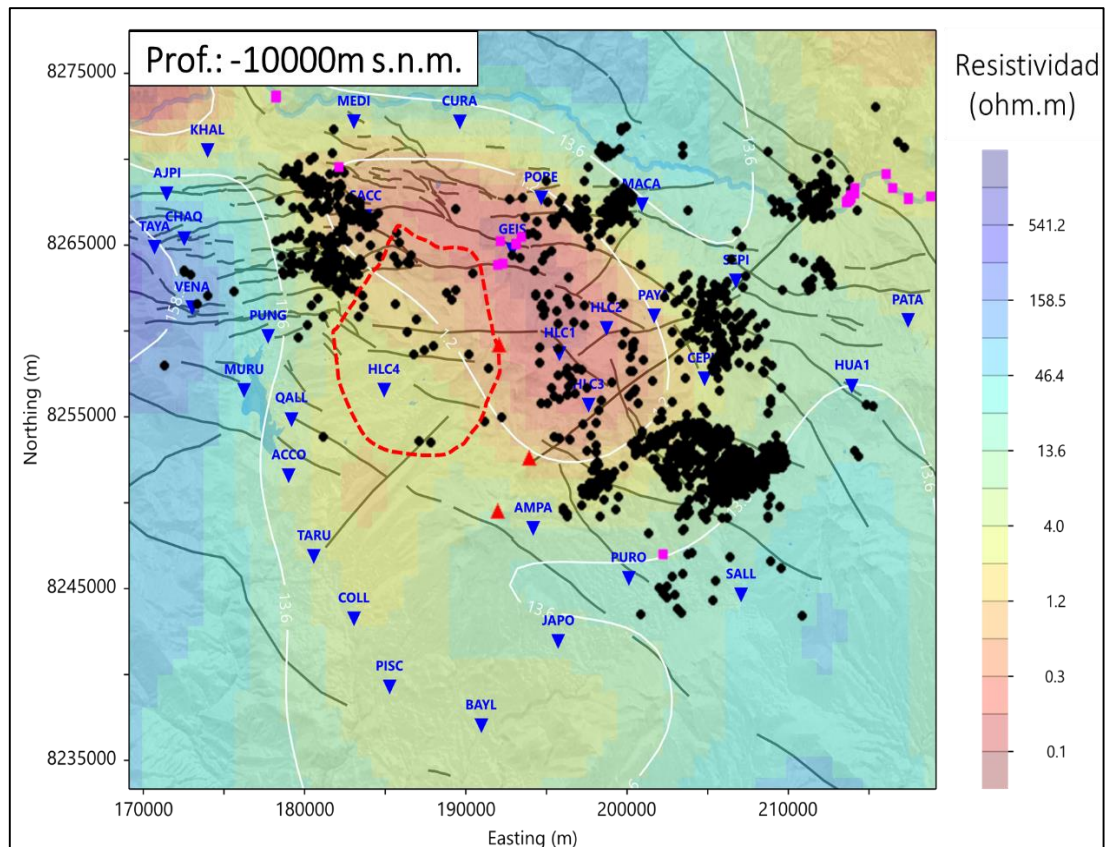


Figura 16.- Sección horizontal realizado a 10 km bajo el nivel del mar o 15 km bajo la superficie volcánica, el cual fue extraída del modelo de inversión 3D. La sección se correlaciona con sismos VT que presentan hipocentros entre 9 a 20 km de profundidad. Las líneas discontinuas se resaltan la zona de mayor inflación. Los colores cálidos representan bajas resistividades y los colores fríos representan altas resistividades en Ωm .

4.2.2.- Modelo de resistividad 3D y estudios geodésicos

El perfil de resistividad en dirección SO-NE (Figura 17) muestra el camino que podría estar tomando los fluidos magmáticos profundos durante el proceso de ascenso hacia las zonas más superficiales, reforzando la idea propuesta por los estudios de Boixart et al. (2020) y McQueen et al. (2020). Probablemente el material fundido proveniente de la cámara magmática profunda (C3), aportaría de fluidos magmáticos hacia zonas intermedias (C2.1 y C2.2). Bajo los volcanes Sabancaya y Hualca Hualca, los fluidos magmáticos al abrirse paso hacia la superficie, estarían generando intensa actividad sísmica localizada entre ~5 y 10 km de profundidad (Figuras 17 y 18); luego, estaría almacenándose, transitoriamente, en la cámara magmática superficial (C2.1) para ser expulsado hacia el exterior por el conducto volcánico del Sabancaya mediante la ocurrencia de explosiones volcánicas.

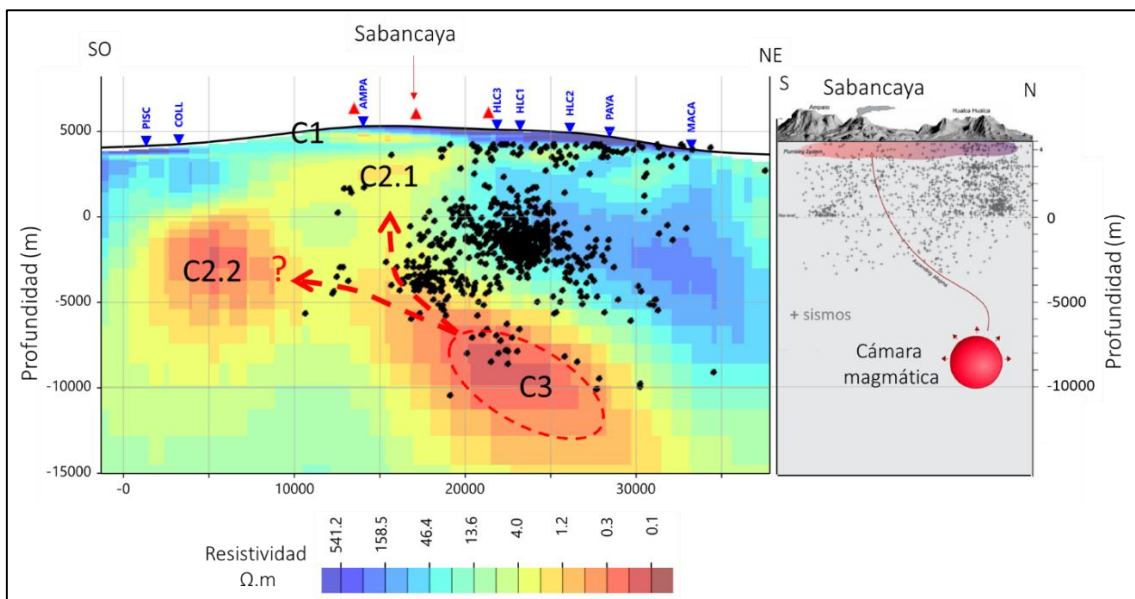


Figura 17.- Comparativo del perfil de resistividad extraído de la inversión 3D con el esquema propuesto por Boixart et al. (2020). Las flechas discontinuas (rojas) son las posibles trayectorias de ascenso de fluidos magmáticos hacia el conducto del Sabancaya. Los puntos negros y cruces grises representan a los sismos. El círculo con líneas discontinuas se interpreta como la cámara magmática profunda (~12.5 a 18 km) y el círculo rojo sólido representa la cámara magmática interpretada por el estudio geodésico (profundidad: ~12 a 15 km); ambos bajo la superficie volcánica. Los colores cálidos representan bajas resistividades y los colores fríos representan altas resistividades en $\Omega.m$.

CONCLUSIONES

- Se ha realizado el estudio de la estructura interna del CVAS y VHH, mediante el método magnetotelúrico, con lo cual se obtuvo imágenes de alta resolución del sistema magmático bajo el Complejo Volcánico Ampato–Sabancaya (CVAS), volcán Hualca Hualca (VHH) y sus alrededores. Los modelos de resistividad obtenidos de la inversión 1D y 3D muestran, claramente, la existencia de tres zonas conductivas (C1, C2 y C3) y zonas resistivas (R1 y R2).
- El conductor (C1), el cual estaría asociado al sistema hidrotermal que comparten el CVAS, identificado también por estudios de potencial espontáneo. Los modelos de inversión, indican que el conductor superficial ($1-10 \Omega.m$) abarcaría el CVAS y se extendería horizontalmente hasta el VHH ($\sim 1.0\text{km}$ bajo la superficie) ya que en superficie se evidencia fuentes termales sobre el volcán VHH (Pinchollo y Puye Puye). El presente trabajo sugiere también, que el progresivo calentamiento del sistema hidrotermal por los gases magmáticos profundos desencadenaría sismos superficiales (hipocentros $<$ de 2 km bajo la superficie) localizados al NE y N del volcán Sabancaya.
- Los conductores intermedios (C2.1, C2.2 y C2.3), se extienden bajo el CVAS y zona de Huambo-Cabanaconde. EL conductor C2.1 (resistividad: $1-4 \Omega.m$) se asocia a la cámara magmática superficial o una zona de alteración hidrotermal reciente o antigua bajo el volcán Sabancaya, ubicada entre ~ 2 a 8 km de profundidad. La zona fue evidenciada también por estudios petrológico propuesto Gerbe y Thouret (2004). En la zona conductora (C2.1), se acumularía temporalmente los fluidos magmáticos provenientes de la cámara magmática profunda, para luego ser expulsados hacia el exterior por el conducto volcánico del Sabancaya mediante explosiones (actualmente

en proceso eruptivo desde noviembre de 2016). Los fluidos magmáticos al abrirse paso hacia la superficie ocasionan intensa actividad sísmica (~ 5 a 10 km de profundidad bajo la superficie). El conductor C2.2 (resistividad $< 1.2 \Omega.m$), representa un resultado inesperado (en superficie no hay evidencias de fuentes termales ni sismos), preliminarmente se le puede asociar a fluidos magmático remanentes de erupciones pasadas. El conductor C2.3 (resistividad $< 0.1 \Omega.m$) está asociado a fluidos magmáticos ultra salinos remanentes emplazados durante la etapa de intranquilidad del volcán Sabancaya (febrero a julio de 2013).

- Finalmente, el conductor (C3), se asocia a la cámara magmática profunda del volcán Sabancaya ubicado entre ~ 12.5 -18km de profundidad bajo el volcán Hualca-Hualca en muy buena concordancia con el modelo de deformación de Boixart et al., (2020). La zona conductora (resistividad $< 0.5 \Omega.m$), presentaría una fracción de material fundido (calcula por la Ley modificada de Archie) y su constante acumulación, genera deformación en superficie evidenciada por estudios de McQueen et al. (2020) y Boixart et al. (2020). Además, estaría ocasionando debilitamiento y activación de fallas en su entorno (zonas resistivas: R1 y R2), causando intensa actividad sísmica localizada en su mayoría al NO, N y NE (sismos entre 9 y 20 km de profundidad).

BIBLIOGRAFÍA

- Antayhua, Y.; Tavera, H.; Bernal, I.; Palza, H. & 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.
- Archie, G.E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, v. 146, p. 54-62.
- Beck, S. L., & Zandt, G. (2002). The nature of orogenic crust in the central Andes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B10), ESE-7. <https://doi.org/10.1029/2000JB000124>
- 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. <https://doi.org/10.3390/rs12111852>
- Brodie, R. & Jiang, W. (2018). Trans-dimensional Monte Carlo inversion of short period magnetotelluric data for cover thickness estimation. ASEG Extended Abstracts, 2018(1), 1-7. (<https://github.com/GeoscienceAustralia/rjmcmt>)
- Bromley, G. R., Thouret, J. C., Schimmelpfennig, I., Mariño, J., Valdivia, D., Rademaker, K., & Keddadouche, K. (2019). In situ cosmogenic ³He and ³⁶Cl and radiocarbon dating of volcanic deposits refine the Pleistocene and Holocene eruption chronology of SW Peru. Bulletin of Volcanology, 81(11), 1-16.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18(3):605–635.
- Comeau, M.J. & Unsworth, M.J. (2015). New constraints on magma distribution beneath Volcan Uturuncu, Bolivia, from magnetotelluric data, Geosphere, Manuscript submitted for publication.
- 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.

Cruz Pauccara, V. & Matsuda, K. (2012). Caracterización geoquímica de la zona geotermal de Calacoa, Moquegua.

Gaillard, F. (2004). Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 215-228. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00639-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00639-3)

Gaillard, F., Schmidt, B., Mackwell, S., & McCammon, C. (2003). Rate of hydrogen–iron redox exchange in silicate melts and glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(13), 2427-2441.

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, 541-561.

Glover, P. W., Hole, M. J., & Pous, J. (2000). A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3-4), 369-383.

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.

Heise, W., Caldwell, T. G., Bannister, S., Bertrand, E. A., Ogawa, Y., Bennie, S. L. & Ichihara, H. (2017). Mapping subduction interface coupling using magnetotellurics: Hikurangi margin, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 44(18), 9261-9266. <https://doi.org/10.1002/2017GL074641>

Heise, W., Caldwell, T. G., Bertrand, E. A., Hill, G. J., Bennie, S. L. & Ogawa, Y. (2013). Changes in electrical resistivity track changes in tectonic plate coupling. *Geophysical Research Letters*, 40(19), 5029-5033. <https://doi.org/10.1002/grl.50959>.

- Hering (2019). Advances in magnetotelluric data processing, interpretation and inversion, illustrated by three-dimensional resistivity model of the Ceboruco Volcano, PhD thesis; Francfort 2019.
- 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., Guillard, 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, L.K. & Boore, D.M. (1987). The ML scale in southern California. Bull. Seismol. Soc. Am. 77, 2074–2094.
- 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.
- Jenkins, A. P., Rust, A. C., Blundy, J. & Biggs, J. (2023). Magnetotelluric investigations at Andean volcanoes: Partial melt or saline magmatic fluids?. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 440, 107852.
- Laumonier, M., Gaillard, F., Muir, D., Blundy, J. & Unsworth, M. (2017). Giant magmatic water reservoirs at mid-crustal depth inferred from electrical conductivity and the growth of the continental crust. Earth Planet. Sci. Lett. 457, 173–180. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.023>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107767>
- 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.

Mandolesi, E., Ogaya, X., Campanyà, J. & Agostinetti, N.P. (2018). A reversible-jump Markov chain Monte Carlo algorithm for 1D inversion of magnetotelluric data. *Computers & Geosciences*, 113, 94-105. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.01.011>

Mering, C., Huamán, R., Chorowicz, B. & Guillaude, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS1 images: *Tectonics*, 15, 153-169.

Nover, G. (2005). Electrical properties of crustal and mantle rocks - A review of laboratory measurements and their explanation, *Surveys in Geophysics*, v. 26, p. 593-651.

Parker, R. L. & Booker, J. R. (1996). Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 98(3-4), 269-282. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(96\)03191-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(96)03191-3)

Pommier, A. (2014). Interpretation of magnetotelluric results using laboratory measurements. *Surveys in Geophysics*, 35, 41-84.

Pommier, A. & Le-Trong, E. (2011). —SIGMELTSII: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences, *Computers and Geosciences*, v. 37, p. 1450–1459.

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.

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 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.

- Puma, N. & Torres, J., (2020). Evaluación y análisis de la actividad sísmica en el volcán Sabancaya, periodo 1990-2019. Reporte técnico.
- Rikitake, T. (1948). Notes on electromagnetic induction within the Earth. Bull. Earthquake Res. Inst., 24:1–9.
- 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 Ubinas y Sabancaya. Inf. Int. IGP, 12 p.
- Roquer, T., Arancibia, G., Rowland, J., Iturrieta, P., Morata, D. & Cembrano, J. (2017). Fault-controlled development of shallow hydrothermal systems: Structural and mineralogical insights from the Southern Andes. Geothermics, 66, 156-173. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.12.003>
- 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.
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. Econ. Geol. 105, 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.
- Simpson, F. & Bahr, K. (2005). Practical Magnetotellurics, Cambridge University Press, Cambridge.
- Tavera, H., Guardia, P., Condori, C., Fernández, E. & Arredondo, L. (2013). Sismos de la Región del volcán Sabancaya del 22 y 23 de febrero del 2013. In: Informe Técnico N° 01–2013. Instituto Geofísico del Perú.

- Tavera, H., Guzmán Mendiivil, J. L., Velarde Quispe, L. & Cuya Crispin, Á. A. (2015). Sismo de Ichupampa del 14 de agosto del 2016 (5.3 ML) (Chivay–Arequipa): aspectos sismológicos. Informe Técnico, Instituto Geofísico del Perú.
- Tikhonov, A. (1950). On investigation of electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 73:295–297.
- 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.
- Tyc, A., Gaidzik, K., Ciesielczuk, J., Masías, P., Paulo, A., Postawa, A. & Żaba, J. (2022). Thermal springs and active fault network of the central Colca River basin, Western Cordillera, Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 424, 107513.
- Unsworth, M.J. & Rondenay, S. (2012), Mapping the distribution of fluids in the crust and lithospheric mantle utilizing geophysical methods, in Harlov, D.E., and Austrheim, H., eds., Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock, Lecture Notes in Earth System Sciences, Springer Verlag, Berlin, p. 535-598.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric Method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, 98-141.
- Waxman, M.H. & Smits, L.J.M. (1968), Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands, Society of Petroleum Engineers Journal, v. 243, p. 107-122.
- Zamacola, Y. & Jauregui J.D. (1804). "Apuntes para la historia de Arequipa". Primer festival del libro arequipeño, Arequipa. Edición 1958, 15 p.

