



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CIRCULACIÓN DE FLUIDOS GEOTERMALES EN LA ARAUCANÍA: UNA
APROXIMACIÓN DESDE LA GEOFÍSICA SOMERA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA
MARÍA ISABEL CHESTA KNOPEL

PROFESOR GUÍA:
DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:
NICOLÁS PÉREZ ESTAY

COMISIÓN:
LINDA DANIELE

Este trabajo ha sido financiado por:
Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)
Proyecto ANID-FONDAP ACE210005

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: MARÍA ISABEL CHESTA KNOPEL
FECHA: 2023
PROFESOR GUÍA: DIEGO MORATA

CIRCULACIÓN DE FLUIDOS GEOTERMALES EN LA ARAUCANÍA: UNA APROXIMACIÓN DESDE LA GEOFÍSICA SOMERA

En la región de la Araucanía existen varios sistemas geotermales asociados principalmente a la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. En ella se encuentran varias surgencias hidrotermales, las cuales son utilizadas principalmente para fines recreativos a pesar de tener un potencial para geotermia de uso directo. Se han realizado múltiples estudios en la zona, de los cuales se ha desprendido que la circulación de los fluidos geotermales estaría focalizada, principalmente por zonas de alta permeabilidad, como estructuras de carácter regional como el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) y las Fallas Transversales al Arco (ATF), o estructuras secundarias relacionadas a éstas. Por otro lado, también hay zonas donde los fluidos circulan de manera más difusa a través de sedimentos, rocas volcánicas, o entre los contactos de unidades geológicas. El objetivo de esta investigación consiste en determinar el medio por el cual circulan estos fluidos geotermales a una escala local, analizando dos casos de estudio: las termas de Menetué y las termas del sector de Huife.

En este trabajo se usó una metodología multidisciplinaria que incluye perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (ERT), hidrogeoquímica de aguas, las cuales entregan un contexto general de las condiciones subsuperficiales de los fluidos, y un análisis geológico en una campaña de terreno en ambos sectores.

Se realizó un procesamiento de datos y una inversión geofísica para obtener perfiles donde se observa la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. Complementando las observaciones geológicas con los perfiles ERT y con leyes empíricas que relacionan resistividad eléctrica con contenido de agua, se han interpretado los siguientes dominios geoelectrónicos, unidades y estructuras geológicas, a partir de datos bibliográficos y mediciones in situ en terreno: resistividades entre 1.000 a 10.000 Ωm para rocas volcánicas; 4.500 a 10.000 Ωm para rocas intrusivas; 500 a 10.000 Ωm para sedimentos no consolidados; 10 a 800 Ωm para zonas de fractura; 1 a 200 Ωm para sedimentos saturados por agua termal; 1 a 10 Ωm para posibles lentes de arcilla.

En base a lo anterior, la distribución de resistividad eléctrica y la interpretación de ésta sugiere que para ambos sectores los fluidos geotermales circulan en la parte somera principalmente a través de fallas, cuyos rumbos coinciden con el del SFLO.

*Pero ustedes, ¡manténganse firmes
y no bajen la guardia, porque sus
obras serán recompensadas!
(2 Crónicas 15:7)*

Para mi abuela

Agradecimientos

Quisiera partir agradeciendo a mi familia. A mis padres, por su infinito amor, sabiduría, enseñanzas y dar lo mejor de ellos en todo momento por todos nosotros. A Jimena, por enseñarme tanto y escucharme siempre. A mi hermana mayor Adriana, por cuidarme y regalarme en todo momento. A mi hermano Juan José, por ser un compañero de ideas locas y juegos. A mi hermana menor Emilia, por su infinita sabiduría y consejos. Los amo infinito y muchas gracias por todas las anécdotas, recuerdos e historias que tenemos hasta hoy día.

A los equipos de las termas de Huife, Los Pozones y Menetúe por abrirme las puertas y darme la posibilidad de hacer ciencia. Al **Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), proyecto ANID-FONDAP ACE210005**, por haber financiado y hacer este trabajo posible y a su director, mi profesor guía, Diego Morata, por siempre hacerse un tiempo para mí en la Universidad y por esas conversaciones en las que podíamos hablar horas. Lo recordaré con mucho cariño y quiero darle las gracias por entenderme y guiarme en una gran parte de mi etapa universitaria. A mi profesor coguía Nicolás Pérez, por su infinita paciencia (recalco el infinita), sus consejos, correcciones y motivarme para llevar a cabo este proyecto. Muchas gracias por enseñarme tanto. A la profesora Linda Daniele, que desde los tiempos en que tomé hidrogeología con ella siempre mostró una enorme disposición y gran humanidad. Muchas gracias por escucharme y aconsejarme siempre.

A mi amiga Gabriela Barraza, por las infinitas historias memorables y agradezco a toda tu familia por abrirme las puertas de su casa. A Jean Pinaud, con quien nos conocimos desde el primer día en Beauchef, gracias por esas conversaciones que podían durar horas y por todas las risas juntos. A Ignacio Pino, gracias por tu enorme cariño y por darme siempre ánimo. A todos los amigos que hice estudiando la hermosa carrera de geología, a Yocelyn, Carolina, Amanda, José, Agustín, Tomás, Paula, Camila, muchas gracias por tanto. A Juan Francisco, por su enorme cariño y paciencia. Muchas gracias por estar y apoyarme en los peores momentos. Gracias por animarme y recordarme siempre que yo podía. De corazón, muchas gracias.

Finalmente para todos aquellos que hemos padecido alguna enfermedad mental, me gustaría decir que no importa lo triste y difíciles que se vean las cosas, siempre se ve la luz al final del camino. Recuerden que hay gente que los quiere y se preocupa por ustedes. Disfruten de las cosas simples y bellas de la vida. Queda mucha historia por escribir, así que a no agachar la cabeza, a aprender y siempre continuar.

Tabla de Contenido

1. Capítulo 1 Introducción	1
1.1. Formulación del problema	1
1.2. Ubicación y accesos	2
1.3. Objetivos	3
1.4. Hipótesis de trabajo	4
2. Capítulo 2 Marco teórico	5
2.1. Métodos de exploración geofísica	5
2.1.1. Métodos eléctricos	6
2.2. Resistividad eléctrica	7
2.2.1. Conceptos básicos	7
2.2.2. Propiedad eléctrica de rocas y minerales	8
2.3. Tomografía de resistividad eléctrica	9
2.3.1. Potencial de un electrodo	10
2.3.2. Arreglo general de cuatro electrodos	11
2.3.3. Arreglos geométricos	11
2.4. Teoría de inversión	13
2.5. Ley de Archie	14
3. Capítulo 3 Marco geológico	16
3.1. Contexto tectono-magmático	16
3.2. Geología estructural	18
3.3. Rocas y depósitos cuaternarios	20
3.4. Geotermia	22
3.4.1. Dominios geotermiales	22
3.4.2. Caracterización de centros termales	24
4. Capítulo 4 Metodología	27
4.1. Muestreo y análisis de aguas termales	27
4.1.1. Toma de muestras de agua en terreno	27
4.1.2. Métodos analíticos de geoquímica de aguas	28
4.1.3. Balance iónico	28
4.2. Ley de Archie	28

4.3.	Tomografía de resistividad eléctrica	29
4.3.1.	Metodología de terreno	29
4.3.2.	Preproceso de datos	30
4.3.3.	Inversión de resistividad eléctrica	32
5.	Capítulo 5 Resultados	34
5.1.	Hidrogeoquímica de aguas	34
5.2.	Ley de Archie	36
5.3.	Caracterización geofísica de los sitios de estudio	37
5.3.1.	Sector Huife	41
5.3.1.1.	Perfil Huife 01	41
5.3.1.2.	Perfil Huife 02 - Termas Los Pozones	43
5.3.2.	Sector Menetúe	45
6.	Capítulo 6 Análisis y discusión	48
6.1.	Análisis de aguas termales	48
6.2.	Ley de Archie	50
6.3.	Interpretación de resultados geofísicos	51
6.3.1.	Diferencias y similitudes entre los arreglos Dipolo-Dipolo y Schlumberger .	51
6.3.2.	Interpretación litológica de los dominios geoelectricos	52
6.3.3.	Interpretación de perfiles geológicos revelados a través de los ERT	55
7.	Capítulo 7 Conclusiones y recomendaciones	59
	Bibliografía	61
	Anexos	65
A.	Resultados estudios hidrogeoquímicos de agua	65
B.	Tomografía de resistividad eléctrica	67

Índice de Tablas

2.1.	Métodos geofísicos. Tabla generada a partir de trabajo de Kearey, Brooks, y Hill (2002)	5
4.1.	Parámetros utilizados para generación de malla de inversión.	32
4.2.	Parámetros y algoritmo de inversión utilizados para inversión en <i>software ZondRes2D</i> .	33
5.1.	Balance iónico en equivalentes.	34
5.2.	Parámetros fisicoquímicos para aguas muestreadas en sector de Huife y Menetúe. . .	34
5.3.	Resistividad eléctrica en [Ωm] de distintos tipos de agua del sector Huife y Menetúe .	35
5.4.	Valores de elementos mayores y sílice en las muestras en ppm.	35
5.5.	Aplicación de la ley de Archie para valores de resistividad en Ωm , donde Φ es porosidad del medio y c parámetro de la ley de Archie.	37
5.6.	Dominios geoelectricos de resistividad real en perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en sectores Huife y Menetúe.	47
A.1.	Resultados de análisis de cationes mayores, aniones y elementos traza	65
B.1.	Ubicación real y proyectada de electrodos en perfil Huife 01	67
B.2.	Ubicación real y proyectada de electrodos en perfil Huife 02	68
B.3.	Ubicación real y proyectada de electrodos en perfil Menetue01	70

Índice de Ilustraciones

1.1.	Mapa de el sector Menetúe y Huife y los centros termales estudiados. Región de La Araucanía, Chile. Figura obtenida a partir del <i>software QGIS</i>	3
2.1.	Resistencia de un cable conductor ejemplificado en un cilindro de largo L , área transversal A y resistividad ρ . Extraído de Kearey et al. (2002).	8
2.2.	Rangos de resistencias para distintos elementos y rocas. Extraído de Best (2015).	9
2.3.	Configuración electromagnética de un electrodo. a) líneas de campo eléctrico y equipotenciales generadas a partir de un electrodo. b) líneas de campo eléctrico alejándose radialmente del electrodo conductor. c) líneas de campo eléctrico acercándose radialmente al electrodo receptor. Extraído de Lowrie (2007).	10
2.4.	Configuración general para la medición de resistividad para un arreglo con cuatro electrodos. Par de electrodos conductores (A, B). Par de electrodos receptores (C,D). Extraído de Lowrie (2007).	11
2.5.	Arreglo Schlumberger, donde C y D corresponden a receptores y A y B a conductores. Extraído de Lowrie (2007).	12
2.6.	Arreglo Dipolo-Dipolo. Extraído de Lowrie (2007).	12
2.7.	Líneas de flujo de corriente y equipotenciales generadas a partir de una configuración de cuatro electrodos en un medio homogéneo. Extraído de Lowrie (2007).	13
3.1.	Configuración tectónica de los Andes entre los 34° a 54°S. SVZ Zona Volcánica Sur y LOFZ Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. Extraído de Rosenau, Melnick, y Echter (2006).	16
3.2.	Distribución de formaciones y unidades geológicas en Los Andes entre los 38° a 40°S. Extraído de Cembrano y Lara (2009).	17
3.3.	a) Mapa geológico regional de la ZVS. b) Mapa geológico del área Villarrica Mocho-Choshuenco, donde se representa el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y el Sistema de Fallas Transversales al Arco. Extraída de Sánchez, Pérez-Flores, Arancibia, Cembrano, y Reich (2013).	19
3.4.	Perfil esquemático sector Huife-Cordillera Cañi. Generado con <i>software Adobe Illustrator</i> a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008). La ubicación de este perfil se observa en la Figura 3.5.	20
3.5.	Mapa geológico sector Araucanía Lacustre. Realizado con <i>software QGIS</i> a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008).	22

3.6.	Modelo conceptual de la circulación de fluidos para el sistema geotermal del volcán Villarrica. Las líneas de flujo azul corresponden a aguas meteóricas, mientras que las líneas de color rojo corresponden a aguas termales. Extraído de Held et al. (2018).	24
3.7.	Mapa geológico sector Huife, Araucanía Lacustre. Realizado con <i>software QGIS</i> a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008).	25
3.8.	Mapa geológico sector Menetúe, Araucanía Lacustre. Realizado con <i>software QGIS</i> a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008).	26
4.1.	Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Huife. Creado a partir de <i>software QGIS</i>	29
4.2.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Menetúe. Creado a partir de <i>software QGIS</i>	30
4.3.	Cálculo del valor de la resistividad aparente. C1 y C2 representan a los transmisores de corriente. P1 y P2 representan a los receptores de corriente. a) Representación de caso ideal donde electrodos están alineados de manera equidistante. b) Representación de caso real donde los electrodos no están alineados de manera equidistante. c) Proyección de curva representativa, donde los puntos azules indican la ubicación real de los electrodos y los puntos rojos la proyección de éstos. Extraído de Figueroa et al. (2021)	31
5.1.	Diagrama Piper de clasificación de aguas para muestras de aguas termales tomadas en sectores Huife y Menetúe.	36
5.2.	Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Huife. Creado a partir de <i>software QGIS</i>	37
5.3.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Huife. a) Arreglo Dipolo-Dipolo. b) Arreglo Schlumberger. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	38
5.4.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en termas Los Pozones, sector de Huife. a) Arreglo Dipolo-Dipolo. b) Arreglo Schlumberger. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	39
5.5.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Menetúe. Creado a partir de <i>software QGIS</i>	40
5.6.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Menetúe. a) Arreglo Dipolo-Dipolo. b) Arreglo Schlumberger. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	41
5.7.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 01, arreglo Dipolo-Dipolo en sector de Huife. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	42
5.8.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 01, arreglo Schlumberger en sector de Huife. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	43
5.9.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 02 - Termas Los Pozones, arreglo Dipolo-Dipolo en sector de Huife. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	44
5.10.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 02 - Termas Los Pozones, arreglo Schlumberger en sector de Huife. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	45
5.11.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Menetúe 01, arreglo Dipolo-Dipolo en sector de Menetúe. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	46

5.12.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Menetúe 01, arreglo Schlumberger en sector de Menetúe. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	47
6.1.	Diagrama ternario de aniones mayores (meq/L) (Giggenbach, 1998). Elaborado a partir de <i>The Geochemist's Workbench</i> y modificado en <i>Adobe Illustrator</i>	48
6.2.	Rangos mínimos, máximos y promedio de resistividades eléctricas para distintos tipos de agua. Extraído de Pérez-Estay et al. (2022), para el sector de Liquiñe, cercano al área de estudio.	50
6.3.	Interpretación hidrogeológica de dominios geoelectricos. Datos tomados de trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) y propios. Creado a partir de <i>software Illustrator</i>	53
6.4.	Interpretación geológica de dominios geoelectricos. Datos tomados de trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) y propios. Creado a partir de <i>software Illustrator</i>	54
6.5.	Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 01 y Huife 02 - Termas Los Pozones a escala correspondiente. Creado a partir de <i>software ZondRes2D</i>	55
6.6.	Interpretación geológica sector Huife a partir de perfiles ERT. Realizado con <i>Adobe Illustrator</i>	56
6.7.	Interpretación de falla/zona de falla en el sector Huife a partir de perfiles ERT. Realizado con <i>Adobe Illustrator</i>	57
6.8.	Interpretación geológica sector Menetúe a partir de los perfiles ERT. Realizado con <i>Adobe Illustrator</i>	58

Capítulo 1 Introducción

Los sistemas geotermales se encuentran distribuidos en distintas zonas del mundo, y consisten en todas las partes relacionadas a un sistema hidrogeológico, incluyendo zonas de recarga, zonas someras y salida del sistema (Saemundsson et al., 2009). Dependiendo de sus características y condiciones de temperatura, los recursos geotermales pueden ser aprovechados para generación de electricidad, para uso directo en climatización de espacios y procesos industriales.

Por la relevancia, disponibilidad y accesibilidad de estos sistemas se han realizado diferentes estudios en varios sectores alrededor del mundo para identificar la circulación del agua en los primeros cientos de metros. Usualmente se realizan levantamientos geológicos, estudios geofísicos, estudios geoquímicos e hidrogeológicos, entre otros. Así es posible determinar litologías y/o estructuras favorables para la localización y posibles vías de circulación del agua termal. Por otra parte con análisis geoquímicos se puede discernir condiciones a las que fue expuesta el agua, o analizar la relación agua/roca en estas zonas someras.

Esta memoria de título se enmarca en una serie de estudios que se llevan a cabo en los sistemas geotermales asociados a la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín, caracterizada por la influencia de las cámaras magmáticas de los centros eruptivos activos en conjunto a la presencia de sistemas de fallas a nivel regional. El presente estudio se basa en el establecimiento de la naturaleza de la circulación del agua a una escala local, específicamente para los sistemas geotermales en los sectores de Huife y Menetúe mediante un levantamiento geológico, estudios geofísicos y análisis de geoquímica de aguas en las áreas termales. En base a esto se discierne respecto a un control litológico y/o estructural de la circulación de agua en la parte somera de sistemas geotermales, siendo esto último relevante para el desarrollo de geotermia de uso directo en la zona.

1.1. Formulación del problema

El sector de La Araucanía Lacustre se distingue porque alberga centros eruptivos que se encuentran entre los más activos de Sudamérica (Gurioli et al., 2008). La posición y actividad volcánica del sector es controlada por estructuras regionales de la zona, principalmente el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y las Fallas Transversales al Arco (Cembrano y Lara, 2009; Sielfeld et al., 2019; Pérez-Flores et al., 2016). Tanto el vulcanismo como las estructuras tendrían influencia en los sistemas geotermales y en la circulación de los fluidos que los conforman (Held et al., 2018; Daniele et al., 2020).

Producto de la actividad geotermal existen más de 20 centros termales en la zona, los cuales utilizan el agua termal para fines recreativos. En la zona se han realizado estudios geofísicos, estructurales y geoquímicos a una escala regional y, si bien en estos centros termales se ha analizado el agua termal proveniente de su fuente, no se ha especificado cómo ocurre la circulación de fluidos en la parte más somera de esta zona. Es importante tener claridad frente a la afirmación anterior, ya que es necesario un mayor conocimiento y la distribución del agua termal en el subsuelo para aprovechar este recurso de la manera más eficiente posible a una escala local.

Basándose en el trabajo de Moeck (2014) los sistemas geotermales se clasifican a partir de controles geológicos, mayormente si la transmisión de calor se debe a un proceso convectivo o conductivo. Para esta tesis, los sistemas convectivos son los más relevantes. En estos, los fluidos ascienden y transportan el calor hacia la superficie. Las zonas donde esto ocurre suelen ser donde hay una tectónica activa y de extensión y/o vulcanismo activo.

Por el contexto de la zona de estudio se podrían encontrar sistemas controlados por un vulcanismo activo, donde los fluidos procedentes de una cámara magmática estarían controlando la química de los flujos geotermales. Sin embargo, por el contexto tectónico y estructural a nivel regional, también es esperable que estos sistemas geotermales estén controlados por estructuras, donde la alta permeabilidad de los medios fracturados relacionados con fallas canaliza de fluidos.

En relación con esto, a partir principalmente de un análisis geofísico complementado con un análisis geoquímico de aguas, podría determinarse el medio por el cuál circula el agua geotermal y el rol que cumple el vulcanismo, la roca caja y las estructuras en los sistemas geotermales a una escala local y restringida a los primeros cientos de metros de profundidad. De esta forma este estudio proporciona datos científicos para una posible evaluación de los recursos geotérmicos en los sectores de Huife y Menetúe, contribuyendo al conocimiento de la geotermia somera, sus aplicaciones y ventajas ante la emergencia climática en la que el planeta se encuentra inmerso.

1.2. Ubicación y accesos

La zona de estudio se encuentra en la Araucanía Lacustre, abarcando los sectores de Pucón y Curarrehue, comuna de Pucón, en la IX Región de la Araucanía, Chile. El área se sitúa entre las latitudes 39°12' a 39°21'S y longitudes 71°46' a los 71°36'W, al este de la ciudad de Pucón.

Los puntos a estudiar corresponden a tres centros termales, los cuales son Huife, Los Pozones y Menetúe, que se encuentran señalados en la Figura 1.1. No existe un único camino que logre abarcar la zona en su totalidad y para acceder a los centros termales se requiere seguir diferentes rutas accediendo desde la ciudad de Pucón. Para acceder al sector Huife se ocupa la ruta internacional 199 y S-905 en dirección a Caburgua por 20 minutos, para tomar un posterior desvío de 25 minutos

por la ruta S-907 en dirección a Huife. Para acceder al sector Menetú se utiliza la ruta internacional 199 con dirección a Curarrehue por 30 minutos para un posterior desvío de 15 minutos por las rutas S-923 y S-937. Cabe mencionar que como la zona de estudio corresponde a centros termales que reciben visitas usualmente, es que existe un mínimo de accesibilidad a los sectores.

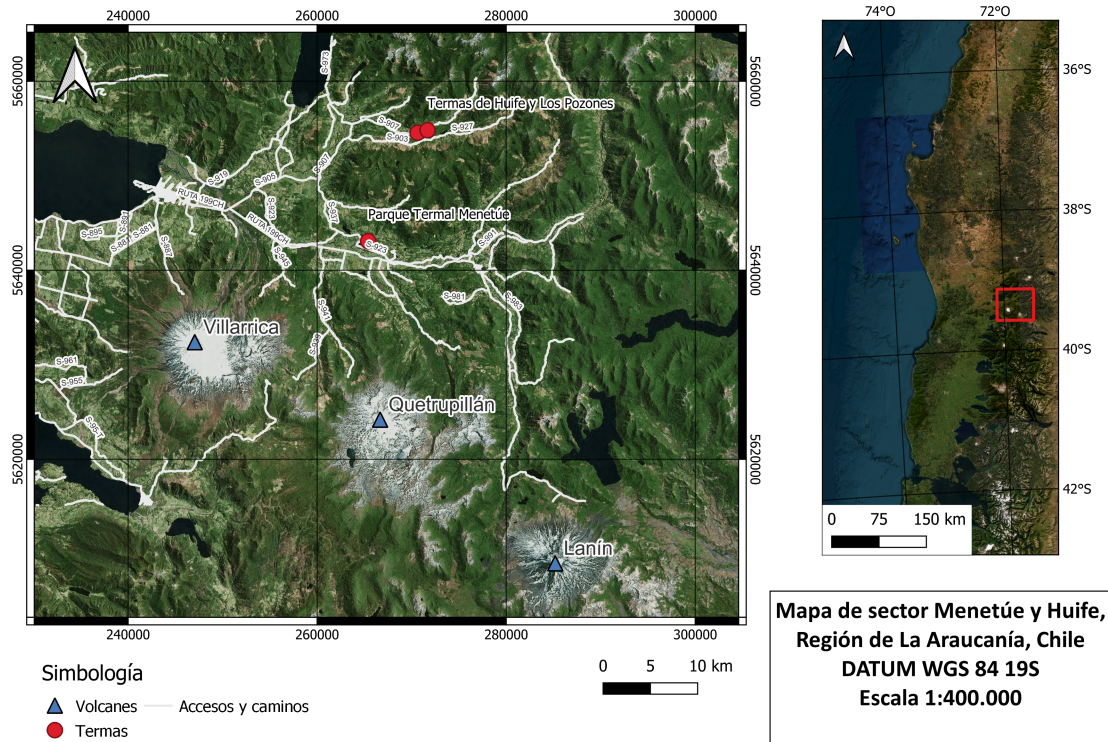


Figura 1.1: Mapa de el sector Menetú y Huife y los centros termales estudiados. Región de La Araucanía, Chile. Figura obtenida a partir del *software QGIS*.

1.3. Objetivos

El objetivo general de este estudio es determinar la anatomía del medio por el cual circulan los fluidos geotermales del subsuelo en los sectores de Huife y Menetú, en la región de La Araucanía, Chile, a una escala local y restringida a una profundidad hasta 200 metros.

Los objetivos específicos son:

1. Medir la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo.
2. Determinar la ubicación y extensión de cuerpos conductores y resistivos.
3. Elaborar un criterio de identificación de unidades y estructuras geológicas en base a su caracterización geoelectrica.
4. Obtener un modelo para el medio de circulación de la zona somera de los sistemas geotermales estudiados.

1.4. Hipótesis de trabajo

A partir de distintos estudios en la zona (Sánchez, 2010; Held et al., 2018), en el sector de La Araucanía Lacustre existen dos procesos que controlan el transporte de los fluidos geotermales, los cuales corresponden a un control litológico y/o a un control estructural. El primero, está relacionado con la circulación de fluidos dada la permeabilidad o contacto entre dos unidades geológicas, mientras que el segundo está dado por estructuras de primer y segundo orden relacionadas al Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) y a las Fallas Transversales al Arco (ATF, por sus siglas en inglés, Andean Transverse Faults).

Se han realizado estudios similares a los propuestos en este trabajo, pero en áreas termales en los sitios Hipólito Muñoz y Fucha en el sector de Liquiñe, cercano a la zona de estudio. Pérez-Estay et al. (2022) combina métodos geoelectrónicos y sísmicos para observar la distribución del agua termal en los primeros metros. A partir de dominios geoelectrónicos, análisis hidrogeoquímicos y aplicaciones de leyes empíricas, determina distintos dominios geoelectrónicos, los cuales asocia a unidades geológicas y distintos tipos de agua. Finalmente se sugiere que el agua termal en ambos sitios circula por zonas fracturadas verticales en la roca caja y por cuerpos subhorizontales compuestos por sedimentos, además de que hay un proceso de mezcla de aguas meteóricas.

La hipótesis postulada para este trabajo es que a partir de estudios geofísicos utilizados a escala local, se puede determinar que las zonas someras de los sistemas geotermales estudiados integran capas impermeables y permeables, donde éstas últimas coinciden con zonas permeables asociadas a estructuras y litologías favorables a la circulación de aguas.

Capítulo 2 Marco teórico

2.1. Métodos de exploración geofísica

La geofísica es una ciencia que aplica la física para estudiar la Tierra mediante investigaciones que usualmente implican obtener datos en la superficie para observar la Tierra en profundidad. Las mediciones están influenciadas por la distribución de las propiedades físicas de la Tierra, las cuales pueden variar vertical o lateralmente (Kearey et al., 2002). Al analizar estas mediciones, se puede obtener la distribución espacial y/o temporal de las propiedades físicas en el suelo y por consiguiente, interpretar la geología en profundidad.

Existen variados métodos geofísicos (Tabla 2.1), teniendo una división entre los que utilizan las propiedades/campos naturales de la Tierra, o métodos pasivos; y los que requieren propiedades/-campos inducidos directamente al subsuelo, o métodos activos (Kearey et al., 2002).

Tabla 2.1: Métodos geofísicos. Tabla generada a partir de trabajo de Kearey et al. (2002)

Método	Parámetro medido	Propiedad física	
Sísmico	Tiempo en el que una onda sísmica se refleja/refracta	Velocidad de propagación de ondas sísmicas que se relacionan con densidad y módulos elásticos	
Gravitacional	Variaciones espaciales en el campo gravitacional de la Tierra	Densidad	
Magnético	Variaciones espaciales en el campo magnético	Susceptibilidad magnética y remanencia	
Eléctrico	Corriente continua	Resistencia eléctrica del suelo	Resistividad eléctrica
	Polarización inducida	Cargabilidad eléctrica del subsuelo	Capacidad eléctrica
	Potencial espontáneo	Potenciales eléctricos	Campo eléctrico de la Tierra
	Magnetotelúrica	Respuesta a la radiación electromagnética	Resistividad eléctrica e inductancia
	Radar	Tiempo en el que los pulsos del radar se reflejan	Constante dieléctrica

Los primeros utilizan los campos gravitacional, magnético, electromagnético y eléctrico de la Tierra, con el fin de encontrar anomalías que pueden ser originadas por distintos factores geológicos (Kearey et al., 2002). Por otra parte, los métodos activos involucran la generación de una señal, ya sea un campo eléctrico o electromagnético, ondas sísmicas, entre otros, para medir como responde el medio o subsuelo. Realizando una comparación entre ambos métodos, los métodos *naturales* pueden llegar a entregar información de la Tierra a unas profundidades mucho mayores que los

métodos inducidos. Sin embargo, éstos últimos son capaces de producir una imagen mucho más detalla y de mejor resolución de la geología de un sector (Kearey et al., 2002).

En una campaña de exploración geofísica tiende a aplicarse más de un método, para complementar resultados y reducir incertidumbres en la interpretación. Además, es recomendable complementar métodos porque cada uno tiende a ser idóneo para una aplicación distinta. Por ejemplo, el método sísmico estaba enfocado en la búsqueda de hidrocarburos y petróleo, pero actualmente se utiliza para estudiar la geología somera en una alta resolución. Por otra parte, los métodos gravitacionales se utilizan para el estudio de estructuras geológicas a gran escala, mientras que los métodos magnéticos son utilizados mayormente en la búsqueda de yacimientos minerales (Kearey et al., 2002).

A partir de la Tabla 2.1, se puede extraer que existen variados métodos eléctricos, los cuales utilizan distintos principios teóricos y además tienen como objetivo diversas aplicaciones. A continuación se exponen los métodos eléctricos más relevantes y su utilidad en la exploración.

2.1.1. Métodos eléctricos

Existen variados métodos eléctricos; unos utilizan campos físicos de la Tierra, mientras que otros necesitan que se introduzca una corriente artificial al subsuelo (Kearey et al., 2002). El fin de estos métodos es utilizar la corriente continua o alterna para obtener información de las propiedades eléctricas del subsuelo (Kearey et al., 2002).

El método de polarización inducida utiliza la capacitancia eléctrica para determinar la ubicación de zonas con minerales conductores en el subsuelo (Kearey et al., 2002). Se utiliza en la búsqueda de metales base y en depósitos de baja ley, como por ejemplo los sulfuros (Langore et al. 1989, en Kearey et al., 2002). Los sulfuros no tienden a ser conductores y por lo tanto no se detectan fácilmente con otros métodos, como por ejemplo electromagnéticos; por esto se considera al método de polarización inducida uno de los más efectivos que se puede usar en la detección de metales (Kearey et al., 2002).

El método del potencial espontáneo usa las corrientes propias del suelo, las cuales son generadas por procesos electroquímicos, para así ubicar cuerpos a partir de anomalías geofísicas con respecto a la conductividad eléctrica (Kearey et al., 2002). Sin embargo, este método tiene poca relevancia para la exploración, puesto que la interpretación es compleja y además la máxima profundidad que alcanza es alrededor de 30 metros; empero, la ventaja que tiene es que es un método rápido y de bajo costo que requiere de un equipamiento simple. Puede llegar a ser útil para un reconocimiento rápido de metales base del subsuelo cuando se utiliza en conjunto de métodos magnéticos, electromagnéticos y técnicas geoquímicas (Kearey et al., 2002).

Los métodos electromagnéticos utilizan la respuesta del suelo a la propagación de distintos

campos electromagnéticos, los cuales pueden ser naturales o causados artificialmente. Cuando las señales son naturales, el método es llamado magnetotélúrica (MT), donde se miden campos eléctricos y magnéticos en distintos rangos de frecuencia y pueden llegar a grandes profundidades (0.5 hasta 100 km). Cuando las fuentes son activas, el método corresponde al transiente electromagnético (TEM), donde se induce un campo electromagnético a partir de una fuente artificial por la cual circula corriente eléctrica (Kearey et al., 2002). Este método se aplica principalmente para la exploración de depósitos minerales y geotermales, ya que existe un gran contraste entre la mineralización y roca caja del yacimiento, y entre las zonas de agua caliente y la roca caja; también a una escala menor de trabajo se utiliza para exploraciones geotécnicas y arqueológicas (Kearey et al., 2002).

El método de corriente continua se aplica en los estudios de discontinuidades horizontales y verticales detectadas a partir de las propiedades eléctricas del subsuelo (Kearey et al., 2002). Este método es ampliamente utilizado para investigaciones en el subsuelo poco profundo, como en la exploración de aguas subterráneas. En roca se emplea para identificar zonas meteorizadas, espe-sores, topografía del sustrato rocoso, zonas fracturadas que se encuentran saturadas y extensiones laterales, verticales y la orientación de estructuras (Chandra, 2016).

En secciones posteriores se profundizará con respecto a este último método en lo que concierne a las teorías de conductividad eléctrica, que fue elegido debido a la disponibilidad de espacio en la zona de estudio, las profundidades objetivo a estudiar, y la resolución a priori del sistema que se espera tenga geometrías de orden métrico a decamétrico. Además, en la siguiente sección se explicará la configuración y aplicación de la tomografía de resistividad eléctrica (resultado del método de corriente continua) y el proceso de inversión geofísica para la obtención de un modelo, del cual se pueda realizar una interpretación geológica que les dé una explicación coherente a los datos obtenidos.

2.2. Resistividad eléctrica

2.2.1. Conceptos básicos

La resistividad eléctrica (ρ) es una propiedad intrínseca de los materiales, la cual corresponde a la oposición por parte de un material de un tamaño determinado al flujo de la corriente eléctrica. La resistividad eléctrica se determina inyectado corriente a un material y midiendo la diferencia de voltaje en una cierta longitud. A su vez, el flujo de corriente eléctrica J se relaciona con el campo eléctrico E , mediante la ley de Ohm:

$$J = \sigma E = \frac{1}{\rho} E \quad (2.1)$$

donde $\sigma = \frac{1}{\rho}$ corresponde a la conductividad eléctrica.

Se considera la resistencia de un cable conductor mediante el siguiente ejemplo. Se tiene un

cilindro de largo L , área transversal A y resistividad ρ , el cual se conecta a una batería que genera una diferencia de potencial ΔV (Figura 2.1); así se produce un campo eléctrico E , el cual es igual al voltaje dividido la longitud del cable $E = V/L$, mientras que el flujo de corriente eléctrica J queda determinado como la corriente dividida en el área de la sección transversal $J = I/A$. Se deduce que el voltaje es proporcional a la corriente:

$$V = \left(\rho \frac{L}{A}\right)I \quad (2.2)$$

Entonces, a partir de la ley de Ohm, la relación entre el voltaje y la corriente se define como la resistencia R :

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.3)$$

La resistencia de un segmento cilíndrico es igual a la resistividad del material por la longitud dividida en el área transversal:

$$R = \frac{V}{I} = \rho \frac{L}{A} \quad (2.4)$$

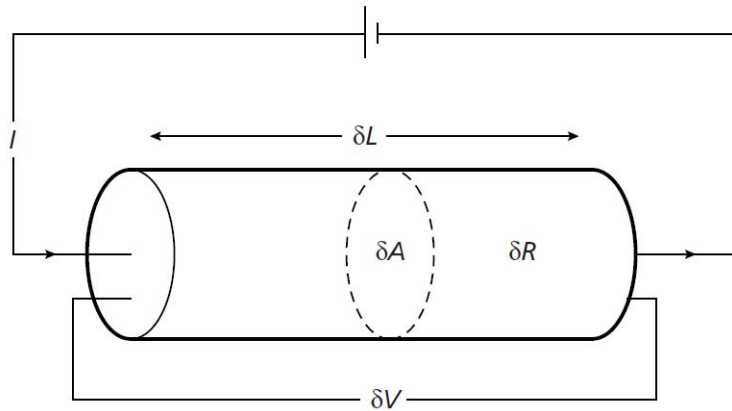


Figura 2.1: Resistencia de un cable conductor ejemplificado en un cilindro de largo L , área transversal A y resistividad ρ . Extraído de Kearey et al. (2002).

2.2.2. Propiedad eléctrica de rocas y minerales

Un conductor está definido como un material con una resistividad menor a 10^{-5} [Ωm], mientras que un material aislante corresponde a uno con una resistividad mayor a 10^7 [Ωm]; entre ambos límites se encuentran los materiales semiconductores (Telford et al., 1990).

Las propiedades eléctricas de un material se caracterizan por su resistividad, su conductividad eléctrica y por una constante dieléctrica. Con respecto a la resistividad eléctrica de los minerales, ésta depende del enlace químico. Los minerales dieléctricos, tales como el cuarzo, los feldespatos y las micas, suelen tener un enlace covalente y una resistividad eléctrica muy alta ($10^{12} - 10^{15}$ [Ωm]). Los minerales semiconductores, correspondientes a los carbonatos, sulfatos, entre otros, tienen enlaces iónicos y bajas resistividades. Los minerales metálicos, tales como metales nativos y algunos

óxidos, son conductores eléctricos (Zond geophysical software, 2001).

La corriente eléctrica puede circular por el medio, tal como rocas o sedimentos, o puede circular por el agua, ya que ambos pueden actuar como conductores eléctricos. Ante esto, la resistividad eléctrica en rocas saturadas generalmente es independiente de la composición mineral, puesto que depende de parámetros como la porosidad, saturación y salinidad del agua, temperatura, presión, contenido de vapor en el agua, interacción agua/roca y grado de alteración (Páll Hersir y Árnason, 2017). En medios saturados, los factores más importantes son la porosidad, temperatura, salinidad e interacción agua roca.

Para rocas ígneas y metamórficas se estima una resistividad entre 500 - 10.000 [Ωm], mientras que, para rocas sedimentarias, el rango de resistividad se encuentra entre los 100 a 1.000 [Ωm]. Para los sedimentos no consolidados, la resistividad depende de factores como el tamaño de partícula y el contenido de arcilla (Zond geophysical software, 2001). Se puede observar en la Figura 2.2 los distintos rangos de resistividad eléctrica de acuerdo a distintas litologías.

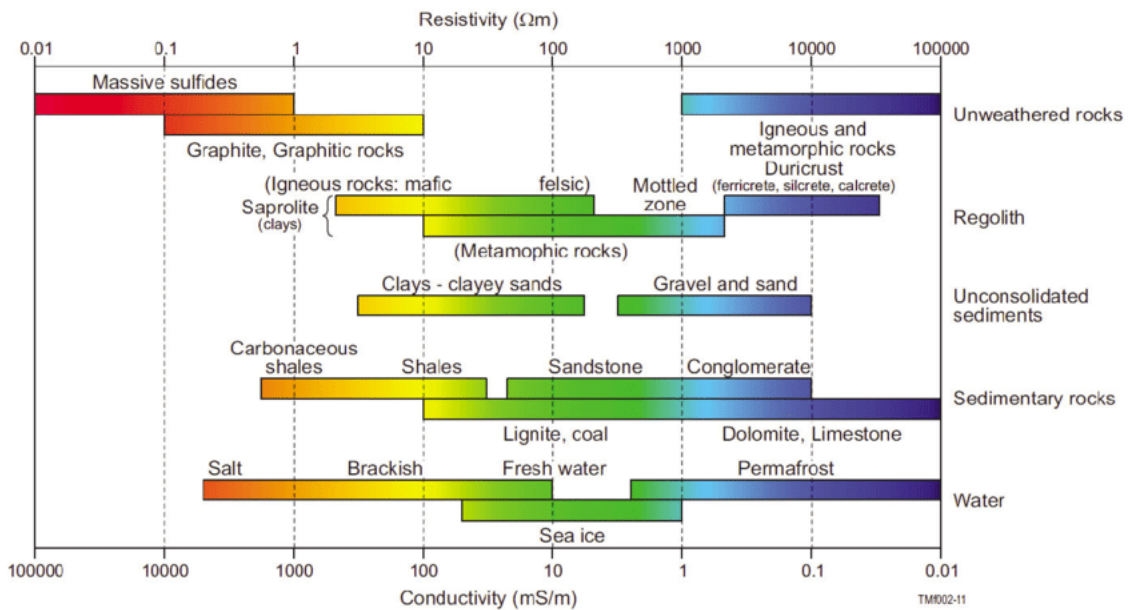


Figura 2.2: Rangos de resistencias para distintos elementos y rocas. Extraído de Best (2015).

2.3. Tomografía de resistividad eléctrica

Como fue mencionado anteriormente, la tomografía de resistividad eléctrica (*Electrical Resistivity Tomography*, ERT), corresponde al resultado del método de corriente continua. Un ERT es una imagen de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo, de la cual se puede obtener información estructural o estratigráfica (Kana et al., 2015). La configuración del método de corriente continua se basa en dos pares de electrodos, un primer par que inyecta corriente eléctrica al suelo a partir de conductores, y otro par que mide la diferencia de potencial a partir de receptores (Kana et

al., 2015).

2.3.1. Potencial de un electrodo

Se considera un flujo de corriente I ingresando a un electrodo (Figura 2.3). Seguidamente se tiene la dispersión de esta corriente desde el punto de contacto con la superficie hacia el exterior. Por lo tanto, se generan líneas de campo eléctrico, las cuales son paralelas al flujo de corriente y perpendiculares a las superficies equipotenciales (Lowrie, 2007). Éstas últimas tienen forma semi esférica, esto ya que se considera un semi espacio, donde la corriente puede circular por el suelo, y no por el aire que es un aislante eléctrico (resistividad eléctrica muy alta). En esta configuración el área superficial por donde pasa el flujo de corriente corresponde a $2\pi r^2$, por lo que el campo eléctrico queda expresado como:

$$E = \rho J = \rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.5)$$

A partir de la ecuación 2.1, es que para la configuración de un electrodo se obtiene la ecuación correspondiente a la diferencia de potencial, siendo r la distancia al electrodo:

$$V = \rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.6)$$

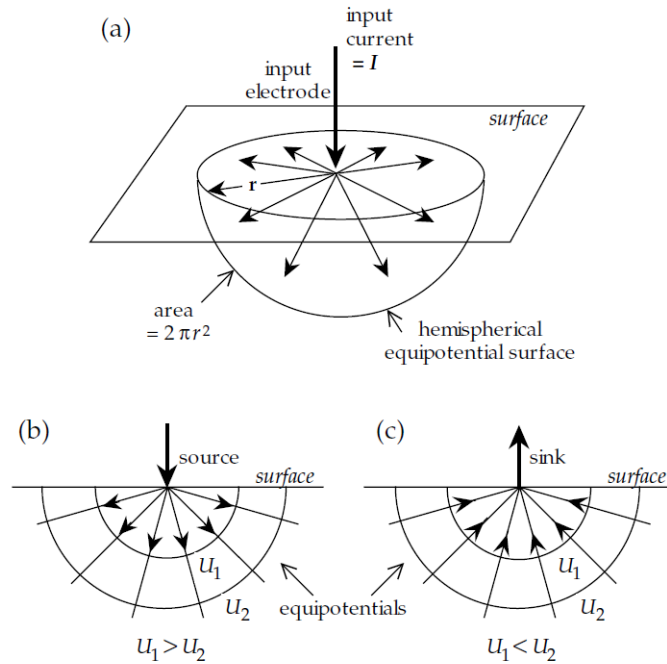


Figura 2.3: Configuración electromagnética de un electrodo. a) líneas de campo eléctrico y equipotenciales generadas a partir de un electrodo. b) líneas de campo eléctrico alejándose radialmente del electrodo conductor. c) líneas de campo eléctrico acercándose radialmente al electrodo receptor. Extraído de Lowrie (2007).

A partir de la Figura 2.3 se puede extraer que si un electrodo actúa como inyector de corriente,

las líneas de flujo del campo eléctrico se alejaran radialmente de éste; en cambio, si el electrodo hace circular la corriente hacia afuera, vale decir que es un receptor, las líneas de flujo del campo eléctrico se acercarán radialmente hacia éste (Lowrie, 2007).

2.3.2. Arreglo general de cuatro electrodos

Se considera un arreglo con cuatro electrodos, dos inyectores y dos receptores (Figura 2.4), donde el electrodo A actúa como inyector y el electrodo B como receptor. Si se mide la diferencia de potencial (ΔV) entre los electrodos C y D, se tiene que tener en consideración el campo eléctrico generado entre los electrodos A y B, donde los potenciales serán $\rho I/2\pi r_{AC}$ y $-\rho I/2\pi r_{CB}$ respectivamente.

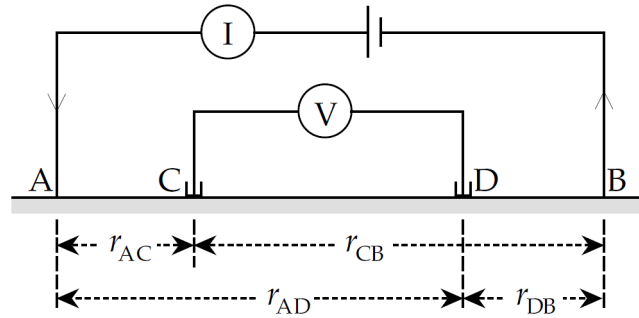


Figura 2.4: Configuración general para la medición de resistividad para un arreglo con cuatro electrodos. Par de electrodos conductores (A, B). Par de electrodos receptores (C,D). Extraído de Lowrie (2007).

Por lo tanto, la ecuación para el cálculo de resistividad a partir de una configuración de cuatro electrodos está dada por:

$$\rho = \frac{V 2\pi}{IG} \quad (2.7)$$

donde G corresponde al factor geométrico, el cual está dado por:

$$G = \left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right) \quad (2.8)$$

2.3.3. Arreglos geométricos

La ecuación 2.7 es utilizada en la mayoría de arreglos geométricos existentes para las configuraciones de electrodos conductores y receptores. Existen variadas configuraciones geométricas para los arreglos de electrodos, y los utilizados en esta tesis son Schlumberger y Dipolo-Dipolo.

Arreglo Schlumberger

En el arreglo Schlumberger, tal como se observa en la Figura 2.5, se tiene dos electrodos receptores en el medio separados por una misma distancia a , mientras que los electrodos conductores se encuentran en ambos extremos separados por una distancia equivalente a $n \cdot a$, y por lo tanto la

distancia entre conductores y receptores es mayor a la distancia entre receptores (Lowrie, 2007; Hermawan et al., 2016).

Por otra parte, la ventaja de esta configuración es que es sensible a los cambios de resistividad, tanto vertical como horizontal (Hermawan et al., 2016). En el sondaje eléctrico vertical, cuya ventaja consiste en determinar el cambio de resistividad en relación a la profundidad, es más común utilizar el arreglo Schlumberger, ya que el punto medio de la configuración (receptores) se mantiene fijo mientras que la distancia entre los conductores aumenta, lo que permite que las líneas de corriente penetren a mayores profundidades (Lowrie, 2007).

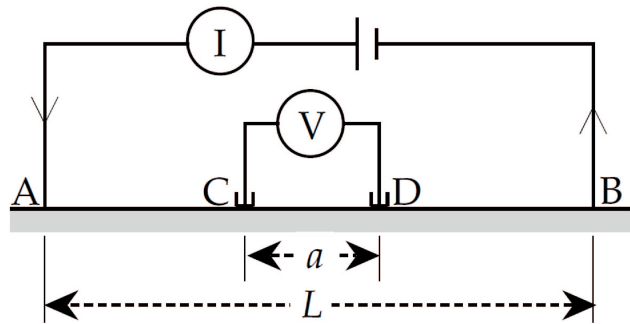


Figura 2.5: Arreglo Schlumberger, donde C y D corresponden a receptores y A y B a conductores. Extraído de Lowrie (2007).

Con esta configuración, la ecuación correspondiente al arreglo Schlumberger para la resistividad aparente correspondería a:

$$\rho_a = \frac{\pi V (L^2 - a^2)}{4 I a} \quad (2.9)$$

Arreglo Dipolo-Dipolo

En la configuración Dipolo-Dipolo, como se observa en la Figura 2.6, se tiene el par de conductores y receptores separados por la misma distancia a entre sí, mientras que ambos pares se encuentran separados por una distancia L.

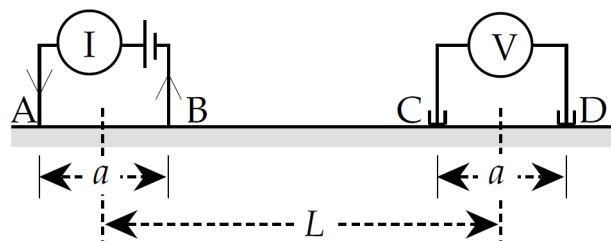


Figura 2.6: Arreglo Dipolo-Dipolo. Extraído de Lowrie (2007).

Con esta configuración, la ecuación correspondiente al arreglo Dipolo-Dipolo para la resistividad aparente correspondería a:

$$\rho_a = \pi \frac{V}{I} \frac{L(L^2 - a^2)}{a^2} \quad (2.10)$$

La ventaja que tiene el método Dipolo-Dipolo es que es posible tener una mayor exposición horizontal (Loke, 2000, en Hermawan et al., 2016).

2.4. Teoría de inversión

Idealmente un espacio conductor es aquel que es perfectamente uniforme, donde las líneas de flujo de corriente quedan representadas a partir de un patrón dipolar (Figura 2.7) y la resistividad corresponde a una resistividad real determinada en ese espacio (Lowrie, 2007).

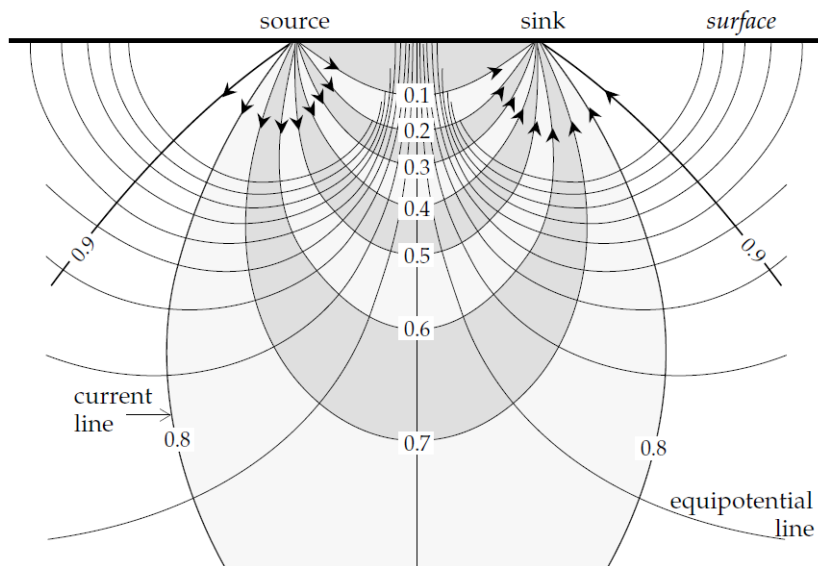


Figura 2.7: Líneas de flujo de corriente y equipotenciales generadas a partir de una configuración de cuatro electrodos en un medio homogéneo. Extraído de Lowrie (2007).

Sin embargo, en situaciones reales no existe un espacio homogéneo, ya que es usual la coexistencia de diversas litologías, además de contar con estructuras y fluidos, por lo que el subsuelo es un medio heterogéneo (Lowrie, 2007). No obstante la complejidad de un espacio heterogéneo no se tiene en cuenta a la hora de medir la resistividad y como producto se obtiene una **resistividad aparente** en un espacio uniforme, la cual en varias ocasiones no representa la **resistividad real** del suelo (Lowrie, 2007).

Por lo anterior, la resolución de las observaciones geofísicas es compleja. Se obtienen observaciones y datos geofísicos, pero no un modelo que los logre explicar. Es por esto que la geología real es aproximada mediante un modelo que, al aplicar la misma configuración geométrica realizada en terreno, replique los datos observados. A lo anterior se le llama **problema de inversión** (Zhdanov,

2002). El problema de inversión consiste en encontrar una solución en la que a partir de datos y observaciones geofísicas se llega a un modelo que los explique. Este tiende a ser un trabajo complejo, puesto que existe la posibilidad que los datos estén contaminados con ruido o que debido al terreno y/o procedimiento, se haya obtenido un número limitado de datos.

Como resultado de este modelo, se pueden obtener distintas soluciones para un mismo problema (Zhdanov, 2002). Aunque se pueden obtener resultados que sean coherentes con la geología a partir de una estimación más bien intuitiva o de una aplicación de algoritmos y parámetros de inversión, que entregan una solución automática a partir de los datos geofísicos y geológicos por parte de un programa computacional (Zhdanov, 2002).

Se describe un problema genérico de inversión geofísica a través de la siguiente ecuación:

$$Am = d, m \in M, d \in D \quad (2.11)$$

donde D corresponde al espacio de datos geofísicos, M al espacio de parámetros de los modelos geológicos; A corresponde a una matriz operadora que calcula los datos d para un modelo m.

La solución al problema anterior correspondería a:

$$m = A^{-1}d \quad (2.12)$$

La solución anterior es solamente posible cuando los vectores m y d tienen el mismo largo, lo que significaría que la matriz A es cuadrada. Esto último no suele ocurrir, por lo que para encontrar un espacio de soluciones es que se introduce un error de ajuste (F), el cual queda definido como:

$$F = d - Gm \quad (2.13)$$

Para que se reduzca la cantidad de soluciones posibles al modelo, lo óptimo sería que el error de ajuste fuese mínimo, lo que se cumple cuando:

$$m = (G^T G)^{-1} G^T d \quad (2.14)$$

donde $(G^T G)^{-1} G^T$ corresponde a la matriz pseudoinversa, la cual tiene las dimensiones de una matriz cuadrada y, por lo tanto, puede ser resuelta. Finalmente, un problema de inversión puede considerarse bien resuelto cuando el error de ajuste es menor a un 10 %.

2.5. Ley de Archie

Respecto a medios saturados en agua, existe una disminución de la resistividad eléctrica. Sin embargo, esta relación no es directa, porque depende de la litología del medio, además de las sales totales disueltas en el agua (Chandra, 2016). Por lo tanto, la relación que se tiene es que cuanto mayor sea la conductividad del fluido, menor será la resistividad de la roca.

Por otro lado, la porosidad está definida como el volumen de los poros frente a un volumen total de roca. Existen métodos para estimar la porosidad de un medio saturado, que se da por la relación entre un factor de formación (F) y la porosidad. El factor de formación depende de la textura de la roca y está dado por:

$$F = \frac{R_b}{R_f} \quad (2.15)$$

donde R_b y R_f corresponden a la resistividad del medio saturado y del fluido respectivamente.

La relación entre el factor de formación y la porosidad se denomina ley de Archie, la cual se expresa a partir de la siguiente ecuación:

$$F = \frac{\rho_b}{\rho_f} = \frac{1}{c} \Phi^{-m} \quad (2.16)$$

donde ρ_b es la resistividad del medio, ρ_f es la resistividad del fluido, Φ es la porosidad de la roca, m exponente de porosidad o factor de cementación y c es una constante empírica que depende de la litología del medio saturado.

Capítulo 3 Marco geológico

3.1. Contexto tectono-magmático

Los Andes corresponde a un orógeno producto de la subducción oblicua dada la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Dicha convergencia tiene influencia en la actividad sísmica, estructural y volcánica. Ésta última no se da de igual manera en el margen debido a variaciones en el ángulo de subducción que éste presenta. En consecuencia se forma una división de arcos volcánicos: Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA).

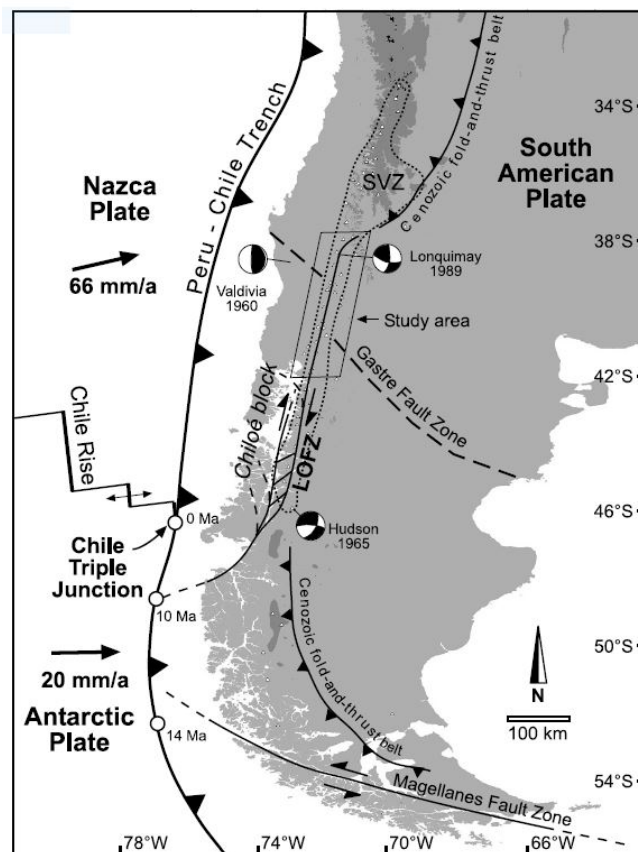


Figura 3.1: Configuración tectónica de los Andes entre los 34° a 54°S. SVZ Zona Volcánica Sur y LOFZ Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. Extraído de Rosenau et al. (2006).

La ZVS se encuentra entre los 33° a 46°S y se caracteriza por una subducción oblicua, ligeramente dextral (Cembrano y Lara, 2009). El fin de su extensión está marcado por una colisión del ridge de Chile con el margen continental en el punto triple, donde las placas de Nazca, Sudamerica y Antártica se juntan con la fosa Perú-Chile (Cembrano y Lara, 2009) (Figura 3.1).

Las unidades geológicas en la ZVS se encuentran dispuestas como franjas con orientación NNE y a los 39°S, específicamente en la Cordillera Principal y donde se encuentra el área de estudio, éstas consisten en rocas plutónicas y volcanosedimentarias de edades meso-cenozoicas tal como se observa en la Figura 3.2 (Cembrano y Lara, 2009).

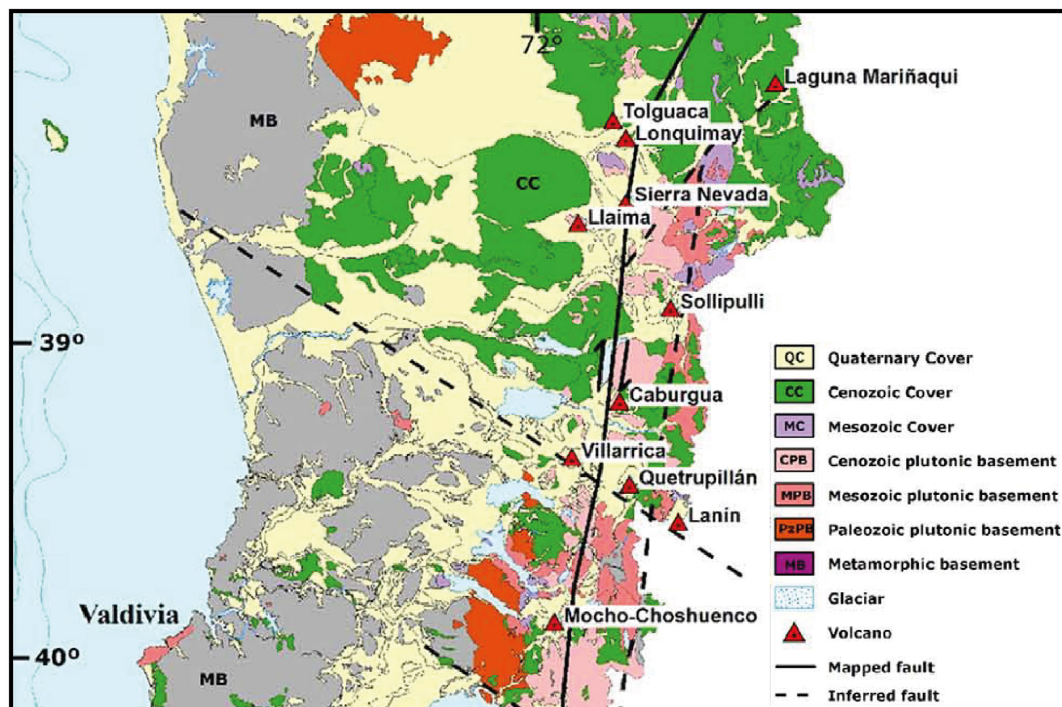


Figura 3.2: Distribución de formaciones y unidades geológicas en Los Andes entre los 38° a 40°S. Extraído de Cembrano y Lara (2009).

Centros eruptivos

Como reflejo de la actividad magmática en el área de estudio, se encuentran varios centros eruptivos menores y dos estratovolcanes activos, Villarrica y Quetrupillán. Estos últimos, en conjunto con el volcán Lanín, se encuentran alineados en una cadena volcánica con orientación NW-SE, oblicua al Sistema de Fallas Liquiñe Ofqui (SFLO) (Figura 3.2), y por lo tanto, paralela al Sistema de Fallas Transversales al Arco (ATF) (Cembrano y Lara, 2009).

El volcán Villarrica se encuentra entre los 39°15' a 39°36'S y 71°45' a 72°15'W en las regiones de La Araucanía y Los Ríos. Se localiza a 30 kilómetros al SE de la ciudad de Villarrica. Corresponde a un estratovolcán formado por lavas y material piroclástico de composición basáltica

a andesítica-basáltica (Moreno y Clavero, 2006). Respecto a la actividad del volcán, registra más de sesenta erupciones documentadas, por lo que corresponde al volcán más activo de Los Andes (Moreno y Clavero, 2006).

El volcán Quetrupillán se encuentra entre los 39°28' a 39°34'S y 71°45' a 71°39'W en las regiones de La Araucanía y Los Ríos y se ubica a 22 kilómetros al SE del volcán Villarrica. Corresponde a un complejo volcánico formado por estratovolcán compuesto del Pleistoceno-Holoceno; por otro lado se tienen domos, fisuras y conos piroclásticos (Pavez, 1997). Los productos generados por este volcán tienen composiciones basálticas a dacíticas (Pavez, 1997). Respecto a su actividad volcánica, durante el Holoceno se han distinguido 9 erupciones de carácter explosivo, que a su vez han generado flujos piroclásticos que han abarcado hasta el valle del río Trancura (Pavez, 1997).

3.2. Geología estructural

Tomando en cuenta lo expuesto en la sección anterior, a una escala regional, se presentan sistemas de fallas, cuyas geometrías y cinemáticas controlan la posición de volcanes y sistemas geotermales en la zona (Cembrano y Lara, 2009), tales como SFLO y ATF.

SFLO se localiza en el intraarco, con una traza de 1.200 kilómetros de largo que se extiende entre las latitudes 37° a 48°S. Corresponde a varias estructuras principales paralelas de cinemática dextral, con un rumbo principal NNE y presenta fallas secundarias sintéticas con orientación NE a ENE de cinemática dextral a dextral-normal (Cembrano et al., 1996). Como fue planteado en el trabajo de Cembrano y Lara (2009), el vulcanismo y la actividad hidrotermal guardan una estrecha con estos dominios estructurales.

En el trabajo de Sielfeld et al. (2019) se realizan estudios sísmicos, en los cuales se determina que en el trazo ubicado más al norte del SFLO (37.8°-38.8°S) la deformación sería del tipo frágil. Los segmentos orientados NNE consisten en fallas, que dada su cinemática se encuentran abiertas o forman un espacio, en las cuales se ubicarían los estratovolcanes y expresiones geotermales en superficie. El segmento central (38.8°-39.6°S), su cinemática estaría siendo influenciada por las Fallas Transversales al Arco (ATF) en las cuales se alternan fallas con orientación NE y NW (secuencia Caburgua, alineación volcán Villarrica-Lanín). El sector sur estudiado de la SFLO (39.6°-40.1°S), se encontrarían fallas de reacomodo a la componente de deslizamiento de rumbo.

Por otro lado, entre los 38.5°-39.5°S, los resultados arrojaron que podría ser posible que el gradiente geotérmico varié entre el eje del antearco y arco, siendo en este último tres veces mayor (Sielfeld et al., 2019). En conjunto a una corteza fracturada y un gradiente geotérmico mayor, es que existe un aumento de permeabilidad y por ende, se dan las condiciones de convección para que los fluidos asciendan o/y circulen (Sielfeld et al., 2019).

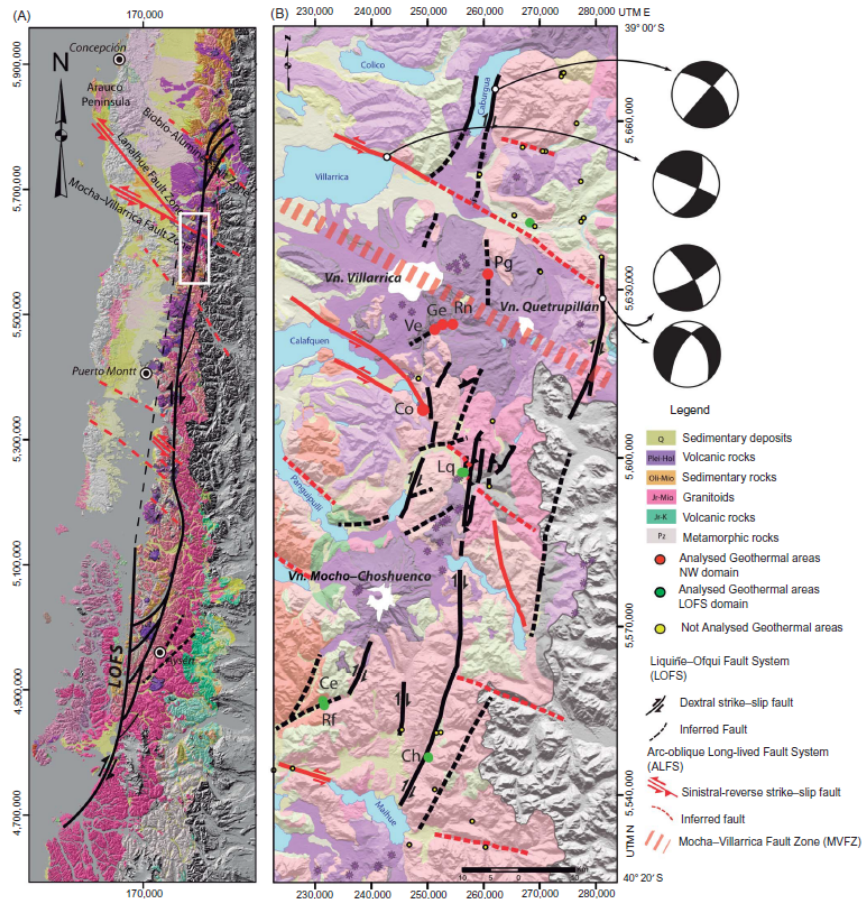


Figura 3.3: a) Mapa geológico regional de la ZVS. b) Mapa geológico del área Villarrica Mocho-Choshuenco, donde se representa el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y el Sistema de Fallas Transversales al Arco. Extraída de Sánchez et al. (2013).

ATF son estructuras de escala litosférica que cruzan estructuras que se encuentran paralelas al margen tectónico y se desarrollan desde la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa entre los 33° a 46°S (Santibáñez et al., 2018). Estas estructuras presentan varias orientaciones, pero la más destacable es WNW, la cual se encuentra oblicua al arco (Santibáñez et al., 2018; Pérez-Flores et al., 2016; Cembrano y Lara, 2009).

Ambos sistemas atravesarían gran parte del sector de La Araucanía Lacustre. En el área de estudio y a partir de el trabajo de Moreno y Lara (2008), se infiere que las trazas de zona de falla Liquiñe Ofqui se ubicarían al sur del sector Menetúe, específicamente en las termas de Palguín, mientras que la otra traza se localizaría en la orilla poniente del lago Caburgua, presentando ambas en general orientaciones NE (Figura 3.5). Por otro lado el Sistema de Fallas Transversales al Arco se localizaría al sur del sector Menetúe, con una orientación NW (Figura 3.5) y como fue mencionado en la sección anterior, se destaca la alineación de los centros volcánicos Villarica, Quetrupillán y Lanín paralela a este sistema de fallas (Cembrano y Lara, 2009).

A una escala local, y tal como se puede observar en la Figura 3.5, Moreno y Lara (2008) infieren estructuras menores con orientación NW en el sector de Menetúe. Por otra parte para el sector de Huife, se observa una alineación de varios centros termales (termas Los Pozones, Huife, Quimey-Co) con respecto al río Liucura y además, Moreno y Lara (2008) infieren que en la ubicación de las termas, en el intrusivo cretácico de la zona hay un área con una concentración de fracturas importante (Figura 3.4).

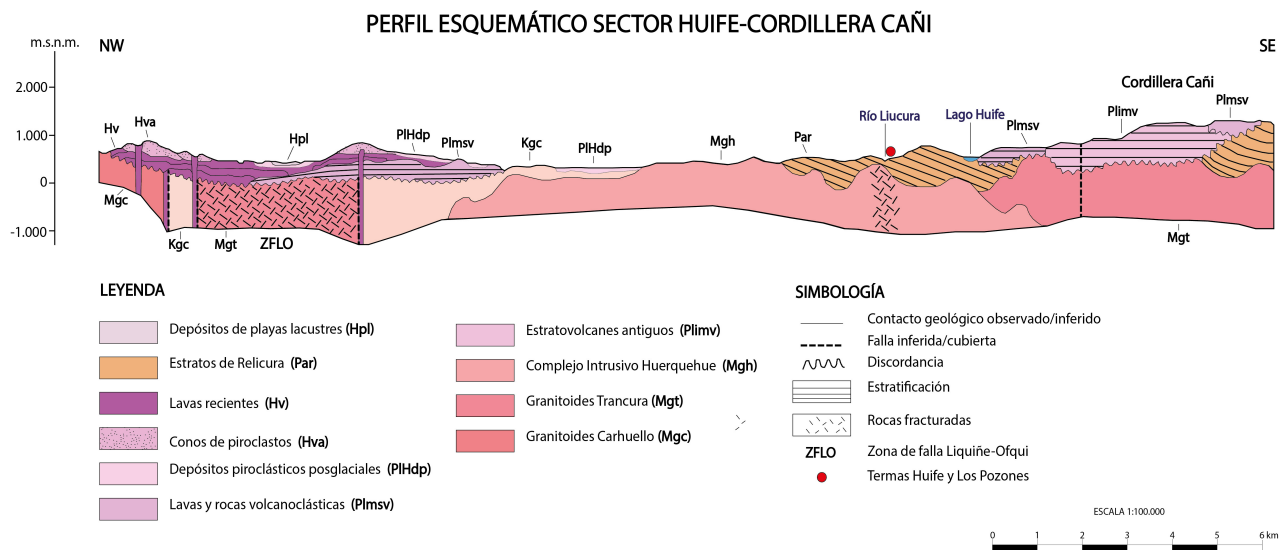


Figura 3.4: Perfil esquemático sector Huife-Cordillera Cañi. Generado con *software Adobe Illustrator* a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008). La ubicación de este perfil se observa en la Figura 3.5.

3.3. Rocas y depósitos cuaternarios

Las rocas y depósitos que afloran en el área de estudio fueron recopiladas de la carta geológica de Pucón-Curarrehue (Moreno y Lara, 2008). Básicamente la geología del área de estudio consiste en rocas volcánicas y productos relacionados a los centros eruptivos de la zona, intrusivos mayormente de edades cretácicas y depósitos no consolidados asociados principalmente a procesos fluviales y aluviales. A continuación se presentarán en mayor detalle las formaciones, unidades y depósitos anteriormente mencionados que fueron observadas en terreno en este trabajo, además de su ubicación en el área de estudio (Figura 3.5).

Estratos de Relicura (Par)

Los Estratos de Relicura afloraran al SE de las termas de Menetúe y el sector de Huife se localizaría sobre estos estratos. Consisten en una secuencia estratificada y plegada, cuya base es desconocida y cuyo techo se encuentra en discordancia angular por secuencias volcanosedimentarias pliocenas de la Formación Curarrehue y por rocas volcánicas pleistocenas y holocenas (Moreno y Lara, 2008). Con respecto a su relación con los intrusivos de la zona sobreyace en discordancia erosiva a el Complejo intrusivo Maichín (Kgm) y al Granito Caburgua (Kgc) (Moreno y Lara, 2008).

Esta unidad está formada por brechas volcánicas, tobas ignimbríticas de ceniza, cristales y líticos, y lavas andesíticas; subordinadamente, se encuentran intercaladas areniscas volcánicas, limolitas y tufitas. Esta unidad presenta cuerpos subvolcánicos, tales como diques, sills e intrusivos hipabisales de composición intermedia a intermedia ácida (Moreno y Lara, 2008).

Granitoides Trancura (Mgt)

Consiste en rocas plutónicas que afloran en diversos lugares de la zona de estudio. Se presentan mayores afloramientos en los cerros entre Catripulli y Puala Alto y afloramientos de menor tamaño en los alrededores de las termas de Menetúe, Trancura y San Luis, al norte del lago Caburgua, al este del sector Huife y en el valle del río Panqui (Moreno y Lara, 2008). Subyace en discordancia erosiva a la Formación Curarrehue y depósitos volcánicos pleistocenos y holocenos. A su vez, se encuentra intruyendo o en contacto por falla al Granito Caburgua (Kgc) y a los Granitoides Carhueullo (Mgc). Intruye a los Estratos de Relicura (Par) y a la Formación Curamallín (OMcm) (Moreno y Lara, 2008).

Se encuentra conformada por granitos, granodioritas, dioritas de hornblenda y biotita. Subordinadamente se encuentran tonalitas, gabros de piroxeno, pórfidos andesíticos y dacíticos.

Complejo intrusivo Huequehue (Mgh)

Corresponde a un cuerpo intrusivo que a su vez forma una cadena montañosa llamada Nevados de Caburgua, la cual se ubica en casi su totalidad en el Parque Nacional Huerquehue. Se encuentra al NNW del sector de Huife y, a su vez, al este de la ZFLO; subyace en discordancia erosiva a las secuencias volcánicas pleistocenas y holocenas. Simultáneamente intruye a los Estratos de Relicura (Par) (Moreno y Lara, 2008).

Predominan los granitos, granodioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita. A escala local afloran granitos de biotita con enclaves máficos (Moreno y Lara, 2008).

Depósitos cuaternarios

Los depósitos cuaternarios del área son productos asociados mayormente a actividad volcánica y procesos fluviales y aluviales. Con respecto a los primeros, éstos corresponden a coladas de lavas, andesitas basálticas, tobas, brechas, conglomerados y depósitos de caída. En el trabajo de Moreno y Lara (2008) los depósitos de caída se representan como unidad si tienen 10 a 15 metros de espesor. Sin embargo hay que tener en consideración que se encuentran con menores potencias en la mayoría del área de estudio.

Igualmente se tienen depósitos coluviales, aluviales, fluviales, lacustres, laháricos y remociones en masa, que consisten en su mayoría en sedimentos no consolidados de tamaño arena a grava.

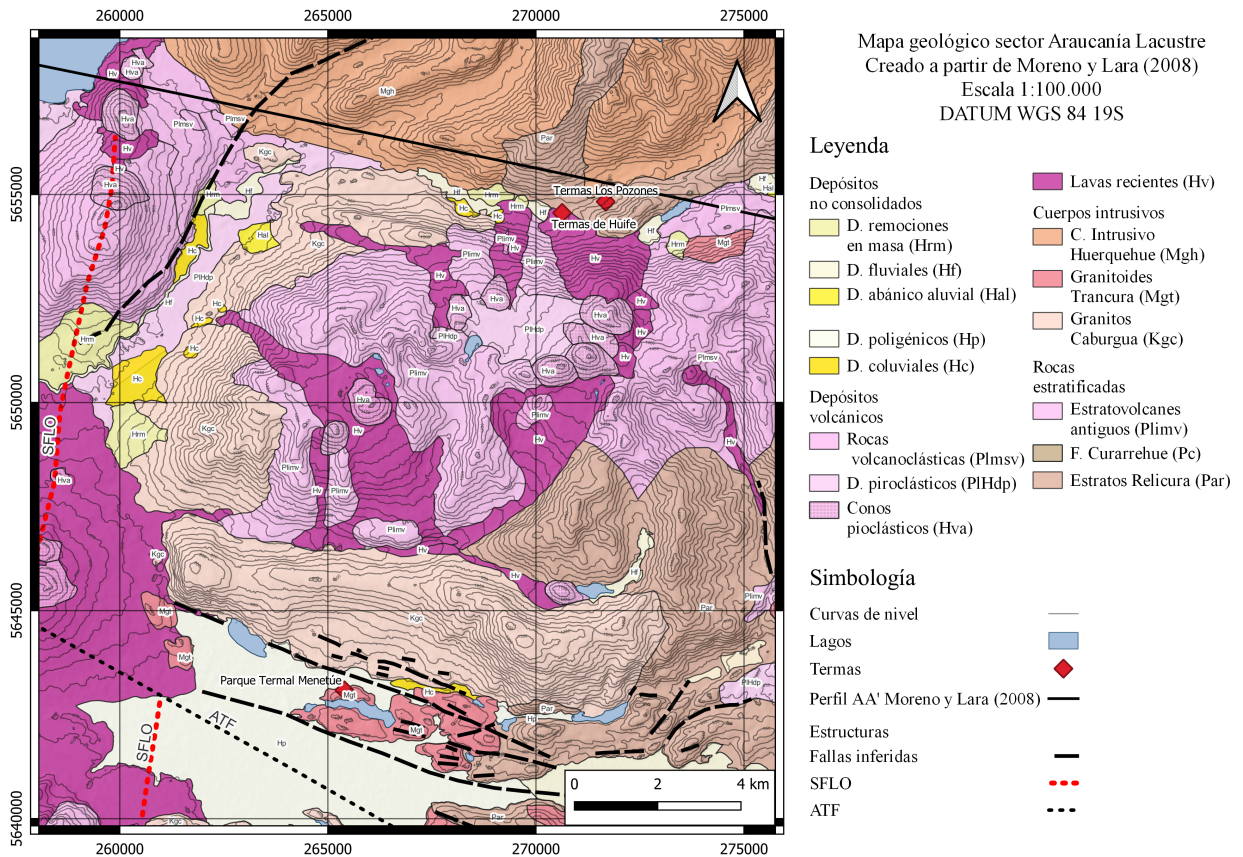


Figura 3.5: Mapa geológico sector Araucanía Lacustre. Realizado con *software QGIS* a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008).

3.4. Geotermia

La zona cercana al volcán Villarrica ha sido objeto de varios estudios relacionados con geotermia, entre los que se encuentran análisis hidrogeoquímicos, estructurales, geofísicos, entre otros. Estos estudios se han realizado a una mayor escala que la propuesta en este trabajo, sin embargo, otorga un contexto regional general del comportamiento de diversos sistemas geotermiales.

3.4.1. Dominios geotermiales

Los sistemas geotérmicos asociados a la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín se ubica en una transición litológica desde rocas plutónicas a volcanosedimentarias (Held et al., 2018) y además, como fue expuesto en el marco geológico, aparte de fuentes de calor otorgadas por cámaras magmáticas activas, se tienen dos sistemas de fallas importantes en la zona que influyen en la circulación de fluidos geotermiales. Variados estudios han querido determinar la relación e influencia que ambos agentes tienen en los fluidos geotermial y así producir un modelo de esta zona .

Con respecto a los modelos de la circulación de las aguas termales en el trabajo de Sánchez (2010) se expone que el origen de las fuentes termales en los alrededores del volcán Villarrica se

deben a fluidos asociados a cámaras magmáticas y a zonas de alta permeabilidad, principalmente asociadas éstas últimas al SFLO. Con lo anterior, se categoriza que las fuentes termales pertenecen a dos dominios, uno volcánico y otro estructural. Para aguas pertenecientes al dominio volcánico se determina una interacción agua-roca en el reservorio geotérmico y por ende, corresponden a aguas que son vapor calentadas. Por otro lado, las aguas pertenecientes al dominio estructural son producto de aguas meteóricas, que se infiltran a partir de fracturas y fallas, que van absorbiendo calor a medida que circulan.

Held et al. (2018) determinó que el sistema geotermal está en una intersección de la SFLO y ATF; a partir de estudios magnetoteléuticos, en el segmento de SFLO que se encuentra circundante con el lago Caburgua, se identificó una configuración subvertical que podría estar formando una estructura en flor a menos de 3 kilómetros de profundidad. Igualmente con estudios magnetoteléuticos se observa una estructura con rumbo N debajo de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanin (Held et al., 2018).

Incorporando estudios anteriores de la zona, se produce un modelo del sistema geotermal del volcán Villarrica y parte de la Araucanía Lacustre (Figura 3.6). Sumado a los resultados geofísicos, la geoquímica en rocas y aguas termales establece que la mezcla de aguas meteóricas afecta la circulación de aguas termales, incorporándose y circulando por zonas de alta permeabilidad. Además, la composición del fluido termal estaría dado por la interacción agua roca con los cuerpos intrusivos.

También existe una relación entre la circulación de fluidos y las distintas litologías en el área, ya que se obtendría un comportamiento distinto frente a fuerzas tectónicas locales; y por lo tanto, las estructuras generadas en distintas unidades y formaciones podrían variar en volumen y grado de deformación. En los cuerpos intrusivos (de baja permeabilidad primaria) los fluidos circulan a partir de zonas de falla de forma canalizada, en comparación a litologías volcánicas y volcanosedimentarias donde por su mayor permeabilidad primaria, el agua circularía de forma más difusa.

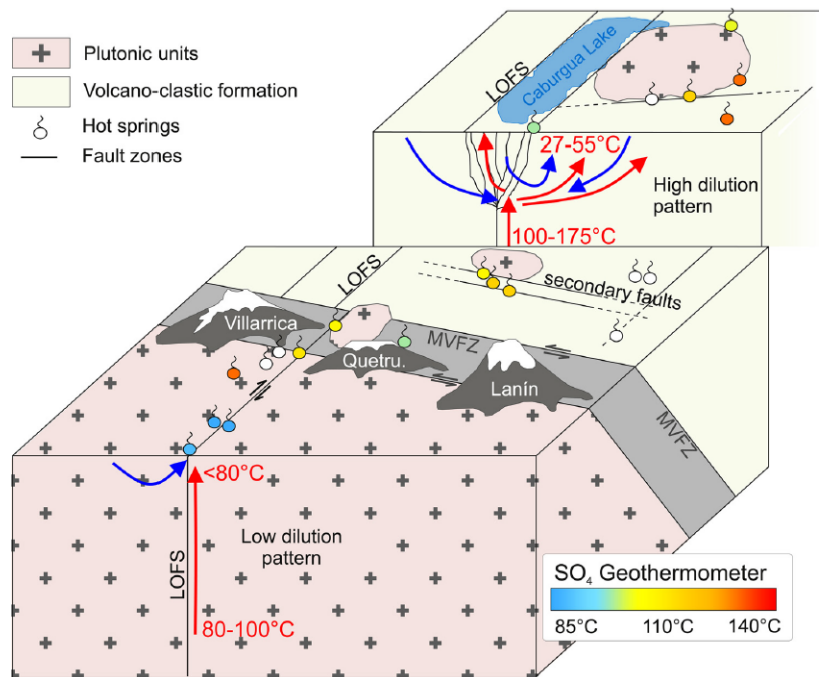


Figura 3.6: Modelo conceptual de la circulación de fluidos para el sistema geotermal del volcán Villarrica. Las líneas de flujo azul corresponden a aguas meteóricas, mientras que las líneas de color rojo corresponden a aguas termales. Extraído de Held et al. (2018).

3.4.2. Caracterización de centros termales

Los sectores aledaños a la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín se encuentran más de 20 fuentes termales. A partir de los trabajos de Moreno y Lara (2008), Espinoza (2017), Held et al. (2017), Wrage et al. (2017), Held et al. (2018), y Nitschke et al. (2018) las aguas termales del sector tienen temperaturas intermedias (20° a 80°C), pH alcalino, y en su mayoría son de tipo sódicas.

A continuación, se presentan, a partir de los trabajos de Moreno y Lara (2008), una recopilación y caracterización de los centros termales que se estudian en este trabajo.

Termas Huife

Las aguas de las termas de Huife (Figura 3.7) afloran entre depósitos fluvio-glaciales, los cuales sobreyacen a andesitas basálticas (Moreno y Lara, 2008). Alrededor de la fuente se observan precipitaciones de carbonatos, además de que las rocas circundantes a la fuente presenta una alteración clorita-epidota (Moreno y Lara, 2008).

El régimen de descarga de la fuente termal es abundante y continuo y está influenciado por precipitaciones (Moreno y Lara, 2008). En la superficie, la actividad geotermal se ve evidenciada por vertientes y pozas calientes. Las aguas presentan una temperatura entre los 42°-64°C, por lo que se clasifican como aguas mesotermales. Las aguas son alcalinas, presentando un pH de 8.9;

además son blandas, incoloras, sulfhídricas, presentan un olor azufrado y se tienen composiciones sulfatadas sódicas (Moreno y Lara, 2008).

Termas Los Pozones

En las termas Los Pozones (Figura 3.7), aledañas a las termas de Huife, las aguas afloran a través de depósitos fluvioglaciales y bloques rodados. Estos depósitos yacen sobre conglomerado y brecha volcanoclástica alterada. Las rocas circundantes a la fuente presentan alteraciones clorita-epidótica, argílica y silicificación (Moreno y Lara, 2008).

El régimen de descarga de la fuente termal está influenciado por las precipitaciones (Moreno y Lara, 2008). En la superficie, la actividad geotermal se ve evidenciada por vertientes y pozas calientes. Las aguas tienen composiciones sulfatadas y cloruradas sódicas. Presentan una temperatura de 52°C, por lo que se clasificarían como aguas hipertermales. Las aguas son alcalinas (pH 8.9), blandas, incoloras; además presentan un sabor azufrado y un olor a ácido sulfhídrico (Moreno y Lara, 2008).

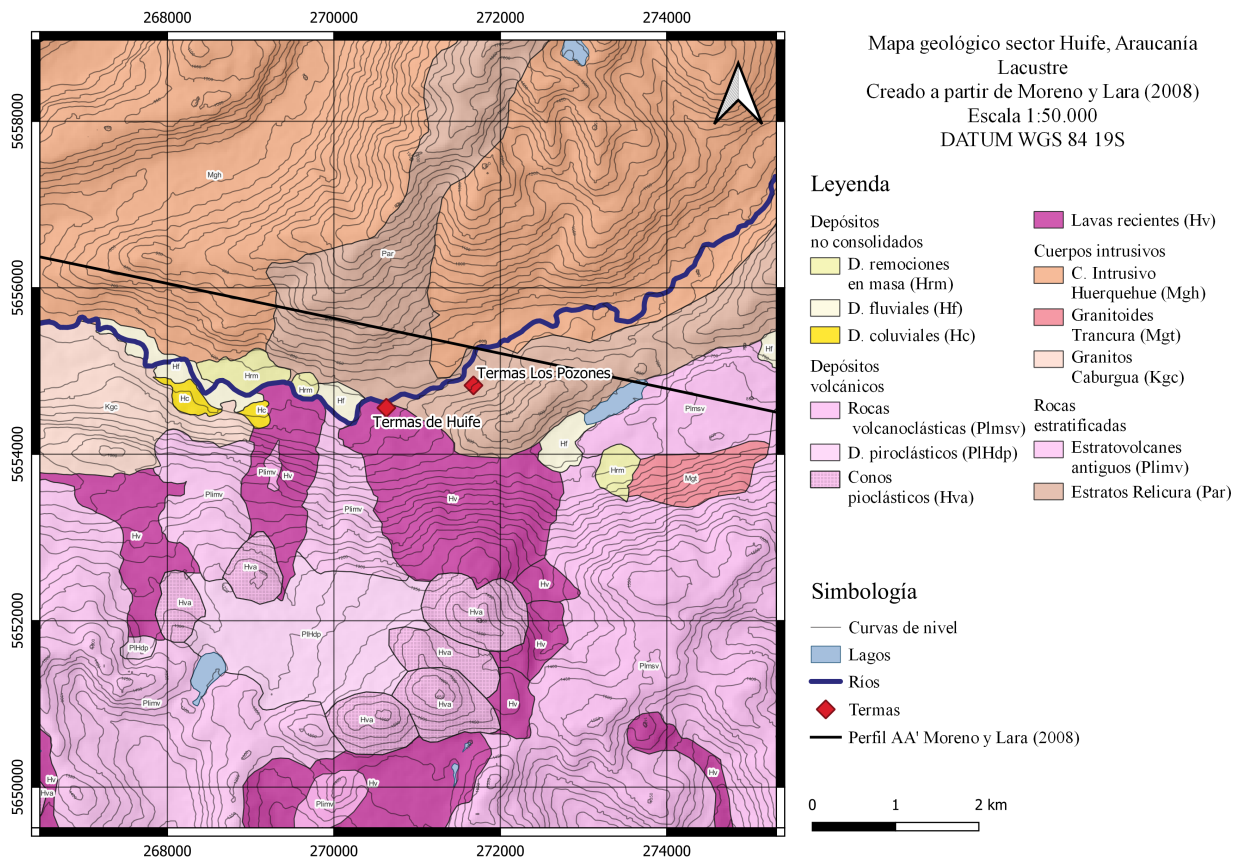


Figura 3.7: Mapa geológico sector Huife, Araucanía Lacustre. Realizado con *software QGIS* a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008).

Parque termal Menetúe

Como fue mencionado anteriormente, el parque termal Menetúe (Figura 3.8) se ubica en un afloramiento de granito porfídico, el cual presenta una fractura principal N46°E/ subvertical y cuyas rocas próximas presentan una alteración clorita-epidota.

El régimen de descarga de la fuente termal está influenciado por precipitaciones (Moreno y Lara, 2008). En la superficie, la actividad geotermal se ve evidenciada por vertientes y pozas calientes. Sus aguas tienen una temperatura entre 39°-56°C, por lo que las aguas se clasifican como mesotermiales. El pH de las aguas es de 8.3 y éstas presentan un aspecto con sedimentos y/o microorganismos, además de un olor azufrado. Según dureza, las aguas se clasifican como blandas y presentan composiciones sulfatadas y bicarbonatadas sódicas (Moreno y Lara, 2008).

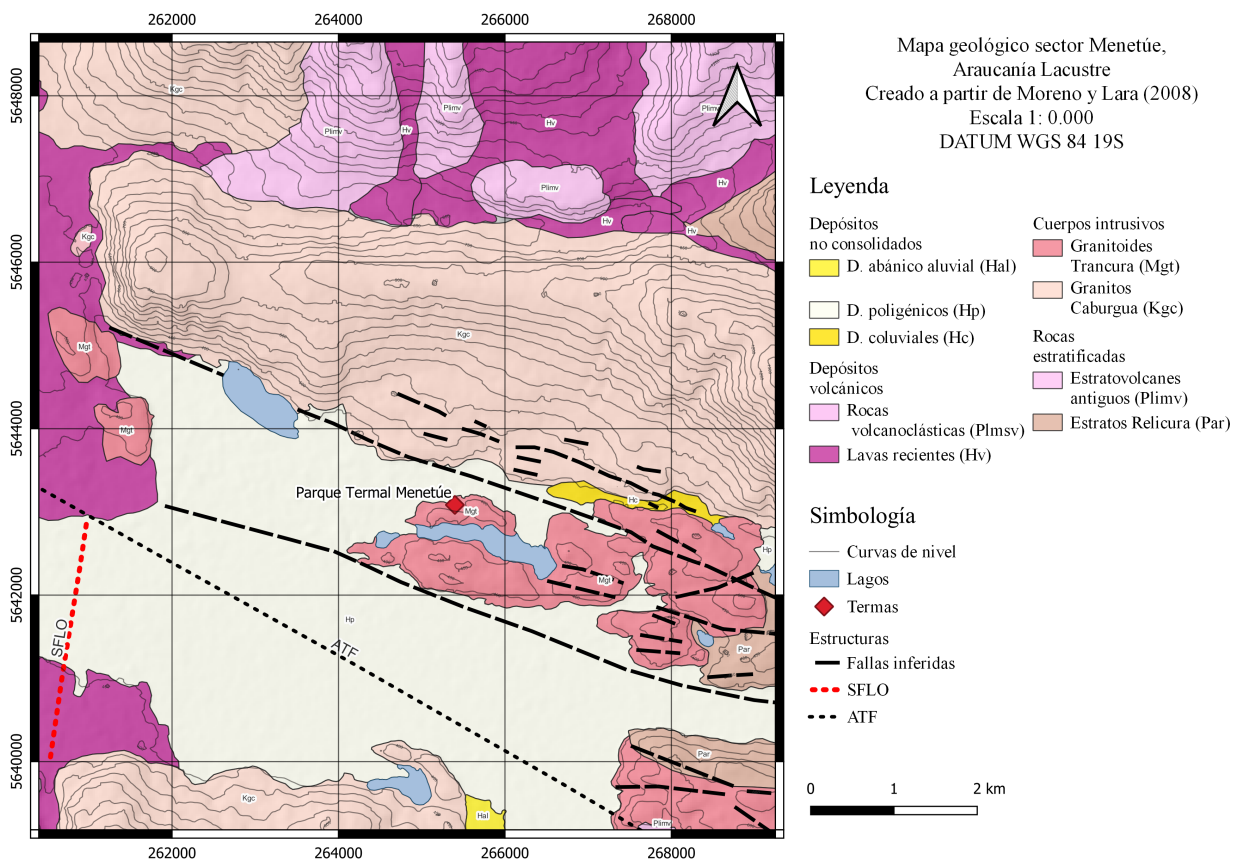


Figura 3.8: Mapa geológico sector Menetúe, Araucanía Lacustre. Realizado con *software QGIS* a partir de trabajo de Moreno y Lara (2008).

Capítulo 4 Metodología

Esta investigación utiliza múltiples metodologías del área de geociencias, con el fin de detectar la presencia y circulación de agua termal y a su vez asociar su circulación a procesos dominados por la litología de la roca o por tectónica. Estas incluyen: i) el análisis hidrogeoquímico de aguas termales, ii) el análisis de leyes empíricas que relacionan la resistividad eléctrica del medio con la presencia de agua, y iii) una campaña geofísica, donde mediante el método de corriente continua, se definió la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo. El trabajo incluyó una campaña de terreno, la cual se realizó a mediados del mes de julio del año 2022.

4.1. Muestreo y análisis de aguas termales

4.1.1. Toma de muestras de agua en terreno

Se recolectaron tres muestras de aguas termales y una muestra de agua meteórica para posteriormente realizar análisis hidrogeoquímicos, específicamente de cationes, aniones y elementos trazas. Se tomaron dos muestras de agua termal en el sector de Huife (IC-01, IC-03) y una muestra de agua termal en Menetúe (IC-02), cuyas ubicaciones se observan en las Figuras 4.1 y 4.2. Estas fueron procesadas en el laboratorio de geoquímica de fluidos del Departamento de Geología-CEGA de la Universidad de Chile, como será descrito en la próxima sección 5.1.2.

Para el análisis geoquímico de aguas termales, las muestras fueron recolectadas en botellas de polietileno de 100 y 200 ml. Las muestras se filtraron con filtro de $0.45 \mu\text{m}$ a las muestras de cationes, aniones y trazas. Posterior al filtrado y en particular para las muestras de cationes, éstas se acidificaron con 1.5 ml de HNO_3 (4N). Para obtener el contenido de bicarbonato (HCO_3^-), se realizó una titulación volumétrica en terreno, utilizando 100 mL de agua, HCl (0.1 N) como reactivo limitante y naranjo de metilo, siguiendo la metodología descrita en Williams (1979).

Se midieron los parámetros fisicoquímicos in situ tanto de las muestras, como de surgencias, pozones y ríos: temperatura, pH, conductividad eléctrica y potencial redox (Eh). Se utilizó el multiparámetro portátil *HACH HQ40d* y termómetro electrónico de marca Hanna para medir estos parámetros.

4.1.2. Métodos analíticos de geoquímica de aguas

Los análisis químicos de las muestras fueron realizados en el laboratorio de geoquímica de fluidos del Centro de Excelencia de Geotermia de Los Andes (CEGA) en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los métodos analíticos consistieron en cromatografía iónica, *861 Advanced Compact IC Metrohm*; espectrofotometría de absorción atómica, *Perkin Elmer PinAAcle 900F* y espectrometría de masas, *Thermo Scientific ICP-MS Q iCAP Q*.

4.1.3. Balance iónico

El balance iónico permite verificar los resultados analíticos. El agua tiende a la neutralidad eléctrica, por lo que las cargas aniónicas y catiónicas deben ser parecidas. Por lo tanto la razón entre ambas debería ser cercana a 1 en equivalentes. Usualmente el muestreo y análisis de laboratorio pueden causar errores en los resultados. Este error se define como:

$$Error (B.I. [\%]) = \frac{\sum Cationes - \sum Aniones}{\sum Cationes + \sum Aniones} 100 \quad (4.1)$$

Appelo y Postma (2005) postula que un error de 2% es inevitable en laboratorios y que mayores porcentajes pueden ser aceptados. Cuando el error es superior al 5% se deben analizar los procedimientos de muestreo y análisis. También el balance iónico depende de otros factores como la temperatura, conductividad eléctrica y pH, por lo que se debe analizar en cada caso (Appelo y Postma, 2005). Por otro lado, Hem (1985) expone que errores superiores al 5% son inevitables cuando la concentración total de aniones y cationes es menor a 5 meq/L.

4.2. Ley de Archie

Se aplicó la ley de Archie, (Archie, 1942), para interpretar la posible localización y tipo de agua en los resultados de la tomografía de resistividad eléctrica. Esta relaciona empíricamente la conductividad eléctrica y la resistividad de las rocas a partir de la siguiente fórmula:

$$\rho_b = \frac{1}{c} \rho_f \Phi^{-m} \quad (4.2)$$

donde ρ_b es la resistividad del medio, ρ_f es la resistividad del fluido, Φ es la porosidad de la roca, c y m son parámetros empíricos.

Para fijar valores a los parámetros Φ , c y m , es que se utiliza la misma metodología expuesta en Pérez-Estay et al. (2022), donde a Φ se le otorgan valores entre 0.1 a 0.5, c entre 1.0 a 2.0 y m 1.25, parámetros que se ajustan a unidades sedimentarias. Se dan estas variaciones en los valores, porque se debe considerar que los parámetros empíricos de la ley de Archie y la porosidad van variando según el tipo de roca.

4.3. Tomografía de resistividad eléctrica

4.3.1. Metodología de terreno

Para visualizar la distribución de agua termal en profundidad en los sitios de interés, se aplicó el método de corriente continua que obtiene como resultado una tomografía de resistividad eléctrica (ERT). Se realizaron tres perfiles, dos en el sector de Huife (Huife 01 y Huife 02 - Termas Los Pozones) y uno en Menetúe (Menetúe 01), como se observa en las Figuras 4.1 y 4.2. Las mediciones se efectuaron con el equipo *ABEM Terrameter LS 2*, utilizando una configuración de 48 electrodos con una separación equidistante. Se realizaron dos mediciones por perfil con los arreglos Dipolo-Dipolo y Schlumberger. Para inyectar corriente al suelo, se enterraron estacas de acero inoxidable en la posición de los electrodos y se unieron a éstos a través de un cable de máximo 960 metros. Para asegurar el correcto paso de la corriente se hidrató el suelo con salmuera, mejorando el contacto entre la estaca y el suelo.

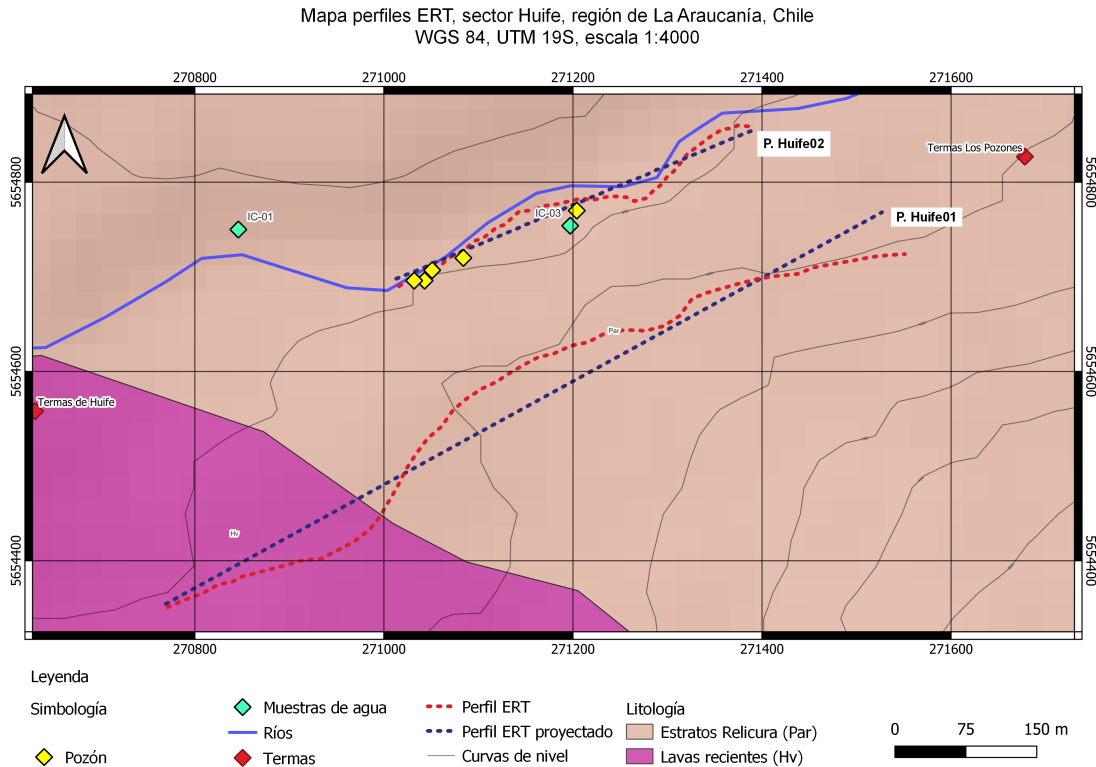


Figura 4.1: Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Huife. Creado a partir de *software QGIS*.

Específicamente, el perfil Huife 01 se realizó en la ruta S-907, con una extensión de 863 metros y una orientación suroeste-noreste (Figura 4.1). Se utilizaron 48 electrodos con una separación de 20 metros entre sí. Por otro lado, el perfil Huife 02 - Termas Los Pozones se instaló perpendicular al perfil Huife 01, por sobre las termas Los Pozones, en la ribera sur del río Liucura. Su configuración constó de 44 electrodos, con una separación de 10 metros entre sí, teniéndose una extensión de 390

metros.

El perfil Menetúe 01 se realizó en la orilla norte de la laguna Ancapulli con una orientación sureste-noroeste. Se instalaron 48 electrodos con una separación de 20 metros entre sí, teniéndose una extensión de 864 metros (Figura 4.2).

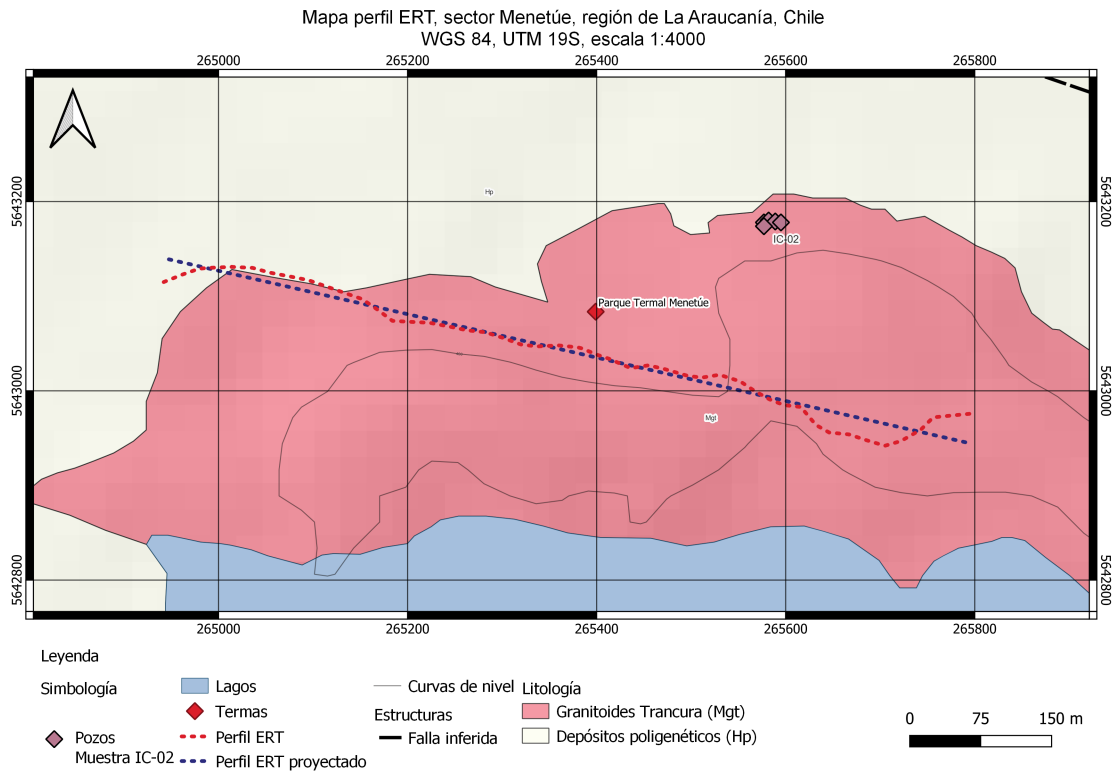


Figura 4.2: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Menetúe. Creado a partir de *software QGIS*.

4.3.2. Preproceso de datos

Previo al procesamiento y a la inversión de los datos de resistividad eléctrica se realizó una corrección geométrica del perfil, ya que teóricamente estas mediciones se realizan en una recta; sin embargo, las limitantes del terreno permitieron solamente realizar un perfil sinuoso. Los electrodos fueron proyectados a la recta más representativa del perfil, la cual fue obtenida mediante análisis de los mínimos cuadrados (Figura 4.3c). Esto se llevó a cabo para posteriormente realizar una sección 2D de resistividad en el programa *ZondRes2D*. Por otro lado, dadas las irregularidades del terreno y de acuerdo a la metodología de Figueroa et al. (2021), las resistividades aparentes fueron recalculadas a partir de cada posición real de los transmisores (C1 y C2) y receptores (P1 y P2). La distancia entre transmisores y receptores (r_1 , r_2 , r_3 , r_4) se obtuvieron tal como se ejemplifica en la Figura 4.3.

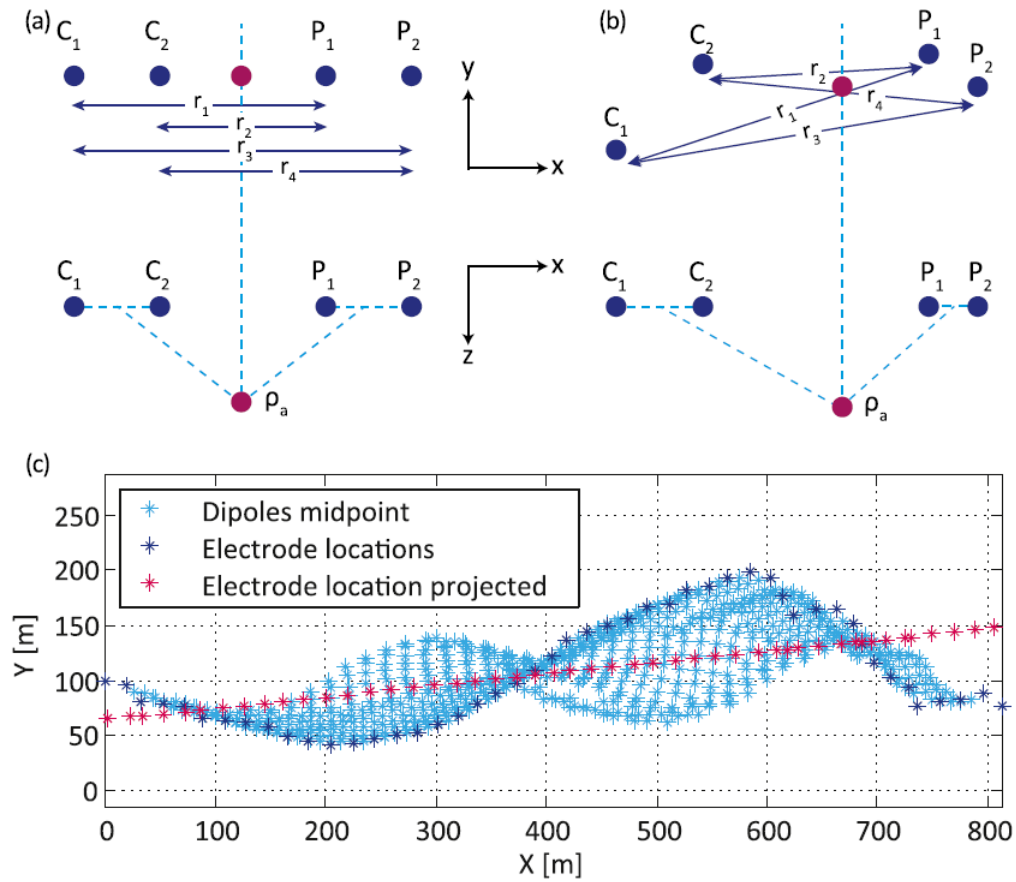


Figura 4.3: Cálculo del valor de la resistividad aparente. C1 y C2 representan a los transmisores de corriente. P1 y P2 representan a los receptores de corriente. a) Representación de caso ideal donde electrodos están alineados de manera equidistante. b) Representación de caso real donde los electrodos no están alineados de manera equidistante. c) Proyección de curva representativa, donde los puntos azules indican la ubicación real de los electrodos y los puntos rojos la proyección de éstos. Extraído de Figueroa et al. (2021)

Con la posición exacta de cada electrodo y con el cálculo de r_1 , r_2 , r_3 y r_4 , se calcula el factor geométrico real de la medición, a partir de la siguiente ecuación:

$$G = \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (4.3)$$

A partir de la ecuación 2.7 se calcularon los valores de resistividad real de cada perfil. Para poder utilizar el software *ZondRes2D* en su versión libre, se realizó una extracción de datos de la pseudosección original (con más de 800 datos para cada perfil), generando una con 500 datos. Para esto, se compararon los valores de resistividad entre ambas pseudosecciones y se procuró que la diferencia entre estos valores fuese la menor posible. Esta diferencia fue visualizada en un histograma, donde para aprobar la pseudosección resultante, se advirtió que las diferencias estuviesen centradas en 0 y que se tuviese un intervalo de confianza de 90%, con diferencias menores al 15% dentro de dicho intervalo.

4.3.3. Inversión de resistividad eléctrica

Para el modelo de la inversión se construyó una malla de inversión con 50 capas, una resistividad inicial de 600 Ωm , profundidades máximas relativas a cada perfil y resistividades mínimas y máximas de 0.1 y 100.000 respectivamente. En la Tabla 4.1 se observa un resumen de estos parámetros.

Tabla 4.1: Parámetros utilizados para generación de malla de inversión.

Perfil	Arreglo	Número de capas	Profundidad máxima [m]	Incremental factor	Resistividad inicial [Ωm]	Resistividad mínima [Ωm]	Resistividad máxima [Ωm]
Huife 01	Dipolo-dipolo	50	275	1.04	600	0.1	100.000
	Schlumberger	50	153	1.04	600	0.1	100.000
Huife 02	Dipolo-dipolo	50	122	1.04	600	0.1	100.000
	Schlumberger	50	61	1.04	600	0.1	100.000
Menetúe 01	Dipolo-dipolo	50	203	1.04	600	0.1	100.000
	Schlumberger	50	153	1.04	600	0.1	100.000

Se testearon tres algoritmos de inversión: *Smoothness constrained*, Marquardt y Occam. El primer algoritmo entrega una inversión usando el método de mínimos cuadrados en conjunto a un operador que suaviza los datos (Zond geophysical software, 2001). Por otro lado, Marquardt igualmente utiliza el método de mínimos cuadrados y al mismo tiempo emplea un regresión de tipo *ridge* (Zond geophysical software, 2001). Por último, el algoritmo Occam aplica a los datos una minimización del contraste, además de parámetros que suavizan la forma de los resultados (Zond geophysical software, 2001).

Los otros parámetros relevantes para la inversión son el *smoothness ratio* y *smoothing factor*, los cuales definen la razón entre los grados de suavidad en las direcciones horizontales y verticales (Zond geophysical software, 2001), y la razón entre la minimización del desajuste de datos y del modelo (Zond geophysical software, 2001), respectivamente. Para determinar estos parámetros, se experimentó con los valores de 0.5, 1, 1.5 y 2 para cada uno.

Finalmente, para sintetizar los resultados expuestos en esta tesis, no desviar la atención a las diferentes metodologías de inversión, y focalizar la atención en la comprensión de los resultados, se eligieron un set de parámetros únicos empleados en todos los perfiles, que son expuestos en las Tablas 4.1 y 4.2. Esta elección se basa en un análisis cuantitativo del menor error cuadrático medio (RMS) obtenido en las secciones, y que implicó más de 1000 modelaciones.

Tabla 4.2: Parámetros y algoritmo de inversión utilizados para inversión en *software ZondRes2D*.

Perfil	Arreglo	Algoritmo de inversión	Iteraciones	Smoothness ratio	Smoothing factor
Huife 01	Dipolo-dipolo	Occam	35	1	2
	Schlumberger	Occam	35	1	2
Huife 02	Dipolo-dipolo	Occam	35	1	2
	Schlumberger	Occam	35	1	2
Menetúe 01	Dipolo-dipolo	Occam	35	1	2
	Schlumberger	Occam	35	1	2

Capítulo 5 Resultados

5.1. Hidrogeoquímica de aguas

En las Tablas 5.2, 5.4 y se presentan los parámetros fisicoquímicos medidos in situ, y datos químicos de las aguas recolectadas, respectivamente. Las muestras IC-01, IC-02, IC-03 corresponden a aguas termales, mientras que la muestra IC-04 corresponde a agua de origen meteórico. En esta sección se dará énfasis a las aguas de origen termal, utilizando la muestra de agua meteórica para posteriores análisis y discusiones.

Se realizó el balance iónico de las muestras obteniéndose los resultados expuestos en la Tabla 5.1. Estos valores negativos pueden ser explicados por el bajo valor de la conductividad eléctrica en las muestras y, además por el déficit de la concentración de cationes que presenta el agua de lluvia (IC-04), por lo que no se excluyen estas muestras del análisis.

Tabla 5.1: Balance iónico en equivalentes.

Muestra	B.I. %
IC-01	-5.3
IC-02	-5.4
IC-03	-4.9
IC-04	-79

Se puede observar que la temperatura de las aguas termales en los sitios analizados se encuentran en un rango entre los 50 y 54.4 °C y pH 8.58 a 9.07.

Tabla 5.2: Parámetros fisicoquímicos para aguas muestreadas en sector de Huife y Menetúe.

Código	Sector	T (°C)	pH	CE ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	Eh (mV)
IC-01	Huife	50.6	9.06	366	66.7
IC-02	Menetúe	50.6	9.07	406	72.1
IC-03	Huife	54.4	8.58	493	100.5
IC-04	Villarrica	3.4	9.43	5.46	161.5

Cabe mencionar que además de los resultados expuestos en la Tabla 5.2, también se midió la resistividad eléctrica del río Liucura, el cual forma el valle donde se encuentran ubicadas las ter-

mas de Huife y Los Pozones. A partir de las conductividades eléctricas, es que se elabora la Tabla 5.3, en la que pueden observarse las resistividades eléctricas promedio y correspondientes de los distintos tipos de agua medida en este estudio.

Tabla 5.3: Resistividad eléctrica en [Ωm] de distintos tipos de agua del sector Huife y Menetúe

Tipo de agua	T[IC]	pH	Resistividad eléctrica [Ωm]
Termales	45.8	8.9	24.1
Agua de río	5.6	8.44	134.6
Meteórica	3.4	9.43	1831.5

La concentración de cloruro, sulfato, bicarbonato y nitrato varía entre 19.94 a 43.66, 53.52 a 75.60, 54.91 a 92.74 y 0.1 a 0.63 ppm respectivamente. Con respecto a las muestras del sector Huife (IC-01, IC-03), éstas presentan concentraciones similares para los aniones, exceptuando la concentración de cloruro que tiene una variación entre 19.94 a 43.66 ppm. Se observa que la muestra del sector de Menetúe (IC-02) tiene valores menores para el cloruro, sulfato y bromuro, sin embargo, presenta valores mayores para el bicarbonato, nitrato y flúor con respecto a las muestras recolectadas en el sector de Huife.

Tabla 5.4: Valores de elementos mayores y sílice en las muestras en ppm.

Elementos mayores y sílice (ppm)	IC-01 (Huife)	IC-02 (Menetúe)	IC-03 (Huife)	IC-04 (Villarrica)
Cl^-	19.94	20.49	43.66	0.03
SO_4^-	71.23	53.52	75.60	0.20
HCO_3^-	54.91	92.74	61.01	18.31
NO_3^-	0.10	0.63	0.25	0.10
F^-	1.07	3.37	1.35	0.46
Br^-	0.07	0.05	0.14	0.05
Na^+	49.20	62.25	65.75	0.28
K^+	0.82	1.20	1.56	0.40
Ca^+	10.67	5.27	12.02	0.24
Mg^+	0.08	0.48	0.17	0.05
SiO_2	48.72	73.29	54.73	5.60

Para los cationes sodio, potasio, calcio y magnesio, se han medido concentraciones que varían entre 49.2 a 65.75, 0.82 a 1.56, 5.27 a 12.02 y 0.08 a 0.48 ppm. Las muestras del sector Huife (IC-01, IC-03) presentan variaciones en las concentraciones de sodio y potasio, entre 49.2 a 65.75 y 0.82 a 1.56 ppm respectivamente, manteniéndose los otros cationes con concentraciones parecidas. Con respecto al sector Menetúe, las concentraciones de cationes se encuentran entre los valores del

sector Huife, exceptuando la concentración de calcio que es menor y la de magnesio que es mayor.

Finalmente, las muestras tienen una concentración de sílice que varía entre 48.72 a 73.29 ppm, perteneciendo el valor más alto al sector de Menetúe.

El diagrama Piper expuesto en la Figura 5.1 permite tener una clasificación de las aguas a partir de los aniones y cationes principales. Para este caso se observa que las aguas son sulfatadas-sódicas.

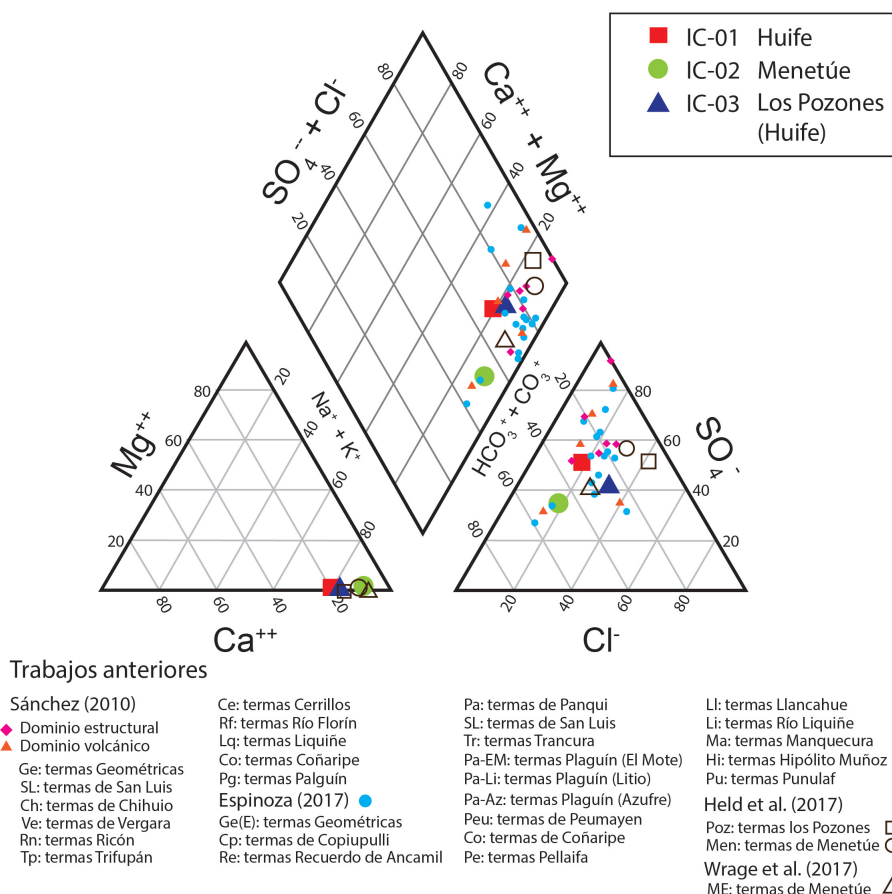


Figura 5.1: Diagrama Piper de clasificación de aguas para muestras de aguas termales tomadas en sectores Huife y Menetúe.

5.2. Ley de Archie

A partir de los parámetros fisicoquímicos de las aguas geotermales expuestos en la sección anterior, es que se aplica la ley de Archie, utilizando un valor de resistividad eléctrica representativo para el agua termal de $x \rho m$. En esta tabla se considera una variación en los parámetros c , m y ϕ teniendo en consideración que el medio donde circula el agua puede tratarse de sedimentos y/o roca. La aplicación de esta ley se observa en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5: Aplicación de la ley de Archie para valores de resistividad en Ωm , donde Φ es porosidad del medio y c parámetro de la ley de Archie.

Φ/c	1	1.5	2.0
0.1	428	285	214
0.2	180	120	90
0.3	108	72	54
0.4	76	50	38
0.5	57	38	29

A partir de estos valores se estima que para aguas termales y un medio poroso, con una porosidad superior a 0.1, sin presencia de arcillas, se esperan resistividades entre los 30 a 400 Ωm .

5.3. Caracterización geofísica de los sitios de estudio

A partir de la inversión geofísica se obtienen 6 perfiles (Figuras 5.3, 5.4 y 5.6), en los que se observan secciones de resistividad real que debería tener el medio, destacándose los resultados de los arreglos Dipolo-Dipolo y Schlumberger.

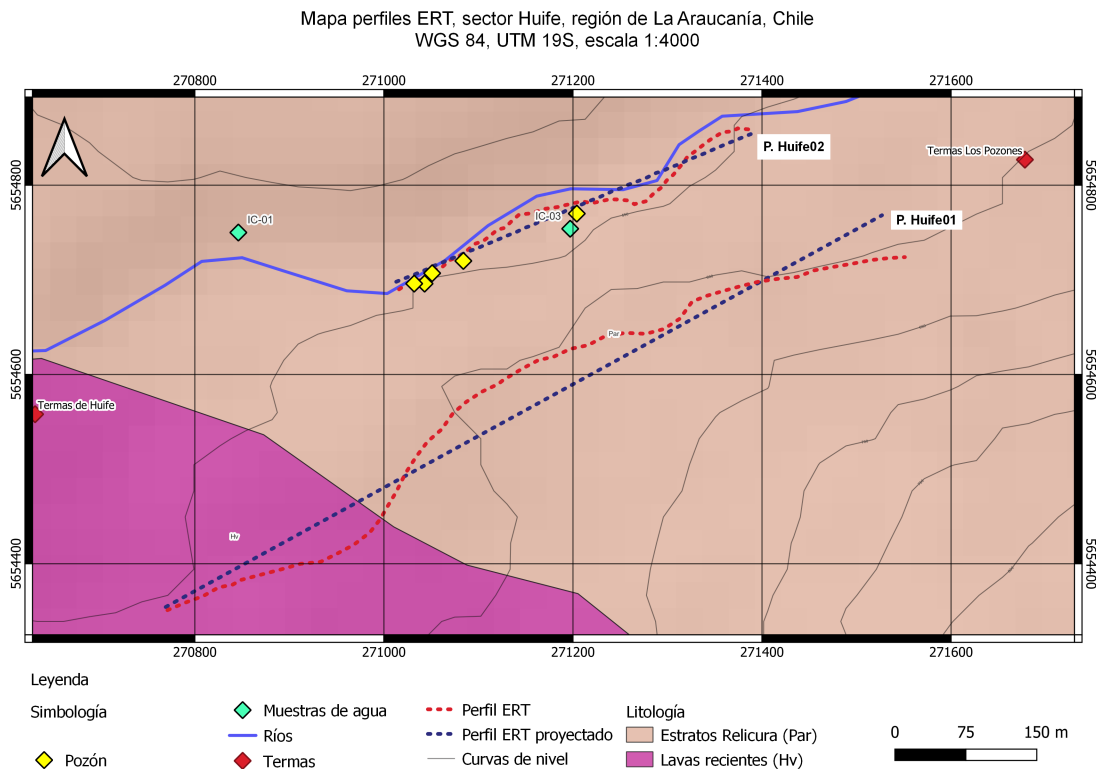


Figura 5.2: Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Huife. Creado a partir de *software QGIS*.

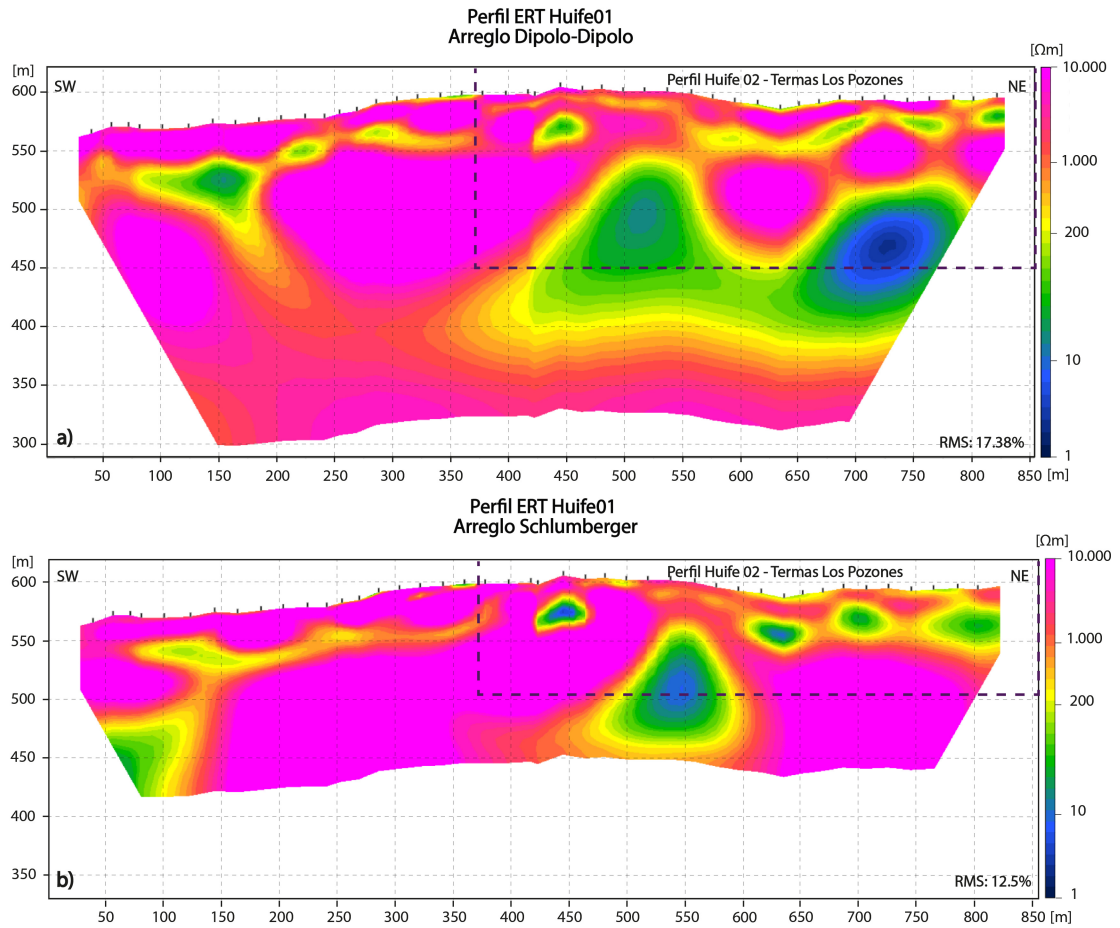


Figura 5.3: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Huife. a) Arreglo Dipolo-Dipolo. b) Arreglo Schlumberger. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

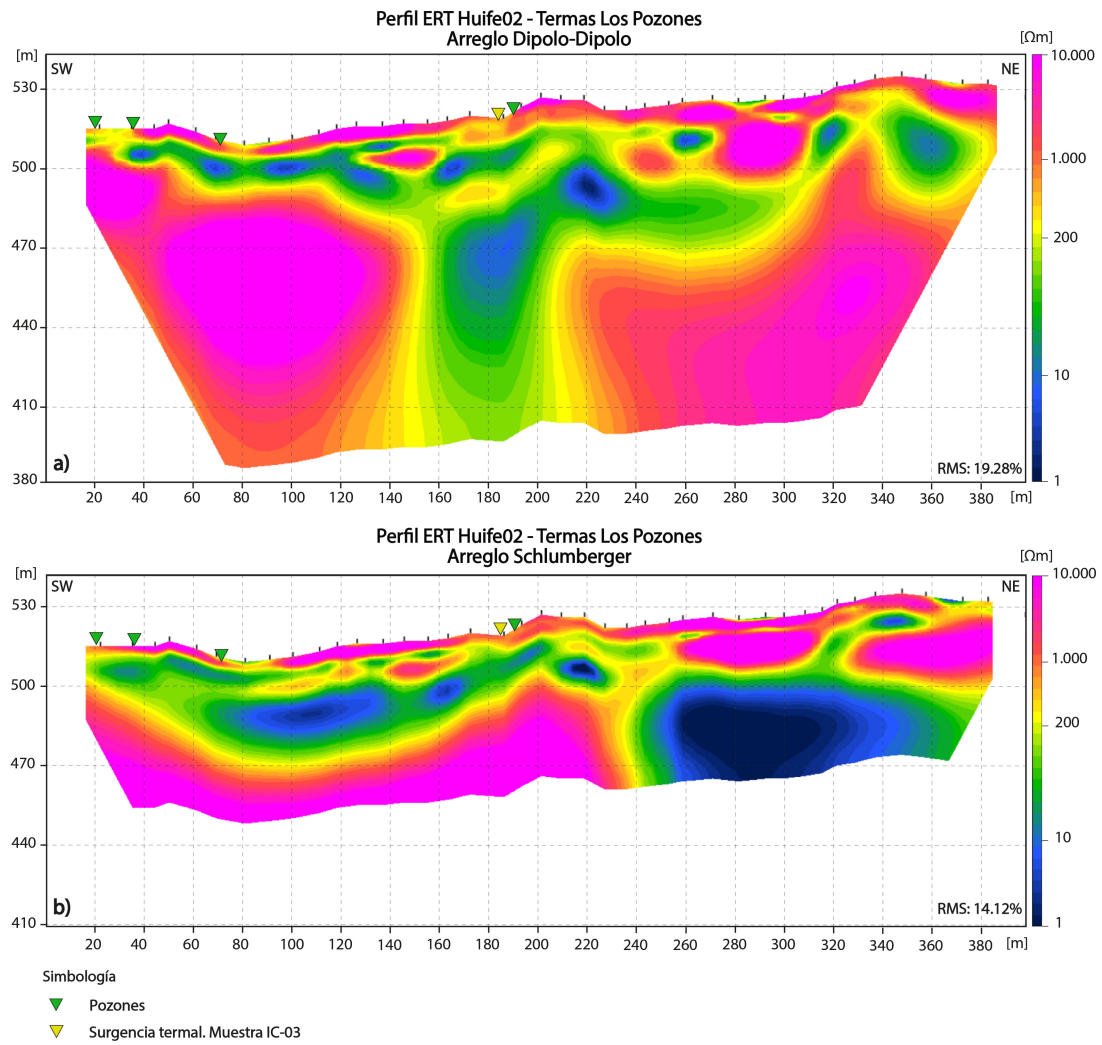


Figura 5.4: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en termas Los Pozones, sector de Huife. a) Arreglo Dipolo-Dipolo. b) Arreglo Schlumberger. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

Mapa perfil ERT, sector Menetúe, región de La Araucanía, Chile
 WGS 84, UTM 19S, escala 1:4000

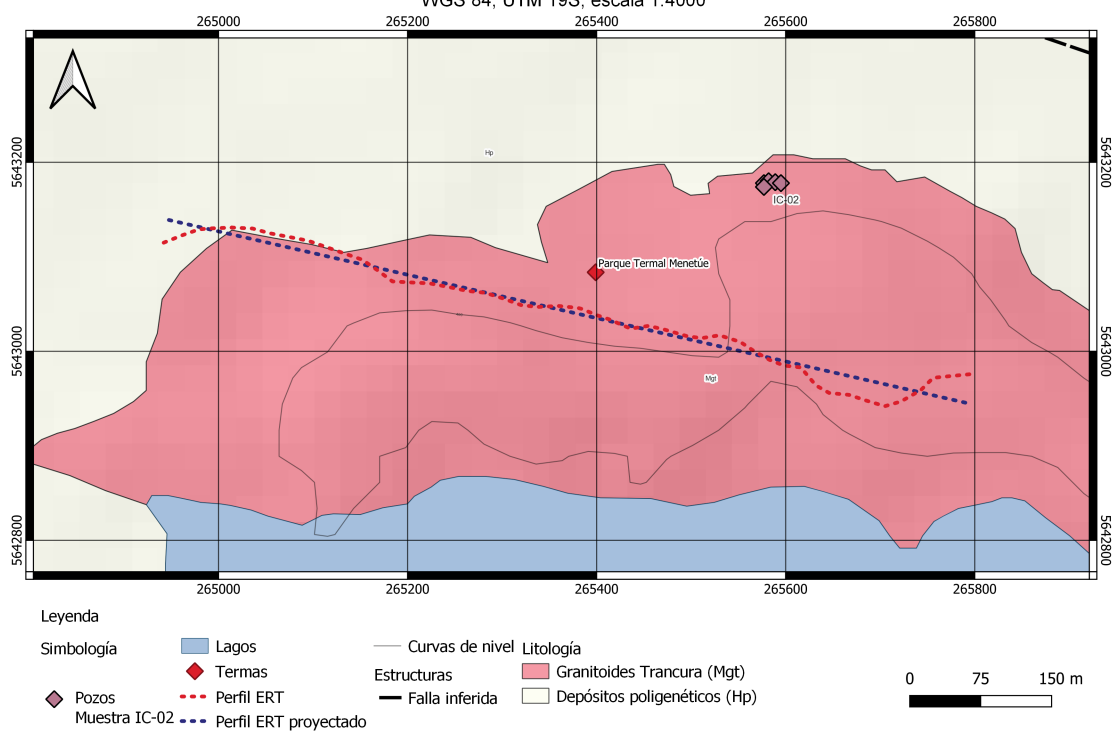


Figura 5.5: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Menetúe.
 Creado a partir de *software QGIS*.

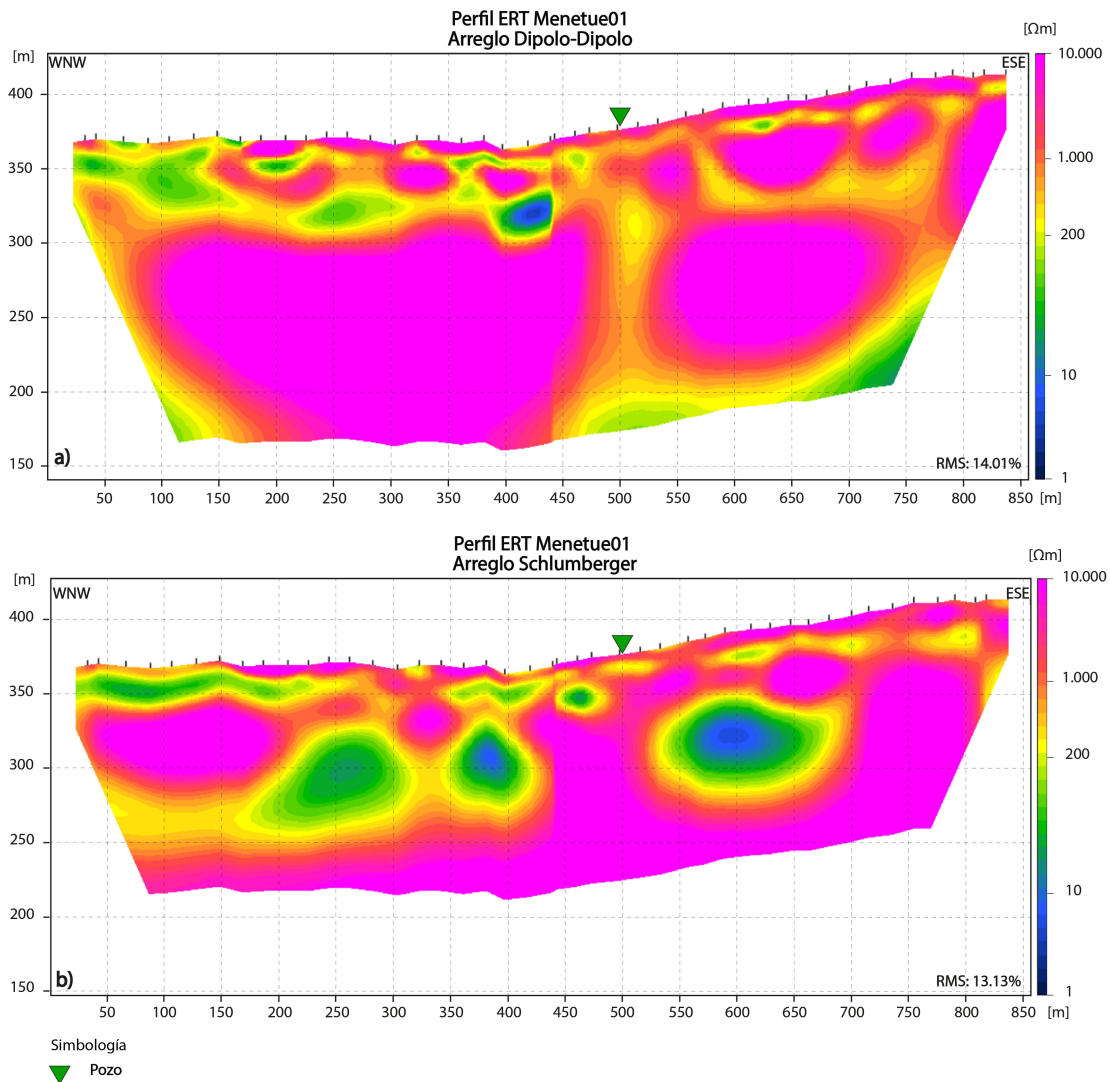


Figura 5.6: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica en sector de Menetúe. a) Arreglo Dipolo-Dipolo. b) Arreglo Schlumberger. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

A continuación, se realizará una descripción de la distribución espacial de la resistividad eléctrica en cada perfil. Al igual que en el trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) se definirán dominios resistivos (R) y conductores (C). Cabe mencionar que existen dominios resistivos y conductores con rangos de resistividad eléctrica notoriamente distintos, por lo que se asignan subdominio: R1 para cuerpos resistivos entre 1.000-10.000 Ωm , C1 para conductores entre 1-10 Ωm , C2 para conductores entre 10-200 Ωm y C3 para semiconductores entre 200-1000 Ωm .

5.3.1. Sector Huife

5.3.1.1. Perfil Huife 01

El perfil Huife 01, arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 5.7), tiene una extensión de 863 metros y una profundidad de inversión de 275 metros aproximadamente. Desde la zona más somera, se ve una

capa subhorizontal R1 con resistividades mayores a $1.000 \Omega\text{m}$, la cual se extiende a lo largo del perfil y tiene un espesor de 10 a 30 metros. Entre los 30 a 50 metros de espesor y a lo largo del perfil, se ubican cuerpos alargados C2 con resistividades cercanas a los $200 \Omega\text{m}$. Finalmente desde los 50 hasta los 200 metros de profundidad aproximadamente, se observa una intercalación de cuerpos R1, C2 y C1, con rangos resistivos mayores a 1.000 , cercanos a 100 y menores a $10 \Omega\text{m}$ respectivamente. Cabe destacar la ubicación del cuerpo C1 al NE del perfil.

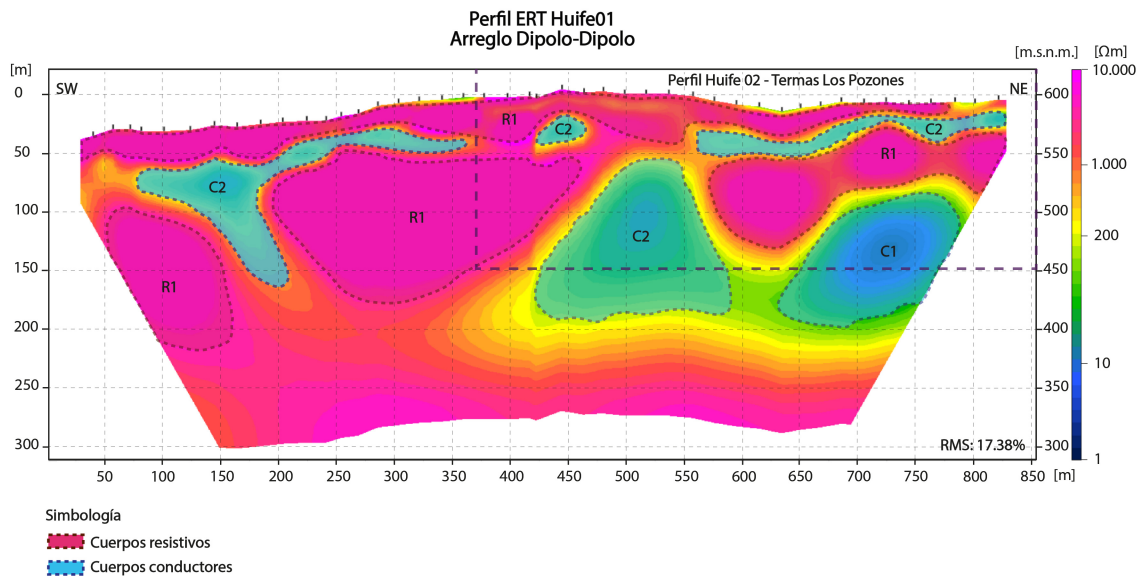


Figura 5.7: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 01, arreglo Dipolo-Dipolo en sector de Huife. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

El perfil Huife 01, arreglo Schlumberger (Figura 5.8), tiene una extensión de 863 metros y una profundidad de inversión estimada de 153 metros. Al igual que en el arreglo Dipolo-Dipolo, se observan los mismos dominios geoelectricos, con excepción de que la distribución y ubicación de éstos cambia levemente.

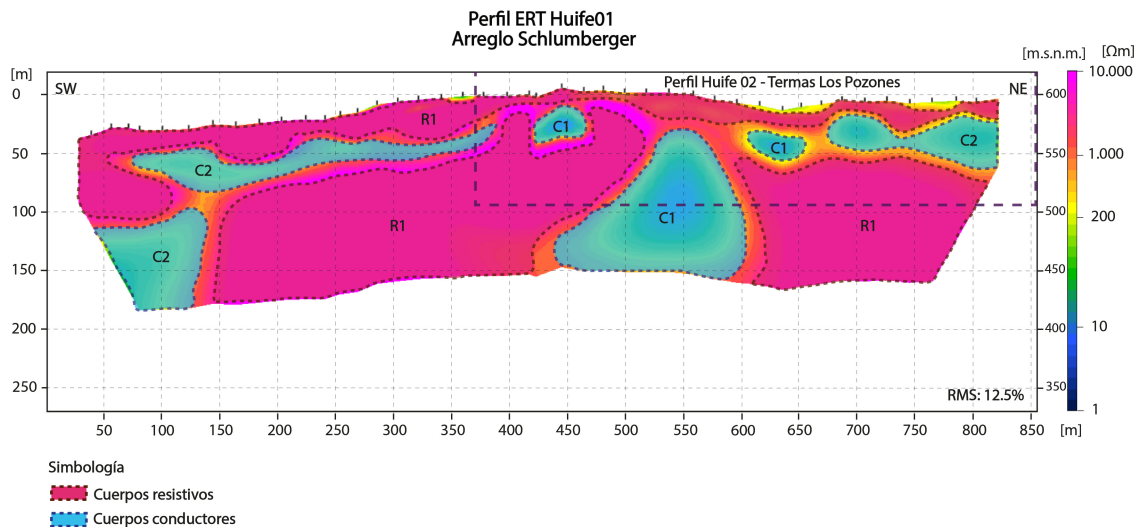


Figura 5.8: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 01, arreglo Schlumberger en sector de Huife. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

Al igual que en el arreglo Dipolo-Dipolo, se observa un cuerpo subhorizontal resistivo que se extiende a lo largo del perfil y tiene un espesor de 10 a 25 metros. Seguidamente, similar al arreglo Dipolo-Dipolo, hasta los 70 metros de profundidad se tiene una capa subhorizontal discontinua conformada por cuerpos alargados C2, y a diferencia del resultado d Dipolo se presentan cuerpos ovalados de menor tamaño C1, con resistividades entre los entre los 5-10 Ωm . A partir de los 50 metros de profundidad aproximadamente y hasta la base del perfil, se tiene una intercalación de cuerpos C2, R1 y C1. El primero se localiza al SW del perfil y tiene resistividades cerca a los 150 Ωm . Los cuerpos R1, con resistividades mayores a 1.000 Ωm se encuentran al centro y en el sector NE del perfil. Finalmente, entre cuerpos R1, se encuentra un cuerpo C1, con resistividades menores a 10 Ωm .

Cabe destacar que el cuerpo C1 que se observa al NE en el perfil Dipolo-Dipolo, en el arreglo Schlumberger no se observa. En este último, sólo se visualiza un cuerpo C1, pero en la posición del cuerpo C2 del perfil Dipolo-Dipolo.

5.3.1.2. Perfil Huife 02 - Termas Los Pozones

El perfil Huife 02 - Termas Los Pozones, arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 5.9), tiene una extensión de 390 metros y tiene una profundidad de inversión de 122 metros.

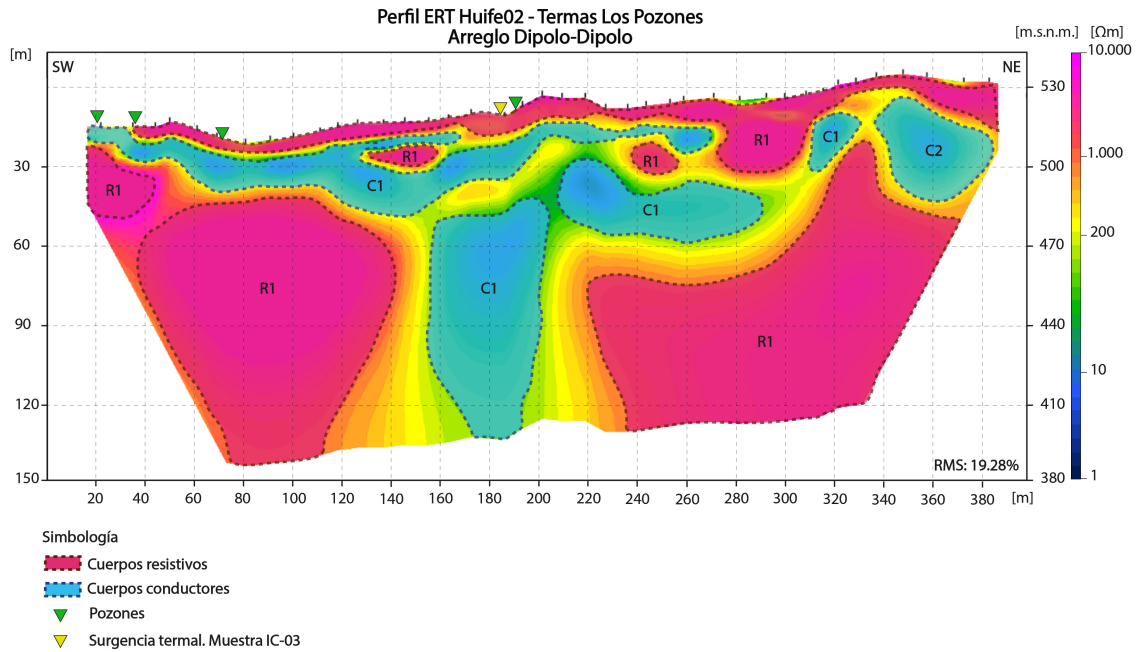


Figura 5.9: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 02 - Termas Los Pozones, arreglo Dipolo-Dipolo en sector de Huife. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

Se ve una capa subhorizontal con resistividades cercanas a los 1000 Ωm que se extiende a lo largo de todo el perfil. Entre los 10 hasta 30-60 metros de profundidad se observa una capa conductora subhorizontal, conformada en su mayoría por cuerpos con resistividades inferiores a 10 Ωm . Desde los 60 metros de profundidad aproximadamente y hasta la base del perfil, se observan intercalaciones de cuerpos R1 y C1, estando los primeros ubicados al SW y NE del perfil. El cuerpo C1 tiene resistividades menores a 10 Ωm y presenta una forma alargada vertical.

El perfil Huife 02 - Termas Los Pozones, arreglo Schlumberger (Figura 5.10), tiene una extensión de 390 metros y una profundidad de inversión estimada de 61 metros. Se observan los mismos arreglos geoelectricos que en el perfil Dipolo-Dipolo, con excepción de que no hay cuerpos C2.

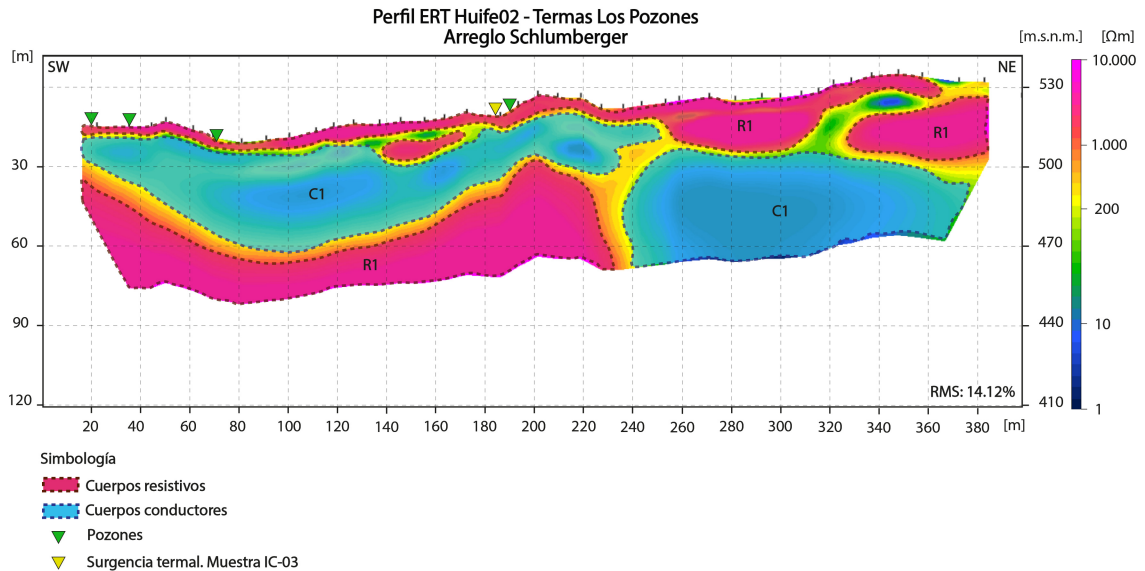


Figura 5.10: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 02 - Termas Los Pozones, arreglo Schlumberger en sector de Huife. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

Al igual que en el arreglo Dipolo-Dipolo, se observa una capa superficial con resistividades cercanas a los $1.000 \Omega\text{m}$, de 5 a 25 metros de espesor. Seguidamente, entre los 5 a 45 metros de profundidad, se encuentra un cuerpo subhorizontal C1, con resistividades entre los 1 a $50 \Omega\text{m}$. Este cuerpo se extiende lateralmente desde el sector SW hasta la mitad del perfil. Bajo esta capa conductora, a partir de una profundidad de 55 metros hasta la base del perfil, se encuentra un cuerpo R1. Contiguo a este cuerpo se encuentra un cuerpo C1, localizado desde la mitad hasta el sector NE del perfil.

5.3.2. Sector Menetúe

El perfil Menetúe 01, arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 5.11), tiene una extensión de 850 metros y la profundidad de inversión es de 203 metros. Se observan cuatro dominios geoelectrónicos R1, C1, C2 y C3.

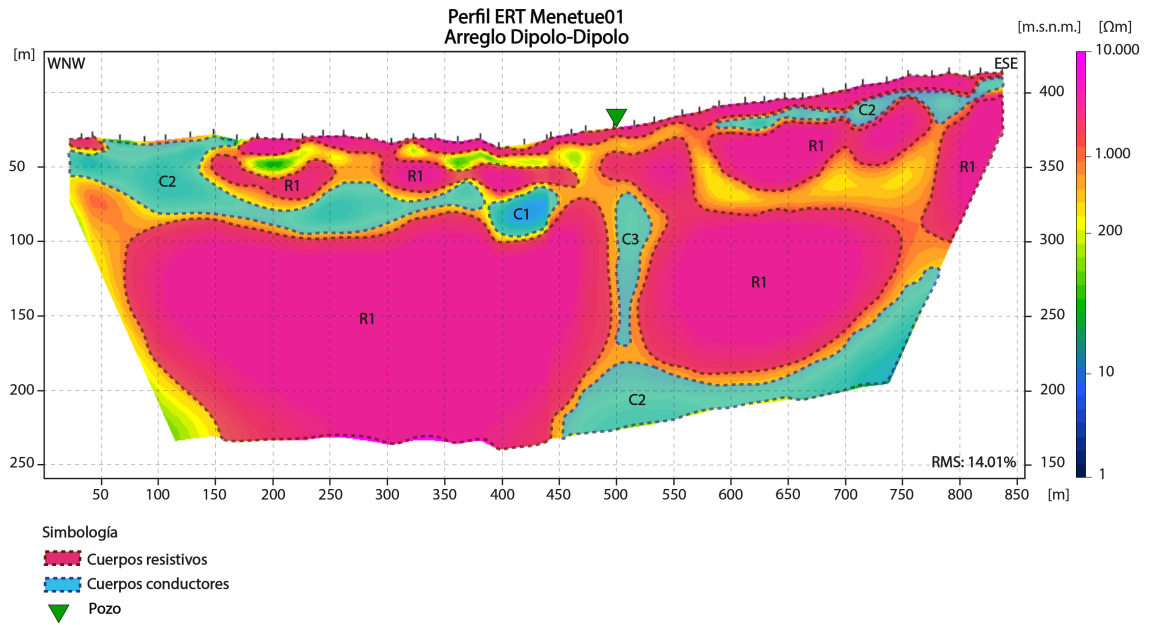


Figura 5.11: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Menetúe 01, arreglo Dipolo-Dipolo en sector de Menetúe. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

Desde la superficie hasta los 100 metros de profundidad aproximadamente se observa una intercalación de cuerpos subhorizontales resistivos y conductores, con resistividades cercanas a los 1.000, y 200 y 10 Ωm respectivamente. Desde los 100 metros de profundidad hasta la base del perfil se ve una intercalación de cuerpos R1, C3 y C2. Los primeros se ubican desde el centro del perfil a los extremos WNW y ESE, presentando resistividades mayores a los 1.000 Ωm . El cuerpo C3 se localiza en el centro del perfil y posee una forma subvertical; tiene resistividades cercanas a los 700-800 Ωm . Finalmente, el cuerpo C2 se extiende desde el centro del perfil al sector ESE de éste.

El perfil Menetúe 01, arreglo Schlumberger (Figura 5.12), tiene una extensión de 390 metros y una profundidad de inversión estimada de 153 metros. Desde la parte más somera se observa una intercalación de cuerpos subhorizontales R1 y C2 hasta los 25 metros de profundidad aproximadamente. Entre los 25 a los 75 metros de profundidad se tiene cuerpos conductores C2 y C1, de forma ovalada y resistividades entre 100 a 10 Ωm respectivamente. Los cuerpos C2 se ubica en el sector WNW del perfil, mientras que los cuerpos C1 se distribuyen en el centro y en el sector ESE de éste. Finalmente, bajo estos cuerpos, llegando hasta la base y extendiéndose a lo largo del perfil se observa un cuerpo mayoritariamente subhorizontal y, en ciertos sectores subvertical, R1.

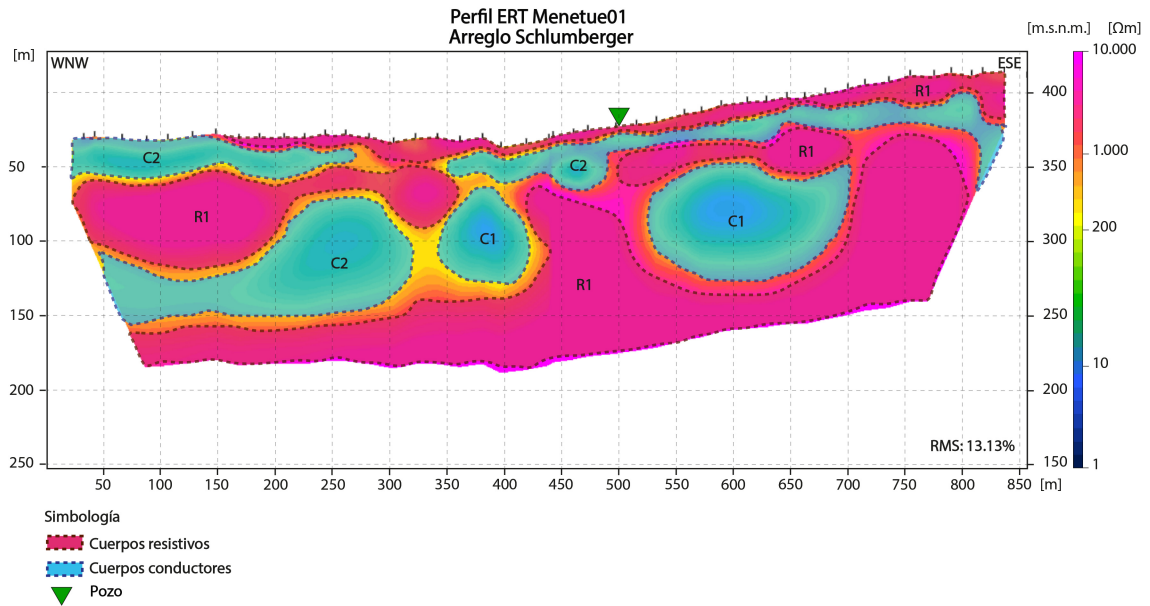


Figura 5.12: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Menetúe 01, arreglo Schlumberger en sector de Menetúe. Creado a partir de *software ZondRes2D*.

A modo de síntesis de resultados, en la Tabla 5.6 se muestran los rangos de resistividad, forma geométrica y localización de dominios geoelectrónicos.

Tabla 5.6: Dominios geoelectrónicos de resistividad real en perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en sectores Huife y Menetúe.

Dominio geoelectrónico	Resistividad (Ωm)	Forma geométrica	Localización	Perfiles
C1	< 10	Cuerpos ovalados y elipsoidales a profundidades desde los 10 a 30 metros en perfiles Huife 02 y Menetúe 01, y desde los 70 a 90 metros en perfil Huife 01.	Entre cuerpos resistentes y conductores C2.	Huife 01-02 Menetúe 01
C2	20-200	Cuerpos subhorizontales cercanos a la superficie. Cuerpos subverticales en perfiles Huife 01-02.	Entre cuerpos resistentes	Huife 01-02 Menetúe 01
C3	200-1.000	Cuerpo vertical alargado.	Entre cuerpos resistentes y sobre cuerpo C2.	Menetúe 01 (Dipolo-Dipolo)
R1	1.000-10.000	Cuerpos ovalados y elipsoidales de distintas dimensiones que se encuentran a distintas profundidades. Cuerpos subhorizontales cercanos a la superficie.	En bases y sectores someros.	Huife 01-02 Menetúe 01

Capítulo 6 Análisis y discusión

6.1. Análisis de aguas termales

Para realizar una clasificación de las aguas geotermales basado en la proveniencia e interacciones de los fluidos, Giggenbach (1988) propone un diagrama ternario que considera las concentraciones de Cl^- , SO_4^- y HCO_3^- . En la Figura 6.1, se reportan las muestras IC-01 e IC-03 en los campos de vapor calentadas y volcánicas, exceptuando Menetúe (IC-02) que está en el campo de aguas periféricas.

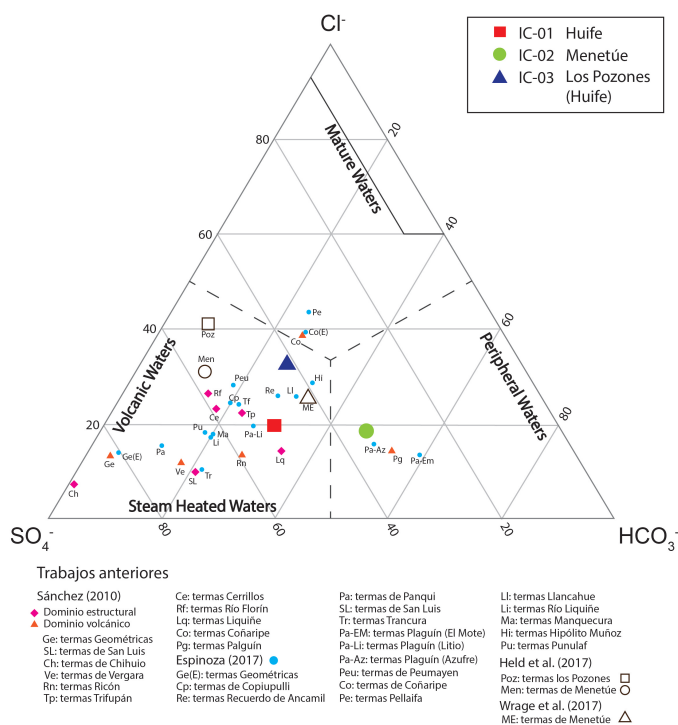


Figura 6.1: Diagrama ternario de aniones mayores (meq/L) (Giggenbach, 1998). Elaborado a partir de *The Geochemist's Workbench* y modificado en *Adobe Illustrator*.

Tal como se expone en el trabajo de Nicholson (1993), el tipo de agua que se encuentra mayoritariamente en los sistemas geotermales es de tipo clorurada, la cual se origina en las profundidades del sistema geotermal a altas temperaturas. Por otro lado, los otros tipos de aguas geotermales (ácido-sulfatadas, bicarbonatadas) que se encuentran en los sistemas derivan de aguas cloruradas, sólo que son resultado de un proceso físico y/o químico.

Para las aguas periféricas, estos procesos pueden darse por mezcla de aguas meteóricas, que aumentan la concentración de bicarbonato y disminuyen la de cloro (Sánchez, 2010). Las aguas vapor calentadas se generan por absorción y condensación de vapores/gases geotermales, lo que aumenta su concentración de SO_4^- y disminuye su pH. Sin embargo, esta última afirmación no se condice con el pH de las tres muestras, el cual es superior a 8.5 para los tres casos.

Entonces analizando otros elementos y observando el diagrama Piper (Figura 5.1) expuesto en la sección anterior, las aguas de ambos sitios son de tipo sulfatadas-sódicas, con altas concentraciones de Na. El proceso al que podría asociarse esta concentración podría corresponder a una lixiviación de la roca caja (Ellis y Mahon, 1977; Giggenbach et al., 1983; Smellie et al., 1995; Stober y Bucher, 1999 como se cita en Held et al., 2017). Hay que tener presente que las termas que se ubican en el sector de Huife, se encuentran sobre los Estratos de Relicura (Par), que a su vez se encuentran intruidos por el Complejo Intrusivo Huerquehue (Mgh), formado principalmente por granitos, granodioritas, dioritas con un alto contenido de Na. Por otro lado el Parque Termal Menetúe se ubica sobre los Granitoides Trancura (Mgt), formado por granitos, granodioritas y dioritas de hornblenda y biotita principalmente.

Estos procesos han sido descritos para las aguas termales del sector de Liquiñe por Daniele et al. (2020). La lixiviación de estas rocas y en específico la disolución de feldespatos sódicos, podría ser causante de la concentración de Na (entre 49.2 a 65.75 ppm, Tabla 5.4) en las muestras. De manera similar se tienen bajas concentraciones para Mg (<0.48 ppm), K (<1.56 ppm) y Ca (<12.02 ppm), por lo que se podría deducir que no se tiene una disolución significativa de minerales máficos y feldespatos potásicos y cálcicos. Daniele et al. (2020) plantean que la disolución de albita podría estar dada por la presencia e interacción de gases geotermales, como CO_2 y H_2S . Por otro lado, la disolución de estas especies conllevaría a una acidificación de los fluidos geotermales, la cual se vería regulada por la interacción agua/roca, en el que ésta última actuaría como un buffer. Por lo anterior se podría explicar los valores de pH de estas muestras, que rondan entre los 8.58 y 9.07 (Tabla 5.2).

En base a los antecedentes mencionados se sugiere que las aguas hayan sido vapor calentadas y que en su ascenso haya sufrido una interacción con las rocas del sistema. Sin embargo, y no menos importante, no se puede obviar el hecho de que este análisis se aplica a tres muestras de agua, lo que no es suficiente para comprender un sistema geotermal a profundidad. Por lo anterior, en estudios futuros será necesario aumentar el número de muestras y ampliar el análisis incluyendo isótopos, para constatar mejor la interacción agua roca o el origen de estos fluidos.

6.2. Ley de Archie

De acuerdo a los resultados de la Tabla 5.5, empíricamente se plantea que para valores de resistividad cercanos o bajos a 30 Ωm podría corresponder a sedimentos saturados en agua y valores cercanos a los 400 Ωm correspondería a un medio rocoso saturado.

Para poder precisar de mejor manera la clasificación anterior es que se utilizarán los parámetros fisicoquímicos medidos y resistividades eléctricas calculadas (Tablas 5.2 y 5.3). Por otro lado, esto se sustenta también de los valores de resistividad del trabajo de Pérez-Estay et al. (2022), donde se otorgan valores a aguas termales, aguas de acuífero, aguas de río y aguas meteóricas de 26, 155, 370 y 714 Ωm respectivamente. Estos valores se midieron en un contexto geológico muy similar en un sector a menos de 100 km de distancia del área de estudio de esta tesis. Según los autores aplicando la ley de Archie se pueden definir rangos de resistividad eléctrica de sedimentos saturados en diferentes tipos de agua (Figura 6.2).

A partir de la Figura 6.2 es que se hace una clasificación, la cual se aplicará en este trabajo dado que los rangos de resistividades son similares a los de este estudio y se realiza con una mayor cantidad de muestras. Se esperara para sedimentos libres de arcillas que están saturados en aguas frías (considerar agua de río, acuífero y meteóricas) un rango de 250 a 2500 Ωm y para el mismo medio, pero saturado en aguas termales, se esperara un rango de 30 a 200 Ωm . Entre los 200 y 400 Ωm existe un rango intermedio que es difícil de dilucidar si es un medio poroso saturado en agua termal o fría, y esto solo se puede definir midiendo in situ los parámetros de la ley de Archie para la zona de estudio, que está fuera del alcance de este trabajo. Los rangos recién expuestos se aplicarán para apoyar la interpretación posterior.

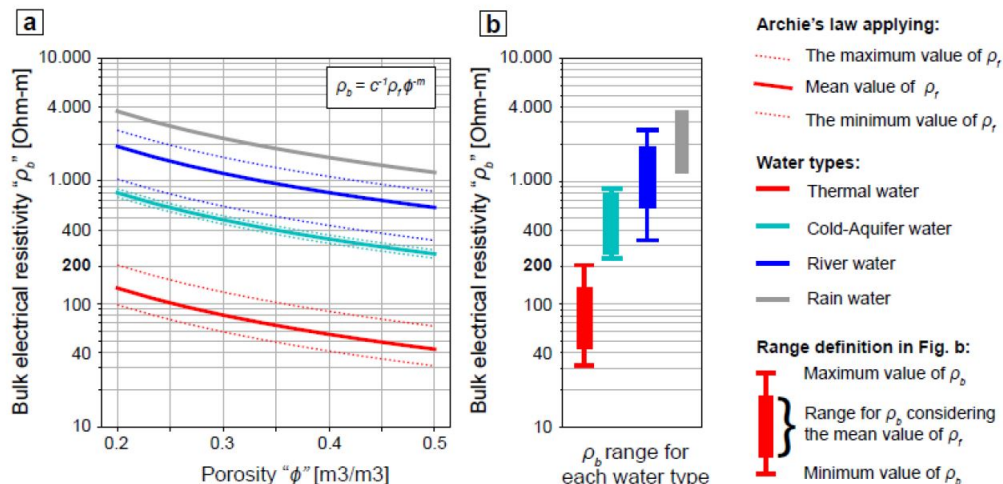


Figura 6.2: Rangos mínimos, máximos y promedio de resistividades eléctricas para distintos tipos de agua. Extraído de Pérez-Estay et al. (2022), para el sector de Liquiñe, cercano al área de estudio.

6.3. Interpretación de resultados geofísicos

6.3.1. Diferencias y similitudes entre los arreglos Dipolo-Dipolo y Schlumberger

En la sección 5.3 se expusieron los perfiles resultantes de la inversión geofísica para los arreglos Dipolo-Dipolo y Schlumberger, donde se observan diferencias sustanciales con respecto a la profundidad a la que llega la inversión, la ubicación de cuerpos conductores y el rango de resistividad de éstos últimos.

Con respecto a los perfiles realizados con arreglo Dipolo-Dipolo, éstos tienden a llegar a una mayor profundidad (entre 100 y 300 metros) en comparación al arreglo Schlumberger (50 a 100 metros). Esto se debe a que la configuración de electrodos (ver sección 2.3.3) del arreglo Dipolo-Dipolo permite aprovechar al máximo la separación de 900 m de cable, versus el arreglo Schlumberger que mide voltaje (y la respuesta del medio) en una zona restringida más al centro del cable. Otra diferencia sustancial es que el arreglo Dipolo-Dipolo, en general, muestra una mayor cantidad de anomalías resistivas y éstas pareciesen estar más achatadas que el método Schlumberger.

En relación al arreglo Schlumberger, cabe destacar que suele mostrar cuerpos conductores de una menor resistividad en comparación a el arreglo Dipolo-Dipolo. Por otra parte, a pesar de tener casi la misma extensión horizontal, el arreglo Schlumberger no muestra la totalidad de cuerpos verticalmente. Finalmente, hay que enfatizar que todos los perfiles correspondientes a arreglo Schlumberger tienen un RMS más bajo que los Dipolo-Dipolo.

Entonces se plantean interrogantes de por qué se observan estas diferencias y cómo se lograría una óptima integración de todos los datos sin sobrestimar cuerpos, y por ende estructuras y diversas capas sedimentarias o sustratos rocosos. Para responder la primera interrogante, es necesario considerar la configuración y posición de receptores y conductores al momento de medir. Con respecto a la profundidad de inversión y como se observa en las Figuras 2.5 y 2.6 se tienen a y L como separación entre receptores o conductores dependiendo del arreglo.

Para el arreglo Schlumberger para los perfiles Huife 01 y Menetúe 01, a y L tienen distancias de 20 y 60 metros respectivamente. En tanto, para el arreglo Huife 02, a y L tienen valores respectivos de 10 y 30 metros. Por el contrario, para el arreglo Dipolo-Dipolo, para Huife 01 y Menetúe 01 el valor de “a” corresponde a 20, mientras que para Huife 02 el valor de “a” es 10 metros, siendo el valor de L la gran diferencia. Para los perfiles Dipolo-Dipolo el valor L puede presentar variaciones de más de 100 metros. Entonces, observando la Figura 2.7, si hay una mayor separación entre conductores y receptores, las líneas de corriente penetraran más profundo y, por consiguiente, la medición puede efectuarse a mayor profundidad.

Además, tal como se expuso en el Marco Teórico de este trabajo, el arreglo Dipolo-Dipolo identifica de mejor manera las variaciones en la resistividad eléctrica lateral, por lo que esto explicaría porqué ciertos cuerpos no son observados en el arreglo Schlumberger.

A partir de lo anterior es que para realizar la interpretación geológica se considerarán los perfiles obtenidos por ambos métodos, siendo que la extensión de cuerpos y variación de resistividad de forma lateral estaría dada en su mayoría por el arreglo Schlumberger. Para la variación vertical se tendría más en cuenta los cuerpos entregados por el arreglo Dipolo-Dipolo. Sin embargo, cabe mencionar que para realizar este perfil se debe tener en cuenta principalmente la geología de los sitios estudiados.

6.3.2. Interpretación litológica de los dominios geoelectricos

Al igual que en el trabajo de Pérez-Estay et al. (2022), a partir de los cuatro dominios geoelectricos resumidos en la Tabla 5.6 se realizará una interpretación geológica, proponiendo el tipo de unidad al que pueda corresponder. Esta interpretación será utilizada para realizar la interpretación geológica, en la que se plasmará la posible distribución de estas unidades y estructuras.

El dominio R1, se caracteriza por corresponder a cuerpos subhorizontales con altas resistividades (1.000 a 10.000 Ωm), que se suelen ubicar en sectores someros y en la base del perfil. Debido al contexto geológico de los sitios es que se propone una separación entre los cuerpos R1 de acuerdo a su profundidad en el perfil.

Primeramente, las capas horizontales R1 más cercanas a la superficie podrían corresponder a una cobertura sedimentaria no saturada para ambos sitios. De acuerdo con datos bibliográficos, se le asocian a los sedimentos rangos de resistividad de 500 a 10.000 Ωm (Best, 2015).

Seguidamente, los cuerpos subhorizontales R1 ubicados en la base, podrían corresponder a rocas impermeables con nulo a alto grado de fracturamiento, dependiendo del sector estudiado. Conforme a los afloramientos vistos en los sectores de Menetúe y Huife, esta unidad podría corresponder a rocas intrusivas de los Granitoides Trancura (Mgt) y rocas volcánicas de Los Estratos de Relicura (Par) respectivamente. Por otra parte, de acuerdo al perfil realizado por Moreno y Lara (2008), este dominio podría corresponder a rocas del Complejo Intrusivo Huerquehue (Mgh), pero en superficie esta litología no fue observada. Según literatura, los valores de resistividad para rocas intrusivas ácidas están en un rango de los 4500 a 1.300.000 Ωm (Telford et al., 1990), mientras que para rocas volcánicas se encontraría en un amplio rango de 100 a 50.000 Ωm (Telford et al., 1990).

En cuanto al dominio C3, éste tiene resistividades entre 200 a 1000 Ωm , orientación vertical y solamente se observa en el perfil Menetúe 01 (Dipolo-Dipolo). En relación al contexto geológico y a las diaclasas y fallas observadas en terreno, este cuerpo podría corresponder a una estructura de este tipo. En distintos trabajos se ha propuesto que fallas observadas en perfiles ERT que afectan a distintas rocas y sedimentos, tienen resistividad de 10 a 800 Ωm (Tripp et al., 1978; Storz et al., 2000; Richard et al., 2010; Giocoli et al., 2011; Chabaane et al., 2017; Figueroa et al., 2021, como se cita en Pérez-Estay et al., 2022).

En el dominio C2 se tienen cuerpos verticales y horizontales con resistividades entre 10 a 200 Ωm . Los cuerpos verticales son observados en los perfiles Huife 01, y tal como fue el caso anterior, estaría en un rango correspondiente a una posible estructura, congruente con lo planteado por Moreno y Lara (2008). Por otro lado, los cuerpos horizontales, se observan mayormente en los perfiles Huife 01 y Menetúe 01, donde podrían corresponder a sedimentos saturados en agua termal, En particular, el perfil Huife 01 se podrían asociar a la posición de las termas de Huife y Los Pozones, además que coincidiría con los valores obtenidos mediante Ley de Archie. Por otra parte, en el trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) se tiene un rango de 1 a 400 Ωm para sedimentos saturados con agua termal.

Finalmente, el dominio C1 corresponde a cuerpos verticales y horizontales con resistividades bajas, entre 1 a 10 Ωm . Estas resistividades fueron registradas en superficie, en donde se encontraban las surgencias termales en el sector de Huife. Por lo que cuerpos horizontales C1 podrían también corresponder a sedimentos saturados en agua termal. En la mayoría de los casos, se observa una conexión entre cuerpos verticales y horizontales C1, por lo que se podría atribuir a los primeros a posibles estructuras. Cabe mencionar que existen zonas de fallas en las que hay mucha presencia de arcilla, lo que podría explicar el bajo valor de resistividad. Asimismo, hay cuerpos con forma circular aislados, los que podrían estar asociados a lentes de arcillas, las cuales pueden tener resistividades entre 1 a 100 Ωm (Telford et al., 1990), o entre 1 y 30 Ωm cuando se encuentran saturados (Pérez-Estay et al., 2022).

Un resumen de esta interpretación y también de los distintos tipos de agua se puede observar gráficamente en las Figuras 6.4 y 6.3.

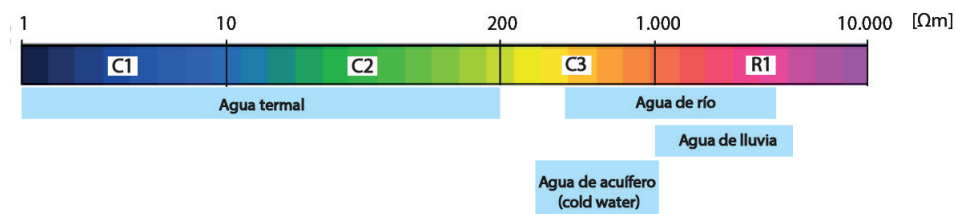


Figura 6.3: Interpretación hidrogeológica de dominios geoelectricos. Datos tomados de trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) y propios. Creado a partir de *software Illustrator*

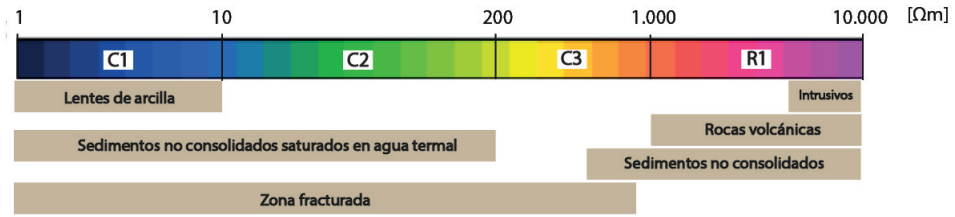


Figura 6.4: Interpretación geológica de dominios geoelectricos. Datos tomados de trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) y propios. Creado a partir de *software Illustrator*

No se puede obviar que los dominios C1 y C2 fueron asignados para estructuras y sedimentos saturados con agua termal. Para profundizar en lo anterior, es que se utilizarán los perfiles Huife 01 y Huife 02 - Termas Los Pozones de ejemplo. Ambos perfiles son paralelos entre sí, y el sector de las termas Los Pozones (perfil Huife 02) se encuentra desde los 380 metros hasta casi el final del perfil Huife 01 (Figura 6.5). Observando el mismo sector en ambos perfiles, específicamente arreglo Dipolo-Dipolo, se ven bastante similitudes de disposición de cuerpos conductores y resistivos, con la única diferencia de que en el perfil Huife 02 no se observa el cuerpo conductor C1 en el sector NE del perfil entre los 100 a 150 metros de profundidad.

Si se representa el mismo sector en ambas secciones, ¿por qué los valores de resistividad varían?. Una posible respuesta a esta interrogante podría darse a partir de la ecuación 2.10. Dado que los perfiles Huife 01 y Huife 02 tienen una extensión de 863 metros y 390 metros respectivamente, en el arreglo Dipolo-Dipolo el parámetro L tiene un valor más alto en el primer perfil. Es así como la resistividad aparente tendría un mayor valor en este perfil y posiblemente influya en los valores de resistividad real obtenidos posterior a la inversión. En base a lo anterior puede asignarse en ciertos perfiles que ciertos cuerpos C1 y C2 corresponden a sedimentos saturados en agua termal, pero su aseveración no es definitiva considerando los datos expuestos en este trabajo.

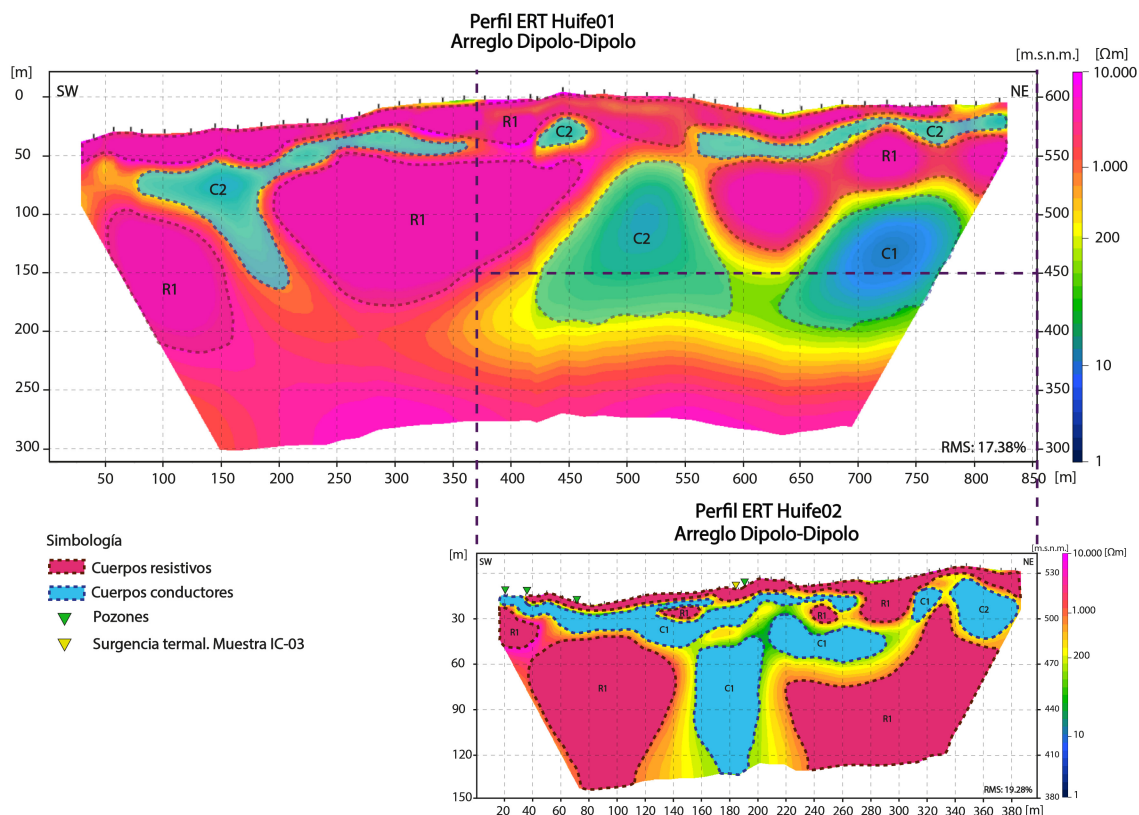


Figura 6.5: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica Huife 01 y Huife 02 - Termas Los Pozones a escala correspondiente. Creado a partir de *software Zon-dRes2D*.

6.3.3. Interpretación de perfiles geológicos revelados a través de los ERT

Acoplando las secciones anteriormente discutidas, se realiza una interpretación geológica a partir de datos geofísicos.

Para el sector de Huife se interpreta la sección expuesta en la Figura 6.6. De base a techo, se observa un estrato rocoso compuesto posiblemente por rocas asociadas a los Estratos de Relicura (Par), de una potencia mínima de 100 metros. También podría haberse interpretado como rocas intrusivas pertenecientes a Complejo Intrusivo Huerquehue (Mgh), pero no corresponde al espesor interpretado y asignado a esta unidad por Moreno y Lara (2008). Por otra parte, en superficie se observaron afloramientos aledaños a los perfiles ERT Huife 01 y Huife 02- Termas Los Pozones conformados por tobas líticas de composición andesítica en su mayoría, por lo que finalmente se interpretan como los Estratos de Relicura (Par).

Seguidamente, hay dos zonas sub-verticales altamente fracturadas asociadas a zonas de falla/falla, por las cuales circulan fluidos termales. Ya a niveles superficiales, se tiene una capa de sedimentos no consolidados, de un espesor variable. Se tienen zonas en esta capa horizontal saturadas en aguas geotermales.

Hay un sector del cuál no se tiene seguridad en su interpretación y éste se representa como Unidad desconocida en el perfil (polígono gris con signo de interrogación en Figura 6.6). Tiene resistividades menores a 10 Ωm y se encuentra en el sector NE inferior del perfil, donde está el sustrato rocoso. Este cuerpo dado su lateralidad y baja resistividad, por bibliografía podría estar asociado a un lente de arcilla, o rocas con alto contenido de arcillas, pero su ubicación y tamaño no permiten una interpretación inequívoca. Como se encuentra cerca de una zona altamente fracturada, también podría asociarse a una de estas áreas.

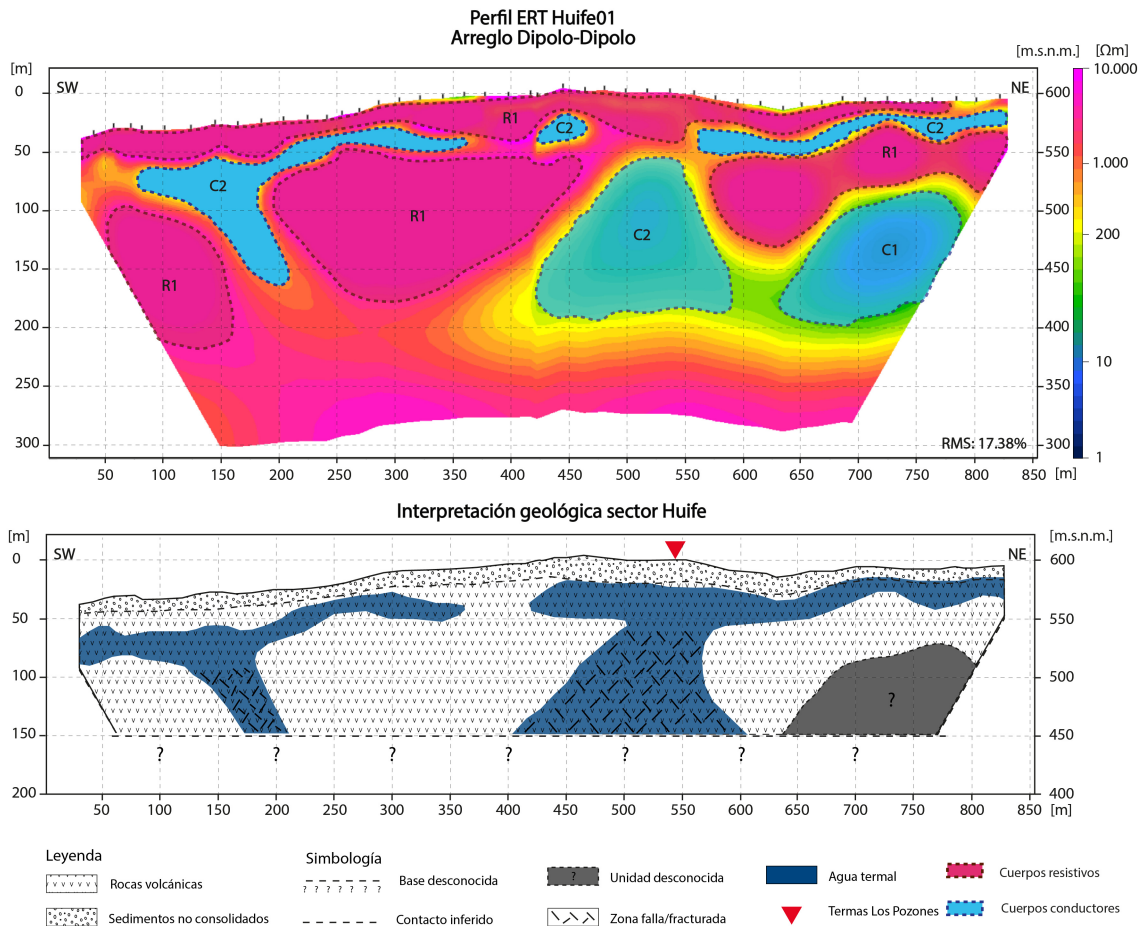


Figura 6.6: Interpretación geológica sector Huife a partir de perfiles ERT. Realizado con *Adobe Illustrator*.

La estructura ubicada en el sector NE de la figura anterior se observa también en el perfil Huife 02 - Los Pozones. Proyectando la estructura entre ambos perfiles, se obtiene lo observado en la Figura 6.7, con rumbo N-S, NNW-SSE. Esto coincide con el rumbo del SFLO, por lo que es posible que la estructura pertenezca o esté relacionada con este sistema de fallas. A partir de lo anterior es que se puede afirmar que en este sector existe un control estructural del agua termal en el sector somero asociado al SFLO. Sin embargo, cabe tener en consideración que el ERT resuelve problemas

en dos dimensiones, por lo que el rumbo de la estructura podría no corresponder al propuesto.

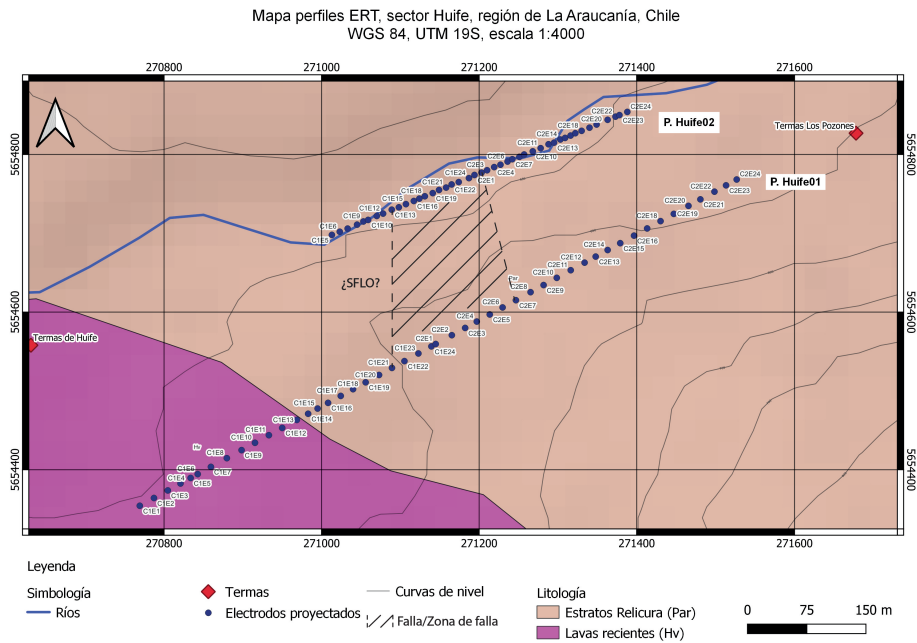


Figura 6.7: Interpretación de falla/zona de falla en el sector Huife a partir de perfiles ERT. Realizado con *Adobe Illustrator*.

Por otra parte para el sector de Menetúe (Figura 6.8), de base a techo se tiene una unidad intrusiva, asociada al Complejo Intrusivo Huerquehue (Mgh) con un espesor aproximado de 75 a 150 metros. Se encuentran dos fallas en esta unidad, por las cuales circulan fluidos geotermales o agua meteórica con un posible rumbo NNE-SSW, el cual es coincidente con SFLO en ese sector. Sin embargo, falta un perfil paralelo para poder aseverar dicho rumbo. Cabe mencionar que no se observan anatomías y conductividades similares entre ambas estructuras, por lo que se plantea una interrogante con respecto a la existencia de la estructura ubicada al ESE.

Posteriormente se tiene una capa de sedimentos no consolidados, asociados posiblemente a la unidad de Depósitos poligénicos (Hp), formada por arenas, gravas y limos. Ciertos sectores de esta capa estarán saturados en fluidos geotermales, representados en azul.

Cabe mencionar que hay un pozo, por el cual se extrae agua para las termas, que coincide con la ubicación de la posible estructura y además, ubicación del agua geotermal. Finalmente, cerca de la superficie y por lo visto en terreno, se encuentra una capa de tefra y suelo de un espesor aproximado de 10 a 20 metros. En diversos trabajos, se les ha asociado a esta unidad una resistividad cercana a 1000 Ωm cuando esta no se encuentra saturada en agua (Turner et al., 2011).

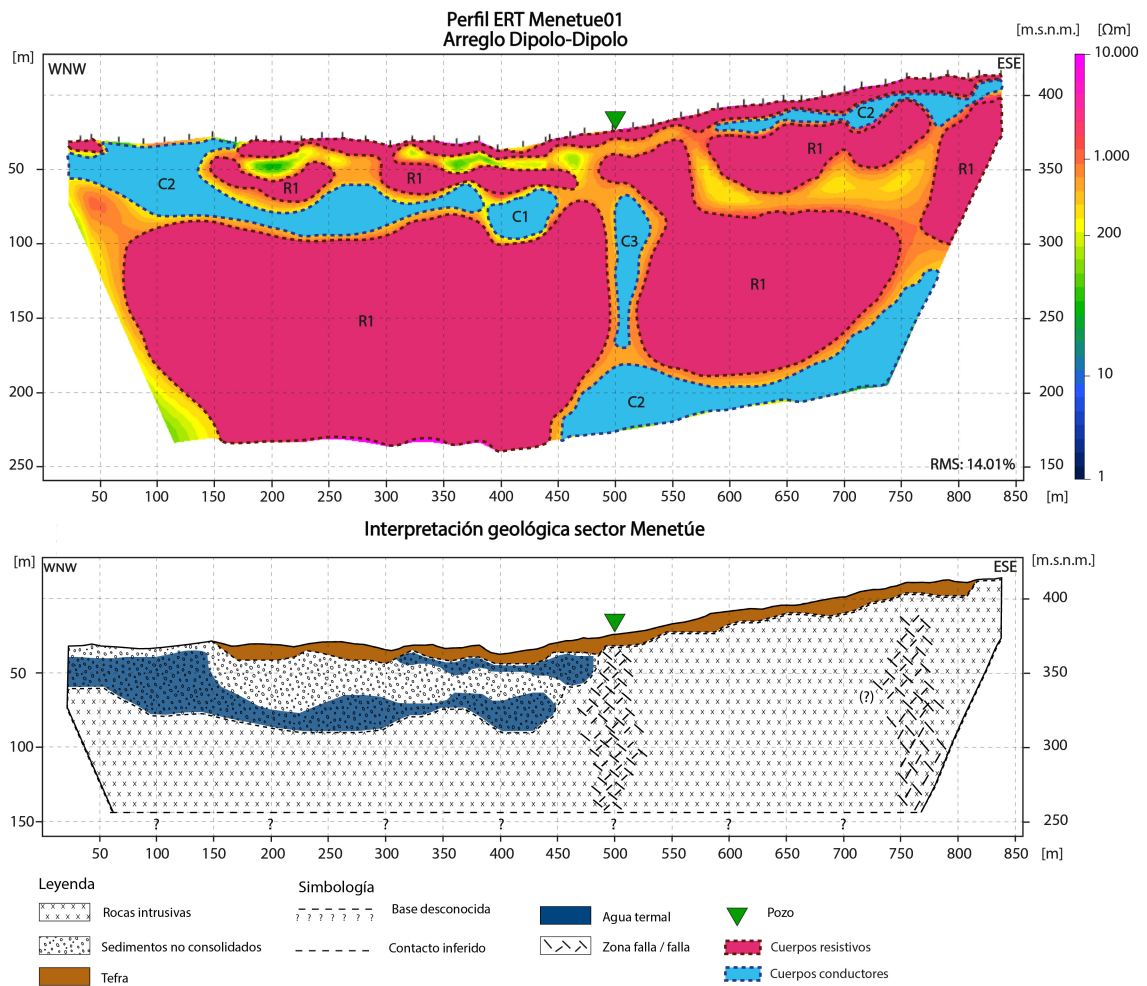


Figura 6.8: Interpretación geológica sector Menetúe a partir de los perfiles ERT. Realizado con *Adobe Illustrator*.

Las diferencias más importantes entre ambos sitios e interpretaciones es que en el sector Huife se observan con mayor claridad las estructuras saturadas en agua termal, mientras que en Menetúe, las estructuras propuestas no pertenecen al dominio geoelectrico C1 o/y C2. Sin embargo, esto puede deberse a al tipo de roca en el que se presentan las fallas. En una roca plutónica la zona de daño asociada a una falla puede ser menor dada su composición, por lo que es más complejo su fracturamiento y alteración y en consecuencia tendrá una menor cantidad de arcillas, que tienen baja resistividad eléctrica, en comparación a una roca volcánica.

No menos importante es tener en consideración que en ningún perfil de resistividad eléctrica el RMS fue menor a un 10%, lo que podría haber conllevado algún error en la interpretación geológica. A pesar de esto, teniendo ambos posibles modelos en cuenta, finalmente se interpreta que probablemente el medio por el que circulan los fluidos geotermales consiste en estructuras para ambos sectores. Considerando trabajos anteriores, estas estructuras pueden estar relacionadas con las sistemas de fallas regionales de la zona, tales como SFLO y ATF.

Capítulo 7 Conclusiones y recomendaciones

Los estudios realizados para este trabajo lograron determinar las zonas permeables e impermeables de los primeros 200 metros de profundidad de sistemas geotermales en los sectores de Huife y Menetúe en La Araucanía Lacustre. A partir de los resultados obtenidos se postula que el control del transporte de fluidos está dado, principalmente, por un control estructural en ambos sitios de estudio, asociado posiblemente a estructuras primarias y/o secundarias al SFLO.

Específicamente, los resultados obtenidos en el sector de Huife reflejan aguas termales del tipo sulfatadas sódicas, pH entre los 8.58 a 9.06 y temperaturas entre los 50.6 a 54.4 °C. A partir del ERT, se identificaron tres dominios geoelectricos, los cuales posteriormente serían interpretados como rocas volcánicas pertenecientes a Estratos de Relicura (Par), sedimentos no consolidados, sedimentos saturados con agua termal y estructuras saturadas con agua termal. Se plantea que los fluidos geotermales en este sector circulan por zonas fracturadas asociadas a fallas del sustrato rocoso relacionadas con SFLO.

Para Huife se recomienda la continuación de ERT, en las demás termas del sector, las cuales tienen la misma alineación que los sitios estudiados. Así se puede tener un mayor conocimiento de la extensión de esta zona fracturada por la cual estarían circulando los fluidos. Igualmente, se recomienda realizar el mismo estudio, pero en los meses de verano, para observar si hay aporte de aguas del río a estos sistemas. También se recomienda la realización de estudios en la rivera norte del río Liucura, ya que, al encontrarse una surgencia en esta zona, se podría pensar que también hay circulación de fluidos geotermales. En esta rivera se encuentran varios campos y hogares, los cuales podrían verse beneficiados por la geotermia de uso directo.

En el sector Menetúe, las aguas termales presentaban una temperatura 50.6 °C, pH 9.07 y eran del tipo sulfatada sódica. En conjunto al ERT, se identificaron 4 dominios geoelectricos, los cuales fueron interpretados como rocas intrusivas del Complejo Intrusivo Trancura (Mgt), sedimentos no consolidados pertenecientes a los Depósitos poligénicos (Hp) y tefra vista en terreno, además de fallas coincidentes en ubicación con la presencia de agua geotermal y pozo extractor. Es posible atribuir la circulación de fluidos geotermales a estructuras, pero se requiere de más perfiles para poder determinar el rumbo de dicha estructura y ver si efectivamente coincide con el SFLO, además de la influencia de ATF.

Para este sector, es recomendable realizar el mismo estudio, pero donde se encontraban los po-

zos que estaban en trabajo de perforación en el mes de julio, ya que dado condiciones climáticas no fue posible realizar este perfil. Igual que en el área de Huife, se sugiere una mayor toma de muestras de agua y los estudios respectivos propuestos anteriormente.

Este trabajo contribuye a considerar los métodos geofísicos como una herramienta válida para la exploración de reservorios someros. A partir del ERT se pudo determinar la distribución de conductividad del subsuelo. Además, mediante resistividades se pudo plantear la ubicación de estructuras y cuerpos conductores y resistivos. Sin embargo, es recomendable utilizar otros métodos para determinar mejor, principalmente, el espesor de los sedimentos y la orientación de las posibles estructuras. La mejor forma de estudiar estos sistemas complejos es utilizando diferentes métodos que, combinados, permiten alcanzar un mejor conocimiento de los sistemas subsuperficiales para el uso geotérmico directo, tales como estudios isotópicos de aguas, geotermometría, geofísicos, entre otros.

Gracias a los resultados de este trabajo, se podría extraer de manera más precisa el agua termal y aprovechar este recurso en geotermia de uso directo. Finalmente y para determinar el medio por el cual circula el agua en sectores aledaños, se sugiere realizar más campañas de exploración geotérmica en la zona, pero a distintas escalas locales. Posteriormente, en conjunto a los datos obtenidos en este estudio, se puede idear un plan de geotermia de uso directo que le pueda hacer frente a la contaminación del aire que tiene la zona debido al uso de calefacción a leña.

Bibliografía

- [1] Appelo, C. A. J., y Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema.
- [2] Archie, G. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54–62. doi: 10.2118/942054-G
- [3] Best, M. E. (2015). Electromagnetic (EM) Methods. En J. Hunter y H. Crow (Eds.), *Share wave velocity measurement guidelines for canadian seismic site characterization in soil and rock* (pp. 170–180).
- [4] Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3 SPEC. ISS.), 55–66. doi: 10.1016/0040-1951(95)00066-6
- [5] Cembrano, J., y Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96–113. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.038
- [6] Chandra, P. C. (2016). *Groundwater geophysics in hard rock* (1.^a ed., Vol. 1). CRC Press.
- [7] Daniele, L., Taucare, M., Viguier, B., Arancibia, G., Aravena, D., Roquer, T., ... Morata, D. (2020). Exploring the shallow geothermal resources in the Chilean Southern Volcanic Zone: Insight from the Liquiñe thermal springs. *Journal of Geochemical Exploration*, 218. doi: 10.1016/j.gexplo.2020.106611
- [8] Espinoza, A. (2017). *Estadística multivariante y geotermometría multicomponente de las manifestaciones termales del área Pucón-Liquiñe, IX Región de La Araucanía y XIV Región de Los Ríos, Chile. Memoria para optar al título de geólogo*. (Inf. Téc.). Santiago: Universidad de Chile.
- [9] Figueroa, R., Viguier, B., Taucare, M., Yáñez, G., Arancibia, G., Sanhueza, J., y Daniele, L. (2021). Deciphering groundwater flow-paths in fault-controlled semiarid mountain front zones (Central Chile). *Science of the Total Environment*, 771. doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.145456
- [10] Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), 2749–2765. doi: 10.1016/0016-7037(88)90143-3
- [11] Gurioli, L., Harris, A. J. L., Houghton, B. F., Polacci, M., y Ripepe, M. (2008). Textural and geophysical characterization of explosive basaltic activity at Villarrica volcano. *Journal of*

- [12] Held, S., Nitschke, F., Schill, E., Morata, D., Eiche, E., y Kohl, T. (2017). Hydrochemistry of the Hot Spring Fluids of Villarrica Geothermal System in the Andes of Southern Chile. *GRC Transactions*, 41.
- [13] Held, S., Schill, E., Schneider, J., Nitschke, F., Morata, D., Neumann, T., y Kohl, T. (2018). Geochemical characterization of the geothermal system at Villarrica volcano, Southern Chile; Part 1: Impacts of lithology on the geothermal reservoir. *Geothermics*, 74, 226–239. doi: 10.1016/j.geothermics.2018.03.004
- [14] Hem, J. D. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water* (Inf. Téc.). U.S. Geological Survey Water.
- [15] Hermawan, O. R., Prakasa, D., y Putra, E. (2016). The Effectiveness of Wenner-Schlumberger and Dipole-dipole Array of 2D Geoelectrical Survey to Detect The Occurring of Groundwater in the Gunung Kidul Karst Aquifer System, Yogyakarta, Indonesia. *Journal of Applied Geology*, 1(2), 71–81.
- [16] Kana, J. D., Djongyang, N., Raïdandi, D., Njandjock Nouck, P., y Dadjé, A. (2015). A review of geophysical methods for geothermal exploration. *Elsevier*, 14, 87–95.
- [17] Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration* (3.^a ed., Vol. 1).
- [18] Lowrie, W. (2007). Earth's age, thermal and electrical properties. En *Fundamentals of geophysics* (2.^a ed., pp. 260–267). Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511807107
- [19] Moeck, I. S. (2014). *Catalog of geothermal play types based on geologic controls* (Vol. 37). Elsevier Ltd. doi: 10.1016/j.rser.2014.05.032
- [20] Moreno, H., y Clavero, J. (2006). Geología del volcán Villarrica. Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. *Carta geológica de Chile. Serie geología básica. N° 98*.
- [21] Moreno, H., y Lara, L. (2008). Geología del área Pucón-Curarrehue. Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. *Carta geológica de Chile. Serie geología básica N° 115. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)*.
- [22] Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids* (1.^a ed.). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-77844-5
- [23] Nitschke, F., Held, S., Neumann, T., y Kohl, T. (2018). Geochemical characterization of the Villarrica geothermal system, Southern Chile, part II: Site-specific re-evaluation of SiO₂ and Na-K solute geothermometers. *Geothermics*, 74, 217–225. doi: 10.1016/j.geothermics.2018.03.006
- [24] Páll Hersir, G., y Árnason, K. (2017). *Resistivity of rocks* (Inf. Téc.). Reykjavík: ISOR, Iceland GeoSurvey.
- [25] Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233–248. doi: 10.1029/

- [26] Pavez, A. (1997). Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39,5°S. En *Congreso geológico chileno, n° 8, actas* (pp. 1443–1447).
- [27] Pérez-Estay, N., Molina-Piernas, E., Roquer, T., Aravena, D., Araya Vargas, J., Morata, D., ... Elizalde, D. (2022). Shallow anatomy of hydrothermal systems controlled by the Liquiñe-Ofqui Fault System and the Andean Transverse Faults: Geophysical imaging of fluid pathways and practical implications for geothermal exploration. *Geothermics*, 104, 102435. doi: 10.1016/j.geothermics.2022.102435
- [28] Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., y Roquer, T. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*, 680, 192–210. doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.016
- [29] Rosenau, M., Melnick, D., y Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25(4). doi: 10.1029/2005TC001943
- [30] Saemundsson, K., Axelsson, G., y Steingrímsson, B. (2009). *Geothermal systems in global perspective* (Inf. Téc.). Reykjavík: ISOR-IcelandGeoSurvey.
- [31] Sánchez, P. (2010). *Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del área Villarrica-Chihuio, 40°15'S y 39°15'S, Zona Volcánica Sur, Chile. Memoria para optar al título de geólogo.* (Inf. Téc.). Santiago: Universidad de Chile.
- [32] Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., y Reich, M. (2013). Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: The intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*, 55(11), 1384–1400. doi: 10.1080/00206814.2013.775731
- [33] Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., ... González, G. (2018). Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46(1), 32. doi: 10.5027/andgeoV46n1-3067
- [34] Sielfeld, G., Lange, D., y Cembrano, J. (2019, 2). Intra-Arc Crustal Seismicity: Seismotectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*, 38(2), 552–578. doi: 10.1029/2018TC004985
- [35] Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990, 10). Electrical Properties of Rocks and Minerals. En *Applied geophysics* (2.ª ed., Vol. 1, pp. 283–292). Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge.
- [36] Turner, G., Ingham, M., Bibby, H., y Keys, H. (2011). Resistivity monitoring of the tephra barrier at Crater Lake, Mount Ruapehu, New Zealand. *Journal of Applied Geophysics*, 73(3), 243–250. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.01.006
- [37] Williams, W. J. (1979). *Handbook of Anion Determination*. Elsevier. doi: 10.1016/C2013-0

- [38] Wrage, J., Tardani, D., Reich, M., Daniele, L., Arancibia, G., Cembrano, J., ... Pérez, R. (2017). Geochemistry of thermal waters in the Southern Volcanic Zone, Chile – Implications for structural controls on geothermal fluid composition. *Chemical Geology*, 466, 545–561. doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.07.004
- [39] Zhdanov, M. (2002). Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems. En *Methods in geochemistry and geophysics* (1.^a ed., Vol. 36). Elsevier Science.
- [40] Zond geophysical software. (2001). *Program for two-dimensional interpretation of data obtained by resistivity and induced polarization methods. ZondRes2D*. San Petesburgo: Zond geophysical software.

Anexos

Anexo A. Resultados estudios hidrogeoquímicos de agua

Tabla A.1: Resultados de análisis de cationes mayores, aniones y elementos traza

Código	IC-01	IC-02	IC-03	IC-04
mE	270891	265577	271197	743827
mN	5654645	5643174	5654754	5647063
Altitud (m.s.n.m.)	589	360	516	256
Tipo agua	Termal	Termal	Termal	Meteórica
CE [μ s/cm]	366.0	406.0	54.4	3.4
T [$^{\circ}$ C]	50.6	50.6	54.4	3.4
pH	9.06	9.07	8.58	9.43
Eh [mV]	66.7	72.1	100.5	161.5
Cl [ppm]	19.94	20.49	43.66	0.03
SO ₄ [ppm]	71.23	53.52	75.60	0.20
HCO ₃ [ppm]	54.92	92.75	61.02	18.31
NO ₃ [ppm]	0.10	0.63	0.25	0.10
F [ppm]	1.07	3.37	1.35	0.46
Br [ppm]	0.07	0.05	0.14	0.05
Na [ppm]	49.20	62.25	65.75	0.28
K [ppm]	0.82	1.20	1.56	0.40
Ca [ppm]	10.67	5.27	12.02	0.24
Mg [ppm]	0.08	0.48	0.17	0.05
SiO ₂ [ppm]	48.72	73.29	54.73	5.60
Li [ppb]	25.54	90.04	66.92	0.06
B [ppb]	105.49	218.34	478.67	0.25
Al [ppb]	38.00	25.08	16.35	10.72
Fe [ppb]	4.00	3.00	3.00	7.00

Mn [ppb]	0.86	0.60	1.19	0.89
Co [ppb]	0.06	0.03	0.05	0.02
Ni [ppb]	0.70	0.10	0.80	0.10
Cu [ppb]	1.00	1.00	0.90	1.20
Zn [ppb]	7.10	6.10	8.90	16.90
As [ppb]	21.36	22.25	75.51	0.06
Sr [ppb]	114.28	72.95	164.28	0.61
Mo [ppb]	21.69	17.37	16.74	0.01
Cd [ppb]	0.08	0.06	0.08	0.06
Pb [ppb]	0.01	0.01	0.01	0.01

Anexo B. Tomografía de resistividad eléctrica

Tabla B.1: Ubicación real y proyectada de electrodos en perfil Huife 01

Electrodo	mE	mN	mE proyectado	mN proyectado	Distancia proyectada (m)
C1E1	270771	5654351	270769	5654354	0.0
C1E2	270790	5654359	270787	5654364	20.5
C1E3	270809	5654366	270805	5654374	40.5
C1E4	270825	5654375	270821	5654383	58.9
C1E5	270840	5654378	270834	5654390	73.5
C1E6	270849	5654383	270843	5654395	83.8
C1E7	270868	5654388	270859	5654404	102.9
C1E8	270891	5654394	270880	5654415	125.9
C1E9	270912	5654400	270898	5654425	147.2
C1E10	270933	5654402	270915	5654434	166.6
C1E11	270951	5654411	270933	5654444	186.7
C1E12	270968	5654420	270950	5654453	206.0
C1E13	270985	5654433	270968	5654463	227.1
C1E14	270996	5654447	270983	5654471	243.5
C1E15	271004	5654461	270995	5654478	257.2
C1E16	271013	5654476	271008	5654485	272.3
C1E17	271023	5654496	271024	5654494	290.7
C1E18	271034	5654513	271040	5654502	308.5
C1E19	271046	5654529	271056	5654511	326.7
C1E20	271061	5654542	271073	5654520	346.1
C1E21	271073	5654559	271089	5654529	364.7
C1E22	271087	5654571	271105	5654538	382.8
C1E23	271104	5654582	271123	5654548	403.0
C1E24	271121	5654590	271139	5654557	421.7
C2E1	271126	5654594	271145	5654560	428.0
C2E2	271146	5654606	271165	5654571	451.3
C2E3	271163	5654615	271182	5654580	470.6
C2E4	271180	5654619	271197	5654588	487.4
C2E5	271197	5654627	271213	5654597	506.2

C2E6	271216	5654631	271230	5654606	524.8
C2E7	271233	5654640	271247	5654615	544.0
C2E8	271255	5654644	271265	5654625	565.2
C2E9	271277	5654643	271282	5654634	584.0
C2E10	271296	5654648	271298	5654643	603.1
C2E11	271313	5654659	271316	5654653	623.3
C2E12	271326	5654677	271334	5654663	643.4
C2E13	271341	5654683	271348	5654670	659.4
C2E14	271358	5654688	271363	5654679	676.7
C2E15	271376	5654693	271379	5654687	694.9
C2E16	271396	5654698	271397	5654697	714.8
C2E17	271416	5654701	271413	5654706	733.8
C2E18	271437	5654703	271430	5654715	753.2
C2E19	271455	5654710	271447	5654725	772.4
C2E20	271477	5654714	271466	5654735	793.6
C2E21	271495	5654717	271481	5654743	810.8
C2E22	271516	5654721	271499	5654753	831.2
C2E23	271534	5654723	271513	5654761	847.9
C2E24	271551	5654724	271527	5654768	863.3

Tabla B.2: Ubicación real y proyectada de electrodos en perfil Huife 02

Electrodo	mE	mN	mE proyectado	mN proyectado	Distancia proyectada (m)
C1E5	271016	5654690	271013	5654697	0
C1E6	271025	5654696	271023	5654701	11
C1E7	271036	5654699	271033	5654706	22
C1E8	271048	5654704	271045	5654711	35
C1E9	271055	5654711	271054	5654714	44
C1E10	271061	5654713	271059	5654717	50
C1E11	271070	5654721	271070	5654721	62
C1E12	271078	5654724	271078	5654725	70
C1E13	271088	5654731	271089	5654729	82
C1E14	271096	5654738	271098	5654733	92
C1E15	271105	5654741	271107	5654737	102

C1E16	271114	5654748	271117	5654741	113
C1E17	271120	5654753	271124	5654744	120
C1E18	271128	5654755	271131	5654747	128
C1E19	271136	5654763	271141	5654751	139
C1E20	271143	5654769	271149	5654754	148
C1E21	271153	5654770	271158	5654758	157
C1E22	271161	5654772	271165	5654761	165
C1E23	271170	5654775	271174	5654765	175
C1E24	271184	5654777	271187	5654770	189
C2E1	271191	5654769	271190	5654772	192
C2E2	271200	5654777	271200	5654776	203
C2E3	271209	5654783	271210	5654780	214
C2E4	271220	5654781	271219	5654784	223
C2E5	271229	5654783	271227	5654787	232
C2E6	271238	5654785	271236	5654791	241
C2E7	271246	5654785	271242	5654794	249
C2E8	271257	5654784	271251	5654797	259
C2E9	271265	5654780	271257	5654800	264
C2E10	271277	5654783	271268	5654804	277
C2E11	271285	5654791	271278	5654808	287
C2E12	271294	5654798	271288	5654813	298
C2E13	271299	5654805	271295	5654816	305
C2E14	271306	5654811	271303	5654819	314
C2E15	271311	5654817	271309	5654822	321
C2E16	271316	5654823	271315	5654824	328
C2E17	271321	5654830	271322	5654827	335
C2E18	271328	5654835	271330	5654830	344
C2E19	271337	5654842	271340	5654835	355
C2E20	271345	5654848	271349	5654838	365
C2E21	271358	5654856	271363	5654844	380
C2E22	271369	5654857	271373	5654848	390
C2E23	271374	5654860	271378	5654850	396
C2E24	271368	5654859	271373	5654848	390

Tabla B.3: Ubicación real y proyectada de electrodos en perfil Menetue01

Electrodo	mE	mN	mE proyectado	mN proyectado	Distancia proyectada (m)
C1E1	264942	5643115	264948	5643139	0
C1E2	264962	5643123	264965	5643135	18
C1E3	264979	5643129	264980	5643132	33
C1E4	264989	5643130	264989	5643130	42
C1E5	265014	5643131	265012	5643124	67
C1E6	265036	5643130	265034	5643119	88
C1E7	265054	5643125	265052	5643115	107
C1E8	265075	5643121	265073	5643110	128
C1E9	265095	5643117	265092	5643106	149
C1E10	265115	5643110	265113	5643101	170
C1E11	265132	5643104	265130	5643097	188
C1E12	265152	5643097	265151	5643092	209
C1E13	265168	5643086	265169	5643088	227
C1E14	265184	5643074	265186	5643084	245
C1E15	265202	5643073	265204	5643080	263
C1E16	265223	5643072	265224	5643076	284
C1E17	265244	5643068	265245	5643071	305
C1E18	265263	5643064	265264	5643066	324
C1E19	265282	5643062	265282	5643062	343
C1E20	265301	5643056	265301	5643058	363
C1E21	265320	5643049	265321	5643053	383
C1E22	265337	5643047	265338	5643050	400
C1E23	265360	5643048	265359	5643045	422
C1E24	265380	5643046	265379	5643040	442
C2E1	265384	5643045	265383	5643039	446
C2E2	265401	5643038	265400	5643035	465
C2E3	265413	5643034	265413	5643032	477
C2E4	265436	5643024	265437	5643027	502
C2E5	265455	5643027	265454	5643023	520
C2E6	265472	5643023	265471	5643019	537
C2E7	265496	5643016	265495	5643013	562

C2E8	265511	5643014	265510	5643010	577
C2E9	265530	5643017	265527	5643006	595
C2E10	265552	5643010	265550	5643001	618
C2E11	265567	5643000	265566	5642997	635
C2E12	265583	5642991	265583	5642993	652
C2E13	265598	5642985	265599	5642990	668
C2E14	265616	5642983	265617	5642986	686
C2E15	265632	5642964	265636	5642981	706
C2E16	265646	5642956	265651	5642978	722
C2E17	265667	5642954	265671	5642973	743
C2E18	265685	5642948	265690	5642969	762
C2E19	265705	5642942	265710	5642964	782
C2E20	265722	5642947	265725	5642961	798
C2E21	265743	5642959	265742	5642957	816
C2E22	265756	5642972	265752	5642954	825
C2E23	265776	5642974	265771	5642950	844
C2E24	265797	5642976	265790	5642946	864