



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

ESTRUCTURA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL ANTE ARCO Y ARCO  
VOLCÁNICO A LA LATITUD DE LA LAGUNA DEL MAULE (36°S), UTILIZANDO EL  
MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.

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

VALENTINA FERNANDA REYES WAGNER

PROFESOR GUÍA:  
DANIEL DÍAZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DIANA COMTE SELMAN  
JAIME ARAYA VARGAS

SANTIAGO DE CHILE  
2017

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR  
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: VALENTINA FERNANDA REYES WAGNER  
FECHA: 2017  
PROF. GUÍA: DANIEL DÍAZ ALVARADO

## **ESTRUCTURA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL ANTE ARCO Y ARCO VOLCÁNICO A LA LATITUD DE LA LAGUNA DEL MAULE (36°S), UTILIZANDO EL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.**

Se estudió la zona de subducción de Chile Central a los 35°-36°S utilizando el método magnetotelúrico. Esta zona es de gran interés científico debido a los dos complejos volcánicos activos que se encuentran aquí: Tatará - San Pedro, ubicado en el frente volcánico actual, y Laguna del Maule, ubicado 30 km al Este del frente. El último exhibe importantes señales de actividad y ha producido una gran concentración de erupciones riolíticas en los últimos 25 ka. Además, ubicado entre ambos complejos volcánicos, se encuentra el Sistema Geotermal Mariposa, el cual posee un potencial geotérmico de alta entalpía.

Se realizó una transecta regional de estaciones magnetotelúricas banda ancha perpendicular a la fosa, que comprende desde la Cordillera de la Costa hasta el límite con Argentina, pasando por la Depresión Central y la Cordillera Principal.

Utilizando procesamiento robusto y referencia remota, a partir de los datos se obtuvo el tensor de impedancias y el Tipper para un rango de periodos de 0.001-1000 s y se calcularon curvas de resistividad aparente y fase. Se realizó un análisis de dimensionalidad que incluyó la estimación del strike geoelectrico a partir del tensor de impedancias y el cálculo de las flechas de inducción obtenidas a partir del Tipper. Del estudio de dimensionalidad se concluyó que es válido aproximar la estructura de resistividad a un modelo 2D coherente con el contexto geológico, sin embargo, se debe tener en cuenta la presencia de cuerpos conductores fuera del perfil y/o anisotropía de la resistividad.

Luego, se modelaron los datos utilizando un algoritmo de inversión 2D de datos magnetotelúricos para obtener un modelo de la estructura de resistividad eléctrica del perfil estudiado. El modelo de resistividad obtenido es consistente con la distribución de unidades geológicas regionales y con modelos estructurales propuestos para Chile Central.

El modelo final muestra que el ante arco se caracteriza en general por altas resistividades ( $>1000 \Omega m$ ) y que la presencia de zonas de baja resistividad ( $<30 \Omega m$ ) caracteriza el área entre el frente volcánico y el extremo oriental del perfil, sugiriendo una extensa zona de magmatismo activo. En particular, se identificaron dos anomalías conductivas que, debido a su ubicación y resistividad, se interpretan como reservorios magmáticos que alimentarían a los complejos volcánicos ubicados en el área de estudio. Una tercera anomalía podría estar relacionada con el sistema geotermal ubicado entre ambos complejos, siendo su rol en el sistema aún incierto.

# Agradecimientos

Agradezco al proyecto CEGA (Fondap 15090013), por otorgarme una beca para el financiamiento de mi magíster y por hacer posible los terrenos aportando con los equipos de medición, y a la empresa Alterra Power Corp por colaborar con datos fundamentales para este trabajo. Al Departamento de Postgrado y Postítulo de la Universidad de Chile y a la Universidad de Alberta por darme la oportunidad de realizar una estadía corta de investigación en Canadá. A Martyn y Darcy que me recibieron allá y contribuyeron en mi formación con su experiencia en el método, y en este trabajo con enriquecedoras discusiones. Gracias también por los terrenos compartidos.

A los miembros de la comisión, Diana Comte y Jaime Araya, por sus comentarios que ayudaron a mejorar sustancialmente en forma y fondo el contenido de este trabajo. Al Daniel por guiar esta tesis, pero principalmente por las oportunidades que me ha dado para desarrollarme como Geofísica y como científica desde mi paso por la licenciatura, y por la buena onda en todo este proceso.

A Cris SI, Danielca, Carlos Rojas, Efra, Barby y Nico Vera por acompañarme a mis terrenos de la tesis. Gracias por la buena onda y, por sobre todo, la paciencia en lo que para mi fue un proceso de aprendizaje en muchos sentidos. Y porque no solo de geofísica se tratan los terrenos, agradezco a toda la gente que conocí y que aportaron su granito de arena para que estos funcionaran. Especialmente a Omar, la Lore y su familia, gracias por las enseñanzas, las risas, los asados con mate y chivito.

A mis compañeros y compañeras del departamento, la pequeña familia de geofísica, por los asados, las largas horas de tareas en la pecera, los terrenos, las pizzas compartidas y mucho más en estos (tantos) años de licenciatura y magíster. Agradezco también haber formado parte del equipo de Difusión Colegios por el aporte que tuvo en mi formación fuera del mundo de la ciencia, en especial, gracias a la Pili y la Mane por el cariño entregado.

A las amigas y amigos de la vida, por los tantos fines de semana de distracción y los buenos momentos vividos. Especialmente a la Vero, la Javim, la Xime, y a la pequeña Javi, que aunque no está físicamente presente, está siempre en los recuerdos. Las amo con locura.

Finalmente, quiero agradecer a mi familia. A mis padres por su exigencia, su apoyo y por siempre incentivarme a pensar críticamente. A mis hermanos Paula, Jo y Neto, y a mi tío Carlos por el bullying desde siempre y por los muchos momentos de risa (o llanto?). Sin ellos, no sería la persona que soy hoy.

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo General	2
1.1.2. Objetivos Específicos	2
<b>2. Marco Geológico</b>	<b>3</b>
2.1. Unidades morfoestructurales	3
2.1.1. Cordillera de la Costa	5
2.1.2. Depresión Central	5
2.1.3. Cordillera Principal	5
2.2. Arco Volcánico	5
2.2.1. Complejo volcánico Tatara-San Pedro	5
2.2.2. Complejo volcánico Laguna del Maule	6
2.2.3. Sistema geotermal Mariposa	7
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>9</b>
3.1. Ecuaciones de Maxwell	10
3.2. Funciones de transferencia	11
3.2.1. Función de transferencia magnetotelúrica	11
3.2.2. Función de transferencia geomagnética	13
3.3. Distorsión	14
3.3.1. <i>Static Shift</i>	14
3.3.2. Anisotropía	15
3.4. Parámetros de dimensionalidad	15
3.4.1. Flechas de Inducción	16
3.4.2. <i>Strike</i> geoelectrico	16
3.5. Resistividad eléctrica en la tierra	18
3.5.1. Sistemas volcánicos	18
3.5.2. Sistemas geotermales	18
<b>4. Metodología</b>	<b>20</b>
4.1. Adquisición de datos	20
4.1.1. Instrumentos utilizados	20
4.1.2. Montaje experimental	21
4.2. Procesamiento	22
4.2.1. Funciones de transferencia	23



4.2.2.	Resistividad aparente y fase . . . . .	24
4.2.3.	Análisis de dimensionalidad . . . . .	25
4.3.	Modelamiento . . . . .	25
4.3.1.	Análisis de sensibilidad . . . . .	26
<b>5.</b>	<b>Presentación y análisis de resultados</b>	<b>27</b>
5.1.	Curvas de resistividad aparente y fase . . . . .	27
5.2.	Calidad de los datos . . . . .	29
5.3.	Análisis de dimensionalidad . . . . .	33
5.3.1.	<i>Strike</i> geoelectrico . . . . .	33
5.3.2.	Flechas de inducción . . . . .	34
5.4.	Inversiones . . . . .	36
5.4.1.	Efecto del Tipper . . . . .	36
5.4.2.	Valor de $\tau$ . . . . .	38
5.4.3.	Modelo inicial . . . . .	40
5.4.4.	Modelo final . . . . .	41
5.5.	Análisis de Sensibilidad . . . . .	44
5.5.1.	Arco volcánico . . . . .	44
5.5.2.	Ante arco . . . . .	47
<b>6.</b>	<b>Discusión e interpretación geológica de modelo final</b>	<b>50</b>
6.1.	Arco Volcánico . . . . .	50
6.1.1.	Comparación con otros perfiles de MT en Los Andes . . . . .	53
6.2.	Ante arco . . . . .	54
6.2.1.	Modelo estructural . . . . .	55
6.3.	Trabajo a futuro . . . . .	58
<b>7.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>59</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>61</b>
<b>A.</b>	<b>Set de datos</b>	<b>66</b>
A.1.	Sitios de MT . . . . .	66
A.2.	Curvas de resistividad aparente y fase . . . . .	66

# Índice de Ilustraciones

2.1. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio . . . . .	4
2.2. Mapa geológico simplificado del complejo volcánico Laguna del Maule . . . . .	7
2.3. Sistema Geotermal Mariposa . . . . .	8
3.1. Estructura de resistividad eléctrica 2D . . . . .	12
3.2. Ejemplo de <i>Static Shift</i> en las curvas de resistividad aparente: Sitio MU041 . . . . .	15
3.3. Ejemplo del origen de la anisotropía estructural . . . . .	16
3.4. Descomposición de la distorsión, Groom y Bailey (1989) . . . . .	17
3.5. Modelos conceptuales de un sistema geotermal . . . . .	19
4.1. Distribución de estaciones de MT en el área de estudio . . . . .	21
4.2. Esquema de instalación de una estación de MT . . . . .	22
4.3. Ejemplo de series de tiempo: Sitios LDM029 y P07 . . . . .	24
5.1. Resistividad aparente y fase: sitio LDM028 sin editar . . . . .	27
5.2. Resistividad aparente y fase: sitio P13 con y sin Referencia Remota, sin editar . . . . .	28
5.3. Resistividad aparente y fase: sitios P13, P09 y LDM024 editadas . . . . .	29
5.4. Distribución de ruido a lo largo del perfil . . . . .	30
5.5. Calidad de los datos: sitios P11 y P13 . . . . .	31
5.6. Calidad de los datos: sitios P10 . . . . .	32
5.7. <i>Strike</i> geoelectrico . . . . .	33
5.8. Flechas de inducción . . . . .	35
5.9. Efecto de la anisotropía en las flechas de inducción . . . . .	35
5.10. Inversiones: Efecto del Tipper . . . . .	37
5.11. Curva L para la determinación del parámetro $\tau$ . . . . .	38
5.12. Inversiones: Valor de $\tau$ . . . . .	39
5.13. Inversiones: Modelo inicial . . . . .	40
5.14. Inversiones: Modelo final . . . . .	42
5.15. Inversiones: Modelo final en detalle . . . . .	43
5.16. Análisis de sensibilidad: C1 . . . . .	44
5.17. Análisis de sensibilidad: C2 . . . . .	45
5.18. Análisis de sensibilidad: C3 . . . . .	46
5.19. Análisis de sensibilidad: Arco volcánico . . . . .	47
5.20. Análisis de sensibilidad: R1 . . . . .	48
5.21. Análisis de sensibilidad: R2 . . . . .	49
6.1. Interpretación cuerpo conductivo C2 . . . . .	52

6.2. Modelo 3D de la estructura de resistividad eléctrica bajo LdM (Cordell et al., 2016) . . . . .	53
6.3. Modelo propuesto por Farías et al. (2010) para la arquitectura estructural de Chile central. . . . .	55
6.4. Sección estructural por Astaburuaga (2014) . . . . .	56
6.5. Interpretación estructural del modelo de resistividad eléctrica . . . . .	57
A.1. Ubicación sitios MT en el perfil . . . . .	68
A.2. Resistividad aparente y fase: todos los sitios, parte 1. . . . .	69
A.3. Resistividad aparente y fase: todos los sitios, parte 2. . . . .	70



# Capítulo 1

## Introducción

La Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes se formó debido a la subducción oblicua de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana en una dirección aproximada de N78°E (Somoza, 1998). La ZVS se localiza entre los 33° y 46 °S, donde se ubican las regiones más pobladas de Chile, e incluye al menos 60 volcanes potencialmente activos (Stern, 2004), muchos de los cuales se sitúan cerca de zonas habitadas, constituyendo una amenaza para la población.

El origen del magmatismo en zonas de subducción se relaciona con la liberación de fluidos desde la placa que subduce, los cuales reducen el punto de fusión de las rocas y facilitan la fusión parcial en el manto superior (Grove et al., 2012). Se forman así magmas máficos que ascienden debido a la flotabilidad y se diferencian magmáticamente en el camino a la superficie donde son finalmente eruptados (Hildreth y Moorbath, 1988).

Los métodos de exploración geofísica contribuyen para entender la estructura y propiedades físicas del interior de la Tierra, y por lo tanto, son de utilidad en el estudio del comportamiento del magmatismo en zonas de subducción. La resistividad eléctrica de la corteza y el manto superior es sensible a la presencia de fluidos y magmas. La estructura de resistividad eléctrica puede ser estimada desde la superficie utilizando el método magnetoteléurico (MT) - un método geofísico pasivo que utiliza ondas electromagnéticas naturales para realizar una imagen de la resistividad eléctrica del subsuelo. Variados estudios MT se han utilizado para caracterizar la estructura de zonas de subducción en diferentes partes del mundo (por ej. Heise et al., 2010; Hill et al., 2009), estos estudios suelen mostrar variaciones importantes paralelas al eje de la fosa y del arco. En los Andes, se han realizados estudios MT tanto en la Zona Volcánica Central (Brasse y Eydam, 2008; Comeau et al., 2015; Díaz et al., 2012), como en la ZVS a los 38°-39°S (Brasse y Soyer, 2001; Brasse et al., 2009; Kapinos et al., 2016).

En el área de estudio (36°S) se encuentran dos importantes complejos volcánicos que presentan erupciones durante el Holoceno y que son considerados activos actualmente: Tatara-San Pedro (TSP) y Laguna del Maule (LdM). Este último ha llamado la atención de la comunidad científica debido a que presenta la mayor tasa de deformación observada en un complejo volcánico que no se encuentra en proceso de erupción activo (>20 cm/año) y la mayor concentración de riolita postglacial de Los Andes (Singer et al., 2014). Se han realizado diversos estudios a nivel local de geología, geoquímica y geofísica con el fin de entender y

finalmente modelar numéricamente la dinámica del complejo volcánico LdM (Singer et al., 2014). Los estudios de geofísica se han centrado en determinar la extensión y comportamiento del reservorio magmático bajo la laguna (Cordell et al., 2016; Feigl et al., 2014; Le Mével et al., 2016; Miller et al., 2017), sin embargo, el contexto regional es aún poco comprendido.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo General**

Estudiar la estructura de resistividad eléctrica tanto del ante arco, como del arco volcánico de la Región del Maule, en relación al sistema magmático somero bajo la Laguna del Maule.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

- Realizar un modelo de resistividad eléctrica 2D, utilizando el método magnetotelúrico con estaciones banda ancha, que comprenda desde la costa Chilena hasta el límite con Argentina de forma perpendicular a la fosa.
- Identificar cuerpos conductivos en profundidad y asociarlos con estructuras presentes en el perfil y la geología de la zona.
- Relacionar los cuerpos y estructuras encontradas con la alta deformación observada en la Laguna del Maule y con el proceso de subducción de la placa Nazca bajo Sudamérica.
- Evaluar el nivel de ruido presente en la zona para utilizar este estudio como referencia para la realización de un futuro perfil de estaciones MT de periodo largo.

# Capítulo 2

## Marco Geológico

El área de estudio se ubica en la zona Centro de Chile, VII Región del Maule, entre las coordenadas  $35^{\circ}40'S$  y  $36^{\circ}10'S$  y los  $70^{\circ}20'W$  y  $72^{\circ}W$  (rectángulo azul en la Figura 2.1).

La convergencia ligeramente oblicua de las placas Nazca y Sudamericana determinan el contexto tectónico de la zona. A este margen convergente se asocia la Cordillera de Los Andes, una cadena montañosa que se ubica a lo largo de Sudamérica, la cual exhibe volcanismo segmentado en cuatro regiones: Zona volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA). La Zona Volcánica Sur se divide a su vez en cuatro regiones: Norte (ZVSN), Transicional (ZVST), Central (ZVSC) y Sur (ZVSS). Estas divisiones, y las diferencias entre magmas erupcionados en las distintas zonas, dan cuenta de la segmentación tectónica y geológica del margen occidental Sudamericano (Stern, 2004) (ver recuadro negro en Figura 2.1).

La Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST), donde se encuentra el área de estudio, se ubica entre las latitudes  $34.5^{\circ}S$  y  $37^{\circ}S$ . Incluye centros volcánicos tanto en Chile como en Argentina, en un área de más de 200 km de ancho y con un rumbo ligeramente oblicuo (NNE-SSW), cuyos productos volcánicos varían desde basaltos a riolitas, siendo las andesitas y dacitas las que dominan (Stern, 2004). El espesor cortical en la ZVST alcanza un valor máximo de aproximadamente 55 km en el límite con Argentina y de 35 km bajo la Cordillera de la Costa (Heit et al., 2008).

### 2.1. Unidades morfoestructurales

El margen Andino en la zona Centro-Sur de Chile se compone de tres unidades morfoestructurales paralelas a la fosa (Figura 2.1), de Oeste a Este: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal.

Se cuenta con escasos estudios detallados sobre la geología superficial y estructural de la zona, por lo que la descripción de las unidades morfoestructurales se basa principalmente en el mapa de geológico de Chile, escala 1:1.000.000 (Sernageomin, 2003).

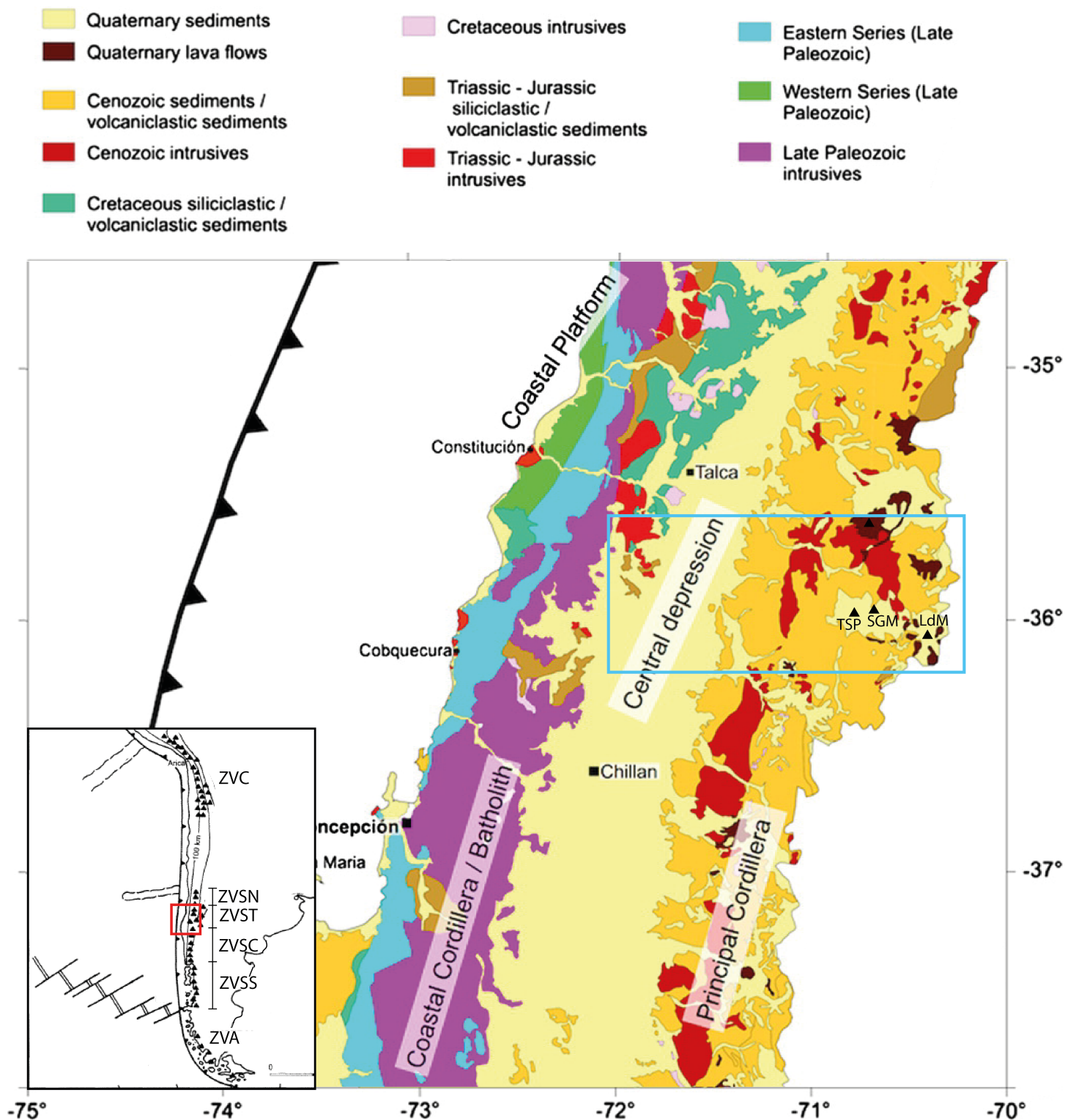


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado y unidades morfoestructurales de la zona central de Chile modificado de Hicks et al. (2014). En el recuadro negro se muestra un mapa del margen Chileno en el que se observa la segmentación volcánica de Los Andes, el rectángulo rojo representa el área mostrada en detalle en la Figura (modificado de Stern (2004)). El rectángulo azul corresponde a la zona de estudio y los triángulos negros a los complejos volcánicos y geotermales ubicados dentro de esta: Tatara-San Pedro (TSP), Sistema Geotermal Mariposa (SGM) y Laguna del Maule (LdM)



### **2.1.1. Cordillera de la Costa**

La Cordillera de la Costa está compuesta en su flanco occidental por basamento Paleozoico, mientras que su flanco oriental se caracteriza por secuencias intrusivas y volcano-sedimentarias del Mesozoico, que reflejan la migración hacia el Este del arco volcánico desde el Jurásico.

### **2.1.2. Depresión Central**

La Depresión Central se extiende desde los 33°S hasta los 40°S. Esta ha sido rellenada por depósitos aluviales y volcano-sedimentarios del Cuaternario principalmente. Se encuentra afectada por sistemas de fallas inversas de vergencia Oeste, denominadas a la latitud de Santiago como Falla Infiernillo y Falla San Ramón (Fock, 2005), la cual define el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal. A la latitud del estudio (35° - 36°S) la identificación de fallas en superficie se dificulta debido principalmente a la vegetación (M. Farías com. pers.) y por lo tanto no se cuenta con antecedentes de la geología estructural de la Depresión Central.

### **2.1.3. Cordillera Principal**

La Cordillera Principal consiste principalmente en rocas del Cenozoico de la Formación Abanico, rocas intrusivas del Cenozoico de la Formación Cola de Zorro y secuencias volcánicas asociadas al actual arco volcánico activo. La Fm. Abanico se encuentra altamente deformada por fallas y pliegues, su límite oriental se encuentra definido por el sistema de falla El Fierro, cuyas fallas principales toman distintos nombres dependiendo de la latitud (Farías et al., 2010). En la zona de estudio Astaburuaga (2014) identifica cuatro fallas inversas con vergencia Este.

## **2.2. Arco Volcánico**

Como se mencionó anteriormente la región de interés se localiza en la Zona Volcánica Sur Transicional. En el perfil de estudio se encuentran dos complejos volcánicos considerados actualmente activos por el Sernageomin: Tatara-San Pedro (TSP) ubicado en el frente volcánico y Laguna del Maule (LdM), 30 km hacia el Este. Relacionado a ambos complejos se encuentra el Sistema Geotermal Mariposa (SGM).

### **2.2.1. Complejo volcánico Tatara-San Pedro**

El complejo volcánico Tatara-San Pedro se localiza en la comuna de San Clemente, a los 36°S a aproximadamente 270 km de la fosa. El Sernageomin lo ubica en el puesto 31 del

Ranking de peligrosidad de los volcanes activos de Chile. La composición de sus lavas varía desde el basalto hasta riolitas con alto porcentaje de sílice, siendo la andesita-basáltica el producto más común (Dungan et al., 2001; Singer et al., 1997). En sus 930 ka de actividad ha presentado al menos tres centros eruptivos (Singer et al., 1997) y más de ocho secuencias volcánicas (Dungan et al., 2001). El volcán San Pedro es el más joven del complejo y se sobrepone al volcán Tatara. El volcán San Pedro presentó actividad durante el Holoceno, con productos basálticos a dacíticos. Estudios petrológicos sugieren la intrusión de magmas máficos durante el Holoceno y desde hasta hace 350 ka (Costa y Singer, 2002).

Según los Reportes de Actividad Volcánica (RAV) del Sernageomin (*RAVs Tatara-San Pedro*), el complejo volcánico TSP ha presentado actividad sísmica en los últimos años (se cuenta con registros desde el año 2013 en adelante), ocurriendo tanto sismos volcano-tectónicos, que indican el fracturamiento de material rígido, como de sismos de periodo largo, que indican la dinámica de fluidos al interior del edificio volcánico. Sin embargo esta actividad ha permanecido en niveles considerados bajos sugiriendo la estabilidad del sistema volcánico (RAV Región del Maule Año 2017 Julio - Volumen 13 y otros, *RAVs Tatara-San Pedro*).

### 2.2.2. Complejo volcánico Laguna del Maule

En el límite con Argentina, 30 km al Este del complejo TSP, se ubica el complejo volcánico Laguna del Maule, el cual se encuentra activo desde el Pleistoceno. Presenta erupciones tanto efusivas como explosivas a lo largo de su historia geológica, incluyendo la formación de la caldera Bobadilla hace 950 ka, y productos que varían desde basálticos a riolíticos (Hildreth et al., 2010). El volcanismo post-glacial de este sistema ( $<25$  ka) se caracteriza por la gran abundancia de productos riodacíticos a riolíticos y por la escasez de productos más máficos (Figura 2.2) lo que contrasta con la historia eruptiva anterior de este complejo volcánico, en la cual, a pesar de la presencia de productos más silíceos, dominaban las andesitas y andesitas basálticas. Aquí se encuentra la mayor concentración de riolita post-glacial de Los Andes (Singer et al., 2014). En la época post-glacial ocurren en total 36 erupciones que incluyen lavas y domos distribuidos alrededor de la Laguna del Maule y un volumen total de  $6.4 \text{ km}^3$  (Hildreth et al., 2010). Evidencia petrológica respalda la hipótesis de intrusiones máficas en la corteza superior durante los últimos 26 ka (Andersen et al., 2017).

El complejo volcánico LdM se encuentra actualmente bajo un proceso de deformación activo, alcanzando tasas de hasta  $25 \text{ cm/año}$  y acumulando al menos 1.8 m de desplazamiento vertical desde que fue detectado por primera vez en 2007 (Feigl et al., 2014; Le Mével et al., 2015). Estudios geofísicos locales de magnetotelúrica, InSAR, GPS y gravimetría sugieren la existencia de un cuerpo magmático bajo la LdM y atribuyen la deformación superficial observada a la intrusión de material magmático, aunque aún no existe acuerdo en la profundidad a la que esto ocurre entre los diferentes métodos (Cordell et al., 2016; Le Mével et al., 2016; Miller et al., 2017). La posible inyección de magma al reservorio se ha relacionado con enjambres sísmicos y cambios en las mediciones de gravedad observados en la zona (Miller et al., 2017; Singer et al., 2014).

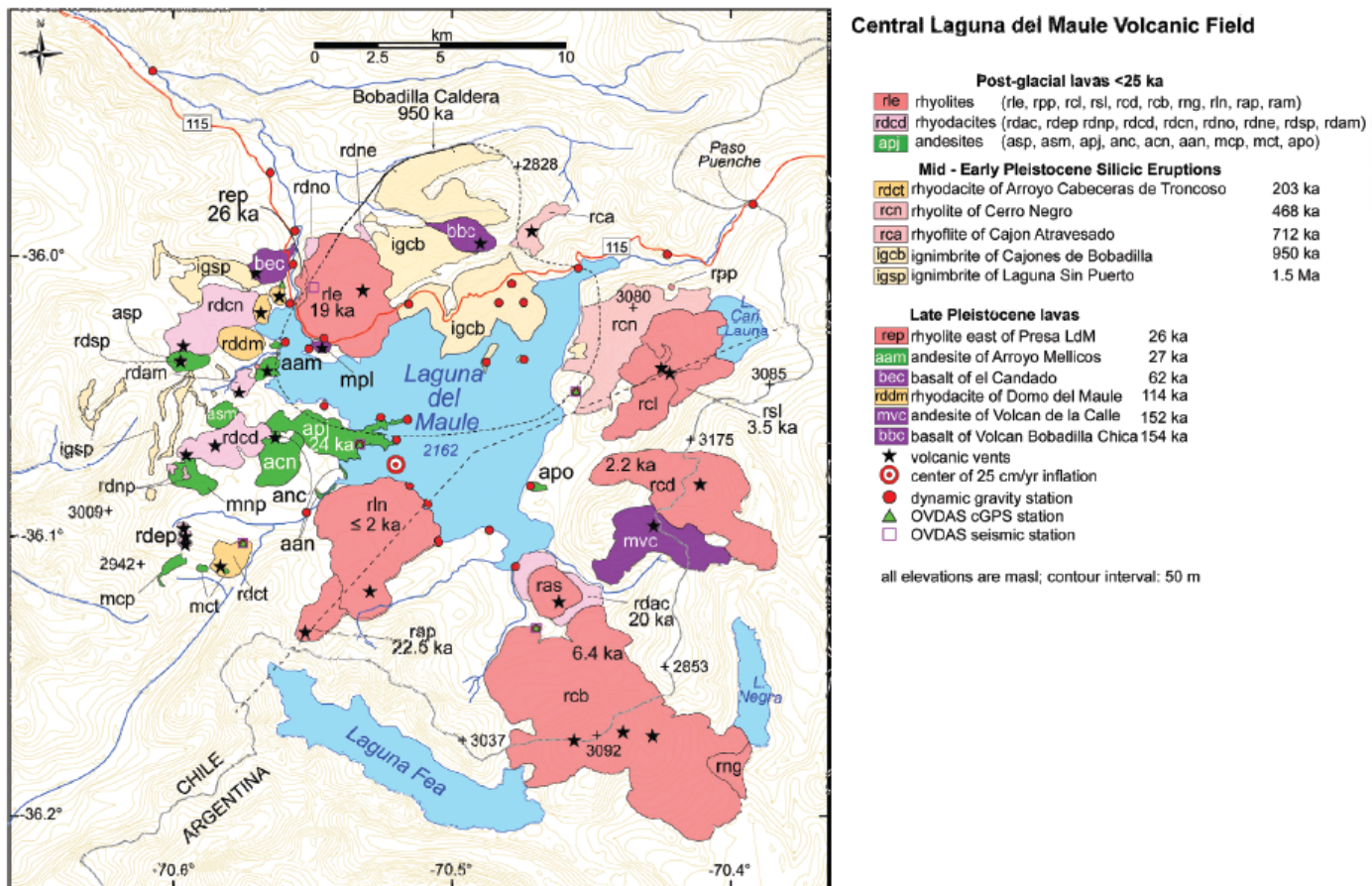


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado del complejo volcánico Laguna del Maule, modificado de Singer et al. (2014)

### 2.2.3. Sistema geotermal Mariposa

Lo descrito en esta sección y las Figuras mostradas se basan en Hickson et al. (2011).

Ubicado entre ambos complejos volcánicos se encuentra el sistema geotermal Mariposa, dentro de las concesiones geotérmicas Pellado y Laguna del Maule, de exploración y explotación respectivamente. Estudios superficiales de geología, geoquímica y geofísica se llevaron a cabo en una primera etapa por la empresa Alterra Power Corp. estimando un potencial geotérmico de alta entalpía de 320 MW.

Entre los estudios iniciales de geofísica se incluyeron campañas de MT de banda ancha realizadas en los años 2009 y 2010, en los que se instalaron 92 estaciones, que luego se complementaron con cerca de 70 estaciones más hasta el año 2012. El estudio de MT abarca un área de aproximadamente 20x30 km. Como resultado de la inversión 3D de las primeras 92 estaciones se obtuvo una capa horizontal de baja resistividad con un espesor entre 300-400 m y con profundidades que varían desde los 250 m y los 1100 m bajo la superficie, la cual se interpreta como una capa de alteración de arcilla que se forma típicamente sobre sistemas geotérmicos activos que actúa confinando el reservorio geotermal debido a su imper-

meabilidad (Figura 2.3b). Esta anomalía de aproximadamente 27 km<sup>2</sup> encontrada con MT se considera como indicativa de la extensión del reservorio geotermal (Figura 2.3a), además sugiere profundidades bastante someras, fácilmente accesibles por pozos.

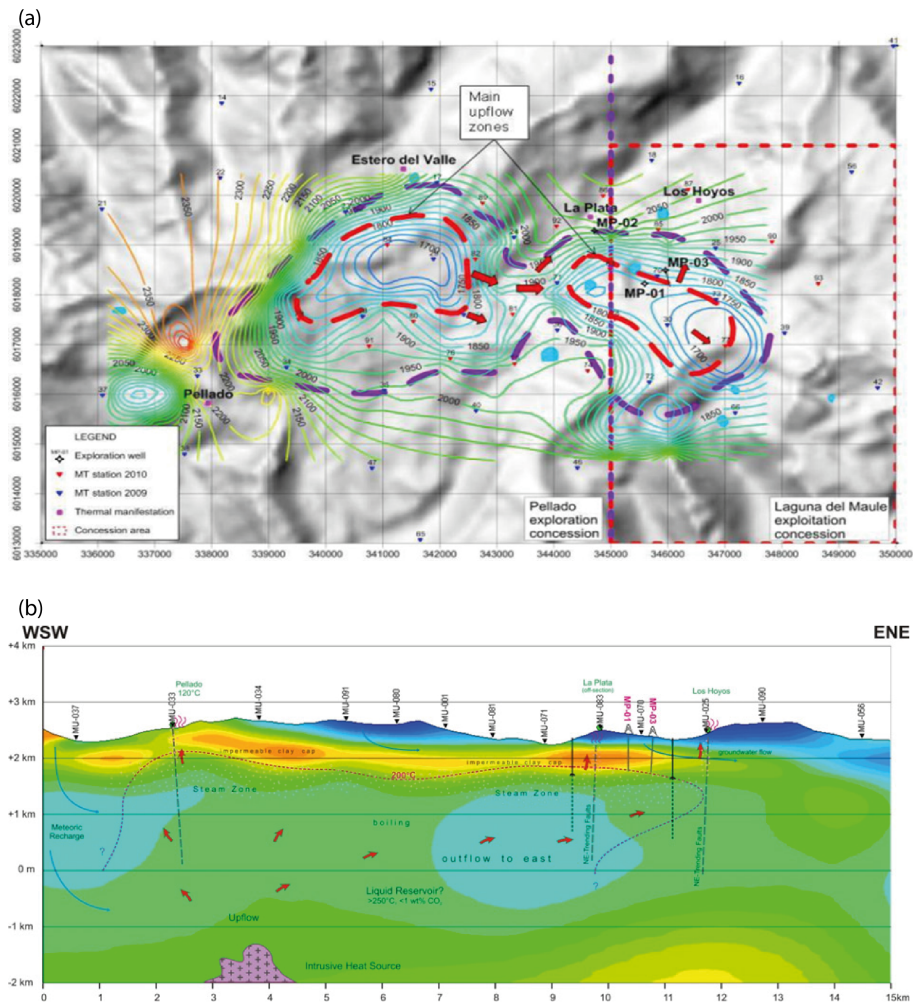


Figura 2.3: (a) Mapa que muestra la extensión del SGM a través de la anomalía de baja resistividad encontrada con MT, las manifestaciones geotermiales en superficie y la ubicación de los pozos MP-01, MP-02 y MP-03. (b) Modelo conceptual del SGM, representado en una sección WSW-ENE que cruza la anomalía de resistividad. Se indica la ubicación de fumarolas, pozos slimhole y temperaturas y rutas de flujo inferidos

Las expresiones geotermiales en superficie ocurren en 4 lugares que rodean la anomalía de MT, lo que soporta la interpretación de que esta corresponde a la capa de arcilla impermeable. Los estudios de geoquímica realizados en estas manifestaciones son consistentes con la presencia de un reservorio dominado por vapor y de temperatura que varía entre 250-290°C. Tomando en cuenta los resultados favorables de la primera etapa de exploración se realizaron 3 pozos del tipo *slimhole* en el sector Este del SGM. Debido a las dificultades en la perforación por las condiciones de la zona se alcanzó solo la parte más somera del reservorio, encontrando temperaturas de más de 200°C.

Actualmente el proyecto es desarrollado por un joint-venture entre la empresa Filipina Energy Development Corporation (EDC) y la empresa Canadiense Alterra Power Corp.

# Capítulo 3

## Marco Teórico

El contenido de este capítulo se ha sintetizado principalmente a partir de Chave y Jones (2012) y Simpson y Bahr (2005), además de las referencias que se mencionan a lo largo del texto.

El método magnetotelúrico (MT) es un método de exploración geofísica pasivo. El MT permite estimar la estructura de resistividad eléctrica de la subsuperficie a través de la medición en superficie de variaciones de campos eléctrico  $\vec{E}$  y magnético  $\vec{B}$  provenientes de fuentes naturales. Las variaciones en el campo magnético se producen por distintos fenómenos según el rango de frecuencia en que actúan: para frecuencias menores a 1 Hz las variaciones son generadas por la interacción del viento solar con la ionósfera y la magnetósfera, mientras que para frecuencias mayores se producen debido a fenómenos meteorológicos, como la actividad de rayos a nivel mundial. Cerca de 1 Hz ambas fuentes disminuyen su potencia, por lo que alrededor de esta frecuencia ( $\sim 0.1$  a  $\sim 10$  Hz) la calidad de los datos magnetotelúricos disminuye, este rango de frecuencias se denomina banda muerta.

La profundidad de exploración del método MT puede variar desde cientos de metros hasta cientos de kilómetros. La gran amplitud de este rango se debe a que la profundidad de penetración o *skin depth*  $\delta$  de las ondas electromagnéticas dependen tanto de su frecuencia como de la resistividad eléctrica del medio en que se propagan, si se considera el sistema MKS de unidades, este valor puede aproximarse a la ecuación 3.1.

$$\delta \approx 0,503\sqrt{\rho T}[km] \quad (3.1)$$

donde  $\rho$  [ $\Omega m$ ] es la resistividad eléctrica y  $T$  [s] el periodo. Esta ecuación indica que la penetración del método será proporcional a los periodos de medición y a la resistividad del medio.

Variando la tasa de muestreo y la duración de la medición, el método MT puede ser utilizado para periodos entre  $10^{-4}$  y  $10^5$  s. Por otra parte, las resistividades de los materiales presentes en la tierra varían entre  $10^{-1}$  y  $10^5 \Omega m$ , más comúnmente entre 10 y 10000  $\Omega m$  para la corteza y el manto superior. De esta forma es posible utilizar este método para estudios que van desde la superficie hasta el manto superior.

### 3.1. Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell describen la relación entre campos magnéticos y eléctricos en cualquier medio, por lo tanto, se utilizan en el estudio de varios problemas geofísicos, como los procesos del núcleo y la ionósfera, o la inducción producida por el movimiento de los océanos. También constituyen la base teórica para las técnicas electromagnéticas de exploración geofísica como métodos electromagnéticos con fuente controlada (CSEM) y magnetotelúrica (MT).

Su forma diferencial para un sistema de referencia ya sea en reposo o en movimiento, en unidades MKS es

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_e \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.3)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\partial_t \vec{B} \quad (3.4)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \partial_t \vec{D} \quad (3.5)$$

donde  $\vec{B}$  [T] es la inducción magnética,  $\vec{H}$  [Am<sup>-1</sup>] la intensidad magnética,  $\vec{D}$  [Cm<sup>-2</sup>] el desplazamiento eléctrico,  $\vec{E}$  [Vm<sup>-1</sup>] el campo eléctrico,  $\vec{J}$  [Am<sup>-2</sup>] la densidad de corriente eléctrica y  $\rho_e$  [Cm<sup>-3</sup>] la densidad de carga eléctrica.

La ecuación 3.2 indica que el campo eléctrico diverge de las cargas eléctricas (Ley de Gauss para el campo eléctrico), la ecuación 3.3 que no existen los monopolos magnéticos (Ley de Gauss para el campo magnético), la ecuación 3.4 que campos magnéticos variables inducen campos eléctricos (Ley de Faraday) y por último la ecuación 3.5 que campos magnéticos son producidos por la suma vectorial de corrientes eléctricas y campos eléctricos variables (Ley de Ampere).

Además de las ecuaciones de Maxwell, también son necesarias relaciones constitutivas que vinculen los campos con las propiedades del material o medio en que ocurren. Para un medio con velocidad  $\vec{v} = 0$ , estas son

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (3.6)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (3.7)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} + \vec{J}^0 \quad (3.8)$$

donde  $\varepsilon$  [F/m] es la permitividad eléctrica,  $\mu$  [H/m] la permeabilidad magnética,  $\sigma$  [S/m] la conductividad eléctrica y  $\vec{J}^0$  [Am<sup>-2</sup>] una densidad de corriente eléctrica externa.

Para el caso de MT, se considera  $\mu = \mu_0$  (permeabilidad en el vacío) y que  $\partial_t \vec{D}$  es despreciable para los periodos en que se trabaja, por lo tanto, al reemplazar las ecuaciones 3.6, 3.7 y 3.8 en la Ley de Ampere (ecuación 3.5) esta puede ser reescrita como

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 [\sigma \vec{E} + \vec{J}^0] \quad (3.9)$$

## 3.2. Funciones de transferencia

El concepto de función de transferencia se utiliza para describir la respuesta de un sistema lineal a una señal de entrada. En el caso del método magnetotélurico se tienen dos casos: la función de transferencia magnetotélurica, que describe la relación entre campos eléctricos y magnéticos horizontales y la función de transferencia magnética, que describe la relación entre las distintas componentes del campo magnético.

### 3.2.1. Función de transferencia magnetotélurica

La función de transferencia magnetotélurica  $\mathbf{Z}$  relaciona los campos eléctricos y magnéticos horizontales en el dominio de la frecuencia  $\omega$  y corresponde a un tensor de  $2 \times 2$  complejo (ecuación 3.10)

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Los subíndices  $x$  e  $y$  corresponden a direcciones ortogonales en el plano horizontal de medición de los campos. En el caso en que la geología no presente ningún *strike* preferencial,  $x$  e  $y$  se escogen usualmente apuntado al Norte y Este magnéticos, respectivamente.

La función de transferencia  $\mathbf{Z}$  puede ser representada gráficamente a través de la resistividad aparente  $\rho_a$  [ $\Omega m$ ] y la fase de impedancia  $\phi$  [grados]. Ambos parámetros dependen de la frecuencia y son calculados a partir de  $\mathbf{Z}$  (ecuaciones 3.11 y 3.12 respectivamente).

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.11)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \arctan \left( \frac{\text{Im}\{Z_{ij}(\omega)\}}{\text{Re}\{Z_{ij}(\omega)\}} \right) \quad (3.12)$$

El tensor de respuesta magnetotélurica  $\mathbf{Z}$  definido en la ecuación 3.10 es válido para el caso general en que el modelo de la tierra es 3D. Sin embargo, para estructuras 1D y 2D, este tensor contiene información sobre la dimensionalidad y dirección de los datos, por lo que es posible simplificar su expresión en estos casos.

#### Caso 1D

Para el caso 1D, en el cual la resistividad solo varía con la profundidad, el tensor de respuesta magnetotélurica tiene la forma

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D} \\ -Z_{1D} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.13)$$

es decir, las componentes diagonales del tensor  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  se anulan, mientras que las componentes fuera de la diagonal  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  tienen igual magnitud, pero distinto signo.

## Caso 2D

Al aproximar un medio a un modelo de dos dimensiones se asume que este se caracteriza por un *strike* determinado, dirección en la cual la estructura de resistividad y la fuente son constantes. Esta situación puede darse por ejemplo en los alrededores de un contacto como una falla o un dique con resistividad constante a los largo del *strike* (Figura 3.1).

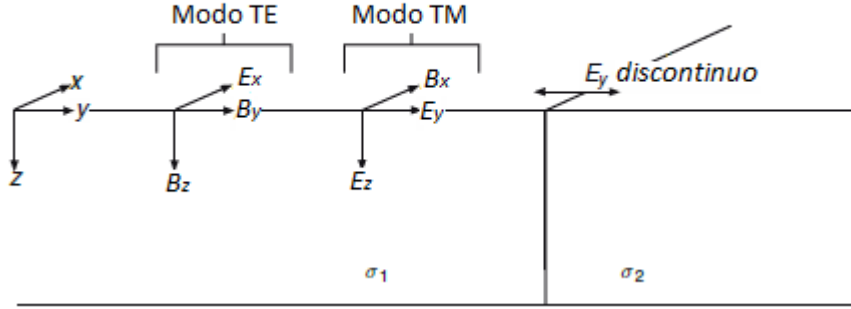


Figura 3.1: Estructura de resistividad eléctrica 2D que muestra dos medios con diferente conductividad delimitados por un contacto vertical que se extiende al infinito en la dirección del *strike*  $x$ . Se muestran los modos desacoplados TE y TM. Modificado de Simpson y Bahr (2005)

### Aproximación de las Ecuaciones de Maxwell

Se asume la dirección  $x$  como la dirección del *strike* (Figura 3.1), por lo que los campos permanecen constantes en esta dirección ( $\partial_x = 0$ ), además se asume dependencia temporal del tipo  $e^{i\omega t}$ . De esta forma la Ley de Faraday (ecuación 3.4) y la Ley de Ampere (ecuación 3.9) pueden ser desacopladas en dos modos de polarización: TE (Transversal Eléctrico) y TM (Transversal Magnético).

En el modo TE o polarización E, el campo eléctrico  $\vec{E}$  apunta en dirección del *strike*, mientras que el campo magnético  $\vec{B}$  se encuentra en el plano ortogonal. Este modo tiene un campo magnético vertical asociado.

$$\partial_y B_z - \partial_z B_y = \mu_0(\sigma E_x + J_x^0) \quad (3.14)$$

$$\partial_z E_x = -i\omega B_y \quad (3.15)$$

$$\partial_y E_x = i\omega B_z \quad (3.16)$$

En el modo TM o polarización B, el campo magnético  $\vec{B}$  es el que apunta en dirección del *strike* y el campo eléctrico  $\vec{E}$  en el plano ortogonal. En este caso, como la densidad de corriente se conserva al cambiar de medio, el campo eléctrico es discontinuo en el contacto vertical y por lo tanto las resistividades calculadas a partir de este modo tienden a resolver



de mejor manera los cambios de conductividad laterales.

$$\partial_y E_z - \partial_z E_y = -i\omega\sigma B_x \quad (3.17)$$

$$\partial_z B_x = \mu_0(\sigma E_y + J_y^0) \quad (3.18)$$

$$-\partial_y B_x = \mu_0(\sigma E_z + J_z^0) \quad (3.19)$$

### Función de transferencia

Para el caso 2D, en el cual la resistividad varía en una dirección horizontal y además en profundidad, para direcciones  $x$  e  $y$  cualesquiera las componentes diagonales son iguales en magnitud, pero tienen signo opuesto, mientras que las componentes fuera de la diagonal difieren entre sí, es decir:

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \quad (3.20)$$

$$Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (3.21)$$

Sin embargo, si se considera  $x'$  como la dirección del *strike* e  $y'$  como la dirección en que la resistividad varía (Figura 3.1), el tensor toma la forma

$$\mathbf{Z}' = \begin{bmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.22)$$

es decir, nuevamente se anulan las componentes diagonales, mientras que las componentes fuera de la diagonal difieren entre sí. En este caso las componentes  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  se relacionan con los modos TE y TM respectivamente.

Es posible realizar las mediciones en un marco de referencia cualquiera  $x$  e  $y$  y luego rotar el tensor resultante para aproximarse al tensor  $\mathbf{Z}'$  de la ecuación 3.22, y obtener así valores para los modos TE y TM, utilizando una matriz de rotación  $\beta$

$$\mathbf{Z}' = \beta \mathbf{Z} \beta^T \quad (3.23)$$

donde

$$\beta = \begin{pmatrix} \cos(\alpha) & \text{sen}(\alpha) \\ -\text{sen}(\alpha) & \cos(\alpha) \end{pmatrix} \quad (3.24)$$

en este caso el ángulo de rotación  $\alpha$  es el ángulo entre el sistema de referencia en que se midió  $x$  e  $y$  y el sistema de referencia definido a partir del *strike* geoelectrico  $x'$  e  $y'$ .

### 3.2.2. Función de transferencia geomagnética

La función de transferencia geomagnética  $\mathbf{T}$  corresponde a un vector de  $2 \times 1$  complejo que relaciona la componente vertical del campo magnético con las componentes horizontales del mismo en el dominio de la frecuencia (ecuación 3.25).

$$B_z(\omega) = [T_x(\omega) + T_y(\omega)] \begin{bmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (3.25)$$

Esta función también es denominada *Tipper* y puede ser utilizada para calcular flechas de inducción, las cuáles serán explicadas más adelante.

### 3.3. Distorsión

La distorsión presente en datos magnetotelúricos puede llevar a una interpretación errónea de los resultados obtenidos, por esta razón es importante su identificación y tratamiento en caso de que sea posible.

Esta se genera cuando los campos electromagnéticos observados incluyen efectos producidos por estructuras que están fuera del alcance la configuración utilizada en las mediciones. La configuración de las mediciones se define por las frecuencias de medición, que determina la profundidad de penetración de los campos, y por la separación de estaciones principalmente. Puede producirse distorsión de los campos regionales debido a efectos locales cuando se encuentran presentes estructuras de menor tamaño al que puede ser detectado por la medición, como también distorsión de los campos locales debido a efectos regionales en el caso contrario.

También se habla de distorsión dimensional cuando se interpreta la respuesta de una estructura a una dimensión menor a la real. Es decir, al interpretar de forma 1D estructuras 2D o 3D, o considerando un modelo 2D para estructuras 3D. En ambos casos es relevante para la interpretación el considerar cuál es el efecto que produce esto en el modelo final. Para evitar o minimizar este tipo de distorsión se pueden calcular distintos parámetros dimensionales que indican si es posible aproximar la respuesta magnetotelúrica a 1D o 2D y, en el último caso, cual es el ángulo en que se debe rotar el tensor.

#### 3.3.1. *Static Shift*

Se denomina *Static Shift* al desplazamiento de las curvas de resistividad aparente de forma paralela a su magnitud real, sin que las curvas de fase se vean afectadas (ver Figura 3.2). Este efecto podría cuantificarse y por lo tanto removerse si se complementan los datos de MT con otros datos de la zona de estudio, por ejemplo, mediciones de otros métodos electromagnéticos más someros.

El *static shift* se produce debido a estructuras conductivas cercanas a la superficie, o bien debido al efecto de la topografía. En el primer caso se produce *static shift* cuando estas estructuras presentan una escala menor a la que puede ser detectada por la configuración de las mediciones, es decir es producto de una distorsión por efectos locales.

Hay varios métodos para corregir el *static shift* al momento de invertir e interpretar los resultados de una campaña de MT. Uno de ellos, el que se utiliza en este trabajo, es considerar el *static shift* como un parámetro más de la inversión (Hedlin, 1991). Esta técnica se utiliza en inversiones 2D y en general se considera que los modos TE y TM poseen diferentes valores de *static shift* para cada estación.

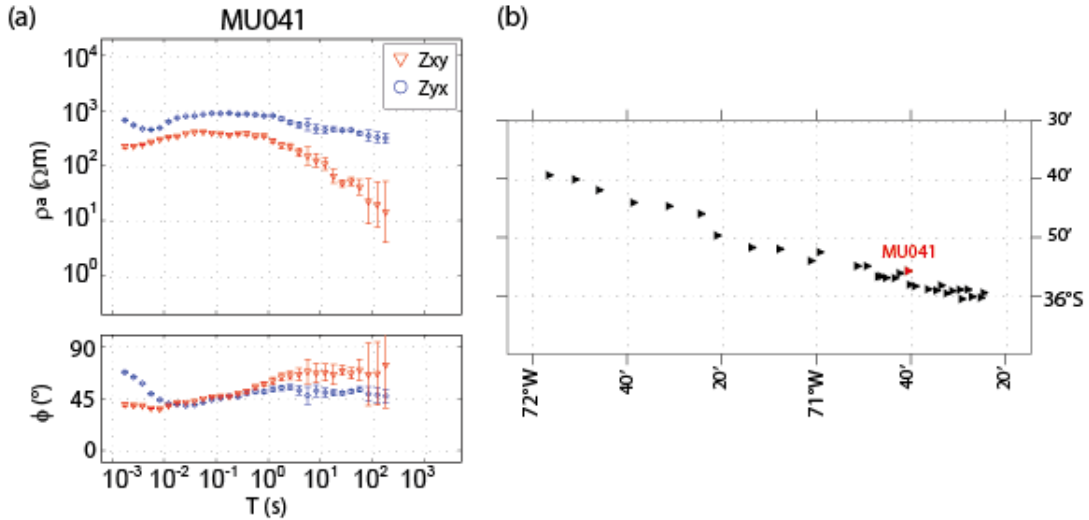


Figura 3.2: Ejemplo del efecto de *Static Shift* en las curvas de resistividad aparente en el sitio MU041 utilizado en este trabajo. Se observa como las dos curvas de resistividad aparente no coinciden a periodos cortos, sino que son paralelas entre sí, es decir uno o ambos modos presentan un corrimiento de la magnitud real de resistividad. Por otra parte, las curvas de fase no se ven afectadas por este fenómeno.

### 3.3.2. Anisotropía

Se define un material como anisótropo con respecto a una propiedad si el valor de esta depende de la dirección en que se mide. Un conductor es isotrópico cuando el campo eléctrico  $\vec{E}$  es siempre paralelo a la densidad de corriente  $\vec{J}$ . En el caso de uno anisotrópico, la conductividad depende de la dirección de  $\vec{E}$  y este es paralelo a  $\vec{J}$  solo en las direcciones principales.

Una estructura de resistividad puede ser isotrópica a escala micro, sin embargo puede convertirse en una estructura anisotrópica a una mayor escala si se tiene una orientación preferente (Figura 3.3). Un medio anisotrópico puede tratarse por ejemplo de uno con presencia de fallas a escala micro que poseen una orientación preferencial. Este tipo de materiales también puede ser causante de distorsión en la respuesta magnetotelúrica.

## 3.4. Parámetros de dimensionalidad

Diferentes parámetros de dimensionalidad pueden ser calculados a partir del tensor de respuesta magnetotelúrica para determinar si el medio que se estudia puede ser representado por modelos 1D, 2D o 3D. En el caso en que la estructura responda a un modelo 2D también es posible estimar la direccionalidad de esta. A continuación, se explican las técnicas utilizadas en este trabajo para el análisis de dimensionalidad.

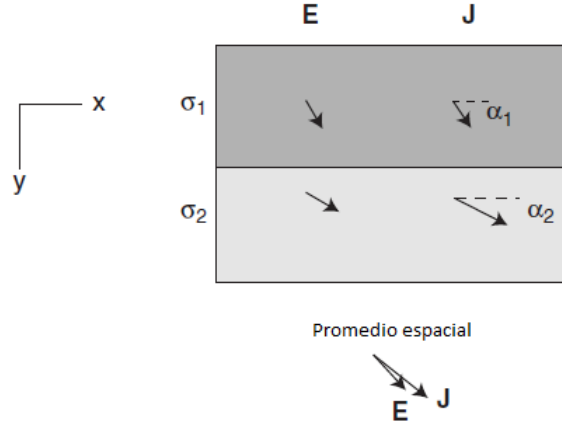


Figura 3.3: Ejemplo del origen de la anisotropía estructural. Se tienen dos conductores isotrópicos con orientación preferente, pero al promediar en todo el volumen la densidad de corriente se deflecta y se obtiene una estructura anisotrópica. Modificado de Chave y Jones (2012)

### 3.4.1. Flechas de Inducción

Las flechas de inducción son una forma de representar gráficamente la función de transferencia geomagnética  $\mathbf{T}$  en función del periodo y se calculan con las componentes real e imaginaria por separado (ecuación 3.26 y 3.27).

$$P(\omega) = \text{Re}\{T_x(\omega)\}\hat{x} + \text{Re}\{T_y(\omega)\}\hat{y} \quad (3.26)$$

$$Q(\omega) = \text{Im}\{T_x(\omega)\}\hat{x} + \text{Im}\{T_y(\omega)\}\hat{y} \quad (3.27)$$

Como los campos magnéticos verticales son generados debido a variaciones laterales de conductividad, las flechas de inducción indican la presencia o ausencia de estas variaciones a diferentes profundidades. En este trabajo se grafican según la convención de Wiese (1962) en la cual las flechas apuntan alejándose del conductor.

### 3.4.2. Strike geoelectrico

Para estudiar si existe un *strike* geoelectrico y cuál es su dirección, se han planteado diferentes enfoques (p. ej. Smith, 1995). El utilizado en este trabajo es el de descomposición del tensor de respuesta magnetotelúrico planteado por Groom y Bailey (1989). Este método posee varias ventajas frente a otros, ya que caracteriza la distorsión presente en el tensor en términos de parámetros que tiene un significado físico, además, separa sus partes determinables de las indeterminables. En este método se asume una estructura regional 2D con presencia de distorsión 3D. La descomposición del tensor observado  $\mathbf{Z}_{\text{obs}}$  en un sistema de medición cualquiera en el tensor de respuesta regional  $\mathbf{Z}_{2\text{D}}$  es

$$\mathbf{Z}_{\text{obs}}(\alpha) = \mathbf{R}(\alpha) \mathbf{C} \mathbf{Z}_{2\text{D}} \mathbf{R}^T(\alpha) \quad (3.28)$$

donde  $\mathbf{R}$  es una matriz de rotación,  $\alpha$  corresponde al ángulo entre el sistema de coordenadas de medición y la dirección del *strike* de la estructura regional 2D y  $\mathbf{C}$  es el tensor de distorsión. Este fue factorizado por Groom-Bailey en tres matrices y un escalar como

$$\mathbf{C} = g \mathbf{T} \mathbf{S} \mathbf{A} \quad (3.29)$$

donde  $g$  corresponde a la ganancia del sitio (*site gain*),  $\mathbf{T}$  a la matriz de torsión (*twist*), que representa la rotación horaria de los campos eléctricos,  $\mathbf{S}$  a la de cizalle (*shear*), la cual es análoga al tensor de deformación elástica y actúa sobre ambas componentes horizontales del campo eléctrico y  $\mathbf{A}$  a la de anisotropía (*anisotropy*), que actúa elongando ambas componentes del campo eléctrico horizontal en diferentes magnitudes. En la Figura 3.4 se representa gráficamente el efecto de estas tres matrices.

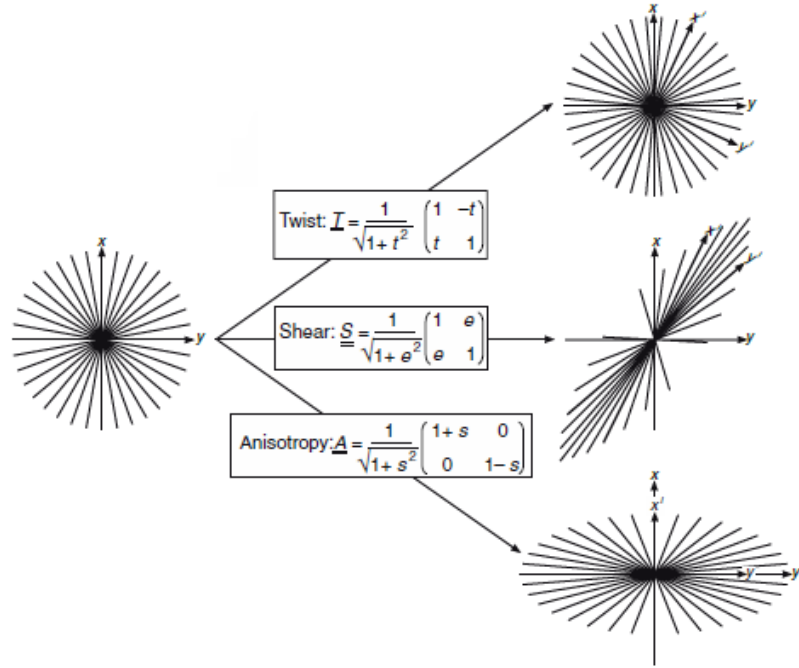


Figura 3.4: Distorsión de vectores unitarios generada por las matrices de torsión  $\mathbf{T}$ , de cizalle  $\mathbf{S}$  y de anisotropía  $\mathbf{A}$ . Imagen modificada de Simpson y Bahr (2005).

La descomposición de Groom y Bailey (1989) posee 9 parámetros desconocidos (4 elementos de  $\mathbf{C}$ , 2 resistividades y 2 fases del tensor  $\mathbf{Z}_{2D}$  y el ángulo de *strike* regional  $\alpha$ ) y 8 parámetros medidos (4 resistividades y 4 fases del tensor  $\mathbf{Z}_{\text{obs}}$ ) para cada sitio y frecuencia. La ganancia  $g$  es un parámetro indeterminable, ya que solo afecta la amplitud, y es análogo al *static shift*. El resto de las variables poseen, en la teoría, solución única y por lo tanto podrían ser determinadas explícitamente, sin embargo, para datos reales la solución a estos parámetros se estima numericamente.

McNeice y Jones (2001) desarrollaron un algoritmo para evaluar el mejor *strike* y valores para la torsión y el cizalle para múltiples sitios y múltiples frecuencias simultáneamente.

## 3.5. Resistividad eléctrica en la tierra

Las rocas que se encuentran en la tierra presentan valores de resistividad eléctrica muy variados que dependen de distintos factores, siendo los más importantes la composición de los minerales y de los fluidos que pueden estar presentes en la roca, la temperatura, su porosidad y permeabilidad.

Frecuentemente las rocas presentan más de una fase con distinta resistividad, por ejemplo, regiones con presencia de fluidos salinos o magma. La ley de Archie (Archie, 1942) es una fórmula que calcula la resistividad total de una roca que contiene fluidos intersticiales, tomando en consideración la resistividad del fluido  $\rho_f$ , la porosidad de la roca  $\phi$  y el factor de cementación  $m$ , un factor empírico que toma en cuenta la geometría e interconectividad de los poros. Cabe mencionar que a mayor interconectividad de la fase fluida, menor es la resistividad total de la roca.

$$\rho_r \propto \rho_f \phi^{-m} \quad (3.30)$$

Los factores que afectan la resistividad eléctrica de las rocas a menudo se relacionan con el ambiente tectónico en que se encuentran. A continuación, se exponen las estructuras de resistividad eléctrica presentes en dos casos de interés para el trabajo desarrollado en esta tesis: sistemas volcánicos y geotermiales.

### 3.5.1. Sistemas volcánicos

Asociados a sistemas volcánicos activos se encuentran las altas temperaturas, la presencia de magma y de fluidos hidrotermales, todos factores que disminuyen la resistividad eléctrica del entorno.

La conductividad de los magmas aumenta con la temperatura y disminuye con la presión. Su composición química también es un factor determinante, principalmente el contenido de agua y de  $\text{Na}_2\text{O}$  presentes en el magma, en ambos casos una mayor concentración de estos compuestos provocan una disminución de la resistividad eléctrica (Pommier y Le-Trong, 2011; Pommier et al., 2008). En el caso de los fluidos hidrotermales presentes en la corteza la resistividad varía de 0.01 a 10  $\Omega\text{m}$  y depende de su salinidad, temperatura y densidad.

### 3.5.2. Sistemas geotermiales

Al igual que en el caso de los sistemas volcánicos, los sistemas geotermiales exhiben grandes variaciones en su estructura de resistividad eléctrica, debido principalmente a factores como las diferencias de temperatura, la presencia de fluidos salinos y la alteración hidrotermal que generalmente se asocian a estos sistemas. Por lo anterior, es que los métodos electromagnéticos de exploración geofísica son ideales para estudiar el recurso geotérmico en profundidad.

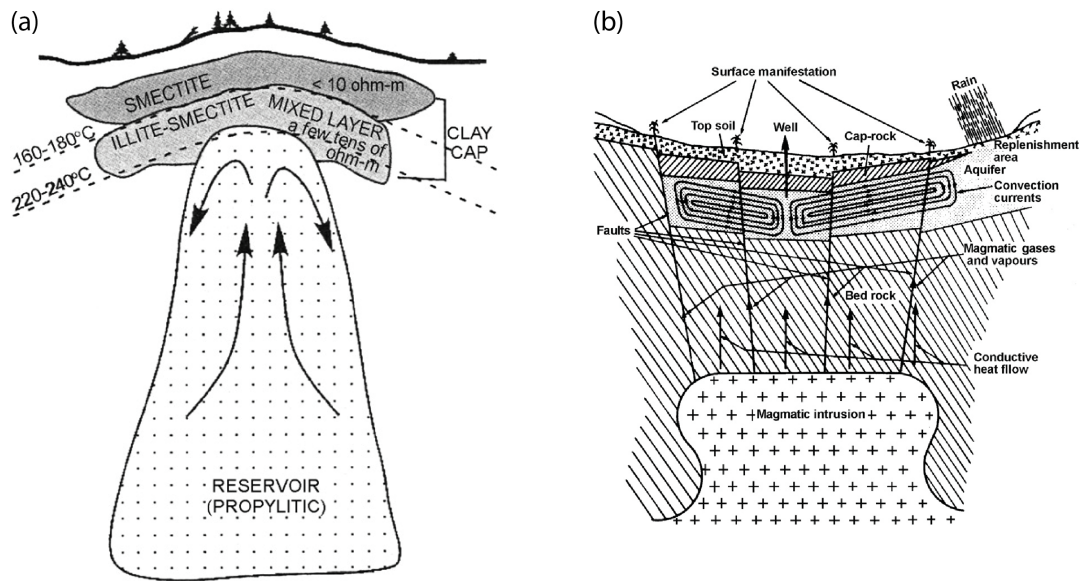


Figura 3.5: Modelos conceptuales de un sistema geotermal: (a) convectivo (Oskooi et al., 2005) y (b) de alta entalpía (Berkthold, 1983).

Una estructura de baja resistividad que se suele observar en sistemas geotermales es una capa de arcilla que se produce por alteración hidrotermal, es decir por la interacción entre fluidos calientes y la roca. A bajas temperaturas (entre  $70-200^\circ\text{C}$ ) se forman minerales de arcilla como la esmectita, mientras que a temperaturas mayores se forman minerales como la clorita y la illita, otro mineral de arcilla (Spichak y Manzella, 2009). En la Figura 3.5a se muestra un modelo conceptual de un típico sistema geotermal convectivo, aquí se observan las capas de alteración de arcillas que se forman sobre el reservorio (de esmectita y una mixta de esmectita-illita) y se muestran también los valores de resistividad esperados.

En el caso de rocas que contienen minerales de arcilla, especialmente para la esmectita y en menor medida para la illita, la conductividad aumenta debido al efecto de doble capa que se forma en la interfaz entre la superficie de la arcilla y el agua y que corresponde a una vía extra de conducción eléctrica (Spichak y Manzella (2009) y referencias que se encuentran ahí). El aumento de conductividad observado en la capa más superficial del modelo mostrado en la Figura 3.5a se debe probablemente a la mayor capacidad de conducir la electricidad de la esmectita en comparación con la capacidad de la clorita y la illita.

Otra anomalía conductiva que ha sido observada en sistemas geotérmicos de alta entalpía corresponde a cuerpos intrusivos que actúan como la fuente de calor asociada al sistema (Bai et al., 2001; Harinarayana et al., 2006). Un modelo conceptual de sistemas geotermales de alta entalpía se presenta en la Figura 3.5b, este tipo de sistemas ocurren usualmente donde las intrusiones de magma llegan a niveles muy someros de la corteza ( $<10 \text{ km}$ ) y cuando convección hidrotermal ocurre sobre los cuerpos intrusivos (Berkthold, 1983; Spichak y Manzella, 2009).

# Capítulo 4

## Metodología

### 4.1. Adquisición de datos

Para investigar la estructura de resistividad eléctrica del área de estudio, se realizaron mediciones MT banda ancha a lo largo de una transecta WNW-ESE (Figura 4.1). La transecta esta compuesta por 11 estaciones recolectadas el año 2016 por la Universidad de Chile específicamente para este trabajo (sitios rojos en Figura 4.1), 9 estaciones que pertenecen a un set de datos para un estudio local de la LdM, recolectadas por la Universidad de Chile en conjunto con la Universidad de Alberta (Canadá) entre los años 2015-2016 (sitios amarillos en Figura 4.1) y 12 estaciones instaladas por la empresa Alterra Power Corp, las que registraron datos entre los años 2009-2012 (sitios verdes en Figura 4.1).

A continuación, se detallan los instrumentos utilizados y el diseño experimental, es decir la distribución de estaciones, frecuencia y tiempo de medición, para los 20 sitios recolectados en ambas campañas de terreno en que participó la Universidad de Chile en los años 2015 y 2016.

#### 4.1.1. Instrumentos utilizados

Para la obtención de los datos en terreno se utilizaron cuatro equipos de medición MT Metronix ADU-07e, dos pertenecientes al proyecto CEGA utilizados en todas las campañas de terreno de los años 2015-2016 y dos pertenecientes a la Pontificia Universidad Católica de Chile, utilizados en las campañas de febrero 2016. Cada equipo Metronix ADU-07e cuenta con tres bobinas modelo MFS-07e (para medir variaciones de campos magnéticos) y cuatro electrodos no polarizables de Pb-PbCl<sub>2</sub> modelo EFP-06 (para medir variaciones de campos eléctricos). Como fuente de poder se utilizaron baterías de 12 Volts, en algunos casos conectados a paneles solares, y equipo GPS para la correcta localización de la estación.

El esquema de medición para cada estación se muestra en la Figura 4.2. Se observan los distintos elementos que posee cada instalación, en particular se tiene el ADU al que se



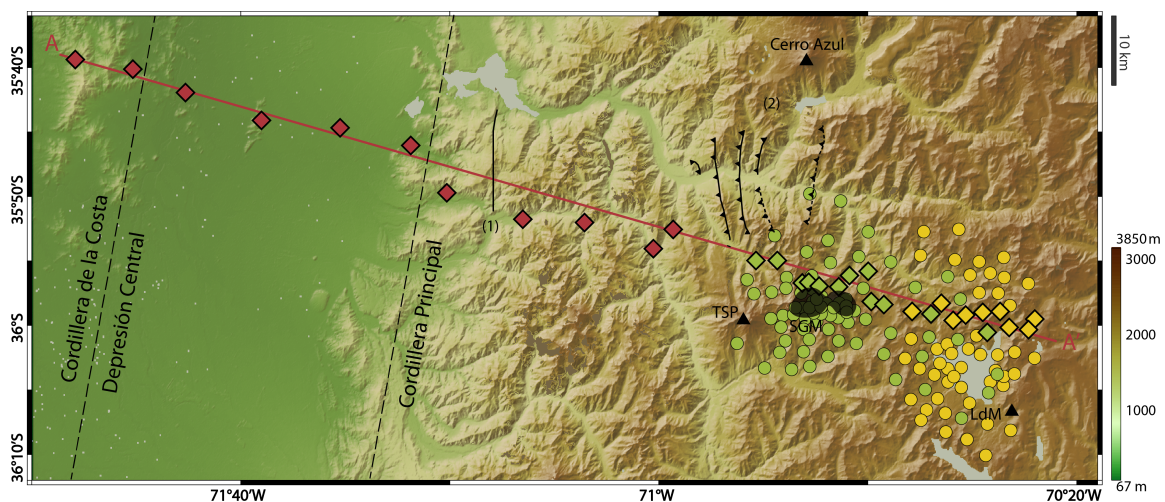


Figura 4.1: Distribución de estaciones de MT en el área de estudio. Estas se muestran en círculos y rombos: los verdes representan los sitios registrados por Alterra Power (2009-2012), los amarillos por la Universidad de Chile y la Universidad de Alberta (2015-2016) y los rojos por la Universidad de Chile (2016). Los rombos representan los sitios ubicados en el perfil AA' utilizados en la inversión 2D. Las unidades morfoestructurales se delimitan por líneas discontinuas y los volcanes se representan como triángulos negros. Se muestra la extensión del SGM sobre el mapa también en negro. Las fallas que se observan corresponden a (1) falla mapeada en superficie por Sernageomin (2003) y (2) fallas inversas con vergencia Este mapeadas por Astaburuaga (2014).

conectan las bobinas denominadas Hx, Hy y Hz en la Figura y los electrodos que se conectan de tal forma que forman los dipolos Ex y Ey. Es importante notar que las bobinas apuntan en dirección Norte, Este y vertical respectivamente, así como dipolos apuntan en las direcciones Norte-Sur (Ex) y Este-Oeste (Ey). El largo de los dipolos en la mayoría de los casos fue cercano a los 90 m, sin embargo, por problemas de espacio en algunas estaciones fue de 70 m.

#### 4.1.2. Montaje experimental

El montaje experimental fue diseñado con el objetivo de realizar un estudio a escala regional de la zona, es decir, la distribución de estaciones y tiempos de medición se enfocan en caracterizar la estructura de resistividad eléctrica del área de estudio a profundidades de la corteza (hasta  $\sim 50$  km), e identificar estructuras eléctricas con dimensiones del orden de kilómetros a decenas de kilómetros.

Para estudiar la estructura de resistividad eléctrica del área de estudio, las mediciones se realizaron siguiendo una transecta perpendicular a la fosa (AA' en Figura 4.1). Se utilizó esta distribución de estaciones asumiendo que la estructura eléctrica a escala regional es aproximadamente 2D con una dirección paralela al margen. Este supuesto se basa en el hecho de que las unidades geológicas y geomorfológicas tienden a presentar un rumbo paralelo al eje de la fosa.

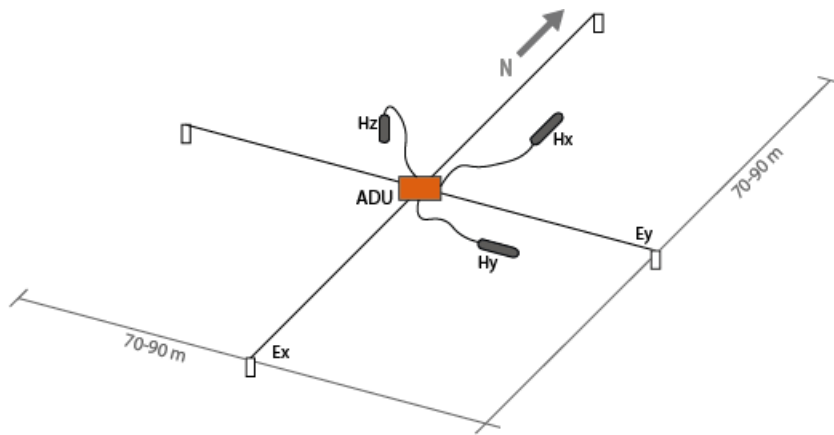


Figura 4.2: Esquema de instalación de una estación de MT.

En la transecta indicada las estaciones se distribuyen cada 10 km en la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal occidental, mientras que en el arco volcánico hay una mayor densidad de estaciones. Esto último se debe principalmente a que hay una mayor disponibilidad de datos en esta zona, pero además debido a que es la zona de mayor interés.

Las frecuencias y tiempos de medición de cada estación determinan la profundidad que puede alcanzar a muestrear dicha estación. A periodos mayores y mayores tiempos de medición la profundidad alcanzada aumenta. Las frecuencias utilizadas corresponden a las de un equipo banda ancha, esto es mediciones de 4096 Hz y 128 Hz para cada sitio, a esta última se le aplicó una decimación para alcanzar frecuencias de 4 Hz. Los tiempos de medición fueron de 30 min para las frecuencias altas, mientras que para las mediciones de frecuencia baja se intentó medir el máximo tiempo posible no solo para alcanzar mayores profundidades, sino que también datos más limpios. En casi todas las estaciones del Oeste, donde el ruido electromagnético es mayor, se midió por más de 19 horas, en sólo una se midió por menos (9 horas) debido a un problema con el instrumento. En las estaciones ubicadas al Norte de la Laguna del Maule se midió por más de 14 horas en cada una (ver sección A.1).

## 4.2. Procesamiento

Los datos obtenidos en terreno corresponden a 5 series de tiempo por cada medición, las dos componentes horizontales del campo eléctrico y las tres del campo magnético. En la Figura 4.3 se muestran dos ejemplos de series de tiempo medidas en terreno. La primera corresponde a la estación LDM029, instalada al Norte de la Laguna del Maule, lugar alejado de Los datos obtenidos en terreno corresponden a 5 series de tiempo por cada medición, las dos componentes horizontales del campo eléctrico y las tres del campo magnético. En la Figura 4.3 se muestran dos ejemplos de series de tiempo medidas en terreno. La primera corresponde a la estación LDM029, instalada al Norte de la Laguna del Maule, lugar alejado de poblados y líneas eléctricas, lo cual se refleja en las series de tiempo que no presentan evidencias de ruido electromagnético. La segunda corresponde a la estación P07 ubicada en un valle

poblado, cerca del pueblo de Roblería, serie de tiempo donde se observa el efecto de ruido producido por estos poblados que se refleja en una señal de 50 Hz con amplitud generalmente mayor a las señales naturales que puedan ser registradas. En el siguiente capítulo se analizan las zonas más afectadas por el ruido electromagnético (ver sección 5.2). poblados y líneas eléctricas, lo cual se refleja en las series de tiempo que no presentan evidencias de ruido electromagnético. La segunda corresponde a la estación P07 ubicada en un valle poblado, cerca del pueblo de Roblería, serie de tiempo donde se observa el efecto de ruido producido por estos poblados que se refleja en una señal de 50 Hz con amplitud generalmente mayor a las señales naturales que puedan ser registradas. En el siguiente capítulo se analizan las zonas más afectadas por el ruido electromagnético (ver sección 5.2).

Las series de tiempo fueron procesadas para obtener las funciones de transferencia en función de la frecuencia para cada sitio. A partir de estas se puede extraer información sobre la resistividad y como varía, tanto en cada sitio como a lo largo del perfil y finalmente determinar un modelo de estructura de resistividad eléctrica.

A continuación, se explican los métodos utilizados en cada paso del procesamiento de las series de tiempo.

#### 4.2.1. Funciones de transferencia

El primer paso en el tratamiento de datos magnetotélúricos es la obtención de las funciones de transferencia magnetotélúrica y geomagnética. Como se mencionó en el marco teórico, la primera se calcula a partir de la relación entre las componentes ortogonales horizontales del campo magnético y el eléctrico en el dominio de la frecuencia, obteniendo un tensor  $\mathbf{Z}$  con cuatro componentes complejas, mientras que la segunda se obtiene a partir de la relación entre las componentes horizontales y vertical del campo magnético, dando como resultado un tensor  $\mathbf{T}$  de dos componentes complejas.

Se aplicaron técnicas de procesamiento robusto a las series de tiempo de cada uno de los 20 sitios recolectados por este proyecto. Las técnicas de procesamiento robusto se caracterizan por ser menos sensibles a la influencia de datos de mala calidad y de datos *outliers*. Se utilizó un algoritmo basado en el método de Egbert y Booker (1986) para el procesamiento de estas 20 estaciones. A partir de las tres mediciones realizadas en cada estación (muestreo a 4096, 128 y 4 Hz), se calculan funciones de transferencia para periodos entre 0.001 y 1000 s.

En algunas estaciones fue necesario adicionalmente utilizar procesamiento con referencia remota (Gamble et al., 1979) para mejorar la calidad de los datos. Esta técnica consiste en utilizar datos magnéticos remotos (medidos sincrónicamente en una estación con buena calidad de datos) para el procesamiento de una estación con mala calidad de datos. En teoría la distancia entre las estaciones garantiza que existe una alta correlación entre la señal magnética natural registrada en cada una y una baja o nula correlación del ruido local registrado. Para aplicar esta técnica se necesita que las mediciones se realicen de manera sincrónica en ambas estaciones, dada las variaciones temporales que sufre el campo magnético natural.

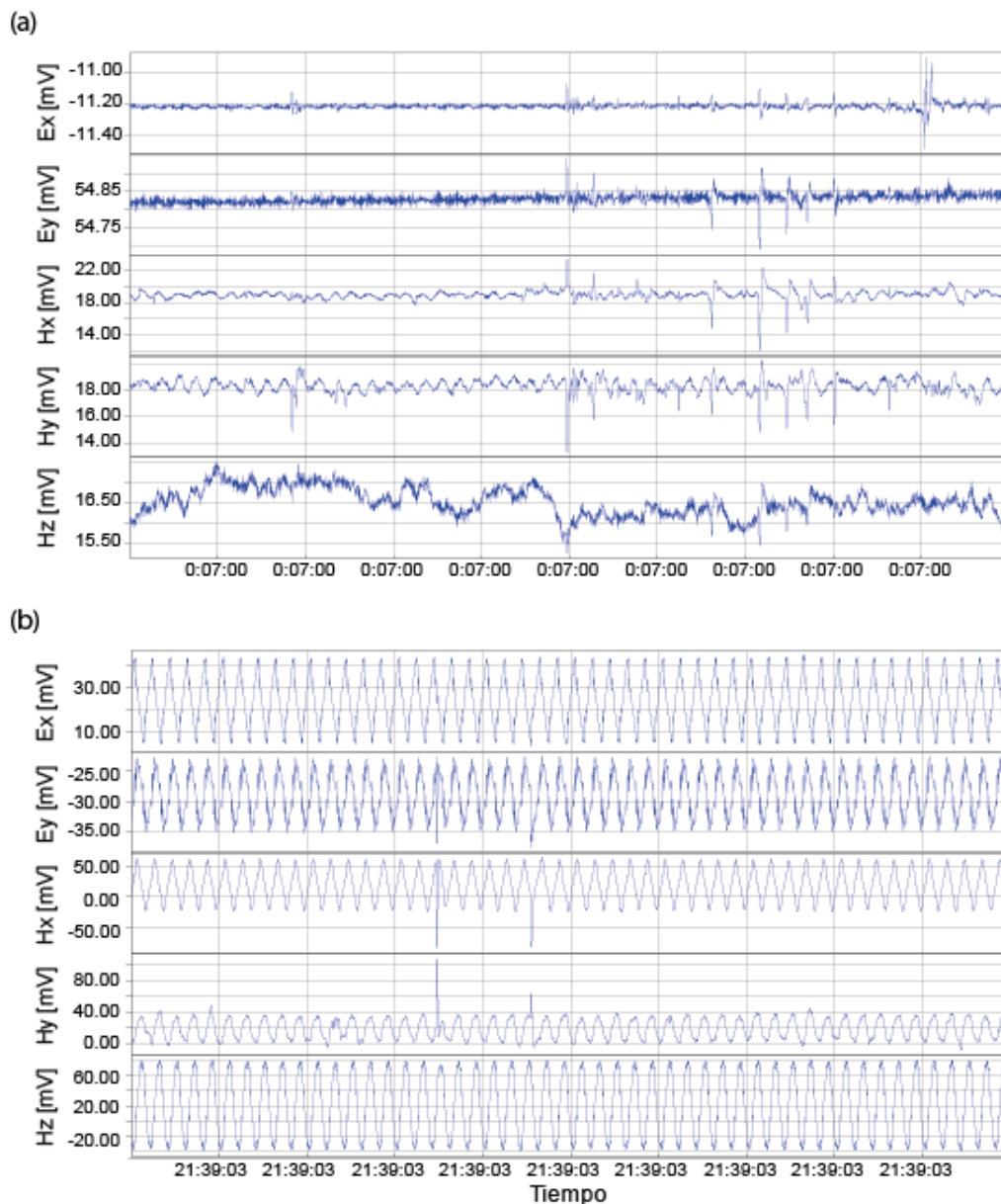


Figura 4.3: Ejemplo de series de tiempo obtenidas para: (a) estación con buena calidad de datos (LDM029), (b) estación con clara evidencia de ruido electromagnético(P07). En cada serie de tiempo se grafican las dos componentes horizontales del campo eléctrico ( $E_x$ ,  $E_y$ ) y las tres del campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ).

#### 4.2.2. Resistividad aparente y fase

A partir de la función de transferencia magnetoteléurica se graficaron por cada sitio curvas de resistividad aparente y fase en función de la frecuencia para los modos TE y TM, que corresponden a las componentes  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ , respectivamente (ver sección 3.2.1). Estos gráficos permiten inferir de manera muy preliminar la dimensionalidad de la estructura de resistividad y su tendencia regional, así como evaluar la calidad de los datos para cada banda de frecuencias.

Luego, utilizando el software WinGlink, se editaron las curvas y eliminaron datos *outliers* que no coinciden con la tendencia general, también se graficaron y editaron las curvas de la función geomagnética o Tipper.

### 4.2.3. Análisis de dimensionalidad

El análisis de dimensionalidad consiste en una serie de técnicas para estimar la dimensión de la estructura de resistividad de la zona de estudio. Como para cualquier variable, la dimensionalidad de la estructura de resistividad eléctrica depende de la escala a la que observamos la estructura interna de la tierra.

En este trabajo se utilizaron como parámetros de dimensionalidad las flechas de inducción y la estimación del *strike* geoelectrico. Las flechas de inducción se graficaron utilizando la convención de Wiese (1962) para cada frecuencia. El *strike* geoelectrico se estimó utilizando el método de McNeice y Jones (2001), el cual resuelve el mejor *strike* para múltiples sitios y múltiples frecuencias simultáneamente. El software fue proporcionado por la Universidad de Alberta para este trabajo.

## 4.3. Modelamiento

Finalmente se procedió a modelar la estructura de resistividad que explicaría los datos (funciones de transferencia) obtenidos en las 32 estaciones ubicadas en el perfil utilizando el código de inversión 2D de Rodi y Mackie (2001). Este algoritmo calcula soluciones regularizadas para el problema inverso magnetotelúrico 2D con el fin de suavizar el modelo final, rigiéndose por la filosofía de la navaja de Occam según la cual la explicación más sencilla suele ser la correcta. Modelos más suaves, es decir con menos estructuras, son adecuados como soluciones de los métodos electromagnéticos pasivos como el MT, ya que estos resuelven gradientes, en lugar de límites abruptos de conductividad. Para encontrar un modelo de resistividad eléctrica que explique los datos observados, el algoritmo minimiza una función objetivo que penaliza las diferencias entre los datos y la respuesta del modelo. Además, esta función objetivo penaliza las segundas derivadas espaciales del modelo de resistividad, con el fin de obtener un modelo donde el contraste de resistividad sea suave, esto se denomina regularización. Para minimizar la función objetivo, el algoritmo utiliza el método de gradientes conjugados no lineales (NLCG por sus siglas en inglés). La ventaja de los algoritmos de gradientes conjugados consiste en su eficiencia en términos de recursos computacionales y tiempo con respecto a otros algoritmos de minimización, como por ejemplo, al algoritmo de Gauss-Newton (Rodi y Mackie, 2001).

La inversión puede considerar los modos TE, TM y Tipper o una combinación de estos, además depende de parámetros como la grilla, las frecuencias a utilizar, la consideración de *static shift* en los datos, el parámetro de regularización  $\tau$  y el modelo inicial. Con el fin de encontrar una configuración de parámetros de inversión adecuados para el set de datos utilizado en este trabajo se realizaron diferentes inversiones variando los modos a invertir y

los valores de los otros parámetros, estas pruebas se detallan en el capítulo de Resultados (ver sección 5.4).

En particular uno de los parámetros más importantes corresponde al valor de  $\tau$  que controla la suavidad del modelo final. La relevancia de definir de buena manera esta variable recae en obtener la mejor compensación posible entre suavidad del modelo y ajuste de los datos, ya que un mejor ajuste se logra con un modelo menos suave que puede llegar a ser poco realista.

### 4.3.1. Análisis de sensibilidad

Para validar el modelo final obtenido, se realizaron análisis de sensibilidad a las principales estructuras de resistividad obtenidas en el modelo. Estos tienen por objetivo estudiar la sensibilidad de los datos a estas estructuras y así estudiar la estabilidad del modelo.

Para determinar si una estructura de resistividad es requerida por los datos en esa zona del modelo se estudia el comportamiento de las curvas de resistividad aparente y fase, además del tipper si corresponde, al eliminar la estructura en cuestión, es decir, se estudia la respuesta del nuevo modelo a través de un modelamiento *forward*. La respuesta del nuevo modelo es comparada con la respuesta del modelo original en cada sitio para determinar cómo afecta el remover el cuerpo en diferentes sectores del perfil y en que frecuencias. Si el efecto se percibe en varias estaciones y la frecuencia en que se ven afectadas las curvas de cada sitio es consistente con el tamaño del cuerpo y la distancia a la que se encuentra de este, entonces se pueden concluir que un cuerpo con esas características es requerido para ajustar los datos observados.

También se puede analizar la sensibilidad de los datos a una estructura mediante test adicionales de inversión. Se invierte nuevamente tomando como modelo inicial el nuevo modelo sin el cuerpo a analizar, para ver si este es recuperado por la inversión y si es que cambia sus características como su forma, posición y valores de conductividad. Nuevamente se estudia la respuesta del modelo obtenido y se compara con la respuesta del modelo original para determinar cuál ajusta mejor los datos.

# Capítulo 5

## Presentación y análisis de resultados

A continuación, se muestran los resultados obtenidos a partir del análisis de las series de tiempo medidas, el procesamiento de estas, el análisis de dimensionalidad y el posterior modelamiento de los datos.

### 5.1. Curvas de resistividad aparente y fase

Para cada sitio se obtuvo un gráfico similar al de la Figura 5.1, correspondiente a la estación LDM028, en el cual se muestran las curvas de resistividad aparente y fase de los modos TE y TM para periodos entre  $10^{-3}$  y  $10^3$  s. En esta estación es posible observar el efecto del *static shift*, el cual se aprecia en la diferencia de magnitud entre las curvas de resistividad aparente de los modos TE y TM, sin que afecte su forma. Este fenómeno está presente en la mayoría de los sitios.

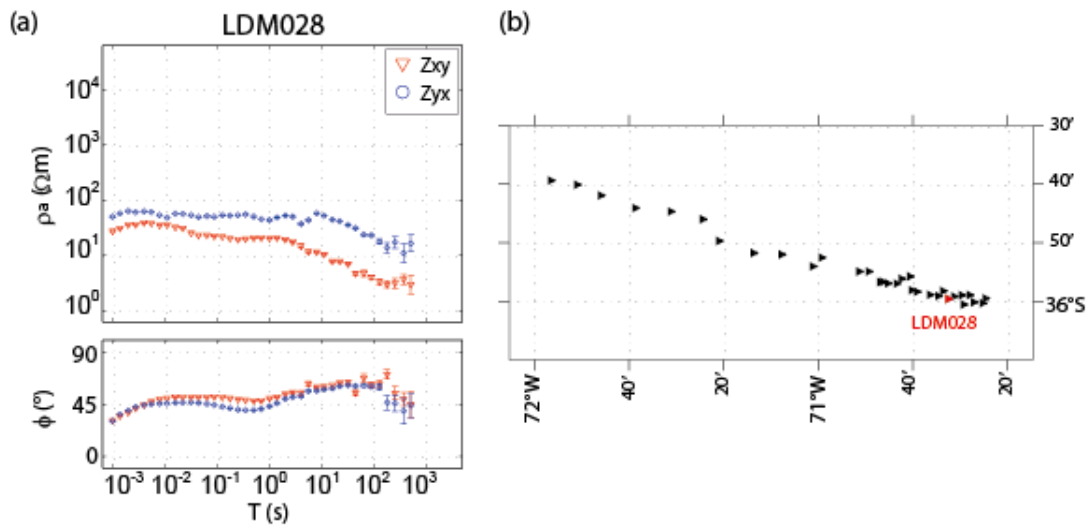


Figura 5.1: Curvas de resistividad aparente (arriba) y fase (abajo) para el sitio LDM028 sin editar. Los triángulos rojos corresponden al modo TE y los círculos azules al modo TM.

En los casos que dos estaciones registraban a 128 Hz al mismo tiempo se utilizó la técnica de procesamiento con referencia remota (ver sección A.1). En la Figura 5.2 se muestra para el sitio P13 la diferencia entre el procesamiento con y sin referencia remota, con las curvas sin editar en ambos casos. Los datos alrededor de la banda muerta en este caso no mejoran (delimitados con zona de color gris), sin embargo, para periodos un poco menores ( $10^{-1}$  a 1 s) se observa una leve mejoría de las curvas (delimitados con color verde).

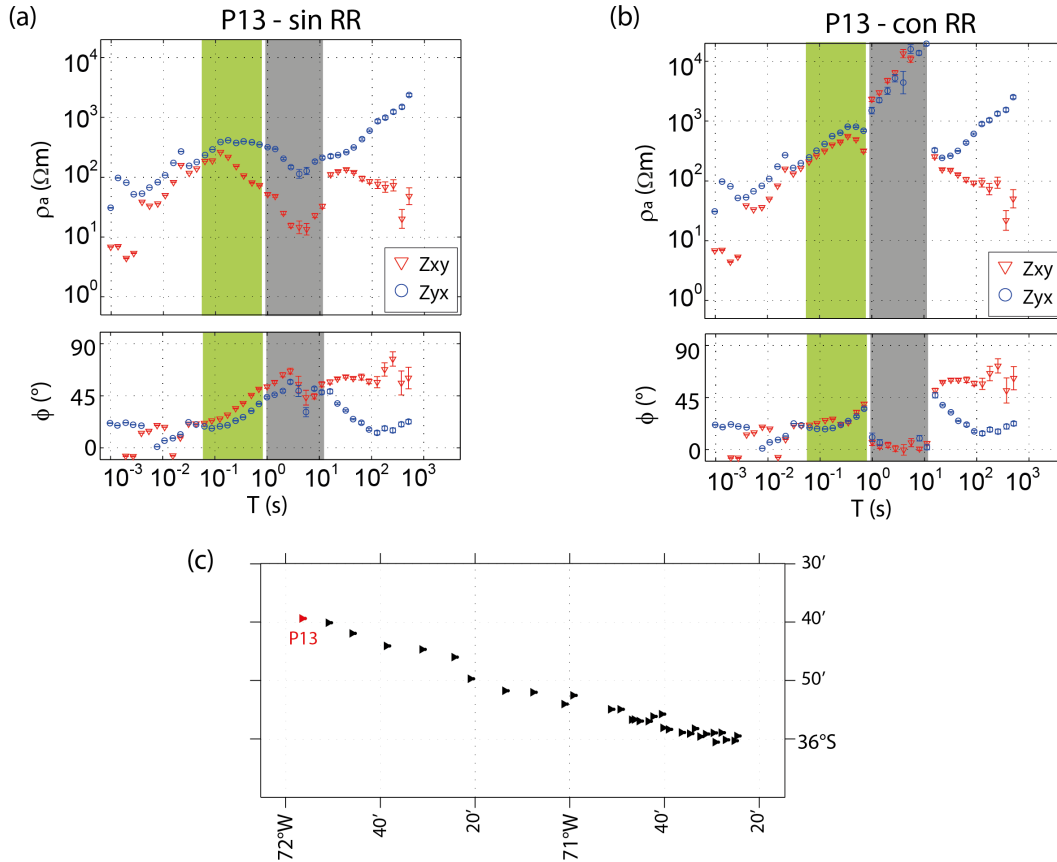


Figura 5.2: Curvas de resistividad aparente (arriba) y fase (abajo) para el sitio P13 sin editar, en (a) se muestra el resultado del procesamiento sin utilizar una estación como referencia remota, mientras que en (b) se utilizó la estación P12 como referencia remota para el procesamiento. Los triángulos rojos corresponden al modo TE y los círculos azules al modo TM. (c) Muestra en rojo la ubicación de la estación P13 en el perfil.

Los sitios muestran características similares según la unidad morfoestructural en la que se ubican. Los sitios ubicados en la Cordillera de la Costa muestran que las curvas de los modos TE y TM divergen, disminuyendo la amplitud de la resistividad aparente para el modo TE, mientras que la fase del mismo modo aumenta a más de  $45^\circ$  (Figura 5.3a). Este comportamiento es consistente con un efecto producido por el océano a periodos largos (Munoz et al., 2008).

Las estaciones ubicadas en la Depresión Central se ven afectadas por el ruido electromagnético local, en la mayoría de los casos las frecuencias alrededor de la banda muerta fueron removidas por la mala calidad de estos datos. Estas curvas son consistentes con una capa



superficial de baja resistividad (Figura 5.3b)

En el arco volcánico los valores de resistividad aparente disminuyen a medida que aumenta el periodo, lo que sugiere la presencia de estructuras profundas de alta conductividad (Figura 5.3c).

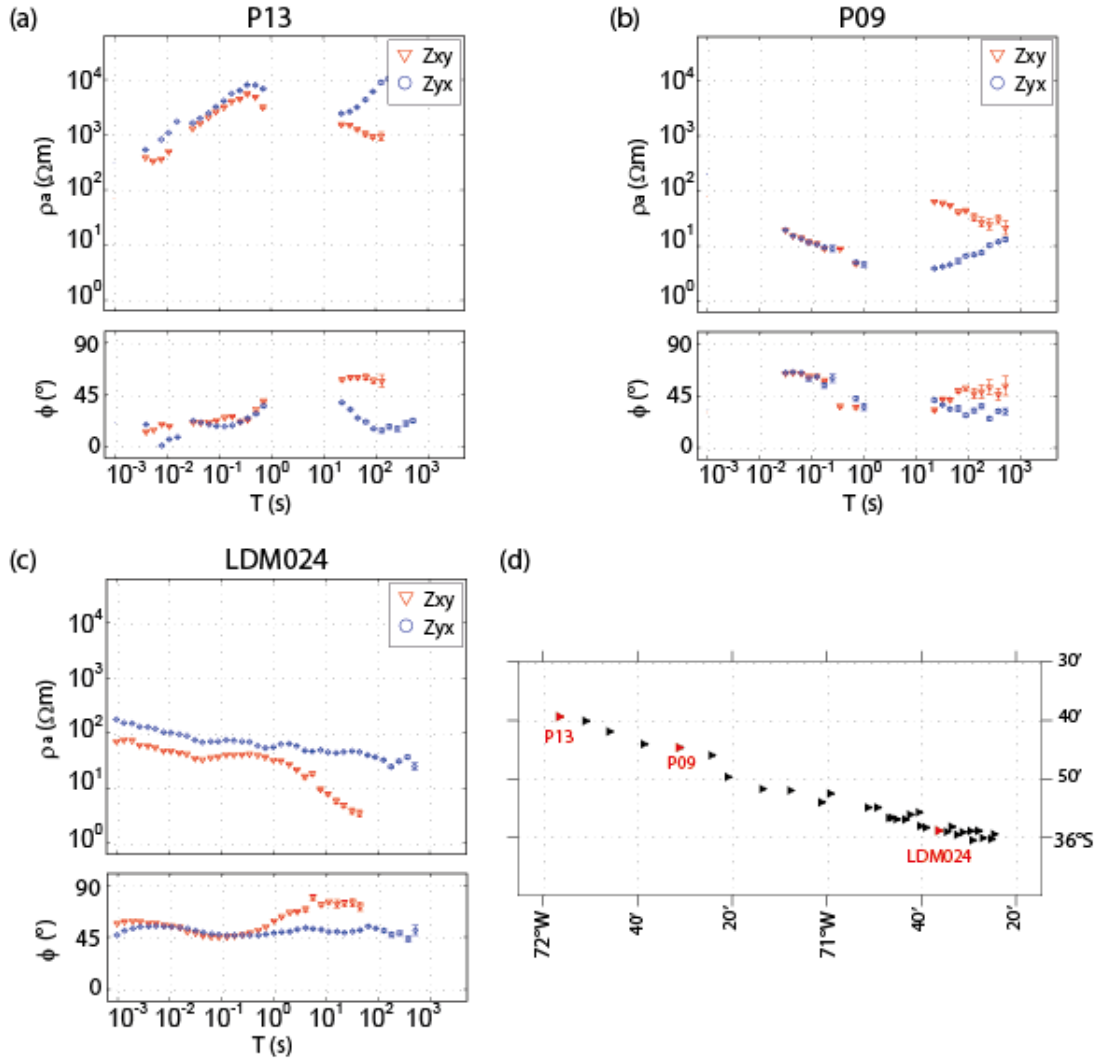


Figura 5.3: Curvas de resistividad aparente (arriba) y fase (abajo) editadas para los sitios (a) P13 ubicado en la Cordillera de la Costa, (b) P09 ubicado en la Depresión Central y (c) LDM024 ubicado en el arco volcánico. Los triángulos rojos corresponden al modo TE y los círculos azules al modo TM. (d) Muestra en rojo la ubicación de las estaciones P13, P09 y LDM024 en el perfil.

## 5.2. Calidad de los datos

Para evaluar la calidad de los datos a lo largo del perfil se observaron y analizaron tanto las series de tiempo como las curvas de resistividad aparente y fase graficadas para cada

sitio. El efecto que tiene el ruido electromagnético cultural en las series de tiempo se señaló en la sección 4.2 (ver Figura 4.3). Por otra parte el ruido también se refleja en las curvas obtenidas del procesamiento de las series de tiempo, por ejemplo, como discontinuidades en la resistividad aparente y la fase, cambios de cuadrante en la fase, barras de error muy grandes principalmente a periodos largos (del orden de magnitud de la resistividad aparente observada) y disminución o aumento abrupto de la resistividad aparente a frecuencias medias (banda muerta).

En base a los parámetros y criterios previamente explicados, se identificaron dos dominios principales: uno occidental más ruidoso que abarca las estaciones ubicadas en el ante arco, al Oeste del complejo volcánico TSP, y uno oriental con baja o casi nula presencia de ruido correspondiente al arco volcánico.

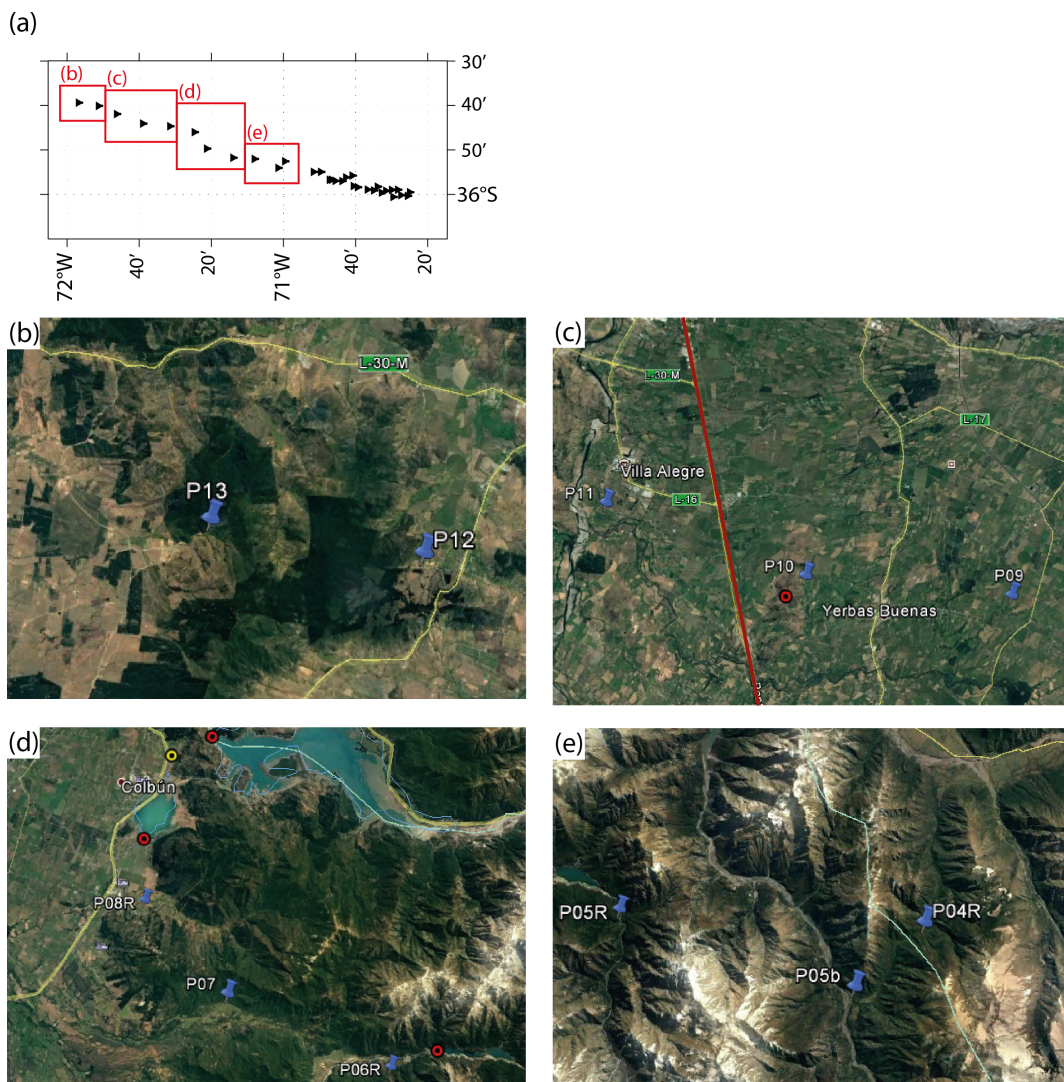


Figura 5.4: Distribución del ruido a lo largo del perfil, se analizan cuatro zonas cuya ubicación se muestra en (a). Los puntos rojos representan distintas fuentes de ruido, las cuales se explican en el texto, mientras que la línea roja representa la ubicación de la Ruta 5 Sur y la vía férrea.

Esta sección se centra en el dominio occidental y se detalla la calidad de los datos obtenida para cada sitio y las posibles fuentes de ruido que se encuentran en este dominio, en la Figura 5.4a se delimitan las zonas estudiadas por rectángulos rojos. Además de ser un paso relevante para cualquier estudio de MT, el análisis de la calidad de los datos y las fuentes de ruido a lo largo del perfil sirvió como guía para la instalación de un perfil de MT de periodo largo.

Las estaciones P12 y P13 se ubican en el sector donde comienza la Cordillera de la Costa (Figura 5.4b). Estas estaciones se encuentran en zonas rurales en las cuales se observaron tendidos eléctricos, sin embargo, se pudo ubicar las estaciones a más de 1 km de las casas y los cables, por lo que fue posible medir en lugares con nivel de ruido moderado y obtener así una buena calidad en los datos.

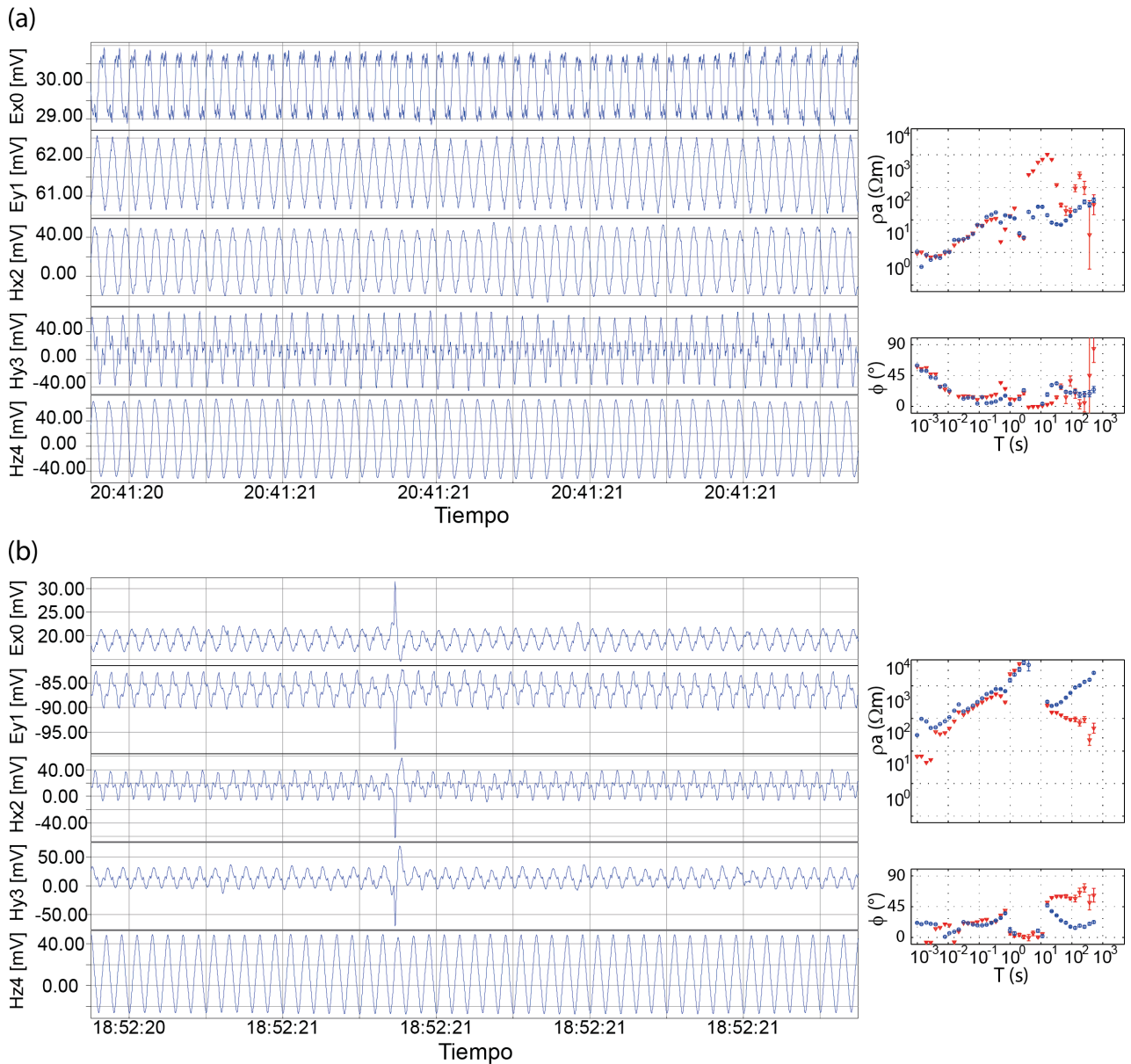


Figura 5.5: Series de tiempo y curvas de resistividad aparente y fase sin editar para los sitios (a) P11, ubicado en la Depresión Central y (b) P13, ubicado en la Cordillera de la Costa.

Las estaciones P09, P10 y P11 se ubican en la Depresión Central (Figura 5.4c), zona con mayor densidad de población que la Cordillera de la Costa por la presencia de ciudades y poblados, por lo que fue difícil el encontrar lugares ideales para la instalación de sitios de MT. Adicionalmente, las estaciones P10 y P11 se ubican a  $<6$  km de distancia de la ruta 5 Sur, principal carretera del país, y del tramo de la vía férrea electrificada que une San Fernando en la Sexta región y Chillán en la Octava región, infraestructura que representa una fuente de ruido electromagnético (ver Figura 5.4c, donde se indica la ubicación de ambos trayectos con una línea roja).

Como es de esperar las series de tiempo de la estaciones P09 y P11 presentan mayor ruido que las ubicadas en la Cordillera de la Costa y por lo tanto la calidad de los datos disminuye, especialmente en las frecuencias centrales en ambas estaciones, la llamada banda muerta, y a frecuencias bajas para el caso de la estación P11 (ver Figura 5.5, notar la diferencia en la amplitud del ruido en las series de tiempo de los campos magnéticos para ambos sitios). En la estación P10 se observaron claras evidencias de ruido electromagnético (ver Figura 5.6, notar la amplitud del ruido en los campos magnéticos). Como potencial fuente de este intenso ruido, se identificó la presencia de antenas de telecomunicaciones a menos de 1 km del sitio de instalación (punto rojo en la Figura 5.4c) que podrían influir en los datos.

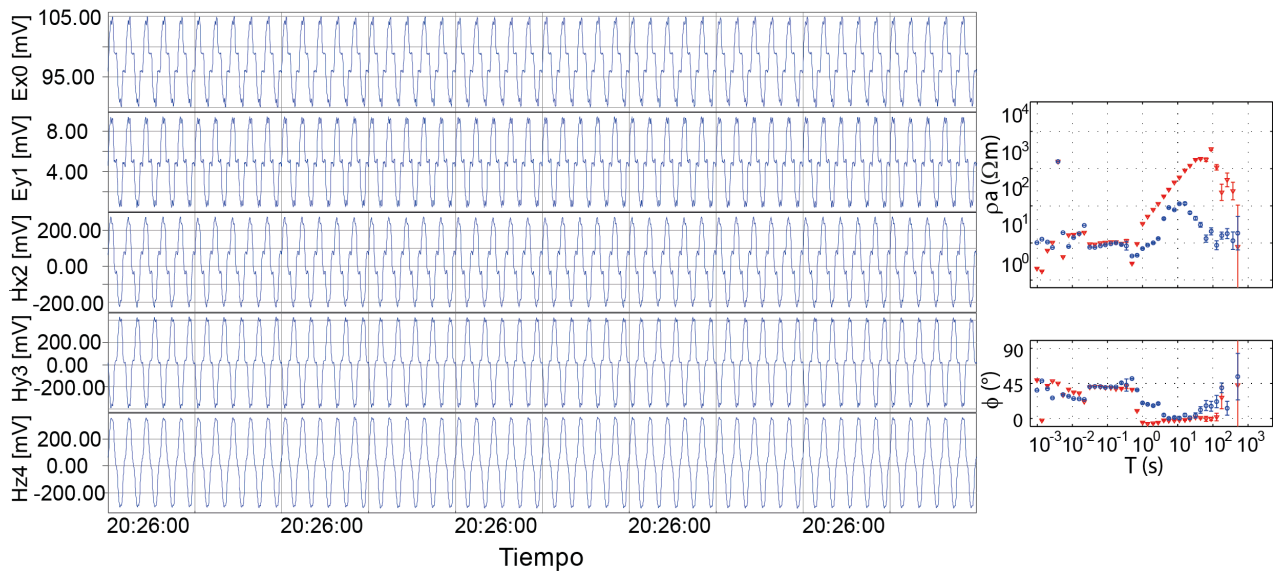


Figura 5.6: Series de tiempo y curvas de resistividad aparente y fase sin editar para el sitio P10, ubicado en la Depresión Central.

Hacia el Este se encuentran las estaciones P06, P07 y P08 ubicadas en el comienzo de la Cordillera Principal (Figura 5.4d). Estos sitios corresponden a los más complicados en términos de ubicación. En primer lugar, estas estaciones se encuentran en una zona con presencia de centrales hidroeléctricas: las centrales Colbún y Machicura se ubican a  $\sim 4$  y  $\sim 10$  km al Norte de P08, mientras que el embalse Ancoa, futura central hidroeléctrica, se localiza a  $\sim 3$  km al Este de P06 (ver Figura 5.4d, donde se indican con puntos rojos la ubicación de las centrales y del embalse). Las centrales de generación de energía eléctrica y los cables de alta tensión tienen una gran influencia en los datos magnetoteléuticos, debido a la gran amplitud de las señales electromagnéticas que producen y la distancia a la que estas

son registradas por el método. Por otra parte, dado el terreno necesario para instalar un sitio de MT y la facilidad de acceso, los sitios solo pudieron ser instalados en los valles fluviales que se encuentran poblados y no fue posible alejarse mucho de las casas y cables debido a lo estrecho de estos valles.

Por último, las estaciones P04, P05 y P05b localizadas en la Cordillera Principal (Figura 5.4e) presentan un bajo nivel de ruido y buena calidad en los datos, debido a que no se ubican en valles poblados y se encuentran a más de 20 km de las actuales centrales hidroeléctricas.

### 5.3. Análisis de dimensionalidad

Para determinar la dimensionalidad de la estructura de resistividad eléctrica de la zona de estudio, se analizaron las propiedades dimensionales del tensor  $\mathbf{Z}$  a través de la estimación del *strike* geoelectrico, y se calcularon las flechas de inducción a partir del tensor  $\mathbf{T}$ . Los resultados obtenidos se muestran a continuación.

#### 5.3.1. *Strike* geoelectrico

Como se mencionó antes (ver sección 4.2.3, para calcular el *strike* se utilizó un método capaz de estimar este valor para múltiples sitios y frecuencias simultáneamente. En primer lugar se calculó considerando todas las frecuencias y sitios, lo que dio como resultado una dirección de *strike* aproximadamente NS, con un valor promedio de  $\sim N01^\circ W$  (Figura 5.7a). Sin embargo, este valor depende de la banda de periodos considerada. Para periodos entre 0.1 y 1 s el *strike* no se encuentra bien definido (Figura 5.7b), mientras que para periodos mayores (1-100 s) los resultados son coherentes y cercanos a la dirección antes encontrada ( $\sim N02^\circ E$ ) (Figura 5.7c). Para periodos mayores a 100 s los resultados no se observa un *strike* definido (Figura 5.7d).

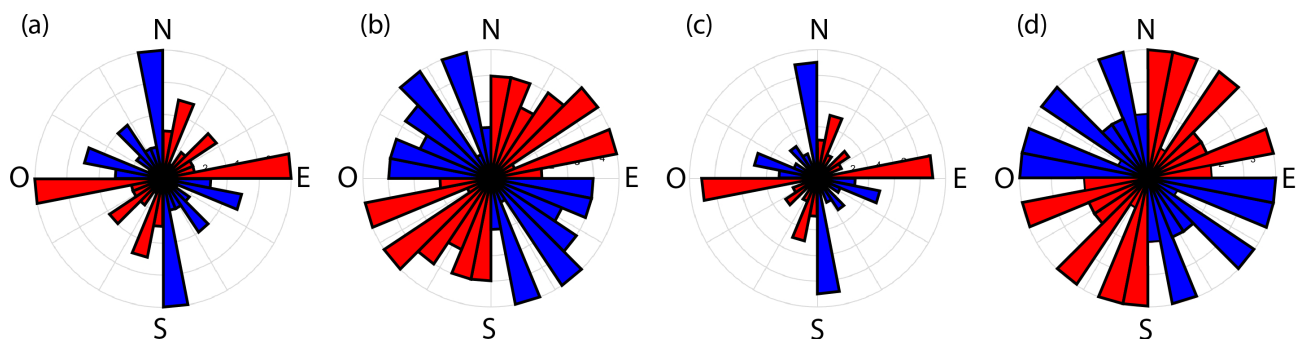


Figura 5.7: *Strike* geoelectrico para distintas bandas de periodo: (a) 0.01 - 1000 s, (b) 0.1-1 s, (c) 1-100 s y (d) 100-1000 s.

En el caso de los datos para periodos menores a 1 s no se espera encontrar un valor de *strike* definido, ya que no representan el comportamiento regional de la zona y por lo

tanto el análisis a estas frecuencias no es tan relevante. Por otra parte, la dispersión del *strike* observada para periodos mayores a 100 s se debe probablemente a la disminución en la cantidad y calidad de los datos del tensor  $\mathbf{Z}$  y por lo tanto, a pesar de que lo ideal sería contar con la información de este intervalo para definir un *strike* geoelectrico regional, no es posible utilizarlo en este análisis. De esta forma se utiliza solo el resultado del intervalo de 1 a 100 s en que se observa una dirección clara que coincide con la geología y estructuras de la zona y por lo tanto se asume que la estructura de resistividad regional se puede aproximar por una estructura 2D que varía en dirección E-W, es decir, subparalela a la transecta MT.

Considerando que los datos fueron medidos con respecto al Norte magnético y que el *strike* promedio obtenido para el intervalo de 1 a 100 s fue de N02°E, se optó por no rotar los datos, ya que el cambio hubiera sido prácticamente nulo ante un ángulo de rotación tan pequeño.

### 5.3.2. Flechas de inducción

Como la función de transferencia geomagnética depende de la frecuencia de los datos (ver sección 3.2.2), de igual manera las flechas de inducción son sensibles a la frecuencia de estudio. Por este motivo, se analizaron las flechas de inducción para diferentes periodos.

Para periodos cortos, es decir altas frecuencias, las flechas no muestran una tendencia regional consistente a lo largo de todo el perfil, como se observa en la Figura 5.8a. Esto sugiere la presencia de cuerpos conductores relativamente someros ubicados de manera aleatoria en relación al perfil.

Para periodos alrededor de 0.5 s (Figura 5.8b), las flechas de inducción en estaciones ubicadas en el arco volcánico apuntan consistentemente hacia el Norte, indicando la presencia de un conductor al Sur de este segmento del perfil. El cuerpo conductor podría estar relacionado con la capa de arcilla encontrada en el SGM (ver sección 3.5.2).

A medida que aumenta el periodo, es decir se alcanzan mayores profundidades, la orientación de las flechas cambia y comienzan a apuntar hacia el Oeste, alejándose del arco volcánico (Figuras 5.8c, 5.8d y 5.8e), indicando la presencia de cuerpos conductores hacia el Este. También se observa que las estaciones ubicadas al Norte de la Laguna del Maule presentan flechas que apuntan al Sur, indicando un conductor profundo al Norte de estas. Para periodos  $>50$  s se observa que en las estaciones del extremo Oeste del perfil las flechas tienden a apuntar hacia el Este. Este patrón puede indicar que para esos periodos estas estaciones son sensibles a la presencia del efecto del océano (cuerpo muy conductor).

Finalmente para periodos largos ( $>100$  s) las flechas poseen una gran componente NS, lo que no es consistente con la presencia del océano al Oeste del perfil ni con el *strike* geoelectrico regional encontrado, ya que en el caso ideal un *strike* aproximadamente NS debería resultar en flechas orientadas en la dirección EW. La deflexión de las flechas de inducción a lo largo del perfil puede deberse a la presencia de conductores fuera de este. Otro fenómeno que puede explicar esta deflexión es la presencia de una estructura eléctricamente anisótropa, tal como Brasse et al. (2009) interpretó para la Zona Volcánica Sur entre los 38° y 39°S. Se sugiere que en este caso la anisotropía desvía las flechas de una orientación esperada W-E, por efecto

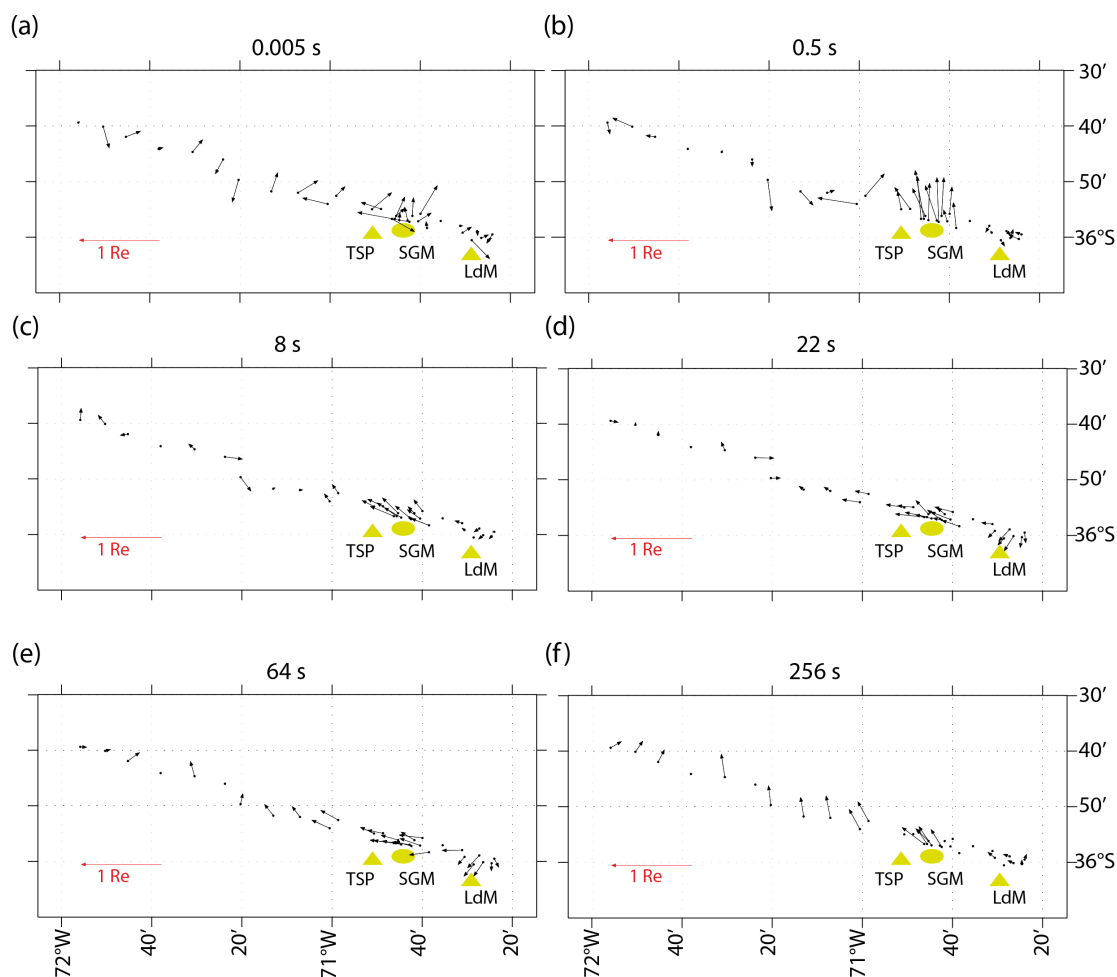


Figura 5.8: Flechas de inducción graficadas según la convención de Wiese (1962) para distintos periodos: (a) 0.005 Hz, (b) 0.5 Hz, (c) 8 s, (d) 22 s, (e) 64 s y (f) 256 s.

del océano, a una dirección SW-NE (Figura 5.9). Brasse et al. (2009) sugiere también que el *strike* de la anisotropía juega un papel importante en la dirección final de estos vectores y que los periodos que se ven afectados por este fenómeno dependen de la profundidad a la que se encuentre la capa anisotrópica.

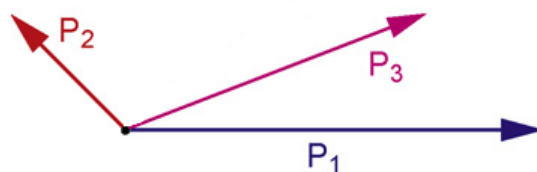


Figura 5.9: Efecto de la anisotropía en las flechas de inducción. P1: flechas producidas por el efecto de la costa, P2: flechas producidas por efecto de la capa anisotrópica, P3: flechas finales que se obtienen sumando el efecto observado en P1 y P2. Modificado de Brasse et al. (2009).

En este trabajo se propone la presencia de anisotropía como causa de la dirección de las



flechas de inducción observadas a periodos largos, debido a que para explicar estos resultados con anomalías conductivas fuera del perfil sería necesaria la presencia de conductores profundos y de grandes dimensiones al Sur de todo el perfil, de lo que no hay evidencia geológica. Para determinar realmente si la anisotropía es capaz de explicar este caso en particular es necesario realizar una investigación más a fondo enfocada solo en estos resultados, utilizando una metodología similar a la de Brasse et al. (2009), y además contar con datos de periodos más largos para analizar hasta que profundidad ocurre este fenómeno.

## 5.4. Inversiones

Considerando los resultados anteriores, se modelaron los datos a través de inversiones 2D a lo largo del perfil antes presentado. En esta sección se muestran las pruebas realizadas para encontrar la configuración de parámetros de inversión más adecuada, el modelo de resistividad eléctrica preferido y los análisis de sensibilidad para estudiar la estabilidad de este modelo.

En primer lugar se dibujó la grilla con el programa WinGlink. Se fijó la topografía interpolando a partir de la altura obtenida por el GPS en cada sitio. El ancho de las celdas se definió tomando en cuenta la separación entre las estaciones, dejando por lo menos una celda de separación entre estaciones consecutivas. En el sector Oeste del perfil se utilizó un ancho aproximado de 2 km, mientras que en el sector Este uno de 500 m. Por otra parte, se comenzó en la superficie con celdas de 50 m de alto, el cual aumenta con la profundidad con un factor de 1.2.

Luego se estableció un mínimo aceptable de error de 10 % y 5 % para ambos modos de la resistividad aparente y la fase, respectivamente. Estos valores se definieron como un *trade off* entre la calidad de las estaciones al Este y al Oeste del perfil. Debido a que la mayoría de los sitios presenta *static shift* en sus curvas de resistividad aparente, se decidió incluirlo como parámetro de inversión en ambos modos para todos los sitios.

Dado el resultado aproximadamente NS para la estimación del *strike*, se consideró un ángulo de 0°, a pesar de la orientación un poco más oblicua del perfil. De esta forma no fue necesario rotar el tensor  $\mathbf{Z}$ .

### 5.4.1. Efecto del Tipper

Las flechas de inducción calculadas a partir del Tipper reflejan fenómenos que no pueden ser representados con la metodología aquí utilizada, ya sea una estructura anisotrópica de resistividad que no puede ser representada con un algoritmo isotrópico o la existencia de estructuras conductoras fuera del perfil que no pueden ser representadas en un modelo 2D. Por esta razón se decidió no incluir el Tipper en la inversión final.

De todas formas, en pruebas anteriores se invirtió el Tipper en conjunto con los modos TE y TM, dando como resultado estructuras similares a las obtenidas con solo estos últimos, pero de dimensiones mucho mayores (Figura 5.10). A pesar de que el ajuste rms disminuye cuando



se incluye la información contenida en la función de transferencia geomagnética, esto puede deberse, por ejemplo, a la asignación de un mínimo aceptable de error muy alto (0.05) para la amplitud de las flechas en este caso particular, lo que disminuiría el valor del rms obtenido para las curvas del Tipper aún con un ajuste no tan bueno de los datos, disminuyendo también el rms total de la inversión. Por lo tanto, este valor puede ser engañoso y no es considerado como una variable válida para incluir o no el Tipper en el modelo final, consecuentemente se considera más relevante lo señalado en el párrafo anterior.

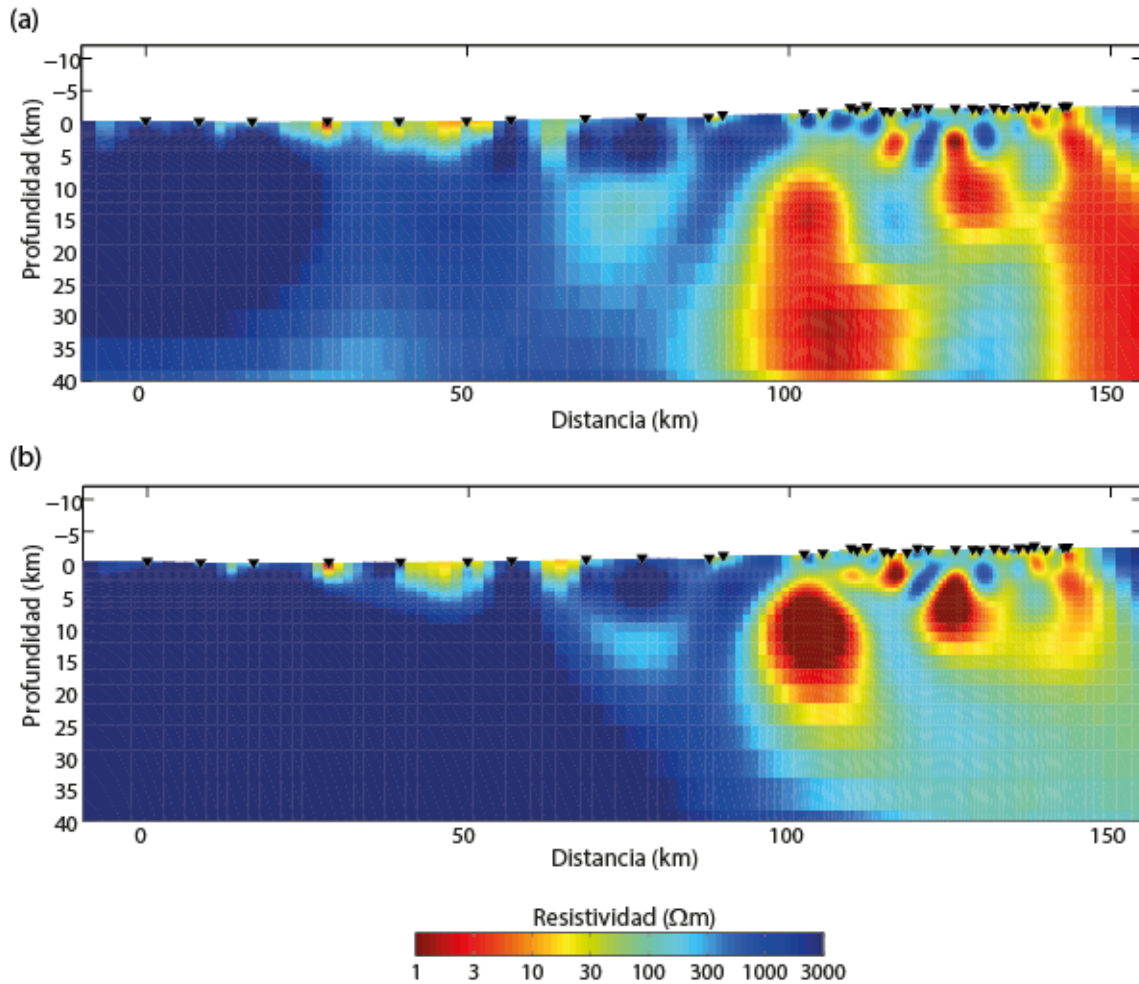


Figura 5.10: Inversiones 2D obtenidas para el perfil estudiado. Los parámetros de inversión corresponden a los mencionados en el texto. Se utilizó la versión 10 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001). (a) Se incluyen los modos TE, TM y el Tipper, se obtiene un rms de 2.55, (b) Inversión solo con los modos TE y TM, se obtiene un rms de 2.62.

Las inversiones mostradas en la Figura se realizan con la versión 10 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001) y con los parámetros señalados anteriormente (grilla, piso de error, *static shift* y *strike*), además se utiliza un valor de  $\tau = 10$ , variable que será explicada más adelante, y un modelo inicial de un semiespacio de  $100 \Omega m$ .

### 5.4.2. Valor de $\tau$

Para cualquier inversión regularizada es importante determinar el parámetro de regularización  $\tau$ , que define el *trade off* entre el ajuste de los datos, rms en este caso, y la suavidad del modelo. Una vez establecidos los parámetros antes mencionados en esta sección, se procedió a determinar el valor adecuado de  $\tau$  para este set de datos, para esto se realizaron inversiones con diferentes valores desde  $\tau = 0,1$  hasta  $\tau = 1000$ . Luego se graficó la denominada curva L (Figura 5.11), en la cual se muestra el valor del rms versus la aspereza (inverso de la suavidad) del modelo para cada valor de  $\tau$ , a partir de esta se definió un intervalo para el valor ideal de este parámetro que dé un modelo suavizado sin penalizar tanto el ajuste de los datos.

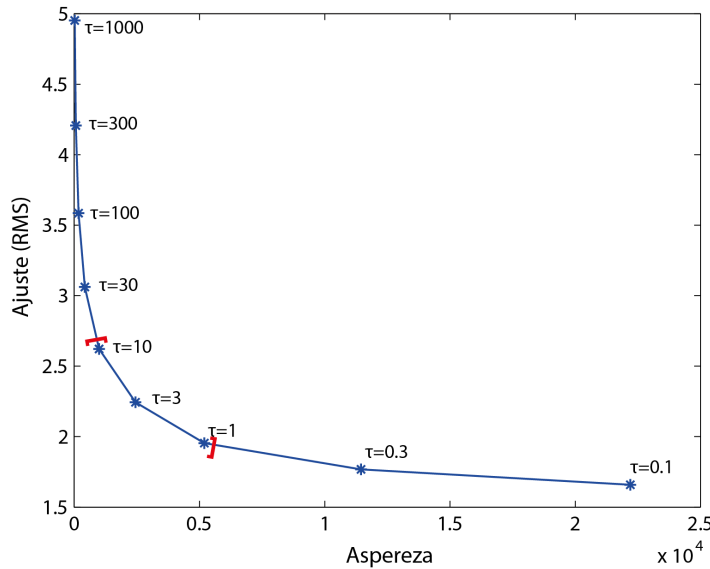


Figura 5.11: Curva L para la determinación del parámetro  $\tau$ . El intervalo escogido se muestra entre corchetes rojos.

El intervalo escogido se muestra en corchetes rojos y corresponde a la esquina del gráfico, ya que estos valores deberían acercarse a un *trade off* óptimo entre ajuste y suavidad. Para definir el valor de  $\tau$  se compararon los modelos obtenidos, los cuales se muestran en la Figura 5.12. Esta Figura muestra que las estructuras mayores están presentes en todos los modelos obtenidos, sin embargo, varían sus dimensiones y la suavidad del modelo. Como modelo preferido se escogió el modelo más suave ( $\tau = 10$ ), considerando lo señalado en la sección 4.3 sobre inversiones regularizadas. El valor  $\tau = 10$  es comúnmente utilizado en inversiones de este tipo (Brasse y Eydám, 2008; Brasse et al., 2009; Díaz et al., 2012).

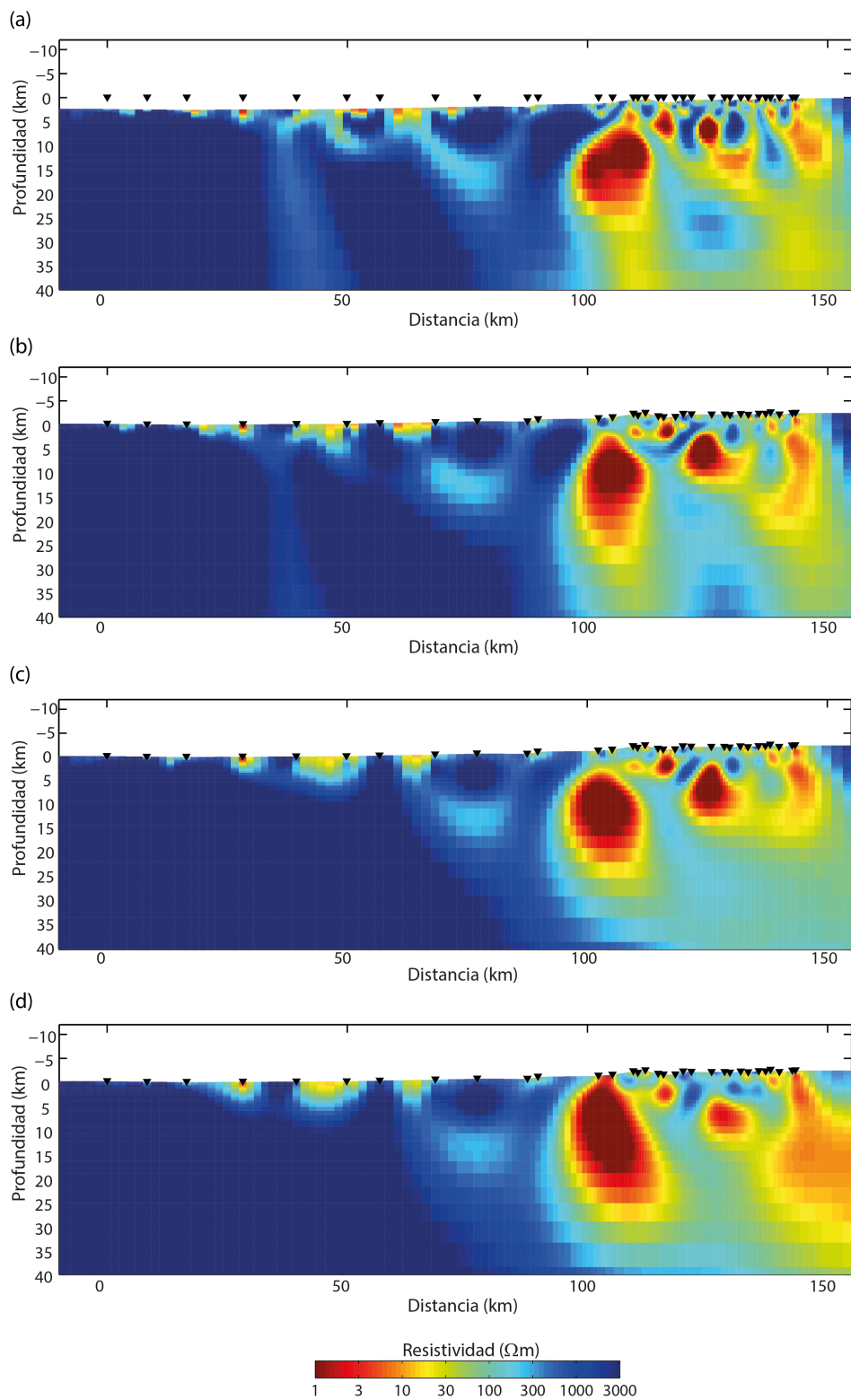


Figura 5.12: Inversiones 2D obtenidas para el perfil estudiado para distintos valores de  $\tau$ . Los otros parámetros de inversión corresponden a los mencionados en el texto. Se utilizó la versión 10 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001). (a)  $\tau = 1$ , rms=1.95, (b)  $\tau = 3$ , rms=2.24, (c)  $\tau = 10$ , rms=2.62 y (d)  $\tau = 30$ , rms=3.061.

### 5.4.3. Modelo inicial

A pesar de que el extremo occidental del perfil se ubica a 50 km de la costa, la presencia del océano (cuerpo de alta conductividad) puede afectar los periodos largos de datos medidos en el perfil. Por esta razón, se decidió incluirlo en el modelo inicial de las inversiones, con una profundidad máxima de 5 km. De la misma forma se incluyó la placa Nazca como un cuerpo altamente resistivo, de un espesor de 100 km y cuya superficie fue extraída del modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012). Estos fueron modelados como cuerpos de resistividad  $0.3 \Omega m$  y  $1000 \Omega m$  respectivamente (Brasse et al., 2009; Worzewski et al., 2011).

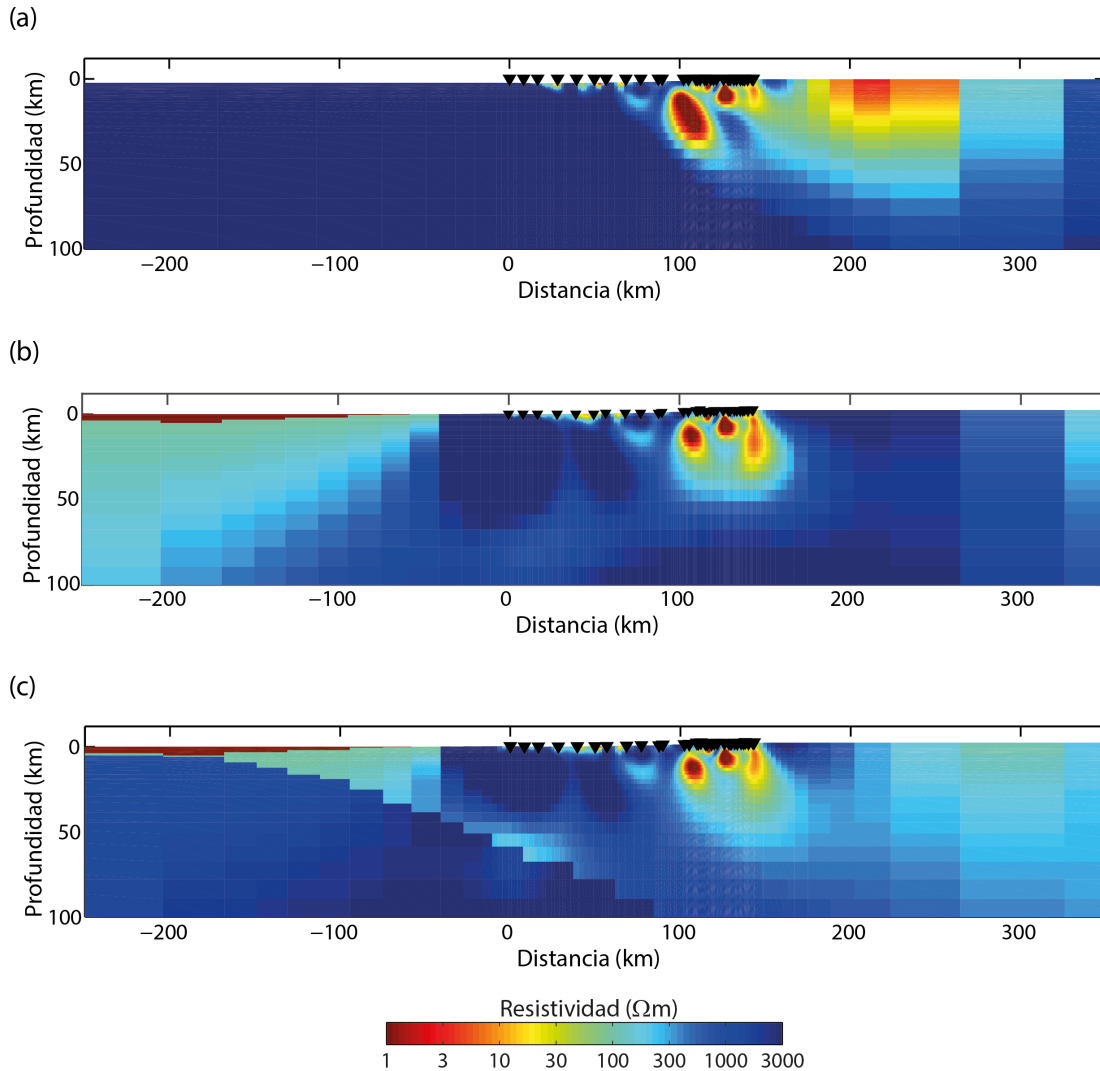


Figura 5.13: Inversiones 2D obtenidas para el perfil estudiado para distintos modelos iniciales. Los otros parámetros de inversión corresponden a los mencionados en el texto. Se utilizó la versión 11 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001). (a) Modelo inicial corresponde a un semiespacio de  $100 \Omega m$ ,  $rms=2.6$ , (b) Modelo inicial incluye solo el océano,  $rms=2.73$ , (c) Modelo inicial incluye el océano y placa Nazca,  $rms=2.73$ .

En la Figura 5.13 se muestran tres inversiones realizadas con los mismos parámetros, a

excepción del modelo inicial: la primera corresponde a un semiespacio homogéneo de  $100 \Omega m$ , en la segunda se incluye solo el océano y en la tercera se incluyen tanto el océano como la placa Nazca, los detalles de como se trabajaron estos cuerpos se detallan en los siguientes párrafos. Los parámetros de inversión corresponden a los mismos utilizados en la de la imagen 5.10b. Para estas inversiones y las siguientes se utilizó la versión 11 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001), a diferencia de las inversiones anteriores en que se utilizó la versión 10, debido a que esta última tiene problemas para fijar el valor de resistividad de las celda. Ello no afectó mayormente los resultados obtenidos.

Para incorporar el océano a la inversión se probaron diversos métodos, finalmente se decidió fijar la resistividad de las celdas que corresponden a este cuerpo y también las que están en contacto con él para evitar que se suavice el contraste de resistividad y conservar así la batimetría conocida.

Al obtener la inversión con el océano fijo (Figura 5.13b) se decidió también incluir la placa Nazca en el modelo inicial, debido a que los valores de aproximadamente  $100 \Omega m$  que se obtienen en donde la placa se ubica no son coherentes con lo esperado para una placa oceánica (Brasse et al., 2009; Worzewski et al., 2011). A diferencia del océano, la resistividad no se fijó en este caso para permitir variaciones dentro del cuerpo.

A pesar de que el valor del rms aumenta es posible notar que el modelo de resistividad obtenido presenta una estructura más razonable en términos geológicos al incluir las estructuras presentes en extremo Oeste del perfil. En primer lugar, desaparece el artefacto conductorio al Este de las estaciones (ver zona conductora en Figura 5.13a, approx. entre los 200-250 km del perfil), además, los valores de resistividad dejan de ser tan extremos para la mayor parte de la sección, especialmente de la depresión central hacia el Oeste. La inclusión de estas estructuras al modelo inicial es ampliamente utilizada en el modelamiento de datos magnetotélúricos a escalas regionales, tanto en los Andes como en otras zonas de subducción (Brasse et al., 2009; Heise et al., 2010; McGary et al., 2014; Worzewski et al., 2011).

#### 5.4.4. Modelo final

El modelo final se escogió tomando en cuenta los resultados de las pruebas de inversión presentados en esta sección, es decir, el modelo preferido corresponde a la inversión realizada con los modos TE y TM, un valor de  $\tau = 10$  y un modelo inicial que considera el océano y la placa Nazca. Este se muestra en la Figura 5.14 junto con el ajuste de algunas estaciones, y más en detalle en la Figura 5.15.

Este modelo presenta cuatro cuerpos conductivos principales (C1, C2, C3 y C4 en la Figura 5.15), todos ubicados desde el frente volcánico hacia el Este. Hacia el Oeste de la sección, es decir la región de ante-arco, en el modelo predominan valores altos de resistividad, con la excepción de las estructuras S1, d1, d2, R1 y R2 (ver Figuras 5.14 y 5.15).

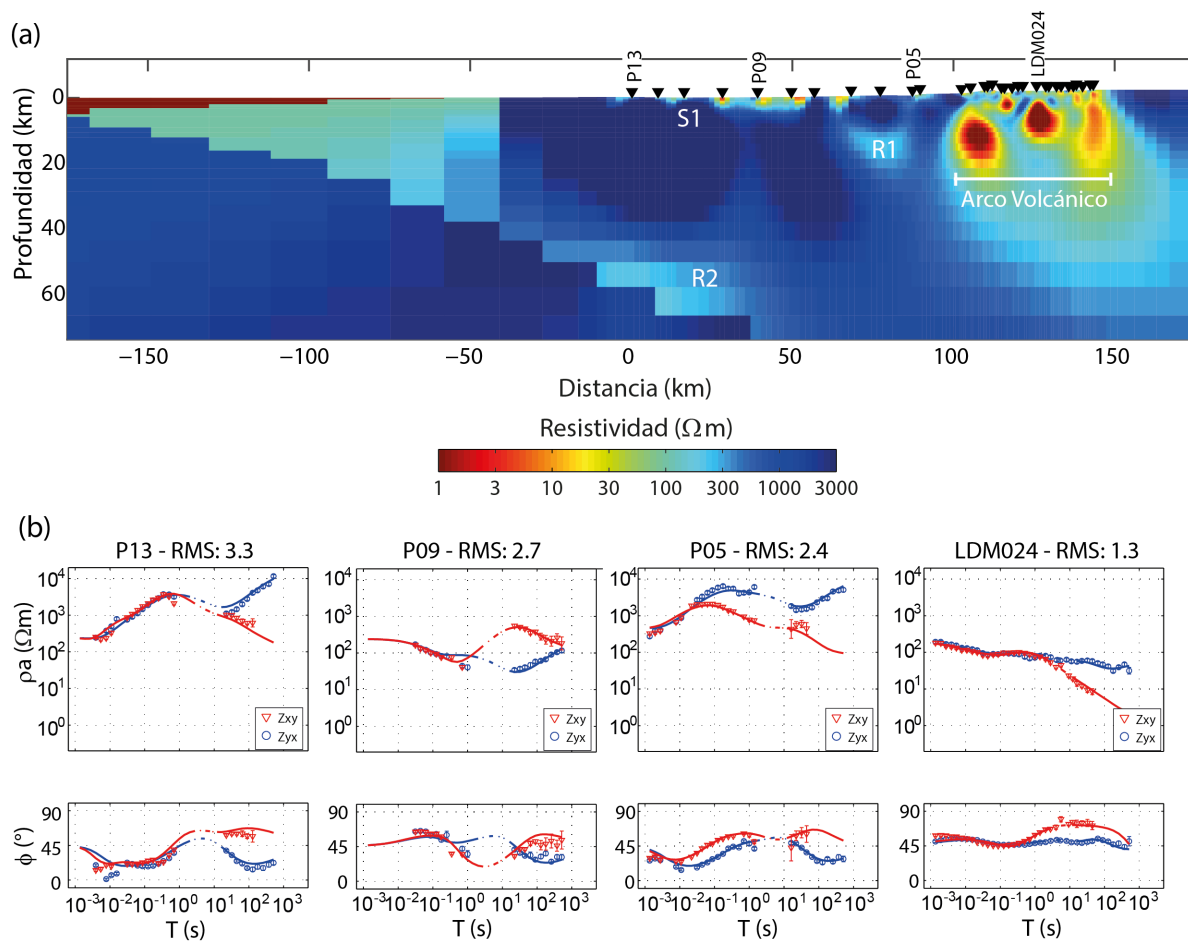


Figura 5.14: (a) Modelo final de resistividad eléctrica 2D del perfil estudiado. Los parámetros de inversión corresponden a los mencionados en el texto. Se utilizó la versión 11 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001). Las anomalías S1, R1, R2 y los conductores presentes en el arco volcánico se explican en el texto. Los triángulos negros corresponden a las estaciones de MT. (b) Curvas de resistividad aparente y fase, además de la respuesta del modelo para varias estaciones. El rms total para la inversión fue de 2.73 después de 200 iteraciones.

Los cuerpos C1, C2, C3, R1 y R2 fueron validados a través de análisis de sensibilidad descritos en la siguiente sección. El cuerpo C4 es tomado como un artefacto, ya que se encuentra en el borde del perfil y no es consistente con estudios locales en la zona, los cuales se especifican más adelante.

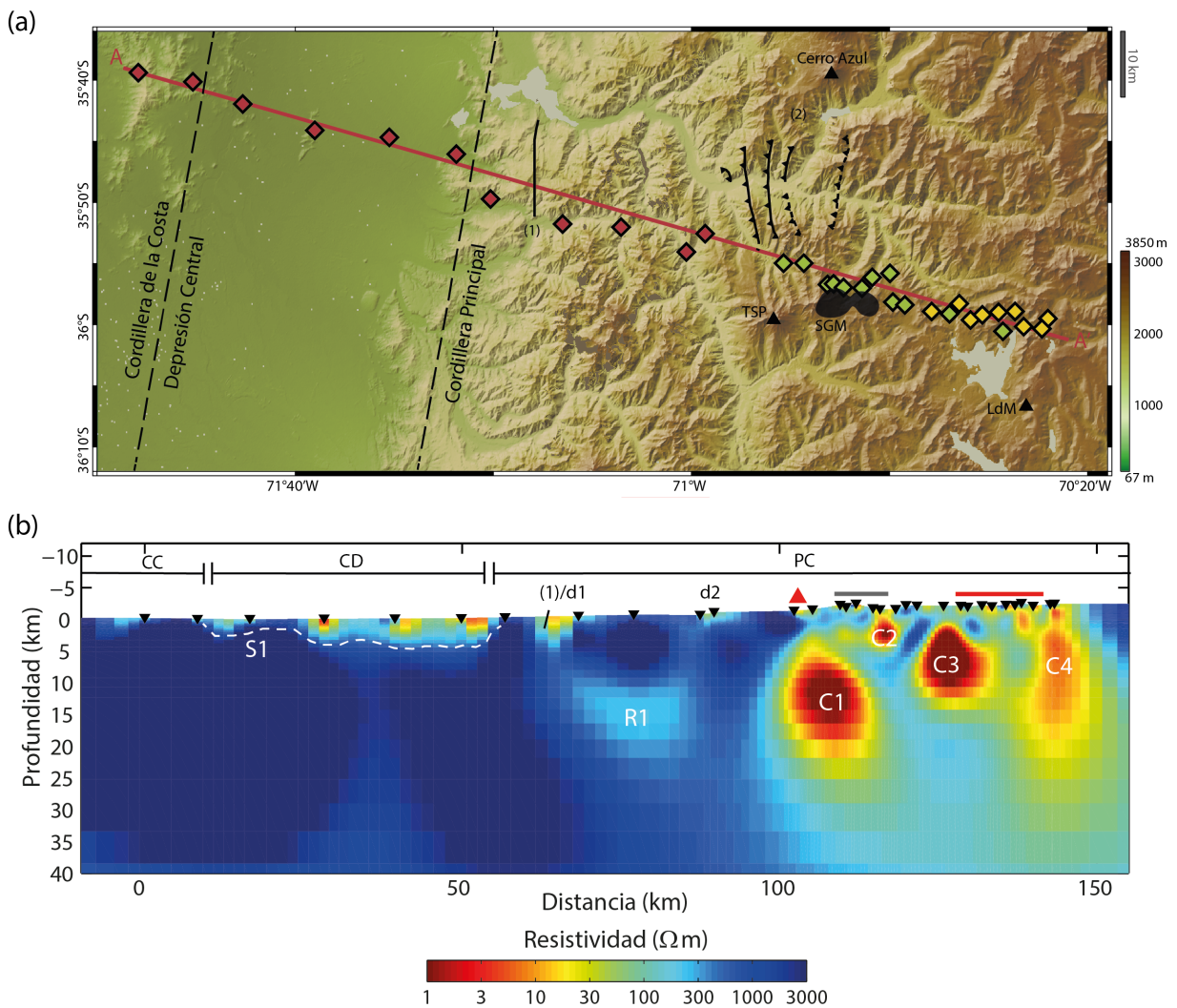


Figura 5.15: (a) Mapa de distribución de estaciones de MT en el perfil. (b) Modelo final de resistividad eléctrica 2D en detalle del perfil estudiado. Los parámetros de inversión corresponden a los mencionados en el texto. Se utilizó la versión 11 del algoritmo de Rodi y Mackie (2001). Las anomalías S1, d1, d2, R1, C1, C2, C3 y C4 se explican en el texto. Los triángulos negros corresponden a las estaciones de MT. Las unidades morfoestructurales se delimitan en el modelo: Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC) y Cordillera Principal (CP). (1) corresponde a la falla mostrada en la Figura 4.1. El complejo TSP se representa por un triángulo rojo, el SGM por un rectángulo gris y el complejo LdM por un rectángulo rojo.



## 5.5. Análisis de Sensibilidad

En esta sección se investigan las estructuras C1, C2, C3, R1 y R2 del modelo final (Figura 5.15). Además se realizó un análisis de sensibilidad para testear la posibilidad de un único cuerpo conductor en el arco volcánico, en lugar de varios cuerpos individuales.

### 5.5.1. Arco volcánico

Para los cuerpos conductivos C1, C2 y C3 del arco volcánico se reemplazaron las anomalías por cuerpos de  $100 \Omega m$ , se estudió la respuesta *forward* y se invirtió nuevamente (ver procedimiento en sección 4.3.1). Los resultados obtenidos en los análisis de sensibilidad se resumen en las Figuras 5.16, 5.17 y 5.18 para los conductores C1, C2 y C3 respectivamente.

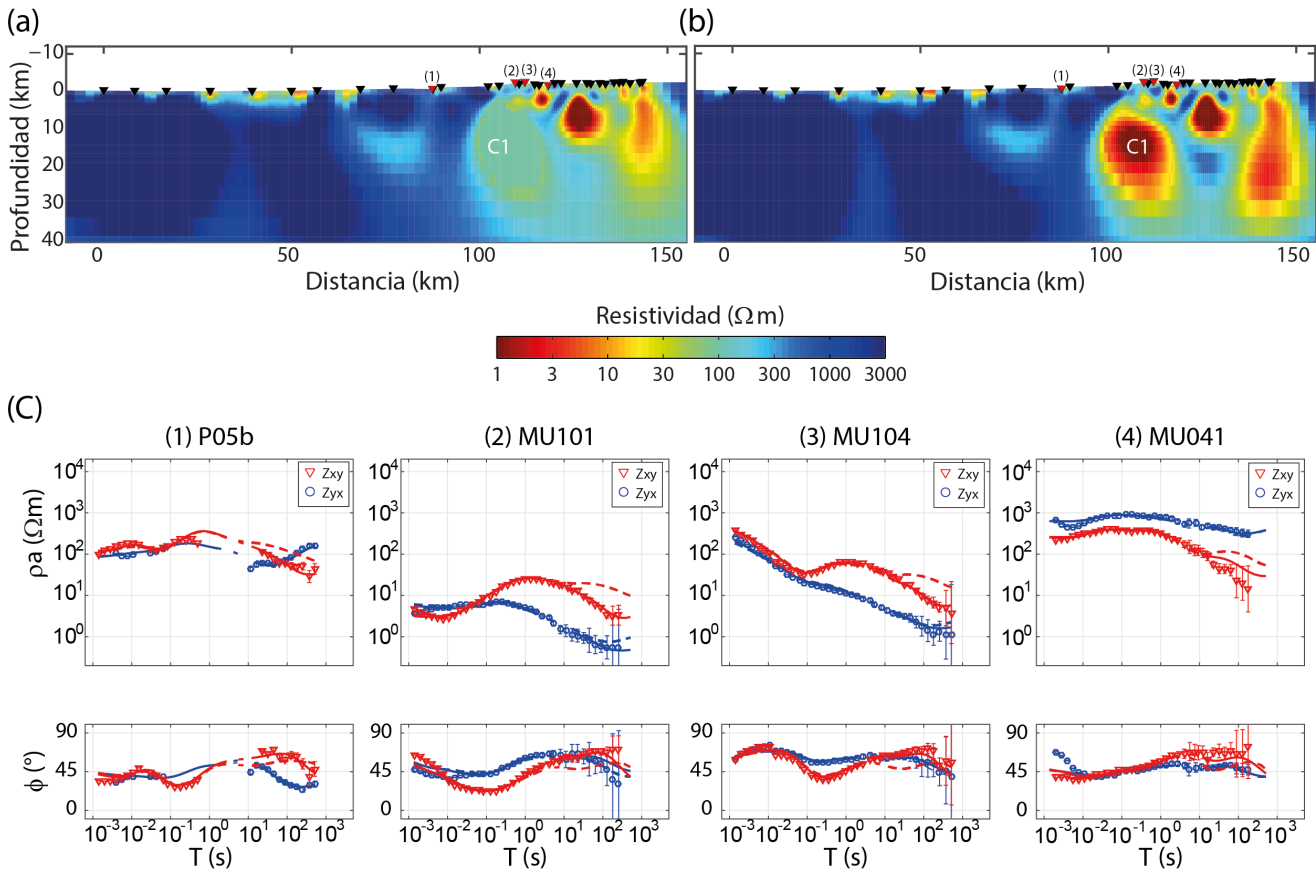


Figura 5.16: Análisis de sensibilidad para el cuerpo conductor C1. (a) C1 es reemplazado por un cuerpo de  $100 \Omega m$ . (b) Inversión del perfil utilizando el modelo de (a) como modelo inicial, C1 es recuperado por la inversión luego de removerlo. (c) Curvas de resistividad aparente y fase observadas y calculadas como respuesta de los modelos. La línea punteada muestra la respuesta del modelo (a), mientras que la línea sólida la respuesta del modelo (b).

Como se observa en la Figura 5.16, el efecto de remover C1 se refleja en que el ajuste disminuye para las estaciones cercanas al cuerpo, afectando periodos  $>10$  s de las curvas de



resistividad aparente y fase del modo TE, como en la estación (2) MU101. Un desajuste en el modo TE para similares periodos también se observa en estaciones alejadas del frente volcánico, como en las estación (1) P05b, debido probablemente a la profundidad y dimensiones que alcanza esta anomalía.

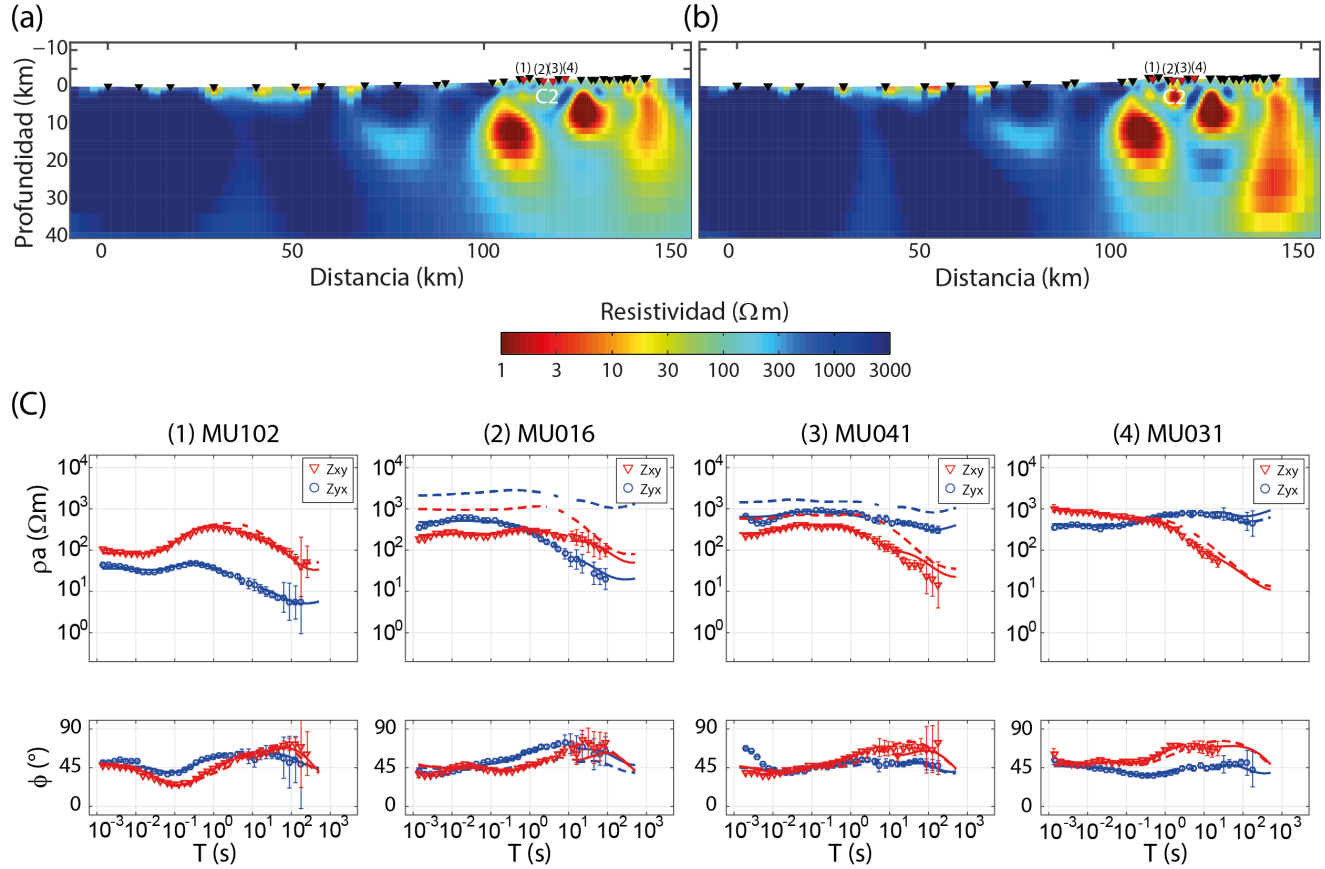


Figura 5.17: Análisis de sensibilidad para el cuerpo conductivo C2. (a) C2 es reemplazado por un cuerpo de 100  $\Omega m$ . (b) Inversión del perfil utilizando el modelo de (a) como modelo inicial, C2 es recuperado por la inversión luego de removerlo. (c) Curvas de resistividad aparente y fase observadas y calculadas como respuesta de los modelos. La línea punteada muestra la respuesta del modelo (a), mientras que la línea sólida la respuesta del modelo (b).

En el caso de C2, se observa que solo estaciones cercanas son sensibles a su presencia (Figura 5.17). El remover este conductor afecta a todas las estaciones cercanas, especialmente en periodos cercanos a los 10 s. En el caso de (2) MU016, la curva de resistividad aparente se ve afectada en forma y magnitud en todos los periodos para los modos TE y TM, mientras que en la fase solo se observa un desajuste para el modo TM.

Por último para C3 el caso es similar a C1, afectando solo el modo TE a periodos largos de las estaciones más alejadas y ambos modos para las estaciones cercanas (ver Figura 5.18). La diferencia del efecto de remover C3 con respecto a remover C1 es la distancia a la que se encuentran las estaciones afectadas, debido a la profundidad menor que alcanza este cuerpo.

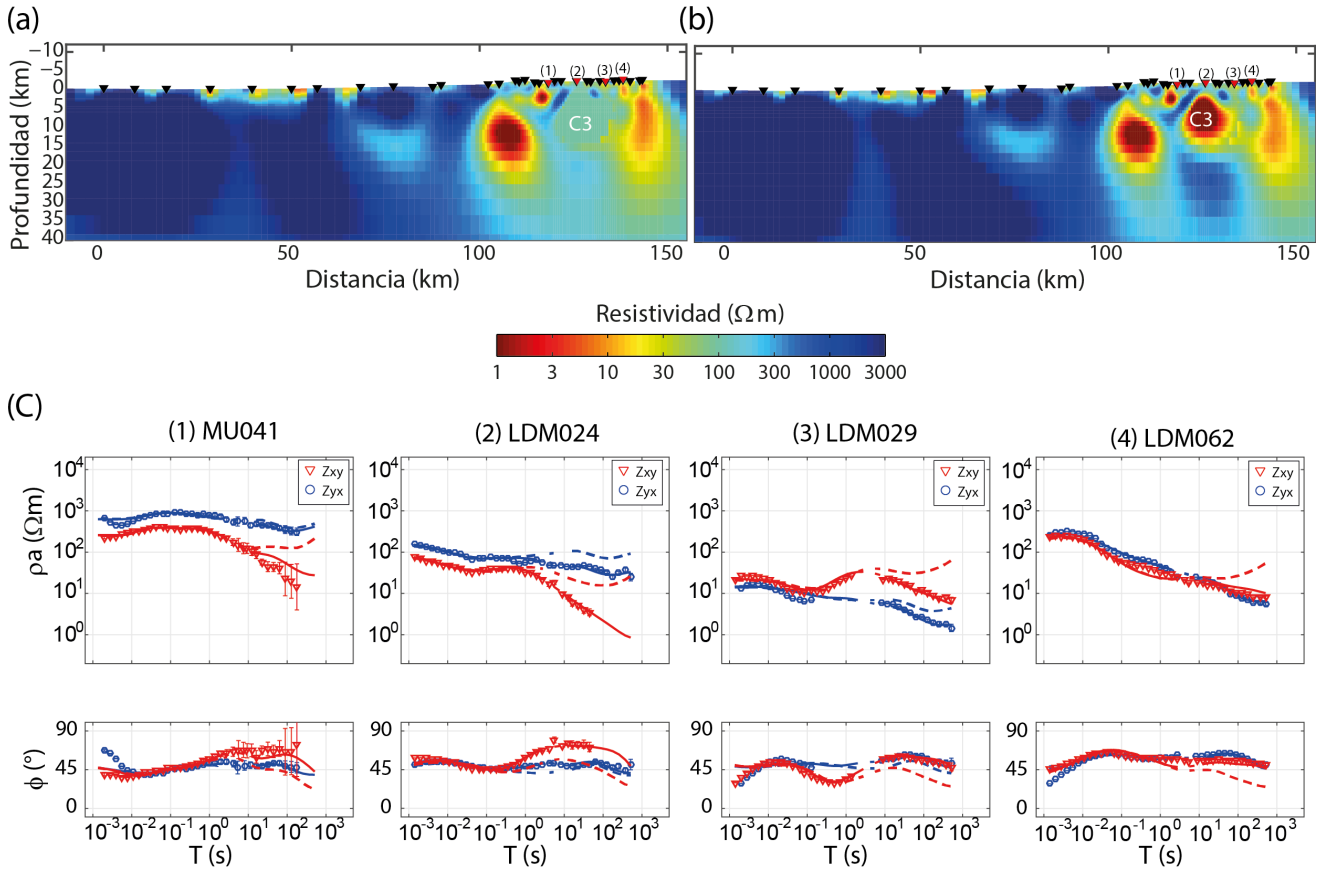


Figura 5.18: Análisis de sensibilidad para el cuerpo conductor C3. (a) C3 es reemplazado por un cuerpo de 100  $\Omega m$ . (b) Inversión del perfil utilizando el modelo de (a) como modelo inicial, C3 es recuperado por la inversión luego de removerlo. (c) Curvas de resistividad aparente y fase observadas y calculadas como respuesta de los modelos. La línea punteada muestra la respuesta del modelo (a), mientras que la línea sólida la respuesta del modelo (b).

En los tres casos analizados anteriormente, la reinversión obtuvo nuevamente la zona conductora eliminada (ver Figuras 5.16b, 5.17b y 5.18b). Tomando en consideración los resultados anteriores se puede concluir que las tres estructuras son requeridas por los datos y por lo tanto el modelo es estable en relación a estas. Por otra parte, estas estructuras estuvieron presentes en la mayoría de las inversiones realizadas con distintos parámetros, variando eso si en su tamaño.

Una última prueba realizada para el arco volcánico consistió en reemplazar los cuerpos C1, C2 y C3 y las zonas resistivas entre ellos con un único cuerpo de 3  $\Omega m$ , con el fin de probar si se recuperaban los tres conductores de forma individual o si es posible la existencia de un cuerpo conductor de mayores dimensiones bajo el arco volcánico. El resultado se muestra en la Figura 5.19, en la cual se observa como el ajuste disminuye para las curvas de resistividad aparente y fase en ambos modos electromagnéticos. Además, luego de invertir nuevamente, queda clara la necesidad de zonas más resistivas entre las anomalías. Como en este caso el test es sobre zonas de mayor resistividad y el MT es más sensible a los conductores, el efecto se observa solo en las estaciones más cercanas.

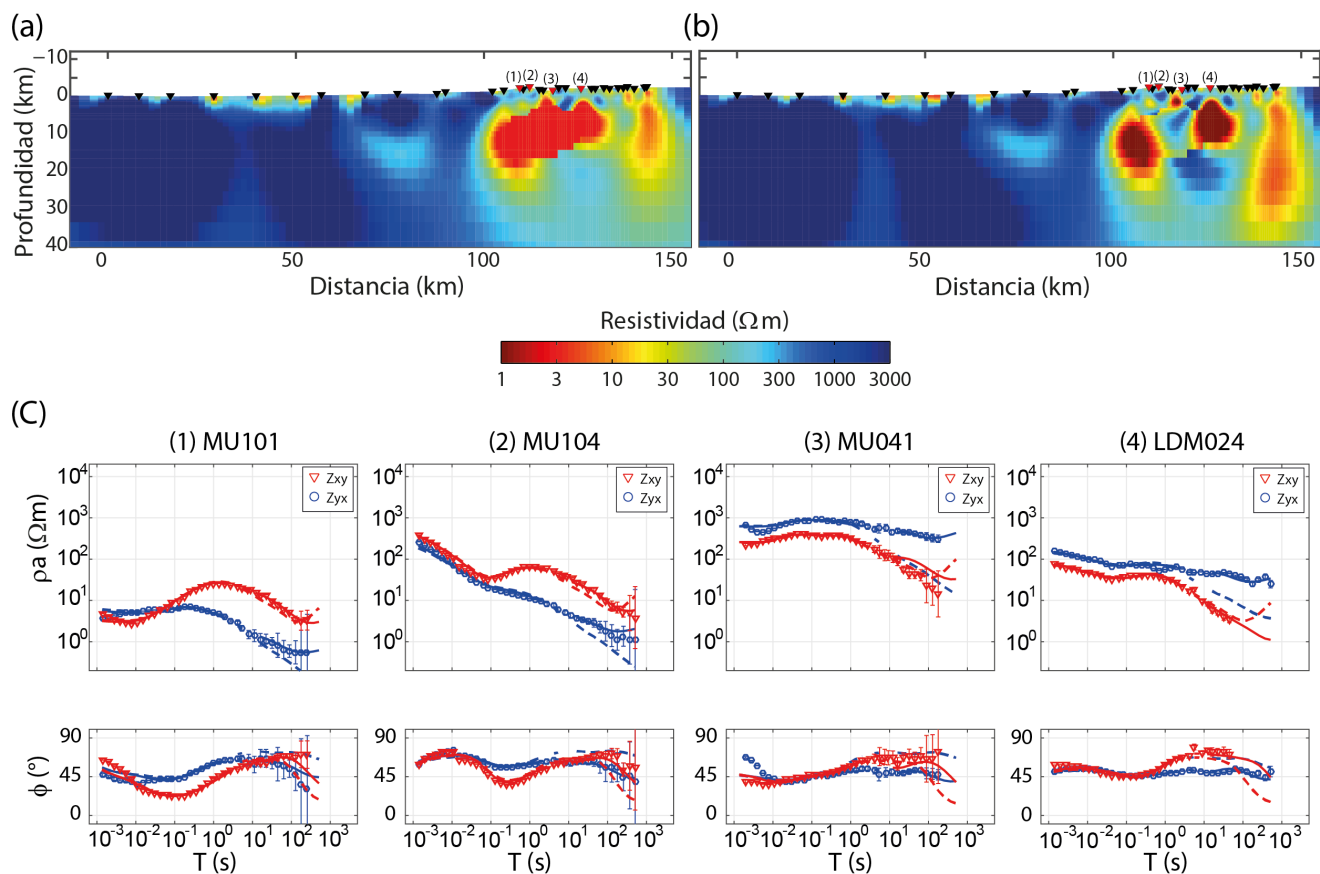


Figura 5.19: Análisis de sensibilidad para el todo el arco olcánico. (a) Se incluye un cuerpo de  $3 \Omega m$  bajo el arco volcánico. (b) Inversión del perfil utilizando el modelo de (a) como modelo inicial, la inversión recupera zonas más resistivas entre los conductores individuales. (c) Curvas de resistividad aparente y fase observadas y calculadas como respuesta de los modelos. La línea punteada muestra la respuesta del modelo (a), mientras que la línea sólida la respuesta del modelo (b).

### 5.5.2. Ante arco

Las estructuras de resistividad ubicadas en el ante arco R1 y R2, fueron reemplazadas por cuerpos de  $1500 \Omega m$ , valor cercano al entorno de ambas anomalías. Los resultados se muestran en las Figuras 5.20 y 5.21. Para ambos casos (R1 y R2) el modo TM es el más afectado en las estaciones que se ubican sobre la anomalía, a periodos largos para la resistividad aparente y a periodos medios para la fase. En el caso de R2 también se observa un efecto en el modo TE para periodos largos, pero debido a la calidad de los datos a estos periodos es difícil discriminar si el ajuste disminuye o no. Como ya se señaló, el MT es más sensible a cuerpos conductores, por lo tanto el efecto de remover cuerpos relativamente resistivos como R1 y R2 es menor.

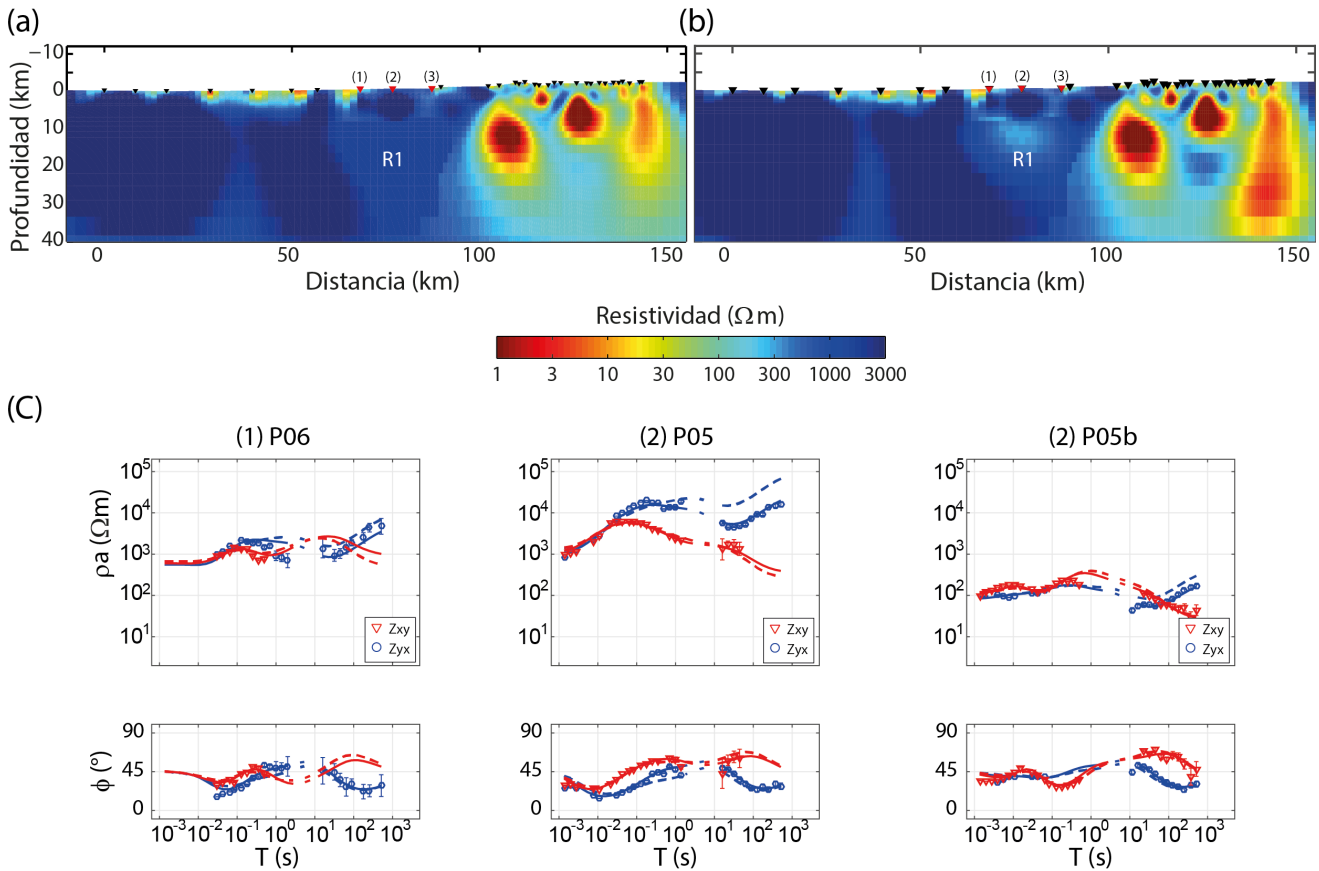


Figura 5.20: Análisis de sensibilidad para el cuerpo R1. (a) R1 es reemplazado por un cuerpo de  $1500 \Omega m$ . (b) Inversión del perfil utilizando el modelo de (a) como modelo inicial, la inversión recupera una anomalía más conductiva respecto a su entorno. (c) Curvas de resistividad aparente y fase observadas y calculadas como respuesta de los modelos. La línea punteada muestra la respuesta del modelo (a), mientras que la línea sólida la respuesta del modelo (b).

Al reinvertir luego de remover R1, se observa que los datos requieren una anomalía más conductiva que su entorno en esta zona. Por otra parte, para R2 no es tan claro, a pesar de que disminuye levemente la resistividad. Considerando este leve cambio de resistividad luego de reinvertir y la diferencia en el ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase al remover R2, se concluye que una disminución de la resistividad es necesaria a profundidades del manto superior ( $>40$  km), sin embargo, debido al rango de frecuencias de los datos (0.001 a 1000 s) y la calidad de los datos a periodos largos en el ante arco, no es posible determinar con mayor precisión los valores de resistividad y la profundidad de esta anomalía.

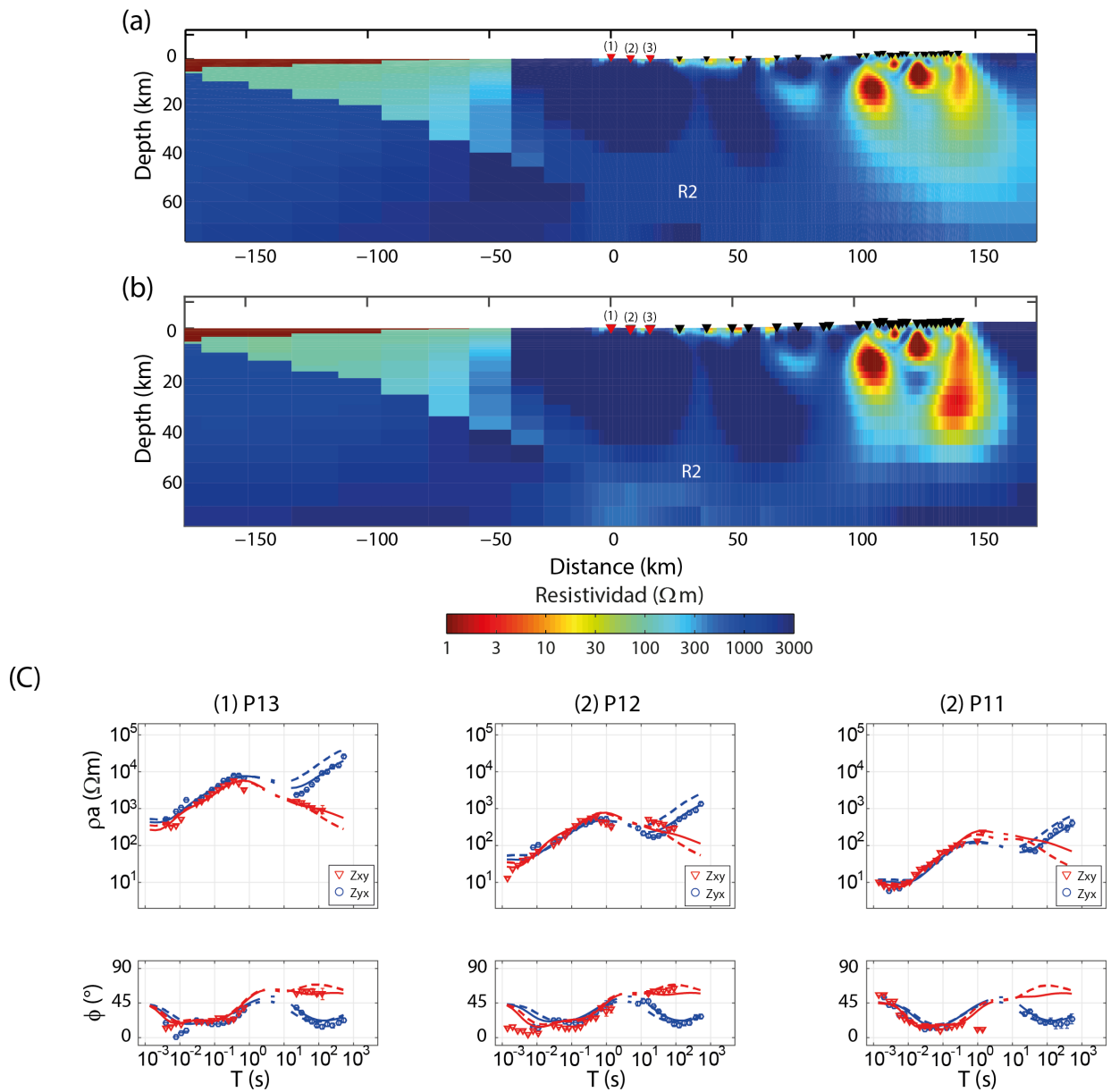


Figura 5.21: Análisis de sensibilidad para el cuerpo R2. (a) R2 es reemplazado por un cuerpo de  $1500 \Omega m$ . (b) Inversión del perfil utilizando el modelo de (a) como modelo inicial. (c) Curvas de resistividad aparente y fase observadas y calculadas como respuesta de los modelos. La línea punteada muestra la respuesta del modelo (a), mientras que la línea sólida la respuesta del modelo (b).

# Capítulo 6

## Discusión e interpretación geológica de modelo final

En esta sección se describe la interpretación geológica del modelo de resistividad final y se discuten sus implicancias los distintos elementos de la zona de subducción. El modelo que se interpretará corresponde al presentado en las Figuras 5.14 y 5.15. Es conveniente volver a mencionar que el enfoque de este estudio es regional y la discusión e interpretación del resultado final se basan en esto. Como se observa en la Figura 5.14 es posible dividir el modelo en dos dominios según los valores de resistividad y las estructuras presentes en cada uno: el arco volcánico, en el que se encuentran cuerpos altamente conductivos, y el ante arco, donde predominan valores altos de resistividad.

### 6.1. Arco Volcánico

Como se mencionó anteriormente (ver sección 3.5.1), en áreas de volcanismo activo es esperable encontrar valores de conductividad altos debidos principalmente a zonas de magmatismo, fluidos y alteración hidrotermal, o una combinación de estos factores. El modelo de resistividad muestra que el arco volcánico se caracteriza por la presencia de zonas conductoras en profundidad. De acuerdo al análisis de sensibilidad realizado (ver sección 5.5), se determinó que las zonas de baja resistividad constituyen anomalías individuales y no forman parte de un único cuerpo conductor bajo el arco volcánico. En base a la ubicación de estas anomalías, se interpreta que ellas están relacionadas a diferentes sistemas volcánicos y geotermales.

El cuerpo C1 se localiza aproximadamente bajo el complejo volcánico Tatara-San Pedro (triángulo rojo en Figura 5.15), que se ubica en el actual frente volcánico a  $\sim 8$  km al Sur del perfil. El sistema volcánico presenta actividad sísmica volcano-tectónica y de periodo largo lo que podría indicar un sistema magmático y/o hidrotermal activo asociado al complejo (McNutt, 2005). Se propone que la anomalía de resistividad en C1 se asocia a este reservorio magmático. Otros estudios de MT han identificado cuerpos conductivos que han sido

interpretados como reservorios magmáticos asociados a diferentes sistemas volcánicos, tanto en los Andes (Comeau et al., 2015; Díaz et al., 2015) como en otras zonas de subducción, por ejemplo la Zona Volcánica de Taupo en Nueva Zelanda (Heise et al., 2010) y Cascadia en los Estados Unidos (Hill et al., 2009). La base del conductor C1 es difícil de precisar con el rango de frecuencias adquiridos en este estudio, la extensión en profundidad de este cuerpo podría acotarse mejor al complementar estos datos con datos de MT de periodo largo.

Considerando las lavas más recientes del complejo (dacitas de Holoceno), Costa et al. (2004) restringió las condiciones pre-eruptivas a  $200 \pm 50$  MPa,  $850 \pm 10$  °C y 4.5-5.5 % H<sub>2</sub>O. Las cantidades de SiO<sub>2</sub> varían entre 51-66 %, mientras que las de Na<sub>2</sub>O se encuentran entre 3.26-4.56 % (Costa et al., 2004). Utilizando estos valores y la aplicación web SIGMELTS de Pommier y Le-Trong (2011), se estima que la resistividad eléctrica del reservorio magmático varía entre 2-10  $\Omega m$ , lo que es consistente con los valores de resistividad obtenidos para la anomalía C1.

Hacia el Este del TSP se encuentra el Sistema Geotermal Mariposa. En este sector, un estudio MT local identificó una capa horizontal de baja resistividad con profundidades de aproximadamente 500 m, anomalía de resistividad que interpretaron como una capa arcillosa ligada al sistema geotermal (ver Figura 6.1a) (Hickson et al., 2011). Como se señaló en la sección 3.5.2, esta capa se forma típicamente sobre sistemas geotermales activos por efecto de la alteración hidrotermal. Debido al tamaño de las celdas, obtener una imagen detallada de la capa de alteración con este estudio no es posible, a pesar de ello, se observan en el área donde se ubica el SGM valores de resistividad bajos en el primer kilómetro del modelo que podrían relacionarse con dicha capa (ver Figura 6.1c).

Dada la ubicación del cuerpo conductor C2 en el modelo de la Figura 5.15, se propone que este forma parte del SGM (ver Figura 6.1c). Por sus dimensiones y profundidad, se descarta la posibilidad de que la anomalía conductiva C2 se deba completamente a la capa arcillosa detectada por Hickson et al. (2011) y se sugiere que un elemento diferente del sistema actúa disminuyendo la resistividad en esta área. El conductor C2 se ubica bajo la fumarola Los Hoyos, manifestación en superficie del sistema geotérmico, lo que sugiere que la disminución de resistividad observada puede deberse a fluidos hidrotermales que se acumulan allí, sin embargo, análisis geoquímicos de las manifestaciones geotérmicas indican un reservorio dominado por vapor con un nivel de fase líquida profundo. Otra posibilidad es que el cuerpo C2 corresponda a una fuente de calor magmática asociada al SGM. Esta interpretación se basa en el modelo conceptual de sistemas geotermales de alta entalpía (ver Figura 6.1b y sección 3.5.2 para más detalles), según el cual el cuerpo C1 discutido antes podría también constituir una fuente de calor para el sistema geotermal. Estructuras similares con fuentes de calor someras han sido observadas en otros sistemas geotérmicos (Bai et al., 2001; Harinarayana et al., 2006). Con los antecedentes disponibles sobre el SGM no es posible determinar la naturaleza del cuerpo C2, más información sobre geoquímica o pozos profundos podrían ser de utilidad para este fin, por ejemplo, al resolver la profundidad del reservorio líquido bajo la fumarola Los Hoyos.

En la Figura 6.1c se señala con línea continua una zona relativamente resistiva ( $\sim 100$ -500  $\Omega m$ ) con respecto a las dos capas conductoras que la delimitan ( $<100$   $\Omega m$ ). Basándose en el modelo conceptual para el SGM de Hickson et al. (2011)(Figura 6.1a) y el modelo concep-

tual de la Figura 6.1b, se interpreta esta zona más resistiva como el reservorio del recurso geotérmico, confinado entre la capa de alteración de arcillas y fuentes de calor magmáticas más conductivas.

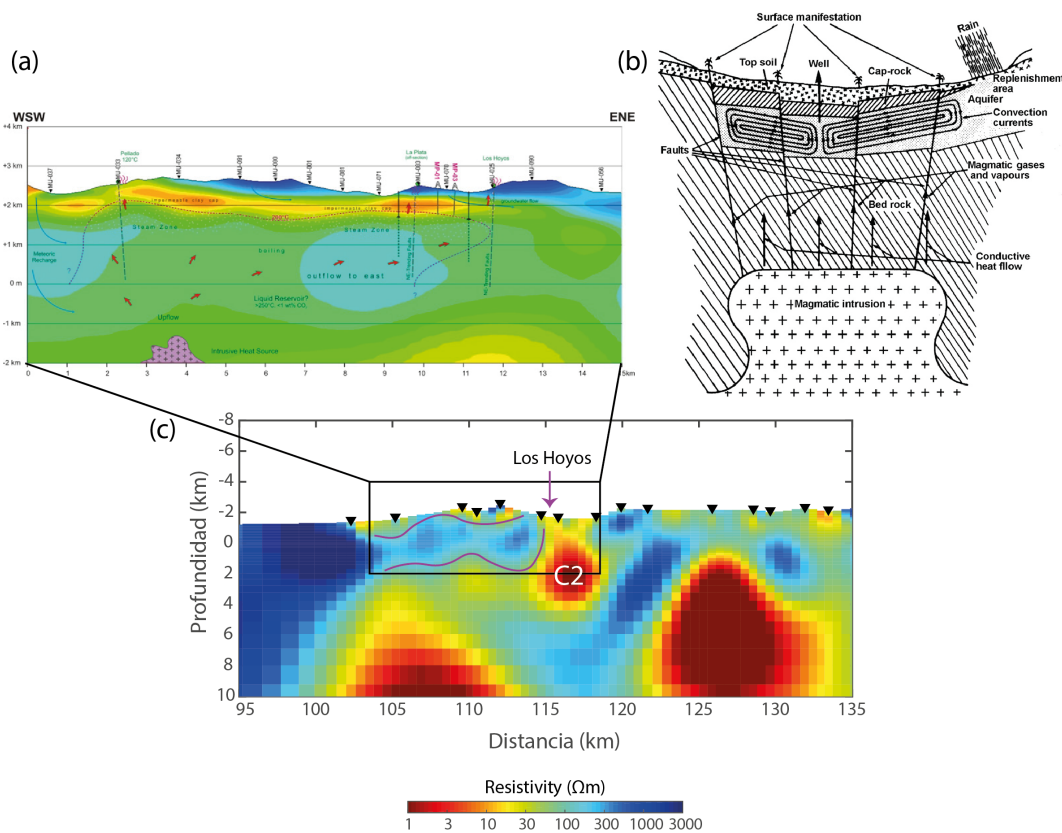


Figura 6.1: Interpretación del cuerpo conductivo C2 en relación al SGM. (a) Sección de la estructura de resistividad eléctrica del SGM (Hickson et al., 2011). (b) Modelo conceptual de un sistema geotermal de alta entalpía (Berkthold, 1983). (c) Detalle del modelo final de la estructura de resistividad eléctrica alrededor de la anomalía C2. Se encierra en un rectángulo negro la ubicación referencial de la sección de Hickson et al. (2011) en la estructura de resistividad obtenida en esta tesis, a pesar de que ambas secciones no tienen la misma orientación. Se señala la ubicación de la fumarola Los Hoyos.

La anomalía C3 se encuentra ubicada bajo el complejo volcánico Laguna del Maule, al Noroeste de la laguna. Cordell et al. (2016) obtuvo un modelo de resistividad eléctrica a partir la inversión 3D de datos de MT en torno a la laguna, el cual muestra cuatro rasgos principales de conductividad (ver Figura 6.2). Los dos más profundos se encuentran ubicados al Noroeste del centro de inflación y son consistentes con la ubicación y profundidad de C3, a pesar de que el modelo obtenido aquí es 2D. Debido a su posición cercana a la riolita Los Espejos (postglacial), se sugiere que esta anomalía se asocia a un cuerpo magmático probablemente de composición riolítica, dada la composición de las últimas erupciones en este sector. Su resistividad ( $<5\Omega m$ ) es consistente con un magma riolítico a 200 MPa, con una temperatura entre  $760^\circ$  y  $875^\circ C$  y un contenido de agua entre 1 y 6 wt % (Gaillard, 2004), estas condiciones se asemejan a las determinadas por Andersen et al. (2017) para la erupción de la riolita Los Espejos.



Los otros métodos geofísicos (de GPS+InSAR y gravimétricos) que han modelado la existencia del cuerpo magmático bajo la LdM corresponden a estudios locales que llegan a profundidades máximas de 5 km (Le Mével et al., 2016; Miller et al., 2017), y por lo tanto no son capaces de representar este cuerpo de mayores dimensiones. Sin embargo apoyan la hipótesis que este reservorio superficial está siendo alimentado por magma proveniente de mayores profundidades. El cuerpo C3 podría constituir la fuente de alimentación de un reservorio más somero bajo el centro de inflación.

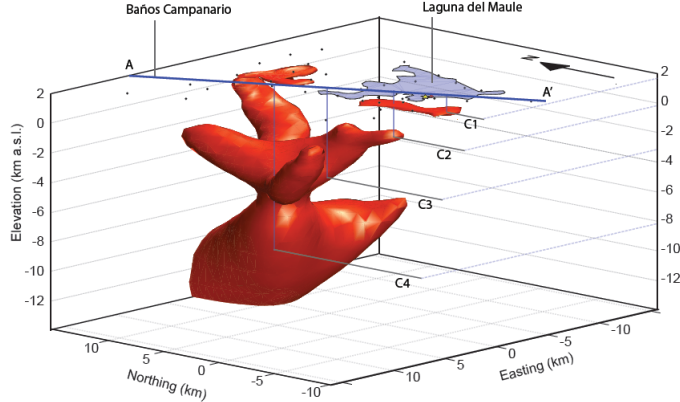


Figura 6.2: Modelo 3D de la estructura de resistividad eléctrica bajo LdM (Cordell et al., 2016). La superficie corresponde a un valor de  $5 \Omega m$ .

Pese a que el modelo 3D de Cordell et al. (2016) si muestra estructuras al Este de la LdM, estas son relativamente menos conductoras y de menor escala que el conductor C4 encontrado en este estudio. Considerando que esta anomalía se ubica en el límite del perfil, C4 es considerado como un artefacto causado por la modelación 2D de una estructura 3D.

### 6.1.1. Comparación con otros perfiles de MT en Los Andes

La estructura de resistividad eléctrica del arco volcánico encontrada para los  $\sim 36^\circ S$  difiere bastante de lo obtenido por estudios similares realizados en la Zona Volcánica Central de Los Andes (Brasse y Eydam, 2008; Comeau et al., 2015; Díaz et al., 2012). A pesar de las diferencias que exhiben entre sí los perfiles realizados en la ZVC, todos coinciden en que las anomalías conductivas más importantes asociadas al volcanismo no se encuentran directamente bajo el actual frente volcánico, si no que desplazadas aproximadamente 100 km hacia el Este. Estas se relacionan, en el caso de Comeau et al. (2015) y Díaz et al. (2012), al Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna, una importante anomalía que se extiende desde 10-20 km de profundidad hasta probablemente profundidades del Moho y que ha sido identificada también con métodos sísmicos (Díaz et al., 2012).

Por otra parte este estudio muestra más similitudes con los perfiles de MT de periodo largo (10-10000 s) ubicados aprox. a los  $38^\circ-39^\circ S$  de Brasse y Soyer (2001), estudiados y modelados también en Brasse et al. (2009) y Kapinos et al. (2016), ya que muestran un arco volcánico en el cual los cuerpos conductores pueden asociarse a diferentes sistemas volcánicos. Los modelos obtenidos con datos de periodo largo para los  $39^\circ S$  se caracterizan

por la presencia de cuerpos conductores a profundidades mayores a 15 km y la ausencia de conductores importantes a menores profundidades, a diferencia del modelo obtenido en esta tesis, en el cual si hay presencia de conductores más someros (<15 km). Esta diferencia puede deberse a que el rango de frecuencias utilizadas en el perfil de este trabajo (0.001 a 1000 s) no permite identificar anomalías de baja resistividad a mayores profundidades, así como el rango de frecuencias utilizadas en Brasse y Soyer (2001) (10-10000 s) podría pasar por alto anomalías conductivas en los primeros kilómetros de la corteza.

Cembrano y Lara (2009) proponen que el volcanismo de la Zona Volcánica Sur es controlado en primer orden por el espesor de la corteza y por la presencia de sistemas de fallas intra-arco. En la ZVS central (donde se encuentran los perfiles de Brasse y Soyer (2001)) y la ZVS Sur la presencia de la zona de falla Liquiñe-Ofqui, un sistema de fallas transpresional de aprox. 1200 km de longitud, controla la ubicación y composición de los sistemas volcánicos (Cembrano y Lara, 2009; Stern, 2004). Los modelos de resistividad de Brasse y Soyer (2001), Brasse et al. (2009) y Kapinos et al. (2016) muestran que los conductores en el arco volcánico se ubican acorde a la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Por otra parte en la ZVS transicional (donde se ubica el área de estudio) se ha propuesto la presencia de una rampa de despegue a escala cortical con vergencia Este como estructura que controlaría en primer orden la deformación de la Cordillera de los Andes (Astaburuaga, 2014; Farías et al., 2010), por lo que el volcanismo podría también verse controlado por esta.

Estas diferencias entre lo observado en la ZVC (Brasse y Eydam, 2008; Comeau et al., 2015; Díaz et al., 2012), la ZVS Central (Brasse y Soyer, 2001) y la ZVS Transicional (este trabajo) reflejan diferencias importantes en el comportamiento del magmatismo a lo largo de una misma zona de subducción, evidenciando la importancia de realizar estos estudios específicos para intentar comprender los procesos que dan origen al volcanismo en cada zona volcánica.

## 6.2. Ante arco

La estructura de resistividad eléctrica del ante arco a profundidades someras es consistente con la geología superficial (Sernageomin, 2003). La estructura superficial S1 (ver Figura 5.15) coincide con el valle de la Depresión Central. Los valores de resistividad son menores a 300  $\Omega m$ , lo cual es consistente con la presencia de sedimentos no consolidados rellenando la Depresión Central. Altas resistividades ( $>1000 \Omega m$ ) obtenidas donde el perfil cruza la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal son consistentes con el hecho de que en estos sectores aflora el basamento rocoso, el cual se compone de intrusivos y secuencias volcanosedimentarias, del periodo Jurásico-Cretácico para la Cordillera de la Costa, y Oligoceno-Mioceno para la Cordillera Principal (Sernageomin, 2003). En la Cordillera Principal, el modelo muestra dos zonas superficiales con resistividades relativamente menores ( $\sim 100-200 \Omega m$ , d1 y d2 en Figura 5.15). La estructura d1, ubicada a aproximadamente 60 km del perfil, se correlaciona con una falla mapeada por Sernageomin (2003) en la Cordillera Principal occidental ((1) en Figura 4.1). La literatura muestra que las zonas de falla generalmente se correlaciona con sectores donde la resistividad disminuye en relación a su entorno (ver p. ej. Díaz et al. (2014), Held et al. (2016) y Hoffmann-Rothe et al. (2004)), lo cual se atribuye a la porosidad

y presencia de fluidos o alteración de arcilla en las zonas de falla.

A profundidades mayores, se observa dos estructuras de resistividad que contrastan con los altos valores de resistividad que predominan en el antearco: una entre 10 y 25 km bajo la Cordillera Principal occidental con valores de resistividad cercanos a  $200\Omega m$  (R1 en la Figura 5.14) y la segunda bajo la Cordillera de la Costa y la Depresión Central a más de 40 km de profundidad con valores de resistividad inciertos (R2 en la Figura 5.14, ver sección 5.5).

### 6.2.1. Modelo estructural

Para explicar las estructuras de resistividad identificadas en el antearco primero se introducirá el modelo *ramp-flat* propuesto en Farías et al. (2005, 2010) para la arquitectura estructural de la placa continental en Chile Norte y central (Figura 6.3).

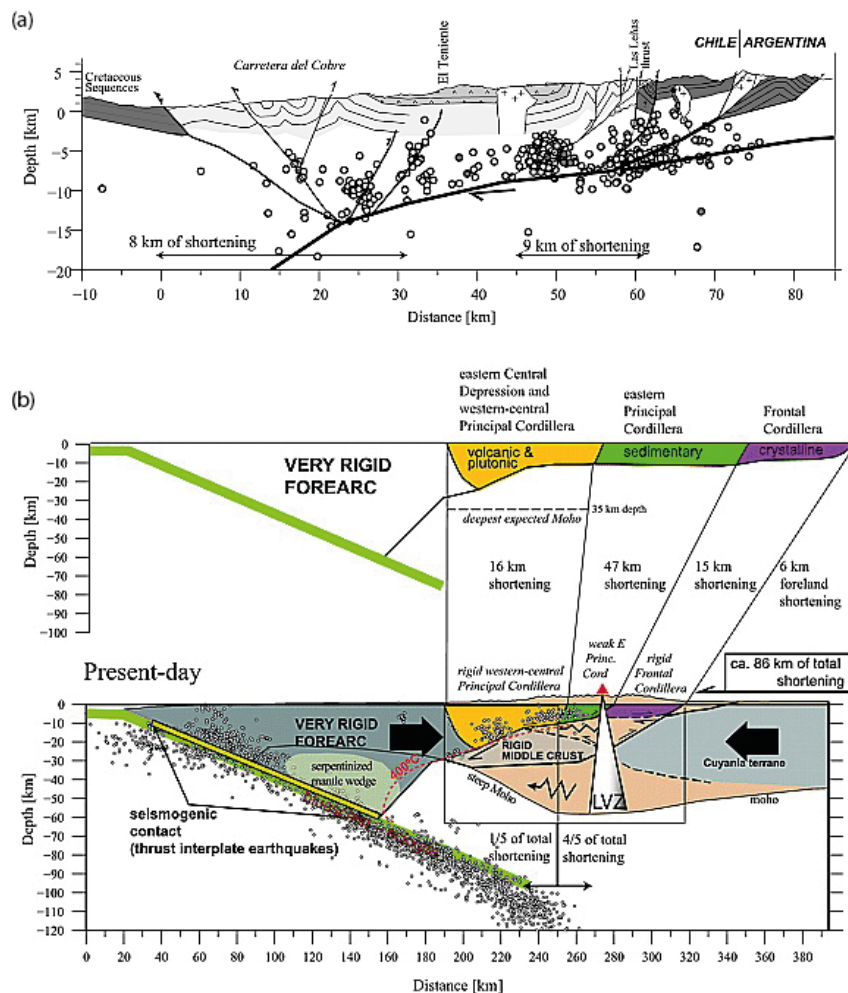


Figura 6.3: Modelo estructural *ramp-flat* propuesto por Farías et al. (2010) para la arquitectura estructural de Chile central. (a) Sección estructural y sismicidad superficial para el perfil Cachapoal ( $34-34.5^{\circ}S$ ). (b) Modelo conceptual para explicar el acortamiento y engrosamiento de la corteza y la relevancia de la rampa de despegue a aproximadamente  $33.8^{\circ}S$ .

Este consiste en un modelo estructural cuya falla principal corresponde a una rampa a escala cortical que conecta y transfiere estrés desde el contacto de las placas a 60 km de profundidad a la cadena montañosa a 10 km y cuya profundidad está controlada por la reología (Farías et al., 2010). Esta rampa con vergencia Este explicaría la distribución de la deformación observada en el margen Chileno y Argentino, especialmente el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Este modelo se construyó integrando las estructuras geológicas observadas en superficie y la sismicidad en la zona (Farías et al., 2010). La sección y el modelo estructural presentados en la Figura 6.3a y 6.3b corresponden a la zona central de Chile (33°-34°S), sin embargo Farías et al. (2010) propone que el modelo es válido también hacia el Sur.

En la latitud a la que se ubica este trabajo, Astaburuaga (2014) identificó fallas inversas con vergencia Este en la Cordillera Principal, al Norte del complejo volcánico TSP ((2) en la Figura 4.1), las cuales se asocian al sistema de fallas El Fierro (Figura 6.4).

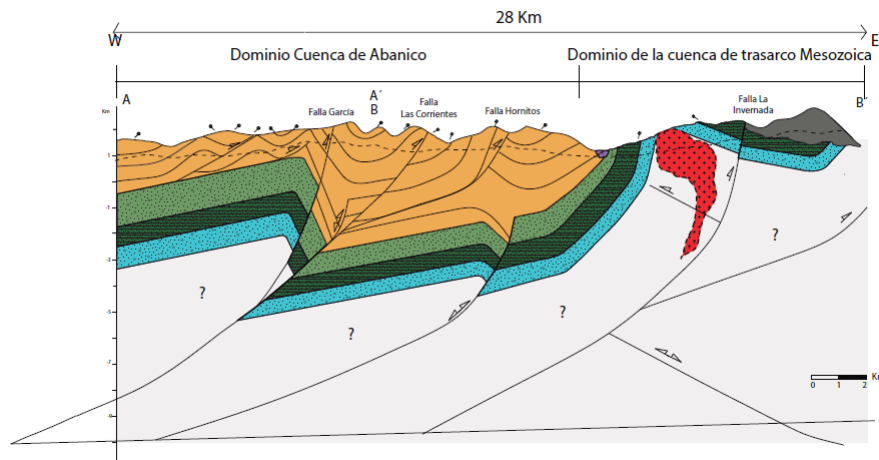


Figura 6.4: Sección estructural ubicada a aproximadamente 35.8°S en el frente volcánico. Esta muestra las fallas García, Las Corrientes, Hornitos y La Invernada y un nivel de despegue a 10 km (Astaburuaga, 2014).

A partir del modelo final de resistividad eléctrica obtenido para el perfil de estudio (Figura 5.14), del modelo estructural de Farías et al. (2010) (Figura 6.3), la profundidad del Moho basado en Heit et al. (2008) y la información sobre las fallas observadas en superficie proporcionadas por Astaburuaga (2014) (Figura 6.4) y Sernageomin (2003), se elaboró el esquema propuesto en la Figura 6.5, el cual relaciona los cuerpos identificados en el antearco (d1, d2, R1 y R2) con estos datos.

Basado en la estructura de resistividad eléctrica y haciendo la comparación con el modelo estructural de Farías et al. (2010) para los 34.5°S, se interpreta que d1 corresponde a la expresión superficial de una falla inversa de vergencia Oeste, que conecta con la rampa transfiriendo así estrés y deformación a la superficie. Asimismo se propone que la discontinuidad d2 corresponde a una falla similar, pero con vergencia Este, que podría aflorar en superficie a pesar de no haber sido identificada aún.

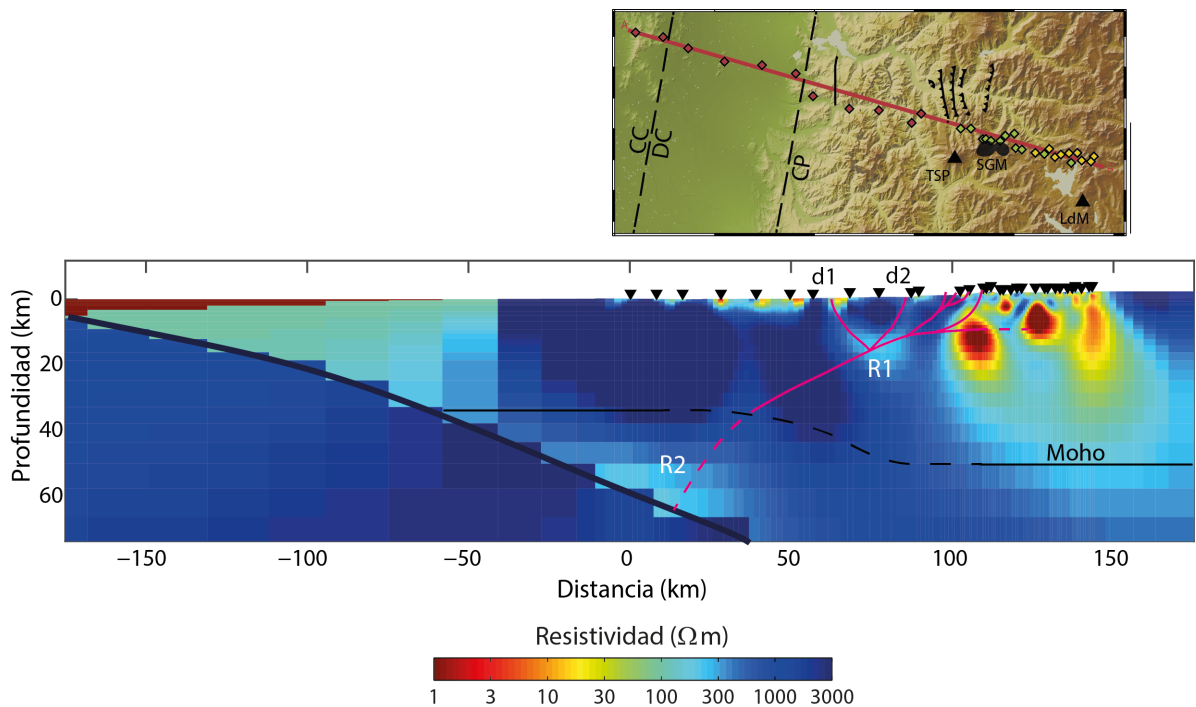


Figura 6.5: Interpretación estructural del modelo de resistividad eléctrica, basado en el modelo *ramp-flat* de Farías et al. (2010), las fallas mapeadas (Astaburuaga, 2014; Sernageomin, 2003) y las anomalías de la estructura de resistividad eléctrica obtenida en este trabajo, principalmente R1, R2, d1 y d2. La línea negra es el Moho continental estimado por Heit et al. (2008).

El modelo presentado por Farías et al. (2010) para los  $34.5^\circ$  presenta sismicidad en las fallas superficiales y también en la zona en que estas se unen con la rampa de despegue (Figura 6.3), lo cual refleja fracturamiento activo. La actividad en las fallas favorece la penetración de fluidos desde la superficie y su circulación en profundidad (Hoffmann-Rothe et al., 2004). Entonces, los valores de resistividad observados en R1 (relativamente más bajos con respecto a su entorno) podrían reflejar la circulación de fluidos por el sistema de fallas en profundidad, y por lo tanto, reflejar también una sismicidad activa en la zona de estudio. Mayor información sobre la geología estructural superficial y datos de sismicidad en la zona son necesarios para realizar una sección estructural balanceada para este perfil y así enriquecer la interpretación estructural del modelo de resistividad eléctrica.

La anomalía R2 se encuentra ubicada en la cuña mantélica según el modelo de moho de Heit et al. (2008). Heit et al. (2008), basado en los resultados de un estudio de funciones receptoras de onda S, sugiere que a esta latitud ocurre serpentización de la cuña debido a la deshidratación de la placa oceánica, fenómeno común en zonas de ante arco (Hyndman y Peacock, 2003). No hay evidencia de que las rocas serpentizadas muestren una disminución intrínseca de la resistividad, sin embargo mayores conductividades en muestras serpentizadas versus muestras libres de serpentización se han observado para una misma zona, las cuales podrían reflejar mayor porosidad como resultado de alteración o deformación (Evans et al., 2010; Stesky y Brace, 1973). Considerando lo anterior se sugiere que la disminución de la resistividad de la anomalía R2 con respecto a su entorno no se debe a la

serpentinización en sí, si no más bien a la circulación de fluidos con alta salinidad liberados por la placa oceánica facilitada por la serpentinización del manto y la mayor porosidad que podría presentar por efecto de esta. Una anomalía semejante a R2 es observada por Kapinos et al. (2016) en el ante arco a los 38°-39°S, la cual también es interpretada como un efecto de la circulación de fluidos salinos liberados por la placa Nazca.

### 6.3. Trabajo a futuro

En Febrero y Marzo de 2017 se llevó a cabo una campaña de terreno para la medición de datos de MT de periodo largo (10-10000 s) en el mismo perfil de este trabajo con el objetivo de alcanzar mayores profundidades y obtener un modelo de escala más regional, y así estudiar la relación de las estructuras identificadas en este estudio con la estructura profunda de la zona de subducción. El conocimiento adquirido durante esta tesis, tanto de los caminos, accesos y de la zona en general, como de los resultados en términos de ruido y resistividad para cada sector del perfil fueron indispensables para realizar esta campaña de la forma más óptima posible. Los nuevos datos del perfil se integrarán con los datos obtenidos en esta tesis (0.001-1000 s) y así se elaborará un modelo de resistividad eléctrica que será sustentado con más datos y que debería alcanzar mayores profundidades. Por otra parte se instalaron estaciones sismológicas temporales a esta latitud con el objetivo de realizar una tomografía sísmica, además de estudiar la sismicidad de la zona, información que servirá para contrastar el modelo de resistividad eléctrica obtenido.

Para realizar un modelo estructural más preciso del área de estudio, se recomienda integrar la distribución de sismicidad, que podrá ser obtenida de la red de estaciones sismológicas temporales, con un estudio geológico en detalle de las fallas presentes en superficie a lo largo del perfil. Con este modelo se podría eventualmente establecer una relación entre los sistemas de fallas intra-arco y el volcanismo, como plantea Cembrano y Lara (2009), para esta zona en específico.

# Capítulo 7

## Conclusiones

Se realizó un estudio magnetotelúrico regional a la latitud del complejo volcánico Laguna del Maule ( $\sim 36^\circ\text{S}$ ) con el objetivo de estudiar la estructura de resistividad eléctrica de la zona de subducción. Para esto se instalaron estaciones banda ancha en una transecta WNW-ESE que abarca desde la Cordillera de la Costa hasta el límite con Argentina. Los datos obtenidos permitieron calcular la función de transferencia magnetotelúrica y el Tipper para un rango de periodos entre 0.001 y 1000 s. Se evaluó la calidad de los datos a partir de las series de tiempo y la función de transferencia magnetotelúrica en cada sitio, así se identificaron diferentes dominios a lo largo del perfil y las fuentes de ruido asociadas a cada uno. El análisis de dimensionalidad entregó un *strike* regional consistente con la geología de la zona para periodos largos, mientras que las flechas de inducción obtenidas reflejan estructuras fuera del perfil y/o anisotropía de la resistividad, por lo que, se decidió no incluir el Tipper en la inversión. Finalmente, se determinó un conjunto de parámetros de inversión 2D adecuados para el set de datos, con los que se obtuvo un modelo final para la estructura de resistividad eléctrica del área de estudio, el cual fue validado a través de análisis de sensibilidad.

El modelo de resistividad eléctrica obtenido contribuye a la comprensión de la relación entre los diferentes sistemas volcánicos y geotermales encontrados en el área de estudio. En la estructura de resistividad bajo el arco volcánico se destaca la presencia de anomalías conductivas. Dos de estas anomalías (C1 y C3) se ubican bajo complejos volcánicos activos: la primera se interpreta como un reservorio magmático asociado al complejo Tatara-San Pedro, mientras que la segunda se interpreta como la fuente de una intrusión magmática a un reservorio más somero bajo el complejo volcánico Laguna del Maule, la cual podría estar impulsando el alzamiento de la corteza observado. La estructura de resistividad del arco permite concluir que los cuerpos magmáticos que alimentan a cada complejo volcánico son independientes, por lo menos a profundidades de la corteza superior.

Una tercera anomalía (C2) se identifica como parte del Sistema Geotermal Mariposa, sin embargo, su función en el sistema es aún incierta. Se sugiere también que el conductor reconocido como reservorio magmático del complejo Tatara-San Pedro (C1) podría estar actuando como fuente de calor para el sistema geotermal. En el modelo final se identifica el posible reservorio geotérmico como un área relativamente resistiva confinada entre dos zonas más conductoras.

La estructura de resistividad eléctrica del ante arco exhibe valores típicos de resistividad de más de  $1000\Omega m$  para la corteza continental. Valores reducidos de resistividad se asocian a diferentes rasgos geológicos presentes en el perfil, como los sedimentos jóvenes que rellenan el valle de la Depresión Central (S1) y la circulación de fluidos altamente salinos liberados por la placa Nazca en la cuña mantélica serpentinizada (R2). Las otras anomalías que se observan en el ante arco pueden ser explicadas por la presencia de fracturamiento en la corteza superior, que facilita la inyección y circulación de fluidos desde la superficie hacia el interior. En particular se sugiere que las anomalías de resistividad observadas en la Cordillera Principal occidental se deben al efecto de fallas que afloran en superficie (d1 y d2) y a la circulación de fluidos por un sistema de fallas en profundidad (R1). La ubicación de estas anomalías es consistente con el modelo estructural *ramp-flat*.

Se comparó el modelo final obtenido con otros estudios MT regionales realizados en el margen Chileno. Las diferencias que muestran los modelos de estructura de resistividad eléctrica a lo largo de Los Andes, particularmente en el arco volcánico, reflejan la necesidad de realizar estudios específicos en cada zona volcánica para así comprender el comportamiento del magmatismo que da origen al volcanismo de cada zona.

El perfil será complementado con datos de MT de periodo largo con el fin de alcanzar mayores profundidades y así investigar la relación entre las anomalías de resistividad encontradas en este estudio, la placa oceánica y la estructura del manto.



# Bibliografía

- Andersen, N.L., B.S. Singer, B.R. Jicha, B.L. Beard, C.M. Johnson y J.M. Licciardi (2017). «Pleistocene to Holocene growth of a large upper crustal rhyolitic magma reservoir beneath the active laguna del Maule volcanic field, central Chile». En: *Journal of Petrology* 58.1, págs. 85-114.
- Archie, G.E et al. (1942). «The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics». En: *Transactions of the AIME* 146.01, págs. 54-62.
- Astaburuaga, D. (2014). «Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°, Región del Maule, Chile». Tesis de maestría. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Bai, D., M.A. Meju y Z. Liao (2001). «Magnetotelluric images of deep crustal structure of the Rehai geothermal field near Tengchong, southern China». En: *Geophysical Journal International* 147.3, págs. 677-687.
- Berkthold, A. (1983). «Electromagnetic studies in geothermal regions». En: *Surveys in Geophysics* 6.1, págs. 173-200.
- Brasse, H. y D. Eydam (2008). «Electrical conductivity beneath the Bolivian Orocline and its relation to subduction processes at the South American continental margin». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.B7.
- Brasse, H. y W. Soyer (2001). «A magnetotelluric study in the Southern Chilean Andes». En: *Geophysical Research Letters* 28.19, págs. 3757-3760.
- Brasse, H., G. Kapinos, Y. Li, L. Muetschard, W. Soyer y D. Eydam (2009). «Structural electrical anisotropy in the crust at the South-Central Chilean continental margin as inferred from geomagnetic transfer functions». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173.1, págs. 7-16.
- Cembrano, J. y L. Lara (2009). «The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review». En: *Tectonophysics* 471.1, págs. 96-113.
- Chave, A.D. y A.G. Jones (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Comeau, M.J., M.J. Unsworth, F. Ticona y M. Sunagua (2015). «Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics». En: *Geology* 43.3, págs. 243-246.
- Cordell, D., M. Unsworth, D. Diaz y V. Reyes (2016). «Distribution of magma and hydrothermal fluids beneath the Laguna del Maule Volcanic Field, central Chile using magnetotelluric data». En: *Cities on Volcanoes* 9. Puerto Varas, Chile.
- Costa, F. y B.S. Singer (2002). «Evolution of Holocene dacite and compositionally zoned magma, Volcán San Pedro, southern volcanic zone, Chile». En: *Journal of Petrology* 43.8, págs. 1571-1593.

- Costa, F., B. Scaillet y M. Pichavant (2004). «Petrological and Experimental Constraints on the Pre-eruption Conditions of Holocene Dacite from Volcan San Pedro (36° S, Chilean Andes) and the Importance of Sulphur in Silicic Subduction-related Magmas». En: *Journal of Petrology* 45.4, págs. 855-881.
- Díaz, D., H. Brasse y F. Ticona (2012). «Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 217, págs. 21-29.
- Díaz, D., A. Maksymowicz, G. Vargas, E. Vera, E. Contreras-Reyes y S. Rebolledo (2014). «Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~ 33.5°S), using active seismic and electric methods». En: *Solid Earth* 5.2, pág. 837.
- Díaz, D., W. Heise y F. Zamudio (2015). «Three-dimensional resistivity image of the magmatic system beneath Lastarria volcano and evidence for magmatic intrusion in the back arc (northern Chile)». En: *Geophysical Research Letters* 42.13, págs. 5212-5218.
- Dungan, M.A., A. Wulff y R. Thompson (2001). «Eruptive stratigraphy of the Tatara–San Pedro complex, 36° S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers». En: *Journal of Petrology* 42.3, págs. 555-626.
- Egbert, G.D. y J.R. Booker (1986). «Robust estimation of geomagnetic transfer functions». En: *Geophysical Journal International* 87.1, págs. 173-194.
- Evans, R.L., J. Escartín y M. Cannat (2010). «A short electromagnetic profile across the Kane Oceanic Core Complex». En: *Geophysical Research Letters* 37.15.
- Fariás, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod y G. Hérail (2005). «Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19° 30'S)». En: *Tectonics* 24.4.
- Fariás, M., D. Comte, R. Charrier, J. Martinod, C. David, A. Tassara, F. Tapia y A. Fock (2010). «Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building». En: *Tectonics* 29.3.
- Feigl, K.L., H. Le Mével, S.T. Ali, L. Córdova, N.L. Andersen, C. DeMets y B.S. Singer (2014). «Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic zone (Chile) 2007–2012». En: *Geophysical Journal International* 196.2, págs. 885-901.
- Fock, A. (2005). «Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S». Tesis de maestría. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Gaillard, F. (2004). «Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure». En: *Earth and Planetary Science Letters* 218.1, págs. 215-228.
- Gamble, T.D., W.M. Goubau y J. Clarke (1979). «Magnetotellurics with a remote magnetic reference». En: *Geophysics* 44.1, págs. 53-68.
- Groom, R.W. y R.C. Bailey (1989). «Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94.B2, págs. 1913-1925.
- Grove, T.L., C.B. Till y M.J. Krawczynski (2012). «The role of H<sub>2</sub>O in subduction zone magmatism». En: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 40, págs. 413-439.
- Harinarayana, T., K.K. Azeez, D.N. Murthy, K. Veeraswamy, S.P. Rao, C. Manoj y K. Naganjaneyulu (2006). «Exploration of geothermal structure in Puga geothermal field, Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric studies». En: *Journal of Applied Geophysics* 58.4, págs. 280-295.

- Hayes, G.P., D.J. Wald y R.L. Johnson (2012). «Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.B1.
- Hedlin, C. deGroot (1991). «Removal of static shift in two dimensions by regularized inversion». En: *Geophysics* 56.12, págs. 2102-2106.
- Heise, W., T.G. Caldwell, H.M. Bibby y S.L. Bennie (2010). «Three-dimensional electrical resistivity image of magma beneath an active continental rift, Taupo Volcanic Zone, New Zealand». En: *Geophysical Research Letters* 37.10.
- Heit, B., X. Yuan, M. Bianchi, F. Sodoudi y R. Kind (2008). «Crustal thickness estimation beneath the southern central Andes at 30 S and 36 S from S wave receiver function analysis». En: *Geophysical Journal International* 174.1, págs. 249-254.
- Held, S., E. Schill, M. Pavez, D. Díaz, G. Muñoz, D. Morata y T. Kohl (2016). «Resistivity distribution from mid-crustal conductor to near-surface across the 1200 km long Liquiñe-Ofqui Fault System, southern Chile». En: *Geophysical Journal International* 207.3, págs. 1387-1400.
- Hicks, S.P., A. Rietbrock, I.M. Ryder, C. Lee y M. Miller (2014). «Anatomy of a megathrust: The 2010 M8. 8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography». En: *Earth and Planetary Science Letters* 405, págs. 142-155.
- Hickson, C.J., F. Ferraris, C. Rodriguez, G. Sielfeld, R. Henriquez, T. Gislason, J. Selters, D. Benoit, P. White, J. Southon et al. (2011). «The Mariposa geothermal system, Chile». En: *Geothermal Resources Council Transactions* 35, págs. 817-825.
- Hildreth, W. y S. Moorbath (1988). «Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile». En: *Contributions to mineralogy and petrology* 98.4, págs. 455-489.
- Hildreth, W., E. Godoy, J. Fierstein y B.S. Singer (2010). «Laguna del Maule Volcanic field: eruptive history of a Quaternary basalt-to-rhyolite distributed volcanic field on the Andean range crest in central Chile». En: *Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile Boletín* 63, pág. 142.
- Hill, G.J., T.G. Caldwell, W. Heise, D.G. Chertkoff, H.M. Bibby, M.K. Burgess, J.P. Cull y R.A. Cas (2009). «Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data». En: *Nature Geoscience* 2.11, págs. 785-789.
- Hoffmann-Rothe, A., O. Ritter y C. Janssen (2004). «Correlation of electrical conductivity and structural damage at a major strike-slip fault in northern Chile». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.B10.
- Hyndman, R.D. y S.M. Peacock (2003). «Serpentinization of the forearc mantle». En: *Earth and Planetary Science Letters* 212.3, págs. 417-432.
- Kapinos, G., M. Montahaei, N. Meqbel y H. Brasse (2016). «Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone». En: *Tectonophysics* 666, págs. 76-89.
- Le Mével, H., K.L. Feigl, L. Córdova, C. DeMets y P. Lundgren (2015). «Evolution of unrest at Laguna del Maule volcanic field (Chile) from InSAR and GPS measurements, 2003 to 2014». En: *Geophysical Research Letters* 42.16, págs. 6590-6598.
- Le Mével, H., P.M. Gregg y K.L. Feigl (2016). «Magma injection into a long-lived reservoir to explain geodetically measured uplift: Application to the 2007–2014 unrest episode at Laguna del Maule volcanic field, Chile». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121.8, págs. 6092-6108.
- McGary, R.S., R.L. Evans, P.E. Wannamaker, J. Elsenbeck y S. Rondenay (2014). «Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier». En: *Nature* 511.7509, págs. 338-340.

- McNeice, G.W. y A.G. Jones (2001). «Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data». En: *Geophysics* 66.1, págs. 158-173.
- McNutt, S.R. (2005). «Volcanic seismology». En: *Annual Review of Earth Planetary Science* 32, págs. 461-491.
- Miller, C.A., G. Williams-Jones, D. Fournier y J. Witter (2017). «3D gravity inversion and thermodynamic modelling reveal properties of shallow silicic magma reservoir beneath Laguna del Maule, Chile». En: *Earth and Planetary Science Letters* 459, págs. 14-27.
- Munoz, G., A. Mateus, J. Pous, W. Heise, F. Monteiro Santos y E. Almeida (2008). «Unraveling middle-crust conductive layers in Paleozoic Orogens through 3D modeling of magnetotelluric data: The Ossa-Morena Zone case study (SW Iberian Variscides)». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.B6.
- Oskooi, B., L.B. Pedersen, M. Smirnov, K.r Árnason, H. Eysteinnsson, A. Manzella, DGP Working Group et al. (2005). «The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland». En: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 150.1, págs. 183-195.
- Pommier, A. y E. Le-Trong (2011). «SIGMELTS: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences». En: *Computers & Geosciences* 37.9, págs. 1450-1459.
- Pommier, A., F. Gaillard, M. Pichavant y B. Scaillet (2008). «Laboratory measurements of electrical conductivities of hydrous and dry Mount Vesuvius melts under pressure». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.B5.
- Rodi, W. y R.L. Mackie (2001). «Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion». En: *Geophysics* 66.1, págs. 174-187.
- Sernageomin. *RAVs Tatara-San Pedro*. URL: <http://www.sernageomin.cl/volcan.php?pagina=1&iId=51>.
- (2003). *Mapa geológico de Chile: Versión digital*. Inf. téc. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Simpson, F. y K. Bahr (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Singer, B.S., R.A. Thompson, M.A. Dungan, T.C. Feeley, S.T. Nelson, J.C. Pickens, L.L. Brown, A.W. Wulff, J.P. Davidson y J. Metzger (1997). «Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatara–San Pedro complex, Chilean Andes». En: *Geological Society of America Bulletin* 109.2, págs. 127-142.
- Singer, B.S., N.L. Andersen, H. Le Mével, K.L. Feigl, C. DeMets, B.I. Tikoff, C.H. Thurber, B.R. Jicha, C. Cardona, L. Córdova y F. Gil (2014). «Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile». En: *GSA Today* 24.12, págs. 4-10.
- Smith, J.T. (1995). «Understanding telluric distortion matrices». En: *Geophysical Journal International* 122.1, págs. 219-226.
- Somoza, R. (1998). «Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region». En: *Journal of South American Earth Sciences* 11.3, págs. 211-215.
- Spichak, V. y A. Manzella (2009). «Electromagnetic sounding of geothermal zones». En: *Journal of Applied Geophysics* 68.4, págs. 459-478.
- Stern, C.R. (2004). «Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting». En: *Revista geológica de Chile* 31.2, págs. 161-206.
- Stesky, R.M. y W.F. Brace (1973). «Electrical conductivity of serpentized rocks to 6 kilobars». En: *Journal of Geophysical Research* 78.32, págs. 7614-7621.

- Wiese, H. (1962). «Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen». En: *Pure and applied geophysics* 52.1, págs. 83-103.
- Worzewski, T., M. Jegen, H. Kopp, H. Brasse y W.T. Castillo (2011). «Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone». En: *Nature Geoscience* 4.2, págs. 108-111.

# Apéndice A

## Set de datos

### A.1. Sitios de MT

En esta sección se entregan detalles sobre la medición y el procesamiento de los sitios de MT utilizados en este trabajo (Tabla A.1) y su ubicación en el perfil (Figura A.1).

En la Tabla A.1 se especifica la campaña de terreno en que se instaló cada sitio. UCh corresponde a la campaña de la Universidad de Chile el año 2016 (sitios rojos en Figura A.1), Alterra a la campaña llevada a cabo por esta empresa entre los años 2009-2012 (sitios verdes en Figura A.1 y UCh & UofA a la campaña realizada por la Universidad de Chile en conjunto con la Universidad de Alberta entre los años 2015-2016 (sitios amarillos en Figura A.1).

El tiempo de medición especificado en la Tabla corresponde a la medición con un muestreo de 128 Hz para las campañas UCh y UCh & UofA. Para la medición con un muestreo de 4096 Hz todos los sitios de ambas campañas registraron por 30 minutos. Por último se detalla también que estación se utilizó como referencia remota en los casos en que empleó este tipo de procesamiento. Para las estaciones de Alterra no se cuenta con los datos ni de medición ni de procesamiento (s/d: sin dato disponible).

### A.2. Curvas de resistividad aparente y fase

En las Figuras A.2 y A.3 se muestran las curvas editadas de resistividad aparente y fase para todos los sitios utilizados en la inversión 2D, además de la respuesta del modelo preferido (Figura 5.15). Los datos observados se muestran en triángulos rojos y círculos azules para los modos TE y TM, respectivamente. La respuesta del modelo final se muestra en línea continua para ambos modos. Se indica además el rms obtenido por cada sitio.

Sitio	Campaña	Latitud	Longitud	Tiempo de medición	Ref. Remota
P13	UCh	-35.6562	-71.9306	22 hrs	P12
P12		-35.6686	-71.8387	>24 hrs	P13
P11		-35.6990	-71.7548	19 hrs	-
P10		-35.7350	-71.6335	9 hrs	P05
P09		-35.7445	-71.5082	24 hrs	P05
P08		-35.7672	-71.3956	>24 hrs	-
P07		-35.8284	-71.3383	19 hrs	P05
P06		-35.8627	-71.2168	21 hrs	-
P05		-35.8669	-71.1184	>24 hrs	P09
P05b		-35.9007	-71.0088	24 hrs	-
P04		-35.8759	-70.9770	19 hrs	-
MU006	Alterra	-35.9160	-70.8448	s/d	s/d
MU007		-35.9158	-70.8112	s/d	s/d
MU101		-35.9453	-70.7712	s/d	s/d
MU102		-35.9449	-70.7605	s/d	s/d
MU104		-35.9492	-70.7441	s/d	s/d
MU018		-35.9497	-70.7130	s/d	s/d
MU016		-35.9359	-70.6957	s/d	s/d
MU041		-35.9296	-70.6656	s/d	s/d
MU026		-35.9685	-70.6606	s/d	s/d
MU031		-35.9726	-70.6414	s/d	s/d
MU032		-35.9849	-70.5661	s/d	s/d
MU043b		-36.0091	-70.4764	s/d	s/d
LDM024R	Uch y UofA 2016	-35.9817	-70.5959	17 hrs	-
LDM025R		-35.9712	-70.5494	15 hrs	-
LDM028R		-35.9931	-70.5305	15 hrs	-
LDM029R		-35.9865	-70.5105	24 hrs	-
LDM030R		-35.9829	-70.4834	15 hrs	-
LDM062R		-35.9822	-70.4556	14 hrs	-
LDM005	Uch y UofA 2015	-36.0024	-70.4411	s/d	-
LDM007		-36.0054	-70.4103	s/d	-
LDM011		-35.9916	-70.4003	s/d	-

Tabla A.1: Información detallada sobre los sitios utilizados en este trabajo.

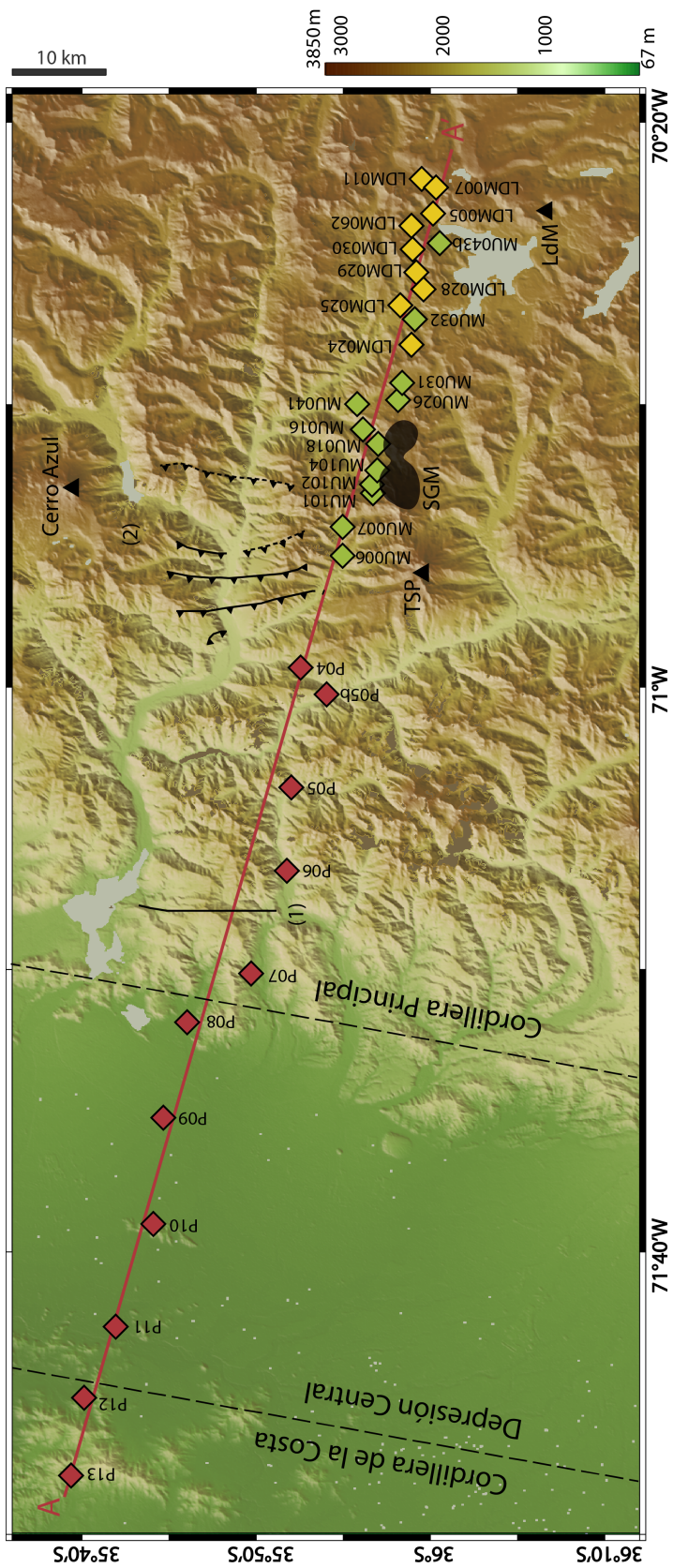


Figura A.1: Ubicación de los sitios en el perfil.



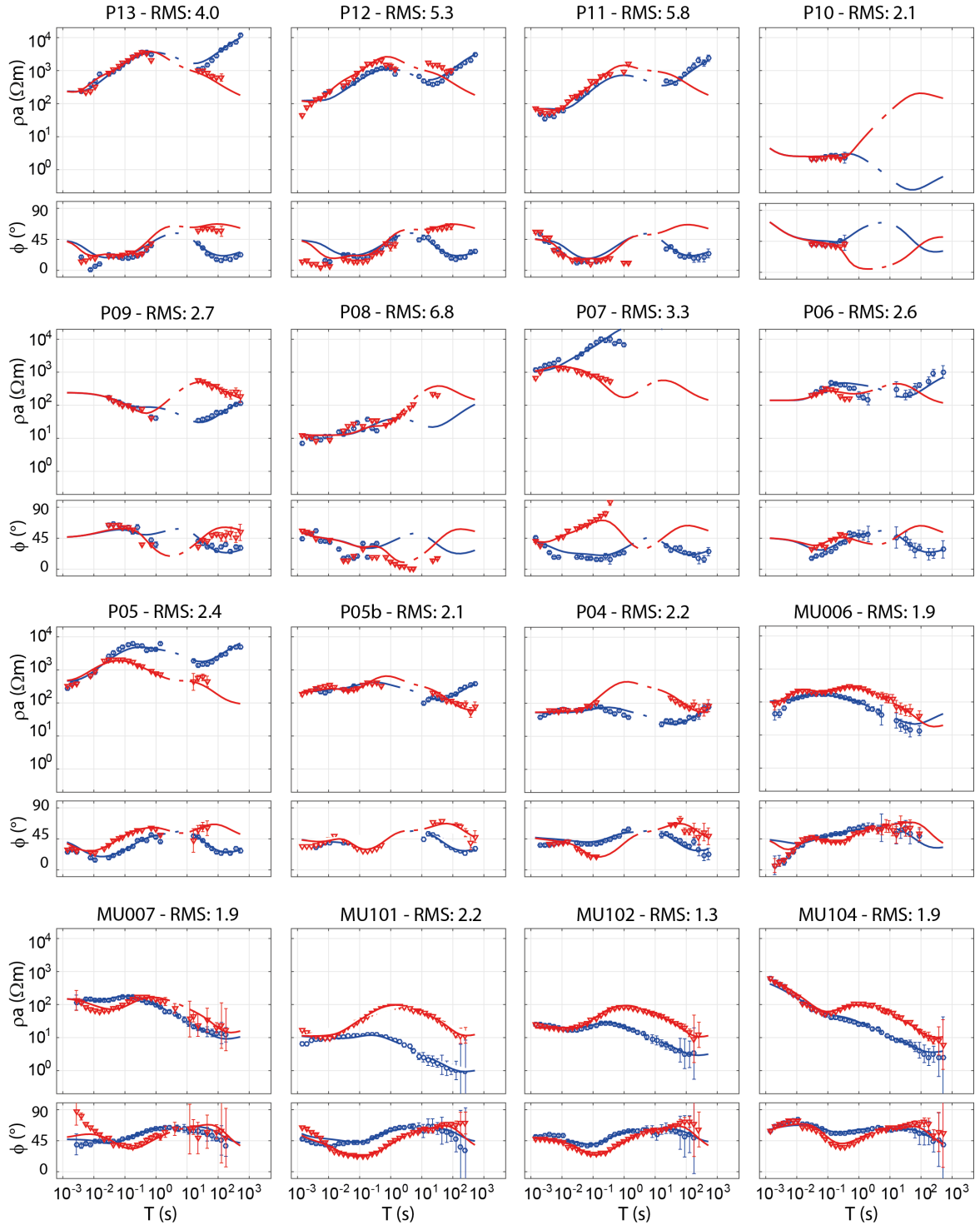


Figura A.2: Curvas de resistividad aparente y fase de los sitios de MT utilizados en este trabajo, además de la respuesta del modelo preferido (Figura 5.15), parte 1.

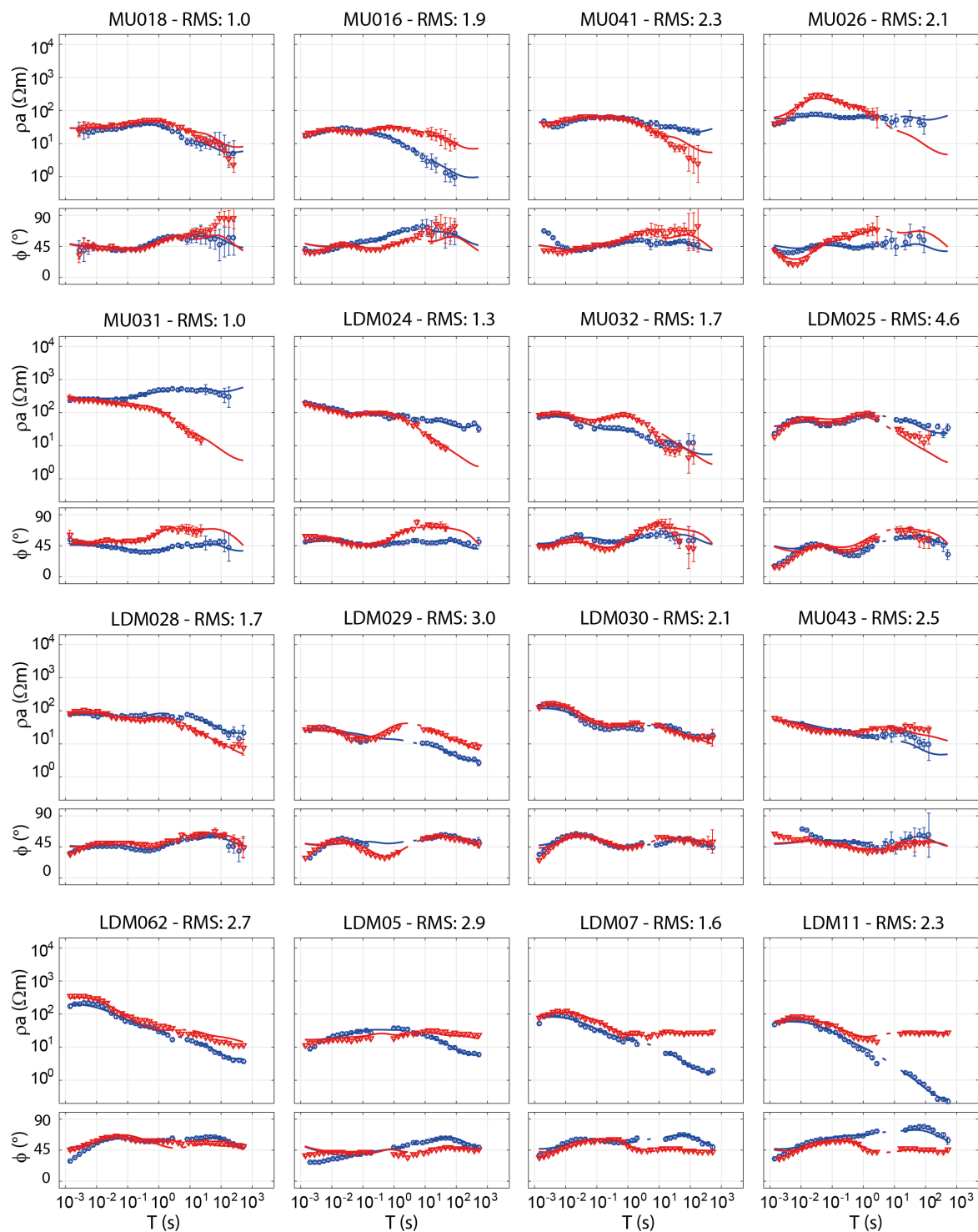


Figura A.3: Curvas de resistividad aparente y fase de los sitios de MT utilizados en este trabajo, además de la respuesta del modelo preferido (Figura 5.15) parte 2.