

Caracterización geofísica superficial en el cráter del volcán Cerro Machín mediante el uso de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y polarización inducida (PI)

Mario Rivera Flórez y Jhoan Carlo Chaparro Gómez

Plan de trabajo de proyecto de grado en modalidad trabajo de investigación

Director (a):

Jairo Alberto Torres Peña

Codirector (a):

Angi Viviana Aparicio Guevara

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2022

Dedicatoria

Dedicamos este trabajo a nuestras madres, Luz Eneida y Claudia Viviana, quienes con su amor, paciencia y esfuerzo nos han permitido llegar a cumplir hoy un sueño más.

A nuestros amigos de la universidad; Lucas, Ómar, Migue, Gio, María y Pipe por su apoyo incondicional durante toda la carrera.

Al capítulo Society Of Exploration Geophysicist Uis Chapter (SEG) por su gran contribución en la toma de datos, especialmente a Smith, Ingrid, Mateo, Juan Pablo, Carlos, Camila, Giovanni.

Al área de exploración de Gran Colombia Gold; Carlos Andrés, Ariana, Betsy, Julián, Fabián y todos los geólogos que aportaron en nuestro desarrollo personal y formativo.

A Diana Lucía Durán por su amor, compañía y voz de aliento en todo el proceso.

A nuestra alma mater, la querida Universidad Industrial de Santander por brindarnos la oportunidad de cumplir este sueño.

A la vida, porque a pesar de tantos desafíos hoy estamos cumpliendo un proceso que nos llevará a ser unos grandes profesionales.

Agradecimientos

Nuestros mayores agradecimientos están dirigidos a:

Nuestro director Jairo Torres, por brindarnos la oportunidad y su confianza para llevar a cabo el gratificante trabajo. Por su tiempo y disposición.

Angi Aparicio, por ser nuestra codirectora y brindarnos el conocimiento necesario para llevar a cabo el procesamiento y la interpretación de los datos. Por su tiempo y disposición.

Los profesores de la Escuela de Geología, por compartir su conocimiento con nosotros aportando a nuestro crecimiento profesional.

Nuestros amigos, compañeros y colegas, por los momentos brindados, los conocimientos compartidos y toda la etapa universitaria que vivimos juntos.

Nuestros familiares, que nos han brindado un apoyo incondicional en este proceso y ansían que cumplamos todas nuestras metas.

Gran Colombia Gold, y en especial al área de exploración por su apoyo, paciencia y el inmenso aporte en nuestro desarrollo formativo y personal.

SEG-UIS CHAPTER, que nos ayudó desde el principio en el entendimiento de la geofísica y obtener todos los medios necesarios para desarrollar este proyecto.

Contenido

	Pág.
Resumen.....	10
Introducción	13
1. Descripción del problema	16
2. Localización de la zona de estudio	19
3. Justificación	21
4. Objetivos	23
4.1 Objetivo general	23
4.2 Objetivos específicos.....	23
5. Marco teórico	24
6. Antecedentes	44
6.1 Otros estudios	44
6.2 Geología regional	45
6.3 Geología estructural	50
6.4 Geomorfología	51
6.5 Actividad sísmica	52
7. Metodología	56
7.1 Fase de diseño	57
7.2 Fase de adquisición	58
7.3 Fase de procesamiento	62

8. Resultados	69
8.1 Fase de interpretación.....	82
8.1.1 Línea 1	82
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.	83
8.1.2 Línea 2	83
8.1.3 Línea 3	84
8.1.4 Línea 4	85
8.1.5 Línea 5	87
8.1.6 Línea 6	88
8.1.7 Línea 7	90
8.1.8 Línea 8	91
8.1.9 Línea 9	92
8.1.10 Línea 10	93
8.1.12 Línea 13	94
8.1.3 Línea 14	95
8.2 Mapas de iso-resistividades	96
9. Conclusiones	101
10. Recomendaciones	103
Referencias Bibliográficas	104

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1. Localización de la zona de estudio.....	20
Figura 2. Diferencia de un medio homogéneo, en el que la resistividad real de la capa es igual a la aparente y medio heterogéneo en el que la resistividad real y la aparente son diferentes.	28
Figura 3. Propagación de corriente en el subsuelo, con A y B como electrodos de corriente y M y N como los de potencial.....	29
Figura 4. Representación de un arreglo SEV.....	32
Figura 5. Representación de los diferentes arreglos	34
Figura 6. Funcionamiento de una TRE.....	36
Figura 7. Esquema de Tomografía de resistividad eléctrica.....	38
Figura 8. Imagen 2D de una TRE procesada mostrando la distribución de resistividades.....	38
Figura 9.	40
Figura 10. Cargabilidad promedio y resistividad aparente	43
Figura 11. Modelo 3D en el que se muestra la distribución de las conductividades en el edificio volcánico.....	44
Figura 12. Sección de una TRE	45
Figura 13. Localización del Volcán Cerro Machín (VCM).....	46
Figura 14. Domo central VCM.....	52
Figura 15. Esquema general mostrando las fases de la metodología.....	56
Figura 16. Localización del VCM y de algunos puntos importantes para la toma de datos.....	57

Figura 17. Distribución de las líneas TRE.....	60
Figura 18. Proceso de toma de datos con los métodos TRE y PI	61
Figura 19. Selección de Bad data points.....	65
Figura 20. Valores RMS para la línea 1.....	67
Figura 21. Diagrama ilustrativo del procesamiento de datos de los perfiles TRE.....	68
Figura 22. Resistividad gradiente 1	69
Figura 23. Cargabilidad	69
Figura 24. Resistividad dipolo 2	70
Figura 25. Resistividad dipolo 3	71
Figura 26. Resistividad gradiente 3	71
Figura 27. Cargabilidad línea 3.....	72
Figura 28. Resistividad gradiente 5	72
Figura 29. Resistividad dipolo 5.....	73
Figura 30. Cargabilidad línea 4.....	73
Figura 31. Resistividad gradiente 7	74
Figura 32. Resistividad dipolo 7	74
Figura 33. Cargabilidad línea 5.....	74
Figura 34. Resistividad gradiente 8	75
Figura 35. Resistividad dipolo 8.....	75
Figura 36. Cargabilidad línea 6.....	76
Figura 37. Resistividad gradiente 9	76
Figura 38. Resistividad dipolo 9	77
Figura 39. Cargabilidad línea 7.....	77

Figura 40. Resistividad gradiente 10.....	78
Figura 41. Cargabilidad línea 8.....	78
Figura 42. Resistividad gradiente 11	79
Figura 43. Resistividad dipolo 11	79
Figura 44. Cargabilidad línea 9.....	79
Figura 45. Resistividad dipolo 1	80
Figura 46. Resistividad dipolo 12	80
Figura 47. Resistividad dipolo 15	81
Figura 48. Resistividad dipolo 17	82
Figura 49. Modelo geológico línea 1 gradiente	83
Figura 50. Modelo geológico línea 2 gradiente	84
Figura 51. Modelo geológico línea 3 gradiente	85
Figura 52. Modelo línea 4 generada por el método “gradiente”.....	86
Figura 53. Modelo línea 4 generada por el método “dipolo dipolo”	86
Figura 54. Modelo línea 5 generada por el método “gradiente”	87
Figura 55. Modelo línea 5 generada por el método “dipolo dipolo”	88
Figura 56. Modelo línea 6 generada por el método “gradiente”	89
Figura 57. Modelo línea 6 generada por el método “dipolo dipolo”	89
Figura 58. Modelo línea 7 generada por el método “gradiente”	90
Figura 59. Modelo línea 7 generada por el método “dipolo dipolo”	91
Figura 60. Modelo geológico línea 8.....	92
Figura 61. Modelo línea 9 generada por el método “gradiente”	93
Figura 62. Modelo línea 9 generada por el método “dipolo dipolo”	93

Figura 63. Modelo geológico línea 10 94

Figura 64. Modelo geológico línea 13 95

Figura 65. Modelo geológico línea 14 96

Figura 66. Mapa de iso-resistividades 0 a 6 metros 97

Figura 67. Mapa de iso-resistividades 18 a 24 metros 98

Figura 68. Mapa de iso-resistividades 55 a 66 metros 99

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1. Valores de resistividad de rocas, minerales, aguas y materiales.....	30
Tabla 2. Líneas con resistividad y polarización inducida.	59
Tabla 3. Propiedades Terrameter toolbox.	63
Tabla 4. Características relevantes Terrameter Toolbox	64
Tabla 5. Parámetros usados para la inversión de los datos	66

Resumen

Título: Caracterización geofísica superficial en el cráter del volcán Cerro Machín mediante el uso de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y polarización inducida (PI) *

Autores: Mario Rivera Flórez y Jhoan Carlo Chaparro Gómez**

Palabras clave: caracterización geofísica, volcán Cerro Machín, tomografía de resistividad eléctrica, polarización inducida, flujo de fluidos, alta saturación.

Descripción

Este trabajo tuvo como objetivo realizar una caracterización geofísica superficial en el volcán Cerro Machín ubicado en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, en el departamento del Tolima, utilizando métodos geoelectrónicos como la tomografía de resistividad eléctrica y la polarización inducida con el fin de explorar el flujo de fluidos presentes en los cuerpos litológicos que subyacen el cráter del volcán.

La presente investigación se realizó en cuatro fases: diseño, adquisición, procesamiento e interpretación de los resultados. Esto nos permitió conocer la geometría de los depósitos y la dirección de los fluidos a partir de la construcción de modelos geológicos para cada línea realizada, relacionando los perfiles de resistividad con los de la cargabilidad. También se diseñaron tres

* Trabajo de grado.

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología. Director (a): Jairo Alberto Torres Peña. Codirector (a): Angi Viviana Aparicio Guevara.

mapas de isoresistividad a diferentes profundidades con el fin de corroborar que las zonas con alta saturación de agua se encontraban por debajo de la superficie. El aporte a la geología de Colombia con este trabajo también es una motivación a la academia, para que realice campañas de geofísica que nos permitan sumar y complementar áreas como la hidrogeología en zonas volcánicas, donde este líquido juega un papel primordial para las comunidades aledañas.

Abstract

Title: Surface geophysical characterization in the crater of the Cerro Machín volcano using Electrical Resistivity Tomography (TRE) and Induced Polarization (PI) *

Authors: Mario Rivera Flórez y Jhoan Carlo Chaparro Gómez**

Key words: Geophysical characterization, Cerro Machín Volcano, Electrical Resistivity Tomography, Induced Polarization, Fluid flow, High saturation.

Description

The objective of this work was to perform a surface geophysical characterization of the Cerro Machín Volcano located on the eastern flank of the Central Cordillera of Colombia, in the department of Tolima, using geoelectrical methods such as Electrical Resistivity Tomography and

* Degree Final Project

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología Director (a): Jairo Alberto Torres Peña Codirector (a): Angi Viviana Aparicio Guevara

Induced Polarization to explore the flow of fluids present in the lithological bodies that underlie the crater of the Volcano. This work was conducted in four phases: design phase, acquisition phase, processing phase and finally the phase of interpretation of the results. This allowed us to know the geometry of the deposits, the direction of the fluids from the construction of geological models for each line performed, relating the resistivity profiles with those of the chargeability. Three iso-resistivity maps were also designed at different depths to corroborate that the zones with high water saturation were below the surface. The contribution to the geology of Colombia with this work is also a motivation for the academy to conduct geophysical campaigns that allow us to add and complement areas such as hydrogeology in volcanic areas where water plays an especially significant role for the surrounding communities.

Introducción

El estudio a fondo de la actividad sísmica de los volcanes en Colombia adquiere relevancia a partir de la tragedia de Armero, en 1985, asociada a la erupción del Nevado del Ruiz. Esta catástrofe no era más que la repetición de la historia sísmica de este lugar, pues hacia cuatro siglos habría sufrido dos fenómenos idénticos (1595, 1845). Para ese momento se disponía de publicaciones sobre la actividad sísmica de los volcanes, pero no se encontraban estudios sistemáticos avanzados que pudieran generar una alerta sobre los riesgos y el conocimiento geológico a fondo de las zonas que presentaban amenazas inminentes por la actividad de estos.

El volcán Cerro Machín (VCM), ubicado en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, en el departamento del Tolima, a 7 kilómetros (km) de la cabecera municipal de Cajamarca, se distingue por ser un volcán activo explosivo con varios cráteres superpuestos, aunados a una serie de domos que rellenan la estructura existente y que a lo largo de 10.000 años se han identificado ocurrencias de erupciones explosivas muy violentas, que han producido columnas de erupción de hasta 40 km de altura sobre el cráter. Estas erupciones del VCM indujeron a la formación de lahares mediante el transporte de los flujos piroclásticos y la mezcla con agua existente en el cráter (lagos cratéricos). De esta manera que se hace necesario complementar y adicionar información útil sobre la actividad sísmica y la caracterización superficial del cráter del VCM mediante el uso de métodos geofísicos tales como la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y la polarización inducida (PI).

El uso de estas técnicas se ha convertido en una importante herramienta en la investigación de volcanes, como los casos de estudio realizados por Brothelande y otros investigadores en el 2014, quienes en la determinación del patrón de circulación de fluidos en el volcán La Soufrière

en Guadeloupe, Francia, usaron una combinación de las técnicas de TRE y potencial espontáneo (PE), y Di Giuseppe y Troiano (2019, p. 35) aplicaron las TRE en el monitoreo de fumarolas activas en el campo fumarólico de Pisciarelli en Campi, Flegrei, Italia.

La TRE se presenta como una técnica muy bien establecida, empleada en investigar el comportamiento de fluidos y las características estructurales en ambientes volcánicos, cambios abruptos en las resistividades pueden ser indicadores de la presencia de estructuras o estar relacionados con cambios en los patrones de fluidos en el subsuelo. Dado que el comportamiento de fluidos es muy relevante en el entendimiento de los fenómenos volcánicos y en el comportamiento de los deslizamientos, el uso de las TRE se puede considerar como una herramienta que aporta en el monitoreo de estos fenómenos.

Teniendo en cuenta el estado de actividad del volcán, que refiere Henao (2014, p. 167) el comportamiento actual de fumarolas, fuentes termales y actividad sísmica hacen que se catalogue al VCM como activo (con potencialidad para producir erupciones en el futuro). Otro de los aspectos importantes en el entendimiento de este volcán es el conocimiento previo de su historia eruptiva y la cercanía de asentamientos humanos que pueden correr peligro, por lo que se entiende la importancia de realizar la mayor cantidad de estudios que contribuyan al conocimiento científico y preventivo de la zona. Se presenta además como una facilidad el que la llegada de autos se pueda dar hasta el cráter del volcán, lo que permite llevar a cabo la investigación con mayor fluidez, pues es más fácil el transporte de equipos.

La mayoría de los estudios se han enfocado en el monitoreo del volcán, con estudios como la sísmica (deformaciones), geoquímica (gas, fluidos, análisis de temperatura), pero aún no se tiene conocimiento de un escenario en el que se utilizaran los métodos geoelectrónicos, que también se presentan como una herramienta muy útil en el monitoreo de estos ambientes.

Ha sido comprobada, en el ámbito mundial, la aplicabilidad de los estudios geoeléctricos en los ambientes volcánicos, es de gran importancia para obtener una visión de lo que está sucediendo internamente en este tipo de ambientes. Revil et al. (2018, p. 48) muestran cómo se utilizan los métodos de TRE y PI en investigaciones en el volcán Kilauea en Hawai, en estos se observa la variación del comportamiento de las medidas de resistividad eléctrica y conductividad, de acuerdo con los materiales presentes en el volcán y hasta se logra identificar algunas estructuras. Por su parte, Portal et al. (2019, p. 98) hacen uso de la TRE en la obtención de imágenes eléctricas 3D de la estructura interna de un domo en el volcán Puy de Dôme en Francia.

1. Descripción del problema

Uno de los temas que aborda la geología son los riesgos por amenaza volcánica, por esta razón es importante que se realicen estudios en los volcanes para obtener la mayor cantidad de información que se pueda de estos, con el fin de estar alerta y así poder prevenir lo más posible los probables daños; es aquí donde la geofísica se presenta como una herramienta de gran utilidad al momento de estudiar los volcanes. Son numerosos los estudios realizados en el ámbito mundial en los que se utiliza la geofísica como medio principal para la investigación de estos ambientes, demostrando, en algunos de ellos, como es el caso de Arango et al. (2020, p. 6) en el que usan métodos gravimétricos y magnetotelúrica en la búsqueda de múltiples fallas en el volcán Popocatepetl en México; Besutiu et al. (2021, p. 6) usan magnetotelúrica en la creación de distintos modelos que ayudan a despejar varias preguntas, entre ellas la existencia de una cámara magmática a menos de 5 km de profundidad en el volcán Giomadul en Calimani; y Petronis y otros investigadores en año 2021 usaron la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) mediante la cual es revelada la existencia de anomalías que indican presencia de fallas normales en el volcán Sosnica Hill en Polonia.

En Colombia el estudio de los volcanes se inició durante la década de los 70, con actividades de carácter investigativo, académico, cartográfico y de interés geotérmico por parte de entidades gubernamentales como: ICEL, CHEC, Universidad Nacional de Colombia e Ingeominas (Monsalve et al., 2000, citado en Servicio Geológico Colombiano, s.f., párr. 19). Hoy, uno de los volcanes que ha despertado interés en el país por parte de entidades gubernamentales como la Gobernación de Tolima, Cortolima y el Servicio Geológico Colombiano es el volcán Cerro Machín, debido a que está activo y se encuentra en la zona Andina, que en las cercanías del área

de riesgo alberga al menos 3,5 millones de personas, según el censo del Departamento Administrativo Nacional de Estadísticas (DANE, 2018, citado en Molina, 2022, p. 41), lo que genera un impacto directo sobre varios municipios de los departamentos de Tolima y Quindío: Ibagué, Cajamarca, Toche, Salento y Anaime.

Estudios hechos en el VCM se enfocan principalmente en temas de sismicidad, gestión de riesgo, gravimetría, magnetometría y sismología, estos son trabajados por Villegas en el 2003, Moreno en el 2012 y Henao en el 2014. Cabe aclarar que estas técnicas tienen escala de kilómetros buscando obtener propiedades físicas tales como la densidad, la susceptibilidad magnética y las velocidades sísmicas, esto con el fin de conocer la estructura interna del volcán a profundidades mayores. Sin embargo, este carece de estudios más someros o superficiales que puedan aportar a caracterizar los depósitos volcano-sedimentarios presentes en él, que utilicen técnicas distintas a las mencionadas anteriormente y, además, que arrojen propiedades como la resistividad eléctrica y la cargabilidad. Por esto, se hace necesario conocer aspectos superficiales y del subsuelo, con la implementación de métodos geoelectricos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y polarización inducida (PI) cubriendo una zona de estudio de aproximadamente 6,4 kilómetros.

Es así como se obtendrán datos que son de importancia para el conocimiento de características que pueden dar información de la ubicación de fluidos en la búsqueda de zonas saturadas o el aprovechamiento de los fluidos por parte de la comunidad.

Por lo mencionado anteriormente, surgen las siguientes preguntas:

- ¿Es posible que con la aplicación de los métodos de TRE y PI en el VCM se logre evidenciar contrastes de resistividad eléctrica, con los cuales sea posible obtener dirección de flujo de fluidos?

- ¿Es posible, mediante el uso de las técnicas de TRE y PI, evidenciar contrastes de resistividad eléctrica con los que se pueda obtener la geometría de los depósitos superficiales en el cráter del VCM?

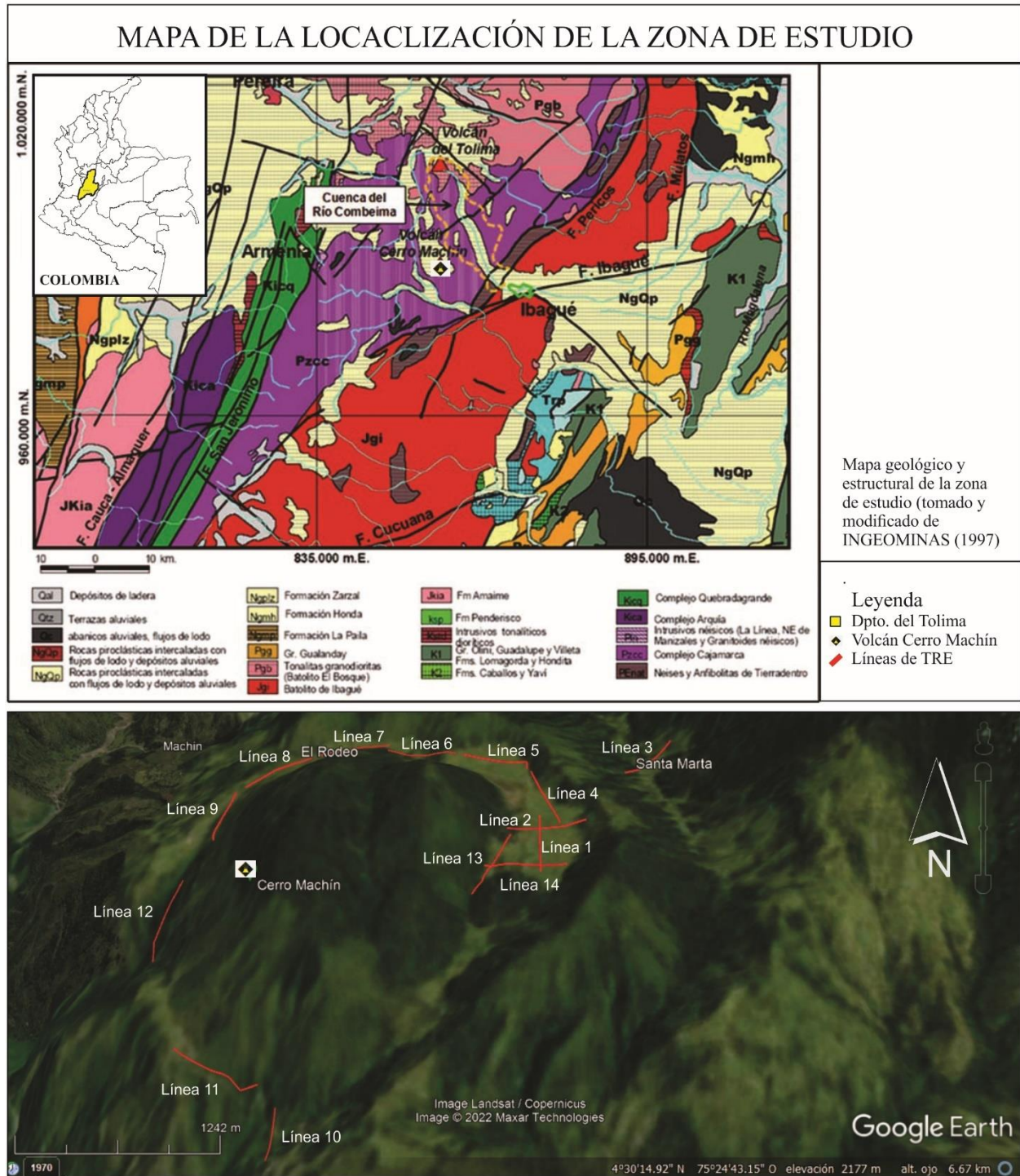
La hipótesis planteada en esta investigación es que se logrará identificar los espesores de las litologías del área, de los depósitos volcano-sedimentarios y la dirección de los flujos de fluidos con los métodos geoeléctricos de TRE y PI. Igualmente, con los resultados de los datos se buscará aportar a los modelos geológicos futuros para una mejor comprensión de la zona.

2. Localización de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada sobre la cordillera central de los Andes colombianos, en el departamento de Tolima, en las coordenadas $4^{\circ} 29'4.59''$ N, $75^{\circ}22'46.01''$ O, las vías de acceso son por Cajamarca, que es la ciudad más cercana a 7 km, a 17 km se encuentra la ciudad de Ibagué y a 35km está Armenia. Las opciones de acceso son por la ciudad de Cajamarca y llegar al corregimiento de Toche, para posteriormente llegar al volcán; una segunda opción es en la salida de Ibagué hacia Armenia, en el sitio llamado El Boquerón, y, pasa por los corregimientos de Tapias y Toche; la tercera inicia en el casco urbano de Salento, Quindío, y se comunica directamente con Toche.

Figura 1.

Localización de la zona de estudio



Nota. Este mapa representa la zona de estudio de la presente investigación y las líneas rojas son los lugares en los que adquirieron los datos.

3. Justificación

La geofísica como medio principal para la captura de información en ambientes volcánicos radica en la cantidad de datos que proporciona del subsuelo a partir de los cuales podemos realizar interpretaciones geológicas, estructurales o hidrológicas. Es por esto que en los últimos años la implementación de los métodos geofísicos para el monitoreo de volcanes activos en Colombia ha incrementado, prueba de esto son los estudios realizados por Moreno (2012, p. 55) en los que estudia la influencia de la actividad sísmica del volcán; Pilar A. Henao (2014, p. 16) hace un análisis de la amenaza sísmica del volcán; Londoño (2016, p. 10) estudió la actividad magmática reciente en el volcán, de igual manera, existen investigaciones realizadas por entes gubernamentales como la Gobernación del Tolima, encaminadas a la gestión de riesgo, en algunas de estas se utilizaron métodos geofísicos como la sísmica, aunque estudios geoeléctricos realizados en el VCM no encontramos, por lo que algunos aspectos del subsuelo 0son aún desconocidos.

Los métodos eléctricos basan su estudio en los campos de potencial eléctrico, tanto naturales como artificiales. Mediante estas mediciones se pueden determinar las problemáticas que existan en el subsuelo como la saturación, reconocer estructuras, determinar flujo de fluidos, entre otros. El uso de estos métodos ha sido frecuente en caracterizaciones en volcanes, pues brindan un complemento a lo ya conocido y dan una imagen detallada de lo que no podemos ver en el subsuelo.

Existen estudios en el mundo tales como los trabajos realizados por Portal et al. (2019, p. 106), quienes hicieron una caracterización usando métodos eléctricos tales como la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y obtuvieron como resultados una imagen detallada de la estructura de Puy de Dome volcano en Francia. Himi et al. (2015, p. 5) gracias a la TRE realizaron una

caracterización de zonas no saturadas en áreas volcánicas en España. Con la ayuda de TRE, Brothelande et al. (2014, p. 115) conocen el patrón de circulación de fluidos en La Soufrière Volcano (Guadalupe).

El uso de la polarización inducida (IP) también es frecuente en los estudios realizados en volcanes, Revil et al. (2017, p. 357) hacen uso de esta medida aplicándola a la alteración en rocas volcánicas, la cual es usada para el entendimiento de inestabilidades en volcanes activos. Por su parte Tchokpon et al. (2019, p. 13) la usaron en la detección de vetas de cuarzo auríferas en Guinea, un uso muy frecuente para este método, que es muy útil en la detección de factores como búsqueda de metales, anomalías y fluidos. Revil et al. (2018, p. 48) realizaron un estudio en el volcán Kilauea en Hawái, mediante las variaciones en la conductividad del agua de poros en la que obtuvieron información de la conductividad de la superficie, que es un indicador de alteraciones. En la hidrogeofísica Ahmed et al. (2019, p. 2) hicieron uso del método en el modelamiento de intrusiones salinas en un acuífero heterogéneo.

Atendiendo a lo anteriormente mencionado, los métodos de TRE y PI se presentan como medios muy adecuados para una caracterización geofísica en una zona en la que se carece de este tipo de estudio y que además aportará datos que aún no se conocen sobre el comportamiento en la parte más somera del subsuelo, sobre todo del flujo de los fluidos, espesores y geometría de los depósitos, además de contribuir al conocimiento de las características de esta parte del volcán, la información adquirida también podría servir en el área de prevención de desastres, pues teniendo claras cuáles son las áreas de concentración de fluidos, zonas donde existan fallas o determinados espesores de una litología se puede realizar un plan de prevención de desastres en ciertos lugares de la zona. Para finalizar, esta investigación será una referencia de lugares que presenten condiciones similares a los de la zona de estudio.

4. Objetivos

4.1 Objetivo general

Realizar una caracterización geofísica a partir de tomografías de resistividad eléctrica y polarización inducida en la zona más superficial del cráter del volcán Cerro Machín (VCM), Tolima, Colombia, con el fin de determinar las áreas de flujo de fluidos.

4.2 Objetivos específicos

Elaborar un modelo geoeléctrico del área de estudio a partir de los valores de resistividad y cargabilidad eléctrica.

Identificar la geometría y posible espesor de los depósitos piroclásticos que hacen parte del cráter del VCM, a partir de la interpretación de los modelos geoeléctricos y correlación con la geología de la zona.

Determinar las zonas más resistivas de la superficie del cráter del VCM hacia la zona este, con la ayuda de un mapa de isoresistividades, producto de las mediciones obtenidas con los métodos de TRE y PI.

5. Marco teórico

Métodos geoelectricos

Los métodos geoelectricos tienen como propósito el registro y análisis de magnitudes eléctricas del campo electromagnético en el suelo y subsuelo, que una vez procesadas e interpretadas conducen a identificación de valores anómalos que se pueden vincular a los objetivos de interés. Hacer uso de estos métodos requiere conocimiento de las propiedades eléctricas como permitividad eléctrica, resistividad eléctrica, conductividad eléctrica, cargabilidad que poseen las rocas que se encuentran en la zona de estudio.

En este estudio se usaron los métodos activos o de corrientes artificiales, que consisten en la inyección de una corriente eléctrica de intensidad (I) por medio de dos electrodos emisores A y B en el subsuelo y luego medir la respuesta de este a ese estímulo externo mediante dos electrodos receptores M y N, que se encargan de medir la diferencia de potencial (ΔV) entre la corriente inducida y la resistividad de los cuerpos traspasados.

Cantos (1987, citado en Hernández, 2019, p. 44) divide los métodos eléctricos en tres grupos principales; autopotenciales, potenciales y electromagnéticos, esto para un mejor empleo y manejo. Los métodos de potencial que serán los usados en este estudio son aquellos en los que se emplean electrodos para enviar corriente al terreno y así determinar las variaciones que se presenten cuando la corriente eléctrica entra en contacto con el terreno.

Las técnicas de prospección eléctrica y electromagnética que serán utilizadas en el cráter del volcán Cerro Machín para determinar la existencia de flujos de fluidos son:

- 1) Tomografía de resistividad eléctrica.

- a. Dipolo-dipolo.
- b. Gradiente.
- 2) Polarización inducida.
 - a. Dipolo-dipolo.

Resistividad eléctrica

Es una de las propiedades principales que se tiene en cuenta en el momento de caracterizar rocas. El parámetro físico que en esta se utiliza es la resistividad o resistencia específica. La resistividad eléctrica específica (ρ) es la propiedad que presenta cualquier material a oponerse al paso de una corriente eléctrica.

La forma de uso consiste en clavar una cantidad n de electrodos en una superficie plana de un terreno homogéneo e isótropo y hacer circular una corriente eléctrica de intensidad (I), se puede registrar la caída de potencial (ΔV) existente entre dos puntos del terreno. Con estas medidas y junto a la Ley de Ohm (1), es posible conocer la resistividad de los terrenos.

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

A su vez la resistencia (R) del material es directamente proporcional a la longitud (L) del mismo, e inversamente proporcional a su área (A), multiplicada por una constante de proporcionalidad, que se conoce como resistividad ρ (Rho) la ecuación (2) al igual que (1) y (3) están asociadas a filamentos cilíndricos, y en la teoría explica el comportamiento de la resistividad, pero no su funcionamiento en las rocas.

$$R = \rho \cdot \frac{L}{A} \quad (2)$$

La ecuación (2) se puede reescribir de la siguiente manera para obtener la resistividad eléctrica:

$$\rho = \frac{R.A}{L} \quad (3)$$

En donde ρ : resistividad eléctrica que se expresa en Ohmio-metro (Ωm).

Conductividad eléctrica

La conductividad es la inversa de la resistividad, y se define como la capacidad que presentan algunos materiales para transmitir una corriente eléctrica cuando es aplicado un voltaje, su expresión es:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (4)$$

Donde σ es la conductividad eléctrica, ρ es la resistividad eléctrica.

La conductividad en algunas rocas se puede dar de las siguientes formas:

Electrolítica; se genera cuando el agua presente en los poros tiene sal en la solución, esta depende de factores como la porosidad, disposición geométrica de los poros, saturación, resistividad del agua que contiene.

Electrónica; es la que tienen todos los materiales metálicos que pueden transportar electrones, como la pirita, galena, magnetita, entre otros.

La mayoría de las rocas no son buenas conductoras de corriente eléctrica debido a que sus minerales formadores no lo son; sin embargo, la presencia de poros y fracturas da como resultado que los valores de conductividad se incrementen, y, dar paso a algunos materiales altamente conductivos como pueden ser los del grupo de elementos nativos, oro, plata, cobre y plomo.

En una roca la conductividad dependerá de la permeabilidad, número de poros, dimensión e interconexión, grado de humedad, temperatura y fase en que se encuentra el agua en el poro.

Es de gran utilidad el conocimiento de algunos factores que afectan la resistividad y la conductividad, gracias al conocimiento de esos parámetros es posible interpretar la diversidad de

magnitudes en un medio con base en sus características. Los factores que afectan estas dos medidas son: resistencia eléctrica de los minerales que conforman la roca, porosidad, grado de humedad, resistividad de los fluidos contenidos en los poros de las rocas, doble capa eléctrica, capacidad de intercambio catiónico, temperatura.

Resistividad aparente

Se define como un semiespacio homogéneo con heterogeneidades en el que las lecturas cambian de una posición a otra, obteniendo una ρ diferente a la del semiespacio homogéneo. Esta variable es el valor de medición individual que se asocia al punto debajo del arreglo de electrodos y es función del espaciamiento de los electrodos y de la distribución real de la ρ . (Díaz-Anaya, 2010, citado en Díaz-Hernández, 2019, p. 14).

En rocas ígneas y metamórficas se presentan valores altos de resistividad, los cuales pueden disminuir en dependencia del grado de fracturación y del porcentaje de agua que rellena las fracturas del terreno. Por otro lado, las rocas sedimentarias son más porosas y tienen alto contenido de agua, por lo que sus valores de resistividad son bajos; sin embargo, los suelos arcillosos saturados tienen, generalmente, valores aún más bajos de resistividad (Díaz-Hernández, 2019, p. 61).

Iakubovskii y Liajov (1980, citado en Hernández, 2019, p. 39) describieron la ecuación general de la resistividad aparente (5) como:

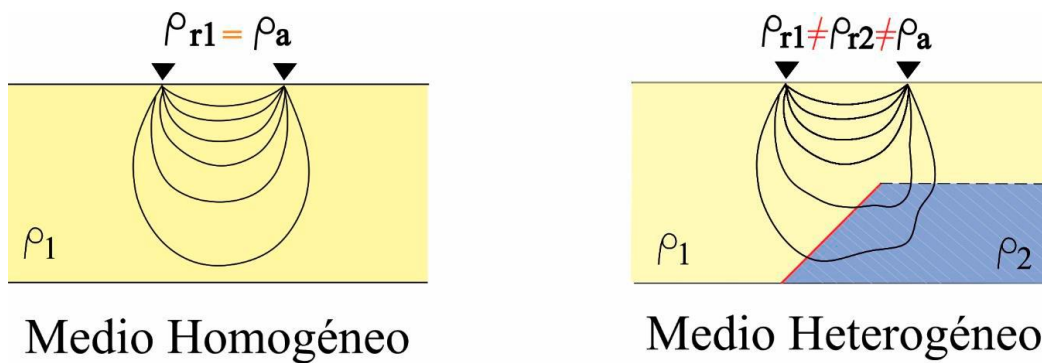
$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (5)$$

Siendo ρ_a : resistividad aparente, k : factor geométrico que se utiliza en los dispositivos tetraelectródicos (que usan cuatro electrodos), ΔV : diferencia de potencial, I : intensidad de corriente.

En un medio homogéneo la resistividad aparente (ρ_a) y la resistividad verdadera (ρ) son iguales, aunque esto no se presenta en el subsuelo, debido a que el suelo no consta de capas homogéneas verticales ni laterales, como se puede observar en la figura 2.

Figura 2.

Diferencia de un medio homogéneo, en el que la resistividad real de la capa es igual a la aparente y medio heterogéneo en el que la resistividad real y la aparente son diferentes.



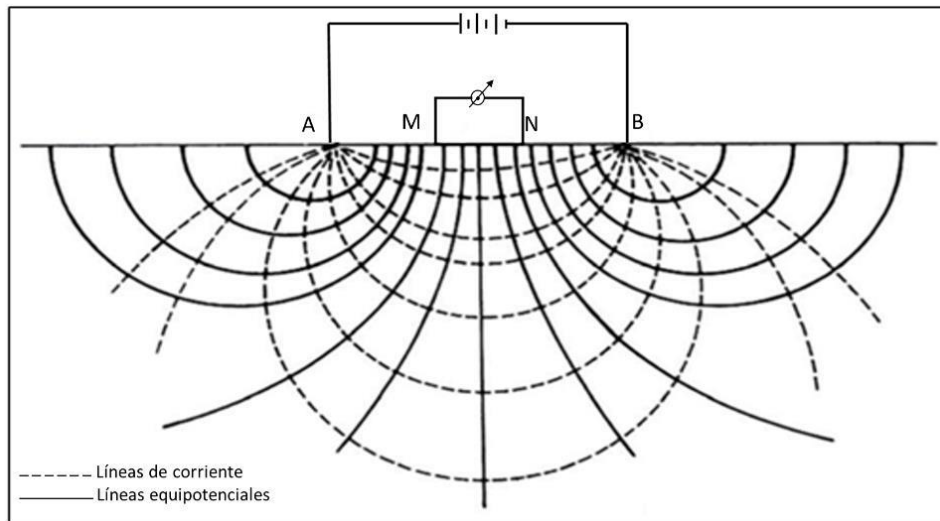
Nota. Modificada de Burger (1992, p. 246).

Líneas de corriente

Cuando en un terreno homogéneo e isótropo se introducen dos electrodos conectados a una fuente de poder, la corriente que circula se propaga en la forma que indica la figura 3. Se puede observar la distribución de los electrodos emisores de corriente (A y B) y el comportamiento de las respectivas líneas de corriente, los electrodos receptores (M y N) así como las líneas equipotenciales que miden la diferencia de potencial de la corriente que atravesó la roca.

Figura 3.

Propagación de corriente en el subsuelo, con A y B como electrodos de corriente y M y N como los de potencial.



Nota. Tomado de Díaz-Anaya, (2010, p. 94).

Propiedades eléctricas de los materiales

Las resistividades de algunos minerales, rocas, materiales del suelo, aguas y las diferentes litologías del VCM descritas por autores como Maya y González en 1995 y Núñez y Rodríguez en 1993, se presentan en la tabla 1.

Tabla 1.*Valores de resistividad de rocas, minerales, aguas y materiales.*

Litología	Resistividad en Ohmio x m
1. Esquistos	$20 - 10^4$
2. Anfibolita	$10^2 - 10^4$
3. Rocas hipoabisales (dacítica-andesítica)	$10^3 - 10^5$
4. Flujos volcánicos de lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$
5. Depósitos piroclásticos	
5.1 Depósitos lagunares o fluviales	$10 - 10^3$
5.2 Capas de ceniza y lapilli (pumitas)	$10^{10} - 10^{14}$
6. Abanicos volcánico-glaciales	$10^3 - 10^5$
7. Madera carbonizada	$10^8 - 10^{11}$
8. Dacita	2×10^4
9. Aguas dulces superficiales	$10 - 10^3$
10. Aguas salobres superficiales	$2 - 10$
11. Agua subterránea	$10 - 100$
12. Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$
13. Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$
14. Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
15. Peridotita	$3 \times 10^3 - 6.5 \times 10^3$
16. Cuarzita	$10^2 - 2 \times 10^8$
17. Caliza	$100 - 5 \times 10^3$
18. Arenas	$30 - 500$

Litología	Resistividad en Ohmio x m
19. Arenas con agua dulce	50 - 500
20. Arcilla	1 - 100
21. Conglomerado	$2 \times 10^3 - 10^4$
22. Gravas	$50 - 10^3$
23. Hierro	9.74×10^{-8}
24. Cobre	1.70×10^{-8}
25. Carbón	3.5×10^{-5}

Nota. Modificada a partir de Díaz-Anaya (2010), Orellana (1982) y Telford (1999).

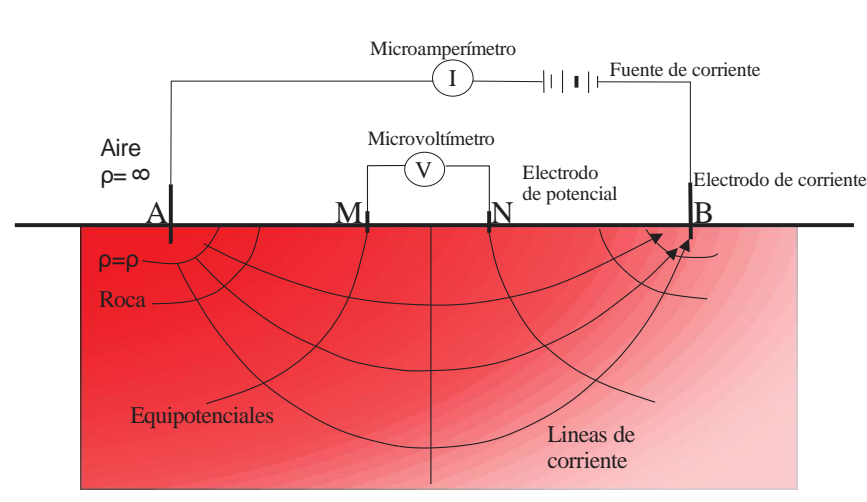
Existen diferentes métodos geofísicos que hacen uso de las propiedades geoelectricas en el subsuelo y que su entendimiento es de gran utilidad en este estudio, entre ellos los siguientes:

Método de resistividad

Es el método más usado en la geoelectrica, este se presenta para su interpretación en dos modalidades: **Sondeos eléctricos verticales (SEV) y calicatas**, según el propósito que se tenga. Los SEV consisten en registrar, desde la superficie, la resistividad aparente en diferentes puntos situados sobre una recta, que se alejan del centro O del dispositivo, de forma progresiva y en intervalos a escala logarítmica. Los sucesivos valores de r determinados corresponden a distintas profundidades, siempre bajo el punto central. Esto se realiza manteniendo fijos los de potencial MN, pero cuando la tensión en el voltímetro es muy pequeña, por la distancia a los electrodos de corriente, se expanden los MN y se realizan dos mediciones con las dos últimas posiciones de los AB, para asegurar el ensamble de todos los tramos (Estrada, 2013, p. 3). Figura 4.

Figura 4.

Representación de un arreglo SEV.



Nota. Modificado de Griem-Klee (2016, párr. 13).

En un sondeo eléctrico vertical ocurre lo mismo que con las velocidades de propagación de las ondas en el método de reflexión, la resistividad de la primera capa o sustrato superficial es verdadera, pero después de la primera interfaz la resistividad obtenida es la resultante o valor medio de las correspondientes a todas las capas por donde circula la corriente (Estrada, 2013, p. 6).

En este método es muy importante la disposición de los electrodos en los que es introducida la corriente, que de acuerdo con cómo estén ordenados tienen diferentes alcances, tanto en profundidad como en la sensibilidad a cambios en la resistividad del subsuelo en extensión horizontal y vertical, cabe mencionar que una de las características que puede afectar la veracidad de datos obtenidos es la de la relación señal/ruido (S/N).

Arreglo Wenner

Aquí existen unas distancias MN, AM y NB que son iguales. Este arreglo es usado cuando se necesita una resolución vertical buena y el tiempo de toma de datos es limitado, además es muy aplicable en áreas ruidosas. Los electrodos A y B son los encargados de emitir la corriente y M y N de recibirla.

Arreglo Schlumberger

La disposición de los electrodos es rectilínea y simétrica. Y cumple con la condición de que $MN < 0 = AB/5$. Este método se usa cuando no hay seguridad sobre en qué sentido se necesita una mejor resolución o se necesita que las dos resoluciones, vertical y horizontal, sean razonablemente buenas.

Arreglo dipolo-dipolo

Se usa cuando es importante que la cobertura de datos tenga una buena resolución horizontal, es muy útil en la vertical, en la detección de estructuras (cavidades, cuerpos mineralizados, diques), otro de los requisitos es que exista un buen contacto con el suelo. Además, tiene una mala relación S/N, por lo que en algunos casos es más propenso a que se obtengan datos erróneos.

Arreglo polo-dipolo

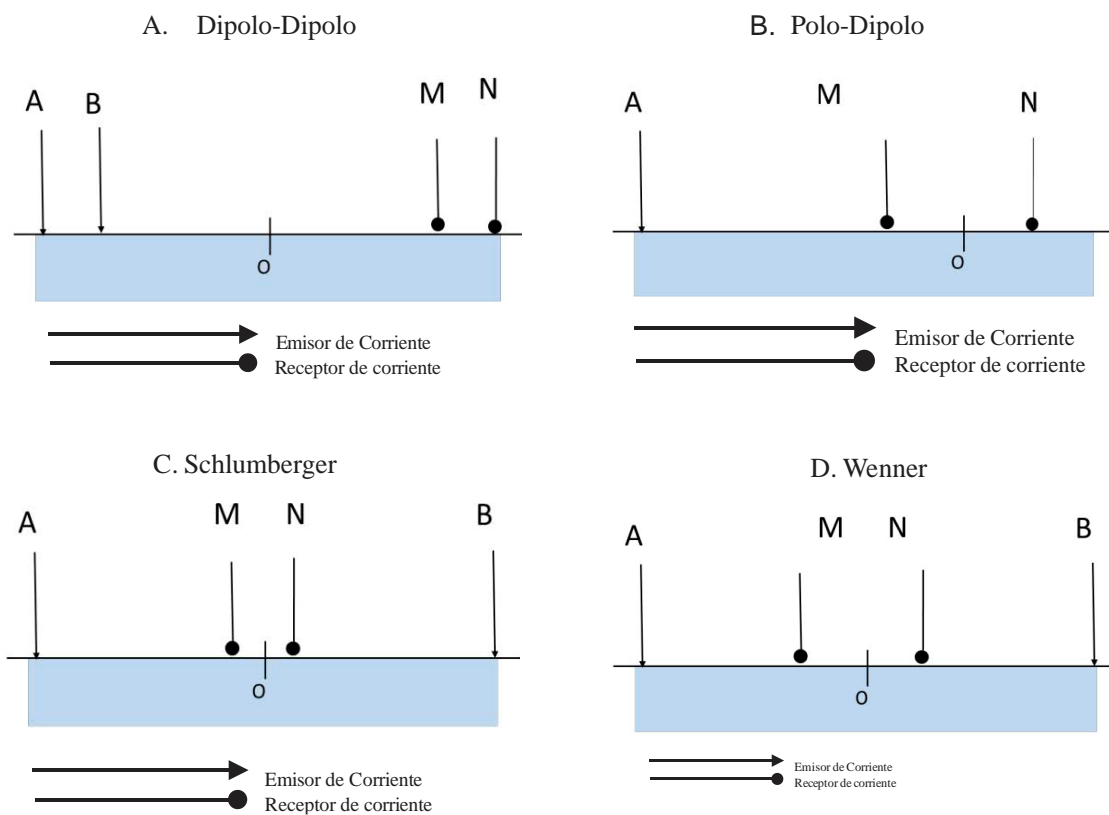
Cuando el número de electrodos es limitado este arreglo tiene una resolución y cobertura horizontal buenas, y si se adquiere de forma directa o inversa. Consta de un electrodo de corriente

B que es llevado a una gran distancia, teóricamente al infinito de los tres puntos AMN (Díaz-Anaya, 2010, p. 24).

Figura 5.

Representación de los diferentes arreglos

Representación gráfica de los diferentes arreglos



Nota. (A). Representación del arreglo dipolo-dipolo, en el que la distancia $AB=MN < BM$. (B). Distribución de los electrodos en el arreglo polo-dipolo, en el que hay un solo emisor de corriente que es A. (C). Representación gráfica del arreglo Schlumberger, en el que $MN < AB$. (D) Representación gráfica del arreglo Wenner, en el que $AM=MN=NB$.

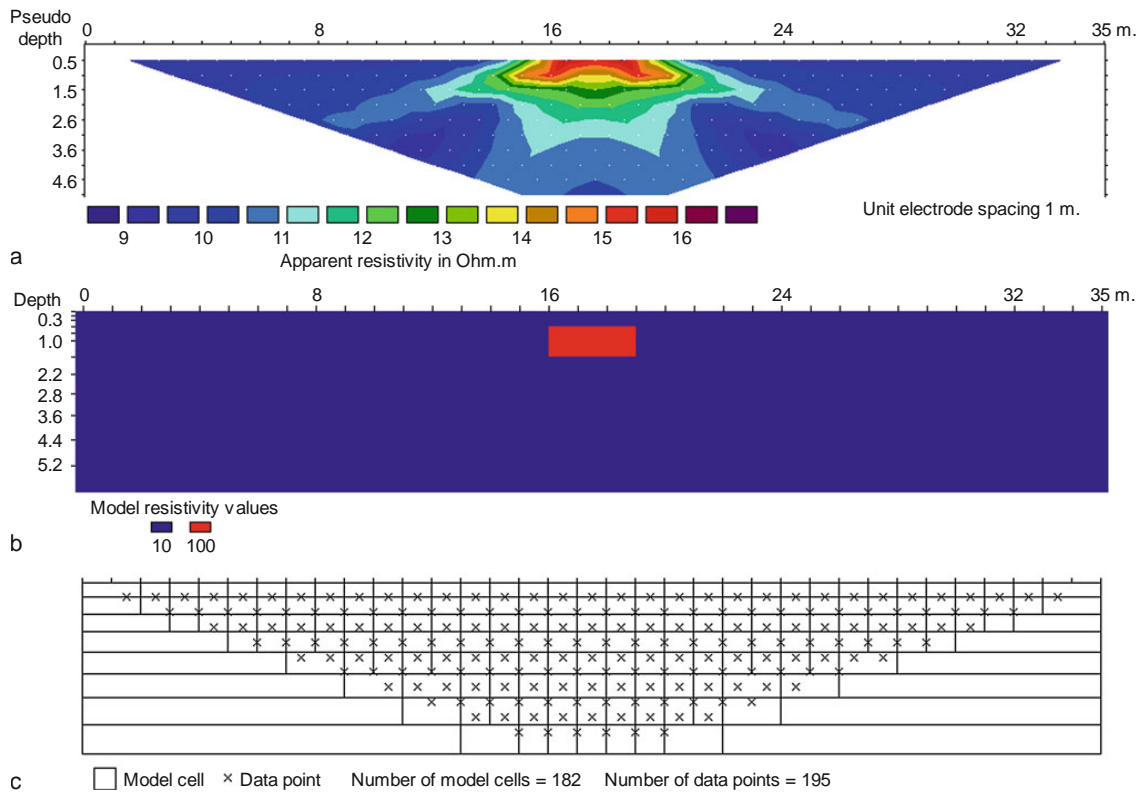
Tomografía de resistividad eléctrica

Es uno de los métodos de resistividad, hace uso de gran cantidad de electrodos y está basado en la modelización 2-D de la resistividad del terreno a profundidad y lateralmente a partir de una gran cantidad de medidas en la superficie del terreno.

La TRE aplica el mismo principio que los SEV, pero su principal diferencia es que las técnicas convencionales como los SEV solo utilizan cuatro electrodos, por lo que es necesario, para cada medida, variar sus posiciones en el terreno y la TRE al ser una técnica multielectrónica, en la que la adquisición de datos es automatizada, permite realizar un gran número de medidas, tanto en profundidad como lateralmente, en un espacio de tiempo menor a los SEV (pueden llegar a realizar 500 medidas en una hora y media). En la figura 6 se puede apreciar el funcionamiento de las TRE.

Figura 6.

Funcionamiento de una TRE



Nota. (a) ejemplo de una pseudosección mostrando valores de resistividad aparente (arreglo Wenner). (b) estructura de un bloque de alta resistividad en un medio homogéneo. (c) ejemplo de un modelo 2-D mostrando el arreglo de las celdas. Tomado y modificado de Arora et al. (2011, p. 279).

El objetivo de este método se basa en obtener una sección 2-D de resistividades reales del subsuelo, modelo a partir del cual podremos determinar la presencia o no de filtraciones de agua en profundidad, mediante la localización de áreas en las que tengamos una disminución anómala del valor de la resistividad del terreno, otros de sus usos pueden ser la de detectar y localizar estructuras geológicas como cavernas cuerpos enterrados, entre otros.

La medida de resistividad eléctrica se puede ver afectada en función de diferentes características existentes en el terreno. Algunos de esos factores según Ward (1988, p. 175) son:

- Grado de saturación del terreno.
- Temperatura.
- Porosidad y forma de los poros.
- Salinidad del fluido.
- Tipo de roca.
- Procesos geológicos que afectan a los materiales.
- Presencia de materiales arcillosos con alta capacidad de intercambio catiónico.

El grado de saturación del terreno tiene una relación muy fuerte con la resistividad eléctrica en la búsqueda de lugares de filtración de agua en el subsuelo. En estos casos lo que se obtiene es que los incrementos en el contenido de agua en el terreno provocan disminuciones de la resistividad.

Algunas fórmulas intentan explicar la relación entre la resistividad y alguno de los factores anteriormente mencionados, como, por ejemplo, la porosidad o saturación del terreno. Una de las fórmulas más conocidas es la de Archie:

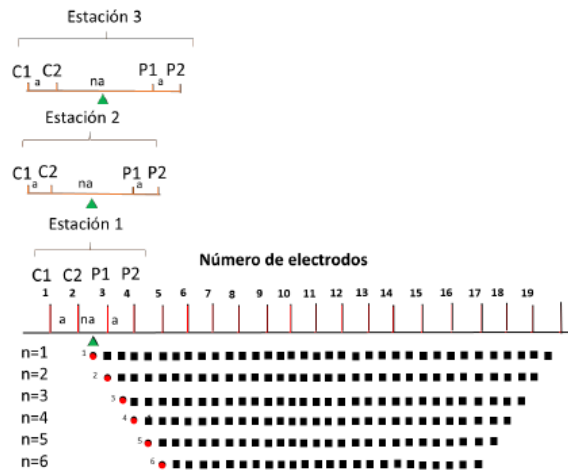
$$\rho_r = \frac{a\rho_w}{\emptyset^m S^n} \quad (6)$$

En donde S es el coeficiente de saturación, ρ_w la resistividad del fluido de los poros, ρ_r la resistividad del terreno, \emptyset la porosidad, $n \approx 2$, $1,4 \leq m \leq 2,20$ el coeficiente de cimentación y $0,6 \leq a \leq 1$ el factor tortuosidad.

En campo la forma de ejecutar el método es poniendo en un mismo perfil electrodos con una determinada separación entre ellos; conectando en ello los electrodos de corriente y potencial; para hacer así varias tomas de datos SEV, pero sin la necesidad de mover los electrodos. La distribución de los electrodos está explicada en la Figura 7.

Figura 7.

Esquema de Tomografía de resistividad eléctrica

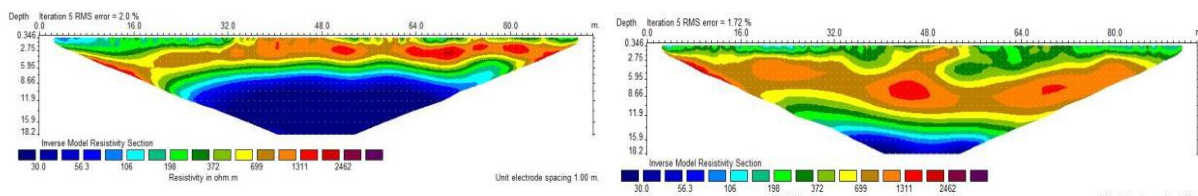


Nota. Tomado de Díaz Hernández (2019, p. 95).

El arreglo geométrico no siempre será el mismo, este va a variar dependiendo del objetivo de estudio. Una vez se han hecho las mediciones se construye una sección 2D o 3D que mostrarán una aproximación a lo que se encuentra en el subsuelo. El siguiente paso es mediante un algoritmo de inversión obtener la distribución de las resistividades. La imagen obtenida se puede ver representada en la figura 8.

Figura 8.

Imagen 2D de una TRE procesada mostrando la distribución de resistividades



Nota. Tomada de Himi et al. (2015, p. 5).

Ventajas y desventajas del método

Ventajas

- La configuración de los datos puede ser interpretada por el algoritmo de inversión de RES2DINV, software que se planea utilizar para realizar el procesamiento de los datos de TRE y PI obtenidos en el VCM.

- Proporciona una imagen distancia-profundidad con la distribución real del suelo.
- Al ser una técnica multielectrónica el proceso de adquisición de datos es automatizado, lo que permite realizar gran cantidad de mediciones de resistividad en un tiempo relativamente rápido.

- Se obtiene una sección o imagen 2D o 3D, lo que permite identificar las anomalías con mayor facilidad.

- Método no invasivo.
- Obtención de corte electro-estratigráfico, que brinda información litológica, estructural e hidrogeológica.

Desventajas

- No se puede aplicar en zonas en tendido eléctrico como áreas industriales o urbanas.

Equipo requerido

- **Electrodos:** son unas barras metálicas que se clavan en el suelo.
- **Cable:** tiene una extensión que varía de acuerdo con el objetivo de estudio, tiene un lugar para realizar conexiones cada cierto intervalo para conectar los electrodos.

- **Conectores:** pequeños cables de cobre con pinzas en los extremos, que se usan para conectar los electrodos al cable.

- **Ordenador portátil:** es el que tiene el software que permite determinar las variables, el espaciado entre electrodos, el tipo de dispositivo electrónico, el número de medidas a realizar, visualizar los resultados obtenidos, entre otros.
- **Resistivímetro:** se encarga de ejecutar, de forma automática, toda la secuencia de medidas predeterminadas, verificar el buen estado de las conexiones y almacenar los resultados obtenidos en campo.
- **Batería:** fuente de alimentación de todo el sistema.
- **Cinta métrica:** necesaria para medir el espaciado entre electrodos.
- **GPS:** su función es la de registrar la coordenada de los puntos de la toma de datos, así como la dirección en la que estaba la línea.
- **Brújula:** para marcar la dirección en que son tomadas las líneas.

Figura 9.

Equipo de TRE y PI Terrameter LS.



Nota. Modificado del manual de instrucciones Terrameter Ls de ABEM, Compras Estatales (s.f., p.11).

Polarización inducida

La polarización inducida (PI) se origina por una reacción de transferencia de electrones en una corriente inducida entre electrolitos y minerales metálicos. La corriente inyectada es interrumpida y la diferencia de potencial medida no decae a cero instantáneamente. Este tiempo de decaimiento es del orden de segundos y las medidas se pueden realizar en el dominio del tiempo si la tensión se mide en función de este. El método se aplica en la exploración de metales, aguas subterráneas y contaminantes.

La polarización inducida (IP) es comúnmente aplicada en la exploración minera, consiste en medir la cargabilidad del terreno: se inyecta una corriente eléctrica de alto voltaje en el terreno y al interrumpirse esta, se estudia cómo queda cargado y cómo se produce el proceso de descarga eléctrica. (Reynolds, 2011, 373)

Los efectos de PI se dan en los materiales que conforman el subsuelo, que a su vez son minerales metálicos y no metálicos, que producen estos efectos independientemente de su tipo. Hasta el momento se han logrado identificar solamente dos tipos de polarización:

- La de electrodo (PE).
- La de membrana (PM).

La Polarización de electrodo se produce cuando entran en contacto partículas minerales y un electrolito; en la interfase se desarrolla una doble capa electroquímica que se comporta similarmente a un condensador, el cual almacena energía. Su aplicabilidad se da mucho en la minería.

La polarización de membrana constituye el potencial de fondo o la polarización normal del medio y se puede observar aun en ausencia de conductores minerales.

Las técnicas que se usan en campo, para hacer la medición de la PI, son en muchos aspectos similares a las de las mediciones de las técnicas de resistividad. La corriente es introducida al suelo mediante dos electrodos, para la transmisión de la corriente se emplean transmisores. El potencial se mide entre otros dos electrodos después de haber interrumpido la corriente. La cargabilidad o PI se expresa en mv/v.

La principal aplicación de la técnica PI es en la búsqueda de minerales metálicos diseminados, especialmente en pórfidos de cobre, yacimientos de oro asociados a sulfuros y, en menor medida, en exploración de aguas subterráneas y geotermal.

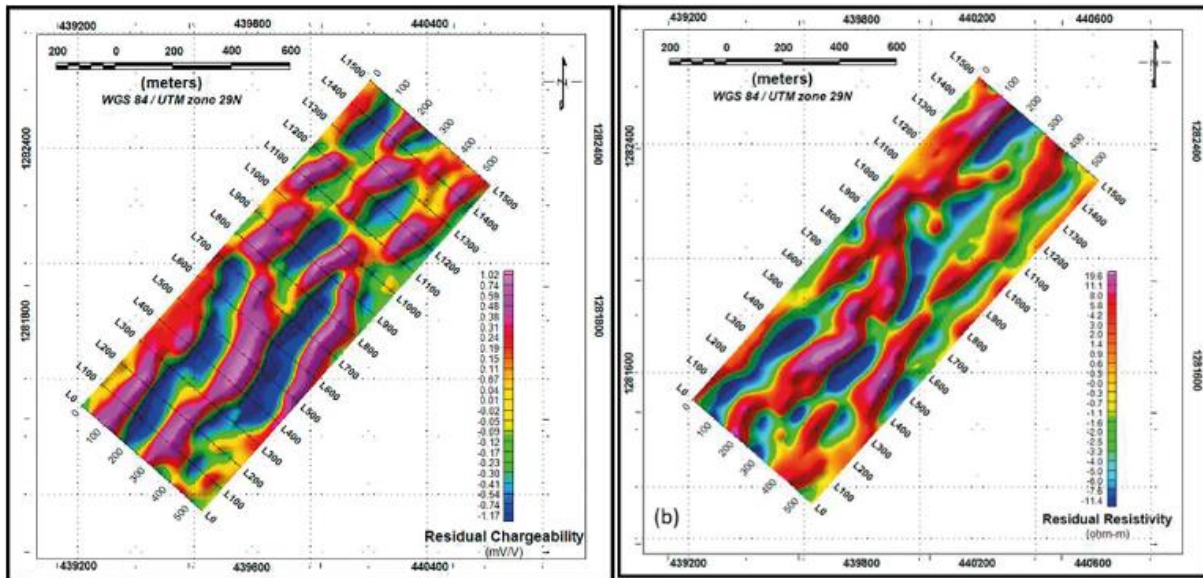
Existen cuatro configuraciones para usar la PI, en el dominio del tiempo, de frecuencias, de fase y espectral. La PI en dominio del tiempo mide el exceso de tensión o sobretensión como una función del tiempo, en los métodos del dominio de la frecuencia que son los usados en ese estudio la resistividad aparente es medida en dos o más frecuencias diferentes (usualmente menores a 10Hz). (Reynolds, 2011, p. 373)

El método de polarización inducida es activo porque los voltajes, que pueden llegar a varios miles de voltios en el dominio del tiempo, se aplican al suelo con el fin de generar sobretensiones. El equipo usado en PI es el mismo que se usó para las TRE.

Los resultados observados en IP son datos en los que se exponen resistividades y cargabilidad distribuidos para resaltar anomalías, como los mostrados en la figura 10.

Figura 10.

Cargabilidad promedio y resistividad aparente



Nota. Tomado de Tchokpon et al. (2020, p. 9).

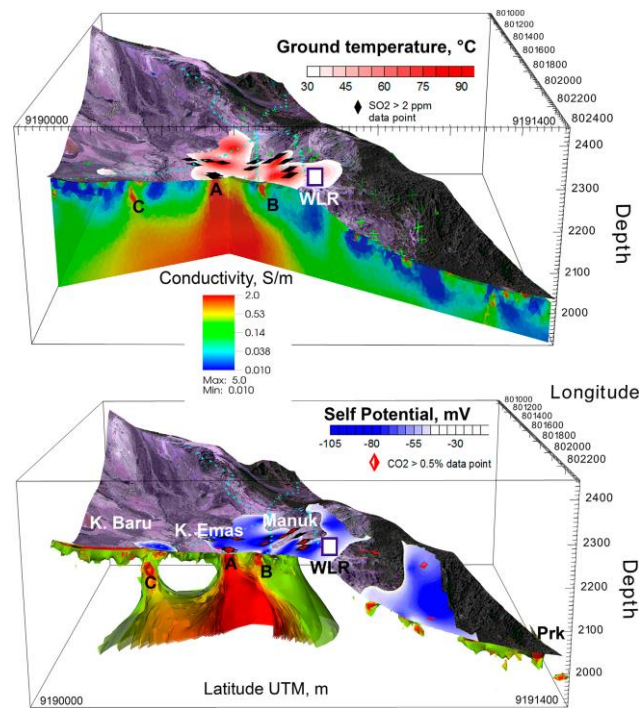
6. Antecedentes

6.1 Otros estudios

Byrdina S. et al. (2018, p. 85) realizan una caracterización en la que como resultado se muestra la estructura en 3D del sistema hidrotermal del volcán Papandayan en Indonesia, este tiene una actividad hidrotermal intensa, en la que toman lugar unos grados avanzados de alteración y los fluidos interactúan con las rocas, debilitando así el edificio volcánico. En el estudio se usa la TRE en el delineamiento de la pluma ácida hidrotermal, dando como uno de los resultados de la TRE el mostrado en la figura 11.

Figura 11.

Modelo 3D en el que se muestra la distribución de las conductividades en el edificio volcánico

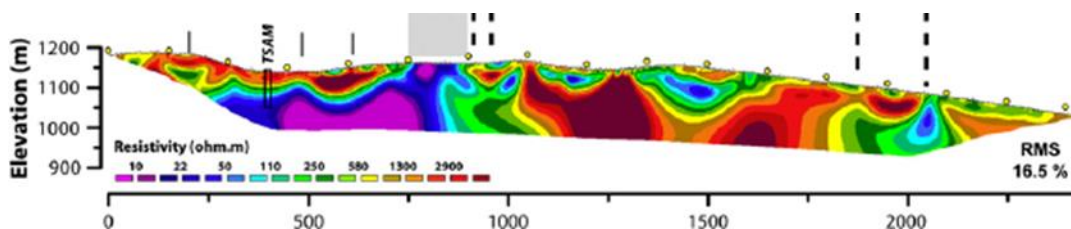


Nota. Tomado de Byrdina (2018, p. 81).

M.G. Di Giuseppe y A. Troiano (2019, p. 38) utilizan la TRE en el monitoreo de fumarolas activas en el campo fumarólico de Pisciarelli en Italia. El uso de este método en el caso de ese estudio es en el tiempo, por lo que hacen varias tomas de datos de resistividades en los mismos lugares, pero en diferentes momentos del día y también en varios días, para así poder determinar, mediante los cambios en las resistividades, la evolución de las fumarolas activas y su impacto en el subsuelo y las diferentes estructuras de la zona. E. Brothelande et al. (2014, p. 110) investigan el patrón interno de circulación de fluidos usando TRE, potencial inducido, temperatura del suelo y medidas de desgasificación, descubriendo con la TRE que los fluidos circulan por ciertas estructuras geológicas, que se logran identificar gracias a contrastes en resistividades, en este estudio se ven resultados de tomografías 2D como la mostrada en la figura 12.

Figura 12.

Sección de una TRE



Nota. Tomado de E. Brothelande et al. (2014, p. 113).

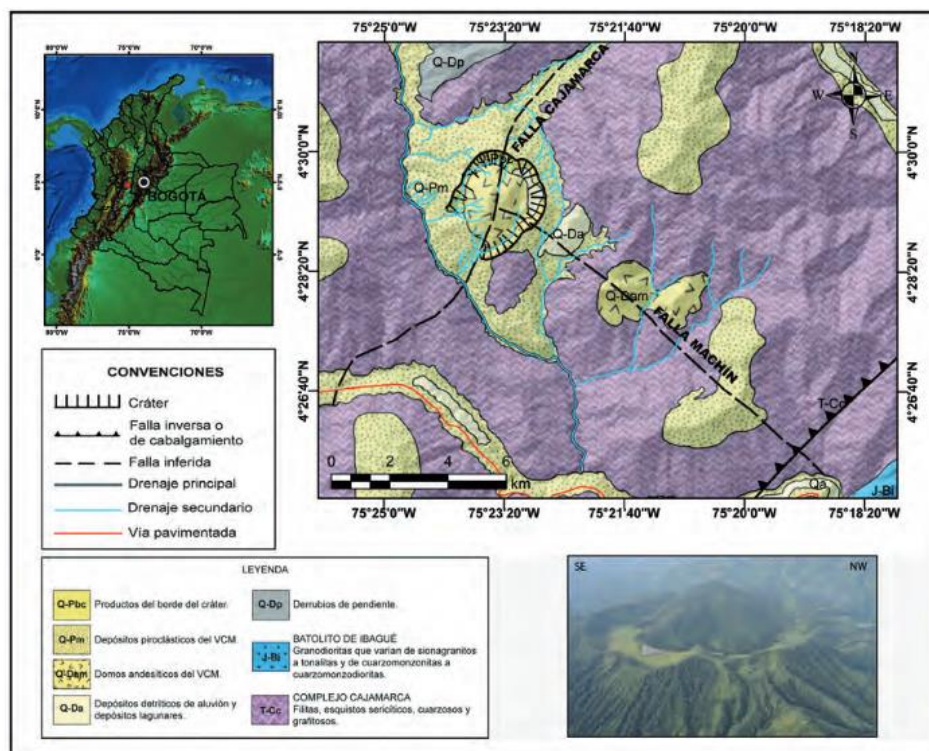
6.2 Geología regional

La geología regional del volcán Cerro Machín está constituida por un basamento poli-metamórfico (figura 13), correspondiente al denominado en la literatura geológica como Complejo Cajamarca, el cual está instruido por varios cuerpos ígneos hipoabisales de Edad Terciaria, de

composición dacítica–andesítica. Asociados a estos cuerpos rocosos, que conforman el paisaje de geformas en el flanco oriental de la cordillera Central, se encuentran varios depósitos cuaternarios generados por flujos piroclásticos o lahares, producto de varias erupciones del volcán Cerro Machín o, incluso, del volcán Nevado del Tolima. (Vega, 2012, p. 1-2)

Figura 13.

Localización del Volcán Cerro Machín (VCM)



Nota. Tomado de Piedrahita et al., (2018, p. 30).

Complejo Cajamarca (es, ev, q)

Maya y González (1995, citado en Moreno, 2012, p. 49) proponen este nombre para describir el conjunto de rocas que conforman el núcleo de la cordillera Central y que fue inicialmente llamado por Nelson (1962, citado en Moreno, 2012, p. 31) Grupo Cajamarca. El

complejo está conformado por una gran variedad de rocas, producto del metamorfismo regional de medio a bajo grado, de facies esquistos verde hasta anfibolita, lo que indica presiones y temperaturas medias a altas de formación. La litología predominante es de esquistos de: clorita-albita-epidota; clorita-albita-actinolita; cuarzo-sericita-grafito, cuarcitas y cuarcitas biotíticas. Debido a su composición las rocas son de colores verdes y grises a negros. Además, se pueden encontrar, ocasionalmente, mármoles, esquistos micáceos, esquistos anfibólicos y anfibolitas.

Rocas hipoabisales (*NgPa*)

Bajo esta denominación se agrupa una serie de cuerpos subvolcánicos, que afloran en la cordillera Central, en el territorio del departamento del Tolima. Las rocas que los constituyen son afaníticas y porfiríticas, de composición dacítica-andesítica, microdiorítica y tonalítica. La mineralogía más frecuente es cuarzo, plagioclasa tipo andesina, hornblenda y, ocasionalmente, biotita; son frecuentes las mineralizaciones de pirita diseminada.

Flujos volcánicos de lavas (*NgQl*)

Estas rocas son coladas de lava masiva, reconocidos como flujos lávicos en bloque (Núñez y Rodríguez, 1993, citado en Moreno, 2012, p. 32), de composición andesítica, con pocas excepciones basáltica y, generalmente, con domos dacíticos. Dichos flujos lávicos se encuentran cubriendo las rocas del Complejo Cajamarca y las del Batolito del Bosque.

Depósitos piroclásticos (*NgQp*)

Están constituidos por flujos piroclásticos de diverso origen y capas de ceniza y lapilli, frecuentemente pumítico, con bombas. Estas acumulaciones volcánicas están intercaladas con

lahares y algunas veces depósitos lagunares o fluviales. Gracias a que el edificio volcánico del Cerro Machín tiene unas pendientes muy empinadas, los piroclastos de caída encontrados no son abundantes. Los depósitos piroclásticos cubren todas las unidades litológicas, suavizando, por lo regular, la topografía. El detalle del contacto geológico discordante entre los depósitos piroclásticos del volcán Cerro Machín sobre las rocas cristalinas del batolito de Ibagué se observa por la vía de Ibagué- Cocora.

Abanicos volcánico-glaciales (*NgQac*)

Son depósitos sedimentarios de origen volcánico y fluvial, su composición es muy variable y son el reflejo de los diversos mecanismos y épocas en que se formaron, así como los diferentes sitios en donde se originaron. Su morfología es plana y están suavemente inclinados.

Méndez (2002, citado en Moreno, 2012) propone la actividad eruptiva del VCM de la siguiente manera:

Flujo Santa Marta

Este es un depósito de flujos piroclásticos de fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz de ceniza, con un espesor de 15 metros. La ceniza se compone de cristales de cuarzo, plagioclasas, biotita, anfíboles, piroxenos y vidrio. Las pómez tienen tamaños desde el orden milimétrico hasta aproximadamente 5 cm, son de color blanco a pardo con tonos amarillentos, de textura fibrosa y se componen de cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíboles y piroxenos.

Los fragmentos líticos son volcánicos y metamórficos. Los primeros son vítreos, de angulares a subangulares y con texturas “corteza de pan”, provenientes de las rocas extrusivas (dacitas porfirítica, grises oscuras y rojizas) que han rellenado el anillo piroclástico del volcán

Cerro Machín por los colapsos de los domos; los líticos metamórficos son esquistos cuarzo sericíticos- cloríticos que provienen de las rocas del basamento. El detalle del material piroclástico de este flujo se encuentra expuesto por la vía que de Toche conduce a la Hacienda Santa Marta.

Flujos de lodo

Se encuentran ampliamente distribuidos al SE, donde el río Coello amplía su valle. Son depósitos sedimentarios de cantos subangulares embebidos en una matriz fina, sin una orientación preferencial, y que hacen parte de los depósitos asociados a los eventos eruptivos en el volcán Machín, que rellenan los fondos de los valles aluviales. (p. 33-34)

Monsalve y Mora (2005, citado en Moreno, 2012, p. 47) definen al VCM como una de las estructuras más australes de la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín, una cadena volcánica de aproximadamente 140 km que responde a la interacción de las placas Caribe, Nazca y Suramericana (Hilst y Mann, 1994; Arcila et al., 2002; Trenkamp et al., 2002 citados en Piedrahita et al., 2018, p. 31). El VCM, así como todo el vulcanismo calco-alcalino de la cordillera Central de Colombia, hace parte de la Zona Volcánica Norte (ZVN) de los Andes (Bourdon et al., 2003, citado en Piedrahita et al., 2018, p. 31). Actualmente, la PVTSC se considera como el vulcanismo más septentrional de la ZVN (Bourdon et al., 2003, citado en Piedrahita et al., 2018, p. 31), con una profundidad de la placa Nazca bajo la provincia de 150 km aproximadamente.

En conclusión, el VCM está construyéndose sobre un basamento metamórfico paleozoico (Grupo Cajamarca), en cruce de fallas de dirección NNE con otras de tipo transversal. Su historia geológica es muy corta y se caracteriza por su alta explosividad, explicada por la composición dacítica de los productos volcánicos emitidos. Estos son domos, tres de los cuales taponan el

conducto volcánico, depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y pómez, de ceniza y bloques y de oleadas piroclásticas, así como de lodo (lahares).

6.3 Geología estructural

Entre las principales características estructurales de la zona se encuentra la falla de Ibagué, una estructura de tipo transcurrente dextral orientada en dirección ENE que constituye la expresión más evidente de una zona de cizalla transversal que afecta la cordillera Central de Colombia (Diederix et al., 2006, p. 492). El volcán, presenta fenómenos asociados a actividad termal expresados en campos fumarólicos sobre el domo y fuentes termales, tanto dentro como fuera del edificio volcánico (www.sgc.gov.co). El Cerro Machín es un volcán que ha sido interpretado como ubicado en la intersección de la falla Cajamarca con rumbo N20°E (Mosquera, 1978) y la falla Machín con rumbo N24°W con un componente dextral y movimiento normal (Cepeda et al., 1995, citado por Diederix et al., 2006, p. 493), aunque Rueda (2005 citado por Diederix et al., 2006, p. 493) propone una ubicación asociada a la presencia de una zona de “pull apart” generada por fallas transcurrentes de desplazamiento lateral.

Por este volcán se evidencian las fallas descritas a continuación:

Falla Chapetón-Pericos: caracterizada por su orientación Norte- Sur de tipo inversa con movimiento de rumbo en algunas zonas y planos de falla que buzan hacia el oeste.

Falla de Ibagué: de orientación este-oeste, es considerada como activa con movimientos transversales de grandes bloques de cabalgamiento, de tipo dextral. Tiene una longitud aproximada de 100 Km.

Falla de Cajamarca: es la más importante falla que atraviesa el volcán Cerro Machín; la Falla Cajamarca es considerada como la prolongación de la Falla Buenos Aires, y su orientación es noroeste, presenta movimiento de rumbo sinistral. Esta falla forma los bloques levantados y deprimidos con desplazamiento hacia el noroeste que se presentan en la cordillera Central. Estas fallas son muy profundas, llegando hasta el manto superior.

6.4 Geomorfología

La forma del VCM (figura 14) es la sucesión de varios anillos piroclásticos que se interceptan, con alturas no mayores a 150 metros sobre las rocas del basamento y en su interior forman planicies en forma de medialuna, dando lugar a una laguna llamada Machín, extinta en el año 2000. La base y cima (incluyendo el domo) del volcán tienen una altura de 1524 y 2750 msnm, respectivamente. La base del edificio volcánico se estableció en el lugar donde la topografía cambia abruptamente y, en su mayoría, corresponde a los cauces de los ríos que rodean al volcán. El diámetro del edificio es de 6.6 km en su eje mayor. El cráter tiene una altura de 2295 msnm con un diámetro de 2,4 km y se encuentra destruido en la parte suroccidental.

Figura 14.*Domo central VCM*

Nota. Tomado de Alcaldía de Ibagué (2009, p. 3).

6.5 Actividad sísmica

La Dirección de Prevención de Desastres del Tolima construyó una evaluación de la amenaza volcánica con información geológica y geomorfológica preexistente, fenómenos, procesos y características de las erupciones ocurridas en los últimos diez mil años.

Adicional a esto, para la creación de este escenario eruptivo potencial se hizo un paralelo con el volcán Pinatubo (Filipinas), cuyas características eruptivas son muy similares a las presentadas en el pasado por el VCM.

El volcán Cerro Machín es uno de los volcanes activos más peligrosos de Colombia, tomando en cuenta su potencial altamente explosivo, su composición dacítica y la magnitud de las pasadas erupciones. (Macías, 2005, citado por Velandia, 2016, p. 125). “La mayor amenaza volcánica de Colombia, está en el Cerro Machín, donde los poblados vecinos de Cajamarca y

Anaime quedarían sin opción frente a eventuales flujos piroclásticos, de conformidad con lo que señala el mapa de amenazas elaborado por Ingeominas (Duque, 2013, citado por Velandia, 2016, p. 125).

Teniendo en cuenta que el VCM es considerado uno de los volcanes activos más peligrosos de Colombia, es importante conocer su comportamiento, por eso existen diversos estudios en diferentes áreas que ayudarán a comprender mejor las dinámicas del funcionamiento de este volcán, entre los estudios que de él existen, hay unos en los que se dan a conocer sus características geológicas, estudios enfocados a la actividad sísmica del volcán, informes sobre sus zonas de amenaza, estudios geoquímicos y geofísicos, entre otros.

En búsqueda de un mejor entendimiento del volcán es muy importante conocer la historia eruptiva de este; por tanto, se mencionan algunos de los eventos eruptivos registrados que más destacan, como el flujo piroclástico holoceno de 5 km asociado al Machín (Velandia, 2016, p. 127). Las últimas erupciones prehistóricas de tipo pliniana y de flujos piroclásticos datadas son del Cerro Machín, Cerro Bravo, Tolima y Ruiz (900 DC, 1.250 DC y 1.600 DC). (Calvo y Piñeros, 2013, Duque, 2013, citados en Velandia, 2016, p. 127).

El VCM ha tenido hasta el momento seis periodos eruptivos (cuatro plinianos y dos por colapso de domos) durante el holoceno, el último hace 800 años; ha producido domos, columnas de erupción mayores a 20 km de altura sobre el cráter, flujos y oleadas piroclásticas y grandes volúmenes de depósitos de lahares que llegaron a cubrir un área mayor a los 1000 km² hacia el este en el valle del río Magdalena. Las investigaciones sobre la historia geológica dan indicios de que las erupciones en el VCM se dan en un intervalo de tiempo de entre 800-1200 años. (Vega, 2013; Duque, 2013, y Henao, 2014, citados en Velandia, 2016, p. 128).

Ingeominas (2002, citado en Vega Mora, 2013, p. 68) realizó el primer estudio científico sobre la amenaza del volcán Cerro Machín titulado ‘Evaluación de la Amenaza Volcánica Potencial del Cerro Machín’ siguiendo los estudios hechos por el instituto relacionados con la evaluación de la amenaza potencial de los volcanes activos de Colombia iniciadas en 1985 en el volcán Nevado del Ruiz.

Velandia (2016, p. 128) indica que según las evidencias sobre la actividad volcánica del VCM es probable que haya manifestado una afectación directa a “las comunidades indígenas prehispánicas establecidas en la región como las tribus Tocha, Cocora, Mondagua y Pijao, de la genealogía putimaes y panches”. Sin embargo, Méndez (1997) también citado en Velandia (2016, p. 128) plantea que muy posiblemente esta población indígena “debió haber sufrido grandes destrucciones debido a los flujos piroclásticos originados en tiempos recientes por el volcán Machín, especialmente aquellos originados hace 820 ± 100 años y 1.205 ± 185 años”.

Por el peligro que representa el VCM la mayoría de los estudios alrededor de este se centran en las Amenazas y gestión de riesgo, entre ellos está el realizado por Villegas en el 2003, en el que se incorporan mapas de amenaza de los volcanes del Parque Nacional de los Nevados en un entendimiento del área de amenaza que puede abarcar cada volcán, así como la que pueden cubrir los cinco volcanes, de igual manera, las áreas que se ven amenazadas por más de un volcán. El informe de amenazas titulado ‘Convivamos en el entorno del volcán Cerro Machín’ presentado por la Gobernación del departamento de Tolima en el 2009 da una vista muy detallada a las amenazas del volcán, así como las zonas de amenaza correspondientes a cada peligro volcánico.

Pilar A., Henao S. en el 2014 dio a conocer los riesgos por amenaza sísmica, centrándose en los deslizamientos, por tanto, tiene en cuenta también factores de amenaza como los drenajes

que en el volcán se encuentran y actividades que en sus cercanías se realizan, como el proyecto de exploración minera la Colosa.

Otros estudios enfocados a la amenaza por riesgo volcánico son el de Vega Mora en el 2013 y Moreno Moreno en el 2012, que estudian la actividad sísmica del volcán utilizando el método de sísmica. Ingeominas en el 2003 dio a conocer el mapa de amenaza del volcán. H.F. Murcia en el 2009 contribuyó con la simulación de los flujos piroclásticos en el volcán. Por último, John Makario Londoño en el 2016 aportó a la información de este volcán con un estudio en el que se muestra la evidencia de actividad magmática reciente, para lograr sus objetivos él utiliza el método sísmico y la geoquímica con la que puede determinar cambios en composición sobre todo en profundidad.

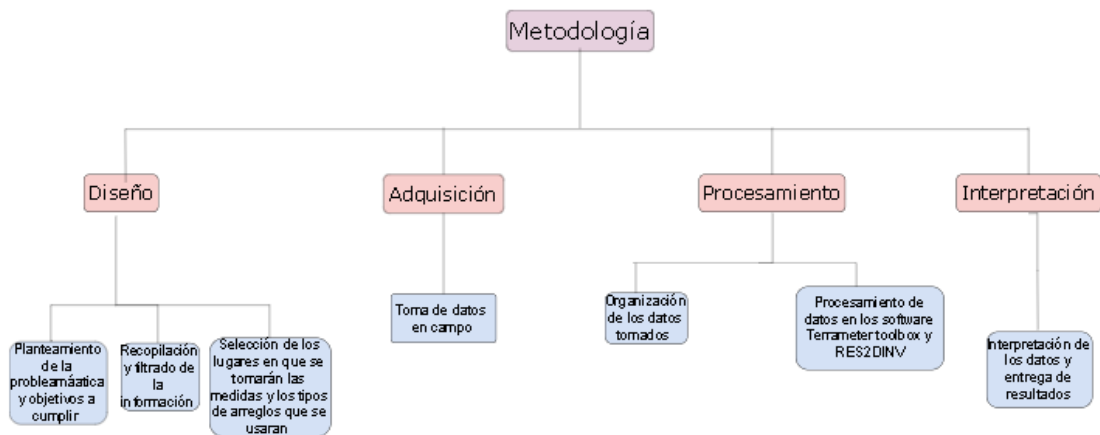
Para el entendimiento de los métodos geoelectricos en el volcán se realizó consulta de su aplicabilidad en volcanes que presentan condiciones similares al VCM, ya que no se encontró ningún estudio que utilizara estos métodos en el volcán.

7. Metodología

Con el fin de realizar la caracterización geoelectrica del volcán en donde las diferencias de resistividades y de cargabilidad serán la clave en la identificación de flujo de fluidos, litologías, estructuras, fallas, etc. Se ejecutaron las actividades mostradas en la figura 15.

Figura 15.

Esquema general mostrando las fases de la metodología



Nota. Esquema realizado por los autores.

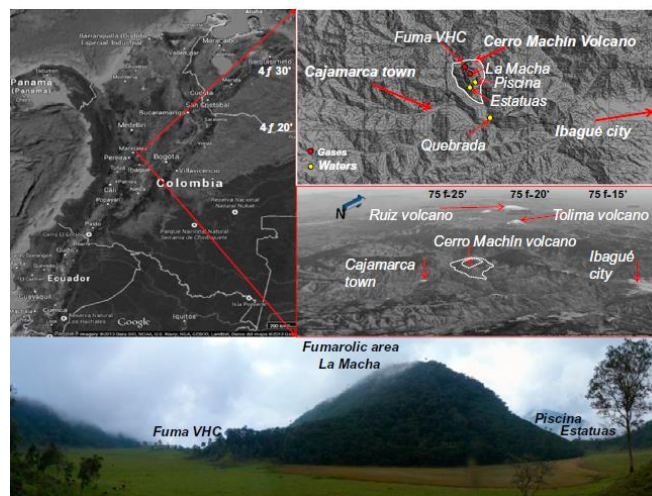
- Fase de diseño: se realizó una revisión bibliográfica de generalidades del volcán con el fin de identificar los mejores lugares para llevar a cabo la adquisición de los datos de resistividad y cargabilidad eléctrica.
- Fase de adquisición: una vez identificados los lugares más adecuados se realizaron las campañas de prospección geofísica mediante los métodos de TRE y PI.

- Fase de procesamiento: en esta se ingresaron a un ordenador los datos recolectados en la fase anterior, se utilizaron los softwares Terrameter toolbox, RES2DINV, ArcGis, con el fin de que los datos queden de una forma en la que sean utilizables para su interpretación.
- Fase de interpretación: aquí con los datos disponibles para su visualización se procede a analizarlos para saber cuáles serán los más aptos para presentarse como resultados.

7.1 Fase de diseño

Figura 16.

Localización del VCM y de algunos puntos importantes para la toma de datos



Nota. Tomada de Inguaggiato (2017, p. 2).

Se utilizaron las configuraciones brindadas por el equipo Terrameter Ls de Gradiente y Dipolo-Dipolo, ya que la intención del estudio es obtener las resistividades a la mayor profundidad posible, razón por la cual también se plantearon las líneas de 400 metros de largo, esto se debe a que las medidas alcanzan a tomar aproximadamente un 20 % en profundidad del total del largo de

la línea, en este caso se espera la obtención de datos que alcancen profundidades entre 70- 90 m. La separación de los electrodos fue cada 5 m porque como se muestra en J. Serrano Ontiveros (2003, p. 24) es recomendable utilizar separaciones de varíen de 1-10 m para búsquedas como el flujo de fluidos, litologías y estructuras, que son los datos de interés en este proyecto.

7.2 Fase de adquisición

Ya con la identificación de las zonas de toma de datos se realizó la prospección de 14 líneas de medición para la toma de datos de resistividad y cargabilidad eléctrica, usando los métodos de TRE y PI. Las líneas que poseen medidas de resistividad y polarización inducida se presentan en la tabla 2. La distribución de las líneas se observa en la figura 17.

Tabla 2.

Líneas con resistividad y polarización inducida.

Línea	Resistividad	Polarización inducida
Línea 1	Sí	Sí
Línea 2	Sí	No
Línea 3	Sí	Sí
Línea 4	Sí	Sí
Línea 5	Sí	Sí
Línea 6	Sí	Sí
Línea 7	Sí	Sí
Línea 8	Sí	Sí
Línea 9	Sí	Sí
Línea 10	Sí	No
Línea 11	Sí	No
Línea 13	Sí	No
Línea 14	Sí	No

Nota. Tabla realizada por los autores. Muestra la cantidad de líneas en las que se aplicó polarización inducida (PI).

Figura 17.

Distribución de las líneas TRE



Nota. Modificada de Landsat Copernicus (1970) Google Earth Pro.

La forma en la que se tomaron los datos consistió en ubicar en un punto intermedio el resistivímetro y conectar a cada lado los cables, la extensión de cada cable es de 200 m, por lo que la extensión total era de aproximadamente 400 m. si bien los cables tienen una intersección cada 5 m en donde se enlazan los conectores con los electrodos que van clavados en el suelo, se utilizó una cinta métrica para determinar la distancia exacta de 5 m y clavar en el suelo los electrodos.

Figura 18.

Proceso de toma de datos con los métodos TRE y PI



Nota. Proceso de toma de datos en campo. Fotografía tomada el 14 de noviembre de 2019 por los autores.

Es importante tener en cuenta que dada la duración de la campaña de adquisición de datos en campo hay que tener ciertas medidas de seguridad para el correcto funcionamiento del equipo, como se observa en la figura 18, el resistivímetro debe estar en posición horizontal, sobre una superficie plana, en este caso se utilizó su caja transportadora como la superficie, se debe prevenir que la lluvia tenga contacto con el equipo, por lo que se debe intentar tapar de la mejor manera posible.

Dado que las mediciones en algunos casos demoran demasiado ocurren errores, siempre debe haber una persona que este revisando que el equipo siga con las mediciones correctamente.

Durante el proceso de toma de datos se hizo uso del GPS garmin GPSMAP64s y de la brújula Brunton, con la finalidad de obtener las coordenadas y la dirección de las líneas de toma de datos.

7.3 Fase de procesamiento

Se realizó una fase de preprocesamiento en la que se ingresaron los datos a un ordenador y se empezó a organizar según el tipo de dato, la función que cumplían, el lugar donde fueron tomados, el día y la hora también, las libretas de campo fueron de gran ayuda para lograr ordenar los datos.

El equipo de Terrameter Ls 2 contó con un cable de datos que fue usado para copiar los datos de las mediciones de resistividad y cargabilidad al ordenador, estos archivos quedaron como un Data Base File .db que se pueden visualizar en el software TerrameterToolbox y así tener un conocimiento previo de los datos tomados y poder filtrarlos para mejor eficiencia, los datos procesados quedan en una entrada .DAT.

La cantidad de medidas que el equipo realizó en el proyecto relacionado a los datos del VCM fueron 30, entre los diferentes arreglos como: gradiente, dipolo dipolo y Wenner, cada uno de los arreglos cuenta con información tal como: nombre del arreglo, fecha y hora, espaciamento de los electrodos y número de datos, tal como se muestra en la tabla 3.

Tabla 3.

Propiedades Terrameter toolbox.

Propiedades	
Task:	DipoleDipole 4X21_4
Fecha:	2019-11-13. 20:19:16
Arreglo:	Dipole-dipole
Protocolo:	DipoleDipole4X21.xml
Spread:	4X21 .xml
Número de datos:	1039
Espaciamiento de electrodos:	X:5 Y:0 Z:1
Tamaño del perfil (m):	360 m

Nota. Propiedades mostradas por el software Terrameter Toolbox para cada uno de los arreglos (en este caso se muestra el DipoloDiolo 4x21_4).

El software cuenta con una tabla que muestra gran cantidad de datos que son tenidos en cuenta en el momento de realizar el proceso de filtrado, algunos se ven en la tabla 4 que muestra datos importantes tenidos en cuenta, tales como la resistividad aparente (Rho_a (Ohm-m), número de datos filtrados, variación (Var), Hora.

Tabla 4.*Características relevantes Terrameter Toolbox*

Hora	R(Ohm)	Var (%)	Rho-a (Ohm-m)
13/11/2019 21:09	0.014768	0.637	160.073
13/11/2019 21:08	0.133029	0.107	329.766
13/11/2019 20:39	0.120853	4.771	1.613.822
13/11/2019 21:19	0.239141	1.326	516.417
13/11/2019 20:42	0.175568	3.270	259.452
13/11/2019 21:13	0.013895	16.102	846.012

Nota. Ejemplo de cómo se visualizan los datos en las que, a consideración de los autores, son las características más importantes a tener en cuenta para realizar el proceso de filtrado.

Las características observadas en la tabla 4 se pueden ver en orden ascendente o descendente en cualquiera de ellas que se elija, eso es de importancia, pues en el proceso de filtrado es vital recalcar que el punto de máximo valor de Rho-a (Ohm-m) no puede superar 300 veces el mínimo valor, pues, de lo contrario estaría mostrando indicios de error, considerar puntos negativos tampoco es recomendable, ni filtrar más del 20 % del total de los datos, se estaría omitiendo mucha información.

Habiendo seguido las recomendaciones, se realizó el proceso de filtrado, en el cual se obtuvo que 21 de las 30 medidas cumplían con las condiciones para ser consideradas buenas y, por lo tanto, se guardaron los respectivos .dat de estas para proceder a realizar el procesamiento de datos.

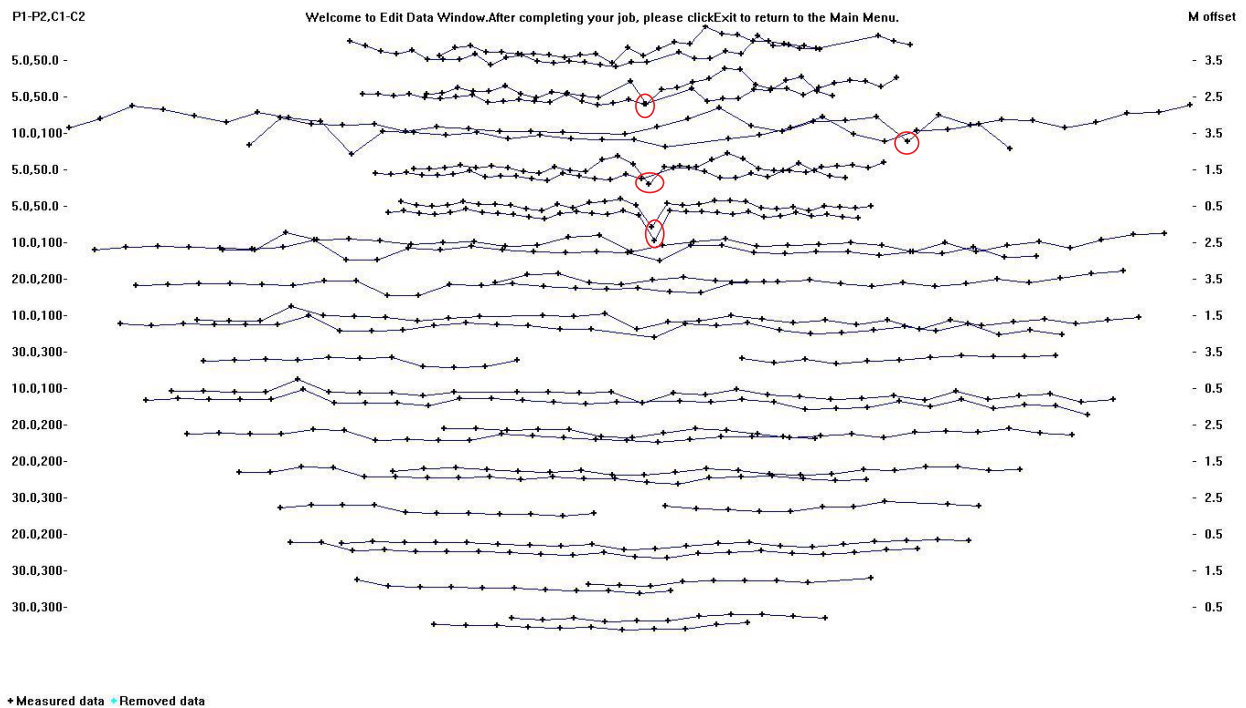
El software en el que se realizó el procesamiento de estos datos es RES2DINV x64 ver 4.8.10. es de inversión, que permite producir un modelo en dos dimensiones del subsuelo a partir de los datos de resistividad aparente obtenidos en campo.

A continuación, se muestra el flujo de procesamiento para la línea 1. Para las demás líneas ver anexo.

El primer paso consistió en filtrar los datos eliminando puntos anómalos, para lo cual se usó la opción “exterminate bad data points”, se recomienda que los datos a eliminar no superen el 10% del total adquirido (figura 19).

Figura 19.

Selección de Bad data points



Nota. Los puntos seleccionados se eliminan del procesamiento de datos.

Una vez filtrada la información se procedió a realizar la inversión teniendo en cuenta los parámetros mostrados en la tabla 5.

Tabla 5.

Parámetros usados para la inversión de los datos

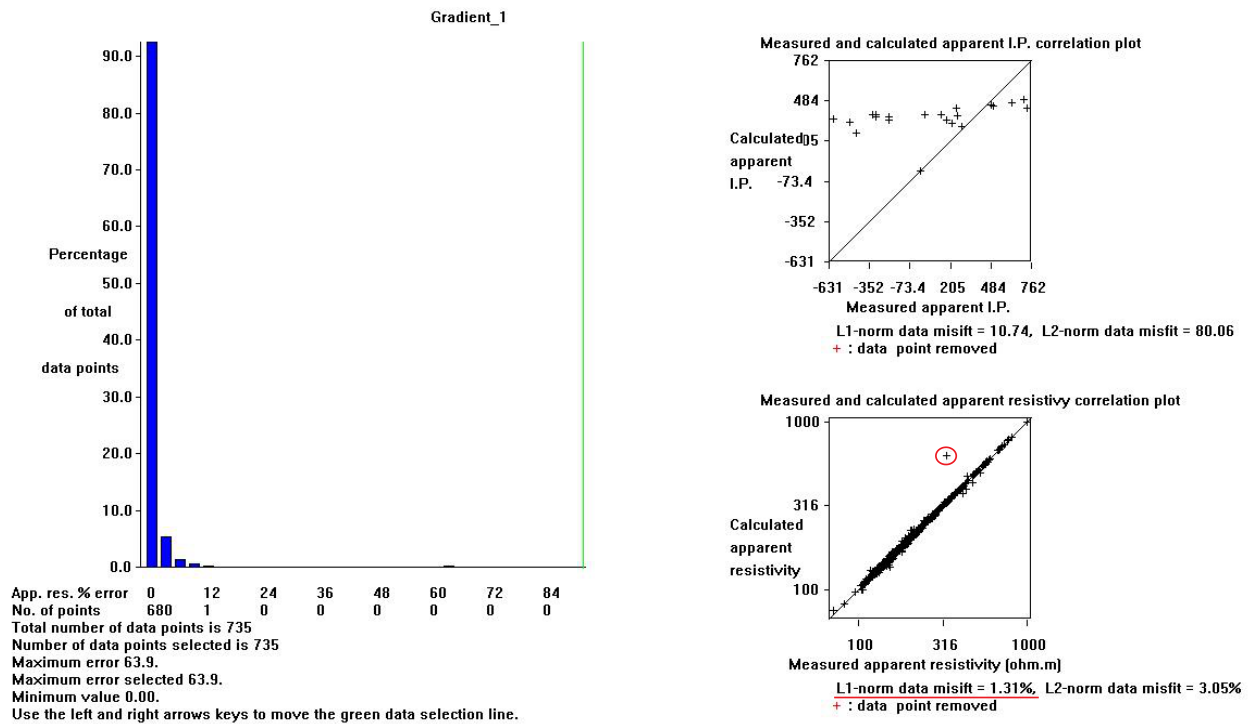
Parámetros	
Métodos de forward modeling	Finite-element method
Modelo refinado	Espaciamiento a la mitad de los electrodos.
Número de iteraciones	7

Nota. Tabla elaborada por los autores a partir de los parámetros que se utilizaron para realizar la inversión de los datos.

Al final de la inversión el error RMS aparece en dos gráficas: un histograma que muestra el porcentaje de error de las resistividades aparentes y un crossplot que indica la relación entre la resistividad aparente y la calculada (figura 20). Los valores anómalos fueron eliminados y se procedió a realizar nuevamente la inversión.

Figura 20.

Valores RMS para la línea 1

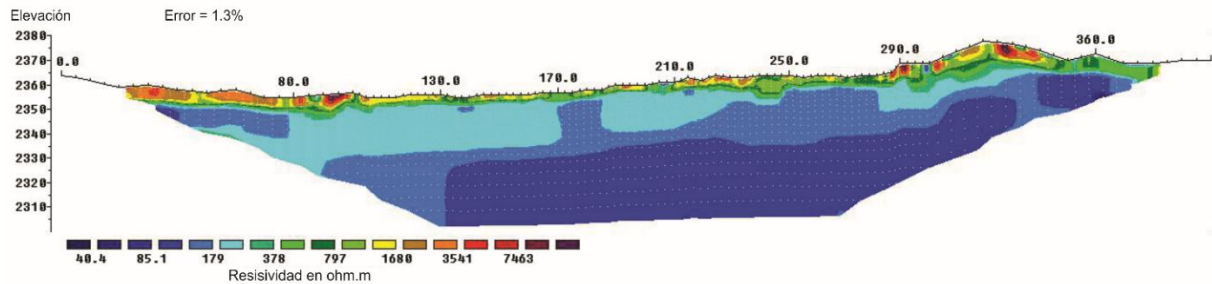


Nota. Comportamiento del 1 % del error de acuerdo con la norma L1.

Finalmente, se obtiene un modelo de resistividades en forma de perfil que nos muestra una elevación o profundidad, la distancia de la línea, el error RMS y la leyenda adaptada a los valores de resistividad. (Ver figura 21).

Figura 21.

Diagrama ilustrativo del procesamiento de datos de los perfiles TRE



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Para la obtención de las coordenadas del GPS se utilizará el programa BaseCamp de garmin, en él es posible introducir y visualizar los waypoints que vienen en un formato .gpx y posteriormente convertirlos a un formato en el que se puedan utilizar como texto, para lo que se plantea utilizar los programas de Bloc de notas y Microsoft Excel para ordenar las coordenadas por línea y día que se realizó la medición, la importancia de tener los datos en un formato de texto es para su posterior uso y visualización en programas como Google Chrome o ArcGis Pro.

Con las coordenadas ya organizadas es posible, mediante la ayuda de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM), construir un mapa en el que se clasifiquen mejor las resistividades de la zona.

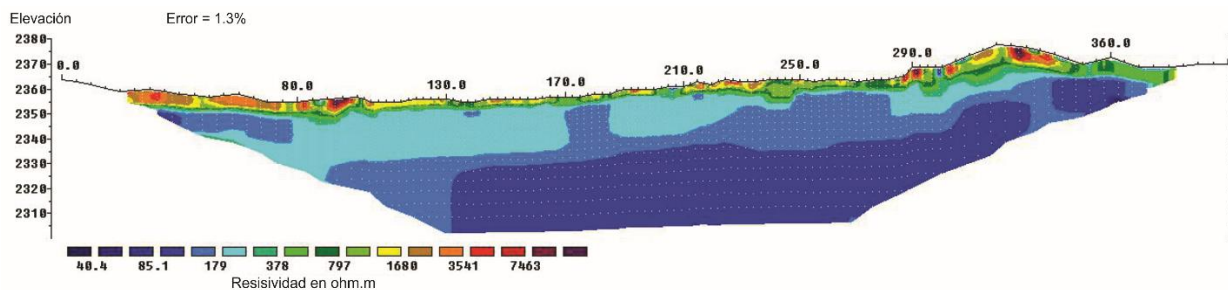
8. Resultados

Línea 1

Esta línea (figura 22) está en dirección S-N y se encuentra al margen derecho del cráter del volcán. Se obtuvo resistividades entre 40,4 Ω y 7463 Ω, se observa un cambio en los 290 m en horizontal y en los 320 m, que presentan las mayores anomalías, contactos verticales entre los 10 y los 20 m de profundidad. La profundidad alcanzada es de 62 m. Con un error RMS de 1,3.

Figura 22.

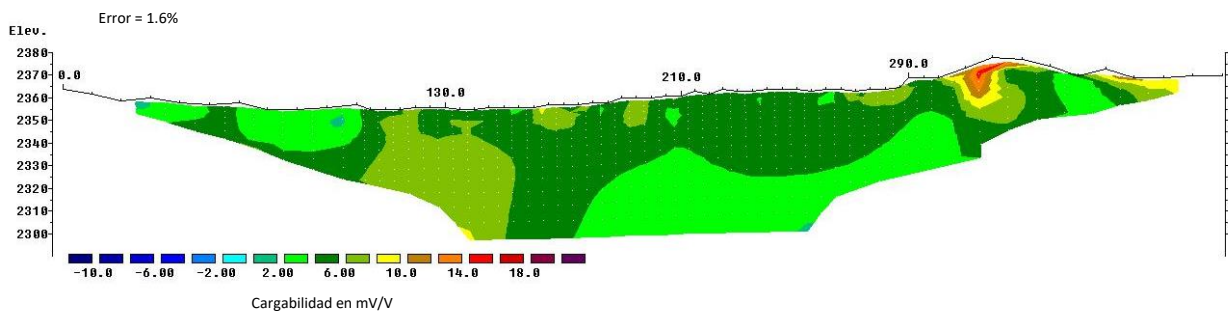
Resistividad gradiente 1



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 23.

Cargabilidad



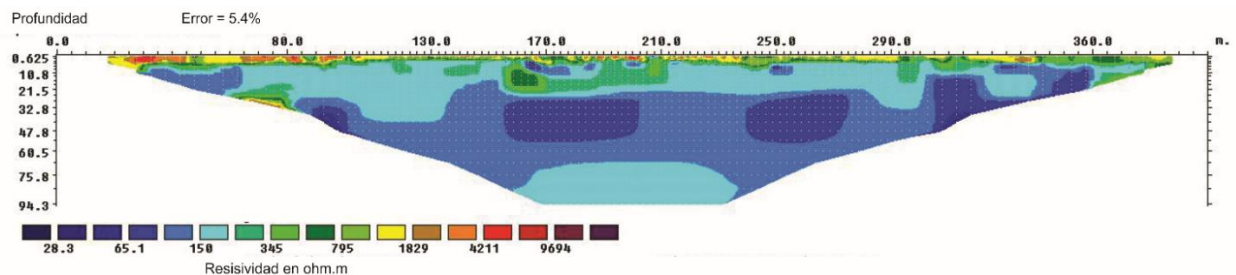
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 2

Esta línea tiene dirección E-W y está interceptándose con la parte norte de la línea 1. Los rangos de resistividades van de 28,3 Ω hasta los 9694 Ω , desde los 5 m de profundidad se puede observar un cambio de litología que es casi homogéneo el que subyace. Alcanza una profundidad de 94,3 m. error RMS es de 5,4 %.

Figura 24.

Resistividad dipolo 2



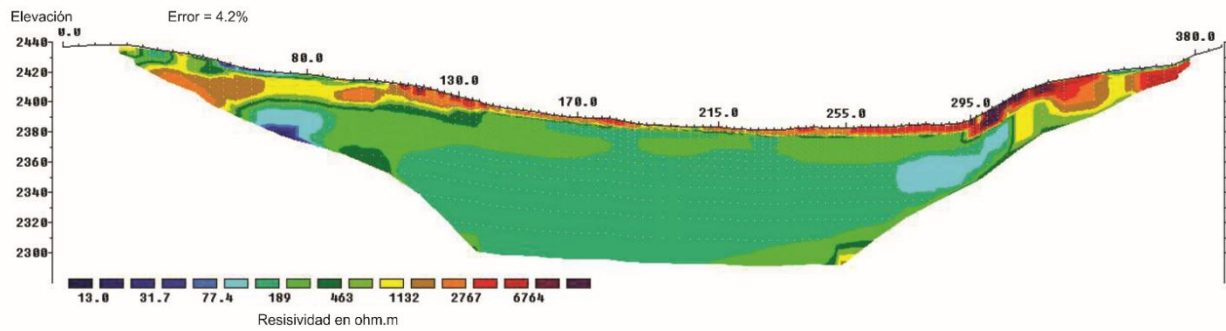
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 3

Esta línea está ubicada en la posición más lejana respecto al cráter del volcán, pues se localiza en las cercanías de la quebrada Santa Marta, alcanza 400 m de extensión en la superficie y 90 m de profundidad. Los rangos de resistividad están entre los 32,4 Ω a los 17134 Ω . La profundidad máxima en esta línea es de 90 m, se logra evidenciar un contacto vertical en la cota de los 80 m en horizontal. Error RMS de 2,7 %.

Figura 25.

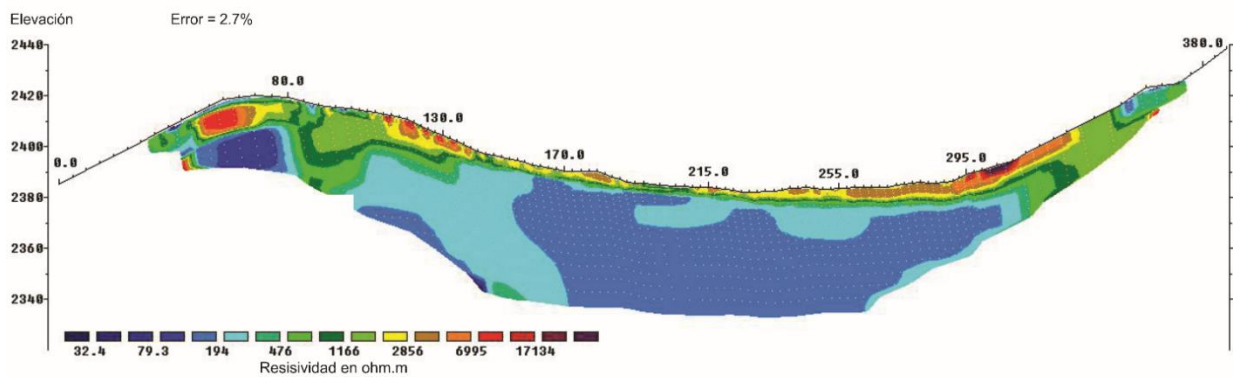
Resistividad dipolo 3



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 26.

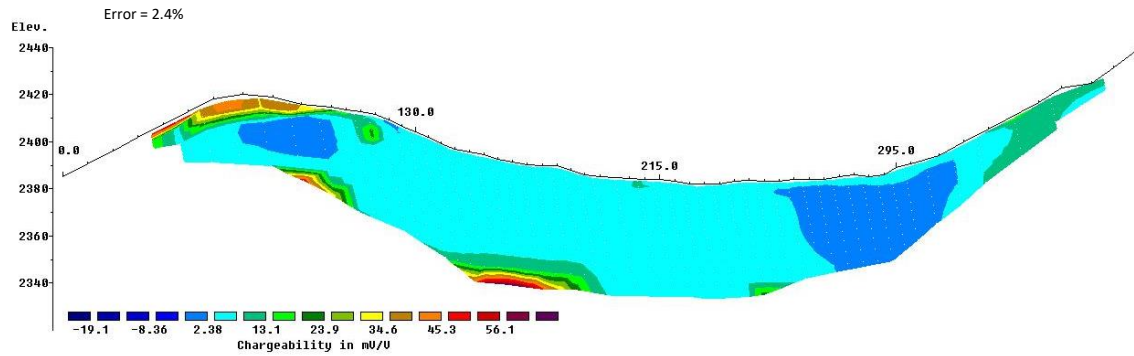
Resistividad gradiente 3



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 27.

Cargabilidad línea 3



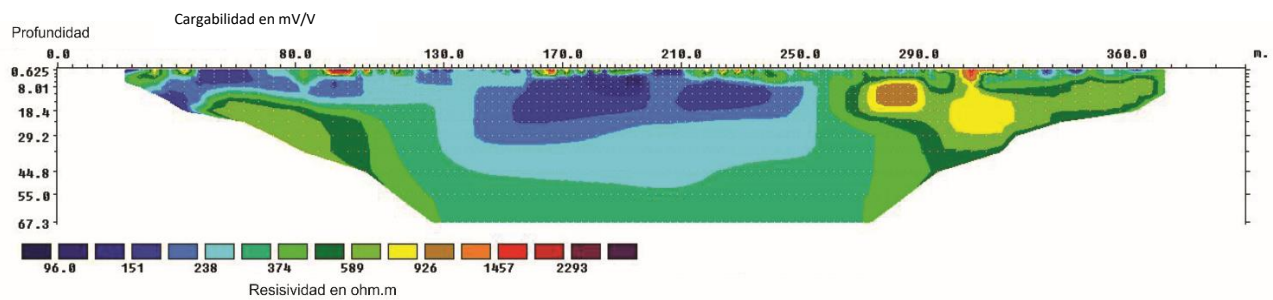
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 4

Esta línea se encuentra en dirección N-W. Alcanzando hasta 400 m de extensión en superficie y 87 m de profundidad, sus rangos de resistividad están entre 26,6 Ω y 12318 Ω . Error RMS de 1,8 %.

Figura 28.

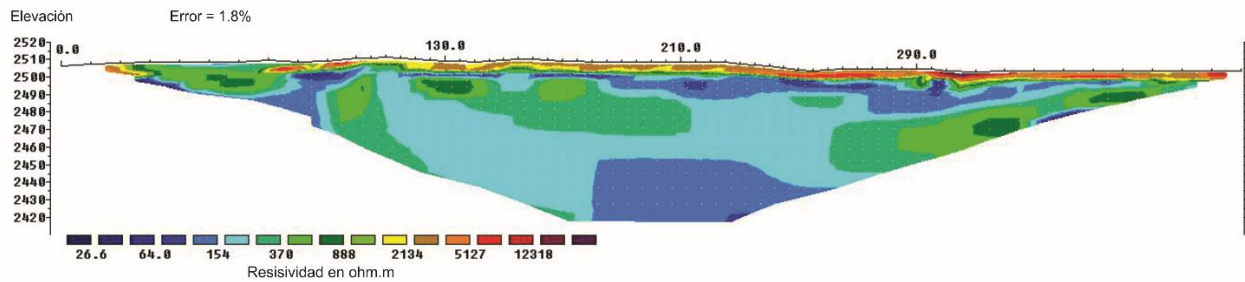
Resistividad gradiente 5



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 29.

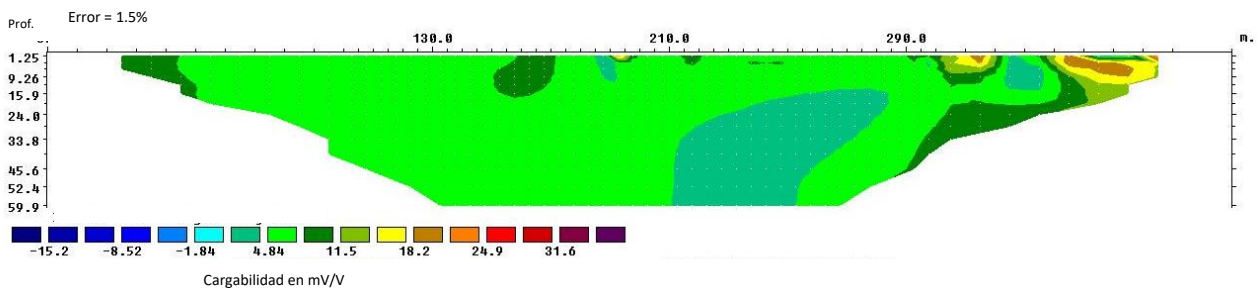
Resistividad dipolo 5



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 30.

Cargabilidad línea 4



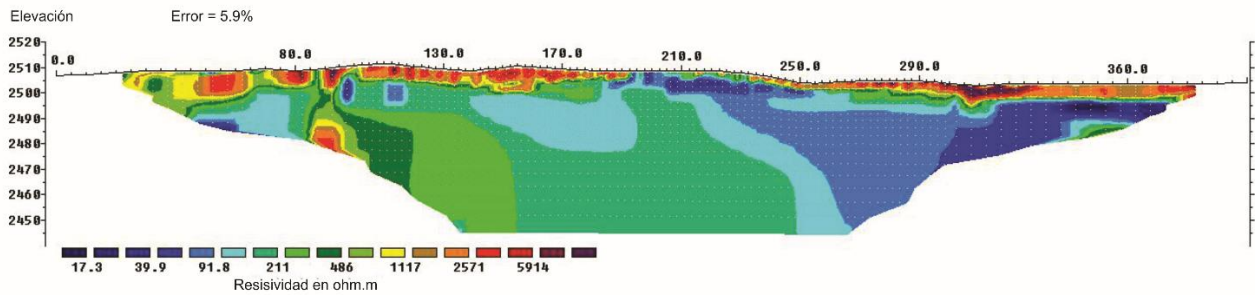
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 5

Ubicada en el norte del cráter del volcán, con una dirección de toma de datos SE-NW, la profundidad total es de 69 m con una extensión horizontal de 400 m, la zona más superficial de esta línea presenta los valores de resistividad más altos, que para esta línea pueden inferirse a la presencia de rocas metamórficas con alto grado de meteorización. Los valores de resistividad encontrados están entre los 7,03 Ω y 12732 Ω . Error RMS de 8 %.

Figura 31.

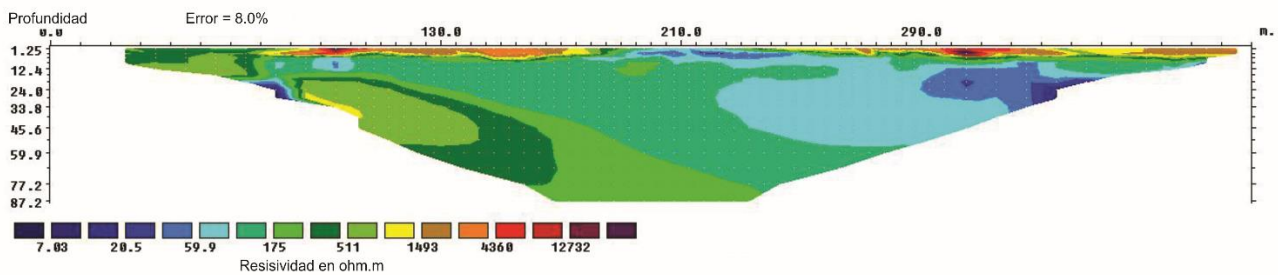
Resistividad gradiente 7



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 32.

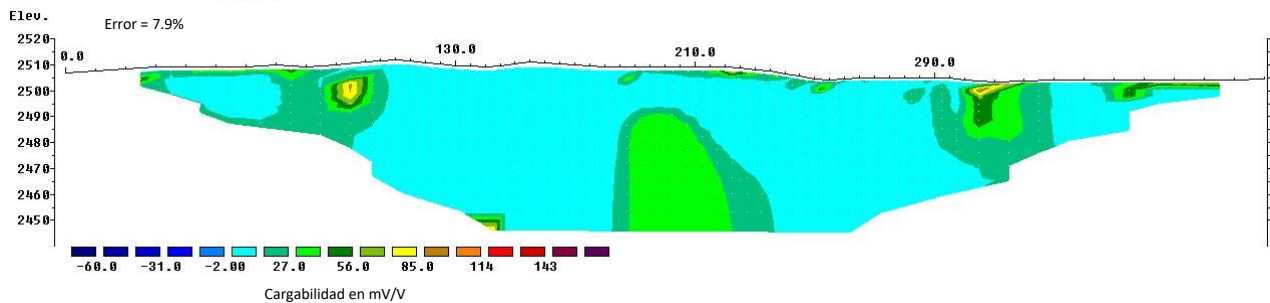
Resistividad dipolo 7



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 33.

Cargabilidad línea 5



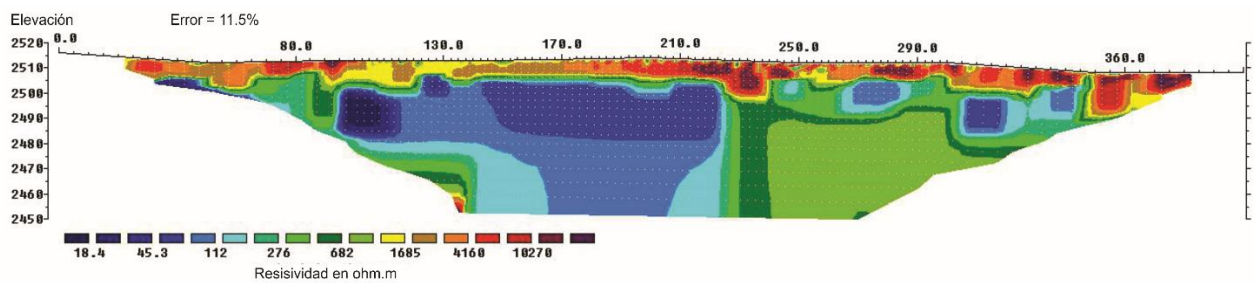
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 6

Esta línea está ubicada al norte del cráter del volcán y tiene una dirección casi E-W. Profundidad máxima de 65 m y rango de resistividad de 10,4 Ω a 10270 Ω . Error RMS de 11,5 %.

Figura 34.

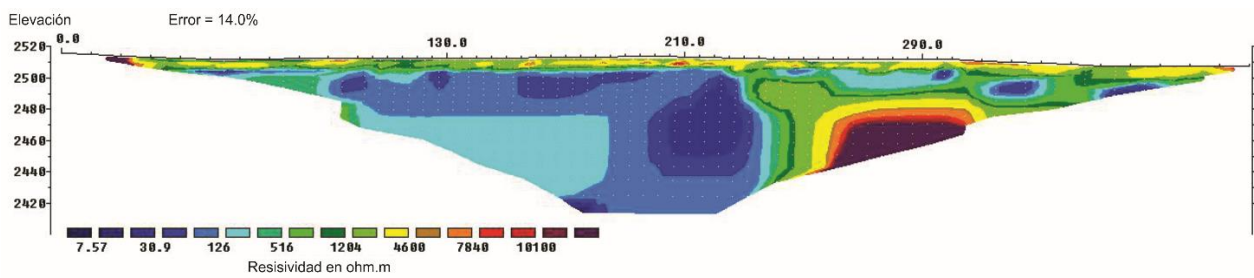
Resistividad gradiente δ



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 35.

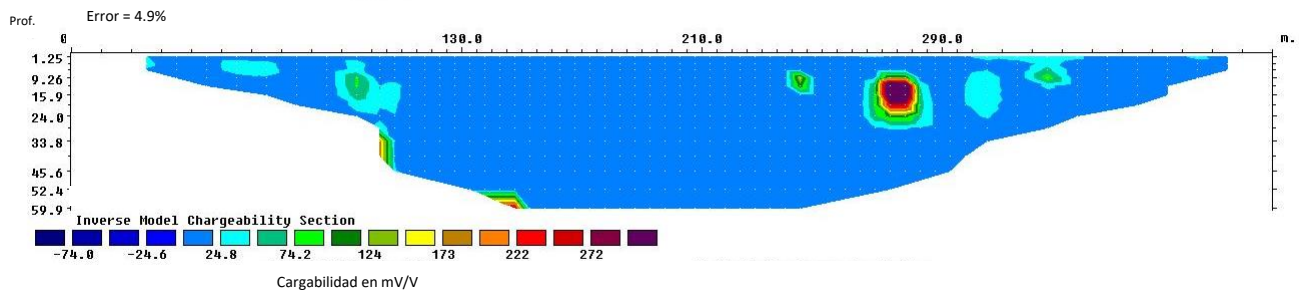
Resistividad dipolo δ



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 36.

Cargabilidad línea 6



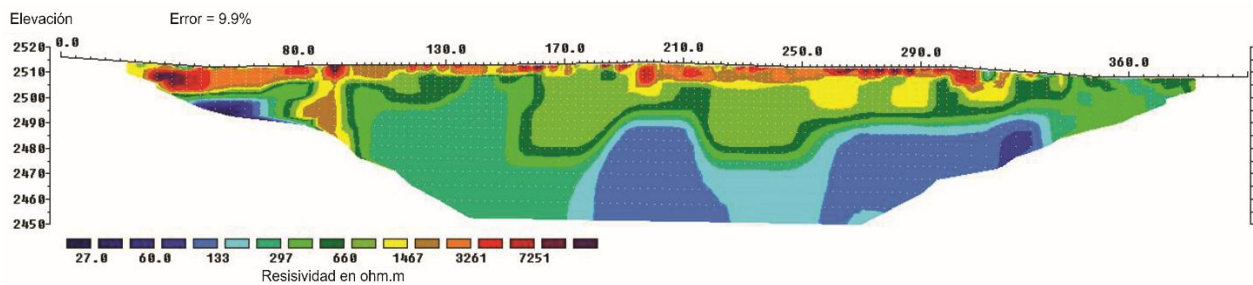
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 7

La extensión de la línea es de 400 m, una profundidad de 63 m y un direccionamiento de toma de datos SE-SW, los rangos de resistividad que se observan son desde los 27 Ω y 7251 Ω . Error RMS de 9,9 %.

Figura 37.

Resistividad gradiente 9



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 38.

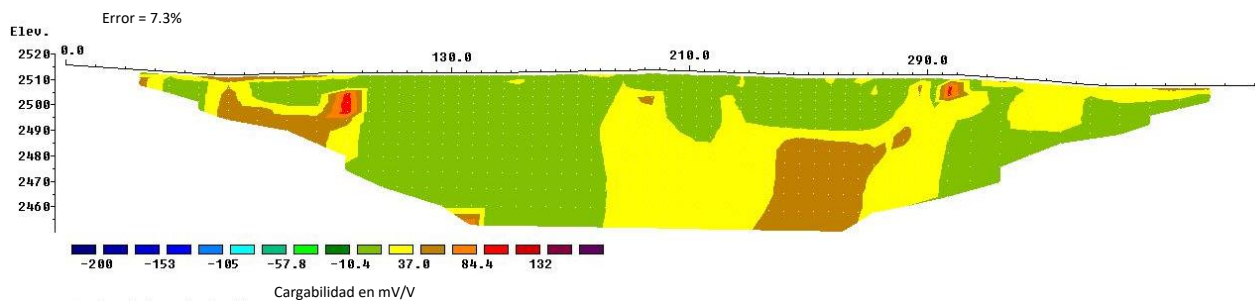
Resistividad dipolo 9



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 39.

Cargabilidad línea 7



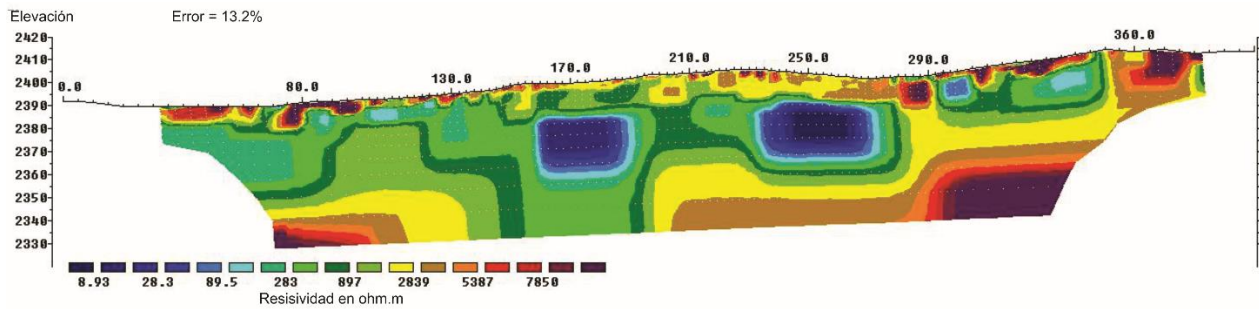
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 8

La dirección de toma de datos en esta línea es SE, 68 m de profundidad y 400 m en la horizontal, los rangos de resistividad que se logran observar son de 8,93 Ω a 7850 Ω . Con un error RMS de 13,2 %.

Figura 40.

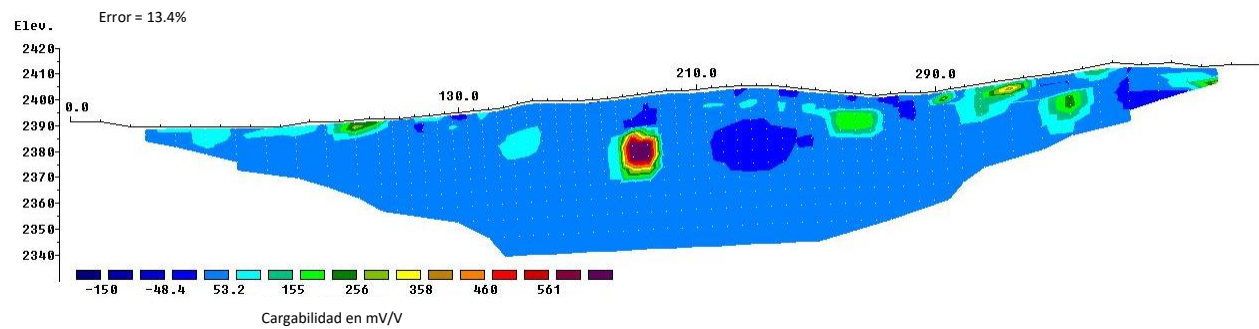
Resistividad gradiente 10



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 41.

Cargabilidad línea 8



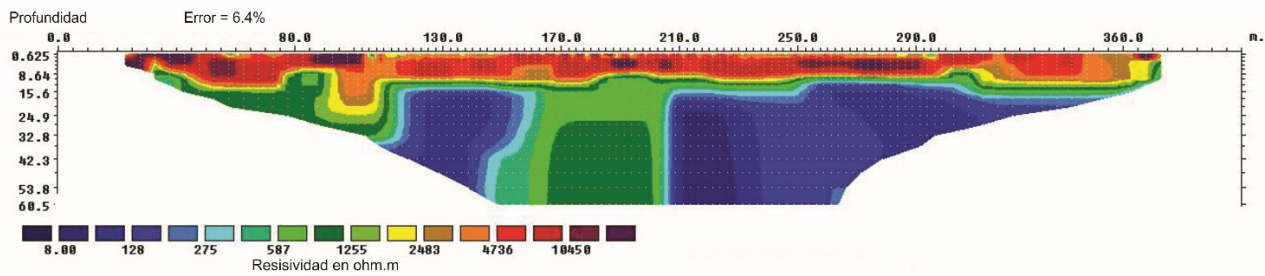
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 9

Esta línea está ubicada en la parte W del volcán. Tiene una dirección de toma de datos NE. La profundidad máxima es de 65 m los rangos de resistividad encontrados oscilan entre 8 Ω y 10450 Ω . El error RMS observado es de 6,4 %.

Figura 42.

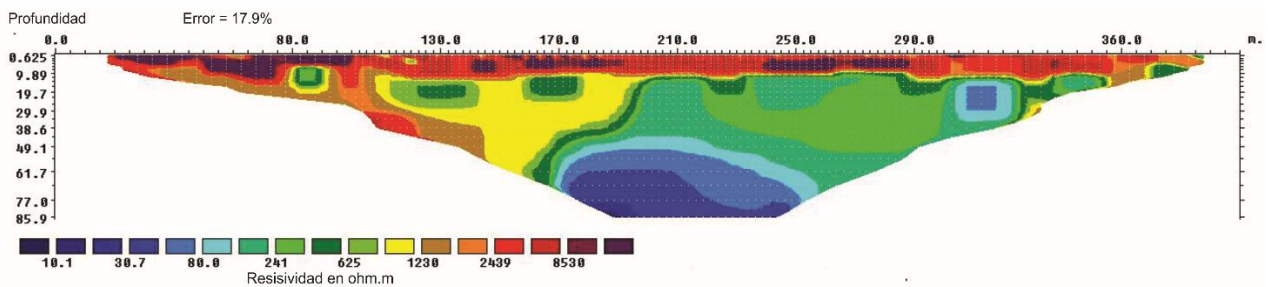
Resistividad gradiente 11



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 43.

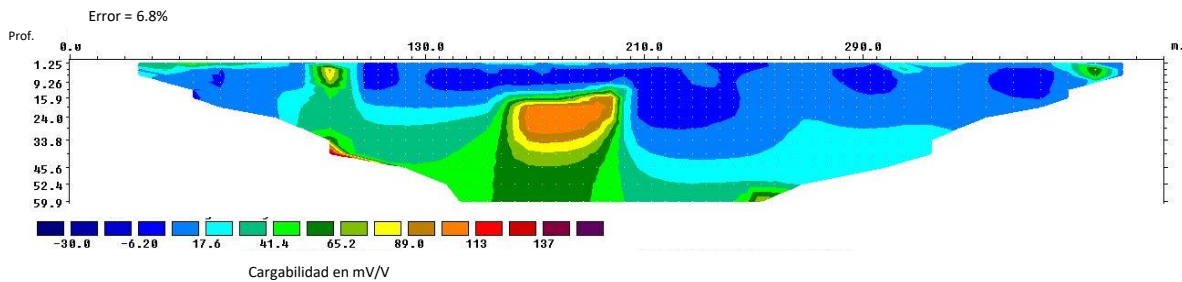
Resistividad dipolo 11



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 44.

Cargabilidad línea 9



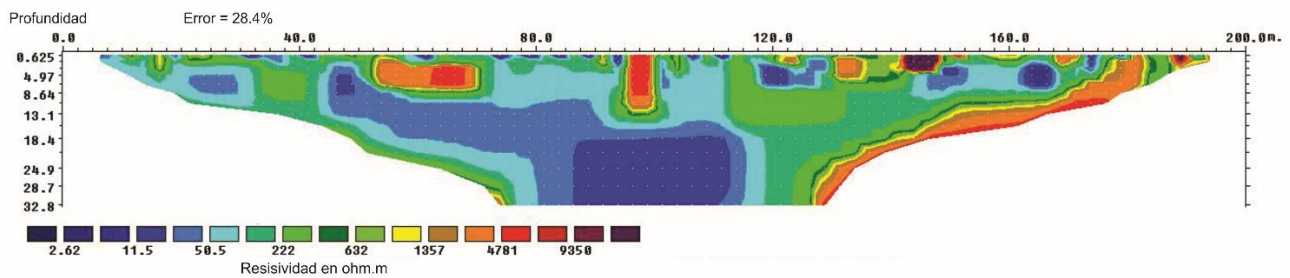
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 10

Ubicada al SW del cráter. La profundidad máxima alcanzada es de 32,8 m y la toma de datos se hizo en sentido S-N. Error RMS de 28,4 %.

Figura 45.

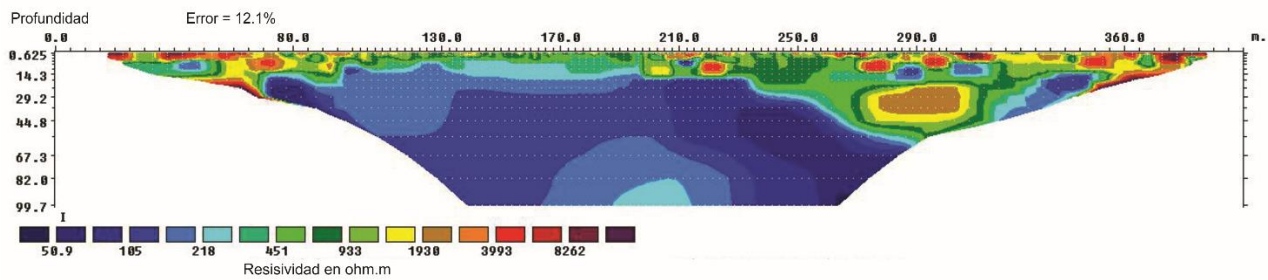
Resistividad dipolo 1



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 46.

Resistividad dipolo 12



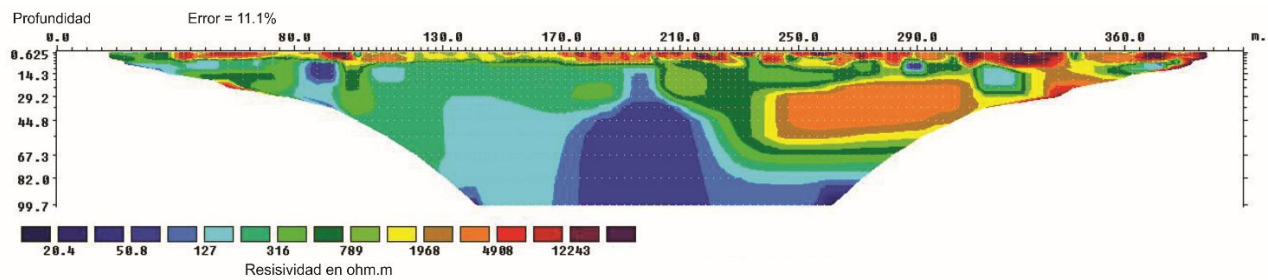
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 13

Esta línea se encuentra en el borde E del cráter del volcán. Tiene una dirección NE y está interceptando el inicio de la línea 14. Su profundidad máxima es de 99,7 y presenta un error RMS absoluto de 11,1 %.

Figura 47.

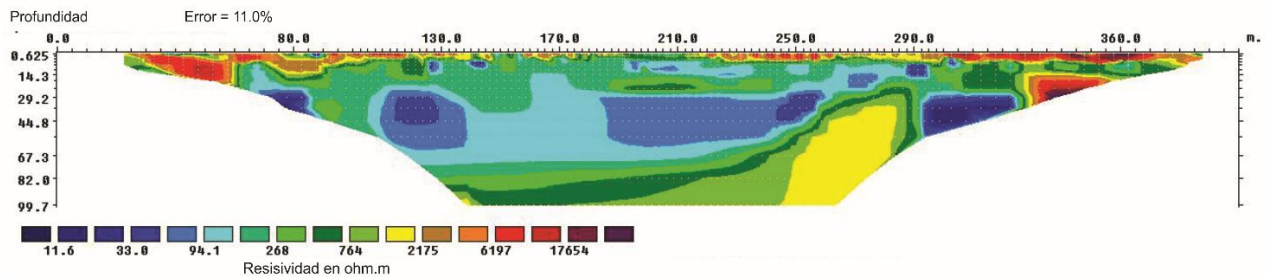
Resistividad dipolo 15



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Línea 14

Esta línea se encuentra en la parte E del cráter del volcán. Tiene una dirección W-E y está interceptando las líneas 1 y 13 casi perpendicularmente. Profundidad de 99,7 m y error RMS de 11 %.

Figura 48.*Resistividad dipolo 17*

Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1 Fase de interpretación

Interpretación y análisis

Se realizó una interpretación por medio de un modelo geológico, relacionando los modelos de resistividad con los de polarización inducida (para las líneas que poseían ambas medidas). A su vez, un análisis de las litologías inferidas, los contactos y la dirección del flujo de los fluidos evidenciados en las tomografías. Estos modelos se realizaron con la ayuda del programa Corel.

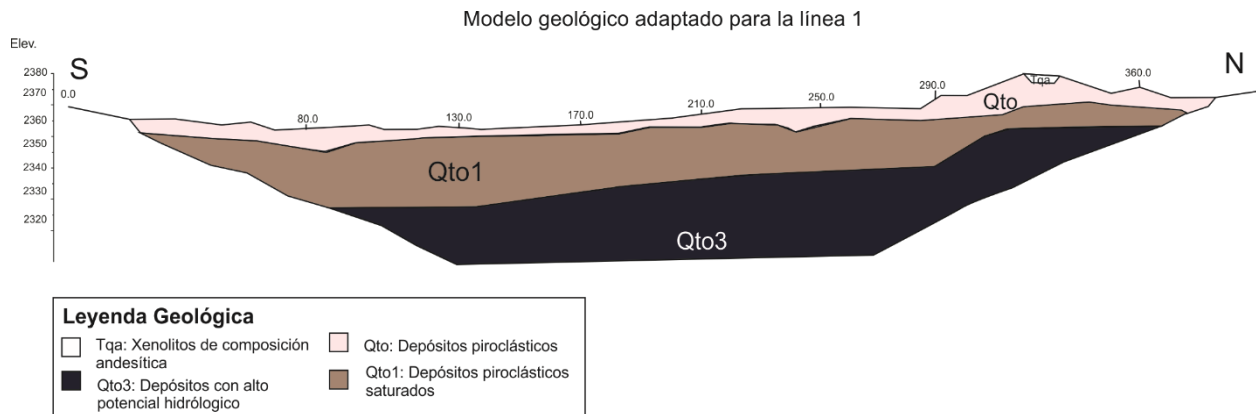
8.1.1 Línea 1

Esta línea presenta dirección S-N y se encuentra al margen derecho del cráter del volcán. Se infieren al menos tres litologías diferentes. Hacia la parte superficial se evidencian depósitos piroclásticos y zonas en las que afloran fragmentos de roca de composición andesítica, a veces basáltica. Para la parte intermedia de la línea se evidencian depósitos piroclásticos con mayor

saturación de agua. Finalmente, se infiere un cuerpo con alto potencial hidrológico para la zona más profunda de la línea. (Figura 49).

Figura 49.

Modelo geológico línea 1 gradiente



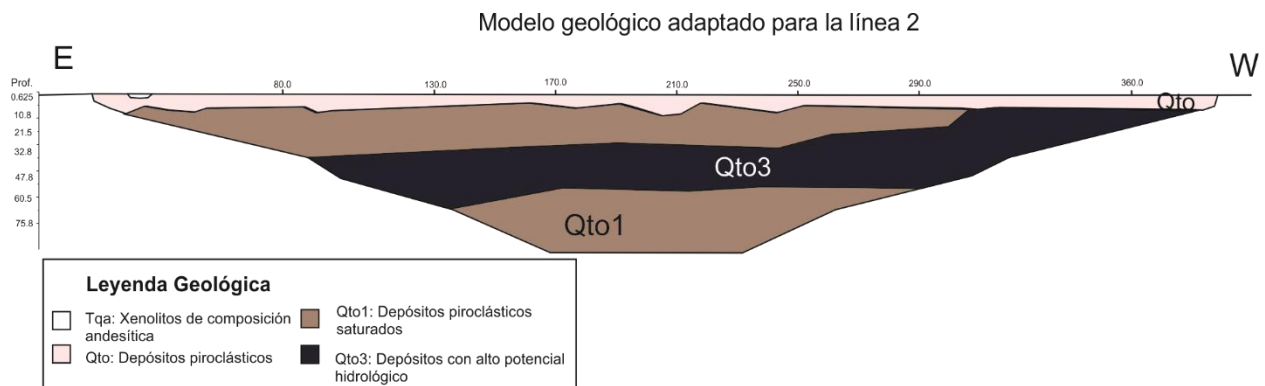
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.2 Línea 2

Esta línea dirección E-W está interceptándose con la parte norte de la línea 1. Para esta tomografía se infieren dos litologías. Hacia la parte superior depósitos piroclásticos consolidados de un espesor no mayor a 8 metros. Debajo de esta capa se evidencian depósitos piroclásticos saturados y hacia la parte intermedia (profundidades de 20 a 40 metros) una zona con alto potencial hidrológico. (Figura 50).

Figura 50.

Modelo geológico línea 2 gradiente



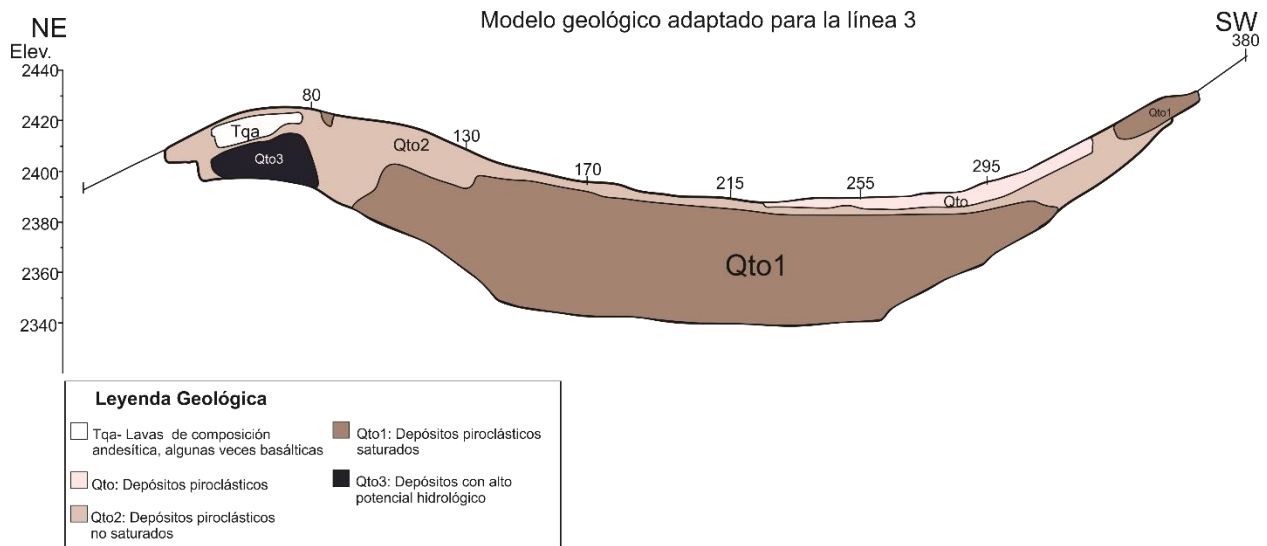
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.3 Línea 3

Esta línea está ubicada en la posición más lejana respecto al cráter del volcán, pues se localiza en las cercanías de la quebrada Santa Marta, alcanza 400 m de extensión en la superficie y 90 metros de profundidad. Está constituida principalmente por la litología Qto, que son depósitos piroclásticos encontrados con diferentes grados de saturación. Hacia el lado NE de la línea se encuentra un punto de flujo de aguas subterráneas, con un espesor aproximado de 23 metros, asimismo, de manera suprayacente a estas aguas, se encuentra la presencia de lavas de composición andesítica, algunas veces basálticas (Tqa), el espesor de esta capa es de 17 metros, encontrando la parte superior a los 2418 msnm, que corresponden a una profundidad de 13 metros con relación a la superficie. Hacia el suroeste, entre los 260 y los 295 metros en la cota horizontal, se infiere la presencia de rocas metamórficas con un alto grado de meteorización, teniendo en cuenta los altos valores de resistividad evidenciados. (Figura 51)

Figura 51.

Modelo geológico línea 3 gradiente



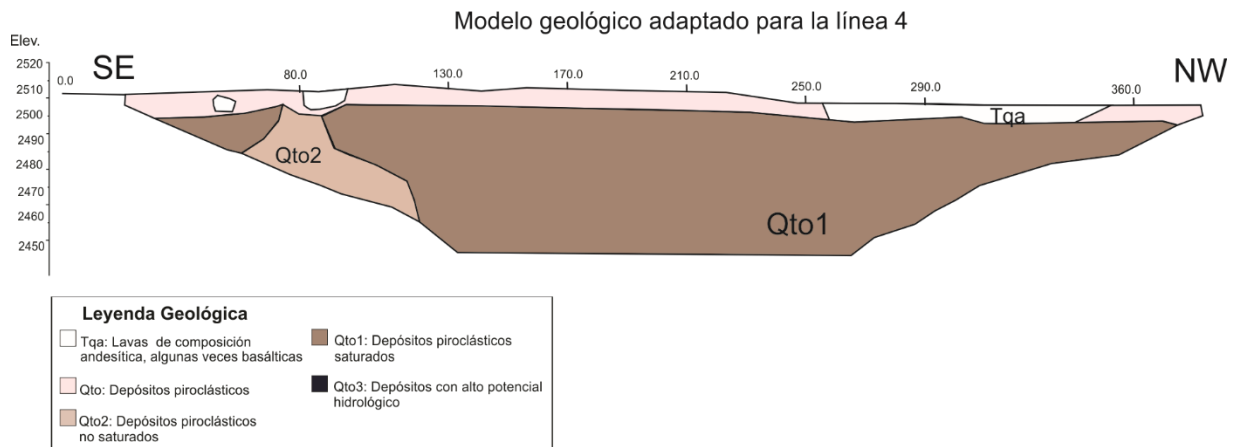
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.4 Línea 4

Esta línea se encuentra en dirección NW y se logran identificar dos litologías diferentes. En superficie se encuentran depósitos piroclásticos con alto grado de meteorización con un espesor aproximado de 8 metros. Hacia la parte más profunda se infieren depósitos piroclásticos saturados de un espesor de 45 metros. Se infiere un contacto vertical entre un depósito con alta saturación y otro no saturado a los 80 metros de distancia de la línea. Con el método dipolo dipolo se logra evidenciar un depósito con alto potencial hidrológico en esta misma zona del contacto. (Figura 52 y figura 53).

Figura 52.

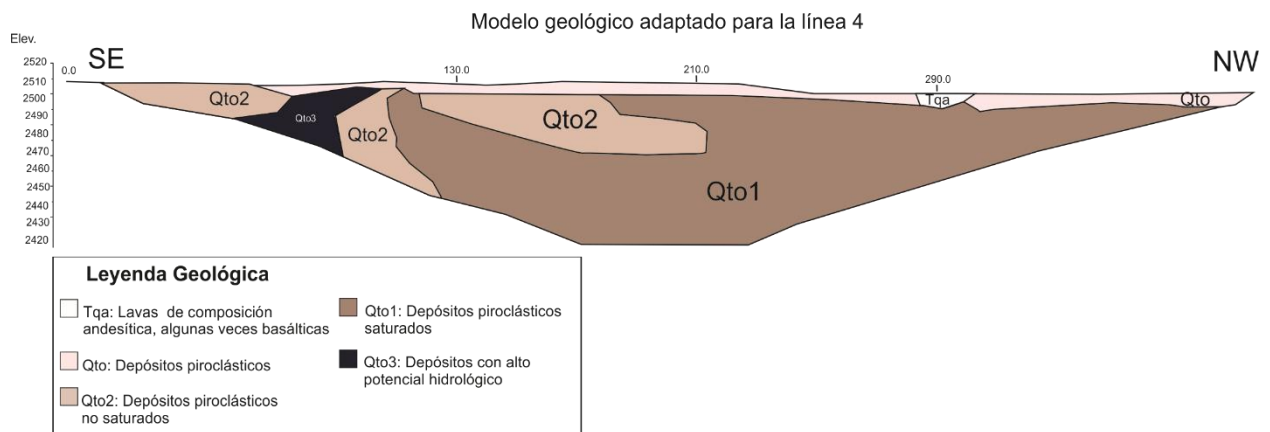
Modelo línea 4 generada por el método “gradiente”



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 53.

Modelo línea 4 generada por el método “dipolo dipolo”



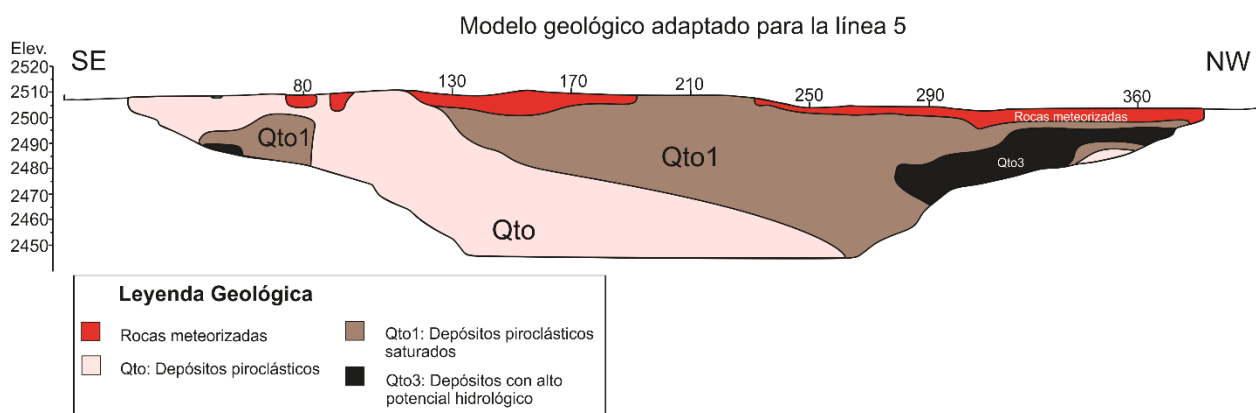
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.5 Línea 5

Ubicada en el norte del cráter del volcán, con una dirección de toma de datos SE-NW, en la que predomina la litología Qto, con diferentes grados de saturación, la profundidad total es de 69 metros con una extensión horizontal de 400 metros, la zona más superficial de esta línea presenta los valores de resistividad más altos, que para esta línea pueden inferirse a la presencia de rocas metamórficas con alto grado de meteorización, hacia el NW de la línea se pueden observar algunos valores de resistividades más bajas que pueden estar asociados a la presencia de depósitos con alto potencial hidrológico, teniendo aproximadamente un grosor de 30 metros y un ancho de 80 metros. Estos depósitos pueden extenderse aún más debido a que se encuentran hacia los bordes de los datos observados y no se tienen los valores de las resistividades adyacentes. (Figura 54 y figura 55).

Figura 54.

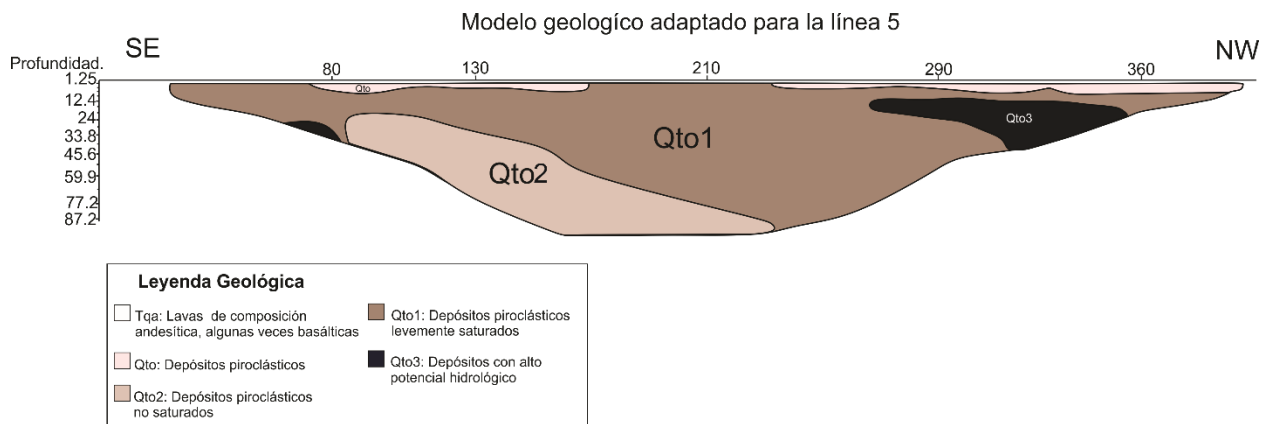
Modelo línea 5 generada por el método “gradiente”



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 55.

Modelo línea 5 generada por el método “dipolo dipolo”



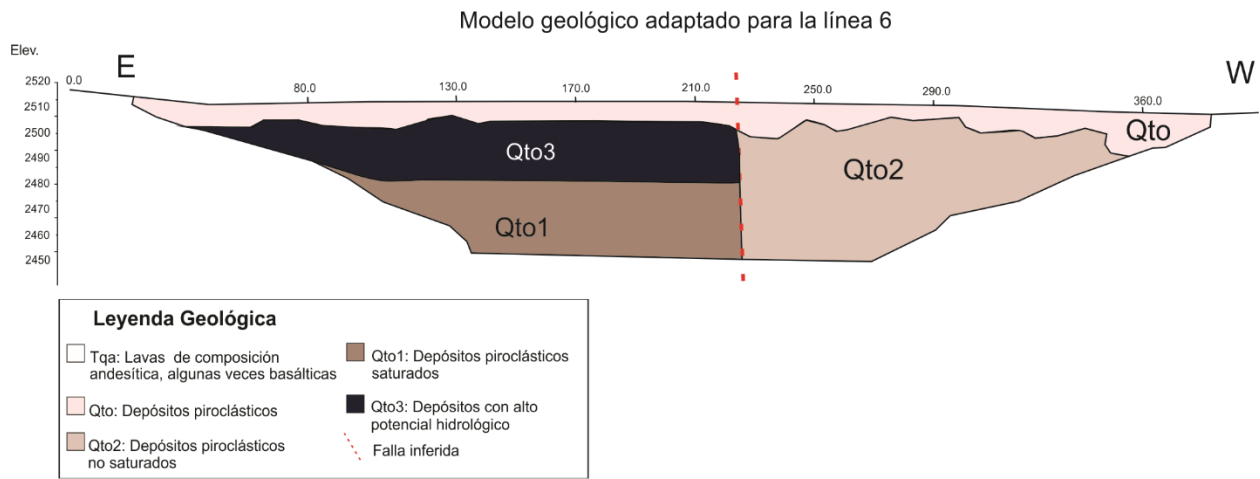
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.6 Línea 6

Esta línea está ubicada al norte del cráter del volcán y tiene una dirección casi E-W. A partir de la interpretación se infieren tres litologías y una falla que está atravesando la línea en el metro 230. Hacia la parte superficial se evidencian depósitos piroclásticos con alto grado de meteorización con un espesor aproximado de 10 metros. Hacia la parte W y debajo de los depósitos meteorizados se pueden asociar depósitos con alto potencial hidrológico atrapados por una barrera (¿Falla Cajamarca?) de alto ángulo. Hacia la parte E se pueden asociar depósitos piroclásticos no saturados producto del volcán con zonas aisladas de alta saturación de agua. Con el método dipolo dipolo y cargabilidad se evidenció un bloque dacítico común en algunos sectores de la zona de estudio. (Figura 56 y figura 57).

Figura 56.

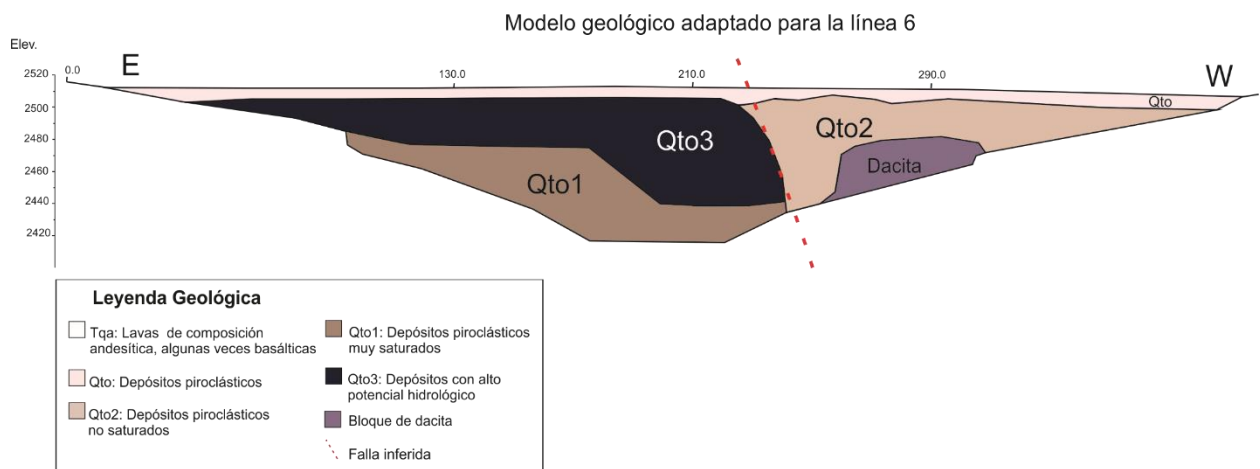
Modelo línea 6 generada por el método “gradiente”



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 57.

Modelo línea 6 generada por el método “dipolo dipolo”



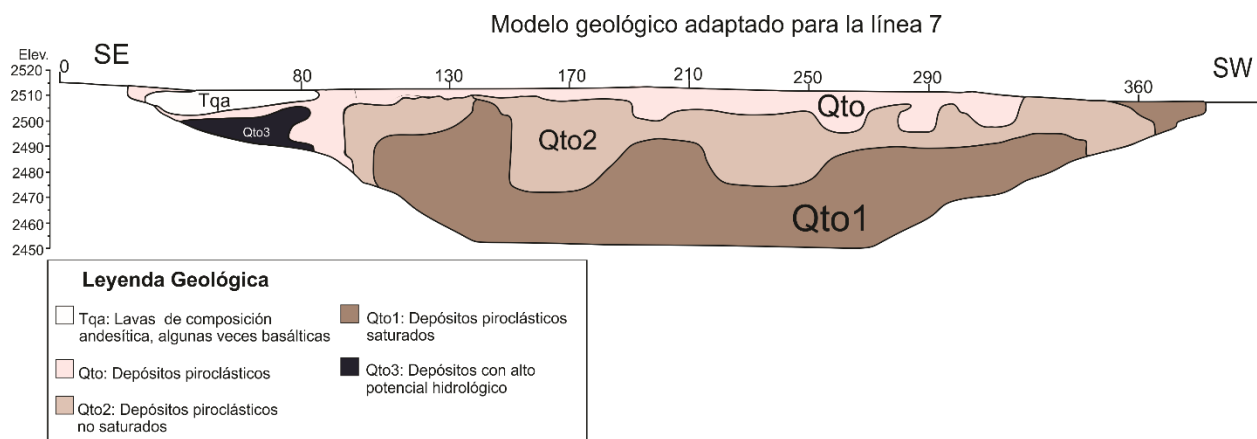
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.7 Línea 7

Presenta una muy marcada división entre los Qto de diferentes grados de saturación, se infiere la existencia de una falla normal; la extensión de la línea es de 400 metros, una profundidad de 63 metros y un direccionamiento de toma de datos SE-SW, entre los 15 y los 82 metros iniciales y en dirección de la toma de datos, se encuentran las resistividades de mayor valor que se pueden asociar a lavas andesíticas, algunas veces basálticas, con 10 metros de profundidad, subyacente a estas está un depósito con alto potencial hidrológico que comprende desde los 30 metros hasta los 85 metros en la dirección de la toma de datos, mientras tanto presentan una profundidad de 15 metros, la falla se aprecia en superficie desde los 135 metros en dirección de la toma de datos. En la mitad de la tomografía y a 36 metros de profundidad existen depósitos muy saturados con un grosor total de 30 metros. Con el arreglo dipolo dipolo los valores de resistividad fueron tan altos que se asoció la capa superficial a un alto grado de meteorización en las rocas. (Figura 58 y figura 59).

Figura 58.

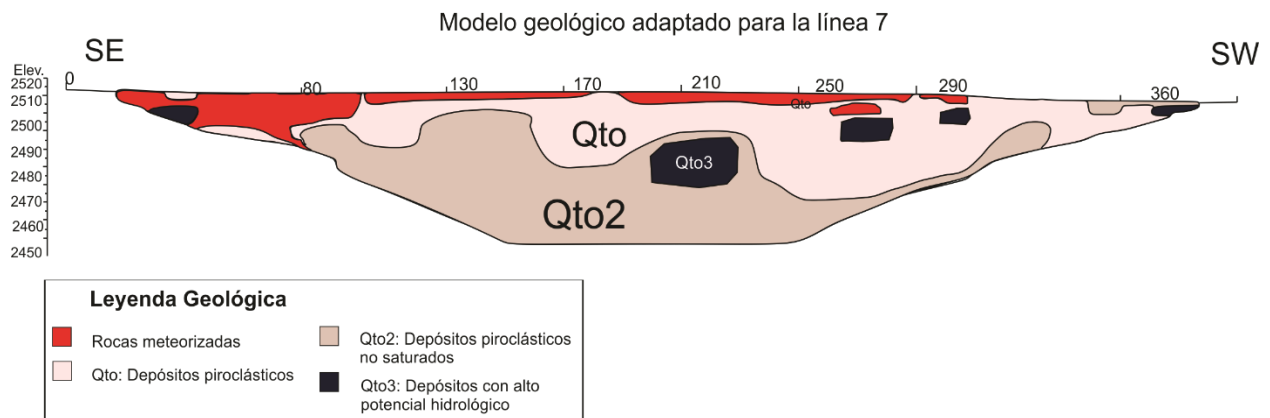
Modelo línea 7 generada por el método “gradiente”



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 59.

Modelo línea 7 generada por el método “dipolo dipolo”



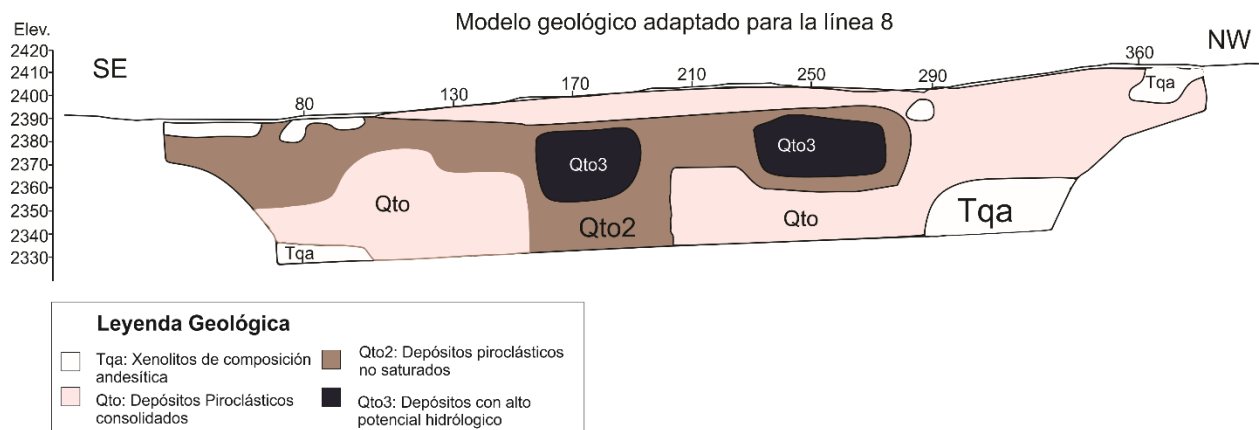
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.8 Línea 8

La ubicación de esta línea está en la parte más Noroeste de la zona de estudio, con dirección de toma de datos SE, NW. Se lograron identificar hasta tres litologías diferentes, teniendo en su mayor composición depósitos piroclásticos consolidados, y depósitos piroclásticos no saturados, encontrando en la parte superior entre los 0 m y 10 m de profundidad xenolitos de composición andesítica, en el medio de toda la línea, en profundidades de entre 20-50 m y en las cotas horizontales de los 170 m y los 250 m se encuentran zonas de depósitos con un alto potencial hidrológico.

Figura 60.

Modelo geológico línea 8



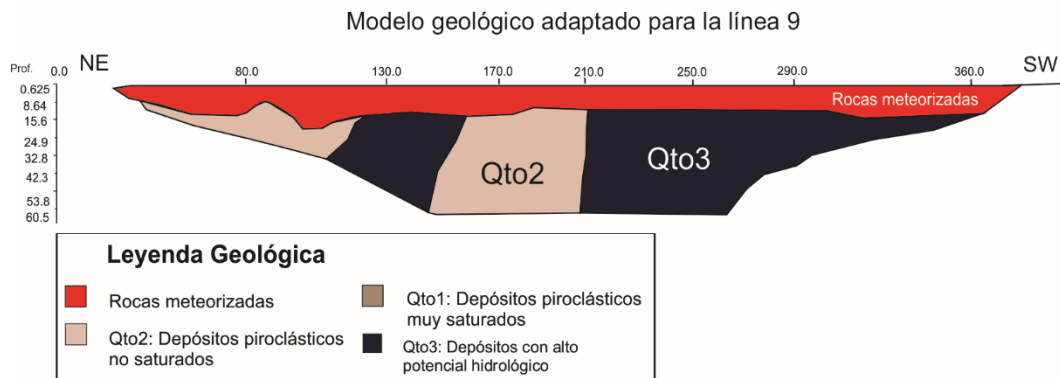
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.9 Línea 9

Esta línea está ubicada en la parte W del volcán. Tiene una dirección NE y con la interpretación se han podido inferir al menos tres litologías. En la parte superficial se evidencian rocas metamórficas con alto grado de meteorización alcanzando un espesor de aproximadamente 15 metros. De ahí hasta la parte más profunda (65 metros) se infiere una zona con alta saturación de agua. Sin embargo, en la parte intermedia de la línea se puede observar un depósito de flujos piroclásticos con una resistividad más baja que sus circundantes. (Figura 61 y figura 62).

Figura 61.

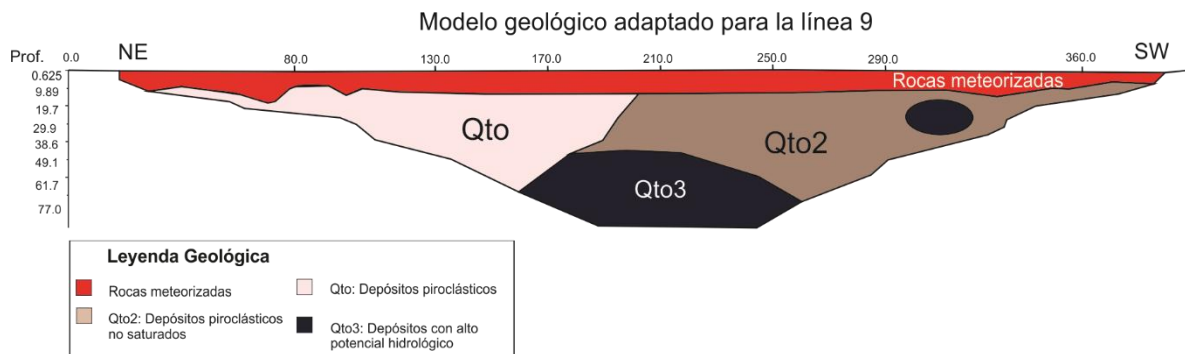
Modelo línea 9 generada por el método “gradiente”



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Figura 62.

Modelo línea 9 generada por el método “dipolo dipolo”



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

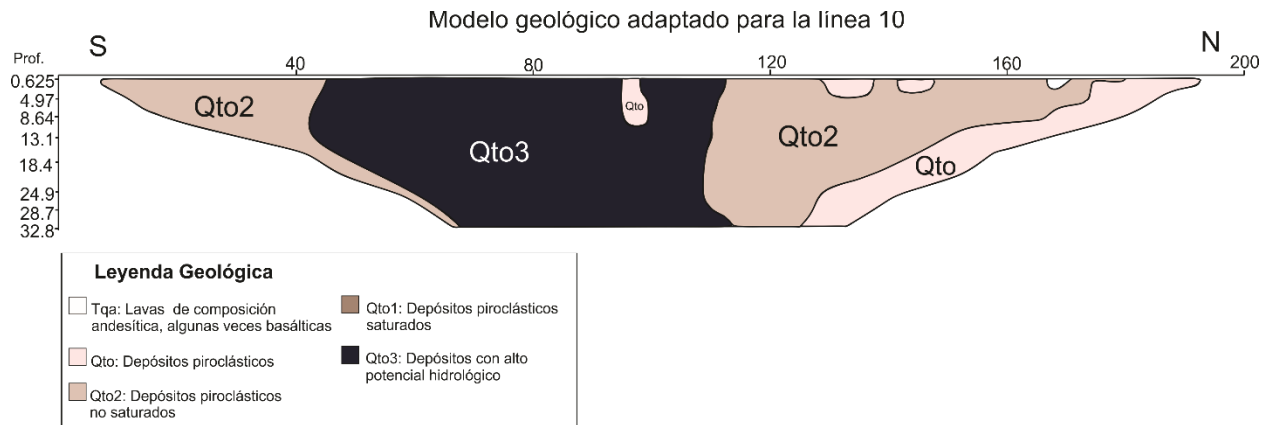
8.1.10 Línea 10

Ubicada al SW del cráter, es la línea más corta de las que se tomaron, esto debido a la dificultad del terreno en esa zona. Está constituida de depósitos piroclásticos y aguas subterráneas que se observan desde la superficie, pues esta zona es conocida como la piscina y en ella se logró

observar presencia de aguas termales fluyendo en la superficie. La profundidad máxima alcanzada es de 32,8 metros y la toma de datos se hizo en sentido S-N. (Figura 63).

Figura 63.

Modelo geológico línea 10



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

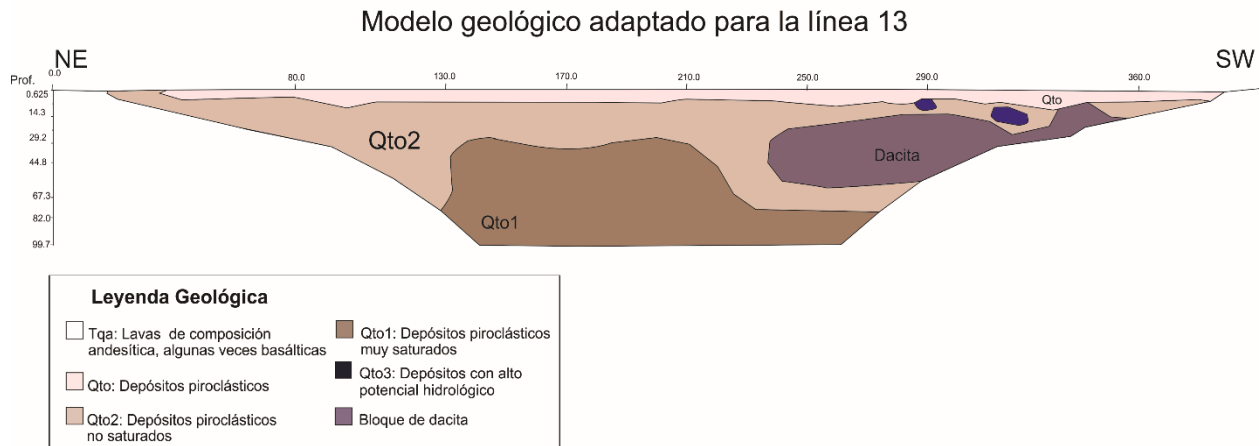
8.1.12 Línea 13

Esta línea se encuentra en el borde E del cráter del volcán. Tiene una dirección NE y está interceptando el inicio de la línea 14. Con la interpretación se infieren dos litologías predominantes. Hacia la parte superficial y extendiéndose a la parte NE se asocian depósitos piroclásticos en algunos sectores con alto grado de meteorización (altas resistividades) de un espesor que varía de los 5 metros hasta casi los 67 metros. Hacia la parte SW de la línea y debajo de los depósitos piroclásticos se evidencian algunos reservorios de depósitos con alto potencial hidrológico, a su vez se logra evidenciar un bloque dacítico que puede extenderse. En la parte más

profunda e intermedia se infieren depósitos piroclásticos más saturados que los que los suprayacen. (Figura 64).

Figura 64.

Modelo geológico línea 13



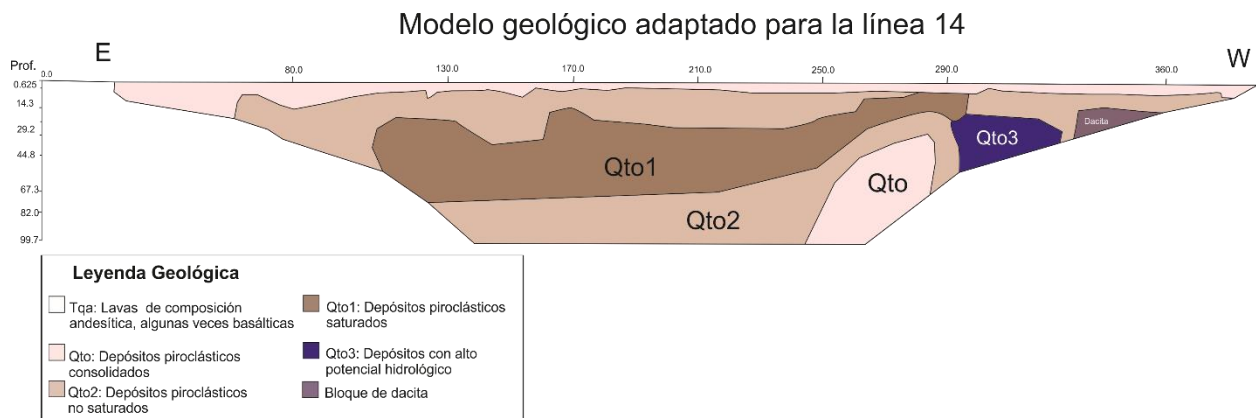
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.1.3 Línea 14

Esta línea se encuentra en la parte E del cráter del volcán. Tiene una dirección W-E y está interceptando las líneas 1 y 13 casi perpendicularmente. A partir de la interpretación se pueden inferir dos litologías predominantes. En superficie se asocia a depósitos piroclásticos en algunos sectores con alto grado de meteorización, con un espesor que varía de los 5 a los 14 metros. Hacia la parte intermedia en las profundidades de 14 a 90 metros se encuentra una intercalación en la saturación de los depósitos piroclásticos con una geometría similar a una zona de recarga. Hacia la parte más W, se infiere un pequeño bloque dacíticos con una geometría cuadrangular y un depósito con alto potencial hidrológico de un espesor aproximado de 15 metros. (Figura 65).

Figura 65.

Modelo geológico línea 14



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

8.2 Mapas de iso-resistividades

Los mapas de iso-resistividades se realizaron en el Software ArcGIS utilizando la herramienta “*Natural Neighbor*”, con los datos de resistividad tomados por el método de tomografía de resistividad eléctrica.

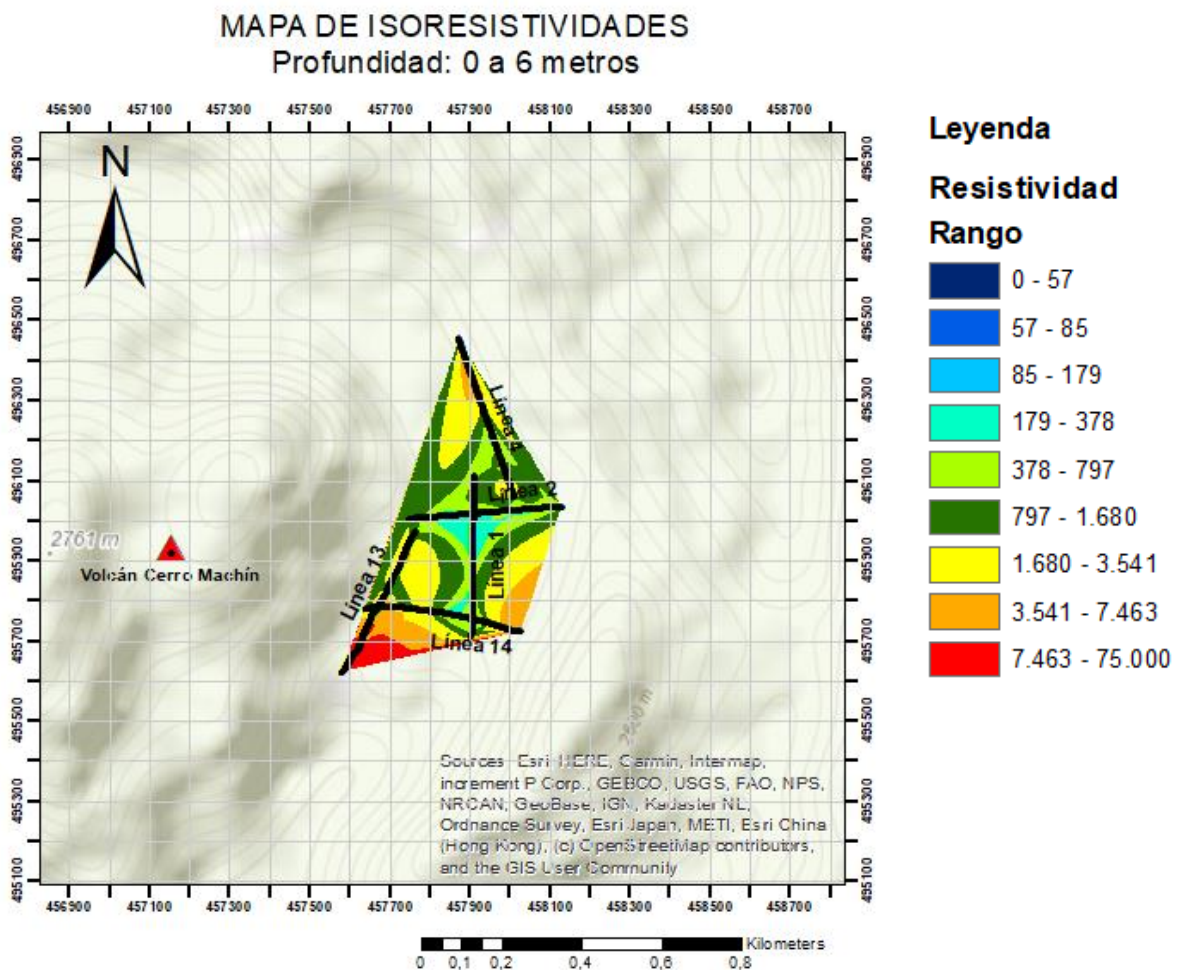
Se realizaron tres mapas con una densidad de puntos en intervalos de 6 a 11 metros. La densidad de estos datos varía teniendo en cuenta que a mayor profundidad menor cantidad de datos nos entrega la TRE. El primer mapa de 0 a 6 metros nos muestra la capa más superficial de la zona este del cráter del VCM. El segundo mapa está dado por el intervalo 18 a 24 metros, siendo la parte intermedia del alcance de las TRE. El último mapa se genera en un intervalo de 55 a 66 metros debido a la baja densidad de puntos y siendo este el paquete más profundo y donde las líneas tienen en común puntos con valores de resistividad.

Estos mapas de realizaron utilizando las líneas 1, 2, 4, 13 y 14. Debido a que fueron las únicas que se cruzan y se encuentran relativamente cerca una a la otra con el fin de generar un grado de certeza al momento de interpolar los datos.

Figura 66.

Mapa de iso-resistividades 0 a 6 metros

Cantidad de datos: 2.352



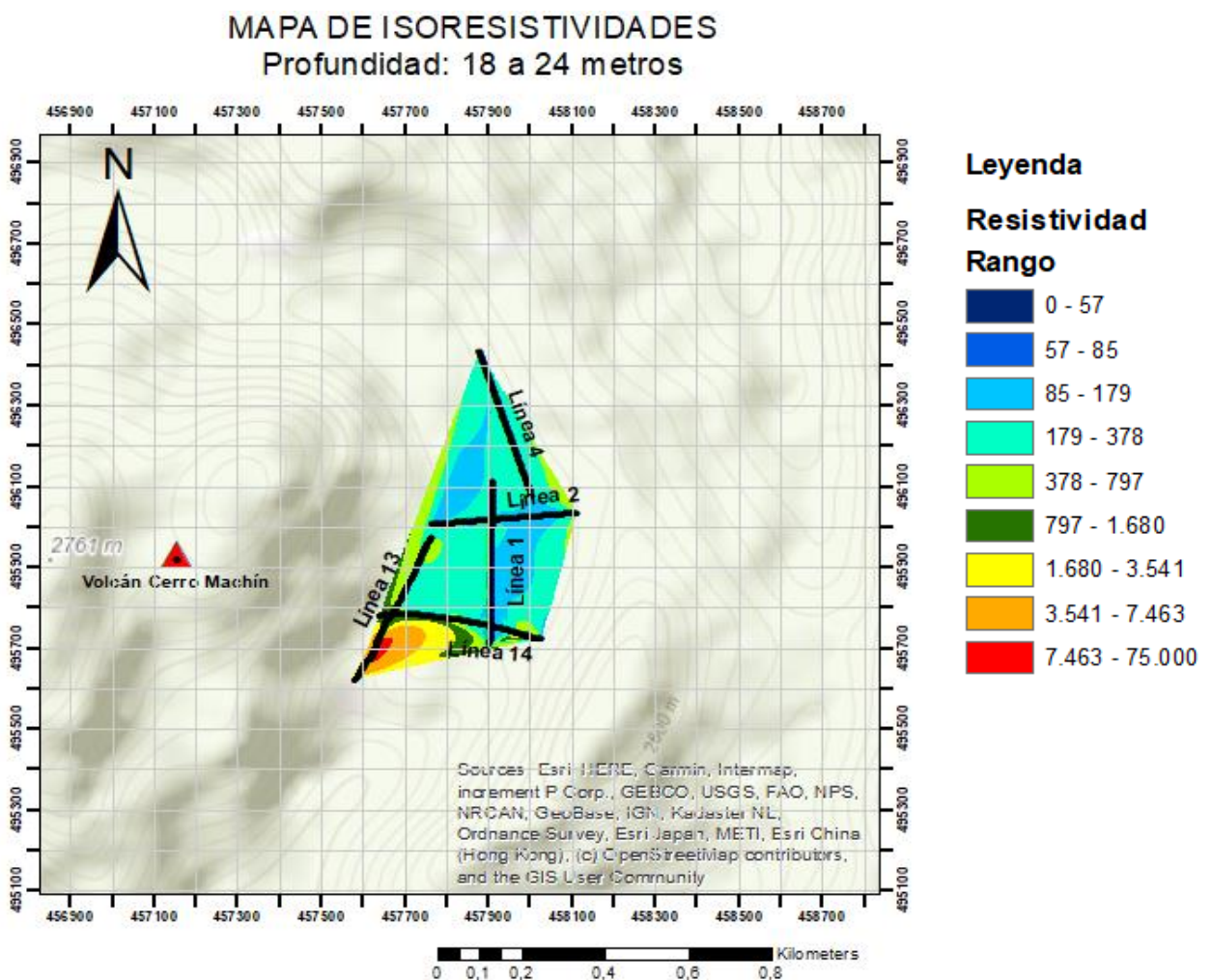
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Para el intervalo de 0 a 6 metros se generó un mapa de iso-resistividades, el cual evidencia, generalmente, las altas resistividades que afloran en la superficie de la zona este del cráter del VCM. Hacia la línea 2 se observa un polígono de color azul, el cual indica agua superficial o rocas con alta saturación. Hacia la parte sur, se observan valores muy altos de resistividad asociados a xenolitos de composición andesítica o rocas con alto grado de meteorización.

Figura 67.

Mapa de iso-resistividades 18 a 24 metros

Cantidad de datos: 1.130



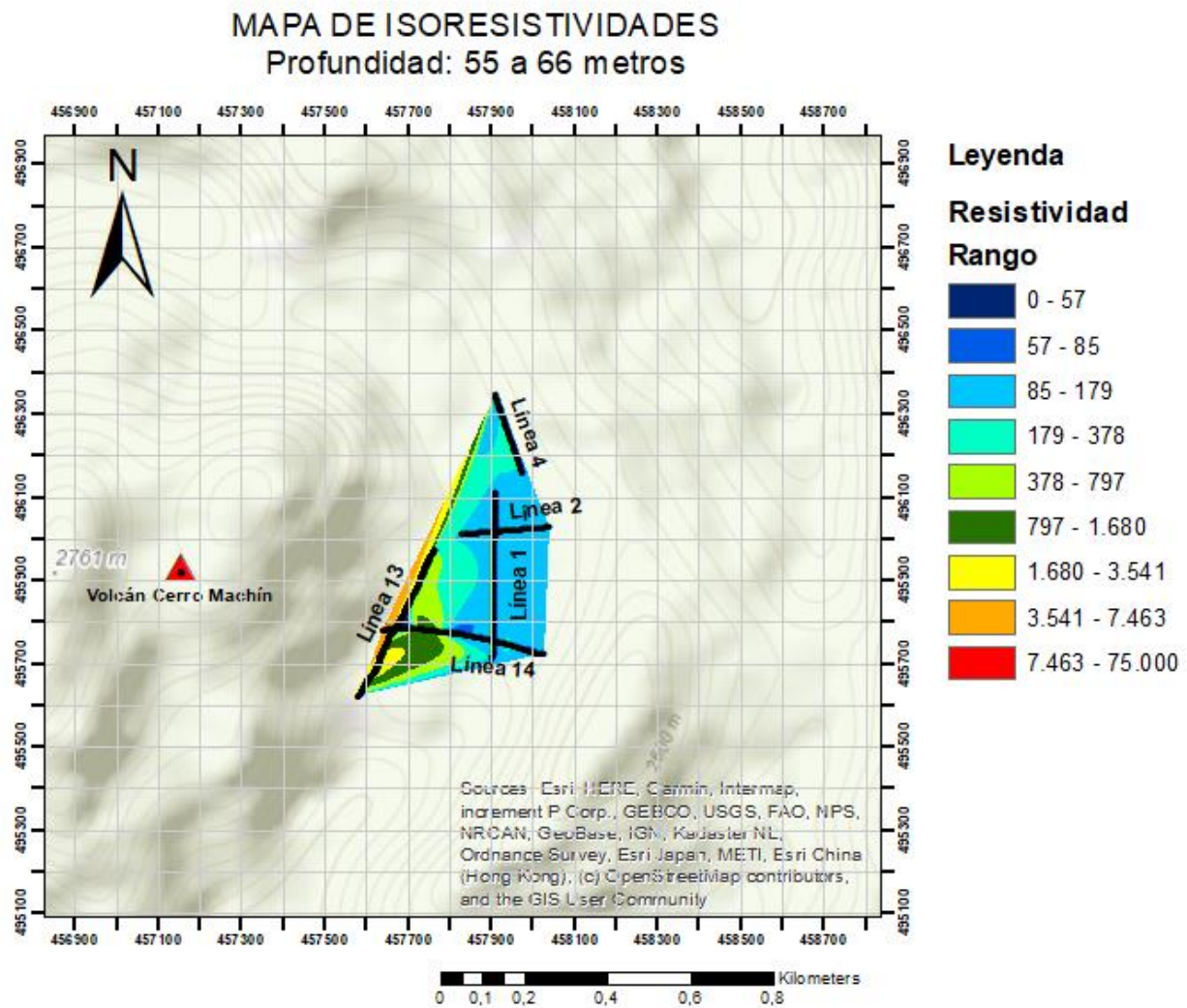
Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Para el intervalo de 18 a 24 metros se evidencian depósitos piroclásticos con alta saturación de agua. Valores bajos de resistividad para las líneas 1, 2 y 4. La dirección del flujo de aguas tiende a ser N-S. Valores altos de resistividad pueden ser valores anómalos de la línea 13.

Figura 68.

Mapa de iso-resistividades 55 a 66 metros

Cantidad de datos: 598



Nota. Gráfica elaborada a partir del trabajo realizado por los autores.

Para el intervalo de 55 a 66 metros se tiene una densidad mucho más baja de puntos, lo que impide un mapa más grande y una interpretación acertada. Sin embargo, se evidencian bajos valores de resistividad que se infieren a depósitos con alto potencial hidrológico.

9. Conclusiones

A través de la toma de datos de TRE y PI se logró determinar diferentes litologías y, a su vez, determinar la dirección del flujo de aguas subterráneas. Para la zona este del cráter NE-SW y para la zona oeste del cráter NW-SE.

La litología que más se presenta en la zona de estudio corresponde a depósitos piroclásticos saturados y no saturados. Seguido por depósitos con alto potencial hidrológico, lavas de composición andesítica – basáltica, rocas con alto grado de meteorización y pequeños reservorios de agua.

Los métodos geoelectricos nos permitieron evidenciar zonas de entrapamiento de depósitos con alto potencial hidrológico asociados a la posible falla de Ibagué, la cual fue interceptada en la línea 6. De este a oeste se observó un flujo de agua subterránea en el intervalo de profundidad de 20 a 40 m, entrapado a 220 m, que provenía, por lo menos, desde el comienzo de la línea. El contraste y abrupto cambio en los valores de la resistividad y el mapa geológico de la zona nos permitió inferir que se trataba de la falla Cajamarca, la cual se ha estado reactivando, generando estos entrapamientos.

Las líneas que se tomaron sobre asentamientos civiles o sobre la carretera (línea 7 a línea 11), presentan los valores superficiales más altos de resistividad, evidenciando zonas con alto grado de meteorización.

La línea 10 nos permite hallar el espesor mínimo de 30 metros del depósito con alto potencial hidrológico que aflora en superficie, en la zona llamada como “la piscina”. Un espacio de gran afluencia turística debido a nacimientos de aguas termales.

Las resistividades que se evidencian en toda la zona de estudio se encuentran entre los 2,62 Ω y los 17656 Ω .

El mapa de iso-resistividades en las profundidades de 0 a 6 metros nos permitió corroborar que los depósitos piroclásticos no saturados se encuentran en superficie aflorando, pero con un pequeño cuerpo saturado (baja resistividad) en dirección NE hacia la línea 1. Así como también rocas con alto grado de meteorización hacia la zona sur.

El mapa de iso-resistividades en las profundidades de 18 a 24 metros nos permitió corroborar la dirección en la que se empiezan a mostrar los fluidos de los depósitos con alto potencial hidrológico. (NE). Así como también la relación: entre mayor profundidad mayor saturación poseen los depósitos piroclásticos, regularmente.

El mapa de iso-resistividades en las profundidades de 55 a 66 metros nos permitió corroborar que hacia la zona con menor elevación en la topografía se evidencian depósitos con alto potencial hidrológico a esta profundidad, mientras que, en las zonas más cercanas al cráter, es decir, con mayor elevación topográfica, se evidencian depósitos consolidados o no saturados de mayor resistividad.

La cargabilidad nos permitió descartar cuerpos arcillosos y ajustar los modelos geológicos relacionándolos con los modelos de resistividad.

10. Recomendaciones

Si se desea corroborar que los depósitos con alto potencial hidrológico están saturados de agua se recomienda combinar estos métodos indirectos con un método directo como un pozo de perforación con dirección a estos cuerpos. Esto también permite asimilar las litologías presentes con las inferidas en el estudio.

Para optimizar los mapas de isoresistividades es necesario realizar las tomografías utilizando una técnica de enmallado. Con el fin de que al momento de hacer la interpolación de los datos a profundidad se tenga más cercanía de un valor a otro, disminuyendo el grado de error y aumentando la confianza del resultado.

Se recomienda extender el tiempo en campo para asegurar una buena medida de las TRE. La toma de datos en campo implica un tiempo mucho mayor al que se tomó en este trabajo. Más aún, si el ingreso a algunas zonas es complejo por cuestiones de permiso o difícil acceso y transporte de los equipos. La calidad del dato de TRE puede variar si las zonas no son adecuadas para la toma.

Se hace necesario corroborar la geología de la zona con muestras de campo y los resultados obtenidos con los métodos geoelectricos. Para la campaña realizada no se hizo este procedimiento, que puede resultar de gran utilidad para las observaciones finales.

Referencias Bibliográficas

Alcaldía de Ibagué. (2009). Plan de contingencia para efectos producidos por el volcán Cerro Machín.

Arango-Galván, C.; Martin-Del Pozzo, A. L.; Flores-Márquez, E. L.; González-Morán, T.; Vidal-Amaro, M.; Ruiz-Aguilar, D. (2020). *Unraveling the complex structure of popocatepetl volcano (Central Mexico): New evidence for collapse features and active faulting inferred from geophysical data.*

Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Hall, M., and Cotton, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: The Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 123- 138. doi: 10.1016/S0012-821X(02)01024-5.

Brothelande E., Finizola A., Peltier A., Delcher E., Komorowski J.-C., Di Gangi F., Borgogno G., Passarella M., Trovatoe C., Legendre Y. (2014). *Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements.* *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 288). Págs. 105-122.

Burger, H. R., Burger, D. C., & Burger, H. R. (1992). *Exploration geophysics of the shallow subsurface* (Vol. 8). New Jersey: Prentice Hall.

Byrdina S., Grandisb H., Sumintadirejac P., Caudron C., Syahbanaf D.K., Naffrechouxg E., Gunawanf H., Suantikaf G., Vandemeulebroucka J. (2018). *Structure of the acid hydrothermal system of Papandayan volcano, Indonesia, investigated by geophysical methods.* *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 77-86.

Compras Estatales (s.f.) *Manual de Instrucciones de Terrameter Ls de ABEM.*

http://www.comprasestatales.gub.uy/Aclaraciones/aclar_llamado_827315_2.pdf

Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J.A., Montes, N., Velandia, F., & Romero, J. (2006).

Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 492-503. Recuperado en 08 de septiembre de

2022, de http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222006000400005&lng=es&tlng=es

Di Giuseppe M.G., Troiano A. (2019). *Monitoring active fumaroles through time-lapse electrical*

resistivity tomograms: an application to the Pisciarelli fumarolic field (Campi Flegrei, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 375, 32-42.

Díaz-Anaya, E. (2010). *Implementación del código Zondres 2D para la modelación directa e*

inversa de datos de tomografía de resistividad eléctrica 2D. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.

Duque, G. (2013). *Desafíos del Complejo Volcánico Ruiz-Tolima.* Paper. Conferencia 5 de mayo

de 2013. Universidad Nacional de Colombia. Manizales. <http://www.bdigital.unal.edu.co/9484/1/gonzaloduqueescobar.201320.pdf>.

Arora, K., Cazenave, A., Engdahl, E. R., Kind, R., Manglik, A., Roy, S., ... & Uyeda, S.

(2011). *Encyclopedia of solid earth geophysics.* Springer Science & Business Media.

Estrada, L. A. (2013). *Prospección geoelectrica para alumnos de geología de la facultad de*

ciencias naturales de la universidad nacional de Tucuman.

[https://catedras.facet.unt.edu.ar/geofisica/wp-](https://catedras.facet.unt.edu.ar/geofisica/wp-content/uploads/sites/4/2014/02/Prospeccion-Geoelectrica-para-Geologos.pdf)

[content/uploads/sites/4/2014/02/Prospeccion-Geoelectrica-para-Geologos.pdf](https://catedras.facet.unt.edu.ar/geofisica/wp-content/uploads/sites/4/2014/02/Prospeccion-Geoelectrica-para-Geologos.pdf)

- Griem-Klee, S. (2016). *Métodos eléctricos: resistividad basándose en la transmisión de corriente directa*. Geovirtual2. <https://www.geovirtual2.cl/EXPLORAC/TEXT/070-electrico-resistividad-corriente-directa-01.htm>
- Henao S., P. A. (2014). *El riesgo: realidad virtual. Deslizamientos activados por amenaza sísmica volcánica del volcán Cerro Machín*. Págs. 152-177.
- Hernández Díaz, M. C. (2019). *Aplicación de métodos geoelectricos para la detección de zonas de filtración en la presa Gonzalo N. Santos, San Luis Potosí* (Master's thesis).
- Inguaggiato, S., Londoño, J., Chacón, Z., Liotta, M., Gil, E., Alzate, D., (2017). The hydrothermal system of Cerro Machín volcano (Colombia): New magmatic signals observed during 2011–2013. *Chemical Geology* Vol 469, pp 60–68.
- Landsat Copernicus. (1970). Distribución de las líneas TRE. [Pantallazo]. Google Earth Pro.
- Londoño John Makario (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 324, 156-168.
- Besutiu, L.; Szakács, A.; Zlagnean, L.; Isac, A., & Romanescu, D. (2021). On the uncertainty of geophysical data interpretation in volcanic áreas through a case study: Ciomadul Volcano. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 319, 106781.
- Himi, M., Estévez, E., Lovera, R., Sendrós, A., Palacios-Díaz, M. P., Tapias, J., ... & Casas, A. (2015). *Ensayo de correlación entre los parámetros geofísicos e hidrológicos de los depósitos volcánicos de la Caldera de Bandama (Gran Canaria)*.
- Molina, C. R. (2022). La gestión del riesgo volcánico en Colombia: una historia eruptiva con importantes lecciones aprendidas. *Revista Fasecolda*, (185), 40-44.

- Moreno Moreno, D. C. (2012). Influencia de la actividad sísmica del Volcán Machín en la generación de deslizamientos. *Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola*.
- Orellana, E., (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua 2ª ed.* Paraninfo Ltd, 578 pp. Madrid.
- Petronis M.S., Awdankiewicz M., Valenta J., Rappich V., Zebrowski J.P., Karim E., (2021). *Eruptive and magma feeding system evolution of Sośnica Hill Volcano (Lower Silesia, SW Poland) revealed from Volcanological, Geophysical, and Rock Magnetic Data*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2021), <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107367>
- Piedrahita, D., Aguilar, C., Arango, E., Murcía, H., Gómez, J., (2018). Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia. *Boletín de Geología*, Vol. 40(3), pp. 29-48.
- Portal A., Fargier Y., Labazuy P., Lénat J.-F., Boivin P., Miallier D. (2019). 3D electrical imaging of the inner structure of a complex lava dome, Puy de Dôme volcano (French Massif Central, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 97-107.
- Revil, A., Ghorbani, A., Gailler, L. S., Gresse, M., Cluzel, N., Panwar, N., & Sharma, R. (2018). Electrical conductivity and induced polarization investigations at Kilauea volcano, Hawai'i. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 368, 31-50.
- Revil, A., Murugesu, M., Prasad, M., & Le Breton, M. (2017). Alteration of volcanic rocks: A new non-intrusive indicator based on induced polarization measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 351-362.
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.

Serrano Ontiveros, J. (2003). *Tema 3: Tomografía Eléctrica* Págs. 14-30.

Servicio Geológico Colombiano. (s.f.). *Metodología para la vigilancia volcánica*.

<https://www2.sgc.gov.co/ProgramasDeInvestigacion/geoamenazas/Paginas/observatorios-vulcanologicos.aspx>

Ahmed, A. S., Revil, A., & Gross, L. (2019). Multiscale induced polarization tomography in hydrogeophysics: A new approach. *Advances in Water Resources*, 134, 103451.

Tchokpon, K. G., Kaki, C., Kourouma, M., & Yalo, N. (2020). Detection of gold-bearing quartz veins in the meta-sedimentary formation in the North-Eastern Guinea using remote sensing and geophysical exploration. *Journal of African Earth Sciences*, 168, 103869.

Telford, W. M., Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.

Hilst, R. V. D., & Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22(5), 451-454.

Velandia Silva, C. A. 2016. Interpretación geográfica del paisaje cultural cafetero de Colombia, PCCC, sujeto al riesgo de amenaza del volcán Cerro Machín. Universidad de Alicante.

Vega Mora L., & Díaz J. F. (2013). *Evaluación integral del riesgo volcánico del Cerro Machín, Colombia*. *Investigaciones geográficas*, (81), 66-78.

Ward, S. H. (1988, March). The resistivity and induced polarization methods. In *1st EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems* (pp. cp-214). European Association of Geoscientists & Engineers.

Anexos

Imágenes procesadas faltantes

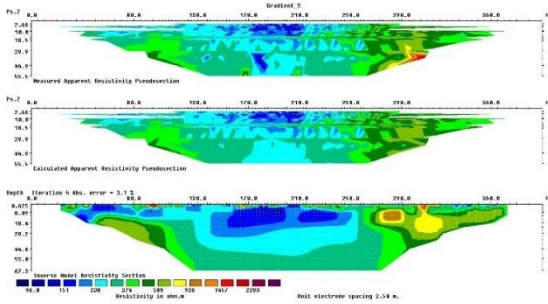


Figura 70. Gradiente 5

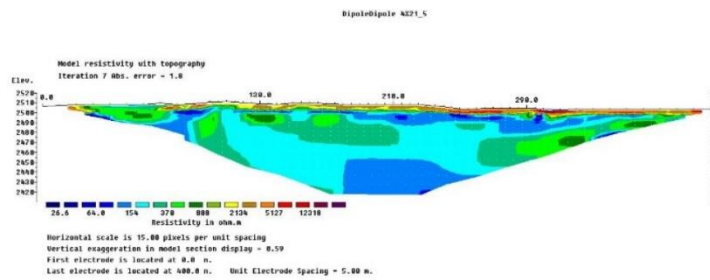


Figura 71. DipoloDipolo4X21-5

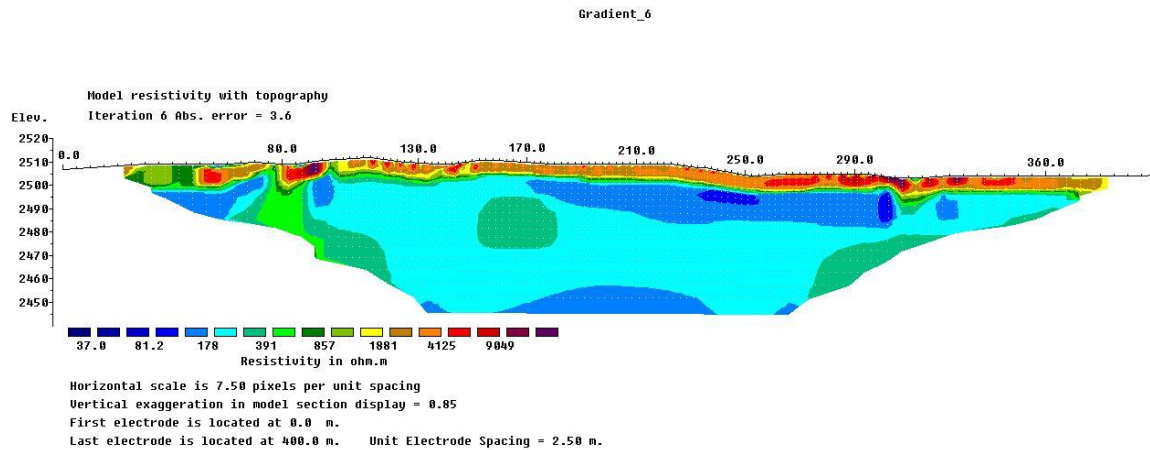


Figura 72. Gradiente 6