



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



EVALUACIÓN GEOFÍSICA DEL SISTEMA MAGMÁTICO - HIDROTERMAL DEL VOLCÁN UBINAS Y SU APORTE A LA GESTIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES (Departamento de Moquegua)

Informe Técnico N°002-2026/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima – Perú
Enero, 2026

Instituto Geofísico del Perú

Jefe Institucional: Hernando Tavera

Informe Técnico:

Evaluación geofísica del sistema magmático - hidrotermal del volcán Ubinas y su aporte a la Gestión del Riesgo de Desastres (Departamento de Moquegua)

Autores:

Beto Ccallata
Yanet Antayhua
José Luis Torres
Gonzalo Romero
Hernando Tavera
Yovana Álvarez
Rosa Anccasi

Colaboradores externos:

Svetlana Byrdina

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

**EVALUACIÓN GEOFÍSICA DEL SISTEMA
MAGMÁTICO - HIDROTERMAL DEL VOLCÁN UBINAS
Y SU APORTE A LA GESTIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES**

(Departamento de Moquegua)

Lima - Perú
Enero, 2025

RESUMEN

Se presenta el primer modelo geoeléctrico 3D del volcán Ubinas, el más activo del Perú, a partir de datos magnetotelúricos adquiridos en campo entre los años 2022 y 2025. El modelo obtenido mostró que la estructura interna del volcán Ubinas está constituida por un sistema magmático-hidrotermal integrado por una cámara magmática ubicada a una profundidad entre 6 y 14 km. Esta estructura se constituye como la principal zona de concentración de los fluidos magmáticos que ascienden a la superficie a través de un conducto interconectado con el sistema hidrotermal superficial dispuesto de manera lateral bajo el edificio volcánico y a profundidad entre 2 y 3.5 km.

Esta configuración estructural reafirmó la fuerte interacción magmático-hidrotermal del volcán Ubinas coherente con la distribución espacial de la sismicidad local concentrada a lo largo del conducto volcánico. Es aquí, donde se generan procesos asociados a presurización del sistema hidrotermal, inyección y ascenso de fluidos magmáticos. Estos procesos constituyen el mecanismo fundamental que históricamente controló las distintas fases eruptivas del volcán Ubinas hasta la actualidad.

CONTENIDO

RESUMEN

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Estudios previos

2.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.1.- Contexto geológico

2.2.- Contexto estructural

3.- METODOLOGÍA

3.1.- Método magnetotelúrico

3.2.- Dimensionalidad geoeléctrica

3.3.- Teoría de la inversión magnetotelúrica

4.- DATOS Y PROCESAMIENTO

4.1.- Adquisición de datos MT

4.2.- Procesamiento de datos MT

5.- RESULTADOS

5.1.- Análisis de la dimensionalidad

5.2.- Inversión magnetotelúrica 1D

5.3.- Inversión magnetotelúrica 3D

DISCUSIÓN

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

1.- INTRODUCCIÓN

El volcán Ubinas es considerado el más activo del sur del Perú y es parte de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (Figura 1, De Silva y Francis, 1991). Se ubica en la región Moquegua, provincia General Sánchez Cerro y distrito Ubinas, a 70 km al este de la ciudad de Arequipa y 90 km al norte de la ciudad de Moquegua. Los poblados ubicados dentro del radio de influencia del volcán Ubinas son: Querapi, Ubinas, Yunga, Ichuña, Lloque, Chojata, Huarina, Matalaque y Omate en la región Moquegua; además de San Juan de Tarucani en la región Arequipa. En estas localidades habitan alrededor de 13 mil personas que han desarrollado una importante actividad económica como la agricultura y la ganadería. Asimismo, se desarrollan importantes obras de infraestructura que se ven afectadas directa e indirectamente por la actividad volcánica recurrente (Figura 1).

Históricamente, desde el año 1550 hasta la actualidad, el volcán Ubinas experimentó al menos 28 erupciones volcánicas con alta actividad fumarólica (Thouret et al., 2005; Rivera et al., 2011; Samaniego et al., 2020), de bajo a moderado Índice de Explosividad Volcánica como los ocurridos en los años 2006-2009, 2013-2017, 2019 y 2023-2025, con (IEV) igual a 2.

En general, estos procesos eruptivos evidenciaron patrones de ocurrencia de actividad fumarólica y sísmica en sus alrededores. Estudios previos, tanto geológicos, petrológicos y sísmicos (Rivera et al., 2011; Samaniego et al., 2020; Machaca et al., 2021) indican la existencia de una cámara magmática bajo la estructura volcánica a una profundidad entre 6 y 20 km. El repetido ascenso de magma, desde la cámara magmática profunda y su posterior almacenamiento en la cámara superficial, sería la fuente que desencadena la ocurrencia de explosiones, intensa actividad fumarólica y sismicidad. Sin embargo, estos estudios proporcionan limitado conocimiento de la configuración interna del sistema hidrotermal y magmático del volcán Ubinas, así como las características

del conducto por donde transitan los fluidos volcánicos, desde niveles profundos hacia la superficie.

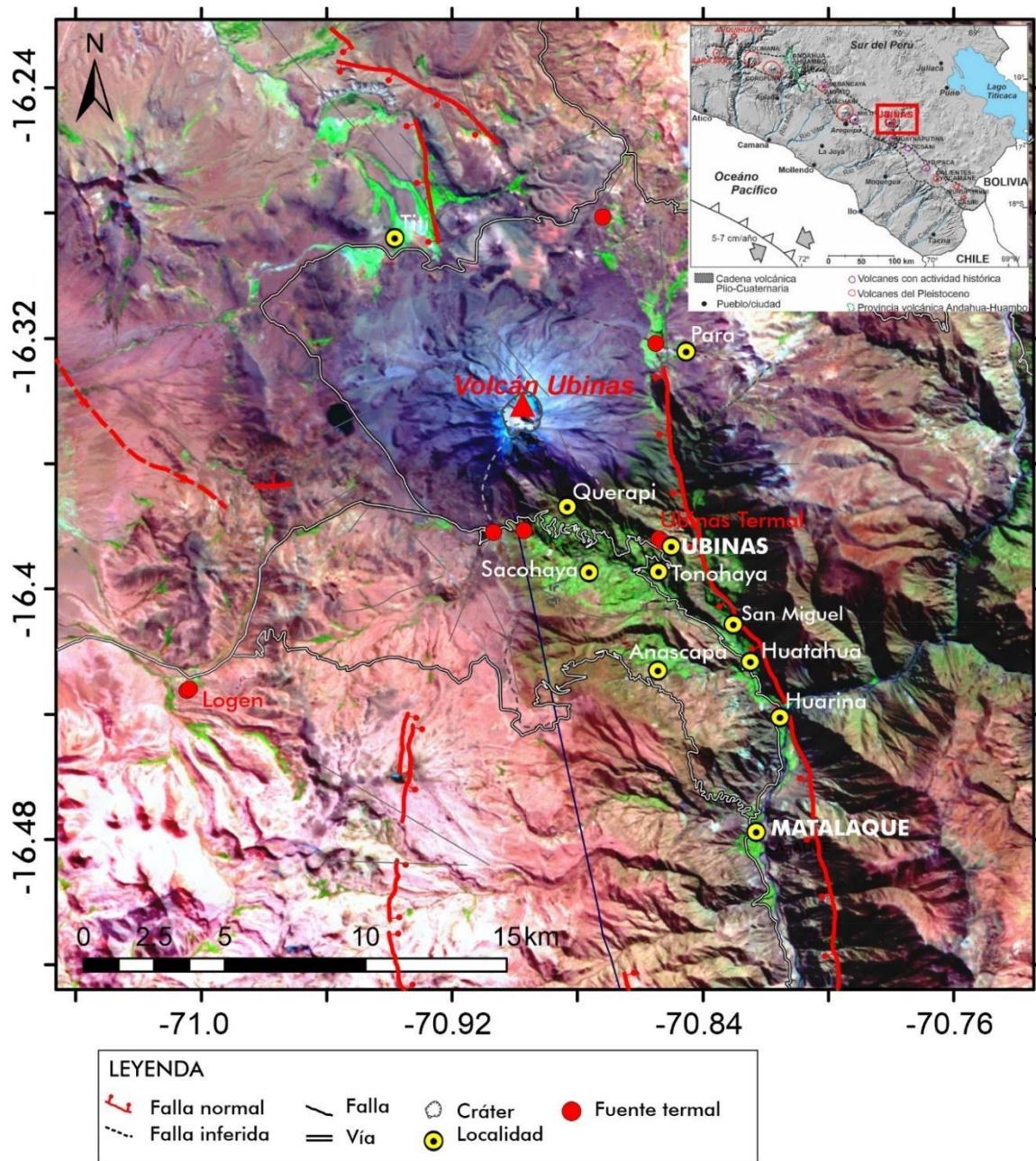


Figura 1.- Mapa de ubicación del volcán Ubinas, situado en la Zona Volcánica Central de los Andes, en el sur del Perú. En el recuadro de la esquina superior derecha se muestra en triángulo rojo el área de estudio. Los círculos rojos representan las fuentes termales.

Por otro lado, en el marco del convenio entre el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia (IRD), se realizó un estudio geofísico en el volcán Ubinas aplicando el método magnetotelúrico, con el objetivo de construir el primer modelo geoeléctrico tridimensional de la

estructura interna del volcán Ubinas; es decir, conocer la geometría y profundidad del sistema hidrotermal y magmático del volcán, así como del posible conducto que transporta los fluidos magmáticos desde niveles profundos a la superficie.

El método magnetotelúrico (MT), junto con la sismología, se constituye como una de las técnicas geofísicas más eficaces para investigar la estructura interna de los volcanes hasta alcanzar cientos de kilómetros. Esta técnica permite identificar anomalías conductoras asociadas a la presencia de fluidos hidrotermales, magma (roca parcialmente fundida) o zonas de alteración hidrotermal (e.g Aizawa et al., 2005; Peacock et al., 2016), así como zonas resistivas vinculadas a la presencia de rocas sólidas de baja porosidad y permeabilidad (Bertrand et al., 2013). Por su parte, la sismología permite reconocer áreas con aumento o reducción de esfuerzos generando la presencia de áreas con importante fracturamiento de rocas y el incremento de la actividad sísmica. La disminución significativa o ausencia de sismos se correlaciona estrechamente con la presencia de zonas de alteración hidrotermal, sistemas hidrotermales, cámaras magmáticas, conductos y fallas por donde circulan los fluidos volcánicos.

1.1.- Estudios previos

Rivera et al. (2011) realizaron el estudio petrológico de los productos juveniles de la erupción del volcán Ubinas de 2006-2009, logrando poner en evidencia la existencia de dos reservorios magmáticos ubicados a profundidades de 6 y 20 km por debajo de la superficie, con restricciones sobre la temperatura y la composición del magma. Asimismo, González et al. (2014) realizaron un estudio geofísico multidisciplinario en el volcán Ubinas para investigar su estructura interna y dinámica de fluidos. Se aplicaron técnicas de potencial espontáneo (SP), estaciones audio-magnetotelúricas (AMT), y temperatura. Los resultados muestran una marcada transición lateral entre zonas conductoras bajo la cima del volcán Ubinas y zonas resistentes en su flanco oeste. En el edificio del volcán Ubinas, los autores identificaron la presencia de una anomalía positiva

sub-circular de ~6 km de diámetro, centrada en la cima y con mayor extensión hacia el oeste, siendo interpretada como evidencia de la existencia de un sistema hidrotermal superpuesto a una zona hidrogeológica somera.

Por otro lado, Inza et al. (2014) estudiaron la dinámica de la actividad vulcaniana del volcán Ubinas, ocurrida entre el 24 de mayo y el 14 de junio de 2009. El análisis sísmico permitió identificar la presencia de dos fuentes sísmicas principales ubicadas a 4810 m y 3890 ± 390 m de altitud, probablemente asociadas a la liberación de gases que desencadenan la fragmentación magmática. Del mismo modo, Samaniego et al. (2020) realizaron el estudio de los depósitos volcánicos ligados a erupciones explosivas ocurridas en el Holoceno. Los autores postulan que existe una cámara magmática ubicada a profundidades de 8 y 16 km desde la cima del volcán. Asimismo, la barometría de fases minerales, el equilibrio de fases y los estudios geoquímicos permitieron proponer la existencia de un área vertical con magma altamente cristalino que se prolonga hacia la corteza media-superior. Durante los últimos siglos, el volcán Ubinas experimentó un proceso dominado por la recarga continua de magma desde niveles más profundos.

Finalmente, Machaca et al. (2021) realizaron el estudio de la tomografía sísmica del volcán Ubinas. La red sísmica, operada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), permitió registrar más de 500 sismos locales que se utilizaron para invertir y elaborar el modelo de velocidad sísmica por debajo del Ubinas. Los resultados obtenidos permitieron inferir la existencia de un reservorio de magma superficial y la posible geometría del conducto. Según este estudio, el reservorio de magma se sitúa entre 4 a 6 km de profundidad, pero unido al cráter activo, a pesar de estar ligeramente desplazado al noroeste del cráter del volcán Ubinas.

2.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

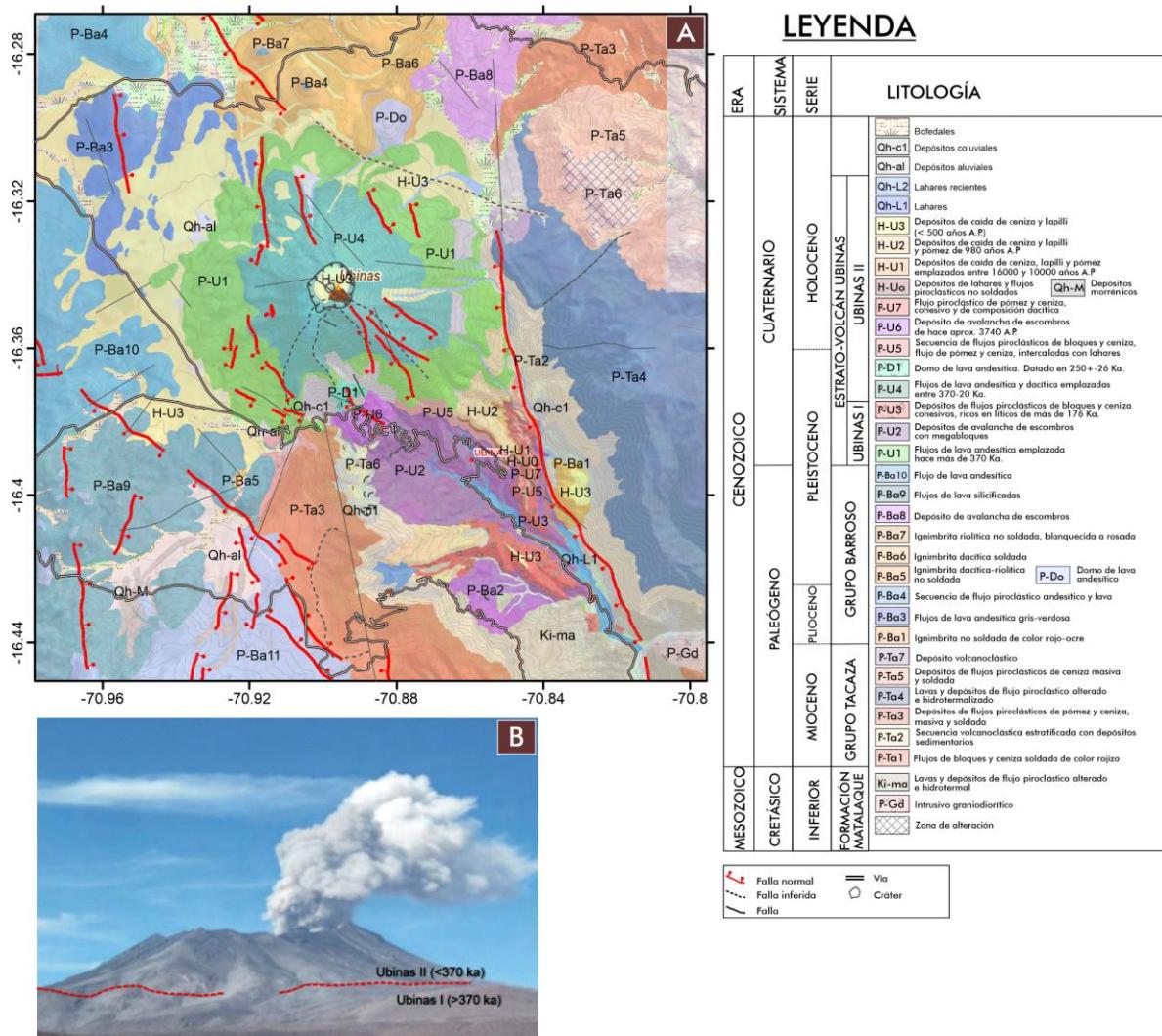
2.1.- Contexto geológico

En la Figura 2 se muestra el mapa geológico del volcán Ubinas y según Thouret et al. (2005), Rivera et al. (2011) y Mariño et al. (2011), este volcán fue edificado en dos períodos:

- a) Ubinas I (> 370 000 años AP). Se caracterizó por ser esencialmente efusiva y prolongada, donde se emplazaron coladas de lava en bloques de composición andesítica, las cuales yacen en la base del volcán. Posteriormente, se produjo un colapso del flanco sur del edificio generando avalanchas de escombros canalizados en los valles de Ubinas y Para. La ocurrencia de explosiones originó depósitos de flujo de pómex y ceniza dacíticas.
- b) Ubinas II (<370 000 años hasta la actualidad). Esta etapa está conformada por varias fases asociadas al crecimiento de domos y emplazamiento de flujos de lava (370 000-270 000 años); emisión de flujos piroclásticos que formaron una caldera antigua (270 000-16 000 años); crecimiento y destrucción de domos de lava (250 000 ~ 170 000 años); emplazamiento de lavas del cono superior (170 000-20 000 años); erupciones explosivas que forman la caldera de cumbre (16 000 años-época histórica); colapso del flanco sur (3670 años); actividad explosiva moderada desde hace 1000 años.

2.2.- Contexto estructural

En la zona del volcán Ubinas y su entorno se identificaron fracturas y fallas de extensión regional y local (ver Figura 2), que son descritas a continuación:



A nivel local se distinguen: 1) fallas de rumbo N 30°O que cruza la caldera y cráter del volcán Ubinas; 2) fallas de rumbo N 35°O en el flanco sur del volcán Ubinas, la que posiblemente contribuye a la desestabilización de dicho flanco; 3) fracturas verticales dentro del edificio volcánico con rumbos N 6° E, N 10° E, N 160° E.

3.- METODOLOGÍA

3.1.- Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) es un método geofísico electromagnético de fuente pasiva y consiste en medir las variaciones temporales del campo eléctrico y magnético de la Tierra en superficie. El método permite caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica de la corteza y el manto terrestre (Chave y Jones, 2012). Las señales MT a frecuencias bajas ($<1 \text{ Hz}$) están asociadas con la interacción del viento solar y la magnetósfera terrestre; mientras que, a frecuencias altas ($>1 \text{ Hz}$), las señales se originan principalmente por la actividad de tormentas eléctricas en la atmósfera (Kaufman y Keller, 1981). Entre ambos rangos existe una zona de mínima energía denominada banda muerta (dead band), ubicada alrededor de 1 Hz , donde la amplitud de las señales electromagnéticas es significativamente baja (Simpson y Barh, 2005; Chave y Jones 2012).

La resistividad eléctrica (inversa de la conductividad eléctrica) de los materiales en la corteza pueden variar en un amplio rango de valores (Figura 3) y por lo general, las zonas de alta resistividad se asocian a rocas metamórficas e ígneas no erosionadas. Respecto a las resistividades intermedias estas pueden asociarse a rocas meteorizadas y sedimentos. En ambientes volcánicos las bajas resistividades se atribuyen generalmente a zonas de fluidos magmáticos (Volpi et al., 2003; Hill et al., 2009), zonas de alta temperatura (Ingham et al., 2009), agua salada, minerales secundarios (alteración) conductores de la electricidad, como los sulfuros o algunas arcillas (Jenkins et al., 2023).

3.2.- Dimensionalidad geoeléctrica

La elaboración de modelos geo-eléctricos para la estructura interna de la Tierra a partir de datos MT, requiere del estudio de análisis de dimensionalidad

para conocer, si la configuración interna del área de estudio, se aproxima a modelos de Tierra 1D, 2D o 3D (Figura 4). A partir de estos resultados se determina el proceso de inversión que mejor se ajuste.



Figura 3.- Resistividad eléctrica de los materiales terrestres (Fuente: modificado de Simpson y Bahr, 2005). 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).

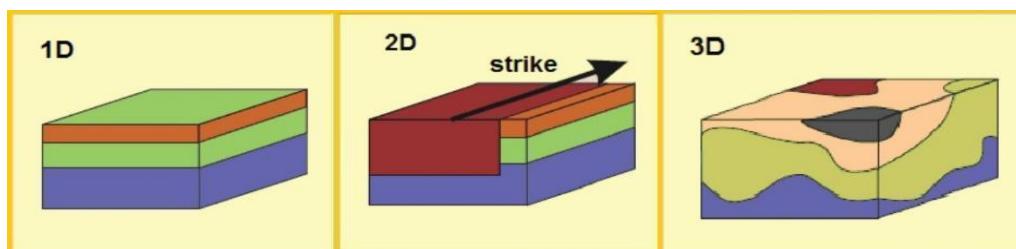


Figura 4.- Representación gráfica de la dimensionalidad geoeléctrica 1D, 2D y 3D (Martí et al., 2006). Obsérvese la complejidad estructural de la dimensionalidad 3D.

Para la estimación de la dimensionalidad en el área del volcán Ubinas se emplearon los métodos de tensor de fase (Caldwell et al., 2004) y los invariantes de rotación (WALDIM: Martí et al., 2013). Mediante el método de tensor de fase se analiza el valor del skew (β) para determinar la dimensionalidad (Figura 5). Cuando la estructura de resistividad es unidimensional (1D), el diagrama del tensor de fase es un círculo y β es cero; cuando la estructura de resistividad es bidimensional (2D), el diagrama del tensor de fase es una elipse con ϕ_{\max} en la dirección del strike y β es cero; cuando la subsuperficie es tridimensional (3D), el diagrama del tensor de fase es una elipse con ϕ_{\max} en la dirección del strike dominante, si la hay, y β suele ser diferente de cero.

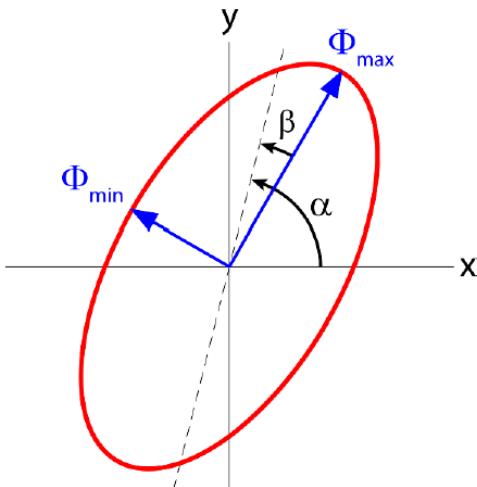


Figura 5.- Representación gráfica del tensor de fase. φ_{max} y φ_{min} corresponden al eje mayor y menor del elipsoide, respectivamente. β es el Skew y α expresa la dependencia del tensor respecto al sistema de coordenadas (Caldwell et al., 2004).

Por otro lado, Szarka y Menvielle (1997) analizaron las propiedades rotacionales del tensor de impedancia y examina las relaciones algebraicas entre las numerosas invariantes que han sido previamente introducidas (e.g. Lilley, 1993; Fischer y Masero, 1994). Los autores demostraron que existen siete invariantes independientes "I" en términos de los cuales se pueden expresar todas las demás invariantes. Años más tarde, Weaver et al. (2000) introdujeron una nueva invariante dependiente denominada "Q". A partir de este conjunto de ocho invariantes, clásicamente denominadas WAL, Martí et al. (2013) presenta un código Fortran llamado WALDIM para caracterizar la dimensionalidad de un conjunto de datos MT basados en las invariantes de rotación WAL (Tabla 1).

Tabla 1.- Determinación del comportamiento geo-eléctrico a partir de los invariantes de rotación de WAL (Martí et al., 2009).

Case	I_3 to I_7 and Q values	Geoelectric dimensionality
1	$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D $\rho_{1D} = \mu_0((I_1^2 + I_2^2)/\omega)$, $\varphi_{1D} = \arctan(I_2/I_1)$
2	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\xi_4 \neq 0$ and $\eta_4 \neq 0$)	2D
3a	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$	3D/2D twist 2D affected by galvanic distortion (only twist)
3b	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D Galvanic distortion over a 1D or 2D structure (non-recoverable strike direction)
3c	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\xi_4 = 0$ and $\eta_4 = 0$)	3D/1D 2D diag Galvanic distortion over a 1D or 2D structure resulting in a diagonal MT tensor
4	$I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D General case of galvanic distortion over a 2D structure
5	$I_7 \neq 0$	3D (affected or not by galvanic distortion)

3.3.- Teoría de la inversión magnetotelúrica

La inversión se define como un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas que permiten obtener información útil del sistema físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones, con la finalidad de encontrar un modelo que obtenga una respuesta similar a los valores reales medidos. El modelo inverso permite utilizar resultados reales de algunas mediciones de parámetros observados para inferir los valores reales de los parámetros de un modelo. Así, los algoritmos de inversión de los datos MT suelen implicar una búsqueda sistemática de un modelo de Tierra que mejor se ajuste a los datos observados (Velho y Ramos, 1997). Los datos sintéticos derivados del modelado directo se comparan con los datos observados reales, y su diferencia generalmente se presenta mediante un ajuste de raíz media cuadrada (RMS). Durante el proceso de inversión, se intenta encontrar los "mejores" valores de los parámetros del modelo que se ajusten a los datos observados. En este estudio, se llevaron a cabo inversiones 1D y 3D empleando algoritmos robustos, los cuales se describen a continuación:

Inversión 1D mediante RJMCMCMT: A priori, se asume un medio homogéneo e isotrópico bajo el volcán Ubinas. La inversión 1D se llevó a cabo mediante la metodología probabilística de Monte Carlo basada en cadenas de Markov (Markov Chain Monte Carlo). Para ello, se utilizó el algoritmo RJMCMCMT, un código desarrollado en lenguaje 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). Tanto el código fuente como el manual de usuario están disponibles para su descarga en el repositorio GitHub® de Geoscience Australia (<https://github.com/GeoscienceAustralia/rjmcmcmt>).

Los datos de entrada utilizados para la inversión se clasifican en dos criterios: 1) para la inversión de los datos de impedancia se emplea el determinante del tensor de impedancia (ecuación 1); 2) para la inversión de los

datos de resistividad aparente y fase se utiliza la media aritmética de la resistividad aparente (ecuación 2) y la media aritmética de la fase (ecuación 3) (Brodie y Jiang, 2018).

$$\det(z) = \sqrt{z_{xx}z_{yy} - z_{xy}z_{yx}} \quad (1)$$

$$\rho = \sqrt{\rho_{xy}\rho_{yx}} \quad (2)$$

$$\theta = [\theta_{xy} + \theta_{yx}]/2 \quad (3)$$

Inversión 3D mediante ModEM: ModEM (Modular Electromagnetic Inversión; Kelbert et al., 2014) es un código de inversión determinística que utiliza el método de diferencias finitas para el modelado y el método de gradiente conjugado no lineal (NLCG) como estrategia de minimización. Este código, permite generar modelos detallados de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante algoritmos que optimizan el ajuste entre las observaciones y las respuestas modeladas. Su diseño modular y flexible facilita la personalización de parámetros y configuraciones, lo que lo hace adecuado para una variedad de aplicaciones, desde la exploración de recursos naturales hasta estudios tectónicos y volcánicos. ModEM es valorado por su capacidad para manejar grandes volúmenes de datos y modelar estructuras geológicas complejas con alta precisión (Egbert y Kelbert, 2012).

4.- DATOS Y PROCESAMIENTO

4.1.- Adquisición de datos MT

En el área de estudio, se realizó la adquisición de 33 datos magnetotelúricos en dos campañas de campo: la primera entre octubre y noviembre de 2022, y la segunda en julio de 2025. La Figura 6 presenta la distribución espacial de las estaciones MT, junto con su respectiva identificación. La distancia de separación entre estaciones osciló entre 2 km y 3 km. Cada estación registró datos de uno a dos días. Las coordenadas geográficas de cada estación MT se presentan detalladamente en la Tabla 2. La configuración clásica de una estación MT es mostrada en la Figura 7.

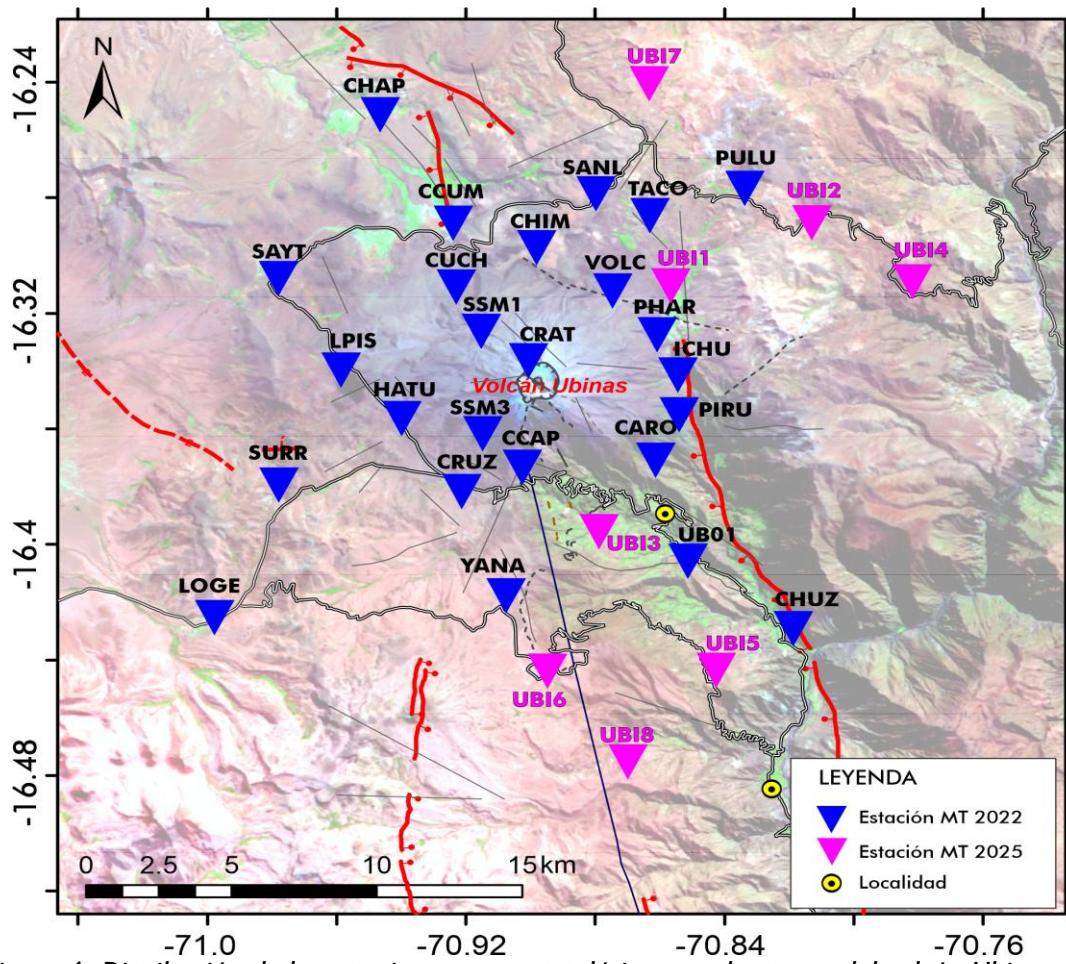


Figura 6.-Distribución de las estaciones magnetotelúricas en el entorno del volcán Ubinas. Los triángulos azules y rosados corresponden a la primera y segunda campaña.

Tabla 2.- Coordenadas geográficas de las estaciones adquiridas durante las dos campañas de campo (Fuente: Instituto Geofísico del Perú).

Campaña de campo	Estaciones	Longitud	Latitud	Elevación
Primera	CARO	-16.38	-70.86	4871
	CCAP	-16.38	-70.90	4144
	CCUM	-16.29	-70.92	4487
	CHAP	-16.26	-70.95	4392
	CHIM	-16.30	-70.90	4609
	CHUZ	-16.43	-70.82	2643
	CRAT	-16.34	-70.90	5421
	CRUZ	-16.39	-70.92	4407
	CUCH	-16.32	-70.92	4593
	HATU	-16.36	-70.94	4593
	ICHU	-16.35	-70.85	4085
	LOGE	-16.43	-71.00	4504
	LPIS	-16.35	-70.96	4513
	PHAR	-16.33	-70.86	4259
	PIRU	-16.36	-70.85	3964
	PULU	-16.28	-70.83	4740
	SANL	-16.28	-70.88	4686
	SAYT	-16.31	-70.98	4419
Segunda	SSM1	-16.33	-70.92	4871
	SSM3	-16.37	-70.91	4608
	SURR	-16.39	-70.98	4609
	TACO	-16.29	-70.86	4449
	UB01	-16.41	-70.85	3341
	VOLC	-16.32	-70.87	4449
	YANA	-16.42	-70.91	4584
	UBI1	-16.32	-70.86	4278

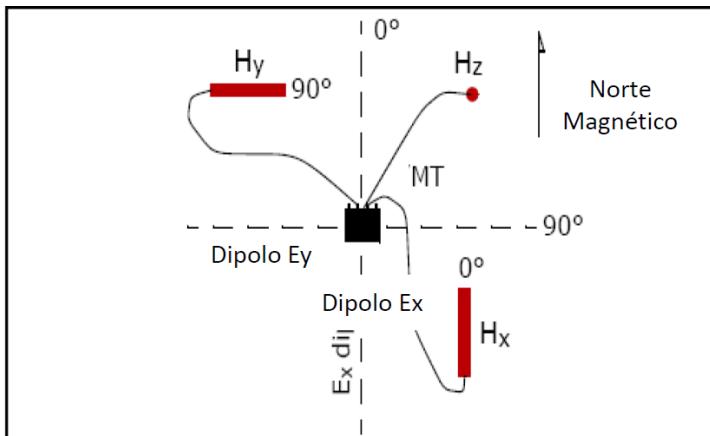


Figura 7.- Esquema de instalación de una estación MT. H_x , H_y , H_z corresponden a las bobinas magnetotelúricas orientadas en dirección N-S, E-O y vertical. E_x (norte-sur) y E_y (este-oeste) corresponden a la orientación de los dipolos eléctricos (Fuente: Phoenix Geophysics Ltd.).

Primera campaña: Durante la primera campaña de campo (octubre-noviembre de 2022) se utilizaron 4 equipos ADU-08 de banda ancha fabricados 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 8). Para su funcionamiento se configuró el registrador (caja naranja) en 5 canales; dos canales para medir el campo eléctrico (E_x y E_y) y tres canales para medir el campo magnético (H_x , H_y y H_z).

Segunda campaña: En la segunda campaña se empleó el registrador magnetotelúrico MTU-5C (Figura 9) de la marca Phoenix Geophysics, propiedad del Instituto Geofísico del Perú (IGP). La frecuencia de muestreo aplicada garantizó la obtención simultánea de señales de alta y baja frecuencia, necesarias para caracterizar desde estructuras someras hasta profundas. El procesamiento de los datos se realizó con el software EMPOWER, plataforma asociada al registrador MTU-5C, siguiendo los procedimientos clásicos de estimación robusta de funciones de transferencia, basados en la metodología de Jones y Jodicke (1984).



Figura 8.- Fotografías de la primera campaña de campo donde se muestra la instalación del equipo magnetotelúrico. A) Instrumento Metronix y ordenador portátil utilizado para la adquisición de datos. B) Electrodos porosos. C) Bobinas de inducción magnética para los componentes H_x , H_y . D) Bobina de inducción magnética para el componente H_z .



Figura 9.- Equipo magnetotelúrico con registrador MTU-5C (A) y accesorios completos (B) utilizado en el registro de datos MT durante la segunda campaña de campo en el volcán Ubinas (Fuente: Phoenix Geophysics Ltd.).

La Figura 10 presenta una serie fotográfica de las actividades de campo seguidas para la adquisición de datos MT en los flancos sur y noreste del volcán Ubinas.



Figura 10.- Imágenes del trabajo de realizado en la segunda campaña. A) Instalación del sensor magnético horizontal (H_x , H_y). B) y C) Instalación del sensor magnético vertical (H_z). D) Vista panorámica donde se realiza la prueba de operatividad de la estación MT y de fondo se observa al volcán Ubinas.

4.2.- Procesamiento de datos MT

El procesamiento de datos consiste en estimar las funciones de transferencia (Z) y a partir de ellas, obtener la impedancia (Z), la resistividad aparente (ρ_a) y la fase (ϕ) en función de la frecuencia. La Figura 11 muestra cuatro ejemplos representativos del procesamiento de datos registrados en las estaciones magnetotelúricas VOLC, CCUM, CUCH y CRAT (norte y noroeste del volcán Ubinas). En el panel superior se presenta la curva de resistividad aparente; en el panel central, la curva de fase de las componentes de la diagonal principal XY e YX y, en el panel inferior, las flechas de inducción utilizadas para evaluar la

dimensionalidad y posibles efectos distorsionantes. Las líneas continuas en rojo y azul corresponden al criterio de Rho+, las cuales permiten verificar la coherencia entre las curvas de resistividad aparente y la fase (Parker y Booker, 1996). Este procedimiento de validación y análisis se aplicó, de manera uniforme, a todas las estaciones MT.

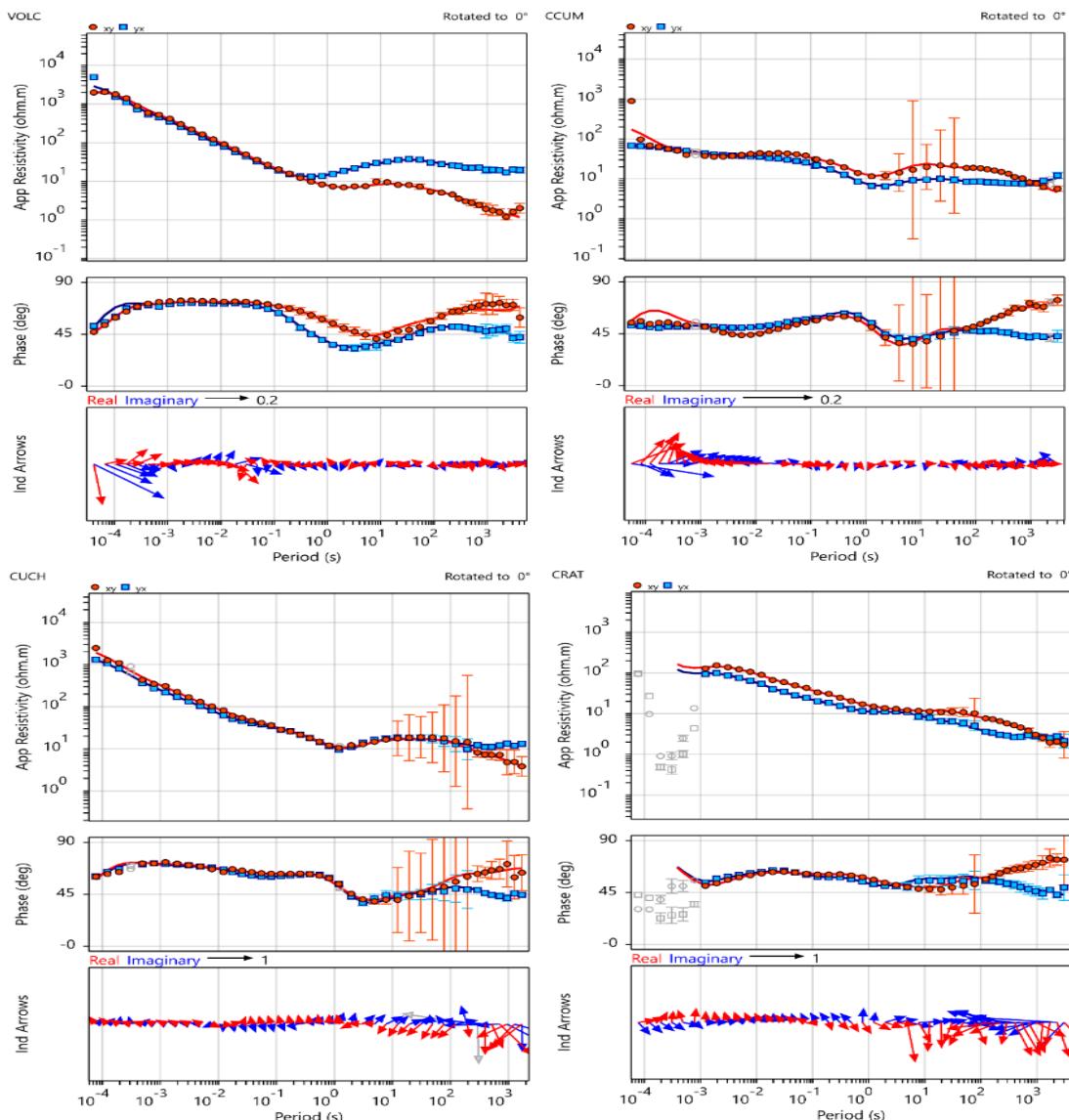


Figura 11.- Ejemplos del procesamiento de datos MT de las estaciones VOLC, CCUM, CUCH y CRAT ubicadas alrededor del volcán Ubinas.

5.- RESULTADOS

5.1.- Análisis de la dimensionalidad

La Figura 12 ilustra los resultados del análisis dimensionalidad en el entorno del volcán Ubinas usando la técnica del tensor de fase aplicado en 4 períodos (0.1 s, 10 s, 100 s y 1000 s). En el periodo de 0.1 s (Figura 12A), en el flanco norte del volcán Ubinas, los tensores de fase muestran formas circulares y valores de skew entre $|3^\circ|$ y $|-3^\circ|$ sugiriendo, un comportamiento predominante 1D. En contraste, en el flanco sureste, los tensores adoptan una configuración elipsoidal, sugiriendo la presencia de estructuras 2D, asociadas probablemente a heterogeneidades cercanas a la superficie. En períodos intermedios de 10 s y 100 s (Figuras 12B-12C), el tensor de fase muestra elipsoides más marcados con una dirección preferencial SO-NE y valores de skew distintos a $|0^\circ|$. Esta respuesta sugiere la presencia de estructuras 3D, coherente con la mayor complejidad del sistema volcánico y su interacción con fallas tectónicas locales y regionales. En períodos largos de 1000 s (Figura 12D), relacionados a mayor profundidad, se presentan elipsoides con valores de skew, superiores a $+/- 3$ que representa un dominio claramente 3D que refleja una complejidad estructural geoeléctrica profunda bajo el volcán Ubinas, posiblemente relacionada con la presencia del sistema magmático y posibles zonas de debilidad.

Asimismo, en las Figuras 12A-12C se muestran los vectores de inducción siguiendo la convención de Parkinson (1959), según la cual los vectores apuntan hacia las anomalías conductivas. A un periodo de 0.1 s, los vectores presentan magnitudes muy pequeñas, lo que indica que se encuentran sobre una anomalía conductora somera. En cambio, a períodos mayores (es decir, a profundidades mayores), los vectores muestran una orientación clara hacia el noreste, lo que sugiere la presencia de otra anomalía conductora más profunda en esa dirección.

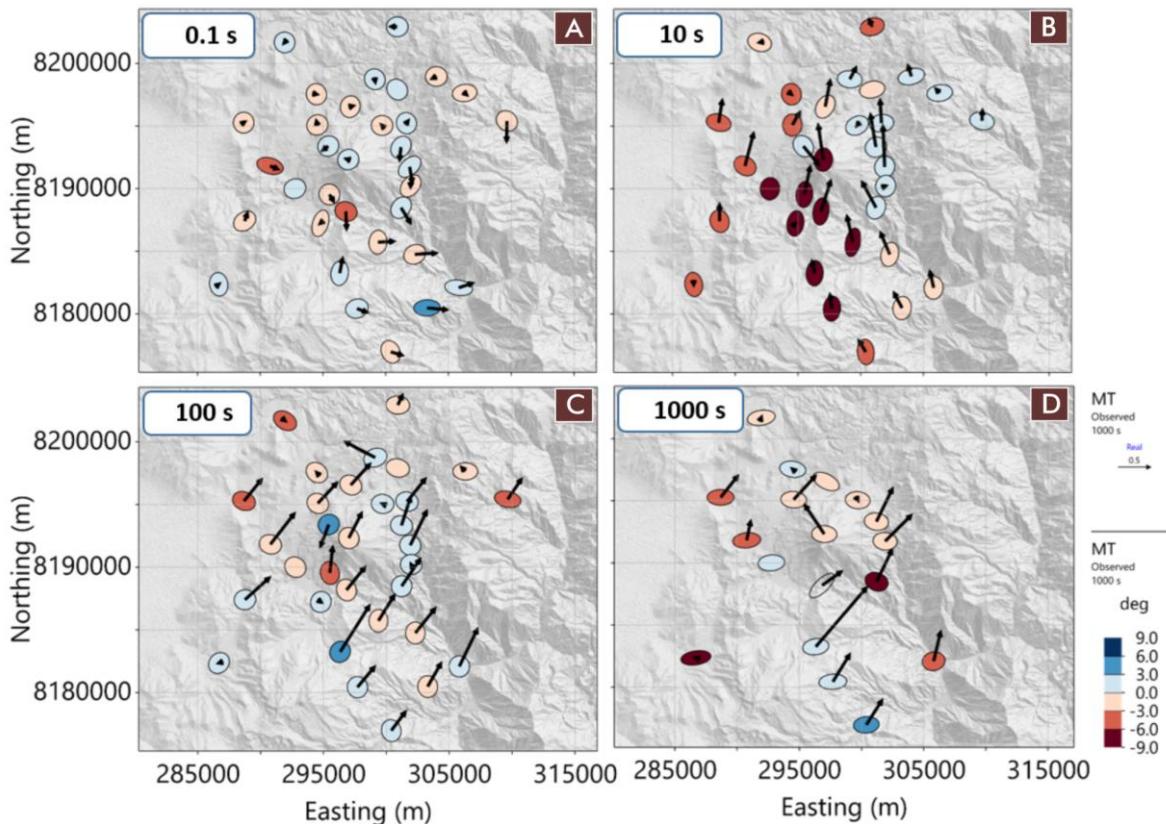


Figura 12.- Análisis del tensor de fase a períodos de 0.1 s (A), 10 s (B), 100 s (C) y 1000 s (D) en cada una de las estaciones MT. Las elipses están coloreadas con los valores del skew.

Asimismo, en la Figura 13 se muestra la estimación de la dimensionalidad geoeléctrica obtenida mediante el método WALDIM (Martí et al., 2013) para las 33 estaciones magnetotelúricas. En períodos cortos, que corresponden a las estructuras superficiales, las estaciones CHAP, CHIM, CRUZ, CUCH, LOGE, LPIS, PHAR, SANL, SAYT, SSM1, SSM3, SURR, VOLC, UBI1, UBI2, UBI3, UBI4 y UBI7 presentan predominantemente un comportamiento 1D, indicando la presencia de capas relativamente simples en la parte superior de la columna geoeléctrica. A medida que aumenta el periodo y la profundidad, estas estaciones muestran un comportamiento estructural complejo, adoptando dominios 2D y 3D. Este cambio es consistente con la naturaleza heterogénea del sistema volcánico, así como con la presencia de zonas de debilidad (conductos, fallas, fracturas, entre otras), por ende, circulan los fluidos volcánicos.

Para el resto de estaciones MT, tanto para períodos cortos como para períodos largos, la dimensionalidad muestra un comportamiento más complejo,

dominado por respuestas 2D y 3D. Esto sugiere que dichas zonas están afectadas por contrastes laterales significativos o por heterogeneidades profundas asociadas al sistema magmático, así como al régimen tectónico local y regional.

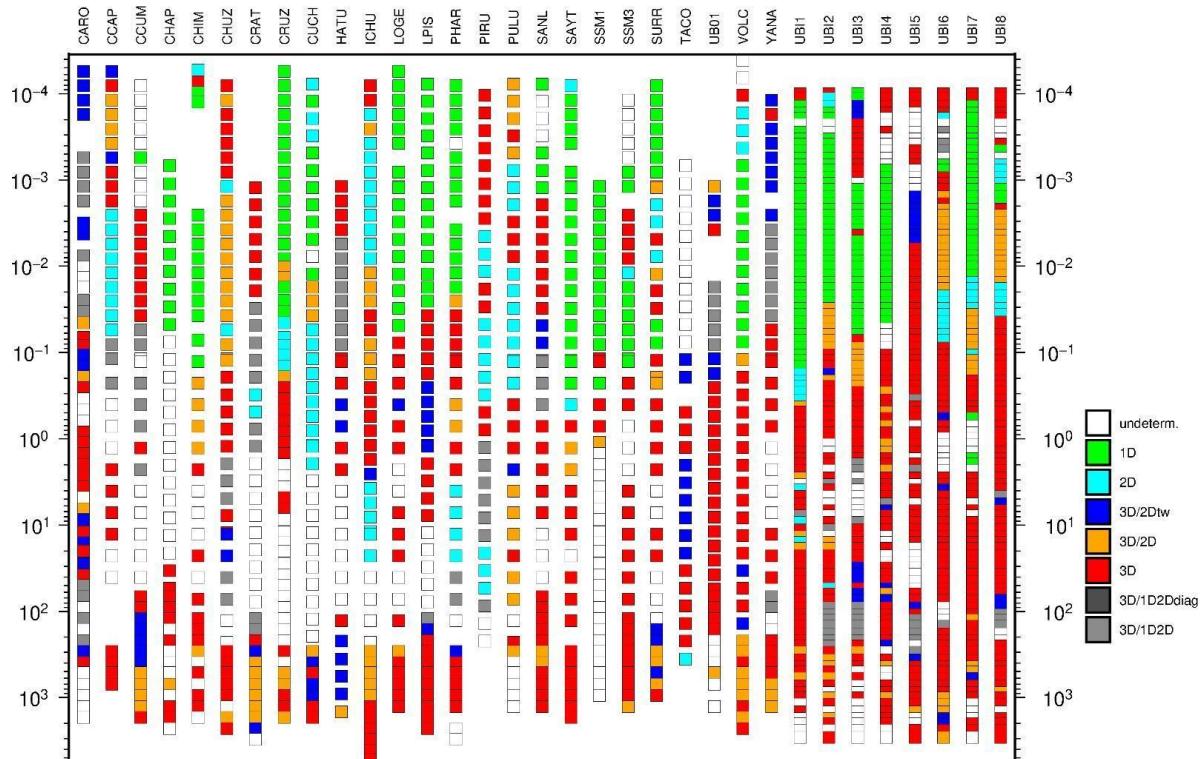


Figura 13.- Análisis de la dimensionalidad magnetotelúrica del volcán Ubinas mediante la metodología de WALDIM.

En conjunto, los resultados de la dimensionalidad magnetotelúrica obtenidos indican que para lograr una representación realista del subsuelo del volcán Ubinas se requiere de la aplicación de métodos de inversión tridimensional. No obstante, es preciso señalar que, la rutina de inversión 1D constituye un paso importante, ya que permite tener las primeras ideas sobre la constitución interna del área de estudio, previo a un proceso de inversión 3D.

5.2.- Inversión magnetotelúrica 1D

Una vez procesado los datos MT, se realizó la inversión 1D mediante el método RJMCMCMT y en este caso, los datos de entrada consisten en las componentes del tensor de impedancia Z_{xy} y Z_{yx} . La Figura 14 muestra dos

ejemplos de los modelos 1D obtenidos para las estaciones CUCH y VOLC, ubicadas en el flanco norte del volcán Ubinas. Estos modelos 1D revelan la presencia de dos anomalías conductoras:

- La primera anomalía conductora C1 ($5\text{-}9 \Omega\text{-m}$) se encuentra entre 1 km y 2.5 km bajo el cráter del volcán. Por su baja resistividad y profundidad superficial, podría estar asociada al sistema hidrotermal del volcán Ubinas.
- La segunda anomalía conductora C2 ($2\text{-}8 \Omega\text{-m}$), se ubica entre 9 km y 12.5 km de profundidad. Su geometría y propiedades eléctricas sugieren la posible existencia de una cámara magmática.

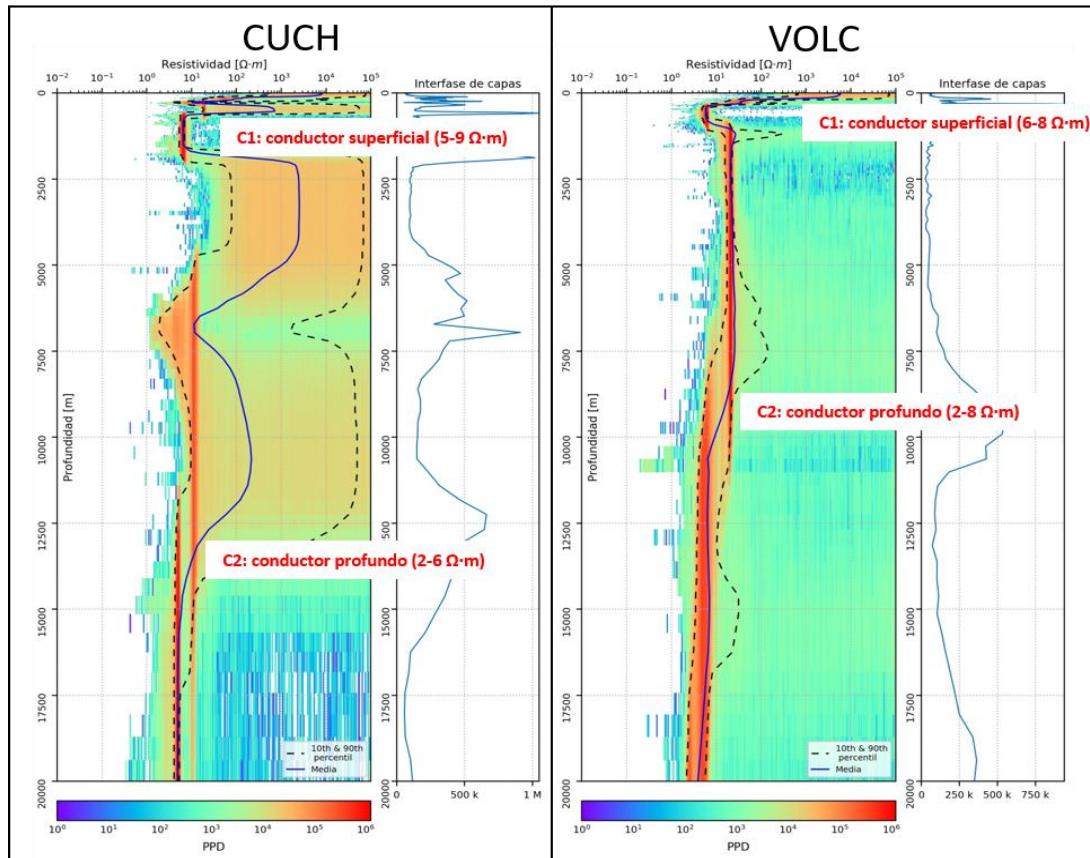


Figura 14.- Resultados de la inversión probabilística 1D en las estaciones CUCH y VOLC. En los cuadros coloreados se muestra el histograma PPD (colores cálidos) con alta probabilidad de ser zonas conductoras.

5.3.- Inversión magnetotelúrica 3D

A partir de los resultados del análisis de dimensionalidad, se muestra que el proceso de inversión 3D es la más adecuada para representar la estructura interna del volcán Ubinas; para ello, se empleó el código de inversión 3D ModEM (Kelbert et al., 2014) de la Universidad de Grenoble-Alpes (Francia). Previo al proceso de inversión 3D se consideró lo siguiente:

- La resistividad del modelo inicial se estableció en $50 \Omega\text{m}$. Este valor facilita la convergencia del proceso de inversión para obtener una solución adecuada.
- La discretización de la zona de estudio considera un mayor refinamiento horizontal de la malla en las proximidades de las estaciones MT; en la vertical, se definió tres niveles de refinamiento hasta 50 km de profundidad, considerando una mayor resolución en las capas superiores y, por tanto, una mejor representación de las estructuras someras.
- Se emplearon los elementos del tensor de impedancias completas (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy}), tippers y tensores de fase en el rango de frecuencias de 0.0004 Hz a 1000 Hz. La inversión con tensores de fase permitió corregir el desplazamiento estático.

El modelo final fue obtenido después de 14 iteraciones, con un error medio cuadrático normalizado (nRMS) de 1.21 (Figura 15). El bajo nivel de error alcanzado respalda la validez del modelo final obtenido; por lo tanto, se considera el modelo 3D representativo de la distribución real de resistividades en el interior del volcán Ubinas.

Finalmente, la Figura 16 presenta el ajuste de 4 estaciones representativas luego del proceso de inversión 3D. Se observa que el desajuste entre los datos observados y los calculados es relativamente bajo, lo que indica una adecuada

consistencia del proceso de inversión 3D. En consecuencia, el modelo obtenido reproduce de manera adecuada los datos observados.

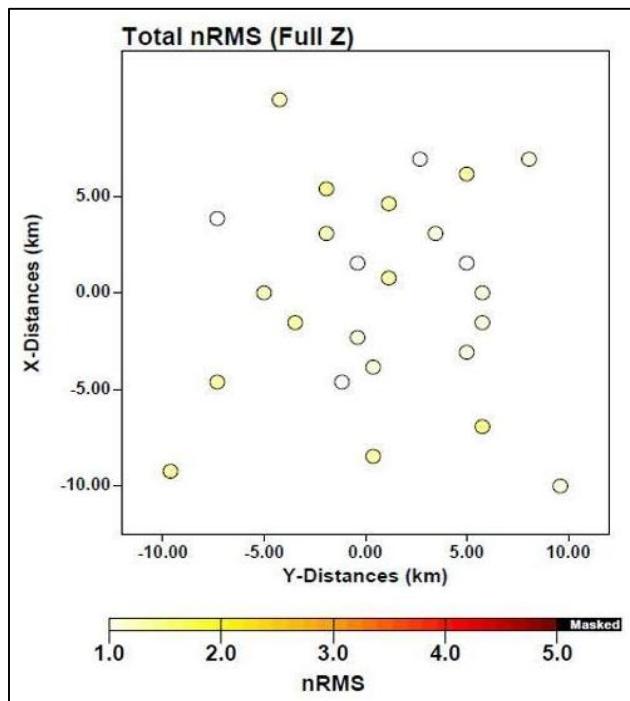


Figura 15.- Valores del error medio cuadrático (nRMS) correspondiente a cada estación MT. El valor promedio de todas las estaciones es de nRMS= 1.21.

Modelo resistivo 3D representado en cortes horizontales: La Figura 17 presenta cortes horizontales de la estructura resistiva 3D del volcán Ubinas, a diferentes profundidades. La característica más destacada es la presencia de dos anomalías conductoras. La primera anomalía C1 ($<10 \Omega\text{m}$) es visible en los cortes superficiales de 3.5 km y 2 km sobre el nivel del mar (s. n. m) (Figuras 17A-17B). La segunda anomalía C2 (1-8 Ωm), ubicada a mayor profundidad, ligeramente desplazada hacia el noreste del cráter del volcán Ubinas es identificada en los cortes horizontales de 6 km a 14 km bajo el nivel del mar (b. n. m.) (Figuras 17F-17J). En la zona intermedia de ambas anomalías C1 y C2, ubicada entre 0 km y 4 km b. n. m. (Figuras 17C-17E), se observa un semiconductor por debajo y en el sector noreste del volcán Ubinas. En el entorno de estas anomalías se observa la zona resistiva R ($>100 \Omega\text{m}$).

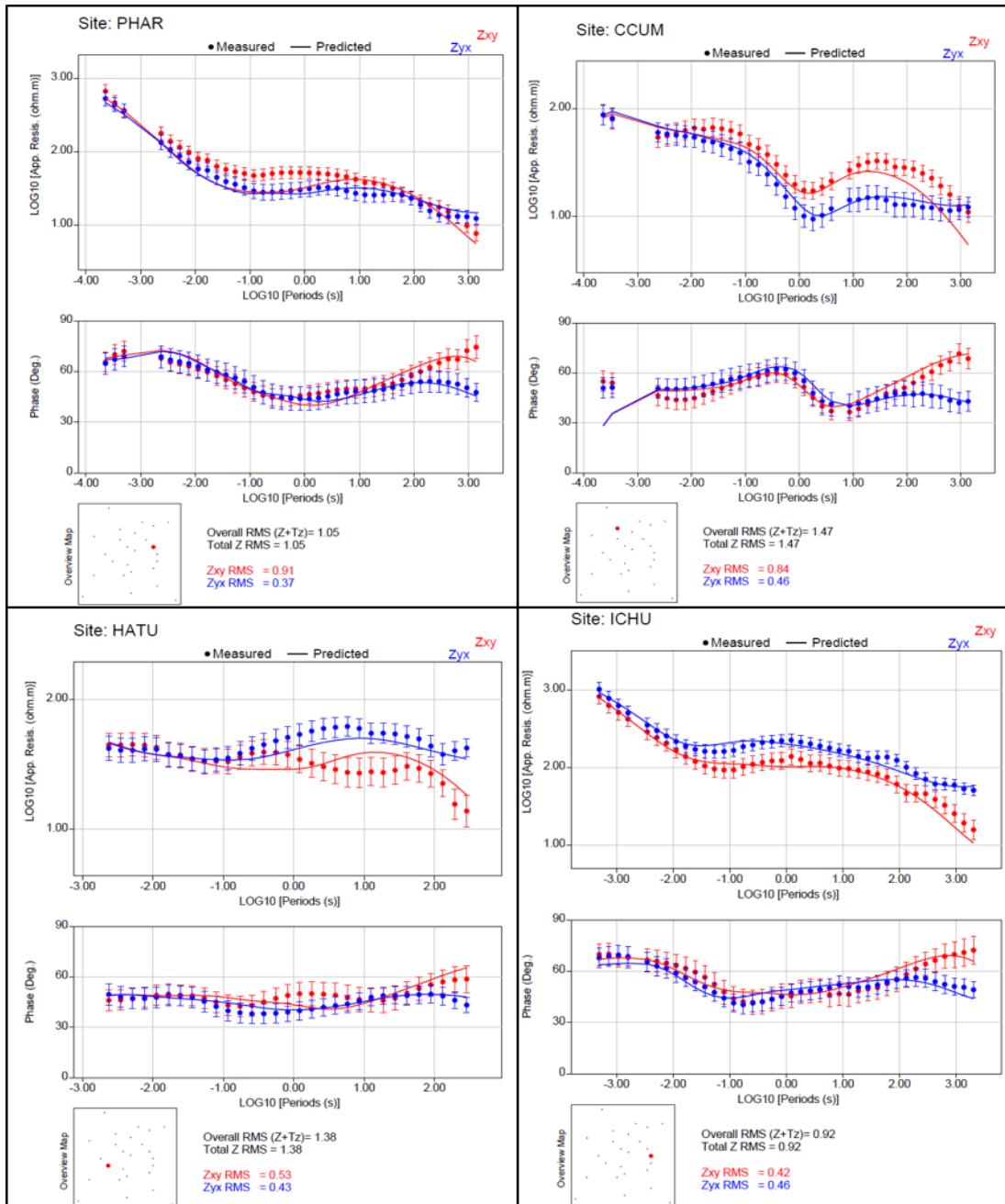


Figura 16.- Ejemplo ilustrativo del ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para cuatro estaciones representativas. Los puntos rojos y azules corresponden a los datos observados mientras que las líneas continuas a los datos calculados.

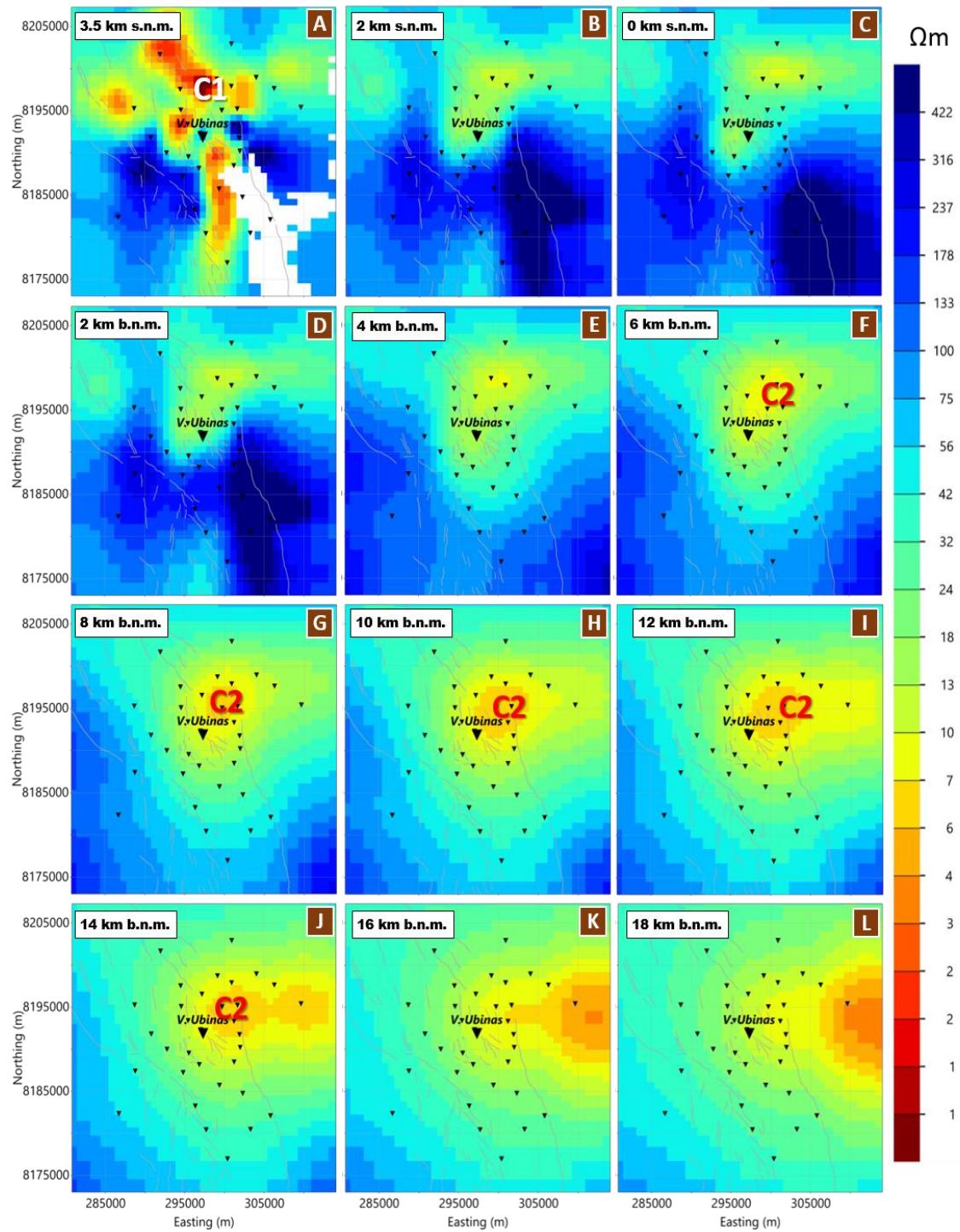


Figura 17.- Vista de los cortes horizontales del modelo 3D de resistividad del volcán Ubinas. En los cortes se etiquetan las anomalías conductoras C1 asociadas al sistema hidrotermal y C2 a la cámara magmática del volcán Ubinas.

Modelo resistivo 3D representado en secciones verticales: La Figura 18A muestra la ubicación del volcán Ubinas, la distribución de las estaciones MT y la orientación de las secciones verticales SO–NE y NO–SE. En ambas secciones (Figuras 18B–18C) se identifican dos anomalías conductoras bien definidas, con valores de resistividad inferiores a 10 Ωm.

La anomalía conductora C1 ($<10 \Omega\text{m}$) se extiende lateralmente desde la superficie hasta aproximadamente 2 km s. n. m. y es interpretada como el sistema hidrotermal del volcán Ubinas, caracterizado por la presencia de fluidos magmáticos. La anomalía C2 ($1\text{--}8 \Omega\text{m}$), ubicada entre 6 y 14 km b. n. m. y ligeramente desplazada hacia el noreste del edificio volcánico (Figuras 18B), correspondería a la cámara magmática o a una zona de acumulación de material parcialmente fundido con alta concentración de volátiles. Entre las anomalías C1 y C2 se identifica una zona semiconductora que se prolonga verticalmente e interconecta ambas anomalías (C1 y C2); dada su posición y geometría, esta zona delinearía el posible conducto volcánico a través del cual ascenderían los fluidos magmáticos desde la cámara magmática profunda hacia la superficie.

Por otro lado, en los extremos SO y SE de ambas secciones (Figuras 18B–18C) se identifica un dominio altamente resistivo R ($>100 \Omega\text{m}$), que se extiende desde la superficie hasta los 10 km b. n. m. Este dominio se relacionaría con el basamento rocoso más compacto, poco fracturado y de baja permeabilidad, rocas volcánicas densas, rocas intrusivas antiguas o rocas no alteradas.

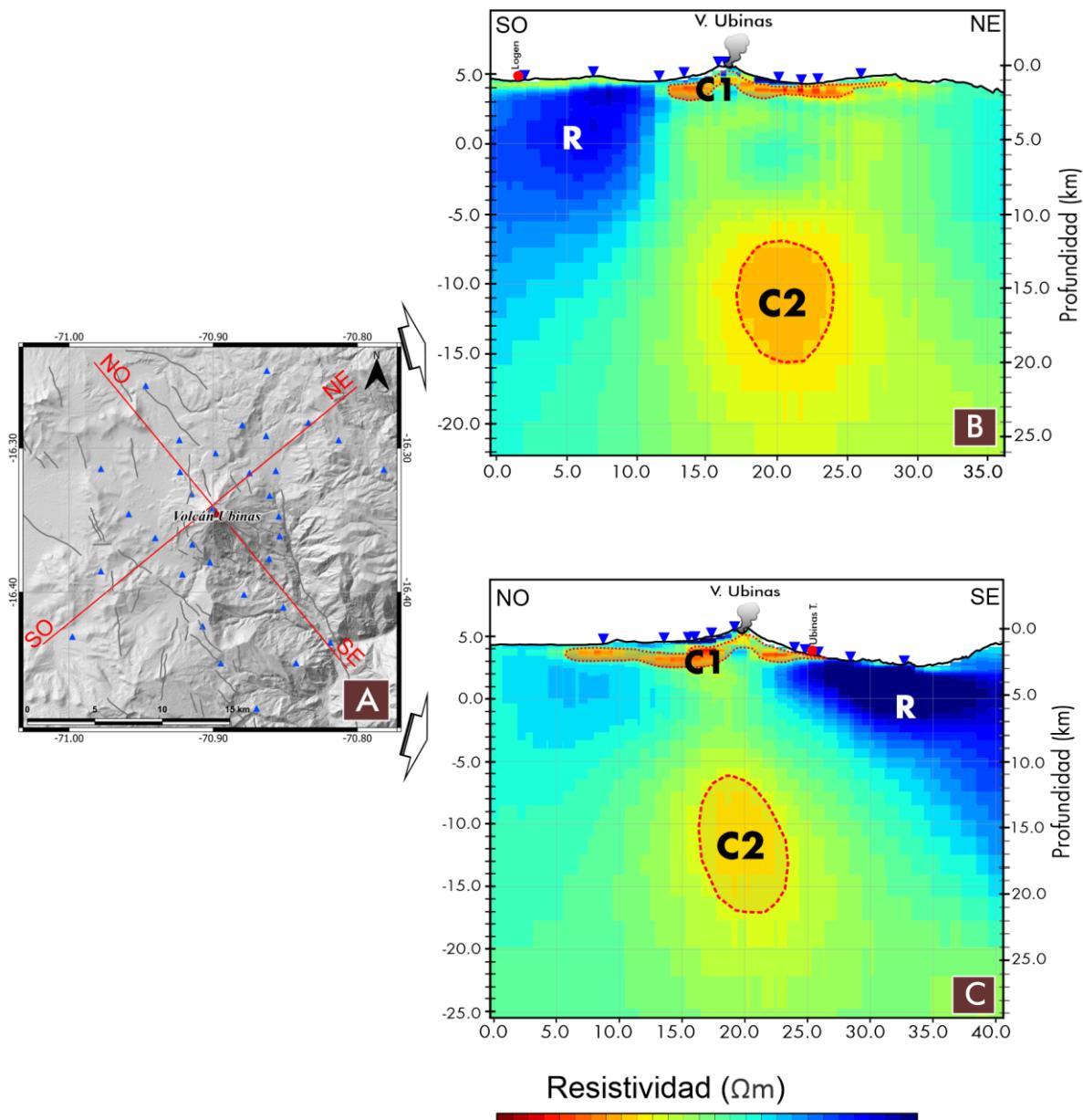


Figura 18.- Secciones verticales del modelo 3D de resistividad. A) Mapa de ubicación del volcán Ubinas con las estaciones MT y dirección de las secciones verticales SO-NE (B) y NO-SE (C). Sobre las secciones se etiquetan las anomalías conductivas C1 y C2 asociadas al sistema hidrotermal y a la cámara magmática, respectivamente.

DISCUSIÓN

Caracterización de la estructura resistiva 3D: En volcanes activos como el Ubinas, la distribución de resistividades está controlada por diversos factores, entre ellos la litología, el contexto estructural (distribución de sistemas de fallas y fracturas), así como la presencia del sistema hidrotermal, características de conductos y cuerpos magmáticos. Con la finalidad de comprender la contribución de cada uno de estos elementos y su relación, se presenta la reconstrucción de la estructura interna del volcán Ubinas, basada en el modelo geoeléctrico 3D obtenido en este estudio, correlacionado con información proveniente de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos previos (González et al., 2014; Rivera et al., 2011; Samaniego et al., 2020; Machaca et al., 2021).

La Figura 19 muestra la correlación entre el conductor C1, asociado al sistema hidrotermal, y los resultados de los estudios geofísicos de potencial espontáneo (SP) y audiomagneotelúrico (AMT) realizados por Gonzales et al. (2014). Se observa una alta consistencia tanto en su extensión lateral (~10 km) como en su profundidad (1–3.5 km s. n. m.), lo que confirma la presencia y continuidad de esta estructura en el nivel superficial del edificio volcánico.

En la Figura 20 presenta el modelo geoeléctrico 3D proyectado sobre la sección vertical O–E, junto con la superposición de la sismicidad local registrada entre 2018 y 2023. Se observa que la mayor concentración de eventos sísmicos se restringe a la zona semiconductora, la cual corresponde al conductor vertical que conecta al sistema hidrotermal (C1) con la cámara magmática profunda (C2). Esta distribución respalda la hipótesis de que la sismicidad está vinculada a procesos de presurización y ascenso de fluidos magmáticos, mientras que la sismicidad superficial refleja interacciones hidrotermales y procesos de desgasificación superficial. Asimismo, la disminución o ausencia de sismicidad en el interior de las anomalías conductivas C1 y C2, relacionadas con el sistema

hidrotermal y la cámara magmática del volcán Ubinas, corrobora la existencia de una zona dúctil donde los fluidos magmáticos se almacenan o circulan.

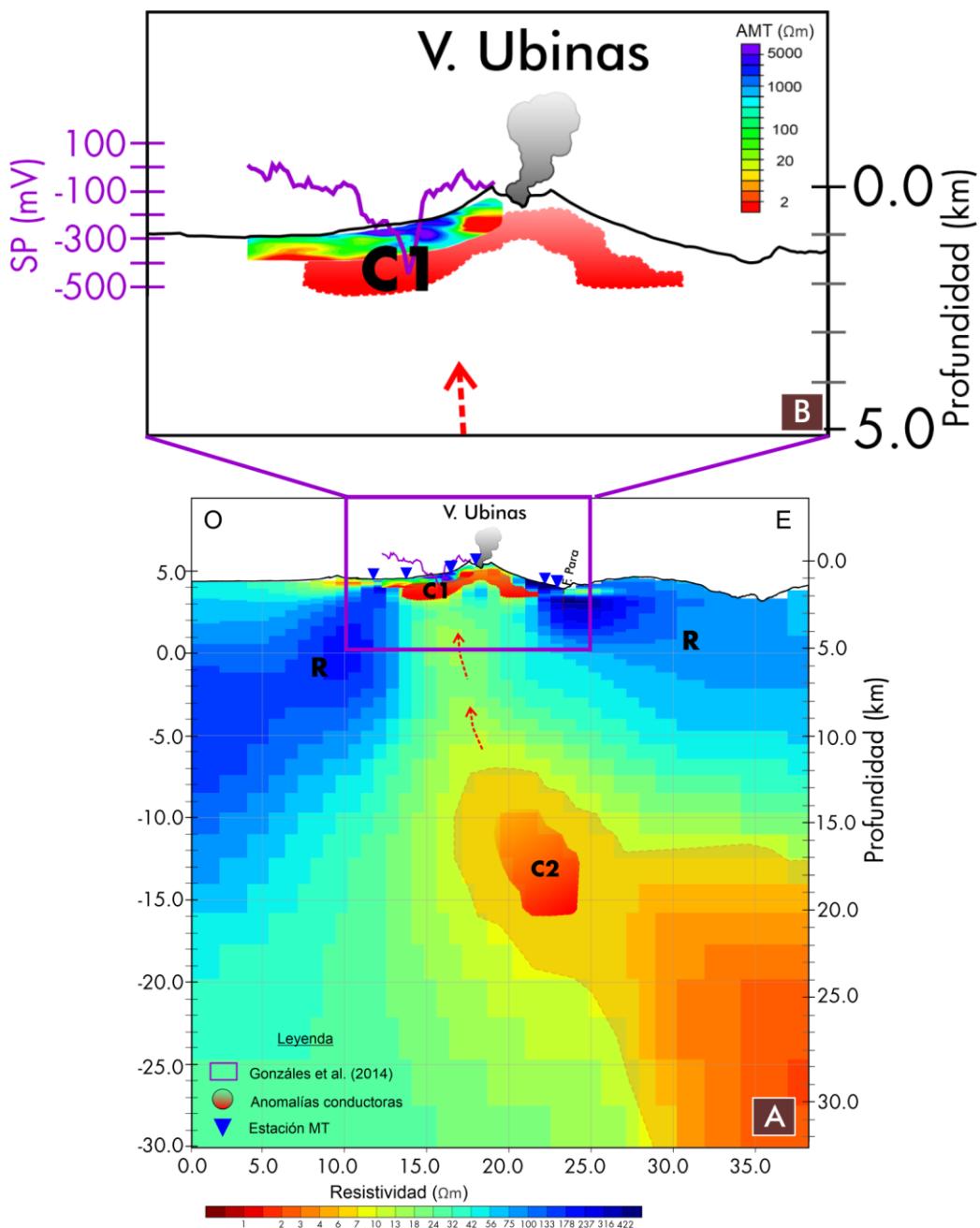


Figura 19.- Sección vertical del modelo 3D de resistividad elaborada en dirección O-E (A), comparado con el estudio de SP y AMT. (B) reportado por González et al. (2014). Se observa la alta correlación con la ubicación del sistema hidrotermal representado con C1 en el modelo geoeléctrico 3D.

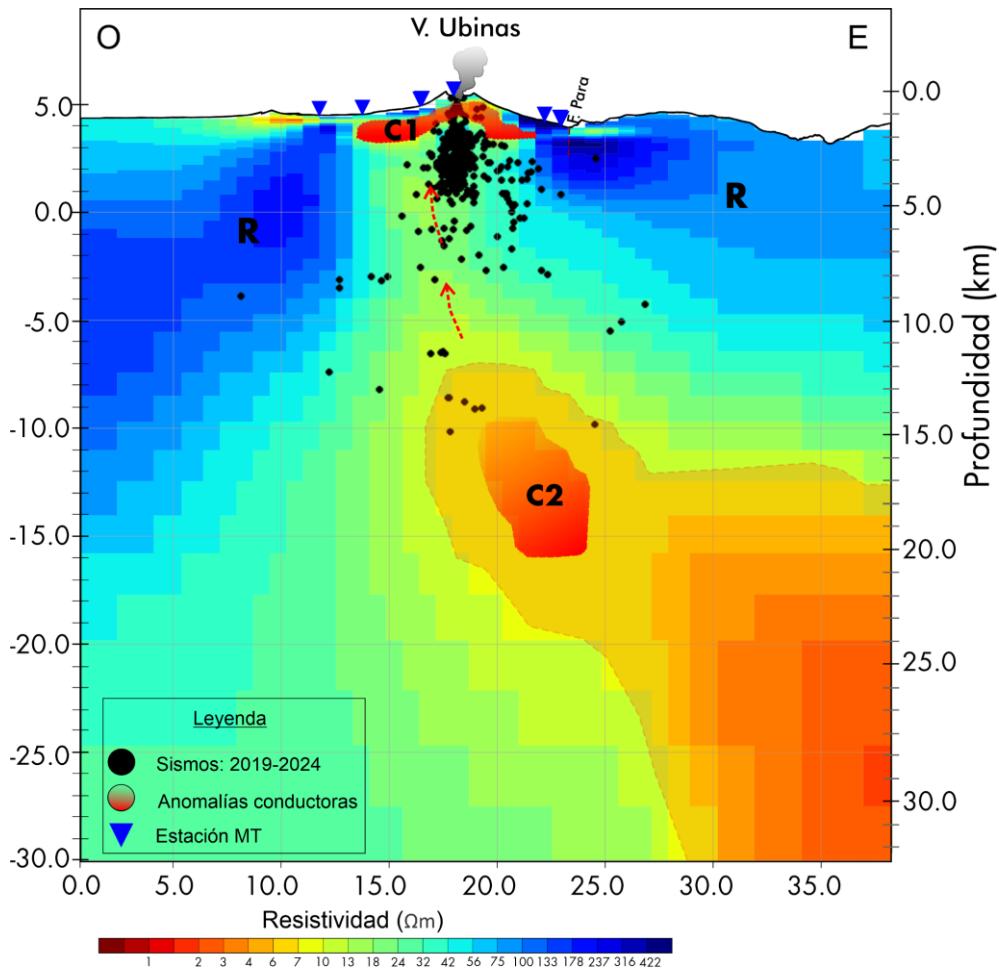


Figura 20.- Sección vertical del modelo 3D de resistividad elaborada en dirección O-E donde se superpone la sismicidad ocurrida en el periodo 2018-2023.

La Figura 21 muestra el modelo geoeléctrico 3D junto con la posible ubicación de las cámaras magmáticas superficiales y profundas reportadas por Machacca et al. (2021) y Samaniego et al. (2020). El modelo de resistividad 3D no evidencia de manera clara la presencia de una cámara magmática superficial; por el contrario, la cámara magmática profunda representada por la anomalía C2 muestra una alta consistencia en profundidad (~6–14 km b. n. m.) con el modelo propuesto por Samaniego et al. (2020).

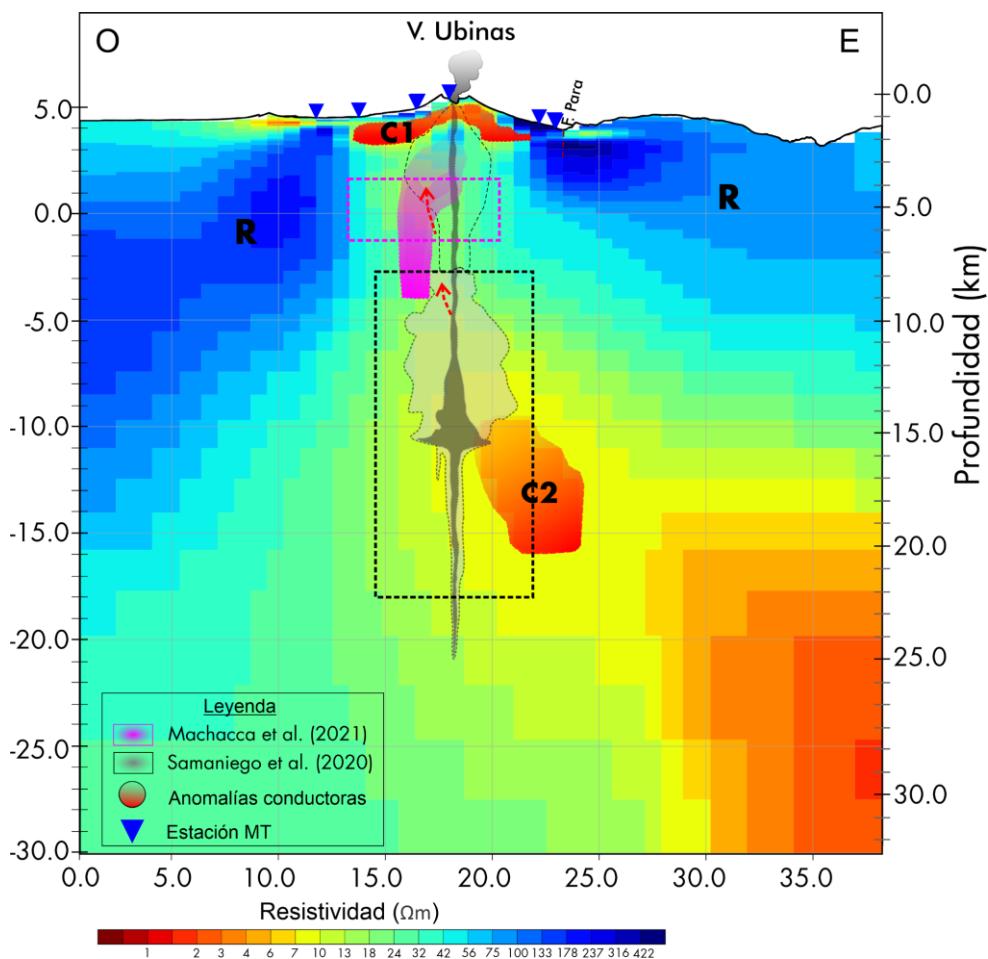


Figura 21.- Sección vertical del modelo 3D de resistividad eléctrica elaborada en dirección O-E donde se superpone los modelos sísmicos (Machacca et al., 2021) y geológicos (Samaniego et al., 2020) con la posible ubicación de la cámara magmática superficial. C1 y C2 representan las anomalías conductoras asociadas al sistema hidrotermal y la cámara magmática profunda del volcán Ubinas. Las flechas rojas discontinuas señalan la trayectoria de los fluidos magmáticos.

Interpretación de la estructura interna del volcán Ubinas: La Figura 22 resume la reconstrucción de la estructura interna del volcán Ubinas basado en el modelo geoeléctrico 3D, la distribución de la sismicidad local y la información de los estudios previos analizados en las Figuras 19, 20 y 21. Para una mejor visualización, las anomalías conductoras principales C1 y C2 son representadas como iso-superficies (8 Ωm). El análisis realizado en el modelo 3D, desde la superficie hasta aproximadamente 30 km b. n. m. muestra lo siguiente:

- 1) A nivel superficial, por debajo del cráter, se distingue la anomalía conductora C1, atribuida al sistema hidrotermal del volcán Ubinas y previamente reportada en los estudios de SP y AMT de González et al.

(2014). La visualización mediante iso-superficies evidencia que esta anomalía conforma una estructura relativamente delgada (~ 1 km de espesor), con continuidad lateral bajo el edificio volcánico. Hacia el sector NO, la iso-superficie se prolonga en la misma dirección que la traza de la falla NO-SE descrita en el mapa estructural de Rivera et al. (2011), lo cual sugiere que dicha discontinuidad tectónica podría actuar como una vía preferencial para la migración de fluidos hidrotermales.

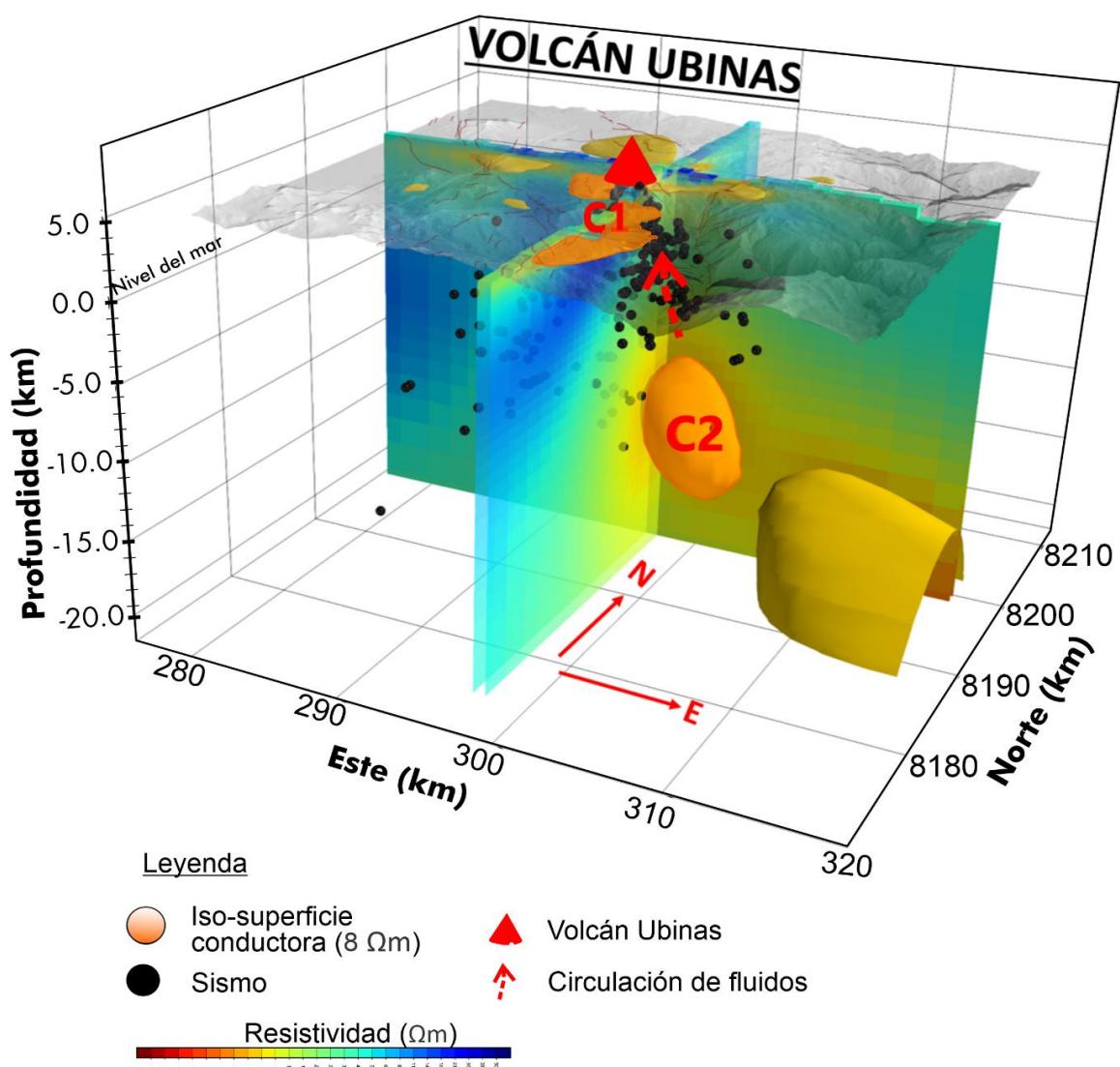


Figura 22.- Vista tridimensional 3D de la estructura resistiva bajo el volcán Ubinas. Se distinguen dos iso-superficies conductores: C1 (superficial) asociado al sistema hidrotermal; C2 (profundo), asociada con la cámara magmática del volcán Ubinas; ambos conectados por un conducto vertical. La sismicidad representada en círculos negros se alinea a lo largo de este eje, indicando una estrecha relación entre los procesos magmáticos profundos y la actividad superficial.

- 1) Subyaciendo al sistema hidrotermal (C1), se identifica la anomalía semiconductor de geometría predominantemente vertical, que se extiende hasta 8 km, aproximadamente. Debido a su configuración elongada y a su conexión directa entre las anomalías C1 y C2, esta anomalía sería compatible con un conducto magmático a través del cual ascienden los fluidos magmáticos hacia la superficie. El incremento de presión dentro de este conducto, asociado al tránsito de dichos fluidos y a su interacción con el sistema hidrotermal superficial, es consistente con la ocurrencia de sismicidad localizada en este sector. Esto respalda la hipótesis de que los eventos sísmicos están vinculados a procesos de presurización y ascenso de fluidos magmáticos en el interior del edificio volcánico.
- 2) A mayor profundidad, entre 6 km y 14 km b. n. m., se reconoce la anomalía conductora de mayor relevancia del modelo geoeléctrico 3D, denominada C2. Esta anomalía se correlacionaría con la ubicación de la cámara magmática principal del volcán Ubinas y se interpreta como la fuente que controla la dinámica eruptiva del macizo volcánico. Su representación en iso-superficie revela una geometría elipsoidal con dirección ligeramente desplazada hacia el noreste. Al contrastar la posición de C2 con la cámara magmática reportada en estudios geológicos previos (Samaniego et al., 2020), se observa una correspondencia notable, lo que refuerza la interpretación de su existencia y su rol como cámara magmática profunda.
- 3) Con relación a la zona de alta resistividad R, adyacentes a las anomalías asociadas al sistema hidrotermal (C1) y la cámara magmática profunda (C2), se asocian con las rocas volcánicas e intrusivas poco alteradas.

CONCLUSIONES

Se realizó el estudio del sistema magmático e hidrotermal del volcán Ubinas empleando el método magnetotelúrico. Los resultados permitieron construir el primer modelo geoeléctrico tridimensional representativo del volcán Ubinas e identificar las principales estructuras que controlan su dinámica interna. Con base en el análisis integral del modelo geoeléctrico, y su correlación con estudios previos se concluye lo siguiente:

- Se identificó el sistema hidrotermal (C1), ubicado bajo el cráter del volcán Ubinas el cual muestra una geometría delgada (~ 2 km) con continuidad lateral. Su prolongación hacia el sector noroeste del volcán sugiere un fuerte control estructural asociado a la falla de dirección NO-SE, que actuaría como vía preferencial de migración de fluidos.
- Por debajo del sistema hidrotermal se identificó un conducto vertical a través del cual circulan los fluidos magmáticos, conectando al sistema hidrotermal (C1) con la cámara magmática profunda (C2). La distribución de los sismos, alineados a lo largo de este eje conductor, confirma la relación entre la actividad sísmica, el ascenso de fluidos magmáticos y la ubicación del sistema hidrotermal del volcán.
- Se identificó la ubicación de la posible cámara magmática principal del volcán Ubinas, ubicada entre 6 y 14 km b. n. m. La anomalía asociada a la presencia de dicha cámara una geometría elipsoidal y resistividades muy bajas ($< 8 \Omega\text{m}$), lo que sugiere la presencia de material parcialmente fundido o altamente saturado de fluidos magmáticos. Su configuración y profundidad indican que constituye la principal fuente de alimentación magmática del volcán, controlando tanto la actividad interna como los procesos hidrotermales someros.

- La estructura interna del volcán Ubinas evidenció un sistema verticalmente integrado, en el cual la cámara magmática profunda (C2) actúa como la principal fuente de fluidos magmáticos que ascienden a través de un conducto intermedio, conectándose con el sistema hidrotermal somero (C1) antes de su eventual ascenso a la superficie. Esta configuración confirma la fuerte interacción del sistema magmático-hidrotermal del volcán Ubinas y constituye el mecanismo que ha controlado los distintos procesos eruptivos registrados hasta la actualidad.
- Finalmente, esta información constituye un insumo esencial para el SINAGERD y contribuye al fortalecimiento de las capacidades de mitigación y reducción del riesgo en beneficio de los habitantes de la región Moquegua.

BIBLIOGRAFÍA

- Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamazaki, K., Uto, T., Ogawa, Y., Tank, S.B., Kanda, W., Sakanaka, S., Furukawa, Y., Hashimoto, T., Uyesima, M., Ogawa, T., Shiozaki, I., & Hurst, A. W. (2005). Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1-2), 343-355.
- Bertrand, E. A., Caldwell, T. G., Hill, G. J., Bennie, S. L., & Soengkono, S. (2013). Magnetotelluric imaging of the Ohaaki geothermal system, New Zealand: Implications for locating basement permeability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 268, 36-45.
- 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/rjmcmcmt>).
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02378.x>.
- Chave, A.D. y Jones, A.G., 2012. The magnetotelluric method: Theory and practice: Cambridge, Cambridge University Press, 552 p.
- De Silva S.L., Francis P.W., (1991) - Volcanoes of the Central Andes. Springer - Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 219 p.
- Egbert, G. D. y Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophysical Journal International*, 189, 251–267.
- Fischer, G., y Masero, W. (1994). Rotational properties of the magnetotelluric impedance tensors: The example of the Araguainha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, 119(2), 548–560. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb00140.x>.
- Gonzales, K., Finizola, A., Lénat, J. F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J. C., ... & Pistre, K. (2014). Asymmetrical structure, hydrothermal system and edifice stability: The case of Ubinas volcano, Peru, revealed by geophysical surveys.

- Journal of Volcanology and Geothermal Research, 276, 132-144.
- Ingham, M.R., Bibby, H.M., Heise, W., Jones, K.A., Cairns, P., Dravitzki, S., Bennie, S.L., Caldwell, T.G. y Ogawa, Y. (2009). A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Geophys. Jour. Int.*, 179; 887–904, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04317.x.
- Inza, L.A., Métaxian, J.P., Mars, J.I., Beanc, C.J., O'Brienc, G.S., Macedo, O., Zandomeneghi, D. (2014). Analysis of dynamics of vulcanian activity of Ubinas volcano, using multicomponent seismic antennas. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 270, 35–52.
- Hill, G.J., Caldwell, G., Heise, W., Cas, R.A.F., Cull, J.P., Bibby, H.M., Chertkoff, D.G. y Burgess, M.K., Cull, J.P. y Cas, R.A.F. (2009). Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data. *Nature Geoscience*, 2: 785-789, doi:10.1038/ngeo661.
- 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.
- Jones, A. & Jödicke, H. (1984). Magnetotelluric transfer function estimation improvement by a coherence-based rejection technique. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*. January 51-55.
- Kaufman, A.A., y Keller, G.V. (1981). *The Magnetotelluric Sounding Method*, Elsevier, Amsterdam.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. & Tandon, K. (2014). ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data, *Computers & Geosciences*, Volume 66, Pages 40-53, ISSN 0098-3004, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>.
- Lavallée, Y., de Silva, S. L., Salas, G., & Byrnes, J. M. (2009). Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4), 253-264.
- Lilley, F. E. M. (1993). Mohr circles in magnetotelluric interpretation: (i) Simple static shift; (ii) Bahr's analysis. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 45, 833–839.

- Machacca, R., Lesage, P., Tavera, H., Inza, A., Torres, J., y Del Carpio, J. (2021). Estudio de la estructura y dinámica interna del volcán Ubinas inferida a partir de datos sísmicos e infrasonido. *II Conferencia Internacional. Erupciones volcánicas: aportes de la investigación y monitoreo para la gestión del riesgo volcánico.* https://www.igp.gob.pe/eventos/internacional/2021/erupciones_volcanicas/resources/pdf/18nov/Machacca.pdf
- 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>.
- Mariño, J.; Rivera, M.; Macedo, O.; Masías, P.; Antayhua, Y.; Cruz, V.; González. K. & Cacya, L. (2011)- Gestión de la crisis eruptiva del volcán Ubinas 2006-2008. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 45, 188 p., 1 mapa.
- Martí, A., Queralt, P. y Roca, E. (2006). Geoelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain. *Geophysical Journal International*, vol. 157, p. 961-974.
- Martí, A., Queralt, P., & Ledo, J. (2013). WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Computers & Geosciences*, 56, 2295–2303. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.03.004>.
- 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).
- Parkinson, W. D. (1959). Direction of rapid geomagnetic variations. *Geophysics Journal Royal Astronomy Society*, 2, 1-14.
- Peacock, J.R., Mangan, M.T., McPhee, D., & Wannamaker, P.E. (2016). Three-dimensional electrical resistivity model of a hydrothermal/magmatic system from magnetotelluric data. *U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, USA, 2 Energy and Geoscience Institute, University of Utah, Salt Lake City, Utah, USA*.

City, Utah, USA

- Rivera, M.; Mariño, J. & Jean-Claude, T. (2011)- Geología y Evaluación de peligros del volcán Ubinas. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 46, 83 p., 2 mapas.
- Samaniego, P., Rivera, M., Manrique, N., Schiavi, F., Nauret, F., Liorzou, C., Ancellin, M., et al. (2020). Linking magmatic processes and magma chemistry during the post-glacial to recent explosive eruptions of Ubinas volcano (southern Peru).
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107095>
- Simpson, F. and Bahr, K. (2005). Practical magnetotellurics. Cambridge University Press.
- Szarka, L., & Menvielle, M. (1997). Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. Geophysical Journal International, 129(1), 133–142. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb00938.x>
- Thouret, J. C., Rivera, M., Wörner, G., Gerbe, M. C., Finizola, A., Fornari, M., & Gonzales, K. (2005). Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. Bulletin of Volcanology, 67, 557-589.
- Velho, H., & Ramos, F. (1997). Numerical inversion of two dimensional geoelectric conductivity distributions from magnetotelluric data Rev. Bras. Geof. 15, 18-25pp.
- Volpi, G., Manzella, A. y Fiordelisi, A. (2003). Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): an example from the Mt. Amiata area, Italy. Geothermics, 32: 131-145
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., & Lilley, F. E. M. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. Geophysical Journal International, 141(2), 321–336. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00083.x>.

