



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

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL VALLE DE LONQUIMAY, IX REGIÓN DE LA  
ARAUCANÍA, PARA ESTIMAR LA FAVORABILIDAD GEOTERMAL DE BAJA  
TEMPERATURA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN  
GEOFÍSICA

EMILIO ANDRÉS BRAVO URBANO

PROFESOR GUÍA:  
DANIEL DÍAZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
EDUARDO CONTRERAS REYES  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por CONICYT, a través de la Beca de Magíster Nacional, así como por el proyecto FONDAP-CONICYT 15090013 del “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes” (CEGA)

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE: MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA**  
**POR: EMILIO ANDRÉS BRAVO URBANO**  
**FECHA: 13/01/2016**  
**PROF. GUÍA: SR. DANIEL DÍAZ ALVARADO**

## **CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL VALLE DE LONQUIMAY, IX REGIÓN DE LA ARAUCANÍA, PARA ESTIMAR LA FAVORABILIDAD GEOTERMAL DE BAJA TEMPERATURA**

El valle de Lonquimay (38.46°S) se localiza en el extremo septentrional de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, que se extiende por  $\sim 1200$  km como un sistema transcurrente dextral y que es el elemento estructural dominante del intra-arco de la Zona Volcánica Sur de los Andes. A lo largo de esta zona de falla se emplazan los principales centros volcánicos de la región, algunos de los cuales tienen asociados sistemas geotermales, como Tolhuaca y Sierra Nevada, a unos 20 km al NO y al SO de Lonquimay, respectivamente.

Para caracterizar el relleno sedimentario de dicho valle y definir la estructura geoelectrica de la región circundante se realizaron estudios geofísicos de gravimetría y magnetotélurica (MT), los que permiten determinar variaciones en la estructura de densidad y de resistividad del medio en profundidad, respectivamente. El trabajo de adquisición de datos se llevó a cabo en tres campañas de terreno, en las cuales se registraron 196 puntos de gravimetría y se instalaron 9 estaciones de MT en el área de estudio, más una estación remota situada a unos 10 km al ONO del pueblo de Lonquimay. Los datos gravimétricos fueron procesados para obtener la Anomalía de Bouguer Completa, con la cual se definió un modelo de profundidad de la cuenca sedimentaria del valle; mientras que con los registros de magnetotélurica se calculó el tensor de impedancia  $\underline{Z}$ , y se obtuvieron curvas de resistividad aparente y fase para cada estación, con las cuales se realizaron modelos unidimensionales de resistividad en función de la profundidad. Posteriormente, se efectuó un análisis de resistividad y dimensionalidad en base a elipses del tensor de fase y flechas de inducción.

El modelo gravimétrico indica que la cuenca presenta dos depocentros, de 360 y 260 metros de profundidad. Posiblemente se trate de un solo gran depocentro separado por alguna estructura que alza la parte central del valle. La morfología de la cuenca indica que el relleno sedimentario aumenta en dirección SE, apoyando la hipótesis de un modelo de hemi-graben. Las unidades localizadas al norte de la cuenca corresponden a rocas de baja densidad del miembro Guapitrío de la Fm. Cura-Mallín, posiblemente de alta porosidad y permeabilidad que, sumado a la fracturación e hidratación a las que están expuestas, facilitarían la circulación de fluidos en profundidad.

Los modelos 1D y las elipses del tensor de fase dan cuenta de dos secciones de baja resistividad situadas en la unidad geológica anteriormente mencionada: una bajo las estaciones S2 y S14 de MT, a unos 150 y 400 metros de profundidad, respectivamente, y de  $\sim 250$  metros de espesor, cuya resistividad alcanza los 6  $[\Omega\text{m}]$ ; y otra bajo la estación S13, situada a una profundidad mayor. Las características eléctricas que definen a estas regiones como zonas conductoras pudiesen estar asociadas a la presencia de fluidos relacionados con algún sistema geotermal de baja temperatura independiente, o bien, con una zona de *outflow* de alguno de los sistemas geotermales presentes al oeste del valle de Lonquimay.

# Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que hicieron posible este trabajo. En primer lugar, a Daniel, mi profesor guía, por su apoyo y paciencia, así como por todos los conocimientos aportados para ir avanzando con el procesamiento de los datos y la posterior interpretación. Aprecio mucho su buena onda y su cercanía, tanto en terreno como en la pega de oficina.

Agradezco al Programa de Formación de Capital Humano Avanzado de CONICYT por otorgarme una beca el año de estudio 2014 para financiar parte de mi postgrado; al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y a Peter Seibt (Dr.- Ing. de GNT) por los fondos necesarios para las campañas de terreno, así como al profesor Diego Morata (Departamento de Geología; Director de CEGA) por sus oportunos comentarios para mejorar el desarrollo de este trabajo y a Gabriel Pérez (GTN-LA) por sus conocimientos geológicos del área de estudio, los que fueron una gran ayuda para modelar los datos gravimétricos.

Quiero mencionar también mis agradecimientos a los profesores y compañeros del departamento de Geofísica. A Eduardo Contreras, por darme la oportunidad de realizar mi práctica de licenciatura junto a él y por permitirme trabajar como auxiliar en el ramo de Geodinámica. A Andrei Maksymowicz, por sus explicaciones precisas y ayuda prestada con Oasis. A los chiquillos que fueron conmigo a las diferentes campañas de terreno: Sergio, Jose, Cristian S., Karin y Max. A estos dos últimos también les doy gracias por su buena disposición a compartir sus conocimientos mientras trabajaban en sus respectivas tesis. Y por último a los chiquillos de la oficina, tanto la del DGF como la de la biblioteca, por estar siempre dispuestos a tirar la talla: Efra, Cristian O., Seba C., Stefano y Seba O.

Especialmente agradezco el apoyo y la confianza de mi familia, Emilio, Rosita y Maxi, por su constante aliento en esta etapa de mi vida, por animarme a seguir adelante y así cerrar este ciclo. Gracias a mi papá por su paciencia y encomio. Gracias a mi mamá por ser mi amiga y compañera, por ayudarme siempre, con sus palabras y ejemplo, a estar enfocado y a mantener claras las prioridades en mi vida.

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	1
1.2. Metodología . . . . .	2
1.3. Objetivos . . . . .	3
<b>2. Marco Geológico</b>	<b>4</b>
2.1. Zona Volcánica Sur . . . . .	4
2.2. Sistemas geotermales próximos al área de estudio . . . . .	7
2.2.1. Sistema geotermal Tolhuaca . . . . .	7
2.2.2. Sistema geotermal Sierra Nevada . . . . .	8
2.3. Valle de Lonquimay . . . . .	9
2.4. Configuración geológica del área de estudio . . . . .	10
2.4.1. Formación Nacientes del Biobío . . . . .	10
2.4.2. Complejo Vizcacha-Cumilao . . . . .	11
2.4.3. Formación Cura-Mallín . . . . .	11
2.5. Contexto estructural de la región de estudio . . . . .	12
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>16</b>
3.1. Gravedad . . . . .	17
3.1.1. La Tierra “normal” y el <i>geoide</i> . . . . .	18
3.1.2. Anomalías de gravedad . . . . .	19
3.2. Magnetotelúrica . . . . .	23
3.2.1. Fundamentos del método MT . . . . .	25
3.2.2. Inducción en un semi-espacio . . . . .	28
3.2.3. Inducción en un semi-espacio de capas . . . . .	29
3.2.4. Inducción en una discontinuidad vertical . . . . .	30
3.2.5. Tensor de Impedancia . . . . .	32
3.2.6. Flechas de inducción . . . . .	33
3.2.7. Tensor de fase . . . . .	33
<b>4. Adquisición y procesamiento de datos</b>	<b>36</b>
4.1. Disposición de equipos en terreno . . . . .	37
4.2. Tiempos de medición . . . . .	38
4.3. Problemas en la medición de MT . . . . .	38
4.4. Puntos de medición . . . . .	39
4.5. Procesamiento de datos gravimétricos . . . . .	40

4.5.1. Modelamiento de perfiles gravimétricos . . . . .	43
4.6. Procesamiento de las señales de tiempo MT . . . . .	49
4.7. Procesamiento de las curvas de resistividad aparente y fase . . . . .	53
<b>5. Resultados y Discusiones</b>	<b>60</b>
5.1. Estudio gravimétrico . . . . .	60
5.2. Estudio magnetotelúrico . . . . .	63
5.2.1. Modelos unidimensionales de resistividad . . . . .	63
5.2.2. Elipses del tensor de fase . . . . .	73
5.2.3. Flechas de inducción . . . . .	75
5.2.4. Resumen . . . . .	77
<b>6. Conclusión</b>	<b>79</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>82</b>
<b>A. Puntos de mediciones gravimétricas y magnetotelúricas</b>	<b>88</b>
<b>B. Curvas de resistividad y fase</b>	<b>94</b>
<b>C. Elipses de tensor de fase</b>	<b>97</b>

# Índice de Tablas

4.1. Tiempo de medición Estaciones MT . . . . .	38
4.2. Medidas de densidad y porosidad . . . . .	45
4.3. Valores de los parámetros utilizados en el procesamiento de datos para las estaciones MT . . . . .	51
5.1. Detalle de los modelos 1D de resistividad para las estaciones de MT	68
5.1. (continuación) . . . . .	69
A.1. 1 <sup>a</sup> campaña (23 mayo a 1 junio de 2013) . . . . .	88
A.2. 2 <sup>a</sup> campaña (13 a 20 de enero de 2014) . . . . .	91
A.3. Estaciones de MT . . . . .	93

# Índice de Ilustraciones

2.1. Mapa regional . . . . .	5
2.2. Mapa geológico de la IX Región de La Araucanía . . . . .	6
2.3. Sistema geotermal Tolhuaca . . . . .	7
2.4. Sistema geotermal Sierra Nevada . . . . .	8
2.5. Cuenca de Neuquén . . . . .	10
2.6. Mapa geológico del área de estudio . . . . .	13
2.7. Valle de Lonquimay con los diferentes elementos estructurales presentes en la zona . . . . .	14
2.8. Sistema de fallas en torno al valle de Lonquimay . . . . .	15
3.1. Espectro de frecuencia . . . . .	24
3.2. Modelo 2-D simple con discontinuidad vertical . . . . .	30
3.3. Representación gráfica del tensor de fase . . . . .	35
4.1. Equipos utilizados . . . . .	36
4.2. Esquema ilustrativo de la configuración en terreno de una estación de MT . . . . .	37
4.3. Distribución de los puntos de gravimetría en el valle de Lonquimay . . . . .	40
4.4. Anomalía de Bouguer Completa . . . . .	41
4.5. Perfiles utilizados para el modelamiento de la cuenca . . . . .	42
4.6. Ubicación de las muestras de roca recolectadas . . . . .	44
4.7. Perfiles de gravedad 1 y 2 modelados . . . . .	46
4.8. Perfiles de gravedad 3 y 4 modelados . . . . .	47
4.9. Perfiles de gravedad 5 y 6 modelados . . . . .	48
4.10. Modelo estructural del perfil 1 . . . . .	49
4.11. Ventana de opciones avanzadas para el procesamiento de datos en Mapros . . . . .	50
4.12. Ejemplo de curvas de resistividad aparente y fase de la estación S5 . . . . .	52
4.13. Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) . . . . .	56
4.14. Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S2 y S5 . . . . .	57
4.15. Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S7 y S8. . . . .	57
4.16. Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S11 y S12. . . . .	58
4.17. Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S13 y S14. . . . .	58
4.18. Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S15. . . . .	59
5.1. Modelo de profundidad del relleno sedimentario en la zona de estudio . . . . .	61
5.2. Vista tridimensional del modelo de la cuenca sedimentaria . . . . .	62
5.3. Modelo 1-D de resistividad para la estación S2, modo YX . . . . .	64
5.4. Modelo 1-D de resistividad para la estación S5, modo YX . . . . .	64

5.5. Modelo 1-D de resistividad para la estación S7, modo XY . . . . .	65
5.6. Modelo 1-D de resistividad para la estación S8, modo XY . . . . .	65
5.7. Modelo 1-D de resistividad para la estación S11, modo XY . . . . .	66
5.8. Modelo 1-D de resistividad para la estación S12, modo XY . . . . .	66
5.9. Modelo 1-D de resistividad para la estación S13, modo XY . . . . .	67
5.10. Modelo 1-D de resistividad para la estación S14, modo YX . . . . .	67
5.11. Modelo 1-D de resistividad para la estación S15, modo YX . . . . .	68
5.12. Elipses del tensor de fase y flechas de inducción . . . . .	76
B.1. Curvas de resistividad y fase para las estaciones S2 y S5 . . . . .	94
B.2. Estaciones S7 y S8. . . . .	95
B.3. Estaciones S11 y S12. . . . .	95
B.4. Estaciones S13 y S14. . . . .	96
B.5. Estación S15. . . . .	96
C.1. Elipses del tensor de fase para $T=0.00131$ s . . . . .	97
C.2. $T=0.00175$ [s] . . . . .	97
C.3. $T=0.00235$ [s] . . . . .	98
C.4. $T=0.00315$ [s] . . . . .	98
C.5. $T=0.00422$ [s] . . . . .	98
C.6. $T=0.00566$ [s] . . . . .	98
C.7. $T=0.00759$ [s] . . . . .	98
C.8. $T=0.01018$ [s] . . . . .	98
C.9. $T=0.01365$ [s] . . . . .	99
C.10. $T=0.0183$ [s] . . . . .	99
C.11. $T=0.02453$ [s] . . . . .	99
C.12. $T=0.0329$ [s] . . . . .	99
C.13. $T=0.04411$ [s] . . . . .	99
C.14. $T=0.05914$ [s] . . . . .	99
C.15. $T=0.0793$ [s] . . . . .	100
C.16. $T=0.10633$ [s] . . . . .	100
C.17. $T=0.14257$ [s] . . . . .	100
C.18. $T=0.19117$ [s] . . . . .	100
C.19. $T=0.25633$ [s] . . . . .	100
C.20. $T=0.3437$ [s] . . . . .	100
C.21. $T=0.46085$ [s] . . . . .	101
C.22. $T=0.61794$ [s] . . . . .	101
C.23. $T=0.82856$ [s] . . . . .	101
C.24. $T=1.111$ [s] . . . . .	101
C.25. $T=1.4897$ [s] . . . . .	101
C.26. $T=1.9974$ [s] . . . . .	101
C.27. $T=2.6782$ [s] . . . . .	102
C.28. $T=3.5911$ [s] . . . . .	102
C.29. $T=4.8151$ [s] . . . . .	102
C.30. $T=6.4564$ [s] . . . . .	102
C.31. $T=8.657$ [s] . . . . .	102
C.32. $T=11.6078$ [s] . . . . .	102



C.33.T=15.5643 [s]	103
C.34.T=20.8694 [s]	103
C.35.T=27.9828 [s]	103
C.36.T=37.5208 [s]	103



# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Antecedentes

El presente trabajo tiene como objetivo estudiar la zona en torno al pueblo de Lonquimay a través de los métodos geofísicos de gravimetría y magnetotelúrica, con la finalidad de delimitar el relleno sedimentario del valle, caracterizar la estructura de resistividad de la región analizada y, eventualmente, aportar información sobre la existencia de un lugar propicio o favorable para albergar fluidos geotermales de baja temperatura, en base a las características geoelectricas de las rocas presentes.

La geotermia es, actualmente, una fuente de generación de energía con gran proyección a nivel mundial, debido al hecho de ser una de las formas de energía menos contaminante (Lahsen, 2008) y no depender de determinadas condiciones climáticas, como en el caso de la energía eólica o de la energía solar. Actualmente, un total de veinticuatro países generan electricidad en base a recursos geotérmicos (Chamorro *et al.*, 2012; Bertani, 2012). No obstante esto, es una de las fuentes energéticas menos explotadas en Chile, siendo utilizada solo con propósitos recreacionales y turísticos, en spas y piscinas de aguas termales (Lahsen *et al.*, 2015b), pese al gran potencial geotérmico del país. Ahora bien, durante los últimos cinco años la exploración geotérmica en Chile ha estado muy activa debido a la necesidad de seguridad energética (Lahsen *et al.*, 2015a).

Tomando en consideración lo anterior, lo que se busca con este trabajo es obtener una noción confiable de las características geofísicas presentes en subsuperficie del área de estudio, y lograr una estimación de un potencial espacio que presente condiciones favorables para la facilitación del ascenso de fluidos de baja temperatura (menor a 90°C) a través de la corteza y su conservación en el subsuelo, que pueden ser usados de manera directa, principalmente para calefacción industrial y domiciliaria.

La zona escogida se encuentra en el sur de Chile, en el valle de Lonquimay (IX Región de la

Araucanía), ubicado en el extremo septentrional de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), el elemento estructural dominante del intra-arco de los Andes Patagónicos (Cembrano & Lara, 2009). Dicha zona de falla de rumbo activa es una de las más grandes de la subducción actual, y está caracterizada por una serie de lineamientos NNE-SSO, fallas y zonas de cizalle dúctil a lo largo de la dirección del arco magmático del Mioceno y parte del Plioceno, así como zonas de cizalle frágil de rumbo dextral del Plioceno y del Cuaternario (Lavenu & Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2000). Es una estructura que se extiende por  $\sim 1200$  km de longitud, desde  $38^{\circ}\text{S}$  hasta  $46^{\circ}\text{S}$ , y representa uno de los lineamientos principales de Chile. En el límite SE del valle de Lonquimay se encuentra una falla transcurrente dextral con componente normal, de rumbo NE, que se interpreta como una extensión de la ZFLO. Paralela a ella, en el límite NO del valle se infiere la presencia de una falla transcurrente dextral con componente inversa, a lo largo de la cual existe la presencia de manifestaciones de aguas termales.

El área de estudio fue seleccionada por encontrarse cerca del volcán Lonquimay, de edad Pleistocena superior - Holocena, de una composición predominantemente andesítica, que presentó su última actividad eruptiva en Diciembre de 1988 (Moreno & Gardeweg, 1989). Éste se halla 20 km al NO del pueblo de Lonquimay y está relacionado o asociado con el sistema geotermal Tolhuaca, que yace a lo largo de un lineamiento NO de volcanes jóvenes que incluyen, precisamente, los estratovolcanes Lonquimay y Tolhuaca (ubicado tan solo 9 km al NO del primero), así como el área volcánica Pemehue, formada por un conjunto de chimeneas y conos volcánicos, en la ladera noroccidental del volcán Tolhuaca (Melosh *et al.*, 2012). Además, a unos 20 km al SO de la zona de estudio se halla el sistema geotermal Sierra Nevada, cuya fuente de calor es el sistema magmático del volcán Sierra Nevada (Aravena *et al.*, 2016), que presenta un conjunto de manifestaciones termales en los alrededores de dicho volcán, algunas de ellas usadas actualmente en centros de spa (Muñoz *et al.*, 2011).

## 1.2. Metodología

Para obtener los datos necesarios, el proyecto incluyó tres campañas de terreno. La primera fue realizada en el mes de Mayo de 2013, durante la cual se adquirieron datos de gravedad a lo largo de cuatro perfiles que cruzaron el valle de Lonquimay en sentido NO-SE. La segunda campaña se llevó a cabo durante el mes de Enero de 2014. En ella se extendió el estudio gravimétrico hacia el norte, completándose cuatro perfiles más, esta vez en sentido E-O. Sumado a ello, se instalaron 10 estaciones de MT alrededor del pueblo de Lonquimay. Finalmente, en Diciembre de 2014 se efectuó la última campaña, en la cual se realizaron tres perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) en el sector norte del valle (Ver fig. 4.3 y 4.5).

## 1.3. Objetivos

### Objetivo general

El principal fin de esta investigación es evaluar la favorabilidad geotermal del sector en el que está emplazado el pueblo de Lonquimay, mediante la caracterización de su estructura geofísica, principalmente, la densidad y la resistividad eléctrica. Para esto, se realizan mediciones de gravimetría y magnetotelúrica (MT). Con las primeras se busca determinar variaciones de la gravedad medida en superficie, las cuales son un reflejo de diversos cambios en profundidad, particularmente, de la densidad de las rocas presentes y de la potencia o espesor de las diferentes unidades geológicas. El segundo método, en tanto, registra alteraciones del campo electromagnético natural, que se traduce finalmente en una evaluación de la resistividad del medio, con lo cual se pueden estimar zonas de mayor conductividad, las que pueden estar asociadas, por ejemplo, a la presencia de fluidos en subsuperficie.

Los sistemas geotermales comúnmente contienen fluidos salinos mientras los procesos de alteración hidrotermal causan cambios penetrantes a la resistividad natural de las rocas en las cuales los sistemas se desarrollan. En general, estas alteraciones, junto con las altas temperaturas asociadas con actividad geotermal, tienden a dar como resultado una menor resistividad total en los sistemas geotermales (Ussher *et al.*, 2000). Por esto es importante conocer la estructura de resistividad, ya que permite tener una noción de la existencia de estos medios en la zona estudiada.

### Objetivos específicos

- Calcular la anomalía gravimétrica en la zona de estudio, para estimar la profundidad de la cuenca sedimentaria en la zona del valle de Lonquimay.
- Calcular la resistividad aparente para cada estación magnetotelúrica, y modelar dichos datos para obtener una estructura geoelectrica de la región.
- Establecer una correlación entre los datos procesados y la geología presente en el área de estudio, con el propósito de estimar una ubicación favorable para la surgencia o el almacenamiento de fluidos termales de baja temperatura en el área de estudio.

# Capítulo 2

## Marco Geológico

### 2.1. Zona Volcánica Sur

La Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) se localiza a lo largo del margen occidental de la placa Sudamericana, entre las latitudes 33°S y 46°S (Cembrano & Lara, 2009). El marco tectónico de la ZVS está caracterizado por la convergencia ligeramente oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana a una tasa de 7-9 cm/año, que ha predominado por los últimos 20 Ma (Angermann *et al.*, 1999). La activa Dorsal de Chile colisiona con el margen continental en el Punto Triple (CTJ, del inglés “Chile Triple Junction”) a los  $\sim 46.4^\circ\text{S}$  (Contreras-Reyes *et al.*, 2010), donde las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica se juntan, marcando el final de la ZVS. Al menos cuatro provincias petrográficas distintas han sido reconocidas en este arco volcánico Cuaternario: Norte (ZVSN = 33°-34.5°S), Transicional (ZVST = 34.5°-37°S), Central (ZVSC = 37°-41.5°S) y Sur (ZVSS = 41.5°-46°S)(López-Escobar & Moreno, 1994).

En la ZVSC, el ancho del arco volcánico, cuyo eje se encuentra a  $\sim 270$  km de la fosa, es aproximadamente de 80 km, con un máximo de 120 km y un mínimo de 70 km. La actividad volcánica en esta región se expresa como numerosos estratovolcanes y cientos de centros eruptivos menores. Durante tiempos post-glaciales (los últimos 15.000 años), la actividad volcánica ha sido continua, con erupciones en ambos tipos de volcanes (López-Escobar *et al.*, 1995).

El elemento estructural dominante de la ZVSC y de la ZVSS es un lineamiento regional de rumbo NNE llamado Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Fig. 2.1). La ZFLO, de 1200 km de largo, es un gran sistema de falla de intra-arco que domina la región entre 38°S y 46°S, que ha estado activa como una estructura transpresional de rumbo dextral al menos por los últimos 6 Ma y que define la dirección principal del arco magmático (Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 1996, 2000). Por tanto, es uno de los principales factores relacionados con las variaciones a lo largo de la ZVS en la naturaleza y la composición del volcanismo, que se desarrolla principalmente en el curso de esta mega estructura (Cembrano & Lara, 2009).

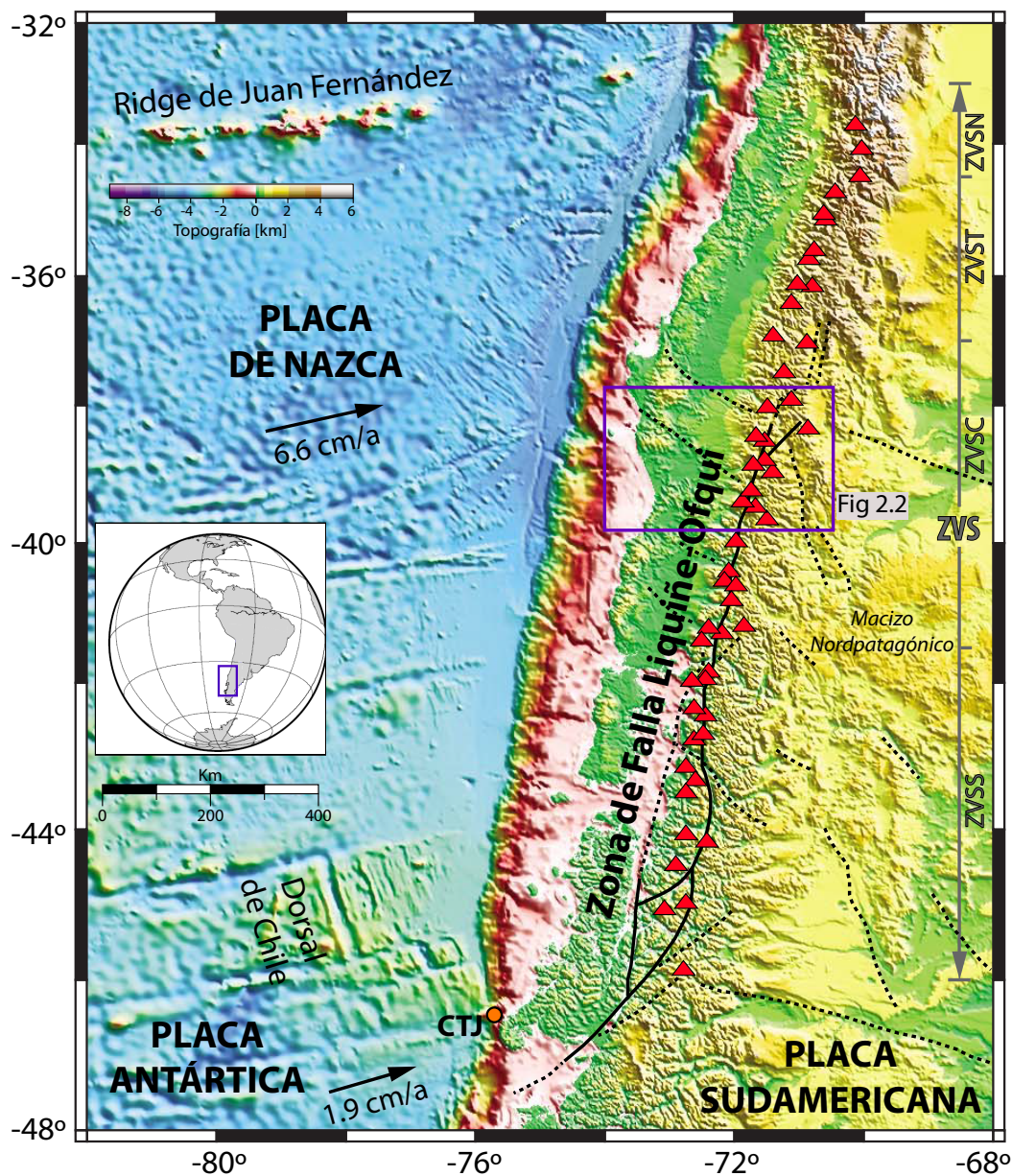


Figura 2.1: Mapa regional del sur de Chile (modificado de Cembrano & Lara, 2009), que abarca la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) en su totalidad. Destaca la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), el principal rasgo estructural de las provincias Central y Sur de la ZVS, que se encuentra entre los 38°S y los 46°S, y en la cual se desarrollan los principales centros volcánicos de la región (triángulos rojos). A lo largo de ella hay una serie de lineamientos que la cortan transversalmente (líneas segmentadas). Cerca de su límite meridional está el punto triple (CTJ), donde las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica se encuentran. Las velocidades de las placas oceánicas fueron tomadas de Contreras-Reyes *et al.* (2010).

A lo largo del eje del arco volcánico se presentan diversos lineamientos que lo cortan transversalmente, los cuales han sido interpretados por varios autores como estructuras de

basamento reactivadas como fallas de rumbo durante el desarrollo del arco (Cembrano & Moreno, 1994; López-Escobar *et al.*, 1995). Estas redes de fallas y fracturas inducidas por deformación han sido consideradas como vías eficientes a través de las cuales el magma es transportado, almacenado y, en ciertos casos, expulsado en la superficie terrestre (Petford *et al.*, 2000), independiente del marco tectónico en el que estén presentes, como el transpresional (*e.g.* De Saint Blanquat *et al.*, 1998; D’Lemos *et al.*, 1992). Además, proveen conductos para el flujo de aguas geotermales (Muñoz *et al.*, 2011) y facilitan la infiltración de aguas meteóricas que podrían recargar eventuales sistemas geotermales.

La distribución de los estratovolcanes en la ZVSC respalda la idea anterior, pues está principalmente restringida a lineamientos cuyas direcciones son oblicuas con respecto al eje del arco magmático. En efecto, los estratovolcanes forman, ya sea lineamientos de rumbo N50°-60°O, o bien lineamientos de rumbo N50°-70°E, como en el caso Tolhuaca-Lonquimay y Llaima-Sierra Nevada, respectivamente (Fig. 2.2), ambos cercanos a la región de estudio del presente trabajo, a saber, el valle de Lonquimay, ubicado unos ~20 km al SE del volcán Lonquimay. Estos volcanes, además, están relacionados con sistemas geotermales activos actualmente estudiados.

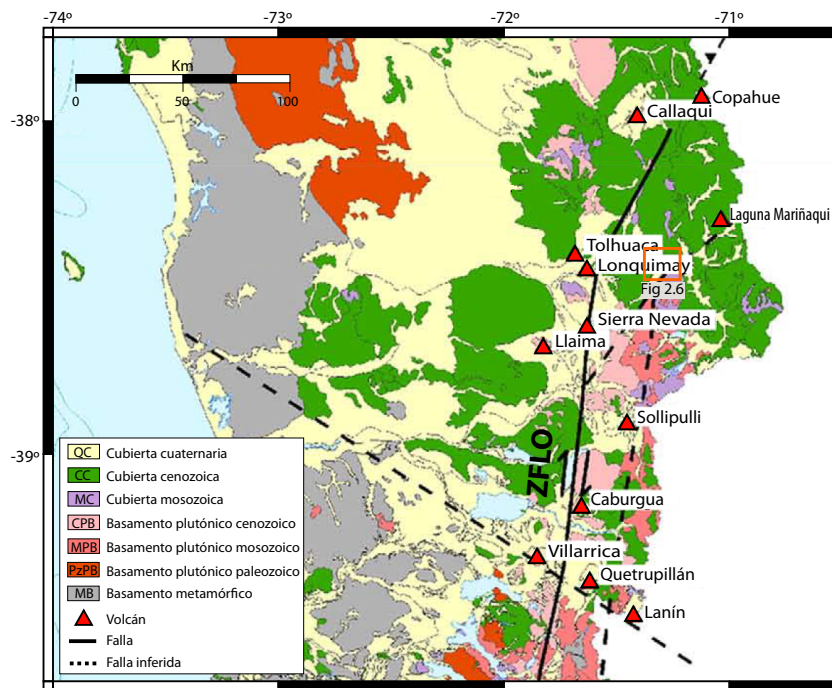


Figura 2.2: Mapa geológico de la IX Región de La Araucanía, donde se aprecia la sección septentrional de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO)(modificado de Cembrano & Lara, 2009). Se observan los lineamientos volcánicos Tolhuaca-Loquimay y Llaima-Sierra Nevada, que están asociados a sistemas geotermales.



## 2.2. Sistemas geotermales próximos al área de estudio

### 2.2.1. Sistema geotermal Tolhuaca

El campo geotermal Tolhuaca yace a lo largo de un lineamiento de volcanes jóvenes de dirección NO, que incluye los estratovolcanes Lonquimay y Tolhuaca (este último ubicado solo 9 km al NO del primero), y el área volcánica Pemehue, formada por un conjunto de chimeneas y conos volcánicos, en la ladera noroccidental del volcán Tolhuaca (Melosh *et al.*, 2012).

Este sistema geotermal fue identificado por tres áreas de fumarolas espaciadas a lo largo de 2.5 km de la zona volcánica Pemehue, junto con alteración superficial y numerosas fuentes de aguas termales vapor-calentadas (Fig. 2.3). Ha sido estudiado en base a mapeos superficiales, geoquímica de aguas, estudios geofísicos de Audio Magnetotelúrica (AMT) y sondeos de transiente electromagnético (TEM), análisis de mineralogía y a través de pozos de exploración.

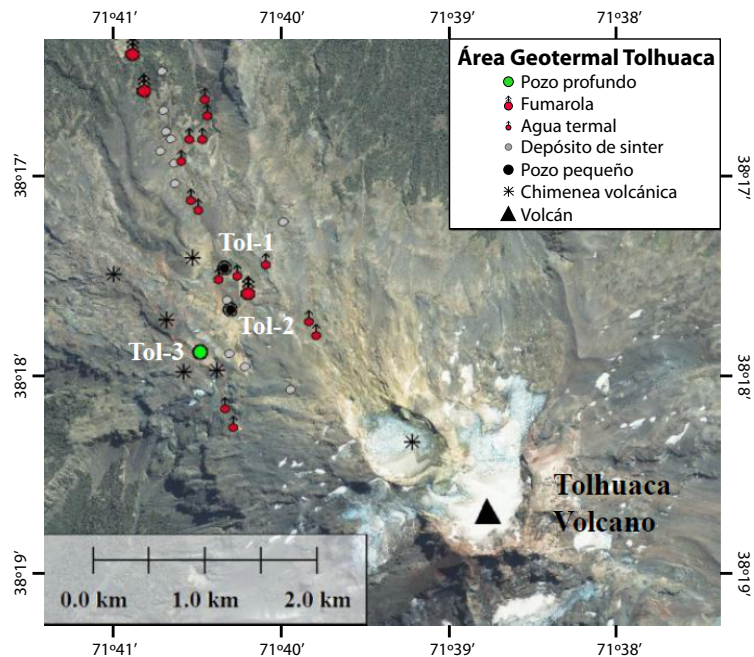


Figura 2.3: Sistema geotermal Tolhuaca (modificado de Melosh *et al.*, 2012). Es posible distinguir el cráter del volcán Tolhuaca, así como un conjunto de chimeneas, fumarolas y fuentes de agua termal en su ladera noroccidental, entremedio de las cuales se encuentran tres pozos de exploración.

Estudios de temperatura en pozos de exploración han permitido establecer un modelo de reservorio de dos niveles con vapor y aguas vapor-calentadas a profundidades someras (entre 200 y 500 metros) y un reservorio líquido profundo inferior (~1100 metros en profundidad), que alcanzaría temperaturas en torno a los 300°C (Melosh *et al.*, 2012; Aravena *et al.*, 2016).

## 2.2.2. Sistema geotermal Sierra Nevada

El campo geotermal Sierra Nevada presenta como fuente de calor el sistema magmático del volcán que lleva el mismo nombre, de edad Pleistocena-Holocena (Aravena *et al.*, 2016). Este sistema geotermal presenta manifestaciones en superficie que se extienden desde la ladera NO del volcán hasta Malalcahuello y Manzanar, 10 km al NNE y 14 km al NO, respectivamente (Fig. 2.4).



Figura 2.4: Sistema geotermal Sierra Nevada (ubicaciones obtenidas de Muñoz *et al.*, 2011). En el flanco NO del volcán Sierra Nevada se encuentran las manifestaciones termales Baños del Toro y Aguas de la Vaca, mientras que al norte están las manifestaciones de Malalcahuello y Manzanar.

Las manifestaciones geotermales de Baños del Toro, ubicadas en la ladera norponiente del volcán Sierra Nevada, están caracterizadas por fumarolas y piscinas ácidas, con una temperatura de descarga de 90°C; mientras que Aguas de la Vaca, cerca de la base del volcán presenta una fuente burbujeante, con temperatura de descarga de 57°C. En tanto, en Manzanar y en Malalcahuello las aguas termales, que presentan temperaturas de descarga cercanas a los 50°C, son usadas en spas (Muñoz *et al.*, 2011).

Un estudio geofísico utilizando el método de transiente electromagnético (Reitmayr, 2007) señaló la existencia de una anomalía de baja resistividad en las inmediaciones de Manzanar, a una profundidad de 80-100 metros, con un espesor de al menos 100 metros, y de una extensión de ~5 km hacia el ESE y un ancho de ~1,5 km. Esta estructura ha sido interpretada como un reservorio de aguas calientes mineralizadas en el área de *outflow* del sistema geotermal. Por su parte, Muñoz *et al.* (2011) realizaron un estudio de geoquímica de gases en este campo geotermal, con lo cual infirieron la existencia de un reservorio geotermal líquido-dominado de alta entalpía bajo Baños del Toro, con una temperatura de equilibrio de ~215°C.

Por lo tanto, este sistema geotermal tiene, por un lado, un acuífero de alta entalpía

(>200°C) en el flanco NO del volcán Sierra Nevada y, por otro lado, sendos recursos de baja entalpía (<100°C) en las termas de Manzanar y en Malalcahuello.

En vista de la presencia de estos sistemas geotermales, con sus respectivas manifestaciones, es que la zona en torno al pueblo de Lonquimay, unos 20 km al E de Malalcahuello, cobra importancia en lo que a estudio y desarrollo geotermal se refiere.

### 2.3. Valle de Lonquimay

El área de estudio, el valle de Lonquimay, se encuentra emplazado en uno de los depocentros del Mioceno medio del sur de Chile, conocido como Cuenca de Cura-Mallín, la cual se desarrolló con un mecanismo extensional (entre 25 y 12 Ma), y posteriormente sufrió una inversión tectónica (entre 12 y 8 Ma), que generó la Cordillera Neuquina, que se extiende entre los 36°S-39°S y que representa un segmento transicional entre el alto y ancho Andes Central -más de 4 km de altura promedio y con una anchura mayor a 150 km, incluso superando los 300 km-, y el bajo y estrecho Andes Patagónico -menos de 2 km de elevación y una extensión transversal menor a 100 km-(Folguera *et al.*, 2003).

La cuenca de intra-arco volcano-sedimentaria Cura-Mallín fue formada en el período Oligoceno tardío-Mioceno medio como un rift continental con sedimentación lacustre en subcuencas internamente drenadas, con un aporte volcanoclástico proveniente del poniente. Durante el Mioceno tardío cambió el régimen a uno tectónico compresional, que tuvo como efecto consecuencias orogénicas, formación de relieve y exhumación. Posteriormente, en el período comprendido entre el Plioceno y el Pleistoceno temprano cesó el acortamiento, se restableció la actividad volcánica en la Cordillera Principal en estas latitudes (37°S-39°S) y se reanudó la deformación extensional. Además, se inició el movimiento en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, que controla tectónicamente el valle de Lonquimay, debido a que la deformación transtensional se localizó a lo largo del segmento norte de este sistema de falla, incluyendo las zonas de falla en Lonquimay (Melnick *et al.*, 2006a), donde se ha interpretado a este sistema como una ‘cola de caballo’ (*horsetail splay*) activa de escala cortical (Melnick *et al.*, 2006b).

La cuenca de Cura-Mallín, a su vez, se localiza en el margen occidental de la Cuenca de Neuquén, generada entre el Triásico tardío y el Terciario temprano (De la Cruz & Suárez, 1997). Este sector se formó como una cuenca de intra-arco extensional, entre un arco magmático situado al oeste y una serie de islas volcánicas intracuenca ubicadas alrededor de 100 km al este del actual pueblo de Lonquimay, las cuales son afloramientos Jurásicos (Fig. 2.5). Luego de la etapa inicial de “rift”, esta cuenca continuó su desarrollo por subsidencia termal, luego por subsidencia por carga del arco magmático y, finalmente, por tectogénesis andina.

Durante todo el proceso de formación de la Cuenca de Neuquén y, posteriormente, el desarrollo de la Cuenca de Cura-Mallín, se acumularon en la región de la subcuenca de Lonquimay

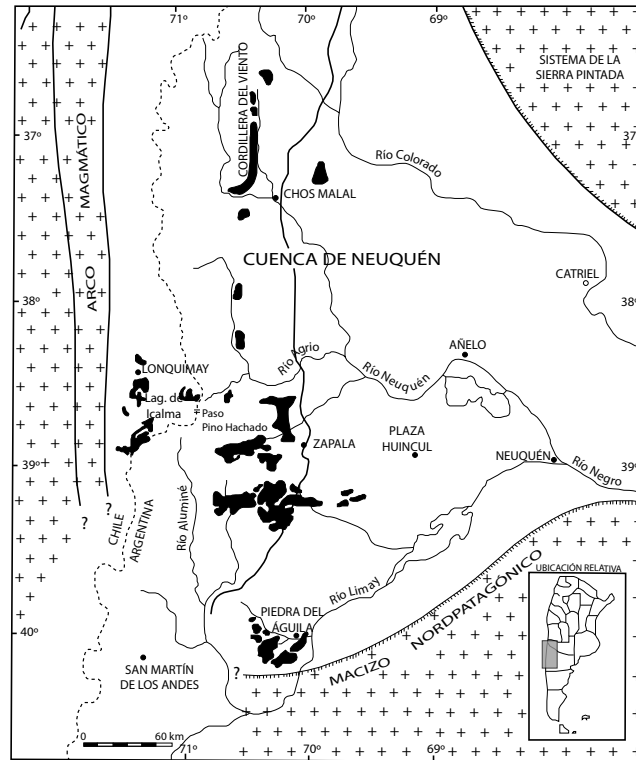


Figura 2.5: Cuenca de Neuquén (De la Cruz & Suárez, 1997). Hacia el poniente se observa la ubicación de Lonquimay, donde está situada el área de estudio. A la izquierda de él, se encuentra el arco magmático y, a su derecha, una serie de islas volcánicas (en negrita).

diversos depósitos detallados a continuación.

## 2.4. Configuración geológica del área de estudio

### 2.4.1. Formación Nacientes del Biobío

Las rocas más antiguas registradas en la zona de estudio corresponden al período Jurásico, acumuladas durante la primera etapa de la configuración de la cuenca de Neuquén<sup>1</sup>. Dichas rocas se agrupan en la Formación Nacientes del Biobío, la cual consta de tres miembros estratigráficos: Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay. Es este último el que aflora al sur del valle de Lonquimay, específicamente en la Cordillera de Lonquimay (también llamada Macizo de Lonquimay), bloque alzado por un sistema de fallas inversas que dejaron expuestas las rocas Jurásicas (y Cretácicas) por sobre los depósitos más jóvenes (Melnick *et al.*, 2006a).

<sup>1</sup>Aunque no se aprecia en la región del presente estudio, el basamento de los Andes Neuquén está representado por afloramientos aislados de rocas metamórficas de edad Paleozoico tardío-Triásico, ubicados al sur de la laguna de Gualletué (38°41'S), llamados Estratos de Huinucal Ivante (Suárez & Emparán, 1997). Éstos subyacen de manera discordante a las rocas Jurásicas.

### ***Miembro Lonquimay (De la Cruz & Suárez, 1997)***

Este miembro, cuyo espesor mínimo es de 600 metros, está compuesto por dos secciones: una inferior sedimentaria marina y una superior volcánica. Dentro de estas unidades se aprecian cinco asociaciones de facies, descritas en el orden de depositación:

- *Asociación de lutitas negras*: Está constituida principalmente por lutitas y calcilitas fosilíferas negras y, en menor escala, por tobas finas argilizadas e intercalaciones de areniscas. Su espesor mínimo es de 30 metros.
- *Asociación de rocas volcanoclásticas*: Tiene un espesor mínimo de 70 metros, divididos en dos secciones, una inferior de 60 metros y una superior de 10 metros. La primera de ellas está compuesta por brechas volcánicas andesíticas monolitológicas, así como por brechas volcanoclásticas y conglomerados, junto con areniscas y limolitas. La parte superior está formada por areniscas tobáceas calcáreas.
- *Asociación de calizas*: Esta unidad consta primeramente de un conglomerado basal, cuyo espesor varía entre 0 y 100 cm y presenta clastos de composición andesítica y bloques de calcarenita, en una matriz de caliza. Luego presenta calizas fosilíferas, que alcanzan un espesor de 45 metros, principalmente clasto-soportadas (“grainstones”) y, finalmente, calizas arenosas volcanoclásticas, también con alta presencia de fósiles, de un espesor variable entre 0 y 40 metros.
- *Asociación de areniscas*: Formada por areniscas líticas y arcósicas, y conglomerados polimícticos (con clastos metamórficos y plutónicos). Tiene un espesor mínimo variable entre 20 y 50 metros.
- *Asociación de facies volcánicas*: Constituida por rocas piroclásticas (depósitos de flujo y de caída), brechas volcánicas andesíticas y areniscas tobáceas y volcanoclásticas. Su espesor mínimo es de 400 metros y yace de manera concordante sobre la unidad inferior (calizas).

### **2.4.2. Complejo Vizcacha-Cumilao**

En el sector de la Cordillera de Lonquimay, el miembro Lonquimay de la Formación Nacientes del Biobío infrayace con discordancia angular y de erosión a las rocas volcánicas y sedimentarias continentales, incluyendo cuerpos intrusivos subvolcánicos, del Complejo Vizcacha-Cumilao del Cretácico-Paleógeno, el cual está conformado por andesitas, tobas, brechas e intercalaciones de lutitas y areniscas (Suárez & Emparán, 1997).

### **2.4.3. Formación Cura-Mallín**

La Formación Cura-Mallín yace discordante sobre rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico, granitoides del Cretácico y rocas volcánicas andesíticas posiblemente del Cretácico

y/o del Terciario temprano. El contacto entre esta formación y el Macizo de Lonquimay, cuya ladera poniente alcanza hasta 900 metros de altura, y que delimita el valle de Lonquimay morfológicamente al este, no está expuesto, aun cuando Radic *et al.* (2002) interpretaron dicho contacto como una falla normal invertida que manteea hacia el este y que ha alzado los bloques Cretácicos y Jurásicos.

En la región de Lonquimay (38°S-39°S) la Formación Cura-Mallín incluye dos miembros: el Miembro Guapitrío, una unidad principalmente volcánica; y el Miembro Río Pedregoso, una asociación especialmente sedimentaria. El rango de edad del primero (Oligoceno tardío o más viejo, a Mioceno tardío) se traslapa con el del segundo (final del Mioceno temprano al Mioceno tardío), lo cual demuestra una relación interdigitacional entre ambos (Suárez & Emparán, 1995).

### ***Miembro Guapitrío***

El Miembro Guapitrío está formado primordialmente por rocas piroclásticas, con lavas andesíticas intercaladas, diques relacionados y rocas hipabisales y estratos sedimentarios no-marinos. Su espesor excede los 1500 metros. Las rocas piroclásticas incluyen tobas vítricas, cristalinas y líticas, lapilli acrecionario y brechas, mientras que las rocas sedimentarias abarcan limolitas, areniscas de grano fino y lutitas. Los depósitos de este miembro son interpretados como remanentes de un centro volcánico Mioceno y como depósitos lacustres. Actualmente, aflora en la ladera norte del valle de Lonquimay, donde se instalaron algunas de las estaciones de magnetotelúrica.

### ***Miembro Río Pedregoso***

Este miembro está constituido por calizas no marinas, tobas, lutitas bituminosas<sup>2</sup>, lutitas, areniscas, conglomerados y brechas sin-sedimentarias. Localmente alcanza un espesor superior a los 400 metros (Fig. 2.6).

## **2.5. Contexto estructural de la región de estudio**

El valle glacial de Lonquimay se extiende por unos 30 kilómetros en dirección NNE. Como ya se ha comentado, esta depresión lineal es tectónicamente controlada por fallas transtensionales, las cuales bordean el valle tanto al oriente como al poniente, interpretadas como parte de la ZFLO (Melnick *et al.*, 2006b). El sistema está formado por una serie de fallas de rumbo NNE que delimitan la ocurrencia de pequeños pliegues en el fondo del valle, que generalmente es plano. A lo largo de la ladera oriental fluye el río Lonquimay, el cual se presume

---

<sup>2</sup>Identificadas como “margas orgánicas”, donde la marga es una roca sedimentaria formada por una mezcla de arcilla y carbonato de calcio. El material orgánico es kerógeno, derivado de innumerables organismos, principalmente plantas (Youngquist, 1998).

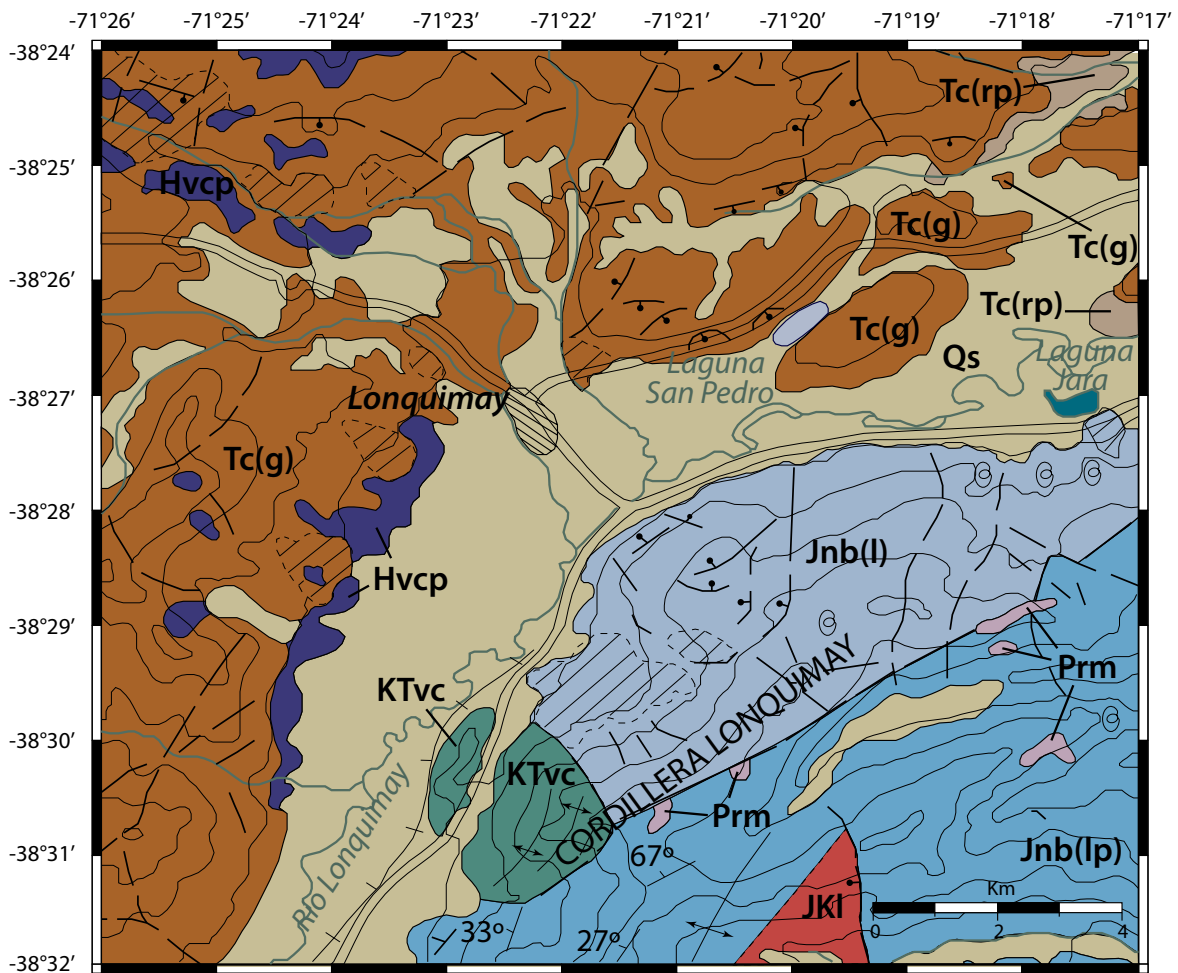


Figura 2.6: Mapa geológico del área de estudio, el valle de Longuimay (modificado de Suárez & Emparán, 1997). Escala 1:250.000. En el centro se encuentra delimitada la zona del Pueblo de Longuimay. Qs: Sedimentos no consolidados e indiferenciados, con depósitos piroclásticos intercalados, del Cuaternario (Thiele *et al.*, 1987). HvcP: Lavas del Holoceno. Prm: Intrusivos hipabisales del Plioceno. Tc(g): Miembro Guapitrío de la Fm. Cura-Mallín. Tc(rp): Miembro Río Pedregoso de la Fm. Cura-Mallín. KTvc: Complejo Vizcacha-Cumilao. Jnb(l): Miembro Longuimay de la Fm. Nacientes del Biobío. Jnb(lp): Miembro Lolén-Pacunto de la Fm. Nacientes del Biobío (ver De la Cruz & Suárez, 1997). JKI: Grupo Plutónico Gualletué (ver Radic, 2010).

paralelo a uno de estos sistemas de falla, mientras que el Macizo de Longuimay delimita el valle morfológicamente al este. El contacto entre dicho elemento estructural y la formación Cura-Mallín ha sido interpretado como una falla normal invertida, con manteo hacia el este (Radic *et al.*, 2002).

En tanto, los cursos de agua que corren ladera abajo desde la Cordillera de Longuimay hacia el poniente presentan un desfase dextral producido por las fallas de rumbo NNE que va desde los 200 hasta los 500 metros. Esto implica que el área de Longuimay ha experimentado una deformación transtensional dextral, generando una estructura de *pull-apart* en su

extremo norte. Dicho desplazamiento fue acumulado probablemente durante el Pleistoceno tardío-Holoceno en esta rama de la parte norte de la zona de falla Liquiñe-Ofqui (Melnick *et al.*, 2006a).

Los mismos autores reportaron, además, una serie de fallas normales de rumbo N-S formando una estructura de “horst y graben”, observables en una ladera al costado de la carretera que corre paralela al río Lonquimay. Con ello, se interpretó el valle propiamente tal como un hemi-graben con vergencia este (Fig 2.7, recuadro).

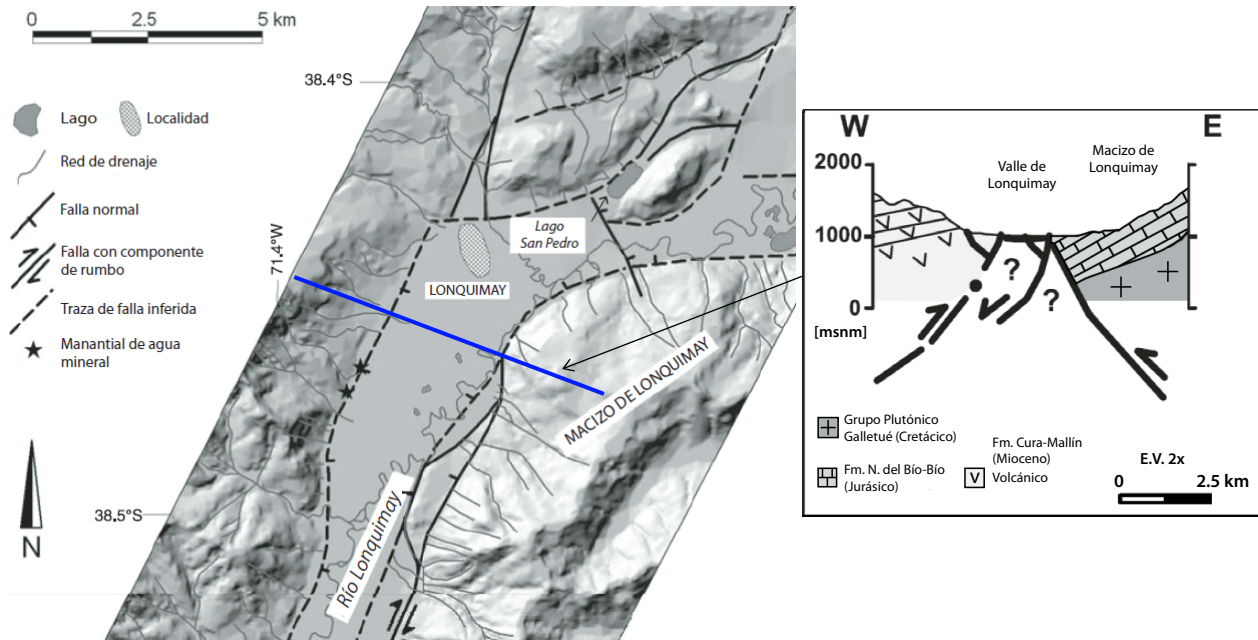


Figura 2.7: Valle de Lonquimay con los diferentes elementos estructurales presentes en la zona. El sistema de fallas corresponde a la expresión más septentrional de la zona de falla Liquiñe-Ofqui. El recuadro muestra un esquema de un perfil E-W que atraviesa el valle (modificado de Melnick *et al.*, 2006a). El límite oriental del valle está demarcado por el Macizo de Lonquimay, el cual ha sido alzado por una falla normal invertida de rumbo NNE. Se infiere que el valle forma parte de un hemi-graben cuyo flanco oriental está en subsidencia debido a una falla normal que miente hacia el oeste.

Al norte del valle aflora un escarpe de ~45 metros de altura, el cual ha sido interpretado como la expresión en superficie de una falla inversa de rumbo NNE-SSW que alza el bloque occidental (Pérez-Flores, comunicación personal), donde se aprecian rocas de la Fm. Cura-Mallín. Este escarpe delimita un pequeño valle glacio-fluvial (de ~450 metros de ancho) de dirección N-S relleno de material cuaternario que se extiende hacia el oriente, el cual desemboca en el valle principal de Lonquimay. En el límite oriental se infiere la presencia de una falla de rumbo con componente inversa, que debiese estar alzando el bloque que se encuentra a la derecha (Fig. 2.8).



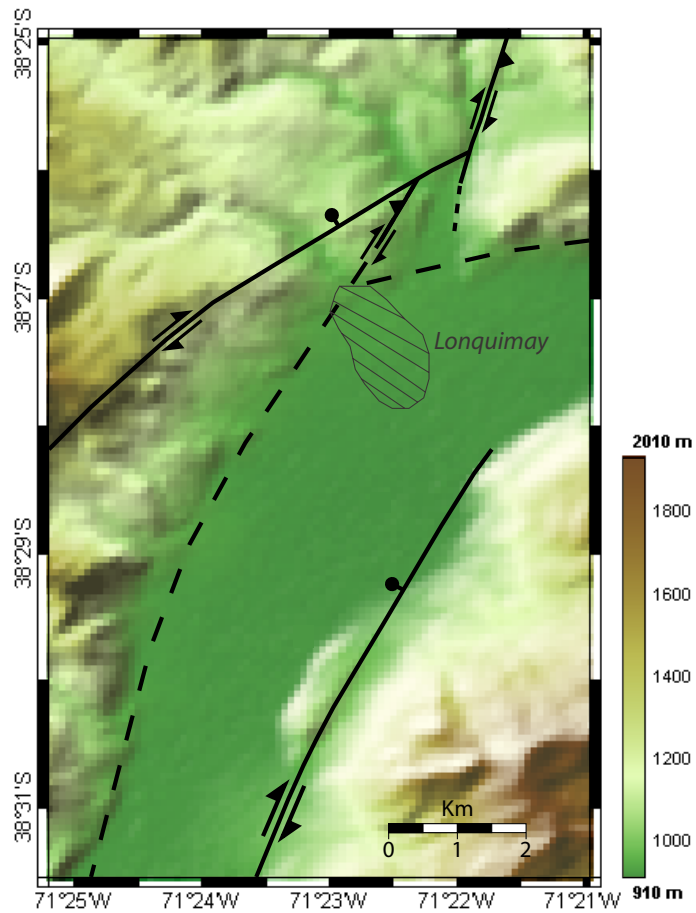


Figura 2.8: Sistema de fallas en torno al valle de Lonquimay (Pérez-Flores, comunicación personal). Abajo se aprecia la falla de rumbo dextral con componente normal que vascula el valle hacia el poniente, como se interpreta en Melnick *et al.* (2006a). Al norte, se observan otras dos trazas de falla de rumbo dextral con componente inversa en dirección NNE: la de la izquierda genera un gran escarpe en superficie, mientras que la de la derecha se infiere en virtud del bloque alzado hacia el oriente.

# Capítulo 3

## Marco Teórico

Como se explicó en el capítulo anterior, el valle de Lonquimay presenta gran atractivo para la exploración geotermal en vista de su relativa proximidad al volcán Lonquimay y los sistemas geotermales Tolhuaca y Sierra Nevada. Para el análisis de esta zona, se realizaron estudios de gravimetría y de magnetotelúrica. Ambos métodos geofísicos han sido utilizados ampliamente en diferentes partes del mundo en la exploración de recursos geotermales, pues aportan información sobre la densidad y la resistividad eléctrica de las rocas del medio que puede estar relacionada a ciertas condiciones propias de dichos sistemas geotermales debido a la presencia de fluidos en profundidad, como por ejemplo, variaciones laterales de densidad y anomalías de baja densidad y de baja resistividad.

Algunos campos geotermales que han sido explorados utilizando, entre otros métodos geofísicos, la gravimetría son: la región de Nevsehir, Anatolia Central, Turquía (Kiyak *et al.*, 2015); Sankt Gallen, Suiza (Altwegg *et al.*, 2015); y la región de Olkaria, Kenia (Ndombi, 1981). En tanto, el método magnetotelúrico ha sido implementado en el estudio de diversas áreas geotermales, como la región de Mae Chan, Tailandia (Amatyakul *et al.*, 2015); los prospectos Anses d'Arlet, Montagne Pelée y Pitons du Carbet en la isla de Martinica, Antillas Menores (Coppo *et al.*, 2015); Tenerife, Islas Canarias, España (Piña-Varas *et al.*, 2014); Coso, California, Estados Unidos (Newman *et al.*, 2008); el campo geotermal Rotokawa, en la Zona Volcánica Taupo, Nueva Zelanda (Heise *et al.*, 2008); el área geotermal Puga, Ladakh, India (Harinarayana *et al.*, 2006); Caldas Novas, estado de Goiás, Brasil (Pastana de Lugão *et al.*, 2002); entre muchos otros.

Lógicamente, para entender el uso de estos métodos geofísicos y luego trabajar con los datos medidos en terreno, es preciso conocer su fundamento teórico, el cual se explica a continuación.

### 3.1. Gravedad (Blakely, 1996)

Este método consiste en la medición de valores de la gravedad terrestre para determinar las desviaciones o anomalías del comportamiento normal del campo gravitacional, ocasionado por los cambios de densidad en los materiales del subsuelo.

El fundamento matemático de este procedimiento está dado por la *Ley de la Gravitación Universal*, la cual establece que la fuerza  $\vec{F}$  de atracción mutua entre dos partículas de masa  $m_1$  y  $m_2$  es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia  $\|\vec{r}\|$  entre ellas:

$$\vec{F} = -\frac{Gm_1m_2}{r^2}\hat{r}$$
$$\hat{r} = \frac{\vec{r}}{r}$$

donde  $G = 6,6732 \cdot 10^{-8} \text{dyna} \cdot \text{cm}^2/\text{gr}^2$  es llamada Constante de Gravitación Universal.

La aceleración gravitacional o campo gravitatorio  $\vec{g}$  es la fuerza de gravitación que actúa sobre una unidad de masa, y corresponde a la medición del campo gravitacional actuando en cualquier punto. El campo de  $m_1$  está dado por:

$$\frac{\vec{F}}{m_2} = -\frac{Gm_1}{r^2}\hat{r}$$

Para una masa  $m$  en general, su campo gravitatorio es:

$$\vec{g} = -\frac{Gm}{r^2}\hat{r} \tag{3.1}$$

En el Sistema Cegesimal de Unidades (CGS), la gravedad se mide en unidades de longitud sobre tiempo al cuadrado ( $\text{cm}/\text{s}^2$ ) que equivale a un *gal*. Dado que la aceleración gravitatoria en la superficie terrestre es de  $980 \text{ cm}/\text{s}^2$  o  $980 \text{ gales}$ , y como las anomalías de una diezmillonésima de este valor tienen importancia científica o económica, la unidad estándar en geofísica para gravimetría es el *miligal* ( $mGal$ ), que es igual a  $10^{-3} \text{ gales}$ .

El instrumento utilizado para registrar las anomalías de gravedad, variaciones que son prácticamente despreciables, es el *gravímetro*. Este funciona, en términos generales, en base a una masa suspendida de un resorte sensible, el cual mide la componente vertical de la gravedad  $\partial g/\partial z$ , es decir, las variaciones verticales de atracción gravitatoria del suelo que están asociadas a cambio de densidad. Por ejemplo, los altos estructurales, o un depósito de mineral de alta densidad, harán aumentar localmente la fuerza de la gravedad en sus proximidades (siempre que su densidad media sea mayor que la circundante), mientras que los domos de

sal, de densidad baja, la disminuirán.

### *Reducción de datos*

El objetivo del procesamiento a continuación explicado es reducir una medición de gravedad hecha en la superficie de la Tierra, a un valor de anomalía que refleje variaciones de densidad en la corteza y en el manto superior. Esto envuelve una serie de operaciones que dan cuenta de la masa y forma de una Tierra “normal”, elevación de las medidas sobre el nivel del mar, efectos de marea, movimiento del instrumento utilizado en las mediciones, efectos gravitacionales del terreno en las inmediaciones de las medidas y efectos de isostacia. Finalmente, para poder aislar las anomalías de gravedad locales -y así analizar un solo elemento de la corteza, como una cuenca sedimentaria o algún complejo plutónico- es preciso realizar una separación de anomalías regional-residual, con el fin de obviar la señal gravimétrica del ambiente geológico circundante de gran escala, como pudiese ser una cordillera.

#### 3.1.1. La Tierra “normal” y el *geoide*

Debido a que la fuerza de gravedad varía de un lugar a otro, las superficies equipotenciales que rodean la Tierra son suaves pero irregulares. Una superficie equipotencial de particular interés es el *geoide*, descrita por el nivel del mar sin los efectos de corrientes oceánicas, climas ni mareas. Su forma está influenciada por las masas subyacentes; sobresale, o está abultado, por encima de los excesos de masa (por ejemplo, en cadenas montañosas o cuerpos de alta densidad enterrados) y es deprimido o rebajado sobre deficiencias de masa (como en el caso de valles o cuerpos de baja densidad enterrados). La fuerza de gravedad en cualquier punto de la superficie geoidal debe ser perpendicular a dicha superficie.

Debido a la complejidad de las variaciones de densidad interna, se acostumbra referenciar el geoide a una superficie más simple y más suave, la superficie esferoidal que sería definida por una Tierra en rotación y de densidad uniforme. Debido a las fuerzas de gravedad y rotación, el esferoide tiene aproximadamente la forma de una elipse de revolución, por lo que es llamado *elipsoide de referencia*. De acuerdo con esto, es posible expresar la atracción gravitacional del elipsoide de referencia en cualquier punto, utilizando la llamada *Ecuación Somigliana*, descrita a continuación:

$$g_0 = g_e \left( \frac{1 + k \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \lambda}} \right) \quad (3.2)$$

donde

$g_0$ : Atracción gravitacional total del esferoide [mGal].

$\lambda$ : Latitud (°)

$g_e = 978032,67715$  [mGal]: Atracción ecuatorial del esferoide

$k = 0,001931851353$ : Constante de gravedad normal

$e^2 = 0,0066943800229$ : Cuadrado de la excentricidad

Estos coeficientes  $g_e, k, e^2$  son los descritos por Featherstone & Dentith (1997), para el elipsoide de referencia GRS80 (*Geodetic Reference System 1980*) adoptado por la IAG (Asociación Internacional de Geodesia, por sus siglas en inglés), el cual eventualmente condujo al actual campo de referencia, el *World Geodetic System 1984*. Aquí,  $g_0$  es comúnmente llamado *gravedad teórica* o *gravedad normal*. Se asume, para el siguiente desarrollo, que  $g_0$  representa la gravedad teórica sobre el geoide.

### 3.1.2. Anomalías de gravedad

El aislamiento de las anomalías causadas por variaciones de densidad local de todos los otros campos envuelve una serie de correcciones hechas a la gravedad observada, es decir, a la medición en terreno de gravedad. Una manera de describir dichas correcciones es considerar cada una de ellas como contribuyentes a la gravedad observada. La siguiente expresión muestra los distintos componentes involucrados, junto con el nombre de las correcciones respectivas:

$$\begin{aligned} \text{Gravedad observada} &= \text{Variaciones dependientes del tiempo (Deriva instrumental)} \\ &+ \text{Atracción del elipsoide de referencia (Gravedad teórica)} \\ &+ \text{Efecto de elevación sobre el nivel del mar (Aire Libre)} \\ &+ \text{Efecto de la masa "normal" sobre el nivel del mar (Bouguer Simple} \\ &\quad \text{y 'Terreno')} \\ &+ \text{Efecto de masas que soportan las cargas topográficas (Regional)} \\ &+ \text{Efecto de variaciones de densidad en la corteza y en el manto su-} \\ &\quad \text{perior ("Geología")} \end{aligned}$$

El objetivo es aislar la última cantidad de esta suma de todos los otros términos. Para ello, se deben sustraer a la medición gravimétrica los demás factores involucrados.

#### Corrección por Deriva instrumental

La mayoría de los gravímetros usados en terreno producen lecturas que derivan ligeramente durante el transcurso de un día de trabajo. Este problema usualmente es tratado midiendo ciertos puntos de observación varias veces durante el día, asumiendo que la deriva ha sido lineal entre las mediciones repetidas, y restando dicha deriva lineal de todas las demás lecturas. Generalmente, para este proceso se considera como punto de observación una llamada "Estación base", lugar donde se registra la gravedad todos los días, antes y después del trabajo en terreno. Luego, se asume que esas medidas deben ser iguales. Corrigiendo ese valor se pueden modificar todos los otros puntos medidos.

Además de lo anterior, es preciso realizar un registro gravimétrico antes y después de la campaña total en un punto en el cual se conozca la gravedad absoluta. Esto es debido a que el gravimétrico entrega valores de gravedad relativa, los que deben ser llevados a un

valor absoluto. Con el dato de la estación de gravedad absoluta también se puede efectuar una corrección por deriva instrumental, considerándola, al igual que en el caso ya explicado, lineal durante todo el trabajo en terreno.

### Corrección por Gravedad teórica

La siguiente corrección descrita en la expresión anterior se obtiene con la ecuación Somigliana ya mencionada para la gravedad teórica, la atracción gravitacional normal de una Tierra hipotética que no contiene heterogeneidades de densidad lateral. Cuando esta ecuación es evaluada y restada de las mediciones de gravedad, el residuo refleja desviaciones de la densidad de la Tierra con respecto al elipsoide homogéneo, en particular variaciones de densidad lateral en la corteza y en el manto.

### Corrección de Aire Libre

Las mediciones de gravedad sobre la Tierra deben ser ajustadas por elevación sobre o bajo el nivel del mar. Para entender el factor por el que deben ser corregidas, se considera  $g(r)$  como la atracción de gravedad sobre el geode. Por consiguiente, el valor de gravedad una pequeña distancia  $h$  sobre el geode está dado por una expansión de serie de Taylor,

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots$$

Eliminando los elementos de mayor orden y reordenando los términos restantes se tiene

$$g(r) = g(r+h) - h \frac{\partial}{\partial r} g(r)$$

Si se asume que la Tierra es uniforme y esférica, entonces  $g(r) = -GM/r^2$  (veáse la ec. 3.1), donde  $G$  es la constante gravitacional de Newton,  $M$  la masa total de la Tierra y  $r$  la distancia desde el centro hasta el punto de observación en la superficie. Con esto, la ecuación anterior queda

$$g(r) = g(r+h) - \frac{2g(r)}{r}h$$

El último término de esta ecuación responde a la diferencia de elevación entre  $g(r)$  y  $g(r+h)$ . Es conocido como *Corrección de Aire Libre*  $g_{fa}$  porque es el único ajuste de elevación que se requeriría si es que no existiesen masas entre el punto de observación y el nivel del mar. Usando valores de  $g$  y  $r$  al nivel del mar, se obtiene

$$g_{fa}[mGal] = -0,3086h$$

donde  $h$  es la altura sobre el nivel del mar [ $m$ ]. La aplicación de esta corrección resulta en la *anomalía de aire libre*, dada por

$$\Delta g_{fa} = g_{obs} - g_{fa} - g_0$$

donde  $g_{obs}$  es la gravedad observada. (Se supone, para esta expresión, que  $g_{obs}$  ya contiene la corrección por deriva instrumental). La corrección de Aire Libre ajusta la gravedad medida por un factor que no es considerado por el elipsoide de referencia: la elevación de la medición gravimétrica sobre dicho elipsoide.

### Corrección de Bouguer Simple

Las correcciones de Aire Libre y por gravedad teórica ignoran la masa que puede existir entre el nivel de observación y el nivel del mar. La *corrección de Bouguer* da cuenta de esta masa adicional. La *corrección de Bouguer Simple* aproxima toda la masa sobre el nivel del mar con una placa homogénea (o *slab*), infinitamente extendida, de espesor igual a la altura del punto de observación sobre el nivel del mar. La atracción de una placa infinita está dada por

$$\Delta g_{sb} = 2\pi G\rho h$$

donde  $h$  es el grosor de la placa. Reemplazando el valor de  $G$ , la corrección de Bouguer Simple queda como

$$\Delta g_{sb}[mGal] = 0,0419\rho h$$

donde  $h[m]$  es la altura sobre el nivel del mar. Para  $\rho [gr/cm^3]$  se utiliza un valor de densidad cortical típica de 2,67. En consecuencia, la *anomalía de Bouguer Simple* está dada por

$$\Delta g_{sb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_0$$

Esta anomalía refleja la “masa anómala”, masas con densidad sobre y bajo  $2,67 gr/cm^3$ .

### Corrección por Terreno

La anomalía de Bouguer Simple ignora la *forma* de la topografía. Las montañas que se alzan por sobre el punto de observación “tiran hacia arriba” el medidor de gravedad pero no son tomadas en cuenta por la aproximación del *slab*. Los valles que yacen bajo el nivel de observación forman cavidades dentro de la aproximación de una placa. En ambos casos, la corrección de Bouguer Simple tiende a sobrecompensar las mediciones hechas cerca de estos

rasgos topográficos. La *corrección por terreno*  $g_t$  ajusta dicha sobrecompensación y es un paso esencial en la reducción de los datos medidos en lugares de relieve topográfico moderado a extremo. El resultado de aplicar esta corrección es la *anomalía de Bouguer Completa*:

$$\Delta g_{cb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_t - g_0$$

donde el signo de  $g_t$  es siempre negativo. Esta corrección por terreno es realizada tradicionalmente aproximando la topografía con un modelo digital y calculando la atracción gravitacional del modelo. En el caso de este estudio, se obtuvo un Modelo Digital de Elevación (DEM), del Consorcio para Información Espacial del Grupo Consultivo para la Investigación Agrícola Internacional (CGIAR-CSI, por sus siglas en inglés). Dicho modelo es una grilla que contiene datos de altura con un espaciado de 90 metros, la que permitió generar, a su vez, una grilla regional centrada en la zona de estudio.

## Corrección del Residual

Los continentes y las cuencas oceánicas representan concentraciones y deficiencias de masa, respectivamente, con grandes dimensiones laterales. Aparentemente, éstas son compensadas en profundidad: la masa extra de los amplios rasgos topográficos es contrarrestada en profundidad por déficit de masa, mientras que las grandes depresiones topográficas son emparejadas en profundidad por excesos de masa. Este fenómeno se conoce como *compensación isostática*. Las anomalías causadas por las masas compensativas son generalmente extensas en longitud de onda y se correlacionan aproximadamente de manera negativa con los atributos de longitud de onda larga de la topografía.

Muchas veces es preferible remover de las mediciones de gravedad los efectos gravitacionales de longitud de onda larga de las masas compensatorias. Dicho proceso se realiza generalmente con un *software* que permita calcular ese efecto. Por ejemplo, para este estudio, se eliminó la alteración producida por una raíz cortical bajo la cordillera.

Por lo tanto, restando todas estas correcciones a las mediciones gravimétricas realizadas en terreno se obtiene el efecto de variaciones de densidad en la corteza y en el manto superior, que permite hacer un análisis de las diferencias de composición de las rocas presentes en la zona de estudio, en conjunto con la geología ya conocida.



## 3.2. Magnetotelúrica (Simpson & Bahr, 2005)

La técnica magnetotelúrica (MT) es una técnica electromagnética pasiva que involucra la medición de fluctuaciones en los campos eléctrico  $\vec{E}$  y magnético  $\vec{B}$  naturales en direcciones ortogonales a la superficie de la Tierra como un medio para determinar la estructura de conductividad terrestre a profundidades de un rango de decenas de metros a varios cientos de kilómetros. La teoría fundamental de la exploración MT fue propuesta primeramente por Tikhonov (1950) y, en más detalle, por Cagniard (1953). El objeto central de las tesis de ambos autores fue la comprensión de que las respuestas electromagnéticas desde cualquier profundidad podían ser obtenidas simplemente extendiendo el período de los sondeos magnetotelúricos. Este principio es expresado en la relación del llamado *skin depth* electromagnético, la cual describe el decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos cuando difunden o penetran a través de un medio:

$$p(T) = \left( \frac{T}{\pi \mu \bar{\sigma}} \right)^{1/2} \quad (3.3)$$

donde  $p(T)$  es el *skin depth* electromagnético en metros para un período  $T$  dado,  $\bar{\sigma}$  es la conductividad promedio del medio penetrado, y  $\mu$  es la permeabilidad magnética. A la profundidad  $p(T)$ , los campos electromagnéticos son atenuados en un factor de  $e^{-1}$  con respecto a sus amplitudes en la superficie de la Tierra. Este decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos con el aumento de la profundidad los hace insensibles a estructuras de determinadas conductividades que se encuentren más profundas que  $p(T)$ . Por lo tanto, en estudios de MT un *skin depth* electromagnético es generalmente considerado equivalente a la *profundidad de penetración* de los campos electromagnéticos dentro de la Tierra. En estudios terrestres, a  $\mu$  se le asigna usualmente el valor del vacío ( $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H m}^{-1}$ ), con lo cual la ecuación anterior puede ser aproximada como

$$p(T) \approx 500 \sqrt{T \rho_a}$$

donde  $\rho_a$  es la *resistividad aparente*, o la resistividad promedio de un semi-espacio uniforme.

De las dos ecuaciones anteriores se puede deducir que, para un período de muestreo dado, la profundidad alcanzada por el sondeo electromagnético pasivo estará controlada por la conductividad promedio del medio penetrado. Los campos electromagnéticos que son inducidos naturalmente en la Tierra y que son utilizables para estudios de MT tienen períodos de onda en un rango de  $\sim 10^{-3}$  a  $\sim 10^5$  s. Por lo tanto, si se asume, a efectos de ejemplo, una resistividad promedio de la corteza y del manto superior de la Tierra de  $100 \Omega \text{ m}$ , se puede ver cómo la profundidad de penetración podría ser posible en un rango de  $\sim 160$  m hasta  $> 500$  km. El amplio intervalo de profundidades que pueden ser alcanzadas usando MT es una ventaja de este método en comparación con métodos electromagnéticos activos para los cuales la profundidad máxima que puede ser sondeada siempre está limitada por el tamaño de la fuente disponible y por las configuraciones fuente-receptor.

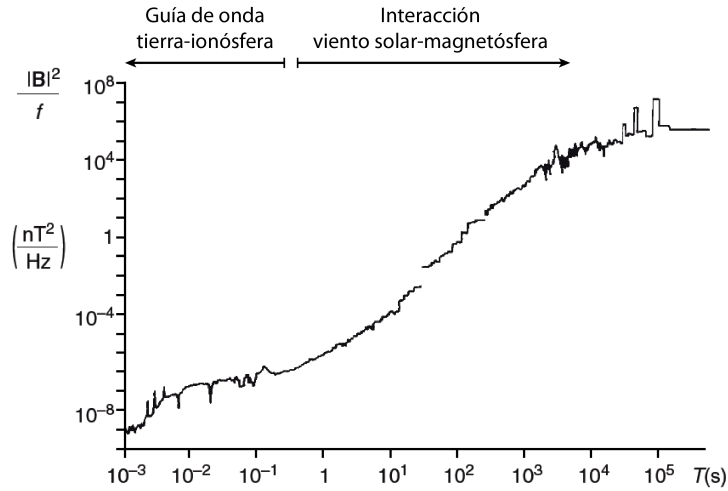


Figura 3.1: Espectro de frecuencia que ilustra las características “ $1/f$ ” de las variaciones magnéticas naturales (modificado de Simpson & Bahr, 2005). Las señales de período corto son generadas por interacciones en la guía de onda Tierra-Ionósfera, mientras que las señales de período largo son generadas por interacciones viento solar-Magnetósfera.

Mientras que los procesos magnetohidrodinámicos dentro del núcleo externo de la Tierra generan la mayor parte del campo magnético terrestre, son las fluctuaciones de origen externo -superimpuestas, más transitorias y de menor amplitud- las que los sondeos de MT buscan explotar. El espectro de frecuencia de estas fluctuaciones (Fig. 3.1) tiene un rango en el que los datos son de baja señal, entre 0,5 – 5 Hz, alcanzando un mínimo en torno a 1 Hz. Esta llamada *banda muerta* de señales de baja amplitud se atribuye a los mecanismos de fuente inductiva, uno efectivo sobre  $\sim 1$  Hz, el otro bajo  $\sim 1$  Hz. Esta banda se manifiesta frecuentemente en las curvas de los registros de MT como una reducción en la calidad de los datos (Para mejorar dichos datos podrían usarse técnicas de inducción electromagnética activas). Los campos electromagnéticos con frecuencias mayores que 1 Hz tienen su origen en actividades meteorológicas, como las tormentas eléctricas; en tanto que las interacciones entre el viento solar y la Magnetósfera e Ionósfera de la Tierra generan fluctuaciones electromagnéticas con frecuencias bajo los 1 Hz.

A partir de las relaciones existentes entre el campo eléctrico y el magnético medidos simultáneamente en un mismo punto se puede inferir la distribución de conductividades en profundidad. A su vez, el análisis de los diferentes períodos de las fluctuaciones permite obtener información a distintas profundidades. El rango de períodos empleados en un estudio magnetoteléurico dependerá de cuán profundo se precise realizar el trabajo en base a las estructuras que se esperan encontrar en el subsuelo.

### 3.2.1. Fundamentos del método MT

El método magnetotelúrico está basado en el fenómeno de la inducción electromagnética y permite estudiar las propiedades eléctricas de la subsuperficie a partir de la correlación de los campos eléctrico y magnético registrados en un mismo período y lugar de la superficie terrestre.

La interacción del viento solar con la Magnetósfera da lugar a la generación de ondas hidromagnéticas que, al llegar al límite inferior de la Ionósfera se transforman en campos electromagnéticos. El conjunto de estos campos, cuya polarización varía con el tiempo, es lo que se denomina *campo primario* y se propaga a través de la atmósfera hasta llegar a la superficie de la Tierra. Debido a que ésta se comporta como un medio conductor, el campo primario induce distribuciones de carga y de corriente que dan lugar a un *campo secundario*. Por tanto, lo que se observa al medir en un punto de la superficie es la superposición de ambos campos.

Las ecuaciones que rigen el comportamiento de los campos electromagnéticos son las **ecuaciones de Maxwell**:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.4)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \left( \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \right) \quad (3.5)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (3.6)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.7)$$

donde  $\vec{E}$  [V/m] es la intensidad del campo eléctrico,  $\vec{B}$  [T] es la inducción magnética,  $\vec{D}$  [C/m<sup>2</sup>] es el desplazamiento eléctrico,  $\vec{H}$  [A/m] es la intensidad del campo magnético,  $\vec{j}$  [A/m<sup>2</sup>] es la densidad de corriente y  $\rho$  [C/m<sup>3</sup>] es la densidad de carga eléctrica.

Cada una de estas ecuaciones representa una generalización de ciertas observaciones experimentales. La primera es la expresión diferencial de la ley de inducción electromagnética de Faraday, la segunda es una extensión de la ley de Ampère, la tercera es la ley de Gauss, y la cuarta es la ley de Gauss para el magnetismo, que expresa matemáticamente el hecho de que nunca se han observado monopolos magnéticos.

En estas ecuaciones aparecen cinco funciones vectoriales  $\vec{E}, \vec{B}, \vec{H}, \vec{j}, \vec{D}$ , que se pueden reducir a dos considerando medios homogéneos, isotrópicos y lineales:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (3.8)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.9)$$

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (3.10)$$

donde  $\varepsilon$  [ $As/Vm$ ] es la permitividad o constante dieléctrica del medio. Para el caso de estudios de MT, las variaciones de las permeabilidades magnéticas  $\mu$  y las permitividades eléctricas  $\varepsilon$  de las rocas son despreciables en comparación con las variaciones de las conductividades de la roca total, por lo que se asumen los valores del vacío ( $\mu_0 = 1,2566 \cdot 10^{-6}$  [ $H/m$ ] y  $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$  [ $F/m$ ]).

Luego, la determinación del problema directo en MT consiste en resolver las ecuaciones de Maxwell en presencia de un medio conductor. Para ello, se establecen algunas hipótesis o suposiciones que son consideradas aplicables en este caso:

1. En latitudes medias (muy lejos de los complejos sistemas de corriente generados por los *electrojets* ecuatoriales y polares), láminas de corriente horizontales, uniformes y de gran escala formadas en la Ionósfera dan lugar a ondas planas que inciden normalmente en la superficie de la Tierra conductiva (debido a que la conductividad del aire es prácticamente nula en comparación con la de la Tierra). Bajo esta consideración, los campos eléctrico y magnético, con amplitudes en el origen  $E_0$  y  $B_0$ , respectivamente, se pueden escribir como:

$$\vec{E} = E_0 e^{i\omega t - kz} \quad (3.11)$$

$$\vec{B} = B_0 e^{i\omega t - kz} \quad (3.12)$$

2. La Tierra no genera energía electromagnética, sino que solo la disipa o absorbe.
3. No hay acumulación de cargas libres en el interior de una Tierra estratificada. En una Tierra multi-dimensional, se pueden acumular cargas a lo largo de discontinuidades, lo que genera un fenómeno no inductivo conocido como *static shift* (*corrimiento estático*).
4. Para el rango de frecuencias normalmente utilizado en MT y considerando los valores habituales de resistividad de las rocas, el campo de desplazamiento eléctrico es cuasi-estático. Esto implica que las corrientes de desplazamiento son despreciables en comparación con las corrientes de conducción, con lo cual el tratamiento de la inducción electromagnética terrestre se considera puramente como un proceso de difusión.

Teniendo en cuenta lo anterior, se pueden acomodar convenientemente las ecuaciones de Maxwell. Considerando la dependencia temporal del tipo  $e^{i\omega t}$ , las ecuaciones (3.4) y (3.5) se pueden escribir como

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega \vec{B} \quad (3.13)$$

$$\nabla \times \vec{B} = \mu \sigma \left(1 + i \frac{\varepsilon \omega}{\sigma}\right) \vec{E} \quad (3.14)$$

Aplicando el rotor a las expresiones anteriores, se tiene:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu\sigma \left(1 + i\frac{\varepsilon\omega}{\sigma}\right) \vec{E} \quad (3.15)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{B} = -i\omega\mu\sigma \left(1 + i\frac{\varepsilon\omega}{\sigma}\right) \vec{B} \quad (3.16)$$

Llamando  $\gamma^2 = i\omega\mu\sigma - \mu\varepsilon\omega^2$ , esto se puede reescribir como

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\gamma^2 \vec{E} \quad (3.17)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{B} = -\gamma^2 \vec{B} \quad (3.18)$$

Para simplificar el primer término de ambas ecuaciones, se considera la identidad vectorial correspondiente:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{a} \equiv \nabla (\nabla \cdot \vec{a}) - \nabla^2 \vec{a}$$

Luego, la cuarta ecuación de Maxwell implica que

$$\nabla \times \nabla \times \vec{B} = -\nabla^2 \vec{B}$$

De la misma forma, si se considera una región homogénea y sin cargas libres se cumple que

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{E} &= 0 \\ \Rightarrow \nabla \times \nabla \times \vec{E} &= -\nabla^2 \vec{E} \end{aligned}$$

Por consiguiente, las ecuaciones (3.17) y (3.18) se convierten en:

$$\nabla^2 \vec{E} = \gamma^2 \vec{E} \quad (3.19)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = \gamma^2 \vec{B} \quad (3.20)$$

conocidas como *ecuaciones de Helmholtz*. Por tanto, se tienen dos ecuaciones para los campos eléctrico y magnético. Como  $\gamma$  tiene una parte real y otra imaginaria, la solución de las ecuaciones tendrá un término de difusión y otro de propagación. Pero si se tienen en cuenta las condiciones de la última de las suposiciones alistadas anteriormente, es decir, considerando el rango de frecuencias utilizado en MT y los valores de conductividad de la corteza terrestre, se obtiene que:

$$|\mu\varepsilon\omega^2| \ll |\mu\sigma\omega|$$

lo que implica, como ya se ha dicho, que las corrientes de desplazamiento son mucho menores que las corrientes de conducción (aproximación cuasi-estática). De este modo, se tendrá:

$$\gamma \approx k = \sqrt{i\mu\sigma\omega}$$

donde  $k$  se conoce como *número de onda*. Con esto, las ecuaciones (3.19) y (3.20) quedan

$$\nabla^2 \vec{E} = k^2 \vec{E} \quad (3.21)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = k^2 \vec{B} \quad (3.22)$$

De esta forma, el problema de MT se analiza solo como un fenómeno de difusión. En el aire,  $\sigma \rightarrow 0$ . Por lo tanto, los campos electromagnéticos externos no son atenuados significativamente por la capa de aire entre la Ionósfera y la superficie terrestre. Las ecuaciones (3.21) y (3.22) indican que las mediciones de MT se basan en una fuente de energía que difunde a través de la Tierra y es exponencialmente disipada.

### 3.2.2. Inducción en un semi-espacio

El modelo geoelectrico más simple que se puede concebir es el de un semi-espacio homogéneo, de conductividad  $\sigma$ . En este caso, la solución para el campo eléctrico es de la forma:

$$\vec{E} = E_1 e^{i\omega t - qz} + E_2 e^{i\omega t + qz} \quad (3.23)$$

Ya que la Tierra no genera energía electromagnética, sino que solo la disipa o absorbe, no pueden haber amplitudes del campo eléctrico infinitamente grandes, lo que implica que  $E_2 = 0$ , porque  $\vec{E}$  debe disminuir al aumentar la profundidad de penetración. Derivando dos veces la expresión anterior con respecto a  $z$ , se tiene:

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} = q^2 E_1 e^{i\omega t - qz} = q^2 \vec{E} \quad (3.24)$$

En este modelo de semi-espacio,  $\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial y^2} = 0$ , por lo que  $\nabla^2 \vec{E} = \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2}$ , con lo cual se recupera la expresión obtenida en la ecuación (3.21). Esto implica que

$$q = k = \sqrt{i\mu\sigma\omega} \quad (3.25)$$

que también se puede escribir como

$$q = \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} + i\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \quad (3.26)$$

El inverso de la parte real de  $q$ , es decir  $p = \frac{1}{\text{Re}(q)} = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}}$ , es el *skin depth* o profundidad de penetración del campo eléctrico ya mencionado en la ecuación (3.3), considerando que  $\omega = 2\pi/T$ .

Por otro lado, el inverso de  $q$  está dado por:

$$C = \frac{1}{q} = \frac{p}{2} - i\frac{p}{2} \quad (3.27)$$

es conocido como *función de transferencia de Schmucker-Weidelt*. Luego, de la ecuación (3.23) con  $E_2 = 0$ , se tiene:

$$E_x = E_{1x} e^{i\omega t - qz} \quad (3.28)$$

$$\Rightarrow \frac{\partial E_x}{\partial z} = -qE_x \quad (3.29)$$

Comparando esto con la primera ley de Maxwell se obtiene que

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -\frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y = -qE_x \quad (3.30)$$

Por lo tanto,  $C$  puede ser calculado midiendo los campos  $E_x$  y  $B_y$  (o de manera equivalente, los campos  $E_y$  y  $B_x$ ) en el dominio de frecuencia como:

$$C = \frac{1}{q} = \frac{E_x}{i\omega B_y} = -\frac{E_y}{i\omega B_x} \quad (3.31)$$

Si  $C$  es conocido, se puede calcular además la resistividad del semi-espacio homogéneo:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|q|^2} \mu\omega = |C|^2 \mu\omega \quad (3.32)$$

Además, de la ecuación (3.30), se puede obtener directamente una relación entre los campos eléctrico y magnético conocida como *Impedancia magnetotélúrica*  $Z$ :

$$Z = \frac{E_x}{B_y} = \frac{i\omega}{k} = \frac{\omega}{\mu\sigma} \sqrt{i} \quad (3.33)$$

Como  $Z$  es un número complejo, puede ser escrito en base a una amplitud y una fase ( $\phi$ ) de la forma  $Z = |Z|e^{i\phi}$ , donde

$$|Z| = \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}} \quad \text{y} \quad \phi = \frac{\pi}{4} = 45^\circ \quad (3.34)$$

De la amplitud  $|Z|$  también se puede calcular la resistividad, definida por:

$$\rho(\omega) = \frac{\mu}{\omega} |Z|^2 \quad (3.35)$$

### 3.2.3. Inducción en un semi-espacio de capas

Esta situación describe una configuración formada por un semi-espacio homogéneo que subyace a un conjunto de  $(N - 1)$  capas. Un sondaje de MT hipotético que penetre la capa  $n$  podría medir  $E_{xn}$  y  $B_{yn}$ . Eso permitiría establecer la siguiente función de transferencia:

$$C_n(z) = \frac{E_{xn}(z)}{i\omega B_{yn}(z)} \quad (3.36)$$

con  $q_n = \sqrt{i\mu\sigma_n\omega}$ . Wait (1954) describió una fórmula recursiva que calcula la función de transferencia al tope de la capa  $n$  si se conoce la del tope de la capa  $(n + 1)$ . De esa manera,

teniendo la resistividad del semi-espacio inferior  $\sigma_N$  (que permite conocer  $q_N$ ), se obtiene  $C_N = 1/q_N$ . Aplicando la recursión  $(N - 1)$  veces, se consigue tener la función de transferencia en la superficie libre (tope de la primera capa), la cual puede ser comparada con los datos de terreno.

Se define la *resistividad aparente* como la resistividad promedio de un semi-espacio uniforme equivalente,

$$\rho_a(\omega) = |C(\omega)|^2 \mu \omega \quad (3.37)$$

Como  $C$  es complejo, se puede extraer una *fase*  $\phi$  (en este caso, unidimensional) calculada como

$$\phi = \tan^{-1} \left( \frac{E_x}{B_y} \right) \quad (3.38)$$

La resistividad aparente y la fase suelen graficarse como función del período  $T = 2\pi/\omega$ . Como se vio en la sección anterior, la fase magnetotelúrica de un semi-espacio homogéneo es  $\phi = 45^\circ$ . Por otro lado, fases mayores de  $45^\circ$  son indicativas de la presencia de un estrato en el cual la resistividad decrece con la profundidad, mientras que fases menores de  $45^\circ$  sugieren lo contrario, un estrato donde la resistividad aumenta con la profundidad.

### 3.2.4. Inducción en una discontinuidad vertical

El principio físico que controla la inducción en una discontinuidad es la **conservación de corriente**. La situación a considerar es una configuración 2-D muy sencilla con un contacto vertical entre dos zonas de diferente conductividad,  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ . La densidad de corriente  $j_y$  que atraviesa el contacto está dada por:

$$j_y = \sigma E_y \quad (3.39)$$

Como  $j_y$  es continuo al pasar de un medio a otro, el cambio de resistividad implica un cambio en el campo eléctrico; es decir,  $E_y$  debe ser discontinuo. Todas las otras componentes del campo eléctrico son continuas a través del contacto.

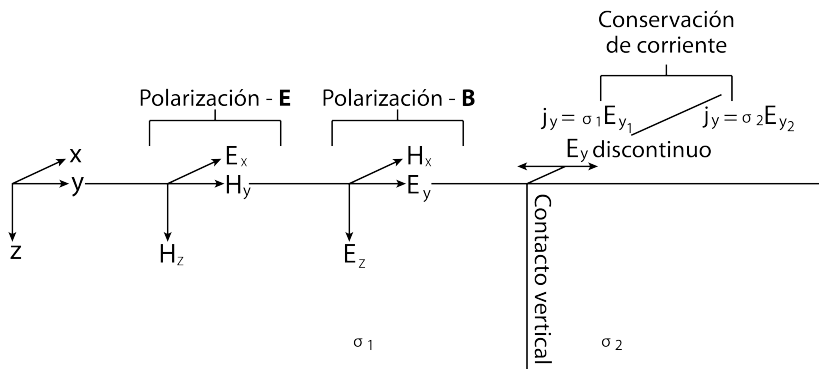


Figura 3.2: Modelo 2-D simple compuesto de dos medios con diferentes conductividades separados por un contacto vertical que se extiende en la dirección  $x$  (modificado de Simpson & Bahr, 2005).



La figura (3.2) puede representar un dique o una falla con una conductividad aproximadamente constante a lo largo de su rumbo. Para un cuerpo con una extensión infinita a lo largo del *strike*, o con una longitud de onda a lo largo del rumbo significativamente mayor que la profundidad de penetración, no se producen variaciones del campo en dicha dirección ( $\partial/\partial x = 0$ ), con lo cual las dos primeras leyes de Maxwell pueden ser expandidas como sigue:

$$\frac{\partial (E_x - E_y + E_z)}{\partial y} + \frac{\partial (E_x - E_y + E_z)}{\partial z} = i\omega (B_x - B_y + B_z) \quad (3.40)$$

$$\frac{\partial (B_x - B_y + B_z)}{\partial y} + \frac{\partial (B_x - B_y + B_z)}{\partial z} = \mu\sigma (E_x - E_y + E_z) \quad (3.41)$$

Por lo tanto, para el caso 2-D ideal los campos eléctrico y magnético son ortogonales entre sí. Esto implica que un campo eléctrico paralelo al *strike* induce campos magnéticos solamente perpendicular al *strike* o en el plano vertical, mientras que un campo magnético paralelo al *strike* induce campos eléctricos solamente perpendicular al *strike* o en el plano vertical. Considerando lo anterior, las ecuaciones (3.40) y (3.41) pueden ser separadas en dos modos independientes: uno que incorpora los campos eléctricos paralelos al *strike*, llamado Polarización-E o Modo TE; y otro que incorpora los campos magnéticos paralelos al *strike*, llamado Polarización-B o Modo TM.

La Polarización-E describe corrientes que fluyen paralelas al strike en término de las componentes del campo electromagnético  $E_x$ ,  $B_y$  y  $B_z$ :

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E_x}{\partial y} &= \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y \\ \frac{\partial B_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial z} &= \mu\sigma E_x \end{aligned} \right\} \text{Polarización-E} \quad (3.42)$$

La Polarización-B describe corrientes que fluyen perpendiculares al strike en término de las componentes del campo electromagnético  $B_x$ ,  $E_y$  y  $E_z$ :

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial B_x}{\partial y} &= \mu\sigma E_z \\ -\frac{\partial B_x}{\partial z} &= \mu\sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} &= i\omega B_x \end{aligned} \right\} \text{Polarización-B} \quad (3.43)$$

Como  $E_y$  es discontinuo a través del contacto vertical, la relación  $Z_{yx} = E_y/B_x$  también será discontinua. Según la ecuación (3.39), la magnitud de dicha discontinuidad, tanto en  $E_y$  como en  $Z_{yx}$ , será  $\sigma_2/\sigma_1$ . Esto traerá como consecuencia una discontinuidad en la resistividad aparente  $\rho_{yx}$  perpendicular al *strike*, de magnitud  $(\sigma_2/\sigma_1)^2$ , como se puede deducir de la ecuación

(3.35).

Si se realizaran mediciones de MT a lo largo de un perfil que atravesase perpendicularmente un contacto vertical, para un determinado período se observaría que la curva de resistividad aparente  $\rho_{yx}$  correspondiente al modo TM presentaría un “salto” al pasar por dicho contacto, mientras que la curva de  $\rho_{yx}$  que corresponda al modo TE variaría suavemente. Esto indica que las resistividades de la polarización-B tienen a resolver las variaciones de conductividad laterales mejor que las resistividades de la polarización-E. Sin embargo, el modo TE tiene un campo magnético vertical asociado. Los campos magnéticos verticales son generados por gradientes de conductividad lateral y por bordes, y las variaciones espaciales de la razón  $H_z/H_y$  pueden ser usadas para detectar contrastes de resistividad lateral a partir de la polarización-E.

### 3.2.5. Tensor de Impedancia

En el caso ya visto de un semi-espacio homogéneo, la relación entre componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético está dada por un escalar  $Z$ . En 2-D, la impedancia se transforma en un tensor,  $\underline{Z}$ , donde cada elemento de él está definido por  $Z_{ij} = E_i/B_j$ . De esa manera, se tiene que  $\vec{E} = \underline{Z}\vec{B}$ . Matricialmente,

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} \quad (3.44)$$

El en caso 1-D, con conductividad variando solo con la profundidad, debido a la simetría del problema se tiene que  $Z_{xy} = -Z_{yx}$  y  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ .

En el caso 2-D con la dirección  $x$  (o  $y$ ) alineada a lo largo del *strike* electromagnético, los elementos de la diagonal del tensor de impedancia son nulos, quedando como resultado

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} \quad (3.45)$$

donde  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  corresponden a los modos TE y TM respectivamente.

Para un caso 2-D más general, en el cual la conductividad varía a lo largo de una dirección horizontal así como con la profundidad,  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  son iguales en magnitud, pero de signo contrario, mientras que  $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ .

En cualquier configuración, se pueden obtener resistividades aparentes y fases para cada una de las componentes del tensor de impedancia, de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.46)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (3.47)$$

### 3.2.6. Flechas de inducción

Las flechas de inducción son representaciones vectoriales de las razones complejas entre las componentes del campo magnético vertical y horizontal. Ya que los campos magnéticos verticales son generados por gradientes de conductividad lateral, las flechas de inducción pueden ser usadas para inferir la presencia o ausencia de variaciones laterales (en  $x,y$ ) en la conductividad.

En la *convención de Wiese* (Wiese, 1962), los vectores  $\vec{T}$  apuntan hacia afuera de las concentraciones de corriente. Dichos vectores son llamados *tipper* porque transforman o inclinan (*tip*) los campos magnéticos horizontales al plano vertical de acuerdo a la expresión:

$$B_z = \begin{pmatrix} T_x & T_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} \quad (3.48)$$

Considerando sus partes reales e imaginarias, el *tipper* se puede descomponer de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \vec{P} &= \text{Re}(T_x)\vec{e}_x + \text{Re}(T_y)\vec{e}_y \\ \vec{Q} &= \text{Im}(T_x)\vec{e}_x + \text{Im}(T_y)\vec{e}_y \end{aligned} \quad (3.49)$$

donde  $\vec{e}_x$  y  $\vec{e}_y$  son vectores unitarios.  $\vec{P}$  y  $\vec{Q}$  son los vectores de inducción, y con ellos es posible identificar zonas conductoras o resistivas para diferentes frecuencias dependiendo de su comportamiento, debido a que se orientan perpendicular a los bordes entre un cuerpo aislante y uno conductor, y tienen magnitudes proporcionales a la intensidad de las concentraciones de corriente anómala, las cuales, a su vez, son determinadas por la magnitud del gradiente o la discontinuidad de resistividad.

### 3.2.7. Tensor de fase

En estudios de MT, heterogeneidades de resistividad localizadas cerca de la superficie de la Tierra distorsionan la respuesta electromagnética producida por la estructura de conductividad subyacente o ‘regional’ bajo investigación. Estas alteraciones del campo eléctrico son llamadas *distorsiones galvánicas*.

Pese a que la amplitud del campo eléctrico observado puede ser distorsionada drásticamente por una heterogeneidad cercana a la superficie, la relación de fase entre los vectores de campo eléctrico y magnético (horizontal) virtualmente no se verá afectada si la distorsión es galvánica (lo que implica que las componentes del campo magnético horizontal no sufren

alteración). Por lo tanto, la relación de fase observada será la misma que se tendría en ausencia de la distorsión, es decir, simplemente el regional. Por ende, este análisis busca recuperar la fase regional considerando mediciones alteradas. Para ello, no es necesario hacer ninguna suposición acerca de la naturaleza o de la dimensionalidad de la estructura de conductividad regional (Caldwell *et al.*, 2004)

Escrito en términos de las componentes reales e imaginarias del tensor de impedancia  $\underline{Z}$  en coordenadas cartesianas, el tensor de fase  $\Phi$  queda expresado de la siguiente forma:<sup>1</sup>

$$\begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(\text{Re}(\underline{Z}))} \begin{bmatrix} R_{yy}I_{xx} - R_{xy}I_{yx} & R_{yy}I_{xy} - R_{xy}I_{yy} \\ R_{xx}I_{yx} - R_{yx}I_{xx} & R_{xx}I_{yy} - R_{yx}I_{xy} \end{bmatrix} \quad (3.50)$$

donde  $\det(\text{Re}(\underline{Z})) = R_{xx}R_{yy} - R_{yx}R_{xy}$ . Se introducen, además, los siguientes parámetros:

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}} \right) \\ \beta &= \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \right) \end{aligned} \quad (3.51)$$

$$\text{Invariantes} \begin{cases} \text{tr}(\Phi) = \Phi_{xx} + \Phi_{yy} \\ \text{sk}(\Phi) = \Phi_{xy} - \Phi_{yx} \\ \det(\Phi) = \Phi_{xx}\Phi_{yy} - \Phi_{xy}\Phi_{yx} \end{cases} \quad (3.52)$$

Expresando los invariantes como funciones de primer orden, se tiene:

$$\begin{aligned} \Phi_1 &= \text{tr}(\Phi)/2 \\ \Phi_2 &= (\det(\Phi))^{1/2} \\ \Phi_3 &= \text{sk}(\Phi)/2 \end{aligned} \quad (3.53)$$

En función de esto, los valores del tensor máximo y mínimo están dados por:

$$\begin{aligned} \Phi_{max} &= (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2} + (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{1/2} \\ \Phi_{min} &= (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2} - (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (3.54)$$

Luego, el tensor 2-D puede ser representado gráficamente por una elipse. Los ejes mayor y menor de dicha elipse describen los valores principales del tensor, con la orientación del eje mayor especificada por el ángulo  $\alpha - \beta$  (Fig. 3.3).

La excentricidad de la elipse será un indicativo de la dimensionalidad del medio en estudio. Si los ejes mayor y menor son iguales (es decir, se tiene un círculo), el semi-espacio es homogéneo. El radio del círculo variará como función del período en virtud del cambio de resistividad en profundidad. A medida que aumenta la excentricidad, el medio se torna inhomogéneo. En un caso 2-D,  $\beta = 0$ , lo cual implica que la elipse del tensor de fase tendrá

---

<sup>1</sup> $R_{xy} \equiv \text{Re}(Z_{xy}); I_{xy} \equiv \text{Im}(Z_{xy})$ .

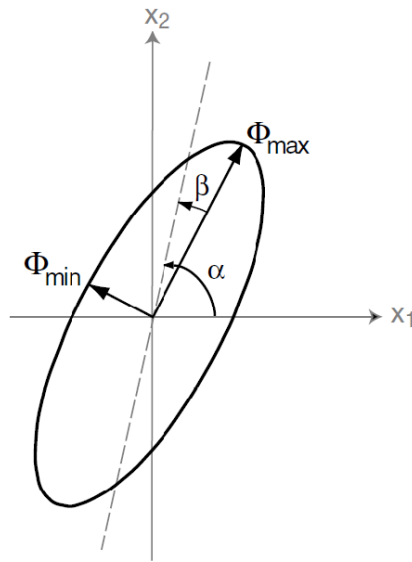


Figura 3.3: Representación gráfica del tensor de fase. Las longitudes de los ejes de la elipse son proporcionales a los valores principales del tensor (modificado de Caldwell *et al.*, 2004).

su semieje mayor o menor alineado con la dirección del strike geoelectrico. El que siga encogiéndose el eje menor de la elipse da cuenta de un medio tridimensional. En el caso de que los efectos 3-D sean muy importantes, dicho eje menor será nulo; es decir, la elipse pasará a ser una línea de largo  $2\Phi_{max}$ .

Al graficar de esta manera el tensor de fase, se suelen colorear las elipses con el valor de  $\tan^{-1}(\Phi_{min})$  [°]. Valores mayores a  $45^\circ$  indican un aumento de la conductividad con la profundidad, en tanto que los valores menores a  $45^\circ$  apuntan a un incremento en la resistividad con la profundidad.

# Capítulo 4

## Adquisición y procesamiento de datos

En esta sección se detalla la obtención de los datos que fueron utilizados en el desarrollo de este proyecto, así como el tratamiento que se les dio. El trabajo consistió en tres campañas de terreno en el valle de Lonquimay, las cuales contaron con la colaboración de personal de GTN-LA (empresa dedicada a estudios geofísicos y geotérmicos), del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y del departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (FCFM) de la Universidad de Chile. La primera de ellas fue realizada del 21 de mayo al 3 de junio de 2013; la segunda, del 11 al 23 de enero de 2014; y la última, del 15 al 19 de diciembre de 2014.

Tanto en la primera como en la segunda campaña de terreno, se desarrollaron mediciones de gravimetría y de magnetotelúrica. Los equipos utilizados en dichos estudios fueron el gravímetro CG-5 Scintrex Autograv<sup>TM</sup> System, y el ADU-07e de *Metronix Geophysics*, respectivamente (Fig. 4.1), facilitados por el CEGA.



Figura 4.1: Equipos utilizados en las mediciones magnetotelúricas, gravimétricas y de resistividad eléctrica. Izquierda: ADU-07e; centro: CG-5; derecha: Syscal Pro

## 4.1. Disposición de equipos en terreno

En el caso del gravímetro, para medir basta trasladar el instrumento hasta el punto deseado, nivelarlo e iniciar el registro de gravedad relativa. En cada ubicación se realizan dos mediciones, que duran aproximadamente un minuto cada una, y luego se descarta la que tenga mayor error (el cual puede deberse, por ejemplo, al paso de un vehículo o de ganado en el mismo momento del registro).

Para las mediciones de MT el montaje es más complejo, por cuanto se debe mover cada estación hasta el lugar requerido e instalar el equipo completo, que consta del ADU-07e, cuatro electrodos ubicados a  $\sim 50$  metros del ADU (esta distancia se puede modificar en base a las características del sitio de medición), aunque por lo general se trabajó con  $\sim 45$  metros, y 3 bobinas, todos los cuales han de ser enterrados; una o dos baterías de 12V, y los carretes de cables para las conexiones de los electrodos y de las bobinas.

Al momento de instalar, se procura colocar los electrodos orientados con los ejes coordenados  $y$  (este-oeste) y  $x$  (norte-sur), que registrarán los campos eléctricos en dichas direcciones. En tanto, dos bobinas se emplazan acostadas horizontalmente, una orientada al norte (eje  $x$ ) y otra al este (eje  $y$ ), para obtener registros del campo magnético horizontal; mientras que la tercera se entierra de manera vertical, para registrar la componente vertical del campo magnético (Fig. 4.2). Todo el montaje de una estación puede durar alrededor de una hora y media a dos horas.

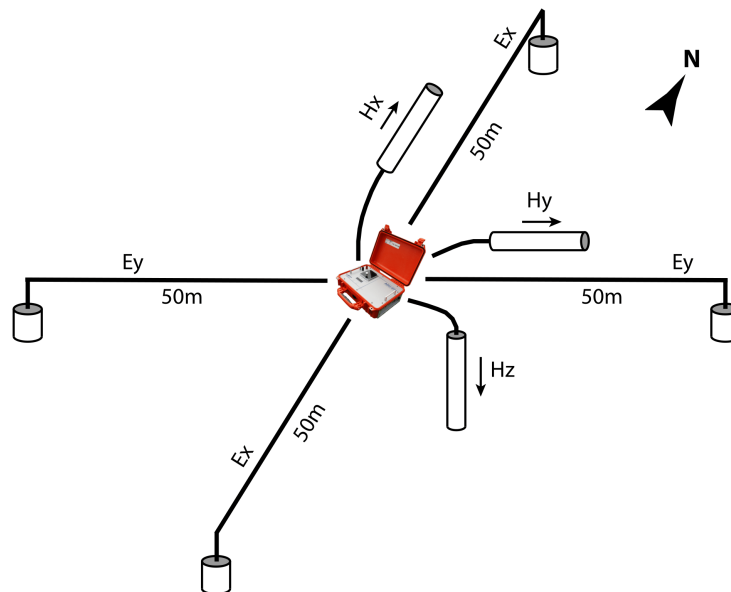


Figura 4.2: Esquema ilustrativo de la configuración en terreno de una estación de MT. En el centro se ubica el equipo ADU, del cual salen los cables de los electrodos y de las bobinas, todos los cuales se entierran siguiendo la orientación de los ejes coordenados geográficos.

## 4.2. Tiempos de medición

Para los registros gravimétricos, el día de trabajo se desarrollaba caminando a lo largo de una ruta trazada previamente y deteniéndose para dejar el gravímetro en el suelo y así comenzar la medición. Para cada día se definía una línea por la cual avanzaría el instrumento. En promedio, en la primera campaña se obtuvieron 14 puntos por día, y en la segunda, 16. La distancia entre cada punto es  $\sim 100$  metros, en cada una de las líneas abarcadas; en tanto que la separación entre cada línea fue variando en función de la densidad de datos deseada, así como de las condiciones del terreno y el permiso para atravesar los campos de propiedad privada.

En cuanto a las mediciones de magnetotélurica, en cada estación se realizaron dos registros a diferentes frecuencias de muestreo. Primero, se configuraba el equipo para medir durante treinta minutos a una frecuencia de 4096 Hz (para obtener una muestra de las resistividades a profundidades someras), y luego se dejaba el instrumento midiendo a 128 Hz, con un filtro digital para 4 Hz, durante toda la noche. La tabla 4.1 muestra los tiempos de medición de cada estación de MT de la segunda campaña de terreno.

Tabla 4.1: **Tiempo de medición Estaciones MT**

Estación	Frec. medición [Hz]	Inicio (UTC)	Fin (UTC)	Duración [min]
S2	4096	13-01-14 18:39	13-01-14 19:09	30
	128, 4	13-01-14 19:14	14-01-14 12:00	1006
S5	4096	15-01-14 0:15	15-01-14 0:45	30
	128, 4	15-01-14 0:50	15-01-14 14:00	790
S7	4096	16-01-14 0:05	16-01-14 0:35	30
	128, 4	16-01-14 0:40	16-01-14 12:00	680
S8	4096	16-01-14 19:35	16-01-14 20:05	30
	128, 4	16-01-14 20:10	17-01-14 12:00	950
S11	4096	17-01-14 22:40	17-01-14 23:10	30
	128, 4	17-01-14 23:15	18-01-14 14:00	885
S12	4096	18-01-14 18:55	18-01-14 19:25	30
	128, 4	18-01-14 19:30	19-01-14 12:00	990
S13	4096	19-01-14 18:20	19-01-14 18:50	30
	128, 4	19-01-14 18:55	20-01-14 12:00	1025
S14	4096	20-01-14 16:45	20-01-14 17:15	30
	128, 4	20-01-14 17:20	21-01-14 12:00	1120
S15	4096	21-01-14 22:05	21-01-14 22:35	30
	128, 4	21-01-14 22:40	22-01-14 13:00	860

## 4.3. Problemas en la medición de MT

**Durante la instalación:** Uno de los posibles contratiempos que se presentan en la instalación de una estación está relacionado con el contacto obtenido entre los electrodos y el



terreno, ya que se requiere una resistividad en superficie que no exceda los 10 [ $\Omega\text{m}$ ] para evitar problemas de resistencia de contacto. Por tanto, cada vez que la resistividad supera dichos 10 [ $\Omega\text{m}$ ], se disminuye aplicando agua y enterrando más profundamente los electrodos.

Otro obstáculo es el tamaño del terreno donde se coloca la estación, ya que no siempre es lo suficientemente grande como para poder extender los cables de los electrodos hasta una distancia de 50 metros desde la estación en todas direcciones. La única manera de tratar esta dificultad es haciendo un arreglo más pequeño, por ejemplo, de 45 metros en cada lado. Lamentablemente, mientras menor sea la distancia entre electrodos, mayor será el ruido en los campos eléctricos medidos, por lo que siempre hay que procurar extender el arreglo lo máximo posible de acuerdo a la geometría del lugar de medición.

**Durante la medición:** Un gran inconveniente es el ruido que presentan las señales, sobre todo las del campo eléctrico medido, por hallarse la estación cerca del tendido eléctrico de la localidad, que tiene una frecuencia constante de 50 Hz. En muchos casos, esa frecuencia oculta las señales “naturales” y, por tanto, altera el posterior resultado de la resistividad obtenida.

Para limpiar de cierta forma las señales de cada estación, se implementa el método de *referencia remota*, el cual implica desplegar una estación de MT adicional en un lugar lo más apartado posible del ruido, y hacer que mida simultáneamente al resto de las estaciones. Mientras que se espera que la parte no contaminada (natural) del campo inducido sea coherente sobre una escala espacial de varios kilómetros, el ruido es generalmente aleatorio e incoherente. Por lo tanto, al medir las componentes electromagnéticas en ambos sitios (local y remoto), los efectos de polarización que surgen de la presencia de ruido no correlacionado entre las estaciones pueden ser removidos (Simpson & Bahr, 2005).

## 4.4. Puntos de medición

En la campaña realizada durante el invierno de 2013 se registraron 113 puntos de gravedad, ubicados en el valle de Lonquimay (Fig. 4.3). El tratamiento de estos datos fue realizado con el software *Oasis Montaj* de Geosoft, siguiendo el procedimiento descrito en el capítulo 2. Además de ello, se implementaron cuatro estaciones de MT, cuyos resultados fueron descartados debido a que las señales estaban con mucho ruido producto de la cercanía al tendido eléctrico, por lo que cualquier conclusión que de ellos se sacara estaría alterada y podría conducir a un resultado que no necesariamente sería el correcto.

En la campaña efectuada en enero de 2014 se midieron 83 puntos de gravimetría, en el sector situado al norte del valle de Lonquimay (Fig. 4.3). Éstos se sumaron a las planillas que contenían los datos anteriores, lo que permitió aumentar la zona cubierta por este estudio, obteniendo así un total de 196 puntos de medición de gravedad. En cuanto a la magnetotélrica, se colocaron 9 estaciones distribuidas alrededor del pueblo de Lonquimay (Fig. 4.3), más una estación remota situada a 10 kilómetros al ONO del pueblo (Para conocer las coor-

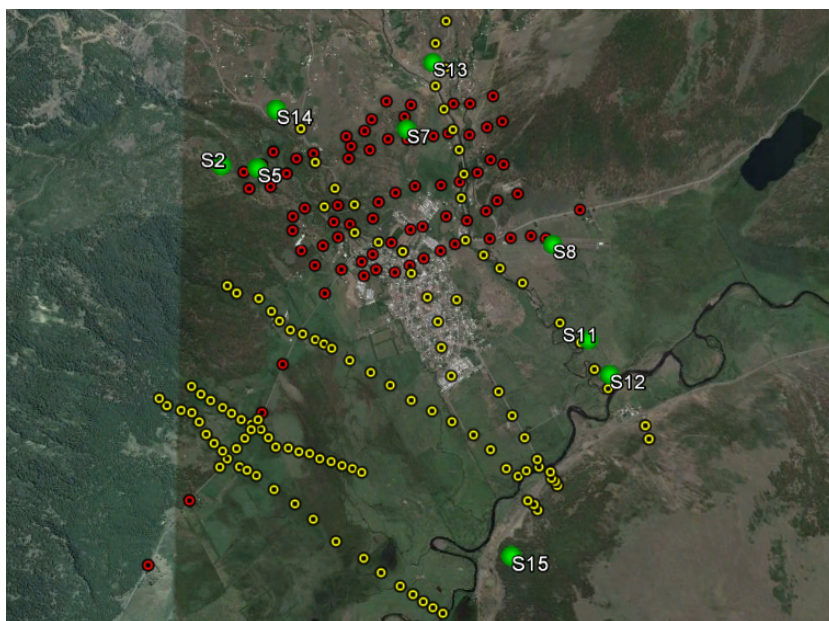


Figura 4.3: Distribución de los 196 puntos de gravimetría en el valle de Lonquimay. Las marcas amarillas señalan a los datos obtenidos en la primera campaña, mientras que los puntos rojos son los registros de la segunda campaña. Además, se observan los lugares de las 9 estaciones de magnetotelúrica implementadas en la segunda campaña de terreno: S2, S5, S7, S8, S11, S12, S13, S14, S15.

denadas de cada punto de gravimetría, así como de las estaciones de MT, ver Apéndice A). Los datos que de ellas se obtuvieron fueron trabajados en primera instancia con el software *Mapros*.

## 4.5. Procesamiento de datos gravimétricos

Todos los puntos obtenidos corresponden a una medida de gravedad relativa, por lo que antes y después de la campaña se realizó una medición en el edificio de Geofísica de la Universidad de Chile, por cuanto en ese punto se conoce la gravedad absoluta. Con este dato complementario, es posible llevar todos los otros datos obtenidos en terreno a un valor absoluto.

Antes de eso, fue preciso corregir todas las mediciones por la deriva instrumental. Para ello, en cada día de terreno se realizó una medición de gravedad en una estación base al comienzo y al final de la jornada. Luego, bajo el supuesto de que el instrumento no derivara, dichas mediciones debiesen ser de igual valor. Entonces, se modificó cada día igualando esos valores en la estación base y corrigiendo los datos intermedios. Después de eso, se volvieron a modificar en base a las medidas en la Universidad de Chile. Finalmente, los datos de todos los puntos fueron llevados a un valor de gravedad absoluta e importados en Oasis Montaj.

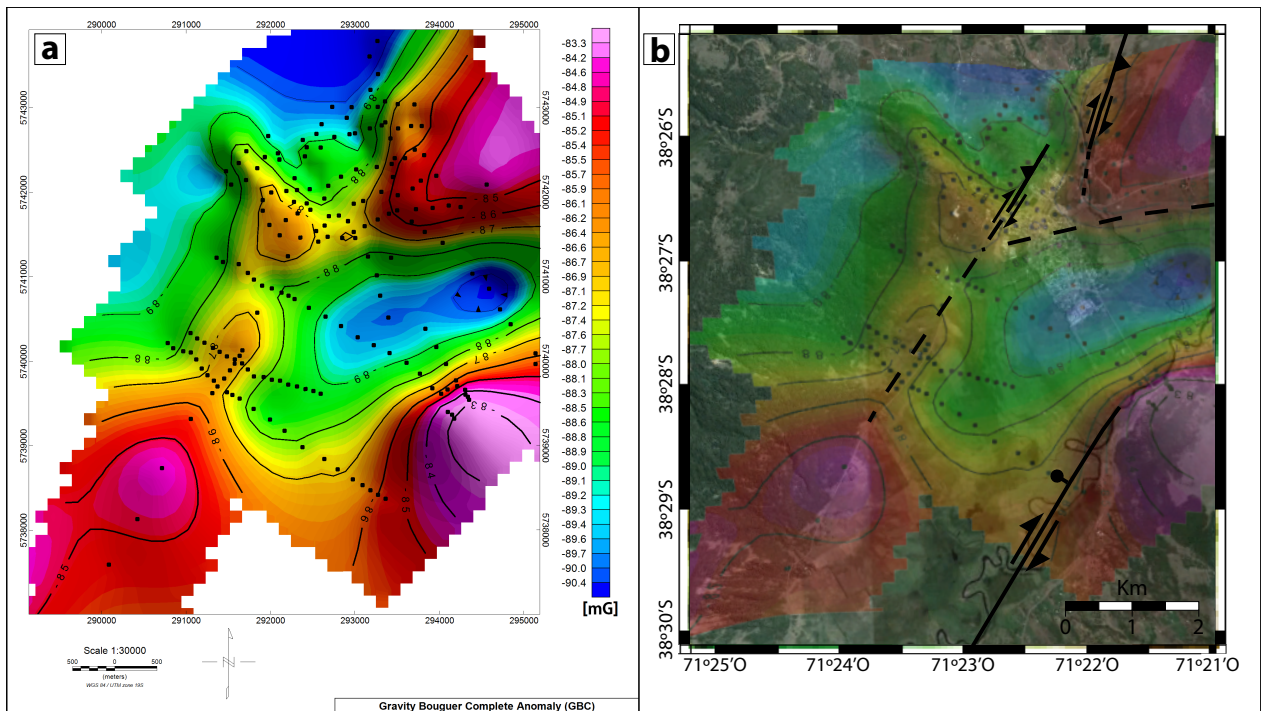


Figura 4.4: (a) Anomalia de Bouguer Completa (en miligales [mG]) obtenida tras procesar los datos de gravedad relativa registrados en terreno. Los puntos negros corresponden a cada uno de los lugares de medición. (b) Superposición de la Anomalia de Bouguer Completa sobre la topografía, que permite observar cómo algunas de las estructuras mapeadas y observadas en el valle de Lonquimay se correlacionan con los sectores donde el gradiente de la anomalía es mayor (ver Fig. 2.8). Al SE se observa la falla de rumbo dextral con componente normal que separa el valle del macizo de Lonquimay, mientras que el bloque que se alza al NE del valle también presenta un gran contraste en la anomalía y se ajusta con las fallas planteadas anteriormente.

Con dicho software se efectuaron diferentes correcciones a los valores de gravedad observada. En primer lugar, se restó el valor de gravedad teórica, dada por la fórmula Somigliana (Ecuación 3.2), realizando así la corrección por latitud. Luego, se corrigió por aire libre y por una placa infinita homogénea (Bouguer Simple). A continuación, se efectuó una corrección por terreno, con el fin de contabilizar el efecto que genera en un punto el exceso y déficit de masa en los alrededores. Para realizar este proceso, fue necesario obtener un Modelo Digital de Elevación (DEM), el cual consiste en una grilla que contiene datos de altura con un espaciado de 92 metros. Con este modelo, se generó una grilla regional de elevación, en base a la cual Oasis calcula un valor para la corrección por *Terrain* en cada uno de los puntos. Así, se logró obtener la Anomalia de Bouguer Completa para la zona de estudio (Fig. 4.4a).

El mapa de dicha anomalía permite observar cuerpos de diferentes densidades en la región. Por ejemplo, al SE se aprecia un máximo que se correlaciona con el macizo de Lonquimay, con rocas volcánicas Jurásicas mucho más densas que las del relleno sedimentario Cuaternario del valle en el centro del mapa, donde se encuentra un depocentro con un mínimo de la anomalía. El límite norte del valle está definido por una anomalía de valor intermedio ( $\sim -86$  [mG]) que refleja en este caso la presencia de rocas de mayor densidad que las del relleno pero menor que en la cordillera de Lonquimay, situación que se corresponde con las rocas

volcánicas del Terciario de la formación Cura-Mallín presentes en dicha zona.

Además de ello, los fuertes contrastes en la anomalía de Bouguer se relacionan con estructuras que separan bloques de diferente composición. Tal es el caso en el contacto entre el valle y la Cordillera de Lonquimay, donde la anomalía varía bruscamente en alrededor de 4 [mG], siguiendo el mismo sentido de la falla de rumbo dextral presente en dicha zona, que corresponde a una extensión de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. La figura 4.4b muestra cómo estos gradientes de densidad se correlacionan, tanto en el límite norte como sur del valle de Lonquimay, con las estructuras que han sido mapeadas o inferidas en terreno.

Posteriormente, de estos datos gravimétricos se extrajeron seis perfiles que fueron importados en el software *ModelVision* con el propósito de modelar el espesor de la cuenca sedimentaria tanto en el valle de Lonquimay como en la sección al norte del mismo (Fig. 4.5). Este programa permite extraer la tendencia regional de cada perfil para efectuar la modelación en base únicamente a la anomalía gravimétrica local.

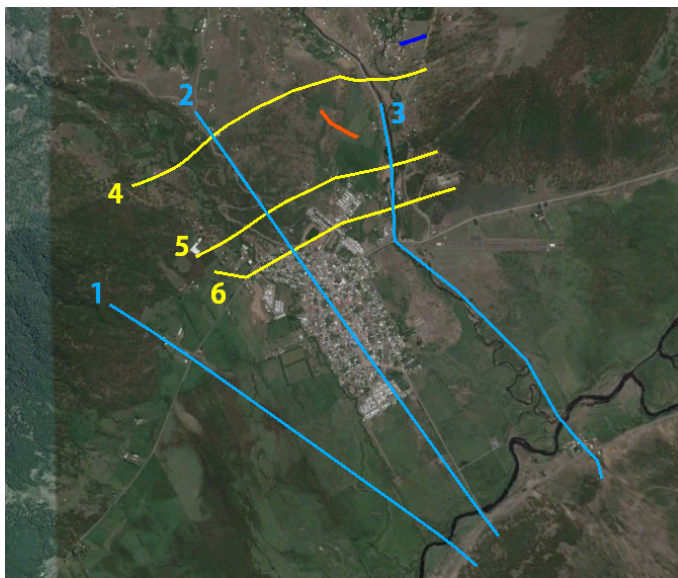


Figura 4.5: Localización de los perfiles extraídos de la anomalía de Bouguer Completa utilizados para el modelamiento de la cuenca sedimentaria en la región de estudio. Las líneas 1, 2 y 3 corresponden a perfiles que cruzan el valle de Lonquimay en dirección NNO-SSE, mientras que la línea 6 se encuentra en el límite norte de dicho valle. Además, se aprecian dos perfiles de ERT realizados en la tercera campaña de terreno. La línea naranja corresponde al segundo perfil, cuyo extremo izquierdo concuerda con la posición de la estación S7 de magnetotelúrica; en tanto, la línea azul corresponde al tercer perfil, ubicado a  $\sim 400$  metros de la estación S13.

**Eliminación del Regional:** Los campos gravimétricos normalmente consisten en una combinación de anomalías de longitud de onda corta de interés, y regionales de longitud de onda larga. Remover el regional implica asumir que, para los propósitos de este análisis,

ninguna parte de dicho campo -que en la región de estudio consiste fundamentalmente en el efecto gravimétrico de la cordillera y su correspondiente raíz cortical- es de interés especial, sino que lo principal es la anomalía local generada por la cuenca sedimentaria que se encuentra rellenando el valle de Lonquimay. Para ello, ModelVision permite extraer de la anomalía de Bouguer Completa una tendencia regional dada por un polinomio, en este caso de orden 1, cuya ecuación es de la forma

$$R = a + bX + cY \quad (4.1)$$

Los perfiles 1, 2 y 3 (grupo 1), dispuestos en dirección NNO-SSE, presentan un regional similar, tal como sucede también con los perfiles 4, 5 y 6 (grupo 2), de rumbo ESE-ONO. Los coeficientes promedio para el regional de ambos conjuntos son los siguientes:

$$\text{Grupo 1} \begin{cases} a = -85,7893 \\ b = 0,000766917 \\ c = -0,00075897233 \end{cases} \quad \text{Grupo 2} \begin{cases} a = -87,2950 \\ b = 0,000545719 \\ c = 0,000256143 \end{cases} \quad (4.2)$$

#### 4.5.1. Modelamiento de perfiles gravimétricos

Para poder conocer el espesor de la cuenca sedimentaria en el valle se deben modelar cuerpos en profundidad de determinadas densidades cuya respuesta gravimétrica se ajuste a la señal medida en superficie. Por esto, es fundamental tener una noción de un posible rango de densidades de las rocas presentes en la zona de estudio. Para ello, durante una de las campañas de terreno se recolectaron muestras de rocas de distintos sectores de la región (Fig. 4.6), las cuales fueron analizadas en laboratorio para conocer su densidad y porosidad. La tabla 4.2 muestra los resultados de dicho análisis. Las densidades obtenidas fueron utilizadas como referencia a la hora de modelar lo que sucede en profundidad, teniendo en cuenta que dicho dato podría variar debido a cambios en las condiciones de presión, fracturamiento o hidratación.

Como los perfiles seleccionados cruzaban algunas zonas de falla observadas e inferidas, esto también se tomó en cuenta a la hora de modelar, considerando que en dichos lugares las rocas pudiesen presentar una menor densidad producto del fracturamiento. Donde existía la presencia de fallas, el ángulo de manteo se utilizó para establecer el contacto entre las dos unidades separadas.

Las figuras 4.7, 4.8 y 4.9 muestran dichos perfiles. Para tener una noción de cuán acertado es el modelamiento, se calculó en cada caso la Raíz del Error Cuadrático Medio Relativo (RMSE %) (Holopainen et al., 2010), la cual es una medición de la exactitud de los datos predichos usando un modelo; en este caso, aporta información de la desviación de la curva de la respuesta gravimétrica modelada, con respecto a los datos de la anomalía de Bouguer. El RMSE % está dado por la siguiente expresión:

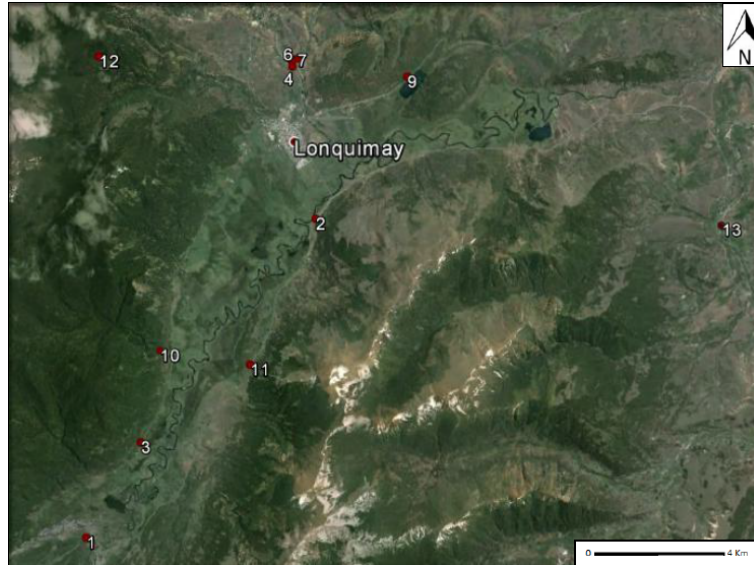


Figura 4.6: Ubicación de las muestras de roca recolectadas en terreno en torno al valle de Lonquimay.

$$RMSE \% = 100 \cdot \frac{RMSE}{\bar{d}} \quad (4.3)$$

Donde  $\bar{d}$  es el promedio de los datos de la anomalía gravimétrica de Bouguer utilizados en cada perfil, mientras que el RMSE, Raíz del Error Cuadrático Medio, está dado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (d_i - m_i)^2}{N}} \quad (4.4)$$

Donde:

$N$  = Número de datos de la anomalía de Bouguer para cada perfil

$d_i$  = Valor del  $i$ -ésimo dato observado de dicha anomalía en el perfil respectivo

$m_i$  =  $i$ -ésimo valor del modelo, considerado a la misma distancia a lo largo del perfil que el dato  $d_i$

Se puede observar que los valores del RMSE %, que se encuentran en la descripción de cada perfil, son muy pequeños ( $<1\%$ ), lo cual señala que los modelos presentan un buen ajuste a los datos procesados.

El relleno Cuaternario se modeló con una densidad de  $2.2 [g/cm^3]$ , ajuste válido para areniscas (Parasnis, 1962). En los perfiles 1 y 2, el bloque que aparece en el extremo izquierdo representa rocas del miembro Guapitrío de la Fm. Cura-Mallín. Su densidad relativamente

Tabla 4.2: Medidas de densidad y porosidad

Muestra	Tipo de roca	Densidad [ $g/cm^3$ ]	Porosidad [%]	Comentarios
1	Andesita	2.48	11.09	Zona de falla
2	Toba de lapilli	2.74 <sup>1</sup>	1.75	
3	Andesita	2.48	8.39	Próximo a Pozo de Oro
4	Andesita basáltica	2.49	8.53	Próximo a zona de falla
6A	Dep. piroclástico	1.98	21.27	Brecha volcánica
6B	Dep. piroclástico	2.25	13.42	Brecha volcánica
7	Arena gruesa			Cuaternario aluvial
9	Toba lítica cristalina	2.59	3.62	
10	Brecha volcánica	2.38	12.23	
11	Toba lítica	2.55	5.39	
12A	Andesita basáltica	2.54	1.85	Brecha volcánica
12B	Toba andesítica	2.24	16.09	Brecha volcánica
13	Caliza	2.03	20.15	

alta (2.70-2.77 [ $g/cm^3$ ]) podría estar asociada, por ejemplo, a andesitas basálticas con baja porosidad -de características similares a la muestra 12A de la tabla 4.2- (Desio, 1989). Este bloque concuerda con el cuerpo que se encuentra al poniente en los perfiles del grupo 2. Al cuerpo bajo la cuenca sedimentaria, en tanto, se le asignó una densidad de 2.61 [ $g/cm^3$ ]. Si bien se desconoce su composición, podría tratarse de otras rocas de la misma formación pero de menor densidad, como andesitas (Telford et al., 1976). Además, como se encuentran en el valle rodeado de zonas de fallas, dichas rocas pudiesen presentar un mayor fracturamiento e hidratación, con mayor presión de poros y, por ende, una densidad más baja. El contacto entre ambos bloques corresponde a una falla inversa inferida (Fig. 2.7, recuadro) que estaría alzando el cuerpo occidental; es decir, dicho elemento sería de una edad mayor que el que se encuentra en el valle, lo que también podría explicar el aumento de densidad.

El cuerpo que fue modelado al extremo derecho de los perfiles del grupo 1 corresponde al Macizo de Lonquimay, donde aflora el miembro Lonquimay de la Fm. Nacientes del Bío-Bío, de edad Jurásica, y se le asignó una densidad entre 2.74 y 2.81 [ $g/cm^3$ ], que podría ajustarse a rocas tipo andesitas basálticas y brechas andesíticas (De la Cruz & Suárez, 1997). Este bloque es alzado por sobre el valle por una falla invertida de alto ángulo con componente de rumbo dextral, la cual ha elevado la Cordillera de Lonquimay al este (Melnick et al., 2006a).

Se puede apreciar en el primer grupo -especialmente en los perfiles 1 y 2- que el espesor de la cuenca sedimentaria aumenta gradualmente hacia el SE, para luego cerrarse con una pronunciada pendiente. Dicha morfología sustenta el modelo de hemi-graben propuesto por

<sup>1</sup>Tanto este dato de densidad como el del resto de las muestras de tobas son relativamente altas en comparación con los datos de la literatura. Por ejemplo, Price (1983) presenta algunos valores de densidad de tobas volcánicas de la montaña Yucca (Nevada, USA), registrados mediante pozos de exploración, los cuales varían entre 2.39 y 2.64 [ $g/cm^3$ ]. De igual manera, Nelson & Anderson (1992) reportan una densidad promedio para tobas volcánicas de 2.40 [ $g/cm^3$ ].

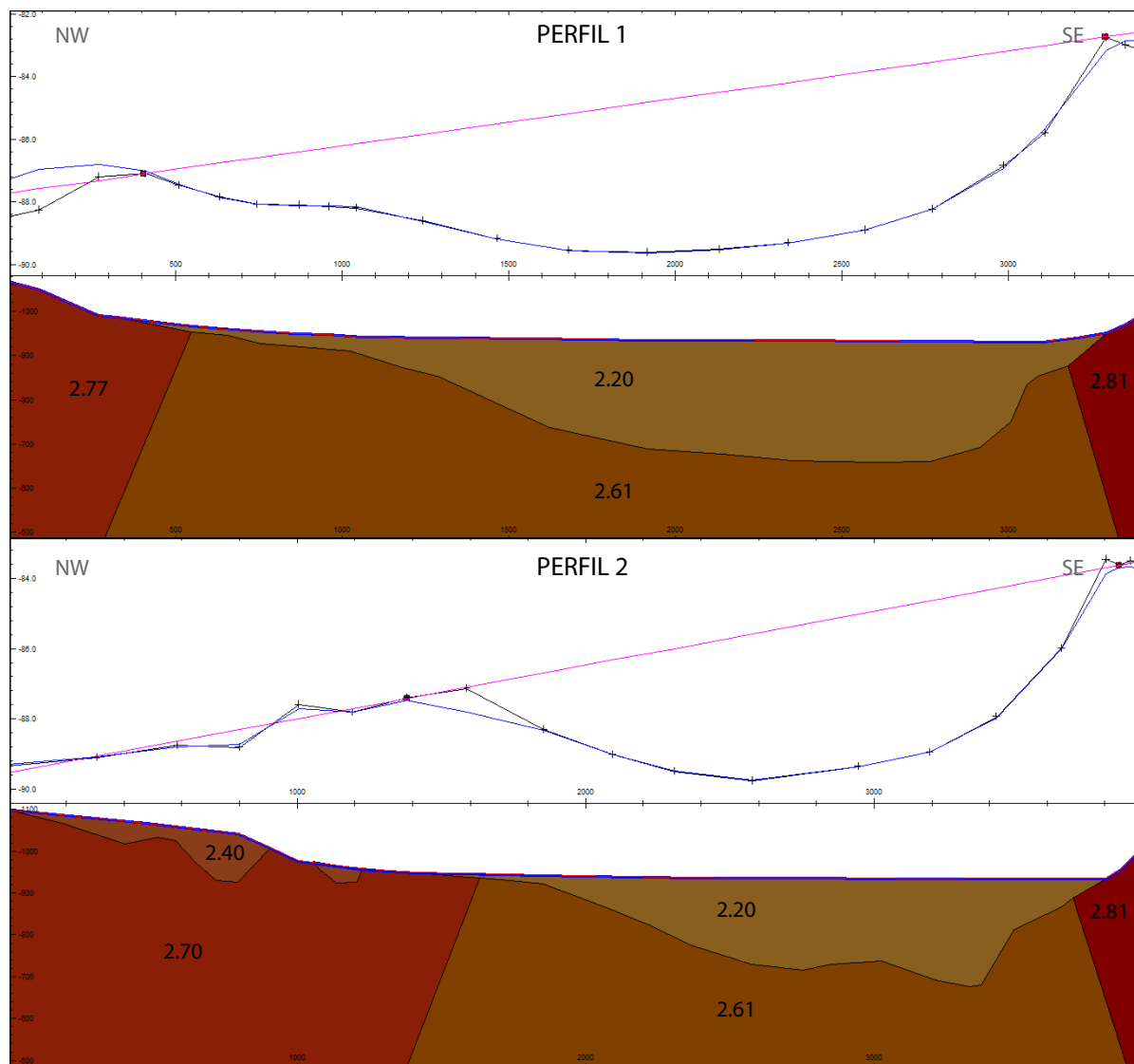


Figura 4.7: Perfiles de gravedad 1 (superior) y 2 (inferior) modelados. El panel superior muestra los datos de la anomalía gravimétrica de Bouguer completa (línea negra con cruces), el regional (línea rosada) y la respuesta gravimétrica de los cuerpos modelados (línea azul), la cual se busca ajustar a los datos medidos. El panel inferior, en tanto, contiene la topografía del perfil y el modelo realizado. En cada caso se incluyen las densidades utilizadas, en  $[g/cm^3]$ . Se aprecia que, en general, el ajuste gravimétrico es preciso, principalmente en la zona del relleno sedimentario de cada perfil. Los bordes, en tanto, no presentan un buen ajuste debido a la incertidumbre lateral existente; es decir, no se sabe qué elementos geológicos y estructurales se encuentran más allá del rango abarcado por el propio perfil, por lo que en dichas zonas el modelo no resulta exacto, patrón que se repite en los demás perfiles.  $RMSE \%_{Perfil\ 1} = 0,45 \%$ ;  $RMSE \%_{Perfil\ 2} = 0,21 \%$ .

Melnick et al. (2006a), que indica la presencia de una falla normal que mantea hacia el poniente y vascula los bloques que se encuentran en el valle (Fig. 4.10).

Se percibe, además, que el ancho de la cuenca disminuye hacia el NE. Así, en el perfil 1 se extiende por aproximadamente 2500 metros, mientras que en el segundo perfil presenta una anchura de 1800 metros y en el perfil 3, 1400 metros. En esta última línea, se puede observar la presencia de un cuerpo muy denso ( $2.80 [g/cm^3]$ ) al extremo izquierdo de la cuenca. Dicho



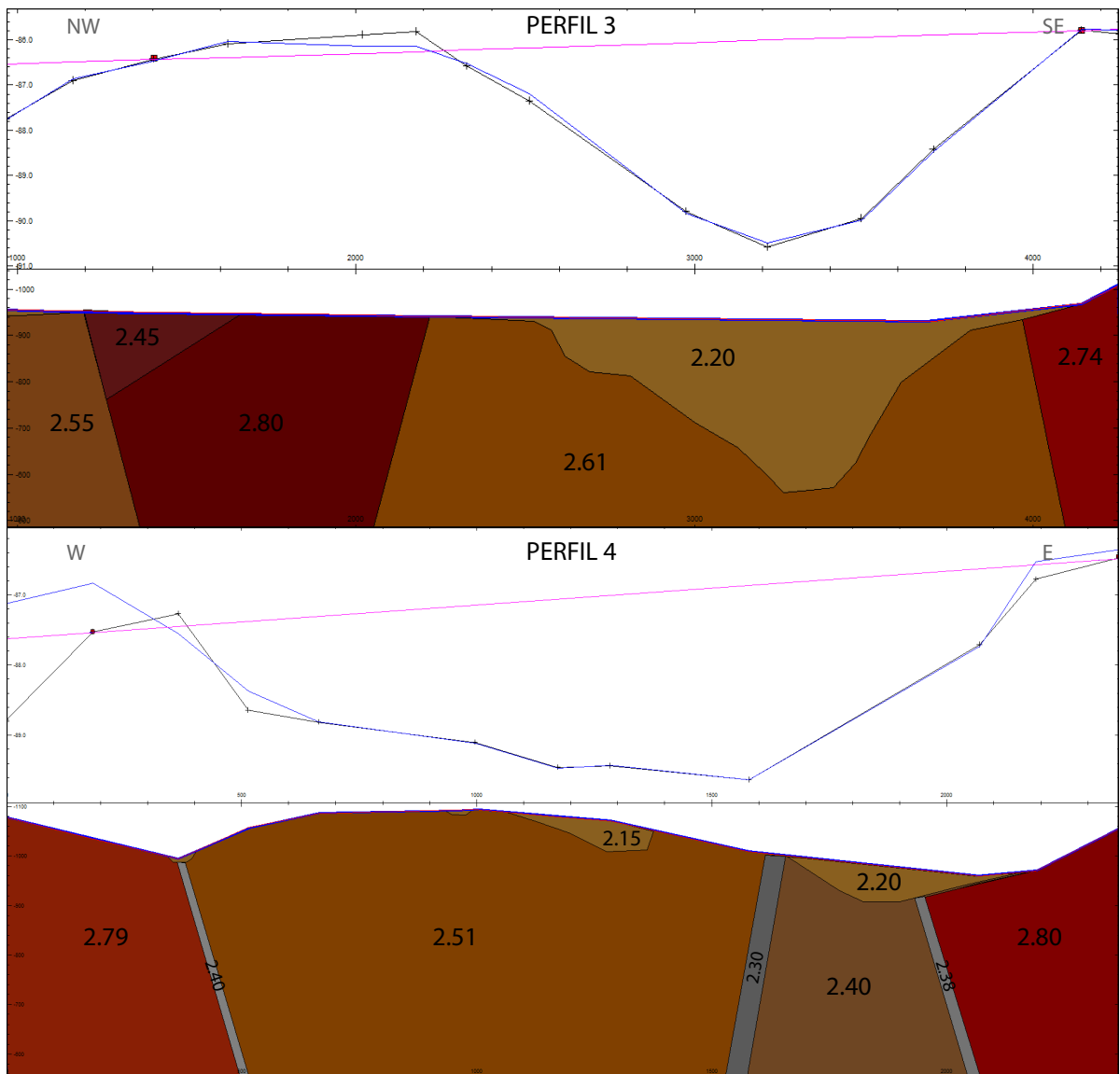


Figura 4.8: Perfiles de gravedad 3 (superior) y 4 (inferior) modelados. En este último se puede apreciar que las zonas de falla fueron modeladas por franjas de menor densidad, siguiendo el lineamiento de acuerdo al manteo de la falla propiamente tal, asumiendo, por lo visto en superficie, que en dichas regiones las rocas presentan gran fracturamiento y posiblemente mayor hidratación. Sin estas franjas, el ajuste del modelo varía levemente, alejándose algunas décimas de miliGales de la curva de los datos medidos.  $RMSE \%_{Perfil\ 3} = 0,14 \%$ ;  $RMSE \%_{Perfil\ 4} = 0,46 \%$ .

bloque es el mismo que aparece al oriente en los perfiles 4, 5 y 6 (ver Fig. 4.4 y 4.5), y se interpreta de manera similar al cuerpo descrito al norponiente de los perfiles 1 y 2, a saber, como rocas de la Fm. Cura-Mallín de alta densidad y baja porosidad. En este caso podría asociarse con lavas andesíticas (Telford et al., 1976).

Los perfiles 4 y 5, al norte del valle principal, atraviesan un valle secundario afluyente mucho más pequeño (de unos 300 metros de ancho) cuyo relleno sedimentario disminuye hacia el sur y que se encuentra delimitado por dos fallas inversas con componente de rumbo dextral,

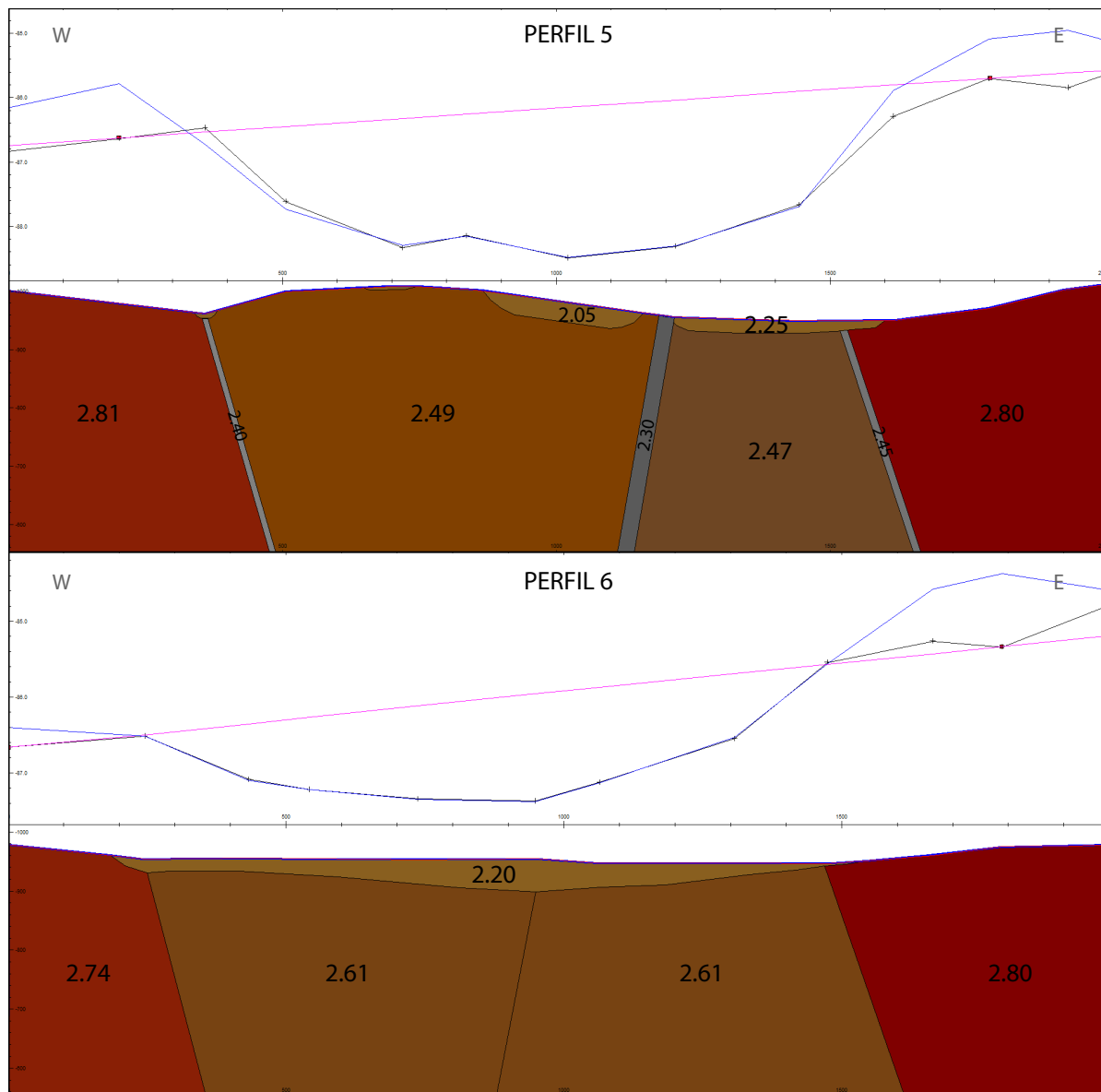


Figura 4.9: Perfiles de gravedad 5 (superior) y 6 (inferior) modelados.  $RMSE\%_{Perfil\ 5} = 0,54\%$ ;  $RMSE\%_{Perfil\ 6} = 0,41\%$ .

una de las cuales aflora en superficie (al oeste) y genera como manifestación un gran escarpe de unos 45 metros de altura. Las rocas al poniente de la pequeña cuenca y bajo ella fueron modeladas con densidades en el rango de 2.40-2.51 [ $g/cm^3$ ], y son interpretadas como elementos de menor densidad del miembro Guapitri, probablemente intercalaciones sedimentarias no-marinas con rocas piroclásticas, como brechas andesíticas de alta porosidad (Compárese con los datos entregados por Saotome et al., 2002).

El perfil 6 se localiza en el extremo norte del valle de Lonquimay y genera un corte longitudinal de la cuenca sedimentaria cerca del borde septentrional, de ahí que su profundidad sea pequeña (20-50 metros) en comparación con el centro de la misma cuenca.

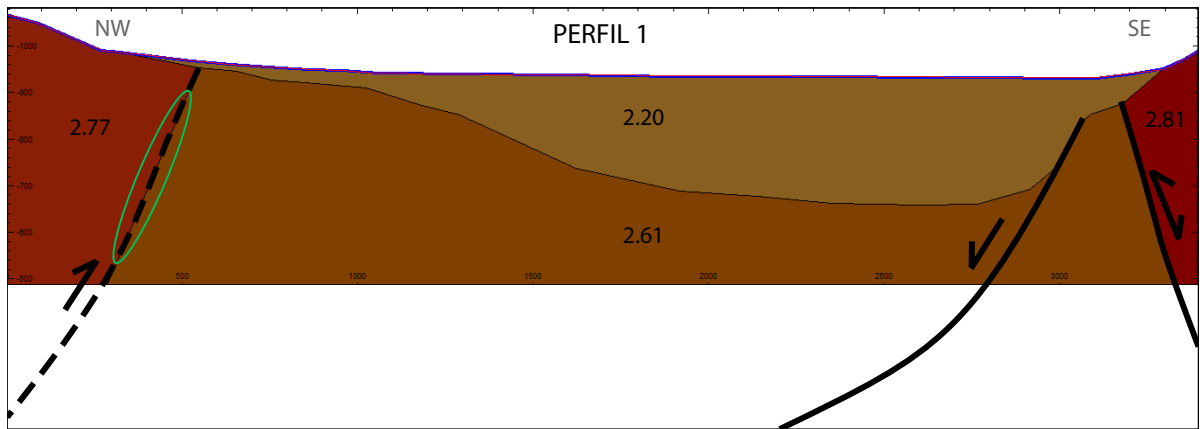


Figura 4.10: Modelo estructural del perfil 1, que atraviesa el valle de Lonquimay en dirección NO-SE. Se incluyen los siguientes elementos, de derecha a izquierda: la falla invertida responsable del alzamiento del Macizo de Lonquimay; una falla normal con manteo NO, que genera un hemi-graben y vuelca los bloques centrales, por lo cual éstos mantean hacia el SE; y una falla inversa inferida que eleva el bloque más denso situado a la izquierda por sobre el material presente en el valle. El plano de esta estructura es una zona favorable para la surgencia de fluidos termales (demarcada con una elipse verde), tal como sucede en el sector de Pozo de Oro, 9 km al SSO del pueblo de Lonquimay, donde hay una manifestación termal temperada (Hauser, 1997).

De estos modelos se extrajo el espesor del relleno sedimentario para modelar la profundidad de toda la cuenca a lo largo de la zona de estudio, y de esa manera tener una noción del punto de contacto con las unidades de mayor edad y densidad bajo ella.

## 4.6. Procesamiento de las señales de tiempo MT

Al procesar las señales de tiempo, Mapros presenta varias opciones, entre las que destacan el método de tratamiento (*processing method*), parámetros para la transformada rápida de Fourier (FFT), y los datos de la estación que funcionará como estación remota (Fig. 4.11). En cuanto a la primera opción, en todas las estaciones que midieron a la par con la estación base -S2, S5, S7, S8, S11- se utilizó el método de referencia remota, estableciendo sus respectivos parámetros (*Line, Site, Run, MT Site*). En el caso de los puntos de medición que no cuentan con un registro paralelo de la base -S12, S13, S14, S15- se escogió el método de *Selective stacking* (apilamiento selectivo), que se basa en el hecho de que, como las series de tiempo medidas pueden contener simultáneamente información sobre muchos períodos y, por ende, sobre muchas profundidades de penetración, para reducir los datos se debe realizar una transformación de Fourier del dominio del tiempo al dominio de frecuencias. Así, dicha reducción se consigue apilando la información dentro de determinadas bandas espectrales en el dominio de frecuencias, las cuales vienen establecidas en Mapros, llamadas *target frequencies* (frecuencias objetivo).

Otros dos elementos importantes son el largo de la ventana para el *stacking* en la FFT y el parámetro estadístico llamado radio de Parzen. ¿Cómo afectan éstos a la resolución del espectro? Si el primero es muy pequeño, la resolución para la frecuencia objetivo es baja. Sin

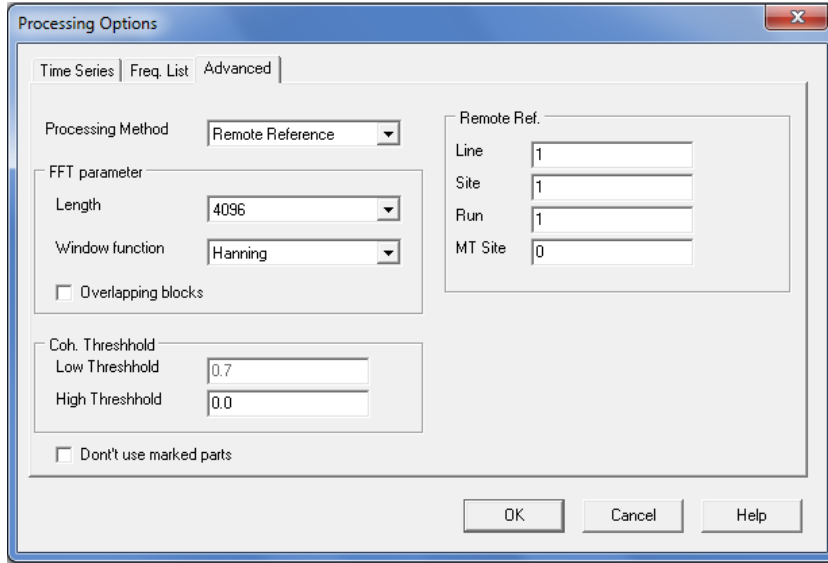


Figura 4.11: Ventana de opciones avanzadas para el procesamiento de datos en Mapros, descritas en el texto.

embargo, puede ser útil en caso de un espectro de baja energía, junto a un radio de Parzen grande. Además, si la serie de tiempo es muy corta, un largo de ventana menor conduce a un error estadístico aceptable. Por otro lado, en caso de tener una serie de tiempo muy perturbada, conviene aumentar el largo de la ventana para la transformada de Fourier (y disminuir el radio de Parzen), aunque ese aumento hace decrecer el número de posibles *stacks* de una serie de tiempo dada y, por tanto, el error estadístico se vuelve mayor. En vista de estas disyuntivas, se debe encontrar la combinación de parámetros que permitan obtener el resultado deseado, para lo cual hay que hacer varios procesos cambiando estos elementos.

El número de líneas espectrales  $PF$  usadas para promediar la frecuencia objetivo  $f_t$  está dado por:

$$PF = \frac{2Nf_t c_r}{f_s} \quad (4.5)$$

donde  $f_s$  es la frecuencia de muestreo,  $N$  es el número de puntos usados para la FFT (largo de ventana), y  $c_r$  es el radio de Parzen ( $c_r < 1$ ). Usando una FFT con 1024 puntos y un radio de Parzen de 0.25, con una tasa de muestreo de 512 Hz, se obtiene para la frecuencia objetivo de 128 Hz:

$$PF = \frac{2Nf_t c_r}{f_s} = \frac{2 \cdot 1024 \cdot 128 \cdot 0,25}{512} = 128 \quad (4.6)$$

Esto quiere decir que se utilizan 128 puntos para estimar la frecuencia objetivo. El ancho de banda queda definido como:

$$\frac{2f_t c_r}{\pi} = \frac{2 \cdot 128 \cdot 0,25}{\pi} \approx 20 \text{ Hz} \quad (4.7)$$

Si la medición está afectada por líneas de corriente de 50 Hz, el resultado a 128 Hz estará influenciado por esa frecuencia. Reducir el radio de Parzen a 0.125 dará mejores resultados ya que, junto con el aumento de  $N$ , permitirá aumentar la resolución. La tabla 4.3 muestra

los valores de  $N$  y de  $c_r$  utilizados para cada estación de MT registrada en terreno. Además, se detalla qué estaciones fueron trabajadas con referencia remota (RR).

Tabla 4.3: Valores de los parámetros utilizados en el procesamiento de datos para las estaciones MT

Estación	Largo de ventana ( $N$ )	Radio de Parzen ( $c_r$ )	RR
S2	8192	0.13	Sí
S5	8192	0.5	Sí
S7	4096	0.5	Sí
S8	4096	0.13	Sí
S11	8192	0.13	Sí
S12	8192	0.13	No
S13	8192	0.5	No
S14	8192	0.5	No
S15	8192	0.5	No

Tras definir todos los parámetros correspondientes, se procesaron las series de tiempo de cada estación para obtener curvas de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) y fase ( $\phi$ ) para los elementos fuera de la diagonal del Tensor de Impedancias, en función de la frecuencia (Fig. 4.12).

Por lo general, las curvas de resistividad aparente de ambos modos no coinciden en su inicio, pese a que, si se considera que en los primeros metros en profundidad el medio debiese ser relativamente homogéneo (a menos que se esté midiendo sobre una traza de falla),  $\rho_a$  tendría que ser similar en las curvas XY e YX. Esta diferencia se debe al fenómeno conocido como *static shift* (corrimiento estático), el cual se relaciona con un factor de escala  $\rho_0$  en el que está desfasada una de estas curvas de  $\rho_a$ , aun cuando su forma está bien determinada. Este fenómeno es causado por heterogeneidades presentes en la zona de estudio y de un tamaño inferior al que se podría determinar con la geometría de medición. En estos casos se pueden corregir las curvas de resistividad aparente, considerando qué resistividad es más propicia en superficie para cada lugar.

Con este fin, la tercera campaña de terreno consistió en la medición de tres perfiles de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), realizados con un equipo *Syscal Pro* de Iris Instruments (Fig. 4.1). Dichos registros permiten obtener una estructura de resistividades en sub-superficie, y son utilizados para fijar la resistividad en las primeras decenas de metros de profundidad. El primer perfil -de 232 metros de longitud- fue implementado en una de las laderas del valle de Lonquimay, al SSO de todos los registros gravimétricos, cerca de Pozo de Oro, un sitio donde se presenta una manifestación termal medida como “temperada”, registrándose una emanación de agua a 30.7°C (Hauser, 1997). Los dos siguientes se realizaron hacia el norte del pueblo: el segundo -de 350 metros-, atravesando un gran escarpe de ~45 metros de altura, interpretado como la expresión en superficie de una falla inversa de rumbo NNE-SSO que alza el bloque occidental (Pérez-Flores, comunicación personal), y donde uno de los extremos del perfil se situó en el mismo predio donde había sido instalada la estación S7 de MT; y el tercero -de 190 metros- se ubicó 1 km. al NNE del anterior, cercano a la estación S13 de MT, y cruzando también la traza de una falla de rumbo con componente inversa inferida (Fig. 4.5).

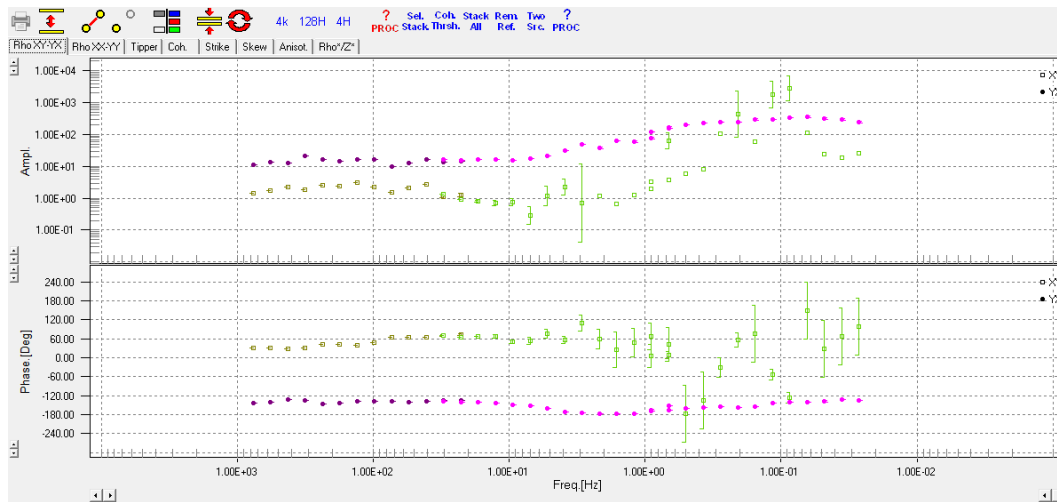


Figura 4.12: Ejemplo de curvas de resistividad aparente (cuadro superior) y fase (ventana inferior) de la estación S5, obtenidas con Mapros, para los modos XY (que considera la componente  $Z_{xy}$  del tensor de impedancias; cuadrados amarillos y verdes), e YX (que considera la componente  $Z_{yx}$  de dicho tensor; círculos morados y rosados), en función de la frecuencia. Se aprecia que el modo XY presenta barras de error considerables para la mayoría de los registros superiores a 1 Hz en ambas curvas, especialmente en la de fase. Además, hay varios puntos que escapan de la tendencia de la curva. Todas estas perturbaciones fueron posteriormente removidas, ya que alteran la posible interpretación de la medición. Se puede observar también, que las curvas del modo YX tienen menos error y son más continuas en todo el rango de frecuencias medido.

En estos mismos registros de ERT se pueden observar posibles efectos de estos elementos estructurales mencionados (Fig. 4.13). Así, en el segundo perfil, por ejemplo, se logra percibir un cambio en la resistividad a los pies del escarpe. Mientras que en el valle se aprecia una primera capa en profundidad de unos  $\sim 100$  [ $\Omega\text{m}$ ], en la ladera superior se observa un suelo mucho más resistivo, donde los primeros 5 a 10 metros superan los 1000 y hasta 2000 [ $\Omega\text{m}$ ]. Esta diferencia puede deberse a los distintos tipos de rocas presentes en ambos lados de la traza de falla. El valle está relleno de sedimentos Cuaternarios, los cuales, al ser jóvenes, pueden tener una porosidad mayor y estar menos compactados que los depósitos volcánicos del Terciario existentes en la parte superior del perfil, pertenecientes al Miembro Guapitrío de la Formación Cura-Mallín, donde además se presenta un bloque de gran resistividad en los primeros 30 metros en sub-superficie.

Son los perfiles 2 y 3 los que se usaron para tener una mejor estimación del nivel en que debe situarse el comienzo de las curvas de  $\rho_a$  en las estaciones ya indicadas, S7 y S13, y de esa manera efectuar una corrección del efecto de corrimiento estático.

## 4.7. Procesamiento de las curvas de resistividad aparente y fase

Estas curvas fueron importadas en el software *WinGLink* de Geosystem. Aquí se eliminaron los datos que presentaban un error superior al 10 %, ya sea en  $\rho_a$  o en  $\phi$ . En general, los datos de alta frecuencia estaban bastante limpios, pero los de baja frecuencia presentaron una perturbación significativa (Ver Apéndice B). Además, se removieron los puntos que estaban fuera de la tendencia de las curvas y que podían llevar a errores en los posteriores pasos del procesamiento. Sumado a ello, en cada estación se cortaron las curvas de los modos XY e YX hasta un mismo período de medición, para poder establecer una mejor comparación entre ambos.

El siguiente paso fue corregir el efecto de *static shift* en base a los datos geológicos presentes en la región de estudio, así como los perfiles de ERT. Para esta consideración, se tomaron en cuenta las siguientes condiciones:

- (i) Las resistividades aparentes de las estaciones S2, S5 y S14 debiesen comportarse de una manera similar en los primeros metros de profundidad, debido a su cercanía espacial. La misma situación puede considerarse para las estaciones S8, S11 y S12. Si bien esta hipótesis no necesariamente es cierta, se estima que es correcta en la región de estudio ya que, en ambos grupos, las estaciones se encuentran sobre una misma unidad geológica, y no se observan elementos estructurales (como fallas) entre ellas.
- (ii) El nivel del inicio de las curvas de  $\rho_a$  en las estaciones S7 y S13 puede ser definido en base a los perfiles 2 y 3 de la tomografía de resistividad eléctrica, respectivamente.
- (iii) La estación S15 se encuentra emplazada sobre el Macizo de Lonquimay, con una geología distinta a la del relleno sedimentario del valle de Lonquimay.

En base a esto, en 5 de las 9 estaciones -S2, S5, S8, S11 y S15- se fijó una de las curvas de resistividad aparente, la que es probablemente más cercana a la realidad, y la otra se desplazó completamente (sin cambiar su forma) hasta un nivel inicial similar. En la mayoría de los casos, la forma de las curvas en altas frecuencias se comporta de manera parecida, lo cual sugiere la presencia de un medio unidimensional en las primeras decenas de metros en sub-superficie, por lo que para la posterior modelación de resistividad en función de la profundidad no habría mayor diferencia si se considera el modo XY o el modo YX, es decir, los distintos elementos fuera de la diagonal del tensor de impedancia.

En tanto, en las estaciones S12 y S14 se realizó el mismo proceso, salvo que no se igualó el comienzo de las curvas, sino una sección posterior, ya que las formas de las curvas son semejantes a partir de un determinado período, no en su inicio. Esto podría ser un indicativo de que, a determinada profundidad, el medio se comporta como unidimensional.

En las estaciones restantes -S7 y S13- ambas curvas fueron desplazadas hasta un nivel inicial dado por los perfiles de ERT, que permitieron contar con una condición de borde en superficie.

Teniendo esto presente, los cambios realizados en las curvas de resistividad aparente de

cada estación fueron los siguientes:

- ◇ **S2:** Se subió la curva de  $\rho_a$  del modo XY, que comenzaba en 3 [ $\Omega\text{m}$ ], hasta la curva del modo YX, que comienza en  $\sim 30$  [ $\Omega\text{m}$ ]. Esta última resistividad puede corresponder a rocas volcánicas porosas con un alto grado de saturación (Montenegro, 2008) y es más probable que se ajuste a la realidad de este sitio que el valor menor, el que podría correlacionarse, más bien, con la presencia de un fluido salino de alta temperatura, del cual no hay registros de emanación en el sector de emplazamiento de esta estación.
- ◇ **S5:** Siguiendo el mismo razonamiento anterior, se llevó la curva del modo XY al nivel más alto de la curva correspondiente al modo YX, la cual comienza con una resistividad aparente de  $\sim 10$  [ $\Omega\text{m}$ ]. Pese a esto, es muy probable que ambas curvas se encuentren desfasadas, a un nivel menor que el real. El comportamiento de éstas es prácticamente idéntico en los períodos más bajos.
- ◇ **S14:** Como ya se ha mencionado, esta estación recibió un tratamiento diferente. Aquí, las curvas de  $\rho_a$  de los modos XY e YX comenzaban en 20 y 4 [ $\Omega\text{m}$ ], respectivamente. Sin embargo, sus formas eran bastante diferentes en el inicio; mientras que, a partir de  $\sim 10^{-2}$  [s], se comportaban de manera similar, hasta los  $\sim 10^{-1}$  [s]. Por tanto, es ese tramo el que se igualó. Para ello, se bajó la curva del modo YX hasta que coincidieran los puntos del intervalo mencionado. Luego, en la posterior modelación es necesario tomar en cuenta ambos modos, y discriminar cuál genera un modelo más realista de la resistividad, comparándolos con las otras dos estaciones que se encuentran cerca.
- ▷ **S8:** Esta estación, así como S11 y S12, se encuentra en medio del valle de Lonquimay, el cual está relleno por material volcánico Cuaternario. La resistividad de estas rocas varía entre 10 y 200 [ $\Omega\text{m}$ ] (Telford et al., 1976). Armada et al. (2009) indican que las rocas volcánicas de esa edad con resistividad entre 60 y 200 [ $\Omega\text{m}$ ] podrían estar ligeramente meteorizadas y tener una concentración de fluidos mayor que lo normal. Tomando esto en consideración, se dejó fija la curva de  $\rho_a$  del modo YX, cuyo nivel inicial está cercano a los 190 [ $\Omega\text{m}$ ], y se desplazó la curva del modo XY de forma tal que las dos coincidieran en los períodos más bajos.
- ▷ **S11:** En este caso, se fijó la curva del modo XY, que comienza en 120 [ $\Omega\text{m}$ ], elevándose la del modo YX hasta el mismo nivel. La forma de ambas curvas es similar en gran parte del período de registro (desde el comienzo, en  $\sim 10^{-3}$  [s], hasta 0.03 [s]), lo que indica que el medio se comporta como unidimensional en una sección importante en profundidad para esta posición en particular en medio del valle.
- ▷ **S12:** Tal como en la estación S14, en este sitio la forma de las curvas de  $\rho_a$  coinciden en un rango intermedio del período de medición (entre 0.005 [s] y 0.2 [s]), por lo cual se subió la curva del modo YX para que se ajustara a la del modo XY. El modelo a escoger tiene que ser comparado con el de las otras estaciones cercanas.
- **S15:** En este punto, las curvas se encontraban en niveles muy diferentes. Mientras el modo XY comenzaba en 68 [ $\Omega\text{m}$ ], el modo YX lo hacía en 740 [ $\Omega\text{m}$ ]. Para saber cuál es más cercano a la realidad, se debe tener presente la unidad geológica en la que fue instalada la estación. A diferencia del resto de los puntos, que se efectuaron en el valle relleno con material sedimentario Cuaternario o en el sector norte del valle, constituido por rocas volcánicas del Terciario, en este caso la estación se situó en el Macizo de Lonquimay, cuyos primeros 400 metros en profundidad están formados por brechas volcánicas andesíticas y rocas piroclásticas de flujo y de caída del Jurásico (De la Cruz



& Suárez, 1997).

Diversos trabajos desarrollados en unidades similares en distintas zonas del mundo han arrojado como resultado una conductividad muy baja. Por ejemplo, estudios de MT, AMT y SEV realizados en la zona de Delta, Utah (USA), determinaron que las rocas intrusivas del Jurásico presentes en la región tienen altas resistividades (100-5000 [ $\Omega\text{m}$ ]) (Cerling, 1992); mediciones eléctricas efectuadas a lo largo del flanco occidental del volcán Montagne Pelée, en Martinica, reportaron resistividades promedio en depósitos piroclásticos permeables en un rango entre 200 y 900 [ $\Omega\text{m}$ ] (Westercamp & Traineau, 1987); y distintos análisis hechos en diversos volcanes en el estado de Washington (USA) definieron que la resistividad de la andesita, ya sea seca o saturada, siempre excedía los 1500 [ $\Omega\text{m}$ ] (Finn et al., 2010). Además, Zou (2013), indica que las lavas brechizadas -que pueden contarse dentro de las rocas piroclásticas de flujo y caída- presentan una comparativamente alta resistividad.

Lo anterior sugiere que la resistividad inicial para la estación S15 sea más cercana al valor superior de la curva de  $\rho_a$  del modo YX. En vista de ello, se desplazó hacia arriba la curva del modo XY. En ambas curvas, muchos datos tuvieron que ser eliminados debido a la gran perturbación que estos mostraron. Así, la curva que permite una mejor visualización de la resistividad a mayores períodos es la del modo YX, la cual es empleada para generar un modelo en profundidad.

- ★ **S7:** Como ya se ha explicado, para fijar el inicio de las curvas de  $\rho_a$  de esta estación se utilizó el perfil 2 de ERT. Como la tomografía es de alta resolución, permite observar un conjunto de capas y secciones de diferentes resistividades con espesores menores a 1 metro, a un nivel de detalle mayor que lo necesario en este procesamiento. Por tanto, se realizó una media ponderada de resistividad en una columna en profundidad justo en el punto del perfil donde se encuentra la estación de MT, considerando 12 capas (a lo largo de la línea segmentada de la Fig. 4.13b). Esto permitió definir que, en los primeros 14 metros en sub-superficie, la resistividad promedio del sitio es de 1081 [ $\Omega\text{m}$ ]. Con este dato, se desplazaron las curvas de  $\rho_a$  de los modos XY e YX -que originalmente comenzaban en 7 y 11 [ $\Omega\text{m}$ ], respectivamente- hasta un nivel mayor ( $\sim 50$  [ $\Omega\text{m}$ ]), de tal forma que la primera capa del posterior modelo de resistividad en profundidad se ajuste a lo obtenido en base al perfil de ERT.
- ★ **S13:** En este caso se efectuó un proceso similar al de la estación S7, promediando la resistividad de una columna vertical que pasa por la parte más ancha del perfil 3 de ERT (línea segmentada en la Fig. 4.13c), con un largo de 35 metros en profundidad. Con ello, se establecieron dos secciones bajo la superficie: la primera, de 22 metros de espesor -constituida por 9 capas-, con una resistividad promedio de 150 [ $\Omega\text{m}$ ]; y la segunda, de 13 metros -compuesta de 4 capas-, con una resistividad promedio de  $\sim 20$  [ $\Omega\text{m}$ ]. Con estos datos se fijó el nivel inicial de la resistividad en el modelo unidimensional correspondiente a esta estación.

Con lo anterior, se corrigieron las curvas de todas las estaciones de MT (Fig. 4.14 a 4.18), en base a las cuales se modeló la estructura unidimensional de resistividad en cada sitio.

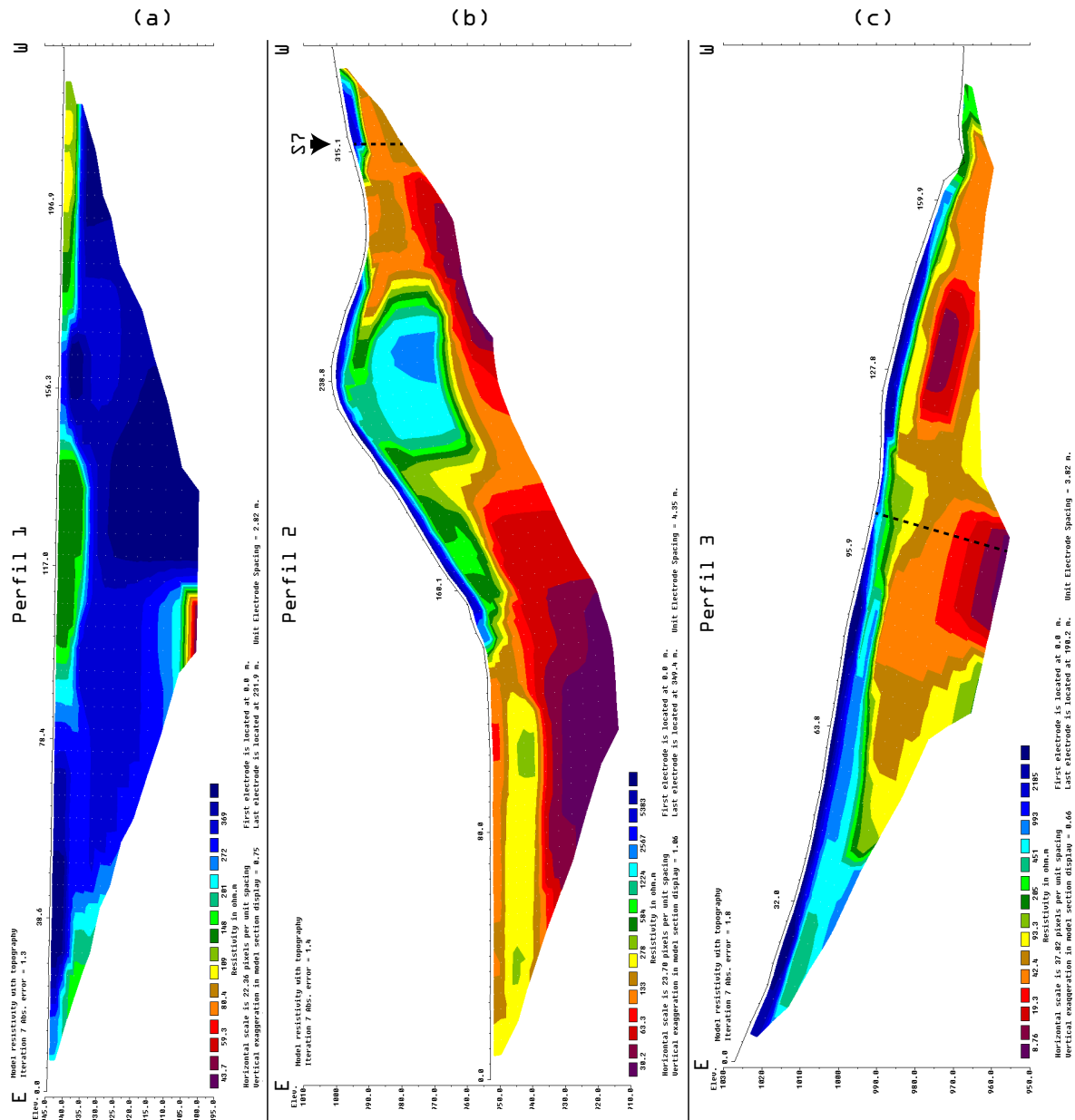


Figura 4.13: Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (ERT), realizados en la parte norte del área de estudio, que permiten conocer la estructura de resistividades en sub-superficie. Cada trazado sigue la topografía correspondiente al lugar donde se instalaron los electrodos, por lo que se puede notar el gran escarpe que atraviesa el perfil 2 en la figura (b) y la ladera en la que se situó el perfil 3 en la figura (c), con una pendiente promedio de 36°. En ambos casos, la profundidad de penetración llega hasta los ~35 metros, mientras que en el perfil 1 -figura (a)- supera los 40 metros. Se señala en el perfil 2 la ubicación de la estación de MT S7. Las diferentes secciones o capas que se reflejan en estos perfiles indican que en superficie existe un conjunto de depósitos cuyas resistividades varían según el grado de compactación e hidratación. El perfil 1, situado en el valle, muestra una resistividad mucho mayor y más homogénea que los perfiles 2 y 3 ubicados al norte, donde la resistividad presenta una gran variación en profundidad. Elementos estructurales también afectan la distribución de la resistividad, como el escarpe anteriormente mencionado, que separa un bloque resistivo en la parte occidental (>1000 [ $\Omega$ m]), del relleno sedimentario presente en el valle al este, de una resistividad mucho menor.

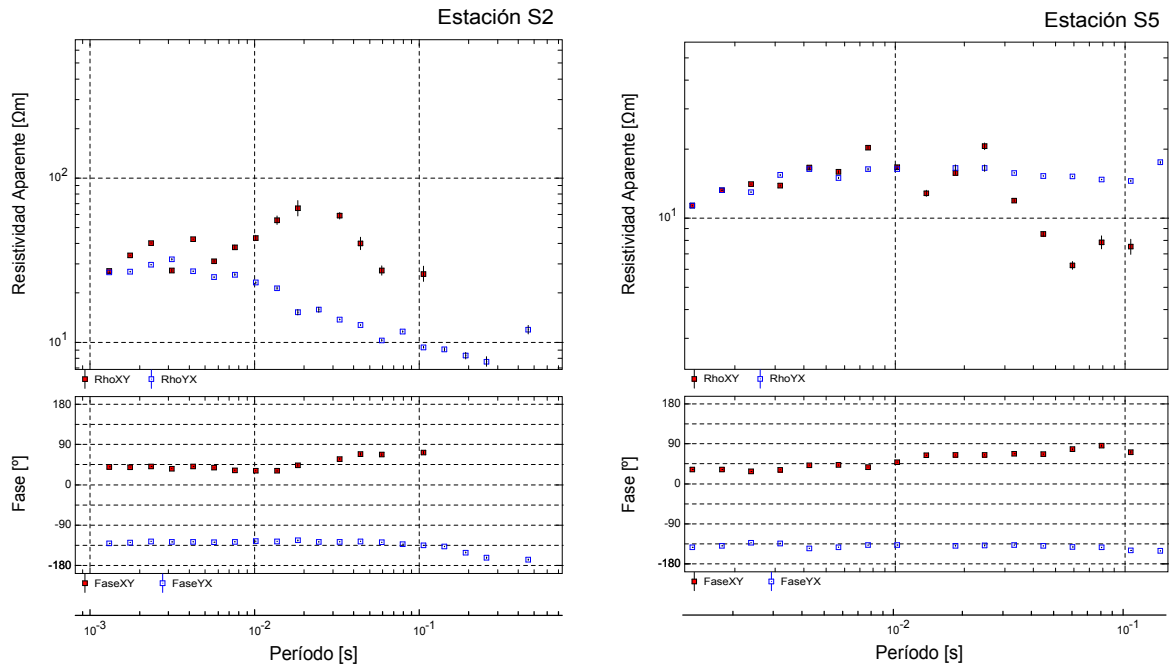


Figura 4.14: Curvas de resistividad aparente (cuadro superior) y fase (ventana inferior) de las estaciones de MT S2 y S5 (izquierda y derecha, respectivamente) en función del período. En ambos casos, las marcas rojas pertenecen al modo XY, y las marcas azules corresponden al modo YX. Tanto en éstas como en las curvas de las demás estaciones presentadas fue corregido el fenómeno de corrimiento estático de acuerdo a las condiciones expuestas en el texto.

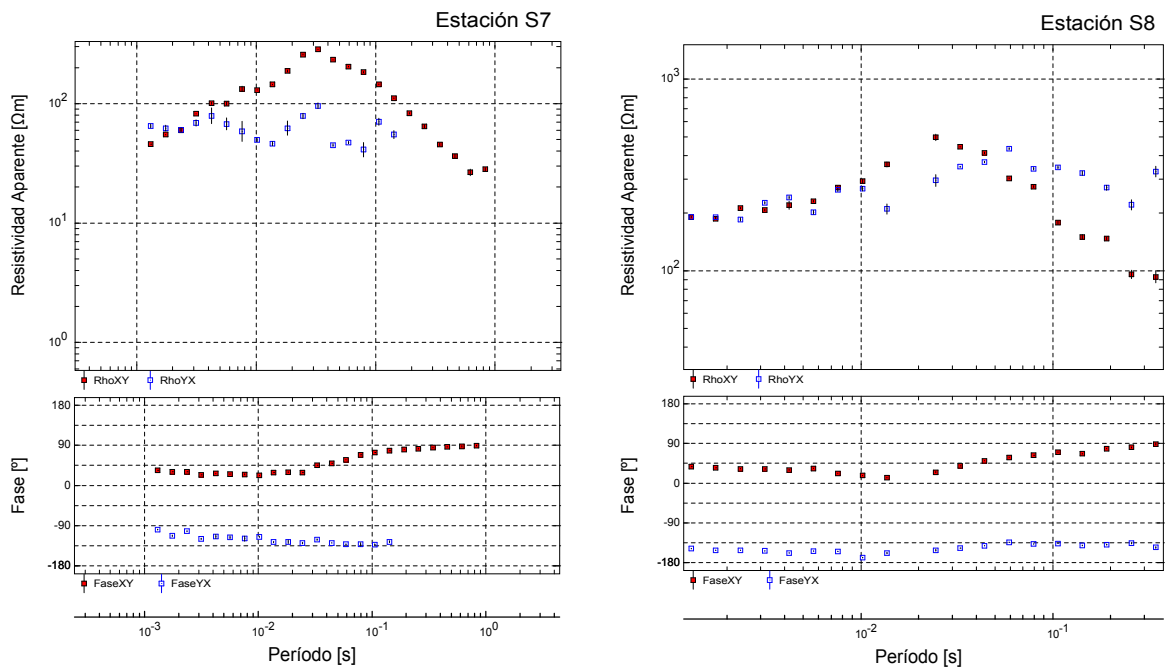


Figura 4.15: Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S7 y S8.

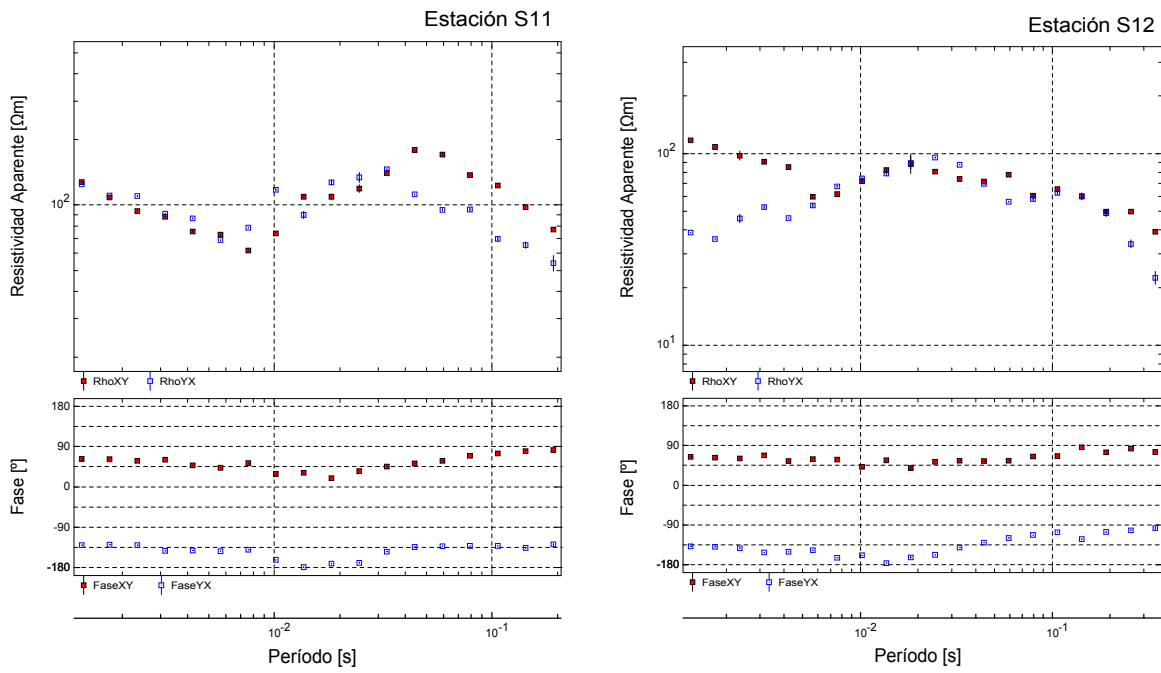


Figura 4.16: Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S11 y S12.

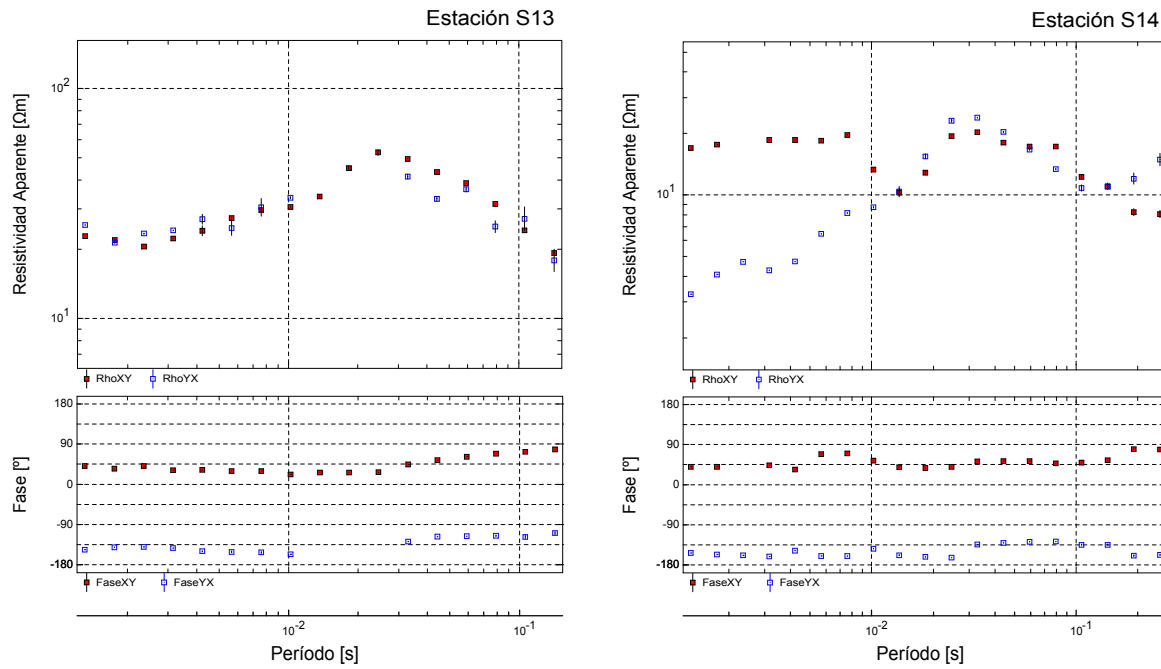


Figura 4.17: Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S13 y S14.

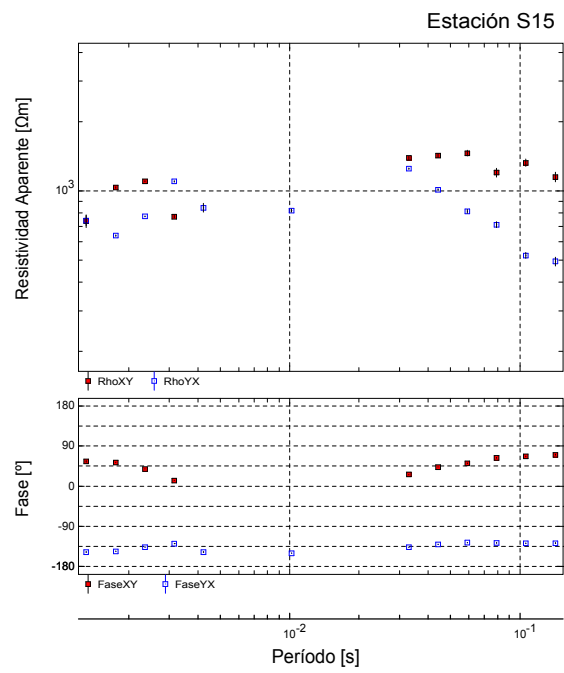


Figura 4.18: Curvas de resistividad aparente y fase de las estaciones de MT S15.

# Capítulo 5

## Resultados y Discusiones

En esta sección se muestran los resultados obtenidos tras procesar los datos de gravedad para el modelamiento de la cuenca de Lonquimay, así como los modelos unidimensionales de resistividad en función de la profundidad para cada estación de magnetotélúrica. Además, se analizan las condiciones que debiese cumplir idealmente un sitio en el que se espera encontrar un reservorio geotermal, tras lo cual se discute la factibilidad de la existencia de un lugar que satisfaga dichas características en la región de estudio y su favorabilidad para la surgencia y almacenamiento de fluidos termales.

### 5.1. Estudio gravimétrico

En el capítulo anterior se presentaron seis perfiles de gravedad, en base a los cuales se modeló el espesor del relleno sedimentario bajo el valle de Lonquimay. De cada línea se exportaron las coordenadas de todos los puntos que definen el límite inferior de la capa de sedimentos, los que fueron agrupados en el software *Oasis Montaj*, con el cual se produjo un modelo general de la profundidad de la cuenca (Fig. 5.1 y 5.2) al extrapolar los datos de cada perfil. Esto último es aceptable ya que los cuerpos trabajados en *ModelVision* fueron creados con una longitud transversal a cada línea mayor que la mitad de la distancia entre ellas.

En el modelo se puede apreciar que el espesor de la cuenca sedimentaria aumenta gradualmente hacia el sureste, lo cual concuerda con el hecho de que las unidades geológicas presentes en el valle estén siendo vasculadas en dicha dirección por la presencia de una falla normal (Fig. 4.10). Además, el modelo presenta dos depocentros o subcuencas donde la subsidencia es máxima, las que alcanzan una profundidad de hasta 360 y 260 metros, respectivamente de NE a SO. Estos depocentros están separados por una zona de menor profundidad que puede deberse, o bien simplemente a la interpolación del modelo producto de la falta de datos en ese punto, o a la presencia de alguna estructura en sub-superficie, idea que concuerda con una falla normal de rumbo NO y manto NE mapeada por Melnick et al. (2006a), situada en el mismo lugar donde el modelo señala la separación de las subcuencas, aun cuando los autores mencionados no justifican la existencia de dicho elemento, que no ha sido contemplado en

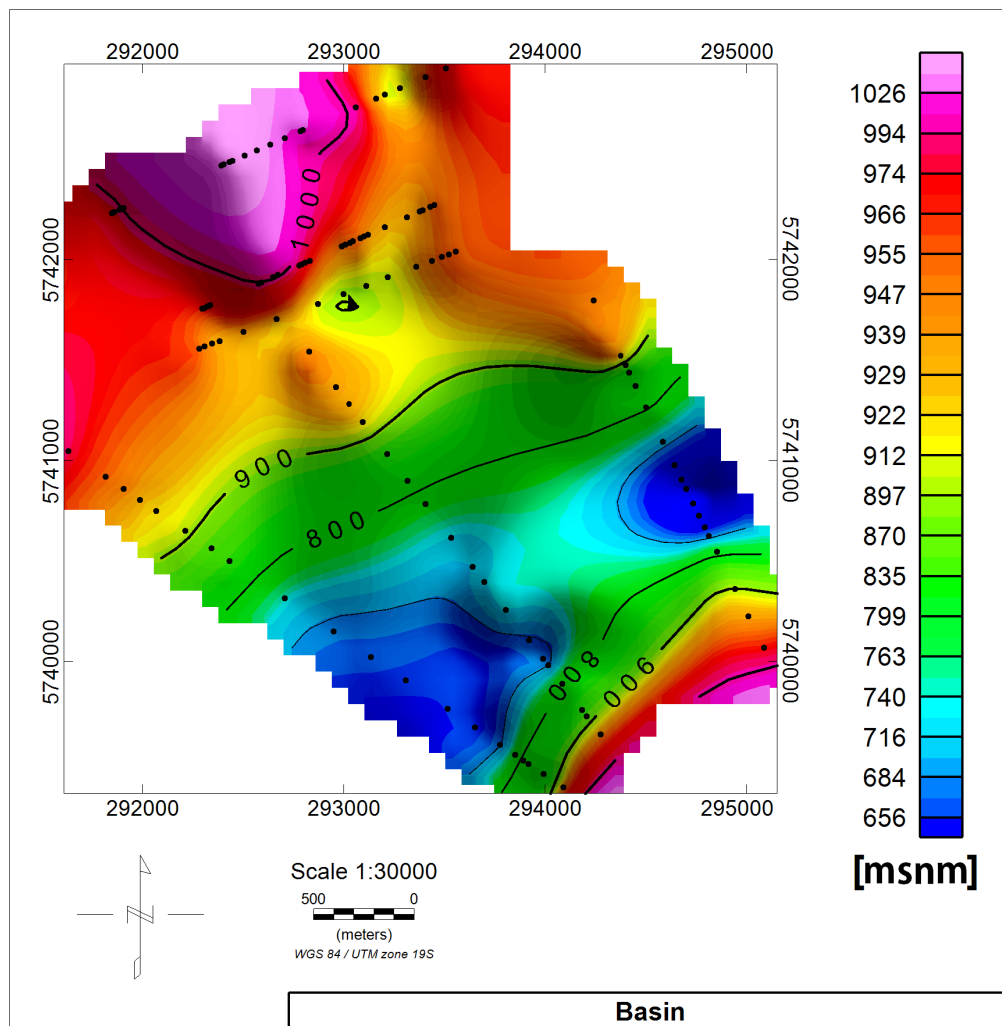


Figura 5.1: Modelo de profundidad del relleno sedimentario en la zona de estudio [msnm], que incluye el valle principal de Lonquimay, así como un valle afluente en el sector norte. La superficie indica el límite inferior de los sedimentos Cuaternarios, es decir, el contacto con las rocas subyacentes. Las curvas de nivel se presentan cada 100 metros. Los puntos negros señalan los vértices inferiores de los cuerpos modelados en cada perfil correspondientes al bloque sedimentario de la cuenca. Actualmente, la superficie del valle se encuentra en promedio a ~920 msnm, por lo que los depocentros de la cuenca (zonas azules) presentan una profundidad máxima de 360 metros el que está al NE, y 260 metros el situado al SO.

otros estudios realizados en la región.

Hacia el SE la cuenca termina abruptamente (se puede apreciar que las curvas de nivel están mucho más apretadas en esta zona que en el extremo norte), y el límite meridional está dado por el alzamiento de rocas Jurásicas gracias a una falla invertida -es decir, que se formó como falla normal pero luego se transformó en falla inversa debido a un cambio del régimen de esfuerzos en la región (Radic, 2010)-, lo cual cierra la cuenca principal y marca el comienzo de la Cordillera de Lonquimay. En tanto, hacia el norte el valle limita con rocas de la Fm. Cura-Mallín, de origen volcano-sedimentario, que son las que afloran en superficie. Se observa también un valle secundario que presenta un pequeño relleno de sedimentos jóvenes,

con un espesor máximo de 75 metros en profundidad.

Este resultado es importante en vista de que, de acuerdo con uno de los objetivos principales de este estudio, a saber, estimar la existencia de un lugar en la zona de análisis donde sea factible y favorable el almacenamiento de fluidos geotermales a poca profundidad ( $\sim 300$  m), sería mejor seleccionar un sitio donde el espesor de la capa sedimentaria permeable superficial sea bajo, como sucede al norte del valle propiamente tal, pues de acuerdo tanto a las mediciones de resistividad a través de los perfiles de ERT como a los modelos de resistividad aparente, esta unidad se comporta como un medio medianamente resistivo, por lo cual es poco probable que en esa sección pudiese existir dicho almacenamiento, el que produciría más bien una respuesta de baja resistividad. Por ello, es preciso buscar otra unidad que presente características conductoras.

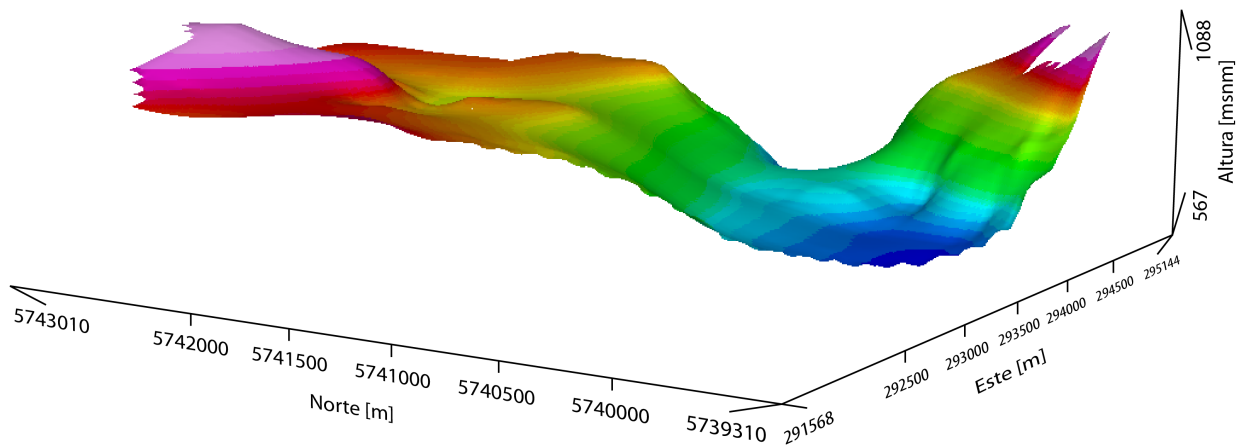


Figura 5.2: Vista tridimensional del modelo de la cuenca sedimentaria (Exageración vertical = 2:1).

Como se comentó anteriormente, este modelo señala que la cuenca se va ensanchando hacia el SO, donde continúa por al menos unos 10 km. En la dirección contraria disminuye su anchura debido a que se encuentra, un poco más al oriente de lo que alcanza a mostrar el modelo, con un bloque del Terciario que ha sido alzado probablemente por alguna falla, así como con la Laguna San Pedro. En promedio, el ancho del valle en el sector estudiado bordea los 2 km.



## 5.2. Estudio magnetotelúrico

En el capítulo previo se explicó el procesamiento que recibieron las curvas de resistividad y fase para los modos XY e YX en cada estación de MT. Posteriormente, con *WinGLink* se realizaron modelos 1D que relacionan la resistividad con la profundidad y se obtuvieron flechas de inducción para determinados períodos de medición. Además, se trabajó con los datos del tensor de fase para obtener un conjunto de elipses que permiten estimar tanto la dimensionalidad del área de estudio en profundidad como la presencia de algún cuerpo conductor.

### 5.2.1. Modelos unidimensionales de resistividad

En primera instancia, se procesaron los modelos 1D que permitieran determinar una posible estructura de capas con distintas conductividades en profundidad. En todos los sitios, se efectuaron varias pruebas en busca de modelos que ajustaran  $\rho_a$  y  $\phi$  con el menor error o desviación estándar posible y que, además, generaran una configuración realista del medio estratificado. En casos donde fuese muy difícil encontrar un buen ajuste a ambas curvas, se privilegió el modelo que presentase un error más bajo en la fase, pues dicha curva, a diferencia de la de resistividad, no se ve alterada por pequeñas heterogeneidades que pudieran existir en el lugar donde fue instalada la estación, por lo que el modelo generado es más realista. Pese a ello, el valor de la Raíz del Error Cuadrático Medio Relativo (RMSE %) -señalado en la descripción de las figuras que presentan los modelos unidimensionales- en muchos casos es alto ( $>10\%$ ), lo que es un indicativo de que las curvas modeladas de  $\rho_a$  y  $\phi$  no siempre logran un ajuste muy acertado. Aun así, el modelo de capas de diferentes resistividades entrega información importante, pues permite tener una noción clara de la variación de las características eléctricas del medio en profundidad.

Luego de obtener todos los modelos para ambos modos (que consideran distintos elementos del tensor de impedancia), se escogió uno de los dos en cada estación en base a su nivel de error y a la relación con otras estaciones cercanas (Fig. 5.3 a 5.11). En los sitios S2, S5, S14 y S15 se privilegió el modo YX, mientras que en las estaciones S7, S8, S11, S12 y S13 se eligió el modo XY. La tabla 5.1 muestra el número de capas para el ajuste de los modelos, junto con la resistividad y el espesor de cada una de ellas.

Para tener una idea de hasta qué profundidad es confiable el modelo, en cada estación se calculó el *skin depth* asociado al último punto de las curvas de resistividad y fase, que permite determinar una profundidad aproximada hasta la cual los campos electromagnéticos son sensibles a estructuras de una determinada conductividad. Por tanto, los modelos tendrán credibilidad en cierta medida hasta dicho punto, desconociendo el comportamiento de la resistividad más abajo de él.

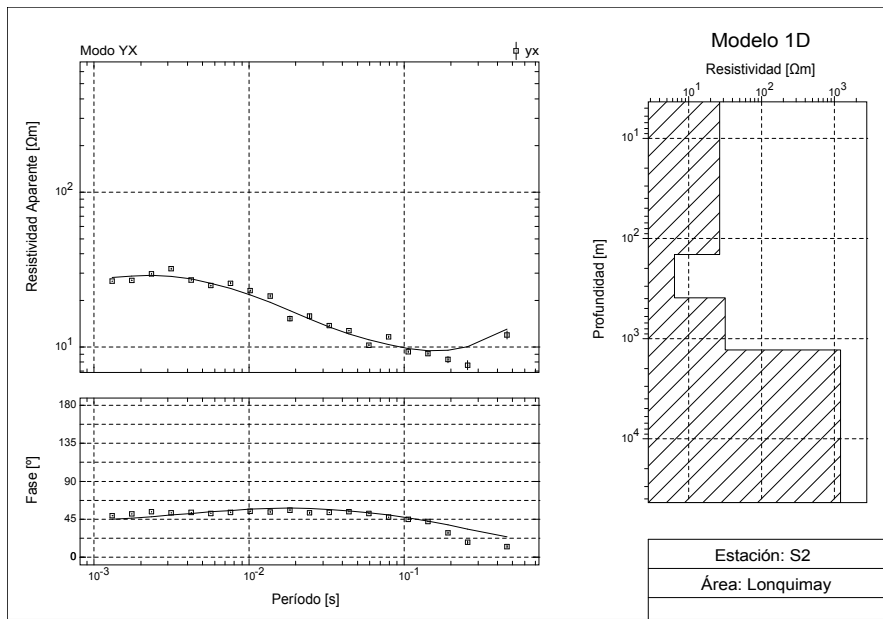


Figura 5.3: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S2, donde se escogió el modo YX. En los paneles de la izquierda se presentan los datos obtenidos de resistividad aparente y fase en función del período (marcas cuadradas), así como las curvas modeladas (líneas continuas). A la derecha se encuentra el modelo 1D de capas que corresponde a dichas curvas. Tanto la resistividad como la profundidad se muestran en escala logarítmica.  $RMSE\%(\rho_a) = 8,45\%$ ;  $RMSE\%(\phi) = 12,22\%$ .

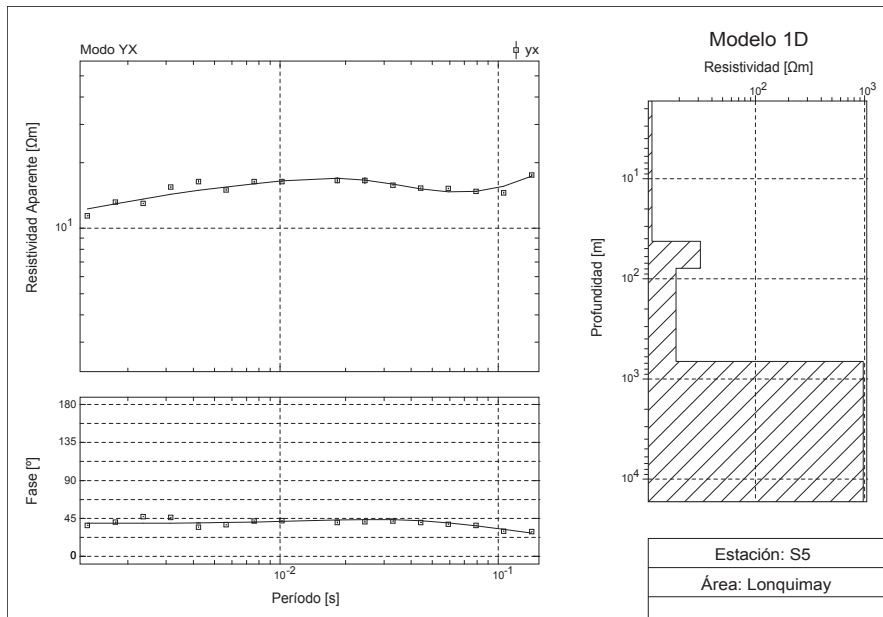


Figura 5.4: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S5, modo YX.  $RMSE\%(\rho_a) = 4,11\%$ ;  $RMSE\%(\phi) = 8,52\%$ .

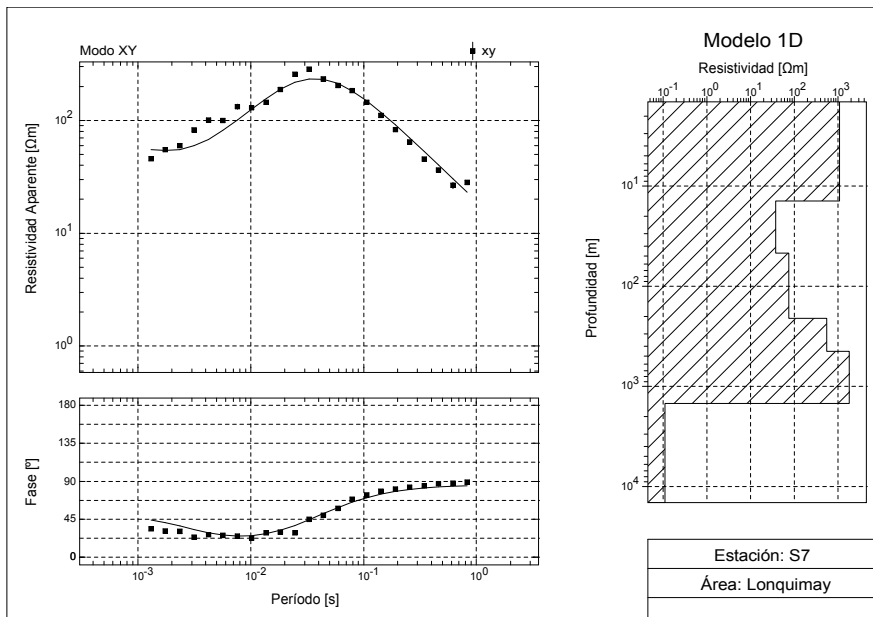


Figura 5.5: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S7, modo XY. Al procesar este punto, se desplazó verticalmente la curva de  $\rho_a$  de tal forma que la primera capa del modelo correspondiese a la resistividad promedio entregada por el perfil 2 de ERT, es decir, que los primeros 14 metros tuviesen un valor de  $\rho$  de unos 1080  $[\Omega\text{m}]$ .  $\text{RMSE } \%(\rho_a) = 15,96 \%$ ;  $\text{RMSE } \%(\phi) = 8,95 \%$ .

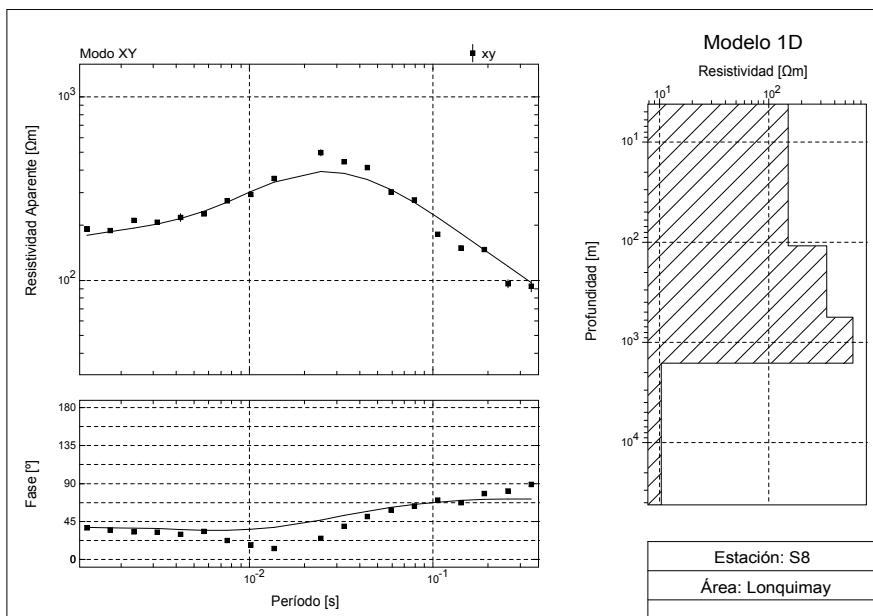


Figura 5.6: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S8, modo XY.  $\text{RMSE } \%(\rho_a) = 14,06 \%$ ;  $\text{RMSE } \%(\phi) = 24,09 \%$ .

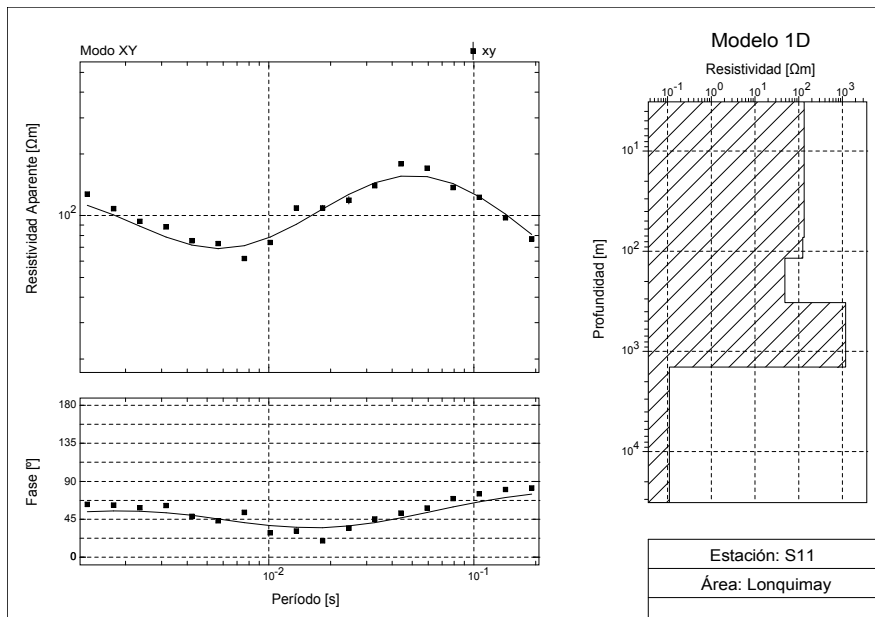


Figura 5.7: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S11, modo XY.  $RMSE\%(\rho_a) = 9,44\%$ ;  $RMSE\%(\phi) = 14,02\%$ .

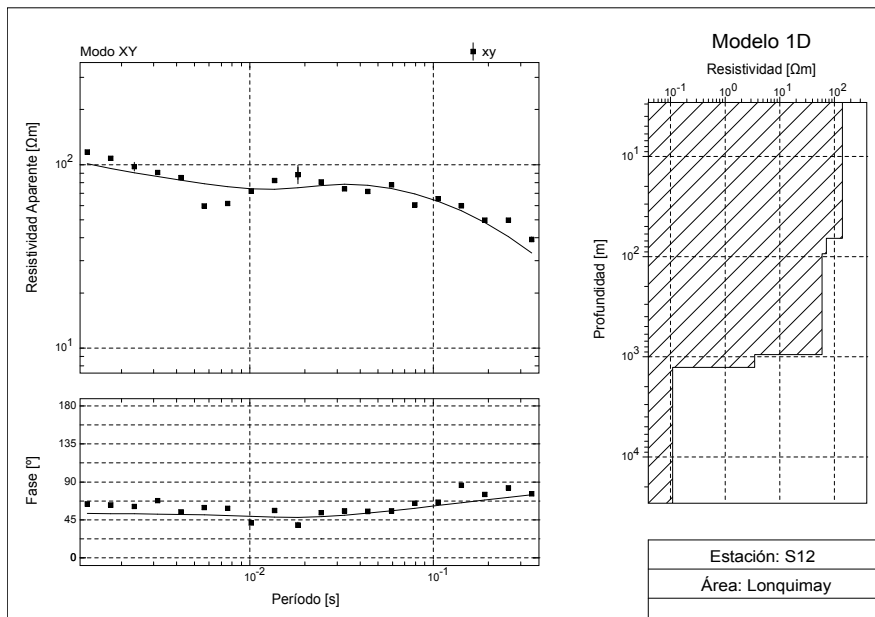


Figura 5.8: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S12, modo XY.  $RMSE\%(\rho_a) = 12,40\%$ ;  $RMSE\%(\phi) = 12,91\%$ .

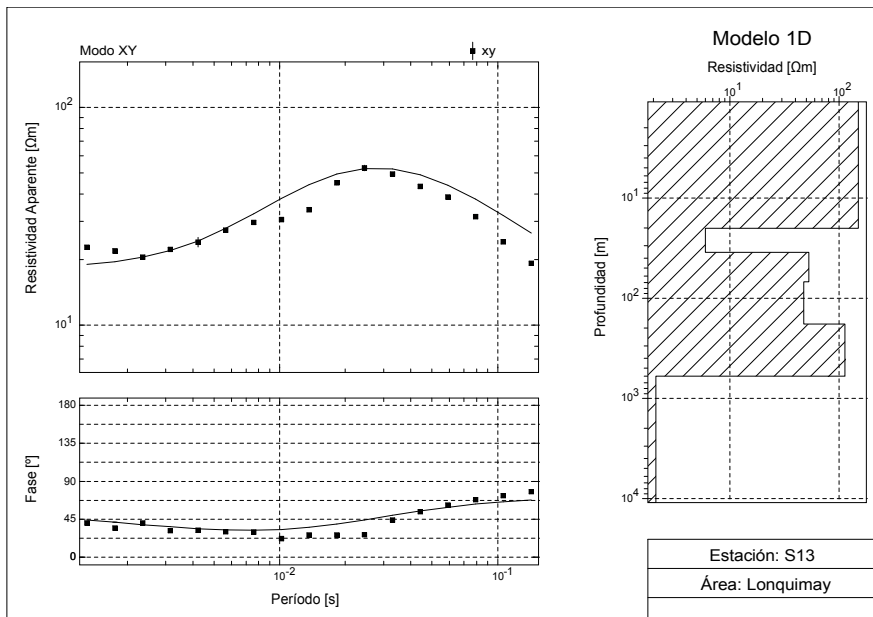


Figura 5.9: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S13, modo XY. En este caso, se determinó el nivel inicial del modelo -una primera capa de 20 metros con  $\rho = 150 [\Omega\text{m}]$ , seguido de una de  $\sim 10$  metros con  $\rho$  en torno a los  $10 [\Omega\text{m}]$ - en base al perfil 3 de ERT, por lo que la curva de  $\rho_a$  fue ajustada de tal forma de obtener dicho valor en superficie.  $\text{RMSE} \%(\rho_a) = 14,93 \%$ ;  $\text{RMSE} \%(\phi) = 16,62 \%$ .

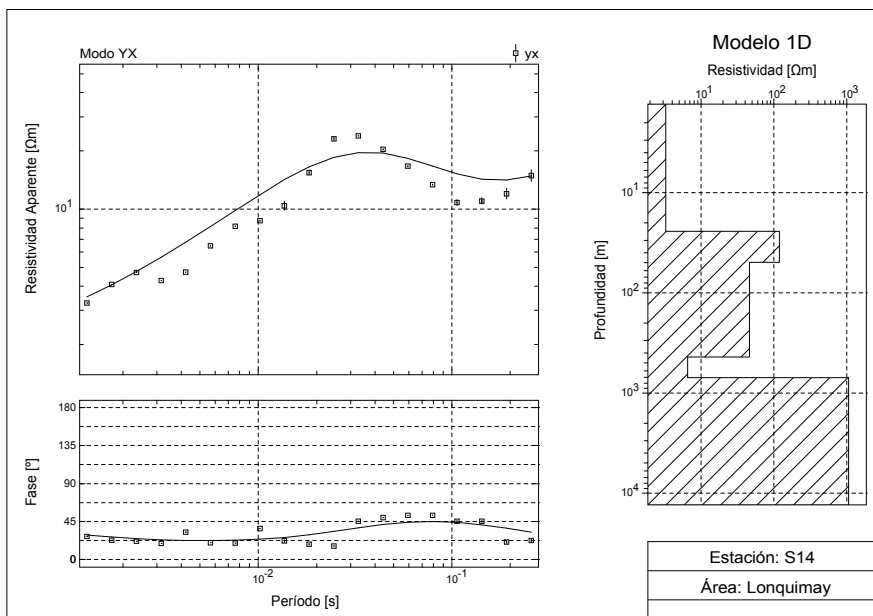


Figura 5.10: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S14, modo YX.  $\text{RMSE} \%(\rho_a) = 22,56 \%$ ;  $\text{RMSE} \%(\phi) = 27,88 \%$ .

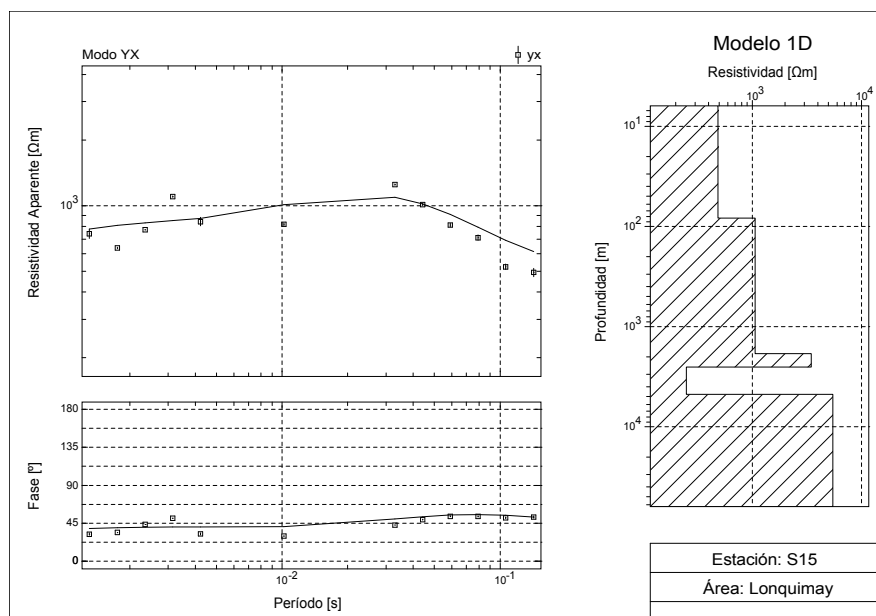


Figura 5.11: Modelo unidimensional de resistividad para la estación S15, modo YX.  $RMSE \%(\rho_a) = 16,51 \%$ ;  $RMSE \%(\phi) = 14,42 \%$ .

Tabla 5.1: **Detalle de los modelos 1D de resistividad para las estaciones de MT**

Estación	Modo	Capa	Resistividad [ $\Omega m$ ]	Espesor [m]
S2	YX	1	26.51	144.7
		2	6.4	246.59
		3	31.47	912.07
		4	1212.59	
S5	YX	1	11.32	42.12
		2	31.35	36.75
		3	18.73	594.18
		4	964.89	
S7	XY	1	1081.8	14.11
		2	37.96	32.82
		3	75.76	162.57
		4	550.66	238.93
		5	1817.71	1036.91
		6	0.11	
S8	XY	1	150.32	108.81
		2	338.59	451.42
		3	590.86	1055.18
		4	10.37	
S11	XY	1	131.68	72.85
		2	122.83	43.74
		3	48	207.25
		4	1180.92	1103.01
		5	0.11	
S12	XY	1	141.81	66.14

Tabla 5.1: (continuación)

Estación	Modo	Capa	Resistividad [ $\Omega\text{m}$ ]	Espesor [m]
		2	71.94	27.52
		3	59.73	861.67
		4	3.48	323.44
		5	0.11	
S13	XY	1	150.29	20.06
		2	6	14.79
		3	52.84	33.85
		4	47.59	113.68
		5	113.58	420.34
		6	2.11	
S14	YX	1	3.27	24.36
		2	118.05	25.06
		3	46.22	387.56
		4	6.51	267.86
		5	1056.4	
S15	YX	1	485.34	82.69
		2	1066.83	1775.63
		3	3474.59	675.33
		4	249.62	2213.85
		5	5462.31	

Zonas con distintas resistividades en profundidad podrían deberse a cambios litológicos (por ejemplo, una alternancia entre estratos volcánico-clásticos y sedimentarios), o bien cambios físicos dentro de una misma unidad geológica producto de fracturamiento e hidratación. Estos posibles escenarios implican una variación en la porosidad de las rocas, lo que influye en su permeabilidad y capacidad para almacenar fluidos, ya sea de ascenso o de recarga, alterando así su conductividad.

En virtud de la disposición espacial de las estaciones (Fig. 4.3), se pueden diferenciar cuatro zonas tomando en cuenta el medio en el que fueron instaladas, que presentan una respuesta similar en la configuración de su resistividad:

### Zona del valle de Lonquimay

Los modelos de las estaciones situadas en medio del valle de Lonquimay -S8, S11 y S12- sugieren la presencia de un primer medio superficial de resistividad moderadamente alta, superior a los 100 [ $\Omega\text{m}$ ], cuyo espesor bordea los 100 metros y es máximo en la estación del centro, disminuyendo hacia los extremos del valle. En virtud del modelo obtenido con la gravimetría, se asocia esta capa al relleno de la cuenca, formado por sedimentos Cuaternarios

poco consolidados. El contenido de agua superficial en el valle (en especial en torno a la estación S12, cerca de la cual se encuentra el río Lonquimay) no juega un papel significativo en la resistividad de la unidad superior, ya que la infiltración de ésta es relativamente somera.

Posteriormente, a mayor profundidad se observa una importante diferencia. Mientras que en la estación S8 la resistividad aumenta considerablemente, en las otras dos disminuye a valores cercanos a los 50 [ $\Omega\text{m}$ ]. Esto se debe a que la primera considera un bloque resistivo que se extiende hacia el norte, en tanto que S11 y S12 consideran la presencia de un cuerpo de menor resistividad que posiblemente guarde relación con productos volcánicos alterados (Ver figura 4.8, perfil de gravedad 3). El bloque de menor resistividad es, además, de menor densidad que el cuerpo situado al norte, bajo la estación S8. Lo anterior tiene sentido, pues si se trata de rocas que han sido físicamente alteradas -esto es, presentan un grado considerable de fracturamiento- posiblemente serán menos densas y es probable que tengan una mayor hidratación, lo que podría explicar el aumento de la conductividad. Se presume que el contacto entre ambas unidades está dado por una falla inversa inferida que no aflora en superficie.

En la estación S11 este cuerpo de mayor conductividad se extiende por unos 200 metros, tras lo cual se aprecia un aumento importante en la resistividad. Como dicha unidad no es observada en el modelo de la estación S12 (donde, por el contrario, la resistividad se mantiene en torno a los 50 [ $\Omega\text{m}$ ] por unos 800 metros), se asume que a esas profundidades el medio se comporta como tridimensional, y que por tanto se trata de dos estratos distintos, que bien pudiesen estar separados por alguna estructura que estuvo activa previo a la depositación de los estratos superiores. En lo que sí coinciden los modelos de estas dos estaciones es en que, en torno a los 1500 metros en profundidad, la resistividad cae abruptamente, lo que sugiere la presencia de una unidad conductora.

## Zona noroeste

Esta parte comprende las estaciones S2, S5 y S14, que se encuentran emplazadas sobre rocas de origen volcánico del período Terciario. Los modelos 1D indican que el medio presente en sub-superficie es una unidad medianamente conductora, pues los valores de resistividad varían entre  $\sim 10$  y 50 [ $\Omega\text{m}$ ], la cual se extiende al menos por unos 700 metros (exceptuando una capa resistiva percibida por el modelo de la estación S14, presente a unos 20 metros de profundidad, con un espesor de 25 metros y una resistividad superior a los 100 [ $\Omega\text{m}$ ]). Esta sección bien pudiese corresponder a brechas volcánicas andesíticas con un alto grado de saturación.

Entremedio de dicha unidad se observan regiones cuya resistividad es inferior a los 10 [ $\Omega\text{m}$ ]. Por ejemplo, el modelo de la estación S2 percibe la presencia de una capa conductora a  $\sim 150$  metros de profundidad, con un espesor cercano a los 250 metros, y cuya resistividad es de 6 [ $\Omega\text{m}$ ]. Un estrato de similares características es captado en el modelo de la estación S14, pero a poco más de 400 metros en profundidad. Estos niveles pueden manifestar la existencia



de fluidos con sales disueltas, de un aumento de la temperatura del agua contenida, o bien, de ambas (Montenegro, 2008). El que las capas en profundidad presenten fluidos con una gran concentración de sales, las que hacen aumentar la conductividad, podría estar asociado a los estratos sedimentarios existentes en el miembro Guapitrío de la Fm. Cura-Mallín, entre medio de las depositaciones volcánicas, ya que éstos pueden alcanzar niveles tan bajos de resistividad como los mencionados (Anderson et al., 2000).

Tras estas unidades se encuentra un núcleo altamente resistivo, con valores superiores a los  $\sim 1000$  [ $\Omega\text{m}$ ], que pudiese corresponder a lavas andesíticas compactas no alteradas.

## Zona norte

En esta sección de la región de estudio se establecieron las estaciones S7 y S13. Al igual que en el caso anterior, éstas se instalaron sobre productos volcánicos Terciarios y los modelos 1D permiten diferenciar algunas zonas que presentan distintas resistividades que, si bien no son idénticas, permiten establecer algún tipo de correlación. En particular, se pueden destacar tres niveles:

- (i) Una capa superficial dividida en dos partes, una muy resistiva y otra medianamente conductora. La primera está asociada a sedimentos o depósitos volcánicos no consolidados, y su espesor ronda los 20 metros. En la estación S13 presenta una resistividad de 150 [ $\Omega\text{m}$ ], mientras que en S7 supera los 1000 [ $\Omega\text{m}$ ]. La diferencia se puede deber al grado de hidratación de los minerales presentes. La segunda parte de esta capa probablemente guarda relación con el nivel freático; nuevamente, en la estación S13 se observa una menor resistividad, la que alcanza los 6 [ $\Omega\text{m}$ ], y es de menor espesor que en S7.
- (ii) Una sección de resistividad media, 50-75 [ $\Omega\text{m}$ ], en torno a los 150 metros de espesor, que ha de estar relacionada con rocas volcánicas porosas parcialmente saturadas.
- (iii) Un núcleo resistivo. Esta unidad difiere en su espesor y resistividad en las estaciones mencionadas, siendo ambas características mayores en S7, donde se aprecian dos capas: una en torno a los 500 [ $\Omega\text{m}$ ], de unos  $\sim 250$  metros, y otra que supera los 1000 metros de espesor con una resistividad muy alta, próxima a los 1900 [ $\Omega\text{m}$ ]. En tanto, en S13 dicha unidad consta de un bloque de unos 400 metros y una resistividad en torno a los 100 [ $\Omega\text{m}$ ]. De todas formas, este núcleo se asocia a rocas con un grado menor de alteración, de origen volcánico, similar a la unidad inferior del sector noroccidental.

La base del estrato más resistivo bajo S7 coincide con el fin del miembro Guapitrío de la Fm. Cura-Mallín, el cual sobreyace a unidades de edad y composición inciertas.

Es importante destacar que esta parte de la región de estudio es un área muy afectada por fallamiento, por lo que la posibilidad de existir rocas con alta permeabilidad secundaria es significativa (Montenegro, 2008). Esto podría facilitar la hidratación de las unidades pre-

sentos en profundidad.

En los modelos unidimensionales de estas dos estaciones se observa un desfase de los diferentes estratos mencionados, de unos 15 metros. Esta diferencia podría estar asociada, o bien sencillamente al margen de error del modelo propiamente tal, o a alguna falla situada entre las estaciones. Precisamente, estas se encuentran separadas por un pequeño valle por el que cursa un afluente que desemboca al sur en el río Lonquimay. Si bien es cierto que no todo valle implica la existencia de una falla, en regiones con pocos afloramientos y gran cantidad de vegetación como la estudiada muchas veces son indicadores indirectos de la presencia de alguna estructura en profundidad, y esta podría generar el *offset* mencionado.

## Zona sur

Esta sección comprende la estación S15 instalada en una ladera de la Cordillera de Lonquimay. Las altas resistividades están vinculadas con las facies volcánicas en sub-superficie, que comprenden principalmente rocas piroclásticas y brechas andesíticas. El modelo sugiere que a mayor profundidad, menor es la conductividad, al menos en los primeros 2500 metros. Esta variación se debe relacionar con las distintas asociaciones de rocas volcanoclásticas que conforman el miembro Lonquimay de la Fm. Nacientes del Bío-Bío.

En vista de este análisis de los modelos obtenidos, se puede diferenciar una zona a una profundidad media con una baja resistividad acorde con lo que se esperaría de un sitio en el que existiese la presencia de fluidos, los cuales, considerando la posible relación con el relativamente cercano sistema magmático del volcán Lonquimay, podrían presentar una temperatura moderada. Dicha zona está conformada por los estratos conductores en el sector noroeste, cuya resistividad es inferior a 10 [ $\Omega\text{m}$ ]. La sección intermedia presente en el sector norte también tiene características que la hacen apta para el almacenamiento o la circulación de aguas temperadas, como su alta permeabilidad. El hecho de que la resistividad sea más alta tal vez sea un indicativo de que los fluidos que atraviesan esta unidad tienen una menor salinidad, probablemente por la mezcla con aguas meteóricas con bajo contenido de sales que se infiltran desde la superficie.

Sin embargo, este resultado debe ser tratado con cierto cuidado debido a las limitaciones de los modelos unidimensionales. Estos modelos tienen la gran desventaja de que, como estiman que el medio se comporta de la misma forma en todas direcciones, tienden a reflejar como globales algunas anomalías de conductividad que son locales y puntuales o que se presentan en tan solo una determinada dirección, mientras que otras anomalías que no se encuentran bajo el punto de medición mismo pueden no verse plasmadas o evidenciadas en el modelo. Por esta razón, las elipses del tensor de fase son un parámetro más acertado para estimar un cuerpo conductor que los modelos 1D, ya que consideran todas las componentes del tensor de impedancia, no solamente una. De esta forma, presentan una visión más realista de la

estructura de resistividad de la región comprendida.

### 5.2.2. Elipses del tensor de fase

Tal como se explicó en el marco teórico, el tensor de fase presenta la ventaja de no verse afectado por distorsiones galvánicas, es decir, perturbaciones no inductivas -independientes de la frecuencia- causadas por cuerpos superficiales de pequeña escala, que generan el fenómeno de corrimiento estático, el cual resulta en un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad aparente.

Las componentes de este tensor se escriben en función de los términos reales e imaginarios del tensor de impedancia  $\underline{Z}$ . Luego, se establecen los valores máximo y mínimo del tensor de fase en función de sus invariantes (traza, determinante y *skew*). Éstos son utilizados para realizar una representación gráfica del tensor a través de una elipse, donde dichos valores son los ejes mayor y menor, respectivamente. La orientación de la elipse está dado por dos ángulos de rotación obtenidos en base a las componentes del tensor de fase.

Considerando esto, se graficaron las elipses correspondientes a cada estación en función del período de medición. La figura 5.12 presenta algunos de ellos (0.00422 [s], 0.01018 [s], 0.0329 [s], 0.0793 [s], 0.10633 [s] y 1.111 [s]) con el fin de analizar el comportamiento de la resistividad en profundidad. Para esto, se deben tener en cuenta tres elementos de dichas elipses:

**Color:** Relacionado con el valor mínimo del tensor de fase. Un valor menor a  $45^\circ$  indica que en profundidad la resistividad aumenta, mientras que valores mayores a  $45^\circ$  sugieren la presencia de un cuerpo conductor.

**Excentricidad:** Este parámetro será un indicador de la dimensionalidad del espacio. Mientras menor sea la excentricidad de la elipse, es decir, cuanto más se parezca a un círculo, más homogéneo será el medio. En tanto, una elipse más excéntrica, con el eje menor más pequeño, dará cuenta de un ambiente tridimensional.

**Orientación:** En una situación donde el semi-espacio se comporte como un medio 2-D, el semieje mayor o menor se encontrará alineado con la dirección del strike geoelectrico.

Para un mismo período, cada elipse representa el tensor de fase, y por ende la resistividad, a una profundidad de penetración diferente. Con el fin de tener una estimación de dicha profundidad se realiza el mismo procedimiento utilizado para conocer el rango de validez de los modelos 1-D, esto es, obtener la relación de *skin depth* con la medición de resistividad aparente en cada estación para los períodos establecidos en este caso.

De las figuras se pueden extraer algunos conceptos relacionados con el comportamiento

resistivo del medio. Las relativas a los dos primeros períodos (Fig. 5.12a y 5.12b) presentan similitudes en relación al valor de  $\phi_{min}$ : en la mayoría de las estaciones es inferior a  $45^\circ$ , lo que indica que la sección superficial se comporta como una unidad resistiva. Además, la excentricidad de las elipses del grupo noroccidental y de las del centro del valle es relativamente baja, lo que sugiere un medio uniforme en dichos sectores a profundidades someras. En tanto, en las otras estaciones, en especial en S7 y S15, las elipses son bastante excéntricas, por lo que describen un medio no homogéneo, el cual puede estar relacionado con las fallas presentes en sub-superficie que alteran la distribución de los fluidos en profundidad y, como consecuencia, el comportamiento de la resistividad.

Estas características comienzan a variar en el período 0.0329 [s] (Fig. 5.12c), donde el color de las elipses empieza a cambiar hacia el verde y el amarillo, implicando que, a medida que aumenta la profundidad, se percibe la presencia de una unidad más bien conductora bajo las estaciones correspondientes. Asimismo, se observa que, de este punto en adelante, las elipses tienden a alinearse cada vez más con su eje mayor en dirección este-oeste. En cuanto a la excentricidad, comienza a disminuir en las estaciones del sector norte, lo que sugiere la presencia de una unidad más homogénea en profundidad, en especial en el intervalo comprendido entre los períodos 0.0793 [s] y 0.10633 [s] (Fig. 5.12d y 5.12e), mientras que en el valle y al norponiente sucede lo contrario, disminuyendo cada vez más la longitud del eje menor de las elipses correspondientes.

Los períodos 0.0329 [s], 0.04411 [s], 0.05914 [s] y 0.0793 [s] ( Ver fig. C.12 a C.15) presentan un valor del parámetro  $\phi_{min}$  superior a  $45^\circ$  en las estaciones S2, S7, S12, S13 y S14. En el caso de S7 y S13 esta tendencia continúa hasta al menos  $T=0.14257$  [s] (Fig. C.17). En cuanto a las estaciones S2 y S14, este intervalo en el cual se registra una capa de baja resistividad mediante las elipses del tensor de fase corresponden a la misma unidad conductora establecida por los modelos 1D.

El sector norte, en tanto, alcanza valores de  $\phi_{min}$  cercanos a los  $70^\circ$  -indicativo de que se ha entrado en un medio conductor- en períodos más altos (Fig. 5.12d). Al analizar como primera aproximación de profundidad la relación de *skin depth* en función de la resistividad aparente y del período de medición, se logra percibir que esta estructura conductora al norte del valle se encuentra a una profundidad bastante mayor que en el caso del sector norponiente. Por ejemplo, para el período de 0.10633 [s], el *skin depth* para la estación S13 es de unos 850 metros. Esta unidad se extenderá en profundidad en la medida que, para períodos más altos, las elipses sigan teniendo un valor de  $\phi_{min}$  mayor a  $45^\circ$ . En el caso de la misma estación S13, esto sucede hasta 0.61794 [s] (Ver figuras en Apéndice C). Ya para el período 1.111 [s] (Fig. 5.12f) todas las elipses son azules, lo que indica que el medio se ha vuelto resistivo. Se aprecia también en esta última figura que todas las elipses presentan gran excentricidad; incluso en algunas de ellas, como las correspondientes a S5 y a S7, el valor del eje menor tiende a cero, con lo cual la elipse se transforma en una línea cuyo largo es el doble de la longitud del eje mayor. Lo anterior sugiere que a estas profundidades el medio se comporta como tridimensional.

Este análisis permite, por un lado, establecer la existencia de una sección intermedia de baja resistividad observada por las elipses del tensor de fase correspondientes a las estaciones S7 y S13 situadas al norte del valle de Lonquimay, de un espesor indeterminado. Esta capa conductora podría eventualmente albergar fluidos a temperaturas moderadas, dependiendo de la permeabilidad de las rocas presentes. Por otro lado, se confirma la existencia de la unidad conductora en el área NW de la región de estudio, determinada en primera instancia por los modelos unidimensionales, cuyo espesor bordea los 250 metros. Esta zona es muy importante, pues se encuentra cerca de la traza de falla en la que se ha observado la surgencia de aguas temperadas (en el sector de Pozo de Oro), por lo que esta unidad establecida bajo las estaciones S2, S14 y eventualmente S5 también podría albergar este tipo de fluidos.

### 5.2.3. Flechas de inducción

Utilizando las componentes horizontales y vertical del campo magnético registradas en cada estación, se obtuvieron las flechas de inducción para una serie de períodos de medición. Dichos elementos permiten determinar la existencia de variaciones laterales en la conductividad, es decir, la presencia de un cuerpo conductor a cierta profundidad en determinada zona de la región de estudio. En este caso, se utilizó la convención de Wiese, que indica que la parte real de las flechas apuntan hacia afuera de las concentraciones de corriente.

Se puede observar en la figura 5.12, así como en el resto de imágenes añadidas en el Apéndice C, que para los períodos menores a 1 [s] las flechas o vectores de inducción no presentan ninguna coherencia, pues no tienen una orientación como grupo bien definida y sus tamaños son demasiado elevados para poder considerarse como causados por una diferencia de resistividad natural de las rocas, sino que deben estar provocados por efectos asociados a corrientes artificiales, de origen cultural, que afectan en particular a las mediciones de la componente vertical del campo magnético. Incluso en el intervalo de tiempo en el que las elipses del tensor de fase del sector norte del valle aportan información sobre una zona de baja resistividad, las flechas correspondientes a las estaciones S7 y S13 apuntan en sentidos opuestos y con largos disímiles, por lo que no se puede establecer o precisar una ubicación de algún cuerpo conductor.

Para los períodos de medición comprendidos entre 1.11 [s] y 6.45 [s], las flechas tienden a alejarse de un punto ubicado al este de las estaciones S8, S11 y S12. Esto implica que a grandes profundidades existe la presencia de un cuerpo conductor que se encuentra a la derecha de las estaciones instaladas. A medida que aumenta el período dentro de este mismo intervalo, el tamaño de las flechas va disminuyendo, lo cual puede sugerir dos situaciones: que el conductor se aleja hacia el oriente y, por tanto, los vectores de inducción perciben una menor influencia del contraste de resistividad, o bien, que la capa conductora se reduce. En cualquier caso, sin embargo, su existencia es irrelevante para los objetivos de este estudio debido a la gran profundidad en que se halla.

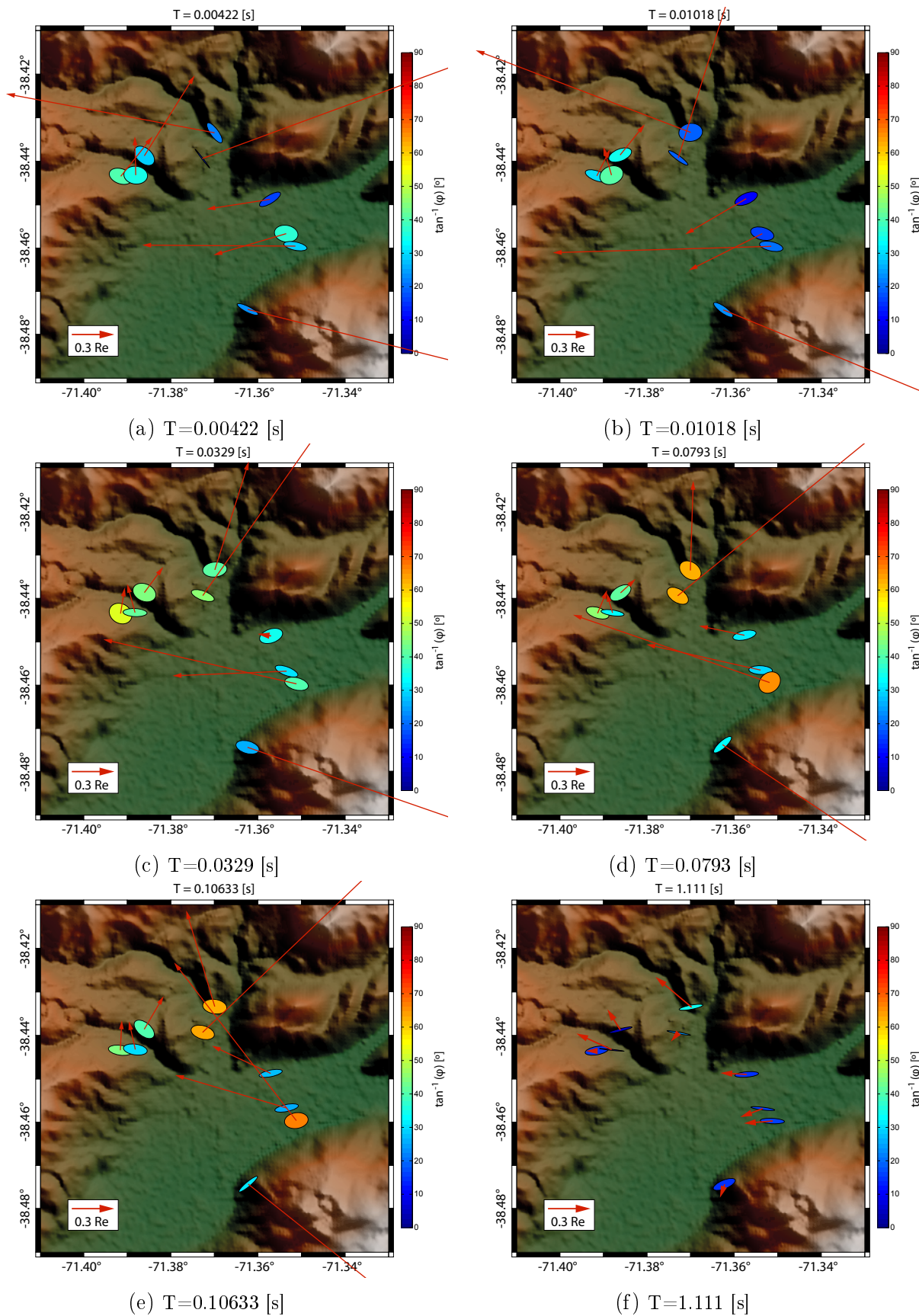


Figura 5.12: Elipses del tensor de fase y flechas de inducción para cada una de las estaciones de MT, en función del período, indicado en cada caso. Algunas de las flechas presentan tamaños mayores a lo abarcado por las figuras.

## 5.2.4. Resumen

Por lo general, en las regiones que se caracterizan por albergar un reservorio geotermal se conjugan una serie de condiciones que facilitan su existencia:

- Una fuente de calor cercana
- Roca permeable
- Roca circundante impermeable, que funcione como un sello
- Permeabilidad secundaria, asociada a zonas de falla
- Recarga de aguas meteóricas

Tomando esto en cuenta, el área de estudio del presente trabajo es un candidato favorable para almacenar fluidos geotermales, pues se encuentra cerca del volcán Lonquimay, cuyo sistema magmático cumple el papel de fuente de calor. El sector norte del valle se encuentra rodeado de fallas que posibilitarían el ascenso de fluidos de profundidades mayores, así como su infiltración desde la superficie. Y existe una recarga continua de aguas meteóricas producto de las altas precipitaciones, que alcanzan en promedio los 1950 mm al año (Peralta et al., 1980). En cuanto a la permeabilidad de las rocas presentes, existe una serie de unidades de brechas volcánicas cuya porosidad es superior al 10 %, lo cual es considerable. De acuerdo con la constante de proporcionalidad de Darcy, la porosidad es proporcional a la permeabilidad (Hubbert, 1956; Domenico & Schwartz, 1998), por lo que estas rocas pueden tener la permeabilidad necesaria para facilitar el paso de fluidos.

Por otro lado, en las zonas donde se encuentran sistemas geotermales se pueden diferenciar algunas unidades en profundidad con distintas condiciones asociadas a su resistividad. Frecuentemente, en la parte superior y fría de los sistemas se observan resistividades altas y baja temperatura, relacionadas con una mínima alteración hidrotermal. Luego, se pueden encontrar resistividades mucho menores, del orden de 1 a 10 [ $\Omega$ m], asociadas a temperaturas mayores, que pudiesen superar los 70°C <sup>1</sup> (Ussher et al., 2000).

En el caso de la región de estudio comprendida en este trabajo, es posible encontrar zonas cuyos modelos 1D de magnetotelúrica permiten identificar niveles de resistividad media relacionados con sectores de baja alteración -en el sector norte bajo las estaciones S7 y S13-, así como algunos estratos de alta conductividad a una profundidad de unos cientos de metros -en el sector norponiente bajo las estaciones S2 y S14- que podrían corresponder a alguna de estas situaciones:

- Almacenamiento de fluidos termales de baja temperatura en los poros de la roca madre.
- Zonas de *outflow*, más frías que el centro de un sistema geotermal, especialmente vinculadas a regiones con un gradiente hidrológico considerable (Anderson et al., 2000), asociadas probablemente a alguno de los sistemas geotermales existentes al poniente del valle de Lonquimay.

---

<sup>1</sup>Posteriormente, en sistemas de alta entalpía por lo común se presenta una sección de mayor resistividad, vinculada con el reservorio propiamente tal, donde la temperatura puede alcanzar y sobrepasar los 200°C.

- Vestigios de un antiguo sistema geotermal (Ussher et al., 2000).

Además de lo anterior, la región de baja resistividad hallada mediante las elipses del tensor de fase en el área norte bajo las estaciones S7 y S13 permite considerar la existencia de una unidad propicia para contener fluidos termales a profundidades cercanas a los 1000 metros.

Para poder corroborar lo anterior, sería imprescindible contar con estudios de perforación de pozos y análisis de flujo térmico que permitan tener una noción de la temperatura registrada en profundidad. De esa manera se sabría si los fluidos alojados en las unidades ya descritas cuentan con una temperatura necesaria y suficiente para ser utilizados en un sistema de baja entalpía de uso directo, como en calefacción.



# Capítulo 6

## Conclusión

El lugar de estudio, a saber, el valle de Lonquimay, fue escogido por su eventual relación con el sistema magmático del volcán Lonquimay y con sistemas geotermales cercanos. Ubicado en la IX Región de La Araucanía, se localiza dentro de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), en cuyas provincias Central (ZVSC) y Sur (ZVSS) se encuentra la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), el elemento estructural dominante de intra-arco entre los 38°S y los 46°S, a lo largo de la cual se emplazan los principales centros volcánicos del área. Unos 20 km al NO y al SO del pueblo de Lonquimay, se hallan los sistemas geotermales Tolhuaca y Sierra Nevada, respectivamente. Ambos presentan un conjunto de manifestaciones termales en superficie que evidencian la presencia de reservorios de alta temperatura en profundidad. Como Lonquimay está relativamente cerca de lo anterior, bien pudiera estar asociado a alguno de estos sistemas geotermales, por lo que las probabilidades de encontrar un lugar favorable para el almacenamiento y la surgencia de fluidos termales es considerable.

A través del análisis de datos gravimétricos y magnetotélúricos se logró caracterizar la morfología de la cuenca del valle de Lonquimay, así como establecer las condiciones de resistividad eléctrica en torno al mismo.

Con el estudio gravimétrico se definió la cuenca sedimentaria rellena con material Cuaternario de baja densidad, cuyo modelo permite establecer la presencia de aparentemente dos depocentros, es decir, dos áreas de depositación de máximo espesor. Esto bien pudiera tratarse de un solo gran depocentro separado por alguna estructura que haya alzado la zona central del valle. Además, la forma establecida de la cuenca sustenta la hipótesis de un modelo de hemigraben propuesto por otros autores.

Se definió como parte de la modelación que el sector situado al norte del valle, donde el espesor sedimentario superficial es mínimo, está compuesto por rocas de menor densidad del miembro Guapitrío de la Fm. Cura-Mallín, probablemente intercalaciones sedimentarias no-marinas con rocas piroclásticas de alta porosidad y permeabilidad, las cuales además se encontrarían fracturadas (y posiblemente hidratadas) en el área en torno a las zonas de falla,

permitiendo así el paso y la acumulación de fluidos en profundidad.

Por otro lado, el modelamiento de los datos de gravedad presenta una buena correlación con los datos de geología estructural en la región de estudio, permitiendo identificar las principales trazas de falla que atraviesan el valle de Lonquimay y que delimitan la cuenca sedimentaria, como la falla invertida que alza el Macizo de Lonquimay al SE y la falla de rumbo dextral con componente inversa al norte del valle.

Las series de tiempo adquiridas con los equipos de MT fueron procesadas para obtener la impedancia magnetoteléurica y, con ella, curvas de resistividad aparente y fase en función del período de medición. Se aprecia en los datos la gran influencia y perturbación de fuentes artificiales en los registros de campo eléctrico, principalmente debido al hecho de que las estaciones se encontraban en medio de centros urbanos, por lo que la frecuencia del tendido eléctrico oculta de cierta forma las señales naturales. Para minimizar este efecto se implementó una estación remota alejada del ruido con el fin de mejorar la calidad de los datos al momento de realizar el procesamiento de ellos.

En base a las curvas de  $\rho_a$  y  $\phi$  se realizaron modelos unidimensionales que permiten definir una estructura de capas en profundidad con diferentes resistividades bajo cada una de las estaciones. Los modelos de dos de los sitios de medición ubicados en el sector NO de la región de estudio muestran la presencia de una capa conductora de baja resistividad: en S2 esta se encuentra a 150 metros de profundidad y tiene un espesor de unos 250 metros, mientras que bajo S14 dicha unidad presenta una potencia similar, pero está localizada a poco más de 400 metros de profundidad.

Como complemento de lo anterior y como parámetro de dimensionalidad, se desarrollaron las elipses del tensor de fase, las que confirmaron la existencia de la unidad conductora anteriormente mencionada, y señalaron la presencia de una estructura de baja resistividad a una profundidad mayor en el área norte, bajo las estaciones S7 y, principalmente, S13.

Por lo tanto, debido a las características de las rocas existentes y a la resistividad eléctrica modelada, la región presenta dos zonas que serían potencialmente aptas para el almacenamiento y la circulación de fluidos geotermales: una relativamente somera emplazada bajo las estaciones S2 y S14, y otra a mayor profundidad situada en el sector de la estación S13, puntos que se encuentran 1,6 km y 2 km al norte del pueblo de Lonquimay, respectivamente. Estos fluidos podrían formar un sistema geotermal independiente, cuya fuente de calor sea el sistema magmático del volcán Lonquimay, o estar asociados a alguno de los sistemas geotermales ya establecidos en la región, como el Tolhuaca o el Sierra Nevada, en cuyo caso la surgencia termal en el valle de Lonquimay, facilitada por las estructuras presentes, estaría relacionada con una zona de *outflow* de dichos sistemas.

Si bien estos estudios permiten determinar la existencia de núcleos de baja resistividad que

pueden estar asociados a la presencia de fluidos, no son suficientes para dar una estimación exacta de la temperatura a la que estos se encontrarían, por lo cual se hace indispensable complementar estos resultados con análisis de flujo térmico y, directamente, con trabajos de exploración y perforación. De esa manera, se logrará tener comprensión del potencial geotérmico de la zona.

# Bibliografía

- Altwegg, P., Schill, E., Abdelfettah, Y., Radogna, P., & Mauri, G. 2015. Toward fracture porosity assessment by gravity forward modeling for geothermal exploration (Sankt Gallen, Switzerland). *Geothermics*, **57**, 26–38.
- Amatyakul, P., Rung-Arunwan, T., & Siripunvaraporn, W. 2015. A pilot magnetotelluric survey for geothermal exploration in Mae Chan region, northern Thailand. *Geothermics*, **55**, 31–38.
- Anderson, E., Crosby, D., & Ussher, G. 2000. Bulls-Eye. Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. Pages 909–914 of: *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May*.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**(3), 329–334.
- Aravena, D., Muñoz, M., Morata, D., Lahsen, A., Parada, M. Á., & Dobson, P. 2016. Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*, **59**, 1–13.
- Armada, L. T., Dimalanta, C. B., Yumul Jr, G. P., & Tamayo Jr, R. A. 2009. Georesistivity Signature of Crystalline Rocks in the Romblon Island Group, Philippines. *Philippine Journal of Science*, **138**(2), 191–204.
- Bertani, R. 2012. Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report. *Geothermics*, **41**, 1–29.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**(3), 605–635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 457–469.
- Cembrano, J., & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, **471**(1), 96–113.

- Cembrano, J., & Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38 S y 46 S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? Pages 240–244 of: Congreso Geológico Chileno.
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. 1996. The Liquine Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, **259**(1), 55–66.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., & Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, **319**(2), 129–149.
- Cerling, T. E. 1992. Proceedings of a USGS workshop on environmental geochemistry: Edited by BR Doe. USGS Circular 1033, US Govt. Printing Office, 1990, xi+ 194p.
- Chamorro, C. R., Mondéjar, M. E., Ramos, R., Segovia, J. J., Martín, M. C., & Villamañán, M. A. 2012. World geothermal power production status: Energy, environmental and economic study of high enthalpy technologies. *Energy*, **42**(1), 10–18.
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., & Grevemeyer, I. 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, **29**(6).
- Coppo, N., Baltassat, J.-M., Girard, J.-F., Wawrzyniak, P., Hautot, S., Tarits, P., Jacob, T., Martelet, G., Mathieu, F., Gadalia, A., Bouchot, V., & Traineau, H. 2015. 3-D Magnetotelluric Investigations for geothermal exploration in Martinique (Lesser Antilles). Characteristic Deep Resistivity Structures, and Shallow Resistivity Distribution Matching Heliborne TEM Results. arXiv preprint arXiv:1501.06541.
- De la Cruz, R., & Suárez, M. 1997. El Jurásico de la Cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39 S). *Andean Geology*, **24**(1), 3–24.
- De Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C., & Vigneresse, J. L. 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. Geological Society, London, Special Publications, **135**(1), 327–340.
- Desio, A. 1989. *Geologia applicata all'ingegneria*. HOEPLI EDITORE.
- D'Lemos, R. S., Brown, M., & Strachan, R. A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society*, **149**(4), 487–490.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. 1998. *Physical and chemical hydrogeology*. Vol. 44. Wiley New York.
- Featherstone, W.E., & Dentith, M.C. 1997. A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Computers & Geosciences*, **23**(10), 1063–1070.
- Finn, C., Bedrosian, P. A., Horton, R., & Polster, S. 2010. Rock property measurements guide interpretation of electromagnetic, magnetic and gravity models at Mts. Adams, Baker,

Rainier and St. Helens. Page 05 of: AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 1.

- Folguera, A., Ramos, V. A., & Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco.: Cordillera Neuquina (37° 30´-38° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **58**(1), 3–19.
- Harinarayana, T., Abdul Azeez, K. K., Murthy, D. N., Veeraswamy, K., Eknath Rao, S. P., Manoj, C., & Naganjaneyulu, K. 2006. Exploration of geothermal structure in Puga geothermal field, Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric studies. *Journal of Applied Geophysics*, **58**(4), 280–295.
- Hauser, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Bannister, S. C. 2008. Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Journal International*, **173**(2), 740–750.
- Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39 and 44 S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. Pages 243–248 of: *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer.
- Holopainen, M., Haapanen, R., Karjalainen, M., Vastaranta, M., Hyyppä, J., Yu, X., Tuominen, S., & Hyyppä, H. 2010. Comparing accuracy of airborne laser scanning and TerraSAR-X radar images in the estimation of plot-level forest variables. *Remote Sensing*, **2**(2), 432–445.
- Hubbert, M. K. 1956. Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. Shell Development Company, Exploration and Production Research Division.
- Kiyak, A., Karavul, C., Gulen, L., Peksen, E., & Kilic, A. R. 2015. Assessment of geothermal energy potential by geophysical methods: Nevsehir Region, Central Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **295**, 55–64.
- Lahsen, A. 2008. La energía geotérmica: Posibilidades de utilización en Chile. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Lahsen, A., Rojas, J., Morata, D., & Aravena, D. 2015a. Exploration for high-temperature geothermal resources in the Andean countries of South America. Pages 19–25 of: *Proceedings of the world geothermal congress, Melbourne, Australia*.
- Lahsen, A., Rojas, J., Morata, D., & Aravena, D. 2015b. Geothermal Exploration in Chile: Country Update. Pages 19–24 of: *Proceedings World Geothermal Congress 2015*.
- Lavenu, A., & Cembrano, J. 1999. CompressChile -and transpressional- stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, **21**(12), 1669–1691.
- López-Escobar, L., & Moreno, H. 1994. Geochemical characteristics of the Southern Andes

- basaltic volcanism associated with the Liquiñe–Ofqui fault zone between 39 and 46 S. Pages 1388–1393 of: Congreso Geológico Chileno.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., & Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37–46 S). *Andean Geology*, **22**(2), 219–234.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., & Echtler, H. 2006a. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39 S). *Geological Society of America Special Papers*, **407**, 73–95.
- Melnick, D., Folguera, A., & Ramos, V. A. 2006b. Structural control on arc volcanism: the Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38 S). *Journal of South American Earth Sciences*, **22**(1), 66–88.
- Melosh, G., Moore, J., & Stacey, R. 2012. Natural reservoir evolution in the Tolhuaca geothermal field, southern Chile. *High temperature*, **500**(600), 700.
- Montenegro, C. 2008. Actualización de los Antecedentes Geoquímicos y Geofísicos del Campo Geotérmico de Puchuldiza y su Comparación con el Área de Exploración Geotérmica de Guanacota, Región de Tarapacá.
- Moreno, H., & Gardeweg, M. C. 1989. La erupción reciente en el complejo volcánico Lonquimay (Diciembre 1988), Andes del Sur. *Andean Geology*, **16**(1), 93–117.
- Muñoz, M., Alam, M. A., Parada, M. Á., & Lahsen, A. 2011. Geothermal system associated with the Sierra Nevada volcano, Araucanía Region, Chile. Pages 935–941 of: *Transactions - Geothermal Resources Council*, vol. 35 2.
- Ndombi, J. M. 1981. The structure of the shallow crust beneath Olkaria geothermal field, Kenya, deduced from gravity studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **9**(2), 237–251.
- Nelson, P. H., & Anderson, L. A. 1992. Physical properties of ash flow tuff from Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), **97**(B5), 6823–6841.
- Newman, G. A., Gasperikova, E., Hoversten, G. M., & Wannamaker, P. E. 2008. Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. *Geothermics*, **37**(4), 369–399.
- Parasnis, D. S. 1962. Principles of applied geophysics. *GFF*, **84**(4), 534–535.
- Pastana de Lugaõ, P., LaTerra, E. F., Kriegshauser, B., & Fontes, S. L. 2002. Magnetotelluric studies of the Caldas Novas geothermal reservoir, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, **49**(1), 33–46.
- Peralta, M., Gajardo, R., & Puente, M. 1980. Geomorfología, clima y suelos del tipo forestal Araucaria en Lonquimay. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Forestales.

- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., & Vigneresse, J. L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**(6813), 669–673.
- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Bellmunt, F., Hidalgo, R., & Messeiller, M. 2014. 3-D magnetotelluric exploration of tenerife geothermal system (Canary Islands, Spain). *Surveys in Geophysics*, **35**(4), 1045–1064.
- Price, R. H. 1983. Analysis of the rock mechanics properties of volcanic tuff units from Yucca Mountain, Nevada Test Site. Tech. rept. Sandia National Labs., Albuquerque, NM (United States).
- Radic, J. P. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean geology*, **37**(1), 220–246.
- Radic, J. P., Rojas, L., Carpinelli, A., & Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36 30'-39 00'S). Pages 233–241 of: Congreso Geológico Argentino, vol. 15.
- Reitmayr, G. 2007. A TEM survey for exploring a hot water aquifer in South Chile. Pages 190–193 of: Ritter, O., Brasse, H. (Eds.), Proceedings 22nd Colloquium Electromagnetic Depth Research, Decín, Czech Republic, October 1-5.
- Saotome, A., Yoshinaka, R., Osada, M., & Sugiyama, H. 2002. Constituent material properties and clast-size distribution of volcanic breccia. *Engineering geology*, **64**(1), 1–17.
- Simpson, F., & Bahr, K. 2005. Practical magnetotellurics. Cambridge University Press.
- Suárez, M., & Emparán, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(1), 17–31.
- Suárez, M., & Emparán, C. 1997. Hoja Curacautin: Regiones de la Araucania y del Biobío. Servicio.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., & Keys, D. A. 1976. Applied geophysics. Vol. 1. Cambridge university press.
- Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., & Munizaga, F. 1987. Estudio Geológico Regional a Escala 1: 100.000 de la Hoya superior y curso médio del rio Biobío. ENDESA-Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Informe Inédito.
- Tikhonov, A. N. 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. Pages 295–297 of: Doklady, vol. 73.
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., & Anderson, E. 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. Pages 1915–1920 of: proceedings world geothermal congress.



- Wait, J. R. 1954. On the relation between telluric currents and the earth's magnetic field. *Geophysics*, **19**(2), 281–289.
- Westercamp, D., & Traineau, H. 1987. Schema hydrogeologique et geothermique d'un stratovolcan d'arc insulaire; exemple de la montagne Pelee, Martinique (Antilles francaises). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **3**(6), 1063–1073.
- Wiese, H. 1962. Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Geofisica pura e applicata*, **52**(1), 83–103.
- Youngquist, W. 1998. Shale oil—The elusive energy. *Hubbert Center Newsletter*, **4**.
- Zou, C. 2013. *Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration*. Newnes.

# Apéndice A

## Puntos de mediciones gravimétricas y magnetoteléuricas

A continuación se presentan los datos de todos los puntos de gravimetría obtenidos en las dos primeras campañas de terreno, así como los de las estaciones de magnetoteléurica.

Tabla A.1: 1ª campaña (23 mayo a 1 junio de 2013)

Día	Punto	Coordenadas U.T.M.		Altura [m]	Grav Obs [mGal]	GBC [mGal]
		Norte	Este			
<b>23/05</b>	1	5740337.13237	291051.55623	1007.389	979742.076	-87.87734
	2	5740272.58512	291131.82398	994.422	979744.974	-87.50295
	3	5740220.33597	291215.26356	982.293	979747.659	-87.32638
	4	5740161.94847	291318.94495	967.978	979750.872	-87.00453
	5	5740114.02347	291397.90382	960.626	979752.565	-86.87411
	6	5740060.70715	291483.11393	954.956	979753.841	-86.83748
	7	5740022.02155	291575.80177	950.233	979754.897	-86.89630
	8	5739977.62734	291662.52453	945.624	979755.905	-86.94071
	9	5739905.03398	291732.51420	942.398	979756.420	-87.20104
	10	5739822.42899	291801.88899	938.800	979756.805	-87.64963
	11	5739816.51272	291916.42512	937.038	979756.935	-87.96808
	12	5739784.61686	292014.17075	935.675	979757.098	-88.18677
	13	5739771.63210	292113.17229	935.466	979757.095	-88.31304
	14	5739726.30308	292206.89826	934.897	979757.067	-88.55021
	15	5739703.46292	292311.39223	934.982	979757.043	-88.59984
	16	5739670.52021	292411.78097	934.765	979756.871	-88.86916
	17	5739645.23235	292507.60539	934.832	979756.803	-88.94581
	18	5739613.03653	292594.00317	934.203	979757.016	-88.87340
<b>24/05</b>	1	5740216.84301	290782.24569	1031.772	979736.811	-88.59172
	2	5740157.41584	290845.79066	1020.425	979739.306	-88.27175
	3	5740121.66112	290965.47602	1004.978	979742.833	-87.78665
	4	5740105.13256	291055.84482	994.647	979745.149	-87.48551
	5	5740024.63927	291120.80781	982.810	979747.687	-87.34679
	6	5739916.33169	291183.87316	968.508	979750.604	-87.29010

Día	Punto	Coordenadas U.T.M.		Altura [m]	Grav Obs [mGal]	GBC [mGal]
		Norte	Este			
	7	5739838.19319	291254.01117	961.471	979752.536	-86.87352
	8	5739771.31113	291329.96742	954.896	979754.145	-86.66423
	9	5739702.43463	291371.92161	948.998	979755.485	-86.59114
	10	5739634.21550	291481.96260	943.041	979756.201	-87.23689
	11	5739604.83915	291548.21020	941.360	979756.603	-87.27508
	12	5739559.33556	291634.95764	939.297	979756.776	-87.64325
	13	5739437.00161	291799.65733	934.866	979757.169	-88.37868
	14	5739313.21331	291994.07480	934.180	979757.242	-88.68008
	15	5739178.82235	292165.18730	933.533	979757.988	-88.21258
	16	5738984.44783	292378.87896	932.077	979758.714	-87.84647
	17	5738841.13708	292634.89295	931.774	979759.541	-87.02753
	18	5738717.58384	292796.10126	931.229	979759.433	-87.10317
	19	5738602.20132	292972.80793	931.298	979759.367	-86.90429
	20	5738530.81173	293089.88487	931.243	979759.405	-86.58610
	21	5738469.93447	293183.99106	930.879	979759.423	-86.33418
	22	5738418.90981	293272.60415	931.351	979759.304	-86.01676
	23	5738372.39089	293363.71900	933.248	979759.031	-85.49585
<b>25/05</b>	1	5740065.71194	291633.17112	947.582	979755.486	-86.84159
	2	5739973.12115	291574.45122	949.156	979755.271	-86.78637
	3	5739892.85123	291519.77871	948.413	979755.467	-86.74802
	4	5739797.74527	291449.77580	948.870	979755.382	-86.74621
	5	5739626.42108	291310.15739	947.396	979755.874	-86.50329
<b>26/05</b>	1	5741228.10990	291361.98659	1068.345	979729.292	-88.47682
	2	5741176.76403	291437.55060	1049.310	979733.150	-88.26482
	3	5741151.57641	291622.47046	991.720	979745.198	-87.19640
	4	5741048.90339	291731.67417	979.638	979748.055	-87.10446
	5	5740968.56302	291802.74559	970.162	979749.734	-87.47222
	6	5740895.55920	291899.82359	959.992	979751.541	-87.84477
	7	5740864.06972	292013.29021	954.898	979752.520	-88.08288
	8	5740814.88919	292129.83332	949.700	979753.680	-88.10526
	9	5740778.12219	292211.12381	947.288	979754.247	-88.14991
	10	5740738.93167	292284.61695	942.891	979755.150	-88.19860
	11	5740632.23434	292453.29016	940.775	979755.366	-88.60195
	12	5740527.38681	292650.72723	938.933	979755.288	-89.18300
	13	5740414.38327	292833.52466	937.434	979755.322	-89.55256
	14	5740281.73618	293029.92075	935.939	979755.621	-89.61274
	15	5740188.99332	293223.53652	935.532	979755.760	-89.51955
	16	5740096.04397	293409.29432	934.599	979756.062	-89.31269
	17	5739980.12051	293608.73520	933.842	979756.340	-88.90034
	18	5739849.82146	293767.50176	933.474	979756.657	-88.23988
	19	5739680.33974	293914.17178	933.022	979757.301	-86.84952
	20	5739614.19445	294019.76900	932.583	979757.613	-85.80096
	21	5739666.10557	294095.27144	932.586	979757.397	-85.81634
	22	5739702.33010	294208.72080	932.750	979757.417	-85.12709
	23	5739397.46093	294099.54019	950.286	979754.987	-82.74218

Día	Punto	Coordenadas U.T.M.		Altura [m]	Grav Obs [mGal]	GBC [mGal]
		Norte	Este			
27/05	24	5739366.52869	294149.22576	969.852	979750.650	-82.99109
	25	5739318.30027	294174.03509	993.306	979745.914	-83.16097
	1	5742665.45210	291971.90476	1099.204	979722.886	-89.33254
	2	5742388.98302	292103.08625	1079.156	979726.741	-89.10017
	3	5742170.44411	292284.29263	1058.609	979731.347	-88.76258
	4	5742035.18335	292465.08567	1040.802	979734.797	-88.81544
	5	5742016.89074	292186.94834	1010.345	979741.385	-87.70675
	6	5741792.13182	292471.36195	977.944	979748.057	-87.59197
	7	5741714.50406	292690.83054	961.227	979751.330	-87.81211
8	5741657.00475	292915.88909	950.112	979754.132	-87.39767	
28/05	1	5741655.89492	292915.91769	950.123	979754.130	-87.39906
	2	5741455.97572	293001.41478	947.206	979755.236	-87.13583
	3	5741238.94137	293155.46554	943.363	979755.020	-88.30164
	4	5741013.92065	293258.19101	940.608	979754.984	-89.02212
	5	5740775.00699	293295.77556	938.568	979755.017	-89.49774
	6	5740515.42307	293393.26868	936.646	979755.200	-89.76484
	7	5740382.35595	293833.28840	935.398	979755.556	-89.35645
	8	5740165.74543	293961.09154	934.877	979755.713	-88.94766
	9	5739966.64419	294078.83468	935.062	979756.080	-87.93598
	10	5739770.84851	294195.61446	935.572	979756.649	-85.98992
	11	5739659.21915	294303.24825	935.749	979757.095	-83.45677
	12	5739602.68517	294307.31559	954.345	979753.012	-83.62931
	13	5739576.74215	294335.04618	979.241	979748.159	-83.49941
	14	5739540.45314	294349.07199	1004.410	979743.120	-83.64829
01/06	1	5743789.36378	293264.54018	1034.166	979733.119	-90.41408
	2	5743607.08113	293172.26263	1001.022	979739.370	-90.53500
	3	5743398.61729	293271.09190	982.672	979743.281	-89.84139
	4	5743211.98497	293182.42541	961.827	979747.603	-89.47385
	5	5743010.95316	293267.95716	958.888	979748.964	-88.77270
	6	5742827.78988	293357.39302	955.634	979750.691	-87.75250
	7	5742636.16166	293419.96597	952.955	979752.237	-86.90270
	8	5742401.97854	293468.78161	950.495	979753.663	-86.42534
	9	5742179.38620	293450.04617	947.829	979755.103	-86.09167
	10	5741783.03429	293497.78620	945.371	979756.466	-85.89060
	11	5741649.76533	293670.63715	940.777	979757.576	-85.82181
	12	5741530.45033	293824.78460	941.547	979756.800	-86.58622
	13	5741398.18147	294036.89735	939.473	979756.553	-87.34931
	14	5741035.21996	294391.13853	935.647	979754.867	-89.80109
	15	5740858.09788	294586.91032	934.428	979754.158	-90.57901
	16	5740611.51087	294715.46449	933.006	979754.682	-89.95411
	17	5740435.92832	294841.32466	930.291	979756.179	-88.42447
	18	5740092.50745	295135.61574	969.087	979749.569	-85.78903
	19	5739967.03084	295136.19680	1007.537	979741.755	-85.86845

Tabla A.2: 2ª campaña (13 a 20 de enero de 2014)

Día	Punto	Coordenadas U.T.M.		Altura [m]	Grav Obs [mGal]	GBC [mGal]
		Norte	Este			
<b>13/01</b>	1	5732887.88971	289165.63016	942.349	979756.319	-90.63123
	2	5733608.37609	289576.81955	942.584	979756.386	-89.58439
	3	5734189.06209	289782.33434	941.096	979756.152	-89.46714
	4	5734705.60264	289913.64474	943.335	979756.328	-88.63358
	5	5736343.94930	289964.11385	942.817	979755.548	-86.24765
	6	5736919.11371	290044.19749	959.037	979753.331	-85.85275
	7	5737594.31319	290085.01735	978.137	979749.050	-85.33345
	8	5738134.00135	290422.71514	979.564	979750.906	-84.82203
	9	5738739.05773	290712.48521	955.894	979755.446	-84.35422
	10	5739319.89216	291053.57263	958.868	979754.188	-85.40824
	11	5740129.87757	291666.43401	947.150	979755.621	-86.39633
	12	5740577.51759	291840.82282	946.921	979754.769	-86.96325
	13	5741244.40718	292205.17735	952.329	979753.790	-86.77580
	14	5741538.47214	292539.91898	955.724	979752.939	-87.08823
	15	5741605.47753	292640.36958	954.963	979752.937	-87.22250
	16	5741724.24662	292810.22797	952.737	979753.215	-87.34551
	17	5741864.18847	292983.03924	955.114	979752.672	-87.37387
<b>15/01</b>	1	5741897.05311	293094.85669	947.620	979754.325	-87.12416
	2	5742003.72882	293313.07405	946.798	979754.960	-86.54939
	3	5741963.18430	293507.13103	945.850	979756.276	-85.54191
	4	5742043.15766	293680.62458	960.106	979753.736	-85.26174
	5	5742136.76142	293779.53418	975.344	979750.507	-85.33794
	6	5742193.66850	293963.23237	977.679	979750.103	-84.79086
	7	5742530.59844	292426.09039	1077.977	979727.024	-88.94689
	8	5742690.19309	292542.50617	1078.259	979726.191	-89.45899
	9	5742805.01667	292602.43259	1070.291	979727.732	-89.43656
	10	5743010.44868	292730.77660	1052.462	979730.636	-89.83135
	11	5742881.58917	292901.80565	1008.528	979739.390	-89.63377
	12	5743005.19843	292958.01842	1016.234	979737.393	-89.82482
<b>16/01</b>	1	5741822.28523	294248.73021	938.564	979757.603	-85.44541
	2	5741840.92762	294109.39076	939.784	979757.545	-85.27067
	3	5741813.83208	293918.82224	941.274	979757.571	-85.09286
	4	5741797.67338	293721.86045	942.911	979757.367	-85.11757
	5	5741746.11740	293400.92029	944.389	979756.270	-86.04821
	6	5741676.07155	293268.22709	944.217	979755.759	-86.68024
	7	5741598.78029	293113.01595	946.466	979754.958	-87.11811
	8	5741527.70958	292983.84705	947.943	979754.890	-86.94047
	9	5741457.58903	292848.54258	950.150	979754.721	-86.72051
	10	5742090.04343	294557.16237	941.566	979757.294	-84.27960
	11	5741616.30603	291985.08418	1000.544	979744.011	-86.83419
	12	5741492.92525	292109.67094	978.152	979748.609	-86.65910
	13	5741465.92627	292354.02733	954.017	979753.697	-86.51754
	14	5741414.68997	292563.20101	952.805	979753.585	-87.17954
	15	5741473.10928	292675.22486	950.548	979753.995	-87.24278

Día	Punto	Coordenadas U.T.M.		Altura [m]	Grav Obs [mGal]	GBC [mGal]
		Norte	Este			
<b>17/01</b>	1	5741909.66682	291905.87374	1010.753	979741.449	-87.02823
	2	5742000.05422	292008.33975	978.112	979747.831	-86.45838
	3	5742029.01814	292312.40245	1033.346	979736.719	-87.95274
	4	5742425.68895	292406.09037	1067.515	979729.601	-88.55553
	5	5742527.15556	292593.87939	1034.856	979735.742	-88.51044
	6	5742653.49094	292755.70177	1029.548	979736.023	-89.03667
	7	5742685.84770	292933.92521	993.257	979742.825	-89.13957
	8	5742696.36735	292997.41621	1016.227	979737.180	-90.00488
	9	5742755.35439	293174.95594	954.779	979750.522	-88.22868
	10	5742790.04380	293314.69037	955.354	979750.831	-87.59504
	11	5742756.17987	293509.46776	979.201	979747.090	-86.44654
	12	5742784.54056	293662.46737	1032.682	979736.287	-86.60395
	13	5742783.32652	293788.27584	1109.538	979720.697	-86.56437
	14	5743037.70187	293704.01109	1056.185	979731.334	-86.46666
	15	5743040.42850	293507.40754	970.147	979747.800	-86.77828
	16	5743073.19494	293356.32604	958.900	979749.512	-87.70965
<b>18/01</b>	1	5742618.27976	292381.02722	1093.941	979723.728	-89.10310
	2	5742459.65056	292087.28353	1086.043	979725.508	-88.81315
	3	5742417.87374	291932.01994	1057.145	979730.922	-88.64385
	4	5742288.93560	291841.90181	994.692	979743.615	-87.26853
	5	5742147.76719	291708.43332	1033.898	979736.261	-87.52642
	6	5742094.34115	291532.51766	1077.524	979726.663	-88.77830
	7	5742252.72967	291473.38413	1100.424	979721.569	-89.26534
	8	5742347.65143	291622.02462	1021.444	979738.209	-87.31085
	9	5742485.53860	291714.52864	1029.406	979736.755	-87.57859
<b>20/01</b>	1	5742437.62225	293818.97937	1011.763	979742.203	-85.62191
	2	5742501.34496	293705.54676	1003.492	979743.526	-85.84448
	3	5742404.05241	293592.75317	970.425	979750.368	-85.70526
	4	5742333.31497	293432.98937	949.637	979753.994	-86.29049
	5	5742296.61953	293258.37809	949.286	979752.906	-87.66732
	6	5742268.13325	293014.55778	955.615	979751.049	-88.31386
	7	5742183.54871	292835.06953	981.087	979746.169	-88.49348
	8	5742076.35169	292683.24313	1003.523	979742.417	-88.14944
	9	5741926.28429	292634.71186	1008.650	979741.214	-88.33807
	10	5741865.38558	292426.67532	998.798	979743.767	-87.61593
	11	5741887.03281	292275.89652	992.289	979745.079	-87.43074
	12	5741750.42959	292318.72837	961.727	979751.875	-86.46799
	13	5741671.32891	292180.16356	978.941	979748.523	-86.63523
	14	5741784.18873	291906.50267	1013.542	979741.378	-88.14944

Tabla A.3: **Estaciones de MT**

Estación	Coordenadas U.T.M.		Altura [m]
	Norte	Este	
<b>S2</b>	5742269.86	291287.10	1110
<b>S5</b>	5742299.18	291584.75	1027
<b>S7</b>	5742765.62	292921.68	988
<b>S8</b>	5741758.67	294313.43	920
<b>S11</b>	5740874.00	294657.00	916
<b>S12</b>	5740557.00	294855.00	915
<b>S13</b>	5743431.65	293149.60	984
<b>S14</b>	5742809.35	291748.65	1094
<b>S15</b>	5738910.00	293935.00	1036
<b>Base</b>	5743600.85	283526.17	1691

# Apéndice B

## Curvas de resistividad y fase

Las siguientes curvas, obtenidas con *WinGLink*, corresponden a la resistividad aparente (cuadro superior) y fase (ventana inferior) de las estaciones de MT, en función del período, tras ser eliminados los datos con un error superior al 10 %, pero antes de descartar los puntos fuera de tendencia y de ser corregido el fenómeno de *static shift*, por lo que las curvas de  $\rho_a$  presentan un claro desfase en su inicio. En todos los casos, las marcas rojas pertenecen al modo XY, y las marcas azules corresponden al modo YX.

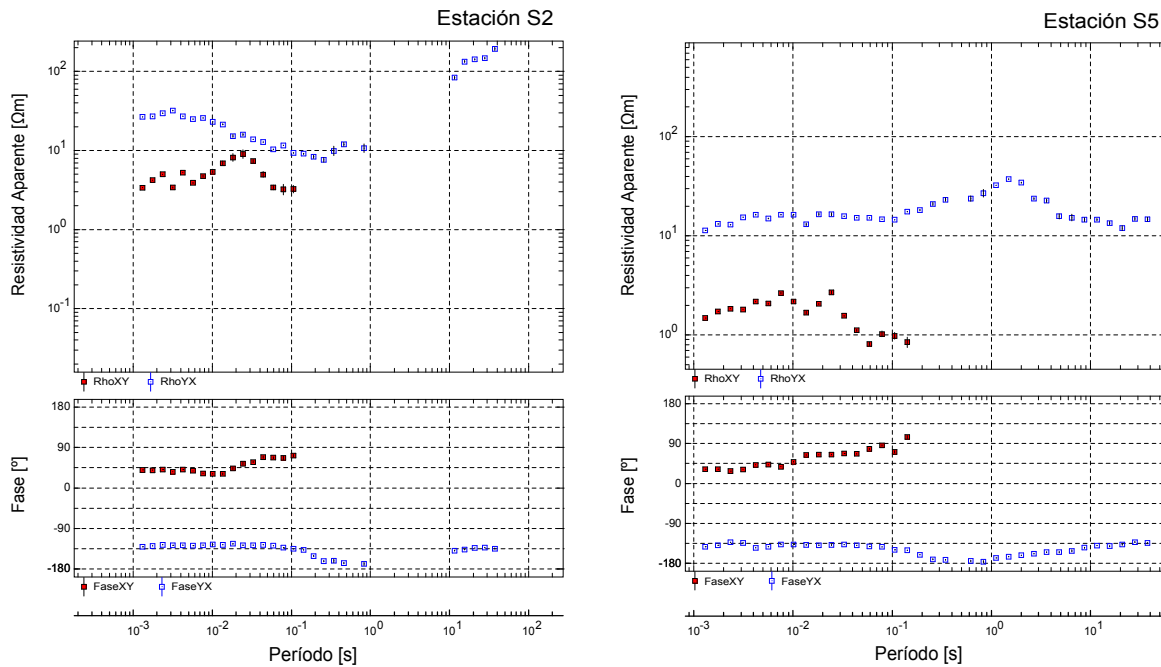


Figura B.1: Estaciones S2 y S5.



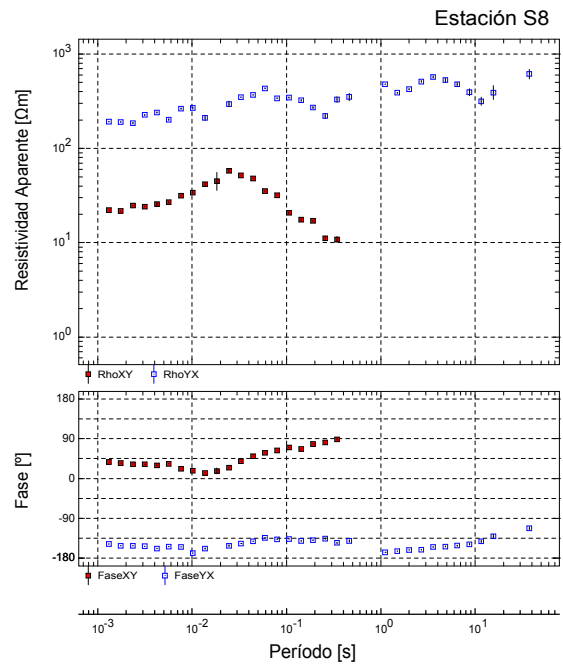
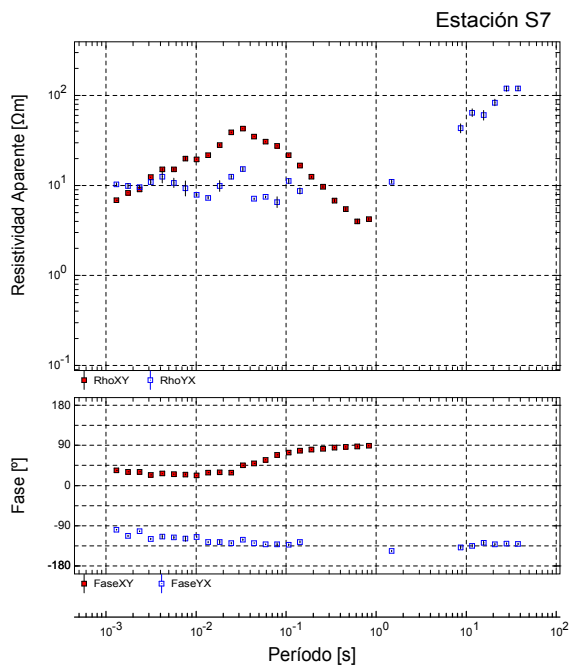


Figura B.2: Estaciones S7 y S8.

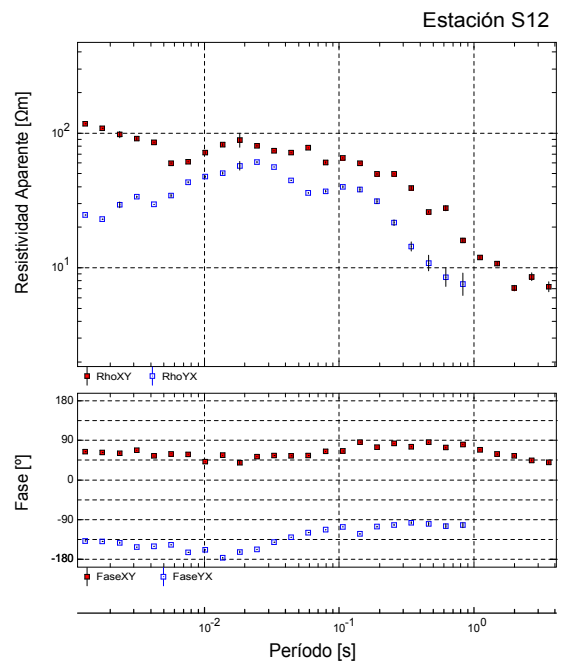
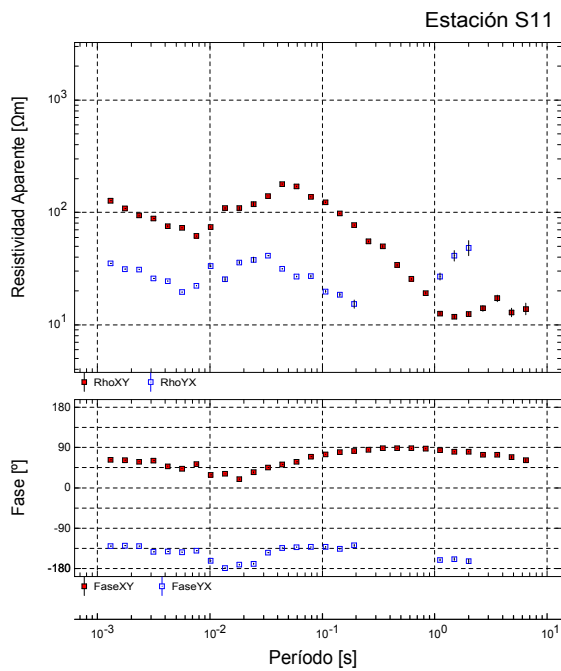


Figura B.3: Estaciones S11 y S12.

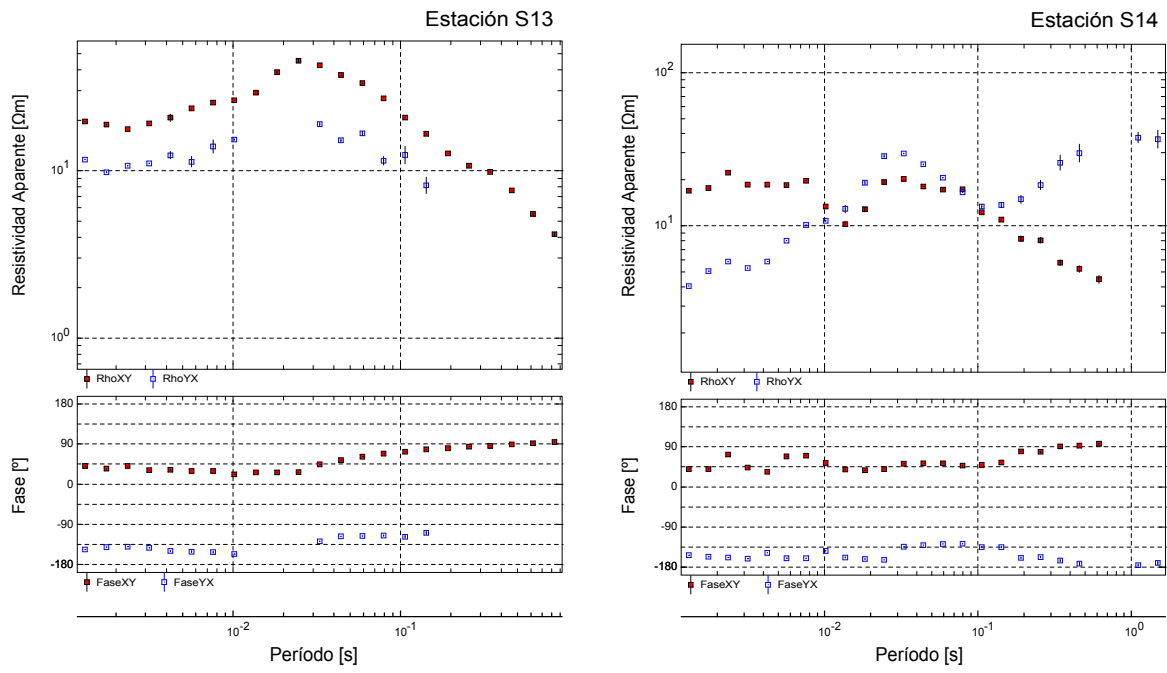


Figura B.4: Estaciones S13 y S14.

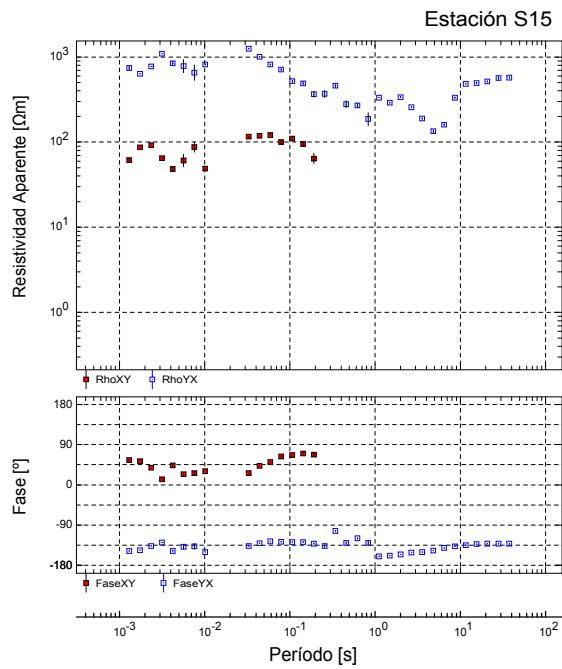


Figura B.5: Estación S15.

# Apéndice C

## Elipses de tensor de fase

En este apartado se muestran las elipses del tensor de fase obtenidas con los datos del tensor de impedancia correspondientes a los diferentes períodos abarcados en las mediciones de MT, desde 0.00131 [s] hasta 37.5208 [s]. En los casos en que estén disponibles, se adjunta también la parte real de las flechas de inducción para cada estación, las cuales son graficadas siguiendo la convención de Wiese. El color de las elipses da cuenta del comportamiento de la resistividad del medio en profundidad, como se explica en el texto principal.

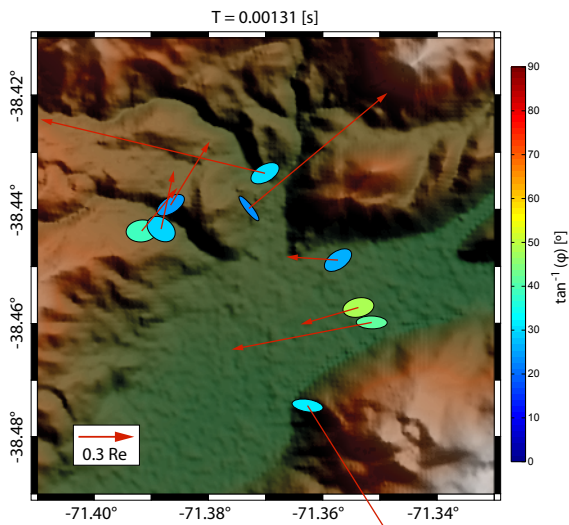


Figura C.1:  $T=0.00131$  [s]

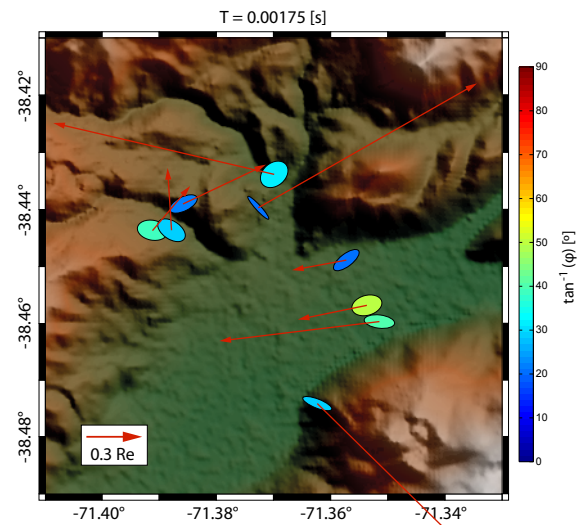


Figura C.2:  $T=0.00175$  [s]

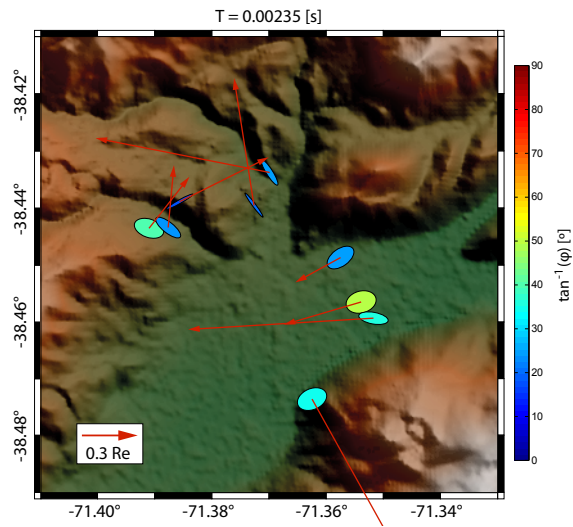


Figura C.3:  $T=0.00235$  [s]

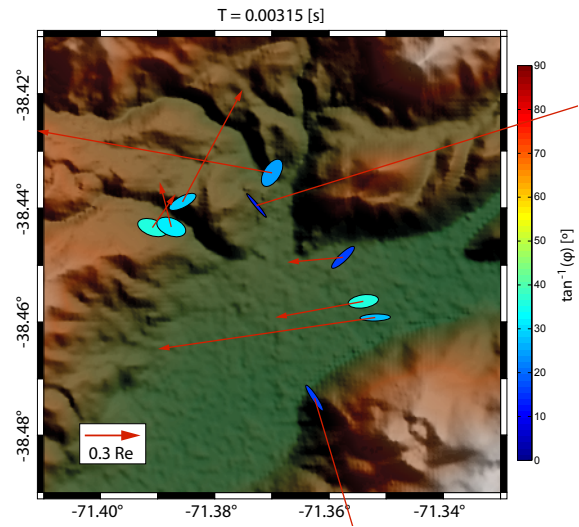


Figura C.4:  $T=0.00315$  [s]

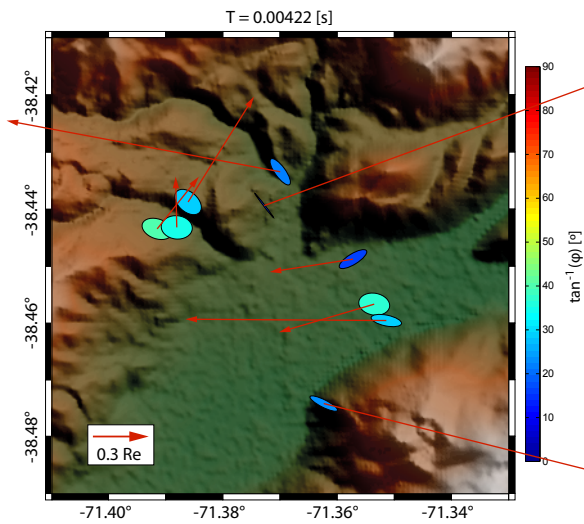


Figura C.5:  $T=0.00422$  [s]

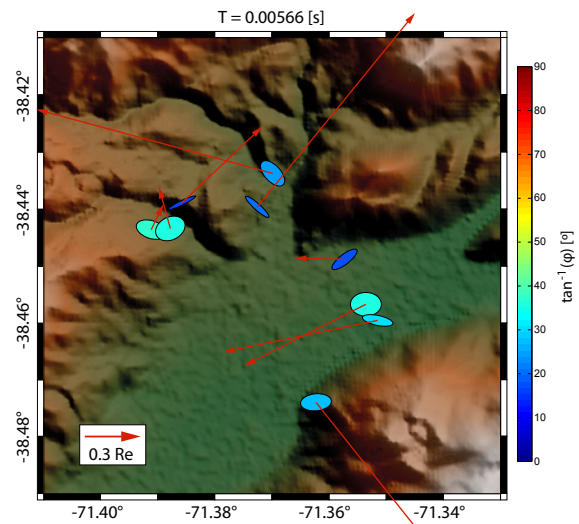


Figura C.6:  $T=0.00566$  [s]

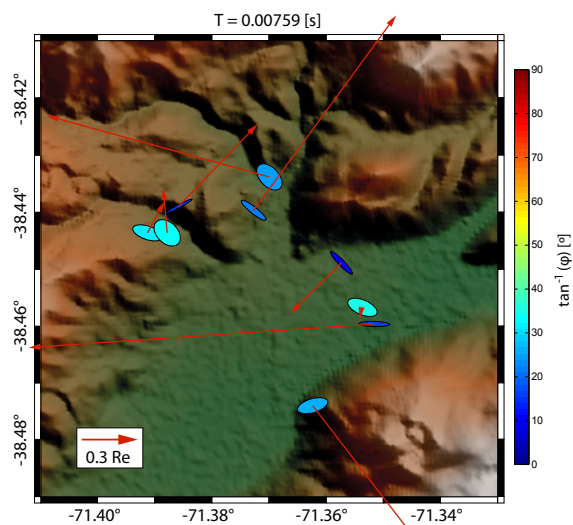


Figura C.7:  $T=0.00759$  [s]

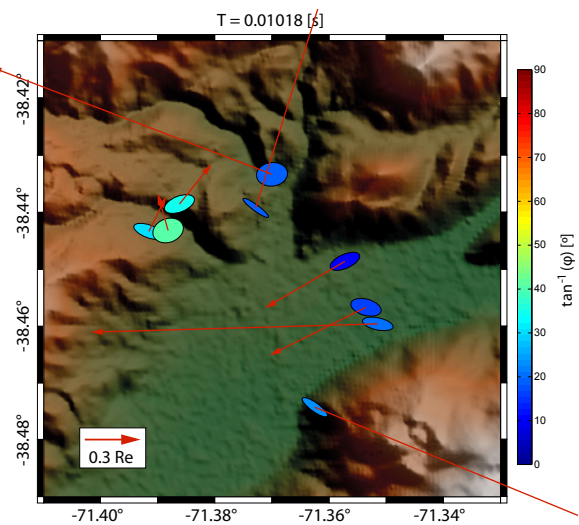


Figura C.8:  $T=0.01018$  [s]

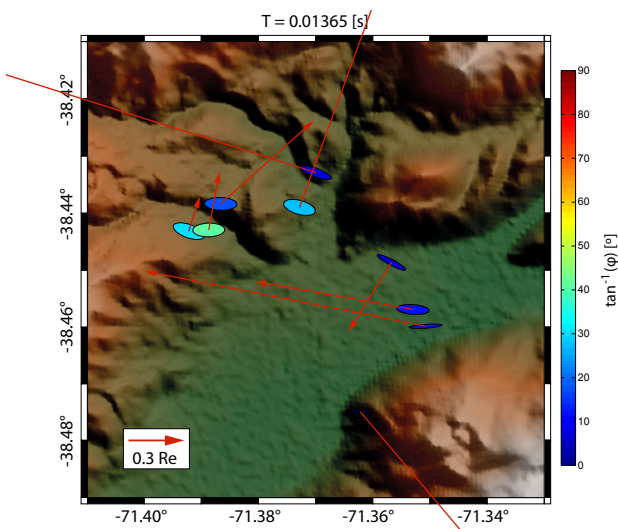


Figura C.9:  $T=0.01365$  [s]

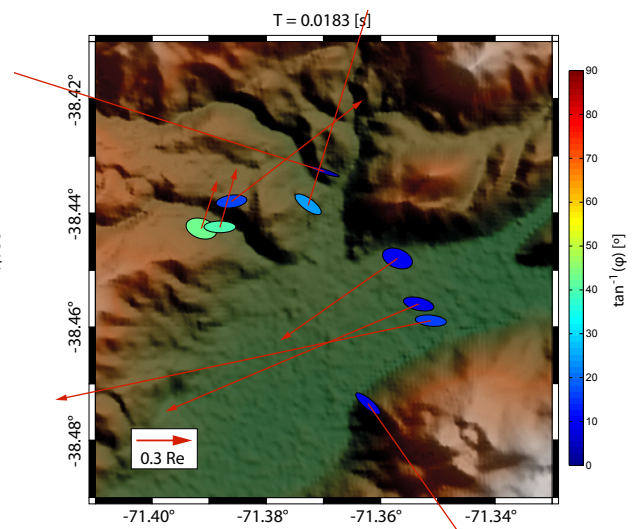


Figura C.10:  $T=0.0183$  [s]

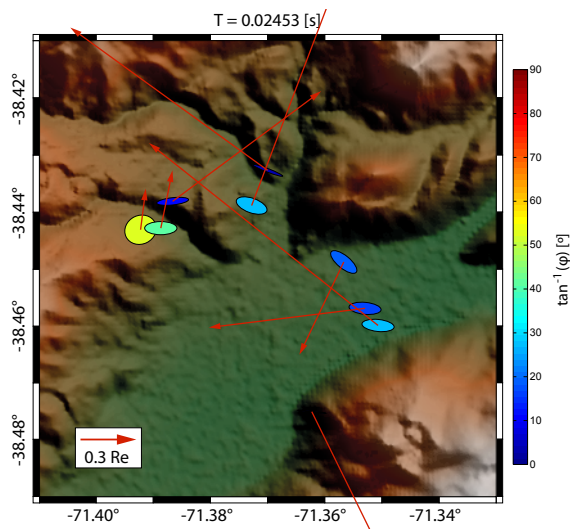


Figura C.11:  $T=0.02453$  [s]

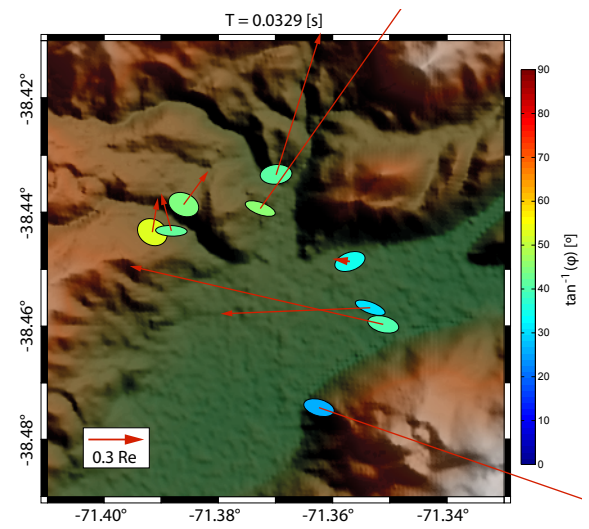


Figura C.12:  $T=0.0329$  [s]

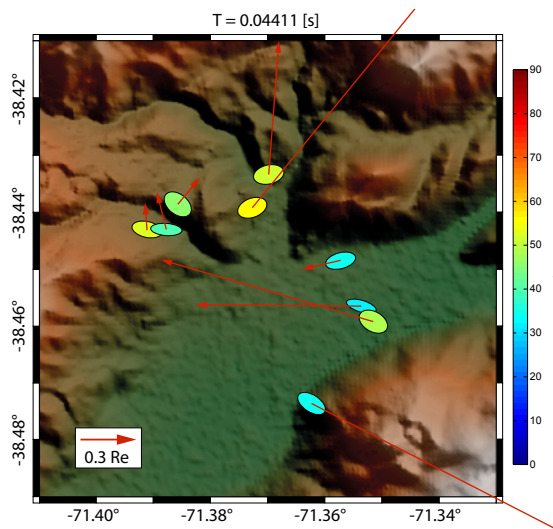


Figura C.13:  $T=0.04411$  [s]

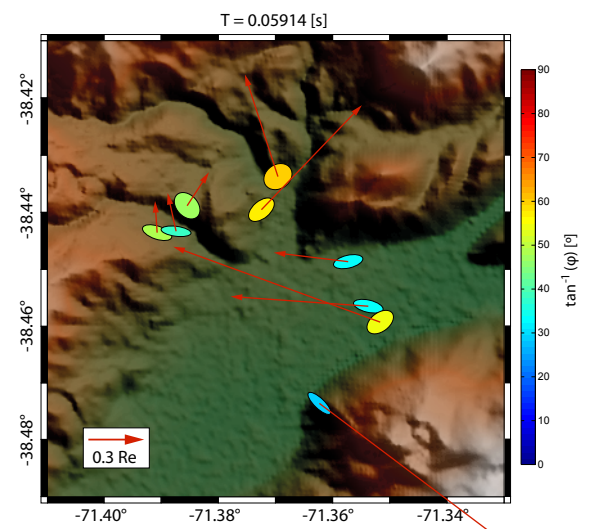


Figura C.14:  $T=0.05914$  [s]

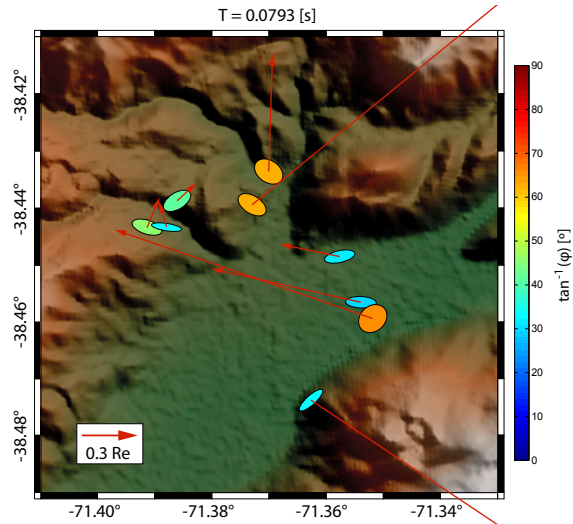


Figura C.15:  $T=0.0793$  [s]

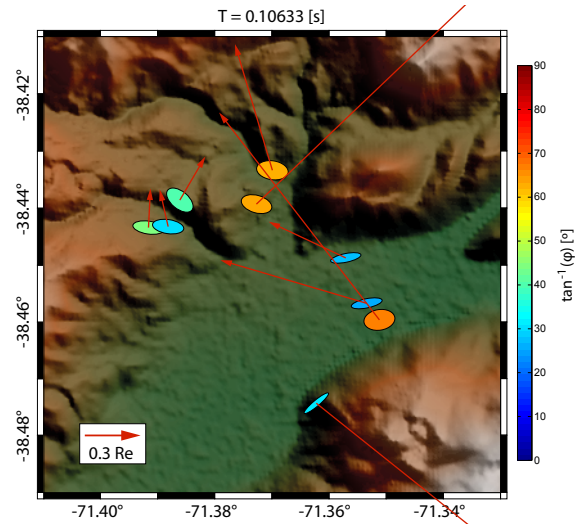


Figura C.16:  $T=0.10633$  [s]

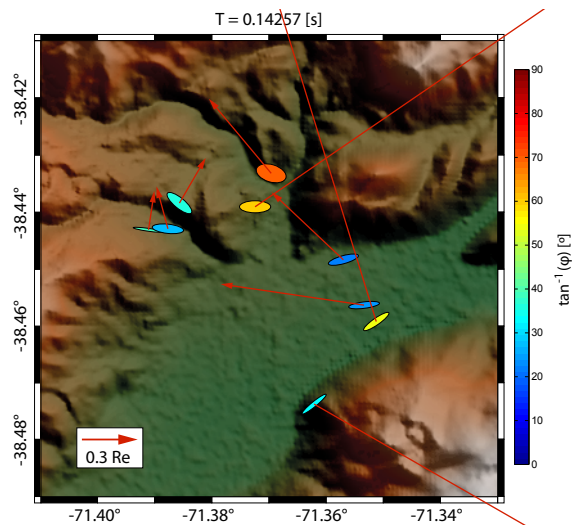


Figura C.17:  $T=0.14257$  [s]

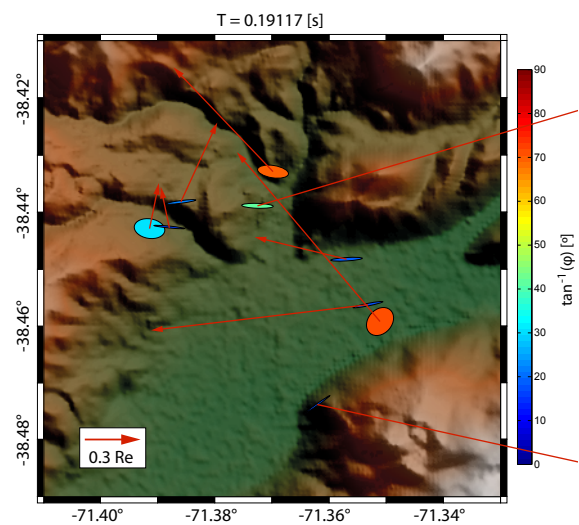


Figura C.18:  $T=0.19117$  [s]

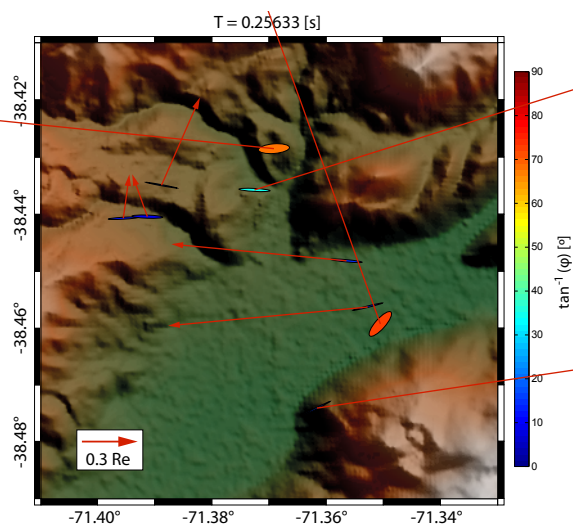


Figura C.19:  $T=0.25633$  [s]

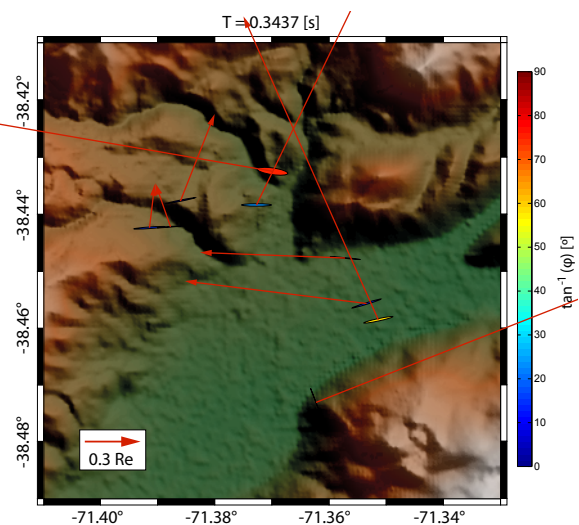


Figura C.20:  $T=0.3437$  [s]

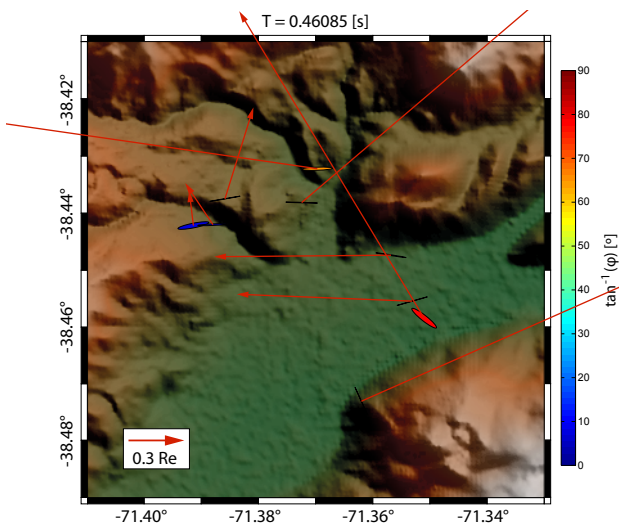


Figura C.21:  $T=0.46085$  [s]

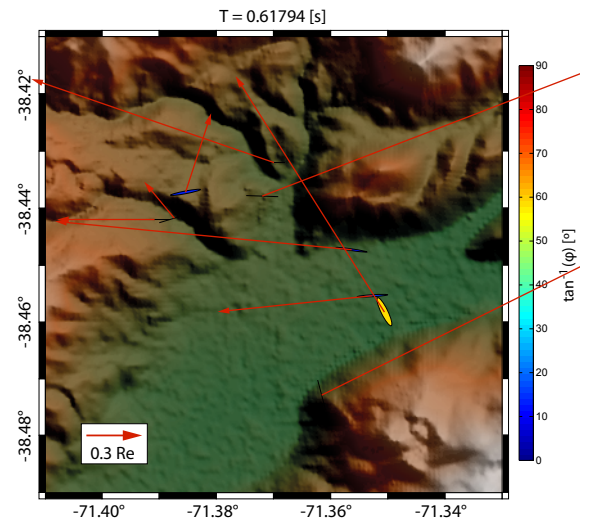


Figura C.22:  $T=0.61794$  [s]

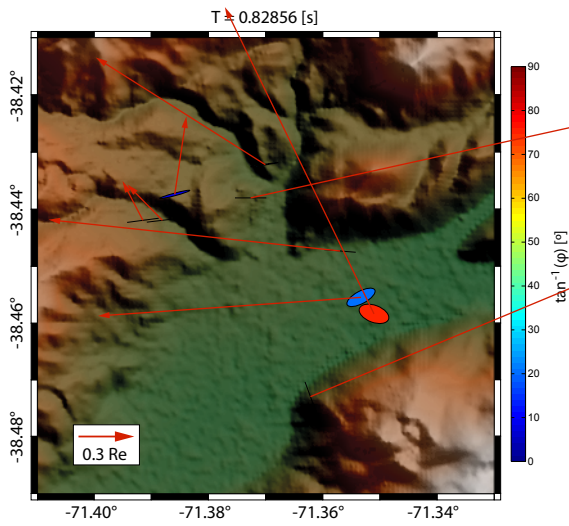


Figura C.23:  $T=0.82856$  [s]

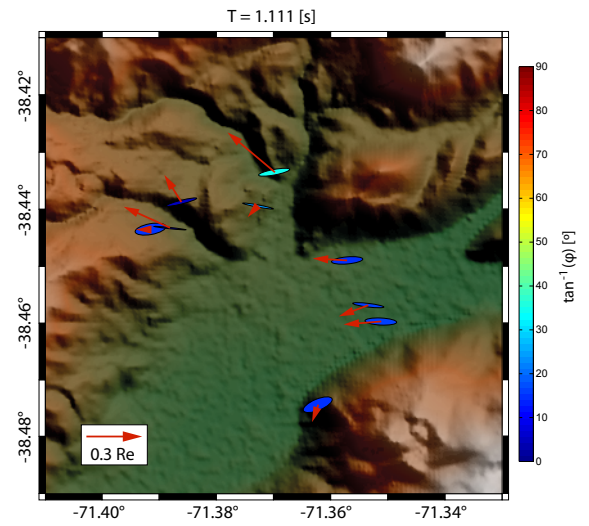


Figura C.24:  $T=1.111$  [s]

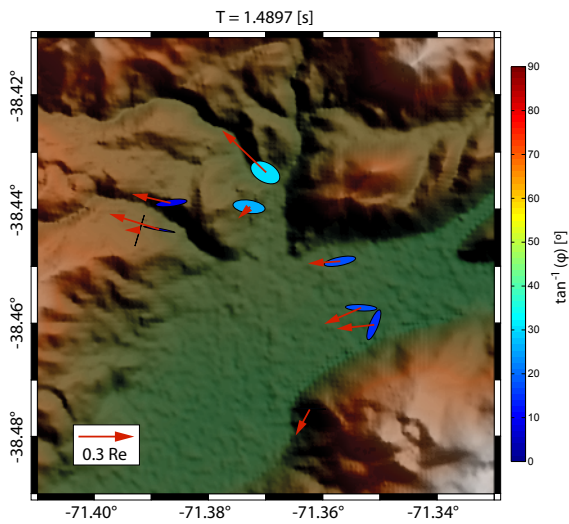


Figura C.25:  $T=1.4897$  [s]

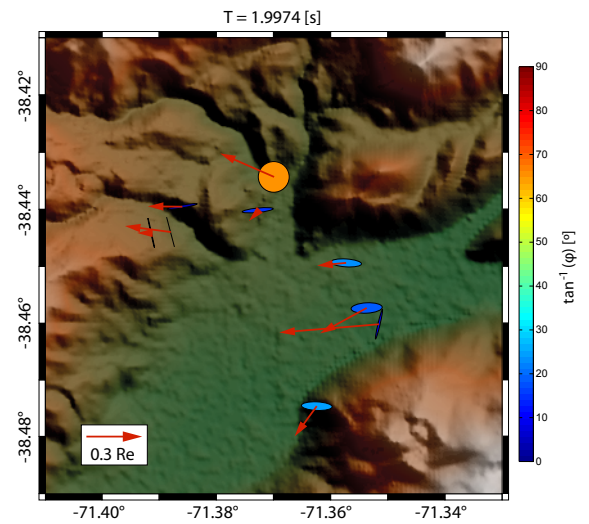


Figura C.26:  $T=1.9974$  [s]

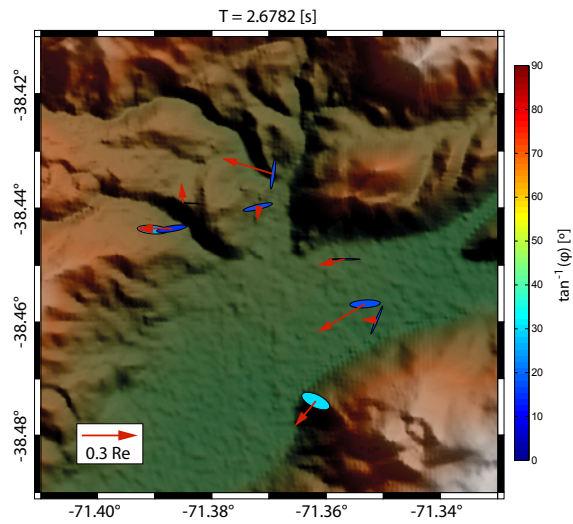


Figura C.27:  $T=2.6782$  [s]

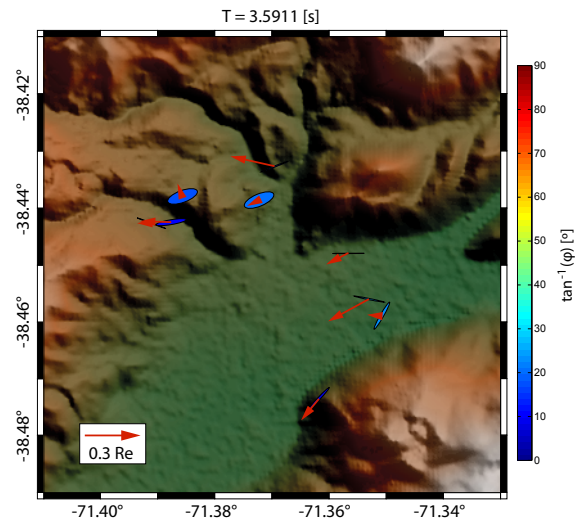


Figura C.28:  $T=3.5911$  [s]

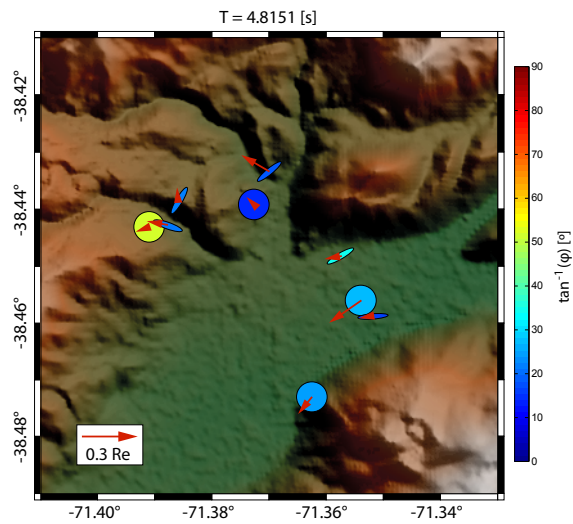


Figura C.29:  $T=4.8151$  [s]

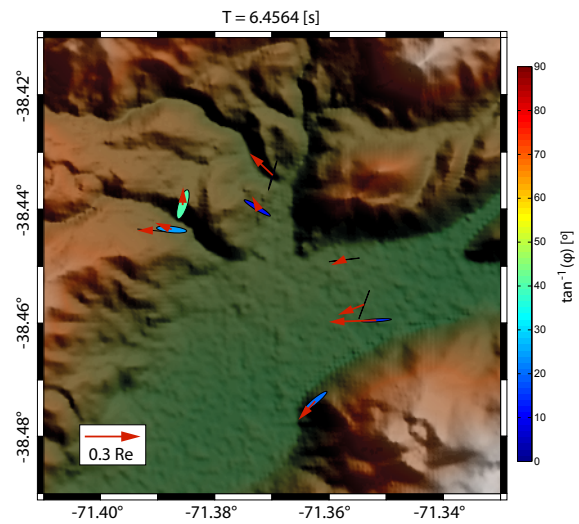


Figura C.30:  $T=6.4564$  [s]

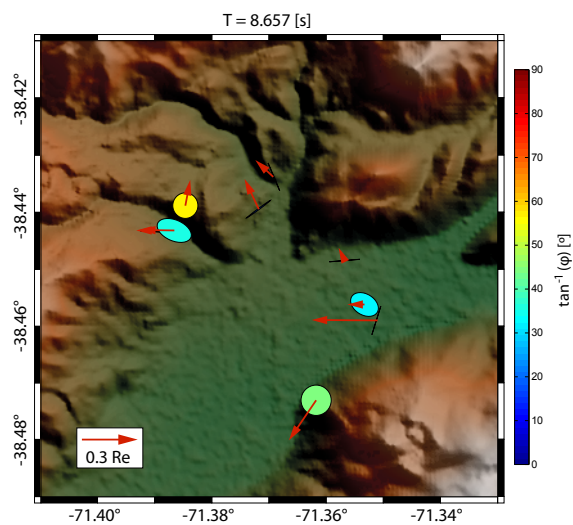


Figura C.31:  $T=8.657$  [s]

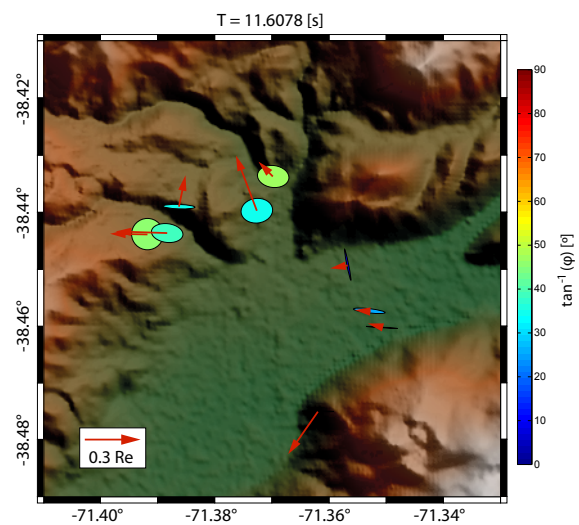


Figura C.32:  $T=11.6078$  [s]



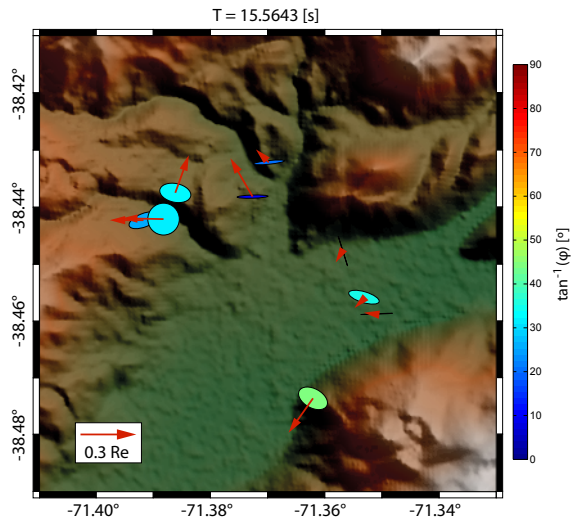


Figura C.33:  $T=15.5643$  [s]

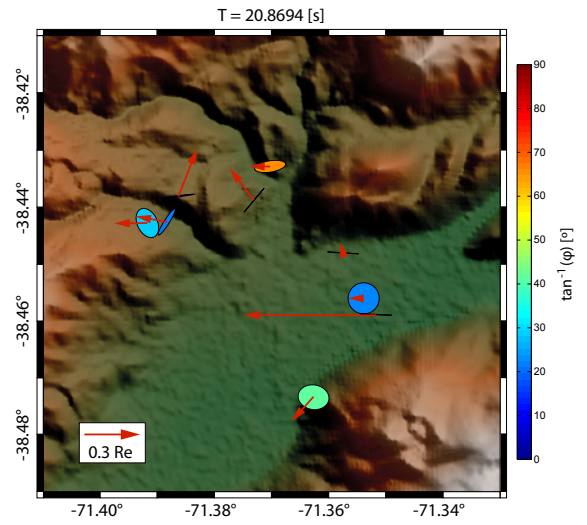


Figura C.34:  $T=20.8694$  [s]

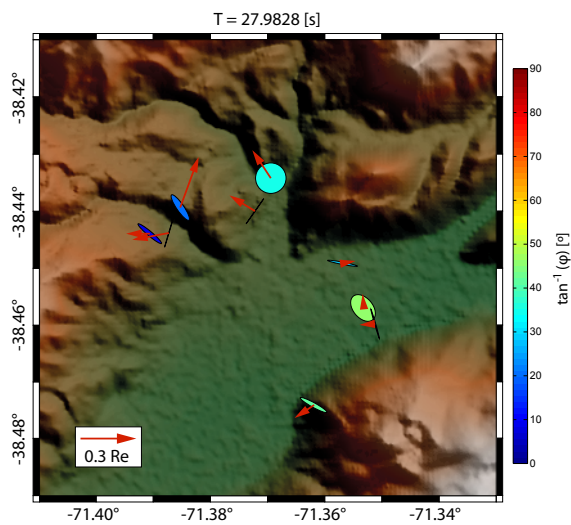


Figura C.35:  $T=27.9828$  [s]

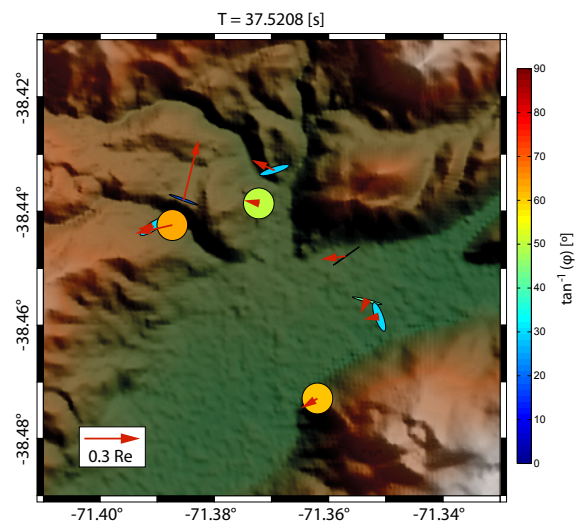


Figura C.36:  $T=37.5208$  [s]