



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

CARACTERIZACIÓN DE LA ARQUITECTURA LITOSFÉRICA A LOS 23°S (REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE) MEDIANTE MAGNETOTELÚRICA

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

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE ANDRÉS REYES CÓRDOVA

PROFESOR GUÍA:
DANIEL DÍAZ ALVARADO

PROFESOR CO-GUÍA:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
JAIME ARAYA VARGAS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PIA ACT172002

SANTIAGO DE CHILE
2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE GEOLOGO Y AL GRADO DE
MAGISTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA**

POR: FELIPE ANDRES REYES CORDOVA

FECHA: 2020

PROFESOR GUIA: DANIEL DIAZ ALVARADO

**CARACTERIZACIÓN DE LA ARQUITECTURA LITOSFÉRICA A LOS 23°S
(REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE) MEDIANTE MAGNETOTELÚRICA**

Un perfil de 200 km de magnetotelúrica (MT) fue realizado a los 23°S, en la zona oriental de la región de Antofagasta, en el norte de Chile. Diecisiete estaciones de periodo largo y seis estaciones de banda ancha fueron instaladas en distintas campañas efectuadas durante 2018 y 2019 en el Salar de Atacama y la Puna chilena. Un modelo 2D de resistividad eléctrica fue obtenido para caracterizar la estructura de la litósfera, y así poder determinar la distribución de fluidos en esta región de los Andes Centrales. Anteriormente, esta zona ha sido estudiada mediante diversos métodos geofísicos, los que fueron utilizados para complementar la interpretación del modelo obtenido. El análisis de dimensionalidad sugiere una estructura eléctrica 2D para periodos menores a 1 s para los datos de banda ancha, y para periodos mayores a 100 s en los datos de periodo largo, y un rumbo N-S es obtenido en estos intervalos. Lo anterior sugiere que una inversión 2D es válida para el set de datos en estos periodos.

La litósfera bajo la Cordillera de Domeyko consiste en un bloque de alta resistividad (c. 2.500 Ωm para la corteza continental y c. 800 Ωm para el manto litosférico). Una zona de baja resistividad fue encontrada en el manto del antearco, similar a las estructuras sísmicas *Quebrada Blanca* y *Calama Bright Spot*, que fueron reportadas al norte de la zona de estudio. Contrariamente, la corteza continental bajo el arco y la Puna se caracteriza por altos valores de conductividad, lo que refleja la evolución volcánica en el área de estudio. Una zona de baja resistividad (c. 10 Ωm) situada en la corteza inferior bajo el actual arco volcánico es interpretada como una cámara magmática profunda. Sobre esta, otra zona de baja resistividad (c. 10 Ωm) en la corteza superior reflejaría cámaras magmáticas más someras. Bajo la Puna, una zona de baja resistividad (c. 1 Ωm) es consistente con la presencia del Cuerpo Mágmató del Altiplano-Puna. Zonas de baja resistividad (< 1 Ωm) más superficiales ubicadas bajo la Cordillera Occidental y la Puna podrían evidenciar la existencia de alteración hidrotermal y/o sistemas geotermales, lo que concuerda con estudios hidrogeoquímicos previos y la existencia de manifestaciones termales.

Los valores de resistividad obtenidos bajo el arco son consistentes con la presencia de una fracción de 20% de magmas andesíticos, mientras que la resistividad de las estructuras asociadas con el Complejo Volcánico del Altiplano Puna no logra ser explicadas solo mediante la presencia de magma, sugiriendo la presencia de salmueras salinas o alteración hidrotermal.

CHARACTERIZATION OF THE LITHOSPHERIC ARCHITECTURE AT 23°S (ANTOFAGASTA REGION, CHILE) APPRAISED BY MAGNETOTELLURICS

A 200-km-long magnetotelluric (MT) array was carried out at 23°S, at the easternmost part of the Antofagasta region in northern Chile. Seventeen long-period and six broadband MT sites were deployed during campaigns in 2018 and 2019 over the Atacama salt flat and the Chilean Puna. A 2D electrical resistivity model was obtained aiming to characterize the structure of the continental lithosphere in order to assess fluids and partial melts distribution below this region of the Central Andes. Previously, this zone has been subjected to several geophysical surveys which were also used to compliment the interpretation of the resulting model.

This transect crossed through the Domeyko Range, a thick-skinned basement range, the Pre-Andean Depression, a basin that hosts the Atacama salt flat, the Central Andean Volcanic Province, and the Chilean extent of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. Some major geological features adjacent to recording sites are Lascar Volcano, the Calama-Olacapato-El Toro lineament, La Pacana Caldera and the Puricó Volcanic Complex.

Dimensional analysis suggests a 2D electrical structure for periods lower than 1 s for broadband data and greater than 100 s for long-period recordings with a N-S predominant strike that arose for those period ranges. The aforementioned analysis hints that a 2D inversion model is suitable for this dataset in those intervals.

The lithosphere beneath the Domeyko Range is characterized as a high resistivity domain (c. 2,500 Ωm for continental crust and c. 800 Ωm for lithospheric mantle). A low resistivity zone was found at the forearc mantle, similar to previously reported seismic structures *Quebrada Blanca* and *Calama Bright Spot*, which are further north than the study area. Conversely, the continental crust below the volcanic arc and Puna appeared as a highly conductive domain reflecting the recent volcanic evolution of the region. A low resistivity zone (c. 10 Ωm) located at the lower crust is found below the present-day volcanic arc, which is interpreted as a deep-seated magmatic chamber. Above it, a low resistivity zone (10 Ωm) at upper crust depths might reflect shallower magmatic chambers. Underneath Puna, a low resistivity zone (c. 1 Ωm) is consistent with the presence of the Altiplano-Puna Magma Body. Smaller and shallower low resistivity zones (< 1 Ωm) situated in the Western Cordillera and Puna might account for hydrothermal alteration and/or geothermal systems, which is consistent with hydrogeochemical data previously reported and the existence of thermal springs.

Resistivity values retrieved below the arc can be explained by the presence of a 20% fraction of andesitic melts, whereas resistivity of structures related to the Altiplano-Puna Volcanic Complex cannot be explained solely by the presence of magma, suggesting the existence of saline brines or hydrothermal alteration.

*Desiertos viví y morí:
me los tuve y me los tengo
y de ser fiel, todavía
tu salada arena muerdo.*

Gabriela Mistral

*Dedicado a mi mami, a mi nani
y a mi tati, por todo su amor
y su entrega sin límites.*

Agradecimientos

Agradezco a mi mamá por haber dado todo por mí, por confiar y apoyarme en cada desafío. Agradezco a mi nani y a mi tati por estar conmigo en cada paso que he dado. Les dedico a ustedes cada aventura, cada éxito y cada fracaso que me ha dado la vida.

Agradezco también a mi Cuarto Sabe (que finalmente no sabía ni na ni na) y a aquellas personitas que se cruzaron en mi camino durante el colegio. En especial le doy las gracias a la Jocy, Valem, Pizarro, Diego, Rusio, Seba, Valu, Rita, Sofaya, Kona, Chio por haberme visto y ayudado a crecer como persona. También le doy las gracias a esos maestros que me apoyaron, de quienes aprendí muchísimo, y dejaron en mi una marca: Lore, Maca, Dani, Ma Eugenia, Ema, Asunción, por esas conversaciones y esos retos a veces bien merecidos. También doy muchas gracias a la Tía Vero y Tía Sole, de quienes guardo pequeños recuerdos. Profesores hay muchos, pero maestros hay pocos.

A mis cabres de Geología, por todas esas cervezas, medallas y perreos, por los paisajes que recorrimos, las aventuras que vivimos y los cielos estrellados que compartimos. Un abrazo aún más grande al Nico, Tami, Beto, Fran, Feña, Gaby, Piel, Cocario, Jasson, Moon y Mendo (aunque me saques de quicio de tanto en tanto) por estar en todas conmigo, Tampoco a podría olvidar a mis geotraidores Tomi, Pablito y Pato.

A la gente hermosa del DGF, en especial a la Kellen, Dani, Majo, Eric, Charlie, Popu, Panchito, Andrea, Andreita y Gabino por siempre tener una palabra de aliento y un abrazo de cariño en los momentos más oscuros.

A pesar de las cosas que han pasado, no puedo dejar de agradecer a aquellos cuyos nombres no resistieron el paso del tiempo, mas su presencia influyo fuertemente en mi desarrollo personal.

Agradezco a Henri Brasse, Katarzyna Slezak, Michael Paulsmeyer y Darcy Cordell por su infinita paciencia y disposición, no saben cuánto he aprendido de ustedes.

A mi comisión, por sus comentarios que ayudaron a mejorar enormemente este trabajo. Jaime, por tu voluntad de oro, tu infinito apañe y ayuda. Andrei eres un maestro, gracias por enseñarme, tanto dentro como fuera del aula (la primera regla de terreno grabada a fuego, jamás olvidada). Daniel, por nuestras infinitas conversaciones de camioneta, por esos karaokes de carretera, por toda la confianza que me otorgaste y definitivamente por enseñarme a cambiar ruedas (jamás creí que sería tan útil).

Finalmente, doy gracias al proyecto ACT192002 por brindarme el financiamiento necesario para efectuar mis estudios de postgrado. Además, a todos aquellos que me ayudaron en el desarrollo del trabajo de terreno.

Agradezco a la vida por la suerte que he tenido.

Tabla de contenido

Capítulo 1 Introducción	1
1.1 Formulación del problema	2
1.2 Zona de estudio	2
1.3 Etnografía.....	4
1.4 Objetivos	4
1.4.1 Objetivo general	4
1.4.2 Objetivos específicos	4
1.5 Estructura del texto	4
Capítulo 2 Antecedentes geológicos.....	6
2.1 Geografía física	6
2.2 Litoestratigrafía.....	7
2.2.1 Cordillera de Domeyko	8
2.2.2 Depresión Pre-Andina	9
2.2.3 Cordillera Occidental y Puna chilena	9
2.3 Estructuras	10
2.4 Caracterización sismo-tectónica	11
2.4.1 Arquitectura litosférica de los Andes Centrales	11
2.5 Volcanismo	13
2.5.1 Campo Volcánico Negro de Aras – Tilocalar	14
2.5.2 Volcanismo de arco	14
2.5.3 Complejo Volcánico Altiplano – Puna.....	16
2.5.4 Magmatismo máfico de la Puna	18
2.6 Petrogénesis	18
2.6.1 Condiciones pre-eruptivas	19
Capítulo 3 Estudios geofísicos previos.....	22
3.1 Estudios sísmicos.....	22
3.1.1 Función receptora	22
3.1.2 Tomografía sísmica	23
3.1.3 Sísmica de refracción.....	24
3.2 Magnetotelúrica	25

3.3	Gravimetría	26
Capítulo 4 El método magnetotelúrico.....		27
4.1	Fuentes electromagnéticas en la Tierra.....	27
4.1.1	Fuentes electromagnéticas externas.....	27
4.2	Propiedades electromagnéticas en la Tierra.....	28
4.2.1	Ecuaciones constitutivas.....	28
4.2.2	Propiedades electromagnéticas en materiales terrestres.....	29
4.2.3	Conductividad eléctrica en la corteza terrestre.....	29
4.2.4	Leyes de mezcla.....	30
4.3	Propagación de campos electromagnéticos	31
4.3.1	Ecuaciones de Maxwell	31
4.3.2	Propagación de campos electromagnéticos en la Tierra.....	31
4.4	Parámetros del método magnetotelúrico.....	34
4.4.1	Tensor de impedancia.....	34
4.4.2	Resistividad aparente y fase	35
4.4.3	Supuestos del método	35
4.5	Análisis de dimensionalidad	35
4.5.1	Rotación del tensor de impedancia.....	35
4.5.2	Distorsión galvánica	36
4.5.3	Rumbo geo-eléctrico.....	36
4.5.4	Skew de Bahr.....	37
4.5.5	Tensor de fase.....	37
4.5.6	Vector de inducción.....	39
Capítulo 5 Metodología.....		40
5.1	Adquisición.....	40
5.1.1	Instrumentación	40
5.1.2	Montaje experimental	40
5.2	Procesamiento.....	42
5.2.1	Estimación de las funciones de transferencia.....	42
5.2.2	Implementación	43
5.3	Inversión	45
5.3.1	Algoritmo de inversión por gradientes no lineales conjugados.....	45

Capítulo 6 Resultados.....	47
6.1 Calidad de las series de tiempo.....	47
6.2 Análisis de dimensionalidad	48
6.2.1 Skew de Bahr.....	48
6.2.2 Elipses del tensor de fase.....	49
6.2.3 Strike geo-eléctrico.....	51
6.2.4 Vectores de inducción	53
6.3 Inversión de estaciones de banda ancha.....	54
6.3.1 Selección de datos	55
6.3.2 Convergencia.....	55
6.3.3 Selección del parámetro de regularización.....	56
6.3.4 Selección de la resistividad inicial.....	56
6.3.5 Sensibilidad de la inversión a los parámetros de iniciales.....	57
6.3.6 Análisis de sensibilidad respecto a las estructuras	60
6.4 Inversión de estaciones de periodo largo.....	62
6.4.1 Selección de datos	63
6.4.2 Selección del parámetro de regularización.....	63
6.4.3 Selección de la resistividad inicial.....	63
6.4.4 Sensibilidad de la inversión a los parámetros iniciales	64
6.5 Inversiones conjuntas.....	67
6.5.1 Inversión de BBMT.....	67
6.5.2 Inversión de LMT.....	69
6.6 Ajustes	72
Capítulo 7 Discusión	75
7.1 Comentarios sobre el <i>static shift</i>	75
7.2 Comentarios sobre la dimensionalidad	77
7.3 Interpretación de los modelos de resistividad.....	80
7.4 Estimación de resistividad a partir de modelos composicionales.....	88
7.4.1 Estimación de resistividad de salmueras	88
7.4.2 Estimación de resistividad de fundidos	88
7.4.3 Estimación de resistividad de la matriz	88
7.4.4 Estimación de resistividad eléctrica efectiva.....	89

7.5	Hacia un modelo petrogenético	91
7.6	Variación latitudinal de la arquitectura litosférica en la Precordillera	101
7.7	Variación latitudinal de la arquitectura litosférica en el margen chileno	103
Capítulo 8 Conclusiones.....		107
Capítulo 9 Referencias.....		111
Anexo A Ubicación de las estaciones.....		126
Anexo B Parámetros de inversión		128
Anexo C Ajustes del modelo		131
Anexo D Análisis de sensibilidad.....		139

Índice de figuras

Figura 1.1: Mapa con las principales localidades, vías de acceso y ubicación de las estaciones instaladas	3
Figura 2.1: Perfil de elevación y morfoestructuras del orógeno andino a los 23°S. Modelo de elevación GMRT.	6
Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Hoja 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).	8
Figura 2.3: Principales lineamientos y sistemas estructurales (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovich y Lahsen, 1984; Amilibia et al., 2008; Gorsutovich et al., 2011).....	11
Figura 2.4: Estructura cortical a los 23.25°S a partir de estudios sísmicos (Fuente: Sick et al., 2006).....	11
Figura 2.5: Secciones estructurales. a) Sección generalizada del orógeno Andino. Ramos et al. (2004). b) Sección de la Depresión Pre-Andina. Reutter et al. (2006). c) Sección de la Puna Norte Argentina. Salfity et al. (2005).....	12
Figura 2.6: Profundidad del plano de Wadati-Benioff en relación con la ubicación de los centros volcánicos a los 23°S. Isopletas obtenidas del modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012).	13
Figura 2.7: Distribución de los principales complejos y centros volcánicos.....	14
Figura 2.8: Volcán Licancabur, Volcán Juriques y Cerro Chaxas vistos desde la ruta 27-CH.	15
Figura 2.9: Volcán Lascar y edificios volcánicos circundantes.	15
Figura 2.10: Izq.: Volcán Hecar. Der.: Volcán Acamarachi.	16
Figura 2.11: Vista panorámica del Cordón de La Pacana (domo resurgente) desde la ruta internacional 27-CH, próximo al Salar de Pujsa.	17
Figura 2.12: Ubicación de centro eruptivos del Complejo Volcánico Puricó.....	17
Figura 2.13: Ilustración esquemática de los procesos petrogenéticos en la zona de estudio.....	19
Figura 2.14: Información de termobarometría de algunos centros eruptivos de la CVZ. A partir de Matthews et al. (1994); Lindsay et al. (2001), Schmitt et al. (2001), Sparks et al. (2008), Burns et al. (2015), Stechern et al. (2017).	21
Figura 3.1: Límites del Cuerpo Magmático del Altiplano - Puna de acuerdo estudios sísmicos.	23
Figura 3.2: Modelo de Vs tras la inversión conjunta de función receptora y ruido ambiental (Ward et al., 2017).....	23
Figura 3.3: Tomografía sísmica a los 23,1°S para el factor de atenuación (Q), Vp, y Vp/Vs (Fuente: Schurr et al., 2006).....	24

Figura 3.4: Perfiles de refracción sísmica en la región de Antofagasta (Fuente: Sick et al., 2006).....	24
Figura 3.5: Modelo de la geometría de APMB a partir de datos gravimétricos $\Delta\rho=-150$ kg m^{-3} (Fuente: del Potro et al., 2013).....	26
Figura 4.1: Potencia espectral de la señal magnética. Extraído de Simpson y Bahr (2005).	28
Figura 4.2: Representación de la elipse del tensor de fases. Fuente (Caldwell et al., 2004).....	38
Figura 5.1: Ubicación de las estaciones de MT.....	41
Figura 5.2: Estimaciones del tensor de impedancia (Zyx) de la estación BORD.	45
Figura 6.1: Ventana de 1 s de la serie de tiempo de la estación BA01 muestreada a 4096 Hz.	47
Figura 6.2: Ventana de 1 min de la serie de tiempo de la estación LOYO muestreada a 8 Hz.	48
Figura 6.3: Skew de Bahr de estaciones de LMT.....	49
Figura 6.4: Elipses del tensor de fase coloreadas de acuerdo con el parámetro β	50
Figura 6.5: Elipses del tensor de fase coloreadas de acuerdo con el parámetro Φ_{min}	51
Figura 6.6: Diagramas de roseta de los rumbos eléctricos para las estaciones de BBMT	51
Figura 6.7: Rumbos eléctricos por bandas de periodos (LMT). Entre 10 y 100 s se incluyen los rumbos de las estaciones de BBMT.....	52
Figura 6.8: Vectores de inducción de estaciones de banda ancha.....	53
Figura 6.9: Vectores de inducción de estaciones de periodo largo.	54
Figura 6.10: Convergencia de modelo al incluir o no el static shift como parámetro a invertir. a) Modelo de inversión incluyendo el parámetro de static shift. b) Modelo obtenido tras una inversión en dos etapas, la primera sin incluir el static shift y la segunda incluyéndolo. c) Evolución del ajuste de los modelos a) y b).....	55
Figura 6.11: Curva L para la inversión de estaciones de banda ancha.....	56
Figura 6.12: Parámetros de ajustes de estaciones de BBMT para distintas resistividades iniciales.....	56
Figura 6.13: Modelos de las estaciones de BBMT para distintas resistividades iniciales	57
Figura 6.14: Modelos de las estaciones de BBMT para distintos parámetros de regularización.	58
Figura 6.15: Modelos obtenidos tras modificar manualmente el static shift de la estación BA06.	59
Figura 6.16: Inversión de distintos modos de polarización y vector de inducción (Hz).	60

Figura 6.17: Análisis para determinar la profundidad máxima de sensibilidad del modelo.	61
Figura 6.18: Análisis para determinar la sensibilidad de estructuras en las respuestas sintéticas del modelo.	62
Figura 6.19: Resultado del análisis de sensibilidad. Las zonas achuradas en blanco representan áreas con sensibilidad disminuida o nula.	63
Figura 6.20: Curva L para inversiones de LMT	63
Figura 6.21: Parámetros de ajustes de estaciones de LMT para distintas resistividades iniciales.....	64
Figura 6.22: Modelos de datos de LMT utilizando distintas resistividades iniciales para el semi-espacio.	64
Figura 6.23: Modelos de las estaciones de LMT para distintos parámetros de regularización.	65
Figura 6.24: a) Inversión de datos de LMT sin topografía. b) Inversión de datos de LMT con topografía.....	66
Figura 6.25: Modelos obtenidos al considerar información a priori. a) Incluye el Océano Pacífico y la placa de Nazca. b) Inversión de los vectores de inducción, incluidas las estaciones PACI y TEBI.....	67
Figura 6.26: Comparación de modelos obtenidos con estaciones de BBMT e inversión conjunta de BBMT y LMT.....	68
Figura 6.27: Análisis para determinar la sensibilidad de la estructura resistiva ubicada bajo la estación JAMA.	69
Figura 6.28: Inversión conjunta de LMT+BBMT con información a priori.....	70
Figura 6.29: Profundidad máxima de sensibilidad del modelo.	70
Figura 6.30: Análisis para determinar la profundidad máxima de sensibilidad del modelo.	71
Figura 6.31: Análisis para determinar la sensibilidad de estructuras en las respuestas sintéticas del modelo.	72
Figura 6.32: Comparación de modelos BBMT conjunto y LMT conjunto en la parte somera del dominio oriental.	73
Figura 7.1: Curvas de resistividad de estaciones en las inmediaciones de la estación BA06.....	76
Figura 7.2: Análisis del comportamiento de los vectores de inducción para periodos selectos. Límites del APMB según Ward et al. (2014) y cuerpos de agua según BCN.	78
Figura 7.3: Lineamientos y rumbo eléctrico. Lineamientos modificados de Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovich y Lahsen, 1984; Amilibia et al., 2008; Gorsutovich et al., 2011; Hernandez, 2019.....	79
Figura 7.4: Anomalías de resistividad del modelo obtenido.	81

Figura 7.5: Modelación gravimétrica 2,5D bajo la caldera La Pacana (Modificado de Delgado & Pavez, 2015).....	83
Figura 7.6: Intensidad de campo magnético sobre Nevados de Poquis y Complejo Volcánico de Jama. Modificado de SEGEMAR (1996) y modelo de resistividad en las inmediaciones de la estación JAMA. Flechas indicando dipolos magnéticos.	84
Figura 7.7: Factor de calidad según Schurr et al. (2006) sobre el modelo de resistividad.	86
Figura 7.8: Modelo de Vs [km/s] según Ward et al. (2017) sobre el modelo de resistividad.....	87
Figura 7.9: Modelo de Vp/Vs según Comte et al. (2016)	87
Figura 7.10: Modelos de resistividad para rocas en estado sólido.	89
Figura 7.11: Modelo de resistividad eléctrica para las anomalías C1 y C2 utilizando dacitas y riolitas de baja temperatura del APVC.....	90
Figura 7.12: Modelo de resistividad eléctrica para la anomalía C3 utilizando dacitas de alta temperatura y andesitas del APVC.	90
Figura 7.13: Modelo de resistividad eléctrica para las anomalías B2 y B3 utilizando dacitas y andesitas del Volcán Lascar.	91
Figura 7.14: Modelo conceptual referente a la circulación de fluidos, construido a partir de la inversión conjunta de MT.	92
Figura 7.15: Secciones estructurales (modificado de Ramos et al. (2004), Salfity et al. (2005), Reutter et al. (2006), González et al. (2009)).	94
Figura 7.16: Esquematación del proceso de circulación hidrotermal en un ambiente magmático – epitermal (Fournier, 1999).....	96
Figura 7.17: Lineamientos magnéticos, volcánicos y fallas ubicados en torno a la anomalía B1 (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gonzalez et al., 2009; Gorsutovich et al., 2011; Hernández, 2019).	97
Figura 7.18 Modelo de resistividad del volcán Lascar (modificado de Díaz et al., 2012) con sistemas estructurales y lineamientos modificados de Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovich y Lahsen, 1984; Amilibia et al., 2008; Gorsutovich et al., 2011; Hernandez, 2019.	98
Figura 7.19: Comparación de figuras 2.13 y 7.15.	99
Figura 7.20: Modelo interpretativo obtenido a partir de los modelos de resistividad eléctrica preferidos.	100
Figura 7.21: Ubicación de estudios de LMT en la Precordillera de Antofagasta.....	101
Figura 7.22: Modelos de conductividad de la Precordillera de Antofagasta.....	102
Figura 7.23: Ubicación de estudios de LMT en el margen chileno.....	103
Figura 7.24: Modelos de resistividad en el margen chileno.....	106

Capítulo 1

Introducción

Los Andes son un cordón montañoso que a lo largo de la historia ha llamado la atención del ser humano. Es en su nicho donde se han articulado mitos, culturas e imperios por ser un rasgo morfológico que destaca fácilmente debido a su continuidad y altitud, la que alcanza incluso 6.960 m s.n.m. en el monte Aconcagua. Son estas características las que le han permitido permear fácilmente en la cultura popular, transformándose también en un objeto de interés científico.

A la hora de diseccionar este orógeno, se distinguen tres grandes secciones (Gansser, 1973):

- Los Andes del Norte, ubicados entre la deflexión de Huancabamba y la dorsal de Carnegie.
- Los Andes Centrales, alojados entre la dorsal de Carnegie y la dorsal de Chile
- Los Andes Australes, desde el Golfo de Penas hasta el arco de Scotia.

Son los Andes también el lugar donde se anida el volcanismo del Cenozoico, producido por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En Chile, los modelos tradicionales indicarían que la subducción habría correspondido a un proceso continuo desde el Jurásico (como se cita en Charrier *et al.*, 2007), aunque nuevos modelos proponen que este proceso se habría iniciado antes, durante el Triásico o incluso durante el Paleozoico tardío en algunos sectores (Del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; Oliveros *et al.*, 2018).

Una serie de episodios de contracción tectónica, ocurridos desde el Cretácico Tardío, han modelado su morfología actual (Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2010a), aunque es imposible negar la influencia que han tenido en su desarrollo las estructuras heredadas de la evolución tectónica previa (Jillard *et al.*, 2010; Amilibia *et al.*, 2007), la cual se remonta hasta edades Grenvillianas en algunas localidades (Ramos, 2010b).

Capítulo 1: Introducción

1.1 Formulación del problema

Este trabajo se enmarca en el proyecto Anillo CONICYT ACT172002 INSUD: *The interplay between subduction processes and natural disasters*, cuyo objetivo es:

*El estudio de la estructura de la placa oceánica de Nazca antes y durante la subducción, la sismicidad interplaca, la sismicidad superficial cortical en la placa superior, la sismicidad intraplaca profunda (60-350 km), la **estructura de la placa superior**, y los sistemas **magmáticos e hidrotermales** alrededor de áreas volcánicas.*

En el párrafo anterior se ha resaltado la rama del proyecto en la que se inserta este trabajo.

Diversos estudios de magnetotelúrica de periodo largo han sido llevados a cabo a lo largo del margen chileno (Schwarz *et al.*, 1994; Etchernacht *et al.*, 1997; Brasse & Soyer, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Brasse & Eydam, 2008; Kapinos, 2011; Díaz *et al.*, 2012; Kuhn *et al.*, 2014; Kuhn *et al.*, 2018; Cordell *et al.*, 2019; Araya Vargas *et al.*, 2019; Segovia, *en prep.*; Slezak *et al.*, *en prep.*). Todos estos indicarían una variación latitudinal en la arquitectura litosférica del margen activo.

En particular, este trabajo busca complementar campañas geofísicas previas (ver Schwarz *et al.*, 1994 y Díaz *et al.*, 2012) con el objetivo de realizar *a posteriori* una inversión tridimensional a partir de los datos recopilados. Esto debido a que en la actualidad, el aumento en la potencia de cálculo de computadores de escritorio y supercomputadores ha permitido incrementar la complejidad de los problemas inversos a resolver, haciendo posible la resolución de modelos tridimensionales por sobre modelos bidimensionales.

Así, los límites de esta investigación corresponden a la planeación y logística para la adquisición de nuevos datos de magnetotelúrica periodo largo y banda ancha, el procesamiento y obtención de funciones de transferencia, el análisis dimensional y la inversión bidimensional de los datos. A partir de esto, se plantea responder las siguientes preguntas:

- ¿Cómo es la estructura litosférica en los Andes Centrales chilenos a los 23,2°S?
- ¿Es posible observar anomalías de resistividad que expliquen los procesos volcánicos y tectónicos evidenciados por estudios previos?
- ¿Existe alguna variación latitudinal con respecto a la estructura de resistividad disponible para el sur del Salar de Atacama?
- ¿Qué diferencias y similitudes se pueden observar con respecto a otras latitudes en Chile?

1.2 Zona de estudio

El área de estudio se ubica en la zona oriental de la región de Antofagasta, en las comunas de San Pedro de Atacama, Calama y Sierra Gorda. El perfil desarrollado corresponde a una transecta latitudinal en torno a los 23,2°S, que coincide aproximadamente con las localidades de Toconao y el Paso Fronterizo Jama, y que alcanza una extensión de casi 200 km.

Capítulo 1: Introducción

Las principales localidades habitadas son las ciudades de Calama y San Pedro de Atacama, lugares donde se establecieron los campamentos bases durante las distintas campañas ejecutadas. Es posible llegar a Calama mediante vuelos desde Santiago al aeropuerto El Loa, y a partir de este punto, utilizar la ruta 23CH para llegar a la localidad de San Pedro de Atacama. En la Figura 1.1 se muestran las principales rutas de acceso utilizadas durante el trabajo en terreno.

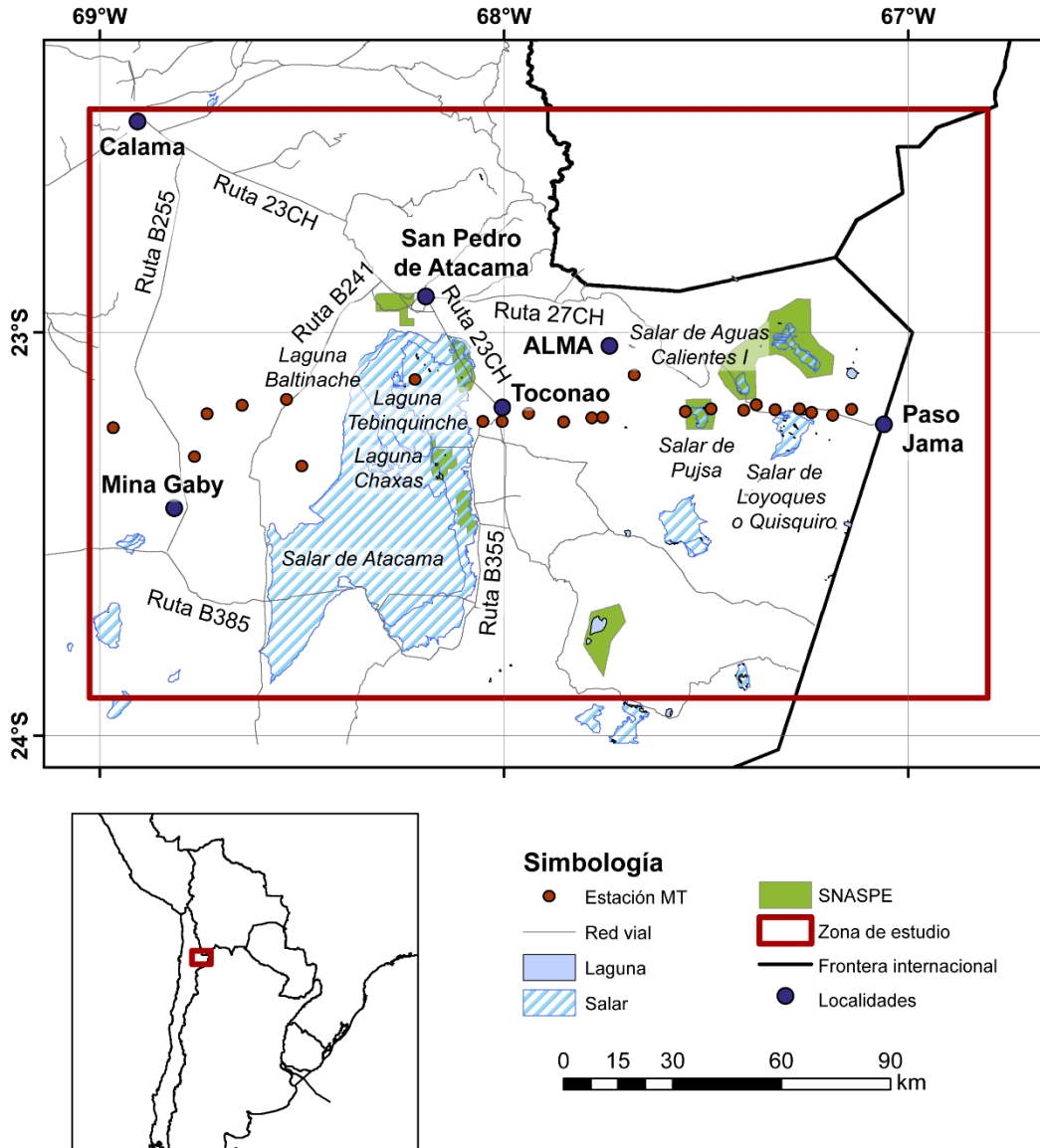


Figura 1.1: Mapa con las principales localidades, vías de acceso y ubicación de las estaciones instaladas

Algunas mediciones fueron realizadas al interior de la Reserva Nacional Los Flamencos y de las instalaciones del *Atacama Large Millimeter Array* (ALMA), por lo que se realizaron gestiones con CONAF y las Oficinas Centrales (SCO) y el Centro de Apoyo a las Operaciones (OSF) de ALMA para garantizar los accesos a las ubicaciones.

Capítulo 1: Introducción

1.3 Etnografía

Los primeros habitantes de la Circumpuna de Atacama se han asociado con yacimientos arqueológicos como el complejo industrial de Gatchi, al NE de San Pedro de Atacama, al que se le ha asignado una edad de entre 10.000 y 6.500 a.C. Otros yacimientos de carácter pre-agroalfarero se encuentran en Puripica, Tulán, Ascotán y el complejo industrial de Tambillos, ubicado en el camino entre San Pedro de Atacama y Toconao. Estos habrían sido campamentos, sitios de caza y talleres (Mostny, 1981).

El periodo agroalfarero se reconoce a través del Complejo Cultural San Pedro de Atacama, o también denominada cultura Atacameña, que se habría dado desde los inicios de la era cristiana hasta la conquista europea. Diversos elementos decorativos indicarían una influencia de la cultura Tiahuanaco, Incaica y del noreste argentino. Algunas manifestaciones de esta etapa se encuentran en los Ayllus Larache, Checar, Coyo, Quitar, además de Lasana, Turi, Zapar (Toconao), entre otros (Mostny, 1981).

Las comunidades Atacameñas o Likan Antai (voz *kunza*) se encuentran presentes hasta el día de hoy organizadas en ayllus, que corresponden a la unidad fundamental de organización social Andina (como se cita en Nado *et al.*, 2012). En la actualidad, estas comunidades son las encargadas de la administración de sitios turísticos y patrimoniales. Para el desarrollo de esta investigación se contactó con la Comunidad de Coyo, encargada de la administración de la Laguna Baltinache, y la Comunidad de Toconao, encargada del Valle de Jere y de la Laguna Chaxas, parte de la Reserva Nacional Los Flamencos.

1.4 Objetivos

1.4.1 *Objetivo general*

Caracterizar la estructura de la litosfera continental a los 23,2°S a partir de un modelo de resistividad eléctrica obtenido utilizando magnetotelúrica.

1.4.2 *Objetivos específicos*

- Obtener un modelo regional de la estructura de resistividad eléctrica en el norte de Chile
- Determinar la distribución de fluidos en la litósfera continental y su relación con la evolución volcánica y tectónica de la zona de estudio.
- Integrar los resultados obtenidos con estudios geofísicos, petrológicos y geoquímicos previos disponibles para el área de estudio.

1.5 Estructura del texto

El **Capítulo 2** describe la evolución geológica de la zona de estudio a través de una descripción de las principales unidades litológicas y estructurales manifiestas en superficie. A partir de este punto se caracteriza la arquitectura litosférica de los Andes Centrales a los

Capítulo 1: Introducción

23°S. Este capítulo termina con una descripción de los principales grupos volcánicos presentes, enfocada principalmente en el volcanismo de arco y el Complejo Volcánico del Altiplano – Puna. Esto se realiza mediante la descripción de sus morfologías y productos eruptivos, modelos petrogenéticos y condiciones pre-eruptivas.

El **Capítulo 3** resume los principales estudios geofísicos que han sido efectuados en la zona para revelar los procesos magmáticos y tectónicos que ocurren en profundidad, y que explicarían el estado actual del área. En particular, los resultados analizados corresponden a estudios de sísmica de refracción, función receptora y tomografía sísmica, gravimetría y campañas previas de magnetotelúrica.

El **Capítulo 4** expone la fundamentación teórica de la magnetotelúrica, desde su formulación a partir de las Leyes de Maxwell. Para esto, se revisan las características electromagnéticas que presentan los materiales terrestres, los resultados obtenidos a partir del método, y diversos parámetros que permiten discutir la dimensionalidad del problema analizado.

El **Capítulo 5** resume el montaje experimental y la instrumentación utilizada, junto con las características de las campañas de terreno. Adicionalmente, se detallan brevemente los algoritmos utilizados para la estimación de las funciones de transferencia y para realizar la inversión.

El **Capítulo 6** muestra los resultados obtenidos tras el procesamiento. Se realiza un análisis dimensional para justificar la posterior inversión 2D. Aquí también se revelan los modelos de resistividad obtenidos, junto con un análisis de sensibilidad de estos respecto a los parámetros iniciales de la inversión y con respecto a las estructuras obtenidas.

El **Capítulo 7** consiste en una justificación e interpretación de los modelos preferidos. Además, se explica la razón de la utilización de algunos supuestos durante la inversión e interpretación. Esta se encuentra complementada mediante la incorporación de información geológica y geofísica previa, además de la inclusión de estimaciones de resistividades de fluidos terrestres a partir de modelos composicionales empíricos.

Finalmente, el **Capítulo 8** presenta las conclusiones obtenidas, junto con el modelo desarrollado durante el texto. También se incorporan sugerencias para complementar este trabajo.

Capítulo 2

Antecedentes geológicos

2.1 Geografía física

Entre los 22° y 24°S, el margen Andino se encuentra dividido en una serie de unidades que poseen características geomorfológicas y estructurales distintivas (Figura 2.1).

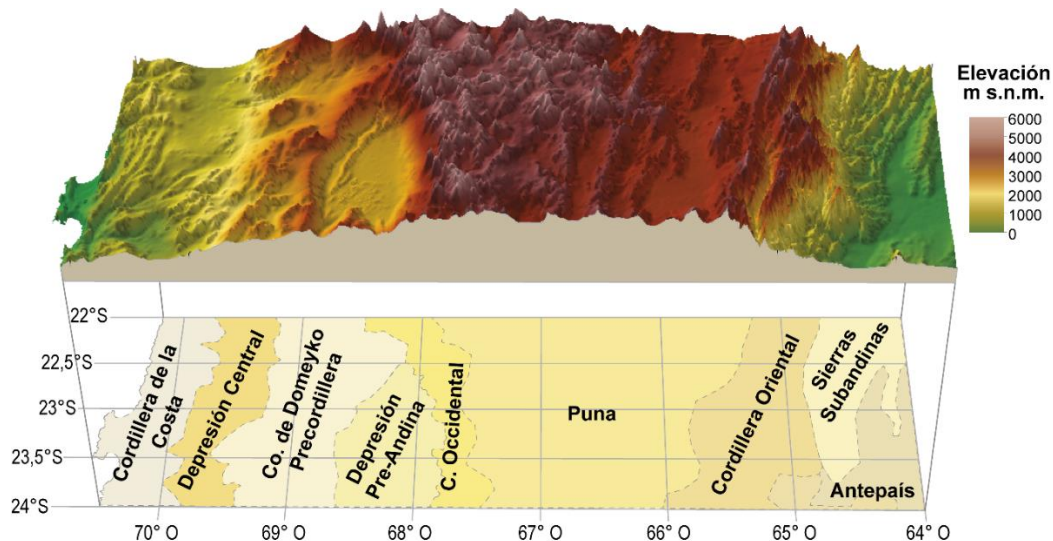


Figura 2.1: Perfil de elevación y morfoestructuras del orógeno andino a los 23°S. Modelo de elevación GMRT.

Así, de oeste a este, los principales dominios morfoestructurales distinguibles son:

- **Cordillera de la Costa:** alcanza en promedio alturas de 1.000 m s.n.m., pudiendo superar incluso los 2.000 m s.n.m. Se conforma principalmente por secuencias volcánicas y cuerpos intrusivos asociados con el arco Jurásico a Cretácico temprano

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

de La Negra (Buchelt, 1988). Estas unidades se encuentran afectadas por fallas verticales con cinemáticas normales y de rumbo que componen el Sistema de Fallas de Atacama (Scheuber y Andriessen, 1990).

- **Depresión intermedia:** es una cuenca cuya altura varía entre 1.000 y 2.000 m s.n.m. y que tiene un ancho de entre 25 y 100 km. El relleno sedimentario de la cuenca incluye depósitos fluviales, lacustres, aluviales, de playa, nitratos y secuencias piroclásticas, que se han sedimentado desde el Oligoceno (Hartley *et al.*, 2000).
- **Cordillera de Domeyko:** consiste en serranías de basamento con una orientación N-S alzadas por fallas inversas y oblicuas de alto ángulo, que conforman el Sistema de Falla de Domeyko. Si bien su estilo estructural varía a lo largo de su rumbo, su deformación se encontraría controlada por la inversión de fallas extensionales mesozoicas (Amilibia *et al.*, 2008).
- **Depresión Pre-Andina:** es una cuenca endorreica que en la zona de estudio alcanza una altura aproximada de 2.350 m s.n.m. Su margen occidental coincide con el Escarpe El Bordo, lugar donde afloran secuencias cretácicas a eocenas que forman una faja plegada que reactivó estructuras heredadas (Amilibia *et al.*, 2008). Hacia el este, una planicie cubierta por unidades cenozoicas representa a los Llanos de la Paciencia, que es limitado en su margen oriental por la Cordillera de la Sal, una faja plegada desarrollada en secuencias clásticas y evaporíticas del Neógeno (Reutter *et al.*, 2006; Amilibia *et al.*, 2008). La parte central de la Depresión Pre-Andina se encuentra ocupada por el Salar de Atacama, que en superficie se manifiesta como una serie de costras detrítico-evaporíticas (Irrázaval, 2009). El límite oriental de la cuenca consiste en un monoclinal de ignimbritas neógenas manteando al oeste (Reutter *et al.*, 2006).
- **Cordillera Occidental:** constituye cuerpos volcánicos construidos sobre ignimbritas neógenas que coinciden con el arco magmático actual.
- **Puna:** corresponde a cuencas endorreicas separadas por cordones de basamento paleozoico de orientación aproximada N-S, que alcanzan una altura promedio de 4.400 m s.n.m. Los depocentros se encuentran rellenos por secuencias evaporíticas y clásticas (Allmendinger *et al.*, 1997; Alonso *et al.*, 2006; Hilley y Coutand, 2010).

Continuando hacia el este, fuera ya de la zona de estudio, se encuentran la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

2.2 Litoestratigrafía

La zona oriental de la región de Antofagasta se caracteriza por la existencia de un registro geológico que da cuenta de la evolución del margen occidental de Gondwana y Sudamérica desde el Precámbrico hasta el Presente (e.g. Damm *et al.*, 1990; Hervé *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2007). Esto se pone de manifiesto debido a la conjunción de diversas características que se dan en la región, tales como la intensa actividad tectónica capaz de exhumar extensas secuencias litológicas y la hiper-aridez del Desierto de Atacama que permite la conservación de estas unidades en superficie. Las unidades litoestratigráficas definidas son mostradas en la Figura 2.2, y aquellas con mayor relevancia para el estudio se detallan a continuación.

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

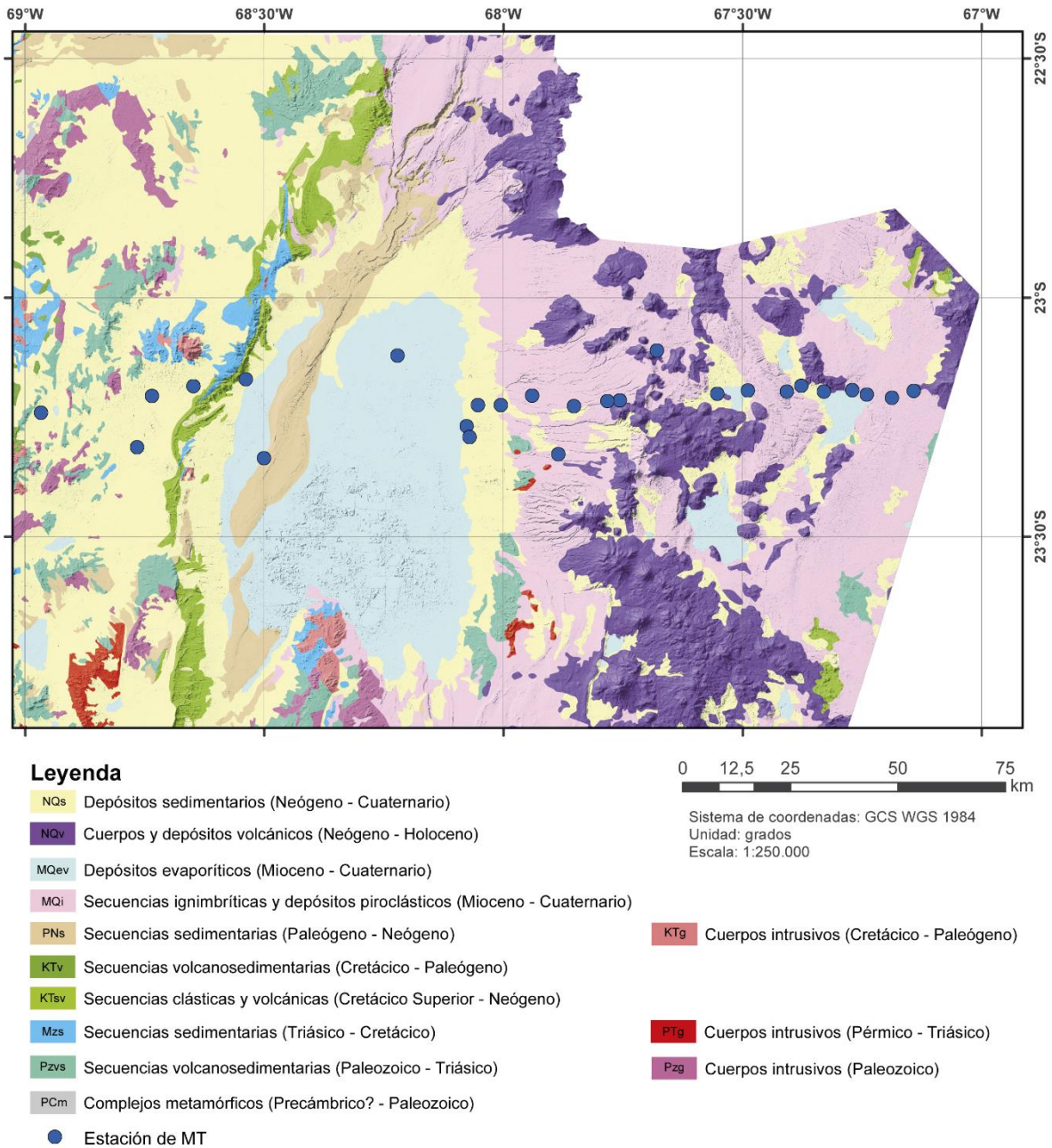


Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Hoja 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

2.2.1 Cordillera de Domeyko

2.2.1.1 Secuencias volcánicas Pzvs [Paleozoico – Triásico]

Secuencias volcánicas y sedimentarias de carácter continental mapeadas bajo los nombres de Fm. Tuina, Estratos El Bordo y Fm. Agua Dulce. Corresponden a una sucesión de al menos 2.500 m (Fm Tuina) de andesitas, areniscas y tobas, con intercalaciones de rocas sedimentarias y volcánicas ácidas. (Mpodozis *et al.*, 1993; Narea, 2014).

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

2.2.1.2 Cuerpos intrusivos Pzg [Paleozoico]

Suelen presentarse como complejos multiplutónicos que presentan un amplio espectro composicional, variando entre dioritas y monzodioritas, hasta granitos. Estas unidades suelen estar asociadas con sus productos efusivos de la unidad Pzvs (Mpodozis *et al.*, 1993).

2.2.1.3 Secuencias volcanosedimentarias KTV [Cretácico – Paleógeno]

El magmatismo del Cretácico Superior se encuentra registrado en la zona de estudio por la Formación Quebrada Mala, que corresponde a una secuencia de 4.700 m de potencia, formada tanto por rocas volcánicas como sedimentarias clásticas. Por otro lado, durante el Paleógeno, el magmatismo se representa por la Formación Cinchado, la cual corresponde a una unidad volcano-sedimentaria con una mayor abundancia de ignimbritas que la Fm. Quebrada Mala (como se cita en Valenzuela, 2014).

2.2.1.4 Cuerpos intrusivos KTg [Cretácico – Paleógeno]

El magmatismo del Cretácico se encuentra caracterizado por un conjunto de pórfidos y enjambres de diques de composición diorítica a gabroica, asociadas a la Fm. Quebrada Mala. El volcanismo del Paleógeno se encuentra asociado espacialmente a cuerpos hipabisales, *stocks* y diques de composición dacítica a riolítica (Mpodozis *et al.*, 1993; Valenzuela, 2014).

2.2.1.5 Secuencias clásticas y volcánicas KTsv [Cretácico Superior – Neógeno]

Agrupados bajo el nombre de Grupo Purilactis (*sensu* Mpodozis *et al.*, 2005), además de las Fms. Naranja y Loma Amarilla, consisten en secuencias principalmente detríticas de carácter continental con niveles volcánicos y evaporíticos que superarían los 9.000 m de potencia.

2.2.2 Depresión Pre-Andina

2.2.2.1 Secuencias sedimentarias y volcánicas Pzsv [Paleozoico – Triásico]

Al este del Salar de Atacama afloran la Fms. Peine y Cas constituidas por andesitas y riocacitas, además de rocas volcanoclásticas, depósitos lacustres a fluviales y secuencias piroclásticas (Breitkreuz, 1995).

2.2.2.2 Secuencias sedimentarias PNs [Paleógeno – Neógeno]

El Grupo Paciencia es una unidad sedimentaria de edad Oligoceno a Mioceno formada principalmente por conglomerados, areniscas y fangolitas, con niveles piroclásticos y evaporíticos menores (Flint, 1985; Wilkes y Görler, 1994).

2.2.2.3 Depósitos evaporíticos MQev [Mioceno - Cuaternario]

El Salar de Atacama consiste en una zonación no concéntrica de costras detrítico-evaporíticas, de carbonatos, sulfatos y cloruros (como se cita en Irrarázaval, 2009). De acuerdo con Jordan *et al.* (2007), el espesor del nivel evaporítico varía entre 400 y 1.800 m, presentándose las mayores potencias hacia el N, en las cercanías de la Cordillera de la Sal.

2.2.3 Cordillera Occidental y Puna chilena

2.2.3.1 Secuencias volcanosedimentarias Pzvs [Paleozoico - Triásico]

En la Puna, el Paleozoico se encuentra expresado por la Formación Aguada de la Perdiz, la que consiste en una secuencia de areniscas y limolitas silicificadas con un espesor aproximado de 700 m (Gardewag y Ramírez, 1985).

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

2.2.3.2 *Secuencias clásticas y volcánicas KTsv [Cretácico Superior – Neógeno]*

Son secuencias de areniscas, limolitas y lutitas, con niveles de yeso, que afloran en ventanas de erosión entre los afloramientos de las ignimbritas del Neógeno MQi. Estas corresponden a las Fms Quebrada Blanca de Poquis, Siglia y Chojfias (Gardewag y Ramírez, 1985).

2.2.3.3 *Secuencias ignimbríticas MQi [Mioceno – Cuaternario]*

En la zona de estudio afloran una cantidad importante de ignimbritas que dan cuenta de un magmatismo silíceo agrupado bajo el nombre de Complejo Volcánico del Altiplano – Puna.

2.2.3.4 *Cuerpos y depósitos volcánicos NQv [Neógeno – Holoceno]*

Edificios volcánicos y domos de composición preferentemente andesítica y dacítica, y de forma subordinada riolítica. Estos se orientan en una dirección aproximadamente N-S, siendo cortados por algunos cordones de orientación NO-SE.

2.2.3.5 *Depósitos evaporíticos Qev [Mioceno – Cuaternario]*

Salares formados por lagunas superficiales y napas de salmuera, que forman sistemas hidrológicos endorreicos, como son el Salar de Pujsa, el Salar de Aguas Calientes I (toponimia *sensu* Risacher *et al.* 1999) y el Salar de Loyoques o Quisquiro. La conductividad eléctrica de sus aguas varía entre los 20.000 y 23,6 S/m (Risacher *et al.* 1999).

2.3 Estructuras

En la región, se manifiestan distintos sistemas estructurales que dan luces del proceso evolutivo registrado en la zona (Figura 2.3). El Sistema de Fallas de Domeyko se desarrolló en una posición de intra-arco con respecto al arco Cretácico – Paleógeno, y habría sido reactivado durante fases compresivas posteriores. Por otro lado, existen una serie de lineamientos con direcciones NO – SE que podrían dar cuenta de la evolución del margen, previa a la fase Andina.

2.3.1.1 *Sistema de Fallas de Domeyko*

El basamento en la Cordillera de Domeyko se encuentra afectado por una serie de fallas inversas de muy alto ángulo, de rumbo aproximado N-S. Este sistema posee una extensión superior a los 1.000 km, y habría tenido una cinemática de rumbo entre el Eoceno y el Oligoceno, coincidente temporal y espacialmente con el magmatismo de arco Paleógeno (Reutter *et al.*, 1991; Mpodozis *et al.*, 1993). Su estilo estructural presenta variaciones a lo largo del rumbo. Particularmente a los 23°S, el basamento actuaría mediante un mecanismo de *bulldozer* generando deformación de piel gruesa y fina que afectaría secuencias Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas, produciendo una migración de la deformación hacia el este (Amilibia *et al.*, 2008).

2.3.1.2 *Sistema Calama – Olacapato – El Toro*

El sistema Calama – Olacapato – El Toro (COT) una estructura con rumbo ONO – ESE interpretada como una falla de rumbo sinistral que, en conjunto con otras estructuras de rumbo similar, podrían haber controlado el emplazamiento de grandes calderas como La Pacana, Cerro Guacha, Pastos Grandes, Coruto y Negra Muerta (Riller *et al.*, 2001).

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

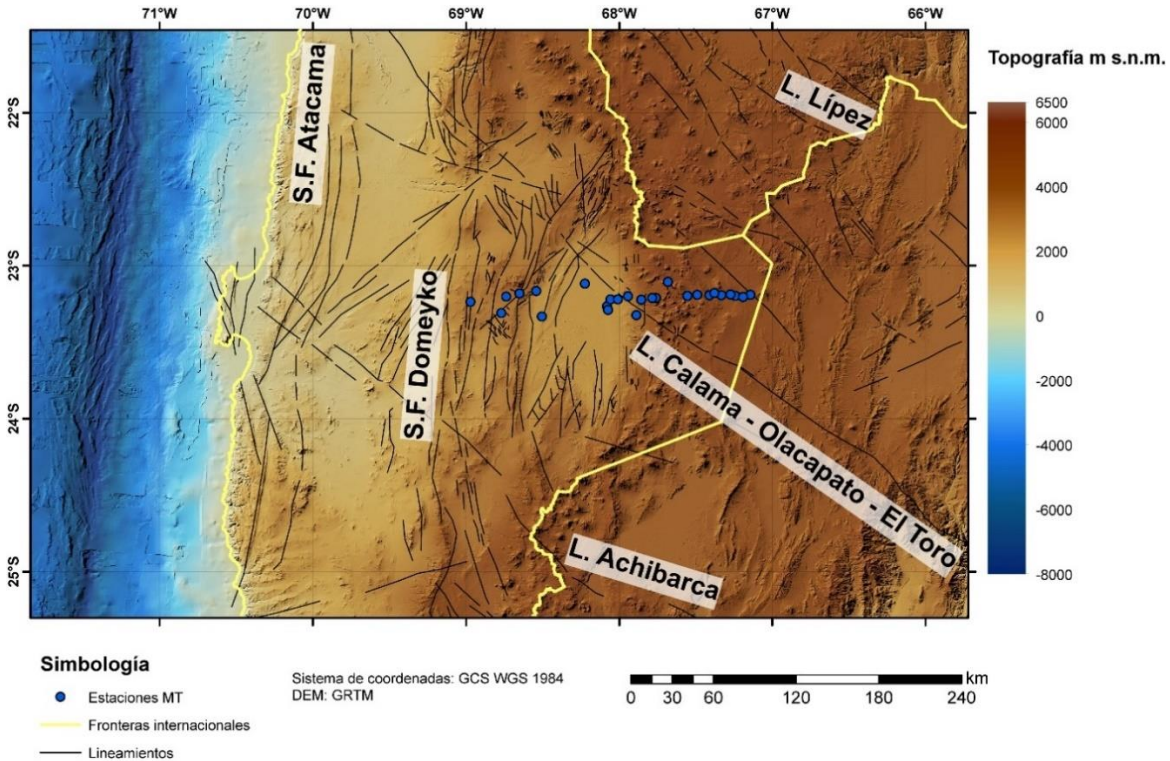


Figura 2.3: Principales lineamientos y sistemas estructurales (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovich y Lahsen, 1984; Amilibia et al., 2008; Gorsutovich et al., 2011)

2.4 Caracterización sismo-tectónica

2.4.1 Arquitectura litosférica de los Andes Centrales

La litosfera continental en los Andes Centrales es extremadamente gruesa, ubicándose el Moho a profundidades de entre 40 y 75 km. La mayor profundidad es alcanzada bajo la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, mientras que en el Salar de Atacama el espesor cortical alcanzaría 67 km (Yuan et al., 2000; Yuan et al., 2002).

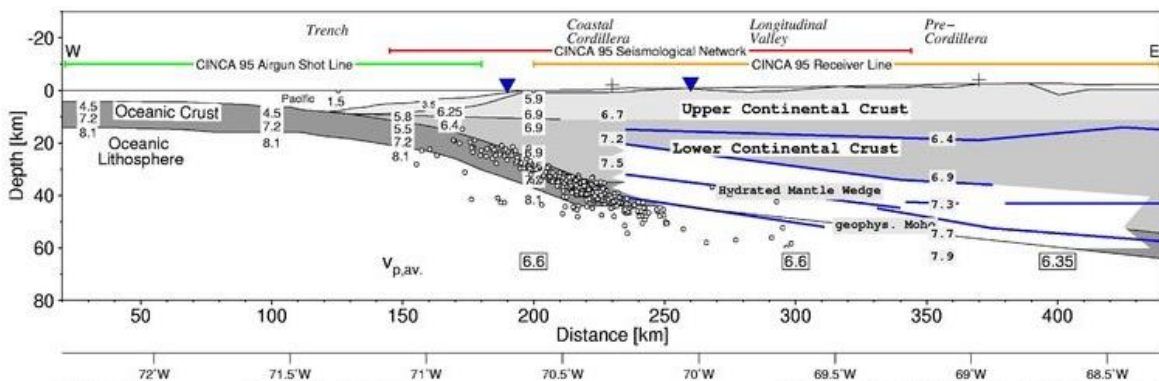


Figura 2.4: Estructura cortical a los 23.25°S a partir de estudios sísmicos (Fuente: Sick et al., 2006)

De acuerdo con estudios de refracción sísmica, el límite entre la corteza superior e inferior se encontraría entre 15 y 20 km de profundidad (Figura 2.4). La composición de la corteza

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

inferior tendría un cambio a los 21°S, presentando una composición más silíceica hacia el sur (Mamani *et al.*, 2008), lo que permitiría explicar las similitudes isotópicas del volcanismo Cenozoico con los complejos metamórficos del Paleozoico (Lucassen *et al.*, 2001).

La existencia de *inliers* de basamento con firmas isotópicas de Pb similares, ha sido usada como evidencia para sugerir la existencia de un bloque cortical denominado Basamento de Arequipa – Antofalla (como se cita en Ramos, 2008). Loewy *et al.* (2004), sugieren una disminución de la edad del basamento hacia el sur. En particular, en la zona de estudio, la edad máxima del protolito se encontraría en un rango ca. 476 y 434 Ma.

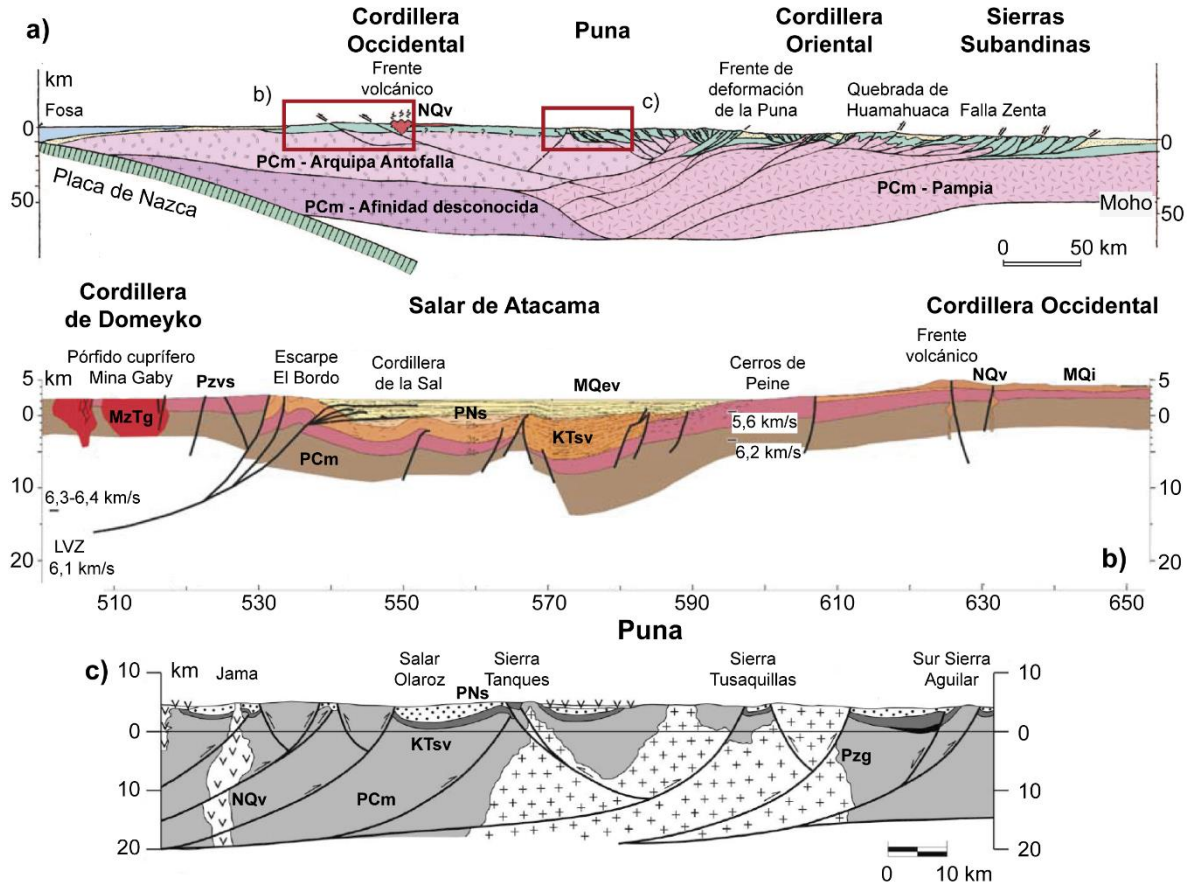


Figura 2.5: Secciones estructurales. a) Sección generalizada del orógeno Andino. Ramos *et al.* (2004). b) Sección de la Depresión Pre-Andina. Reutter *et al.* (2006). c) Sección de la Puna Norte Argentina. Salfity *et al.* (2005).

Ramos *et al.* (2004) realizan una sección generalizada entre los 22° y 23°S. En ella se propone que el volcanismo de arco se encuentra acotado en una cuña limitado por fallas bivergentes (Figura 2.5). A pesar de que el detalle de esta sección no coincide con otras secciones disponibles para la Depresión Pre-Andina y la Puna argentina

2.5 Volcanismo

En la actualidad, el volcanismo cenozoico de la Zona Volcánica Central (ZVC) se manifiesta en forma de calderas, domos efusivos, estratovolcanes, conos monogénicos, complejos poligenéticos y extensas cubiertas ignimbríticas, que habrían alcanzado su posición actual durante el Mioceno (González-Ferrán, 1995). El arco se organiza sobre la isopleta de 110 km de profundidad de la placa de Nazca, sin embargo, este comportamiento cambia entre los 21° y 24°S, donde existe una migración hacia el este de la cadena volcánica, alineándose en torno a la isopleta de 130 km (Figura 2.6).

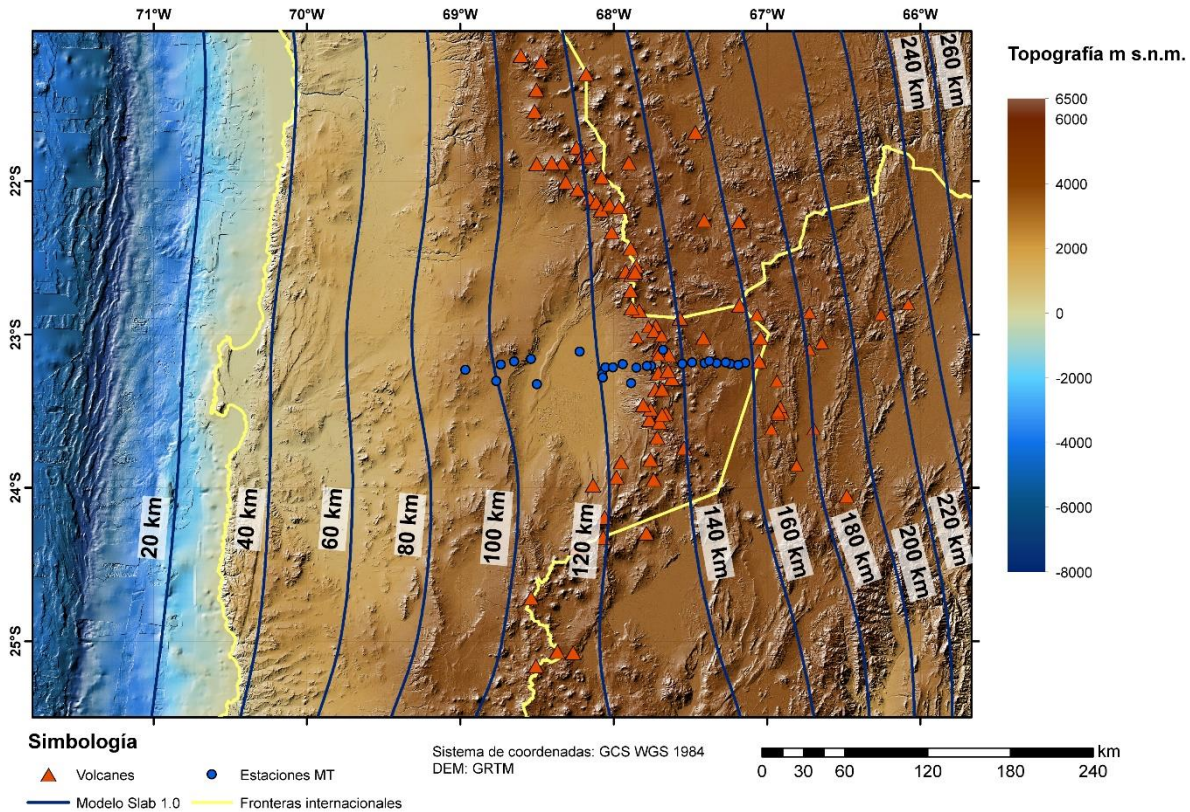


Figura 2.6: Profundidad del plano de Wadati-Benioff en relación con la ubicación de los centros volcánicos a los 23°S. Isopletas obtenidas del modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012).

Los magmas poseen un carácter calcoalcalino, con firmas isotópicas de Sr, O, Nd y Pb que han sido explicadas a través de un proceso de anatexis. Desde el Mioceno, ha existido un incremento en el grado de contaminación cortical, hecho que coincide con el aumento del espesor litosférico en esta parte del orógeno Andino (como se cita en Stern, 2004)

Es posible clasificar el volcanismo en cinco grupos principales con características distintivas que serán explicadas a continuación: en posición de antearco y con poca extensión volumétrica, los Campos Volcánicos de Tilocalar y Negro de Aras; el magmatismo de arco de la ZVC; el volcanismo de transarco del Cinturón Volcánico Transversal, el volcanismo silíceo del Complejo Volcánico del Altiplano – Puna, y finalmente en posición de trasarco el volcanismo máfico de la Puna Norte (Figura 2.7).

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

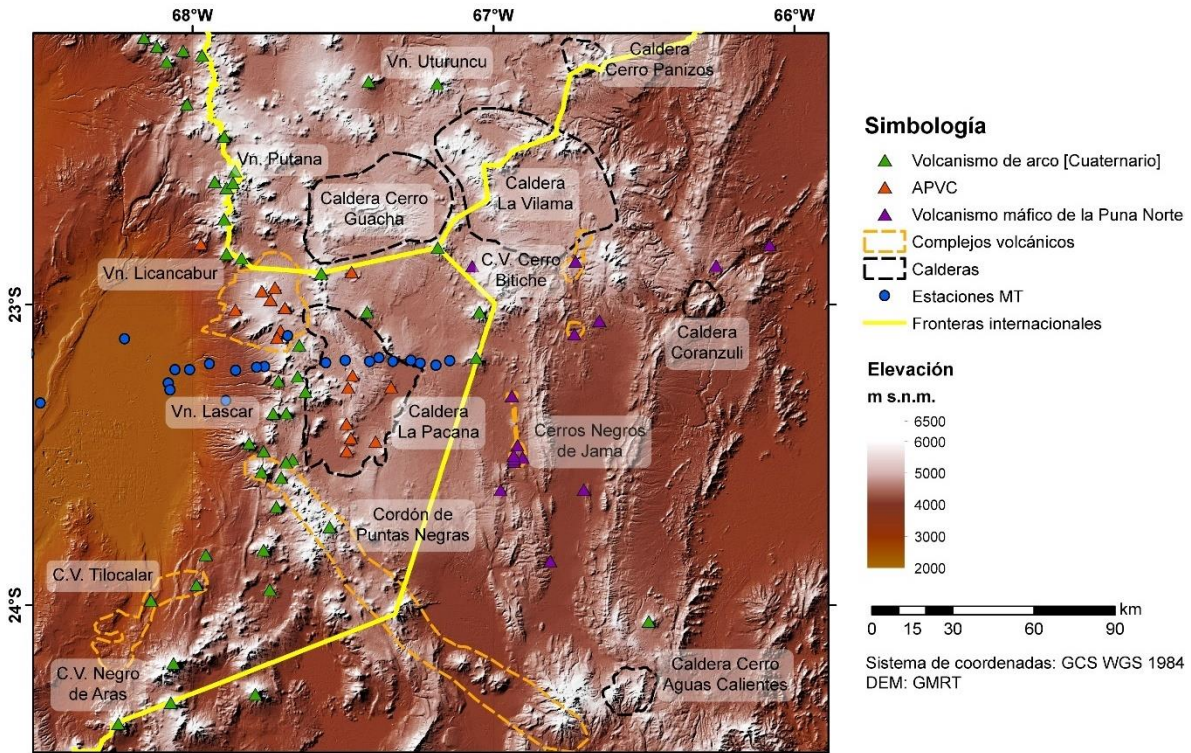


Figura 2.7: Distribución de los principales complejos y centros volcánicos.

2.5.1 Campo Volcánico Negro de Aras – Tilocalar

Al sureste de la Depresión Pre-Andina, espacialmente relacionados con lineamientos de orientación aproximada N-S (e.g. Tilomonte y Tilocalar), se disponen cuerpos volcánicos de edad Plioceno a Pleistoceno con composiciones predominantemente andesíticas y características geoquímicas similares a las descritas para la ZVC (Hoffmann *et al.*, 2012). Para estos se propone un fuerte control estructural, habiéndose desarrollado simultáneamente con la deformación compresiva registrada en la zona (González *et al.*, 2009).

2.5.2 Volcanismo de arco

La Zona Volcánica Central se encuentra acotada entre los 14° y 27°S por los segmentos de subducción plana Peruano y Pampeano. El volcanismo de la ZVC es predominantemente intermedio a ácido, con ocurrencias menores de andesitas basálticas (Stern, 2004). Las características de algunos de los principales centros volcánicos en las inmediaciones de la zona de estudio se destacan a continuación.

2.5.2.1 Volcán Licancabur

El volcán Licancabur (Figura 2.8) es un estratovolcán de 5.916 m s.n.m sin registro de actividad histórica. Su edificio es predominantemente post-glacial, constando de andesitas y dacitas (Figueroa *et al.*, 2009). Su basamento se encuentra afectado por fallas de orientación N130°E, paralelas al sistema Calama – Olacapato – El Toro (Figueroa y Déruele, 1996).

Capítulo 2: Antecedentes geológicos



Figura 2.8: Volcán Licancabur, Volcán Juriques y Cerro Chaxas vistos desde la ruta 27-CH.

2.5.2.2 Volcán Lascar

El volcán Lascar (Figura 2.9) es un estratovolcán que ha presentado actividad desde hace 43 ka. Su edificio volcánico se encuentra compuesto principalmente de andesitas y dacitas porfídicas. Su evolución eruptiva ha producido que su cima esté formada por cinco cráteres que se disponen en un lineamiento de dirección ONO-ESE. El volcán Lascar se desarrolla sobre el lineamiento Miscanti, en el cual se extruyen lavas y domos silíceos, como el Grupo Corona y el Complejo Salter (<5 Ma) (Gardeweg et al., 1998).

Su actividad reciente se ha caracterizado por ciclos repetitivos de subsidencia y crecimiento de domos (1984 – 1994), acompañada por emisión de gases y erupción explosivas. Su última gran actividad ocurrió en 1993, a través de una erupción sub-pliniana, generando depósitos de caída y de flujo piroclástico (como se cita en Pavez *et al.*, 2006). En la actualidad no se han observado nuevamente ciclos de crecimiento de domos, y la actividad fumarólica, aunque aún presente, ha demostrado una disminución progresiva (Tassi *et al.*, 2009).



Figura 2.9: Volcán Lascar y edificios volcánicos circundantes.

2.5.2.3 Otros volcanes

En la zona existen una gran cantidad de edificios volcánicos con menor abundancia de información petrológica, geoquímica o geocronológica. Se destacan por su cercanía a puntos de medición los volcanes Hecar, Acamarachi y Laguna Verde (Figura 2.10).

En base a criterios geomorfológicos, la Hoja Toconao asigna una edad Plioceno – Pleistoceno a los volcanes Hecar y Laguna Verde, mientras que, por criterios geomorfológicos y geocronológicos, el volcán Acamarachi posee una edad Plioceno – Pleistoceno para su base y Pleistoceno – Holoceno para su cono principal (Ramírez & Gardeweg, 1982).

Capítulo 2: Antecedentes geológicos



Figura 2.10: Izq.: Volcán Hecar. Der.: Volcán Acamarachi.

2.5.3 Complejo Volcánico Altiplano – Puna

El Complejo Volcánico del Altiplano – Puna (APVC) corresponde a un campo silíceo ubicado entre los 21° y 24°S, que cubre cerca de 70.000 km² (de Silva *et al.*, 2006). Las ignimbritas son intermedias monótonas, de composición calcoalcalina, predominando las dacitas ricas en K (Lindsay *et al.*, 2001b). Los cálculos de las condiciones pre-eruptivas de estos magmas indicarían que exceden la viscosidad teórica límite de erupción, implicando un bajo potencial de erupciones (de Silva *et al.*, 2006).

La evolución magmática comenzaría tras un *hiatus* que se extendió entre el Oligoceno y los 17 Ma. Entre los 17 y 11 Ma el magmatismo se habría centrado en el trasarco, formando *stocks*, domos y coberturas ignimbríticas (Kay & Coira, 2009). Tras esto, se inició la formación de calderas y grandes ignimbritas, concentrando la actividad en pulsos a los 8, 6 y 4 Ma, los que migran desde una posición de trasarco hacia la posición del arco actual (De Silva *et al.*, 2006; Kay & Coira, 2009). A los 2 Ma, la actividad magmática decayó, generando erupciones efusivas de menor magnitud (como se cita en Delgado *et al.*, 2015).

2.5.3.1 Cerro Chaxas

El cerro Chaxas (Figura 2.8) corresponde a un domo con un cráter de explosión de 5 km de diámetro. Su desarrollo se asocia con la erupción de la ignimbrita Chaxas, la cual posee una potencia de 300 m (Guest, 1969). La edad de esta unidad se encuentra entre 8,35 y 4 Ma (Rutland *et al.*, 1965; de Silva *et al.*, 1989; Salisbury *et al.*, 2011).

2.5.3.2 Caldera Cerro Guacha

Este sistema consiste en dos calderas anidadas que habrían dado origen a la Ignimbrita Guacha (5,65 Ma) y a la Ignimbrita Tara (3,49 Ma), además de la extrusión de domos dacíticos (Grocke *et al.*, 2017).

2.5.3.3 Caldera La Pacana

La Pacana (Figura 2.11) es una caldera de 60 x 35 km, siendo el centro eruptivo más grande del APVC. Es la fuente de dos ignimbritas que se distribuyen extensamente dentro de la zona de estudio (Lindsay *et al.*, 2001b):

- Ignimbrita Toconao: corresponde a una ignimbrita riolítica pobre en cristales con un volumen estimado de 180 km³. Las edades de esta unidad se encuentran entre los 4,0 ± 0,9 y 5,3 ± 1,1 Ma.

Capítulo 2: Antecedentes geológicos



Figura 2.11: Vista panorámica del Cordón de La Pacana (domo resurgente) desde la ruta internacional 27-CH, próximo al Salar de Pujsa.

- Ignimbrita Atana: ignimbrita dacítica rica en cristales con un volumen de 2.500 km^3 . Las edades de esta unidad se encuentran en el rango de $3,8 \pm 0,1$ y $4,2 \pm 0,1 \text{ Ma}$.

Posteriormente, la actividad de La Pacana se desarrolló formando domos dacíticos porfídicos con edades de entre $4,14 \pm 0.10 \text{ Ma}$ y $1,62 \pm 0.09 \text{ Ma}$.

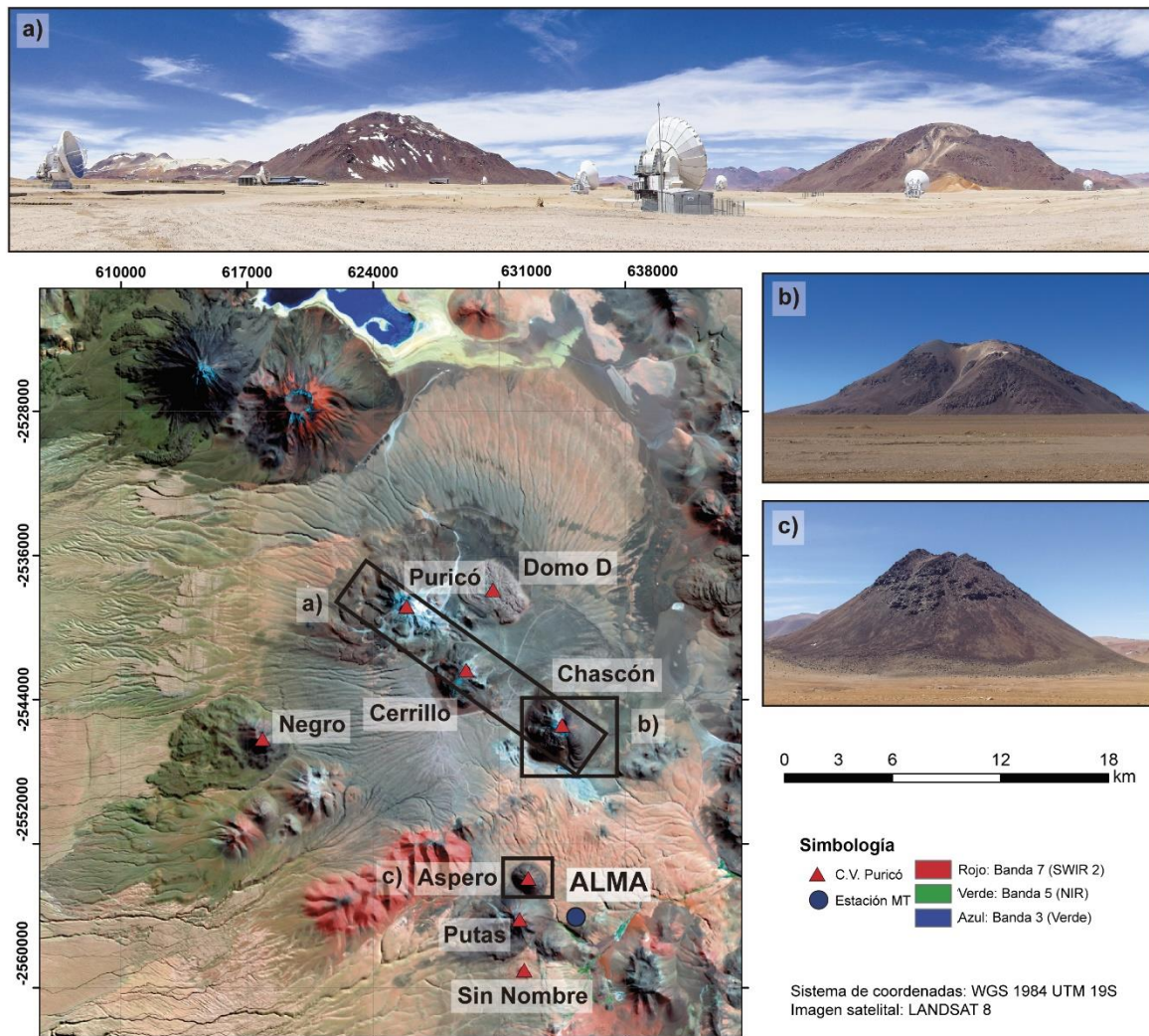


Figura 2.12: Ubicación de centro eruptivos del Complejo Volcánico Puricó

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

2.5.3.4 Complejo Puricó

El complejo Puricó es un escudo de ignimbritas de composición predominantemente dacítica, con la existencia menor de riolitas y andesitas. (Schmitt *et al.*, 2001). Edades de K-Ar datan las unidades de este complejo en un rango de $1,38 \pm 0.07$ y 0.87 ± 0.52 Ma (De Silva, 1989b).

Las ignimbritas se encuentran intruidas por diversos domos (Figura 2.12), siendo algunos (e.g. Domo D) de composición y edad similar a la ignimbrita Puricó, mientras que otros (Cerro Puricó, Negro, Putas, Chascón, Aspero y El Cerillo) son más jóvenes y tienen una composición diferente. Estos presentan una edad post-glacial de entre 0.32 y 0,18 Ma (Francis *et al.*, 1984; Schmitt *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2015).

2.5.4 Magmatismo máfico de la Puna

En la Puna Argentina, en posición de trasarco, se desarrollan un conjunto de volcanes poligenéticos y conos monogenéticos. En la zona norte se distinguen 11 centros y *clusters* alineados en una dirección NNE-SSO, cuyos productos poseen una composición andesítica. La actividad volcánica en el norte de la Puna habría ocurrido entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano, siendo coetánea con el magmatismo del APVC (Maro *et al.*, 2017)

2.6 Petrogénesis

El magmatismo de la ZVC se encuentra empobrecido en ^{143}Nd , y enriquecido en ^{87}Sr y ^{18}O en comparación con otras zonas de arco (Davidson *et al.*, 1991). Estas características han sido explicadas a través de procesos de asimilación cortical en torno al 10 y 40 % en zonas de MASH en la corteza inferior (Trumbull *et al.*, 1999; Mamani *et al.*, 2010; Freymuth *et al.*, 2015).

Por otro lado, Goss & Kay (2009) explican la naturaleza adakítica del magmatismo de la ZVC mediante los siguientes mecanismos:

- Fusión parcial de la corteza inferior máfica engrosada.
- Transferencia de rocas del antearco a la cuña mantélica producto de subducción erosiva.

Si bien la presencia de grandes unidades ignimbríticas es un rasgo ubicuo en los Andes Centrales, las características geoquímicas de estas secuencias varían latitudinalmente. Al sur de los 21°S, las firmas isotópicas del magmatismo del APVC se encuentran más enriquecidas en Sr radiogénico y O pesado que el magmatismo de la ZVC. Para explicar estas características se han incorporado en los procesos de diferenciación magmática zonas de asimilación y cristalización fraccionada en la corteza media y superior (Freymuth *et al.*, 2015), donde la asimilación cortical alcanzaría valores entre 50 y 70% (Lindsay *et al.*, 2001a; Schmitt *et al.*, 2001; Kay *et al.*, 2010; Burns *et al.*, 2016; Grocke *et al.*, 2017). Estas características coinciden con la existencia de una zona de *mush* cristalino (APMB) identificado mediante diversos métodos geofísicos que será explicado en el próximo capítulo.

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

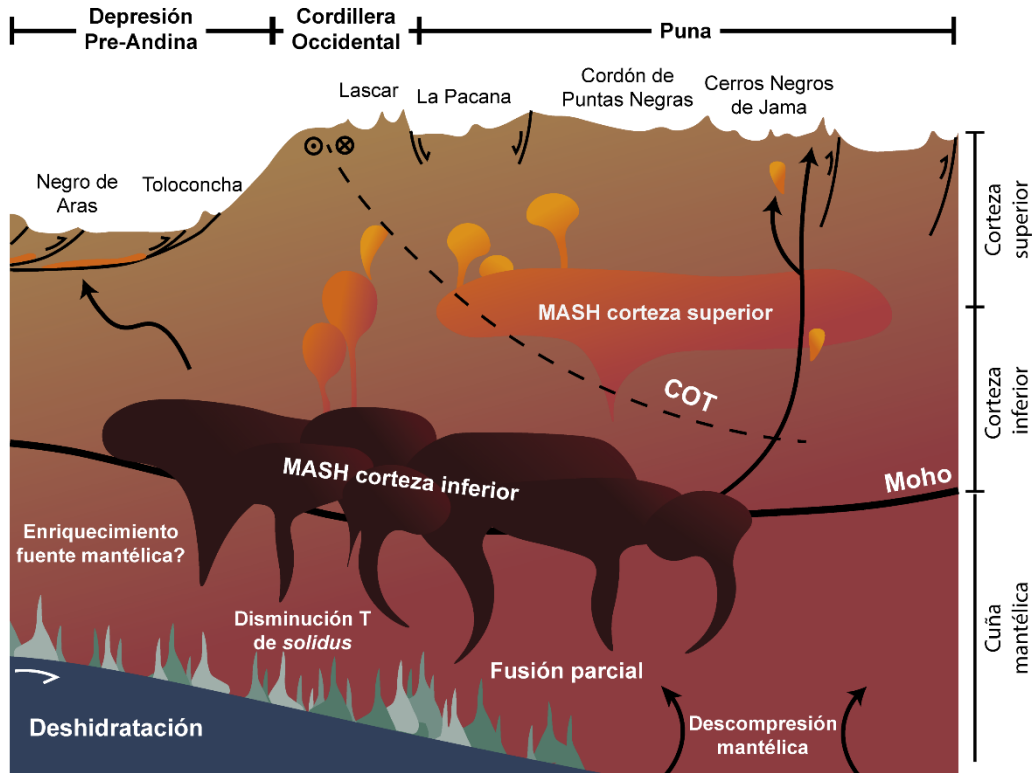


Figura 2.13: Ilustración esquemática de los procesos petrogenéticos en la zona de estudio.

En particular, el Complejo Volcánico Puricó reflejaría un estado de transición entre el magmatismo del APVC (Ignimbrita Puricó) y un volcanismo con características isotópicas similares a las de la CVZ (Cerro Chascón y Cerro Áspero). Esto daría cuenta de una disminución en la influencia de la zona de MASH ubicada en la corteza superior a partir de 1 Ma atrás. De este modo, las características de las lavas del Cerro Chascón pueden ser explicadas a través de la mezcla de magmas del *mush* cortical con magmas basalto andesíticos más primitivos (Burns *et al.*, 2015).

En tanto, el magmatismo máfico de la Puna, se habría formado a partir de una fuente mantélica enriquecida, donde la fusión parcial se encontraría gatillada por una surgencia astenosférica causada, o bien por procesos de delaminación cortical (Kay *et al.*, 1994; Schurr *et al.*, 2006), o por el incremento del ángulo de la placa oceánica, tras la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Kay & Coira, 2009). Estos magmas formarían una zona de MASH en la corteza inferior, con asimilación del orden del 20% (Risse *et al.*, 2013). Posteriormente, el ascenso rápido de estos magmas a través de la corteza favorecería una asimilación selectiva a partir de más de un componente cortical (Maro *et al.*, 2016; Maro *et al.*, 2017). Una síntesis de los rasgos anteriormente descritos se presenta en la Figura 2.13.

2.6.1 Condiciones pre-eruptivas

Para la Caldera La Pacana se reconocen dos composiciones magmáticas. Las riolitas de la ignimbrita Toconao poseen temperaturas de equilibrio de 730 a 750°C, y entre 6 y 7% de H₂O. Por otro lado, las dacitas de la ignimbrita Atana alcanzaron condiciones de equilibrio

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

entre 750 – 790°C y a presiones de 190 – 230 MPa. El contenido de volátiles alcanza 2 – 3% de H₂O (Lindsay *et al.*, 2001a).

En el Complejo Volcánico Puricó se sugieren temperaturas de entre 750 – 800°C para las dacitas, 860 – 880°C para las andesitas y 800 – 870°C para las riolitas, mientras que las presiones de equilibrio están en el rango de 110 y 220 MPa, lo que correspondería a profundidades de entre 4 y 8 km. Adicionalmente, el análisis de inclusiones vítreas indicaría contenidos de 3,5 y 4,2 wt% H₂O en las dacitas y 3,2 y 4,8 wt% H₂O en riolitas (Schmitt *et al.*, 2001). Burns *et al.* (2015) determinan temperaturas (788 – 874°C) y presiones (85 – 205 MPa) similares para la ignimbrita Puricó, pero en el Cerro Chascón identifican dos familias de anfíboles que representan condiciones de equilibrio diferentes. Las hornblendas magnésicas presentes en las lavas dacíticas exhiben temperaturas de 796 – 841°C y presiones de 94 – 153 MPa, mientras que las inclusiones basalto andseíticas entregan valores de 827 – 891°C y 141 – 185 MPa, coherentes con las condiciones fisicoquímicas determinadas para la ignimbrita Puricó. Por otro lado, las tschermakitas indicarían temperaturas de 928 a 1.001°C y presiones de equilibrio de 319 – 580 MPa, reflejando una estructura magmática más profunda y caliente.

Para el Volcán Lascar, Matthews *et al.* (1994) indican entre 1 y 2% de H₂O en el magma, el cual se encontraría en condiciones de equilibrio a presiones de 345 a 640 MPa. A partir de las lavas de composición dacítica se obtienen temperaturas de 890 – 970°C, mientras que para las andesitas se determinó una temperatura de 1.128°C. La Figura 2.14 resume la información termobarométrica del volcán Lascar, Complejo Puricó, caldera La Pacana, volcán Uturuncu y el complejo Lastarrias – Lazufre.

Capítulo 2: Antecedentes geológicos

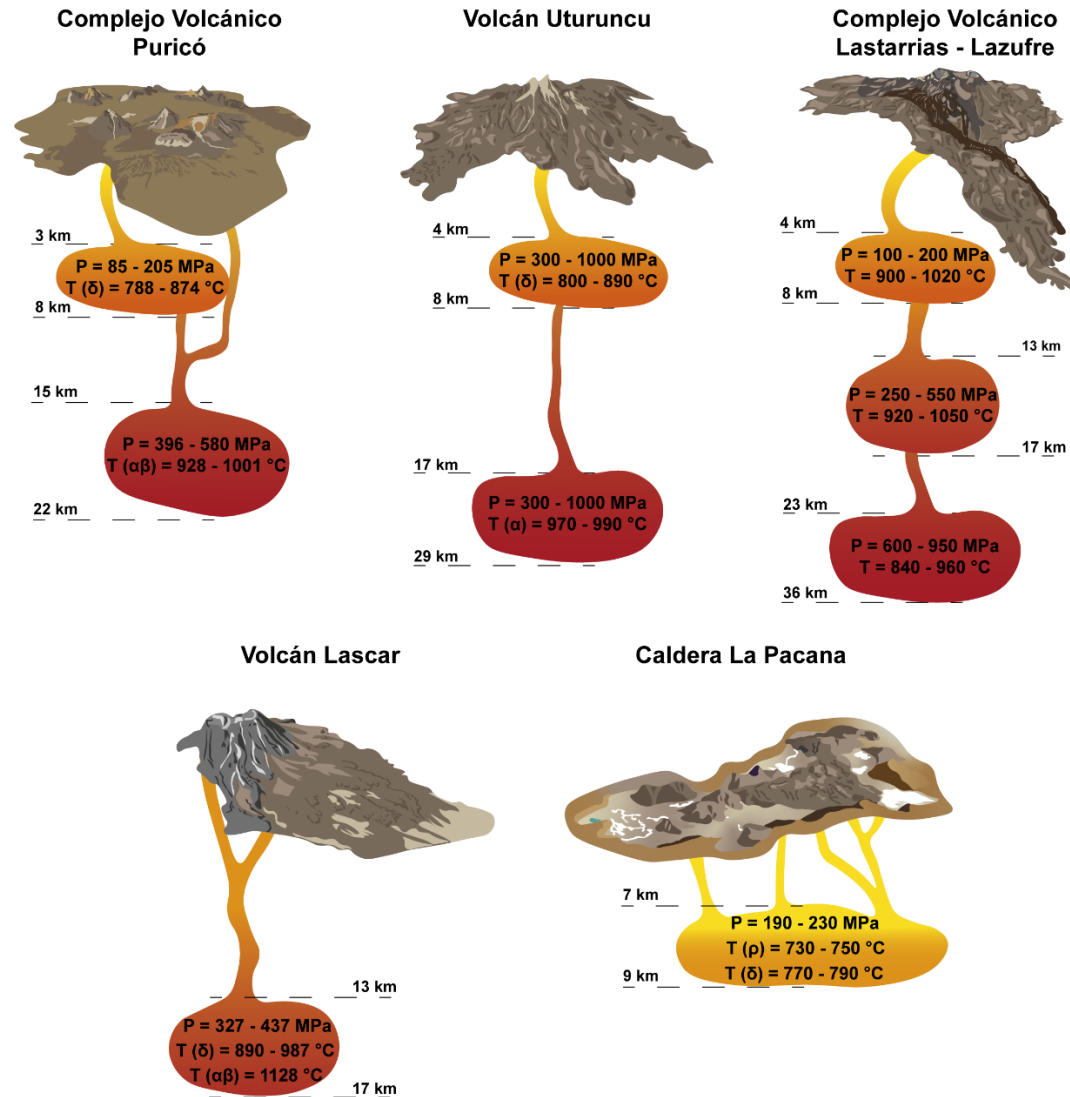


Figura 2.14: Información de termobarometría de algunos centros eruptivos de la CVZ. A partir de Matthews et al. (1994); Lindsay et al. (2001), Schmitt et al. (2001), Sparks et al. (2008), Burns et al. (2015), Stechern et al. (2017).

Capítulo 3

Estudios geofísicos previos

3.1 Estudios sísmicos

3.1.1 *Función receptora*

Las estaciones que se han dispuesto en el APVC muestran una gran conversión Ps y otra más pequeña, después de la onda P directa. Estas dos conversiones son interpretadas como el techo y la base de una zona de muy baja velocidad sísmica denominado *Altiplano – Puna Magma Body* (APMB) (Chmielowski *et al.*, 1999). De este modo, la existencia o ausencia de estas conversiones en las distintas estaciones permite determinar la extensión lateral del cuerpo que genera el contraste de impedancia sísmica. En la Figura 3.1 se muestra la extensión del APMB y su coincidencia con el APVC.

De acuerdo con Chmielowski *et al.* (1999) y Zandt *et al.* (2003) este sería un filón con un espesor aproximado de 1 km, ubicado a una profundidad de 19 km con $V_s \leq 1 \text{ km/s}$. Además, estos autores postulan que el techo del APMB se relacionaría con el *detachment* de la faja plegada y corrida de la Cordillera Oriental, mientras que su base coincidiría con la zona de transición frágil – dúctil.

Por otro lado, Ward *et al.* (2014), realizando una inversión conjunta de función receptora y dispersión de ondas Rayleigh, determinan que esta zona de baja velocidad se ubicaría entre los 4 y 25 km, con una extensión lateral coincidente con la del APVC. La Figura 3.2 corresponde a una sección extraída a partir del modelo de Ward *et al.*, (2017) coincidente con el perfil de MT realizado en este estudio.

Adicionalmente, una zona de baja velocidad de 5 a 10 km de espesor es encontrada sobre la placa subductada hasta una profundidad de 120 km, indicando el inicio de la reacción de eclogitización (Yuan *et al.*, 2000).

Capítulo 3: Estudios geofísicos previos

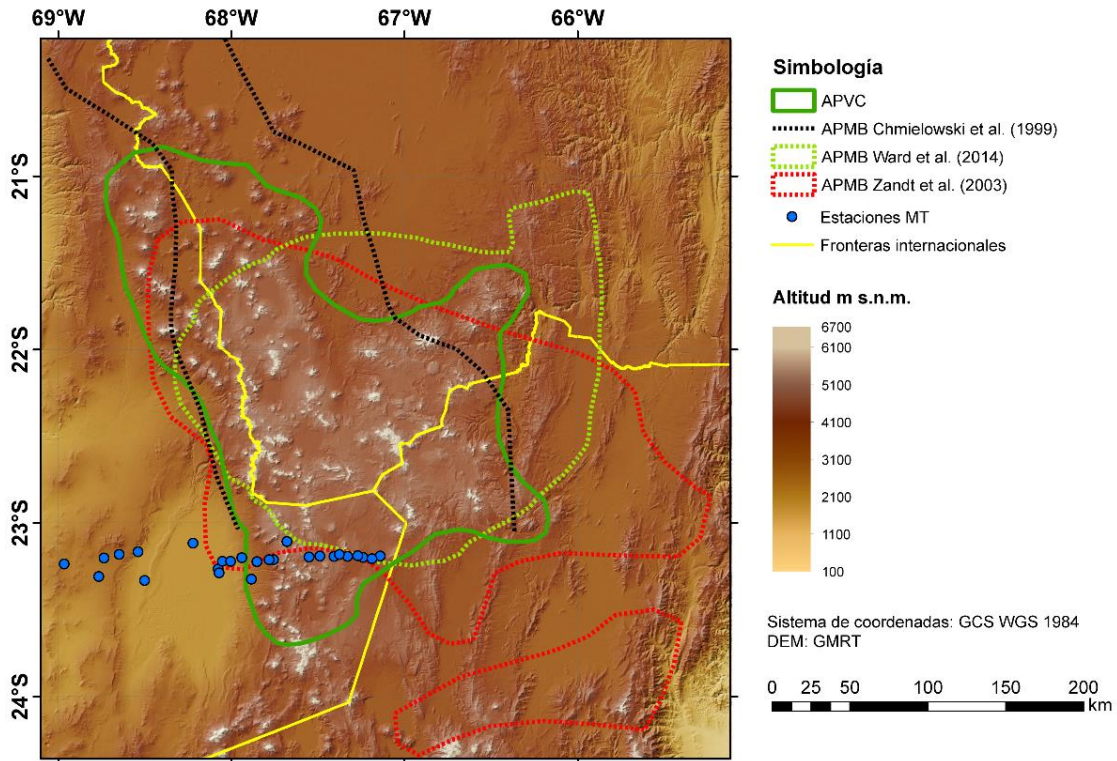


Figura 3.1: Límites del Cuerpo Magmático del Altiplano - Puna de acuerdo estudios sísmicos.

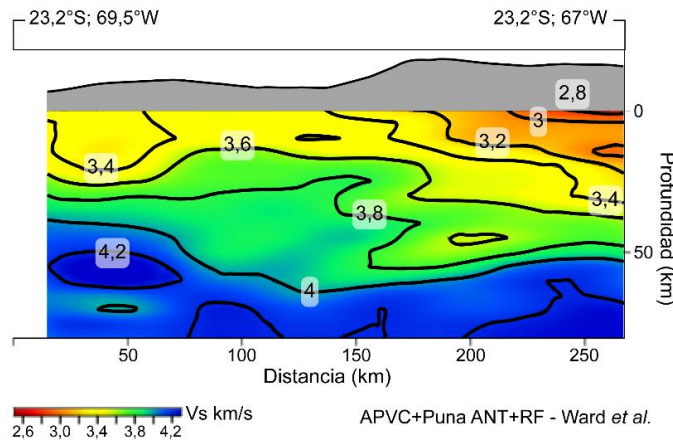


Figura 3.2: Modelo de Vs tras la inversión conjunta de función receptora y ruido ambiental (Ward et al., 2017)

3.1.2 Tomografía sísmica

En la corteza media e inferior bajo la Depresión Preandina (Figura 3.3) se observa la ocurrencia de una zona de alta velocidad ($v_p \geq 7 \text{ km/s}$). Esta anomalía también se caracteriza por valores moderados de v_p/v_s ($< 1,78$) y un factor de calidad Q_p muy alto. Las características anteriores son posibles de explicar mediante rocas frías y reológicamente competentes de composiciones intermedias bajo condiciones de baja temperatura y alta presión (Schurr & Rietbrock, 2004). Presuntamente, el estado termal de este bloque tendría

Capítulo 3: Estudios geofísicos previos

una influencia en los procesos de magmagenésis del arco Andino, al desplazar las isotermas al este, lo que explicaría la migración del arco.

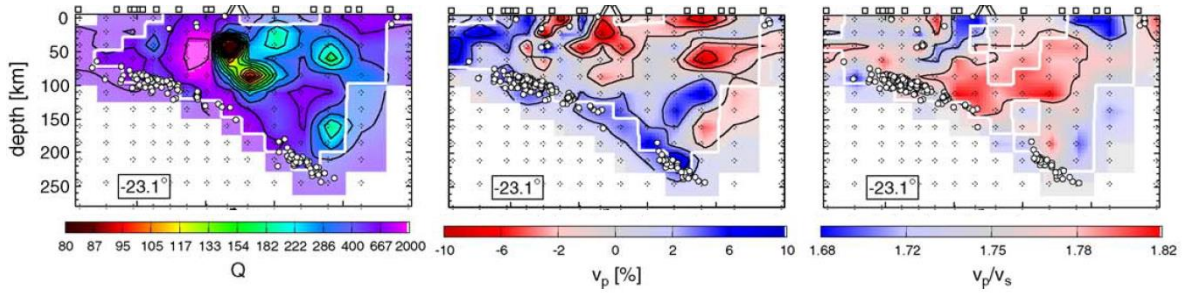


Figura 3.3: Tomografía sísmica a los 23,1°S para el factor de atenuación (Q), V_p , y V_p/V_s (Fuente: Schurr et al., 2006).

Esta anomalía se encuentra rodeada por dos zonas de baja velocidad sísmica ($\sim 6 \text{ km/s}$) debajo de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental. La anomalía bajo el arco volcánico es observable hasta una profundidad de 40 km y es correlacionable con bajos valor de Q_p (Schurr y Rietbrock, 2004; Schurr et al., 2006).

Debido a la baja cobertura de estaciones sísmicas en el Salar de Atacama, es necesario analizar esta zona con discreción. Si bien las anomalías representadas pueden responder a rasgos de primer orden en la estructura litosférica, las geometrías de las anomalías obtenidas por estos estudios pueden diferir con respecto a la realidad.

3.1.3 Sísmica de refracción

A partir de los estudios PISCO y CINCA se ha determinado que el límite entre la corteza superior e inferior se encuentra a una profundidad de 15 km al sur de San Pedro de Atacama, el cual se encuentra bajo una zona de alta velocidad ubicada a una profundidad de entre 5 y 15 km. Por otro lado, el Moho continental se sitúa entre 75 y 70 km bajo la Precordillera (Sick et al., 2006).

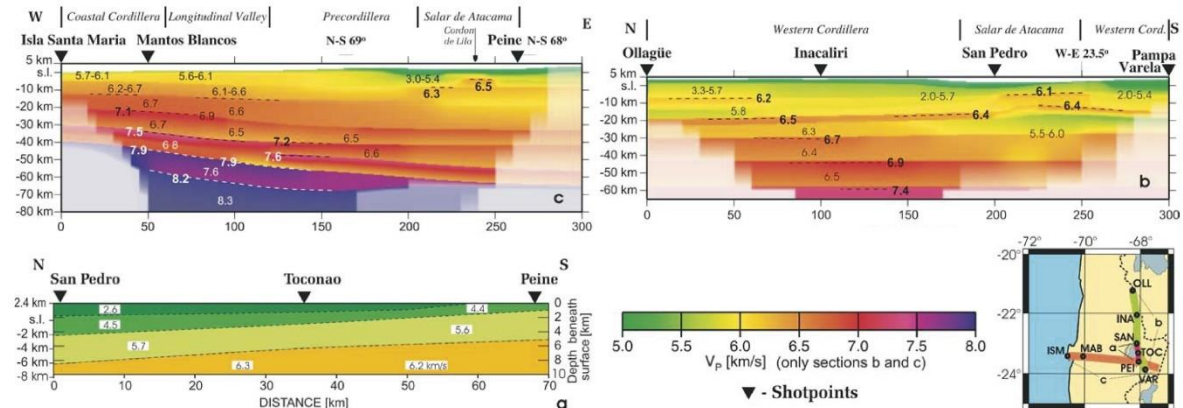


Figura 3.4: Perfiles de refracción sísmica en la región de Antofagasta (Fuente: Sick et al., 2006)

En la vertiente oriental de la Depresión Pre-Andina (Figura 3.4), la estructura de la corteza superior se caracteriza por la existencia de un nivel superficial de hasta 2 km de espesor con

Capítulo 3: Estudios geofísicos previos

$v_p = 2,6 \text{ km/s}$, probablemente asociado a secuencias sedimentarias y evaporíticas continentales del Grupo Paciencia. Bajo esta se ubica un nivel de 1 a 2 km de potencia con $v_p = 4,5 \text{ km/s}$ correlacionables con el Grupo Purilactis. Finalmente, se dispone un nivel de 4 km de espesor con $v_p = 5,6 \text{ km/s}$ correspondiente a las secuencias del Mesozoico temprano y el Paleozoico. El basamento se ubica a profundidades de entre 6 y 8 km, y posee $v_p = 6,3 \text{ km/s}$ y consistiría en secuencias ordovícicas e intrusivos paleozoicos (Schmitz *et al.*, 1999)

3.2 Magnetotelúrica

Campanas de mediciones electromagnéticas han sido llevadas a cabo en los Andes Centrales desde los años 60s, y desde entonces han revelado una estructura cortical caracterizada por la existencia de zonas de alta conductividad (Schwarz *et al.*, 1993).

Altos valores de resistividad eléctrica caracterizan la Cordillera de la Costa y la Depresión Central (Araya Vargas *et al.*, 2019). En esta zona, las flechas de inducción se encuentran afectadas por fuertes efectos inductivos causados por el Océano Pacífico (Schwarz *et al.*, 1993). Hacia el este, en la Cordillera de Domeyko, la resistividad alcanza valores $> 1.000 \Omega m$. En este bloque, se destaca la existencia de un lineamiento conductivo entre los 20° y $22^\circ S$ coincidente con la ubicación del Sistema de Falla Precordillerano (Kuhn *et al.*, 2014; Araya Vargas *et al.*, 2019).

Díaz (2011) realiza una transecta de orientación O-E al sur del Salar de Atacama entre la Cordillera de Domeyko y la Puna argentina. Este arreglo para periodos bajos presenta un comportamiento tridimensional, mientras que para periodos entre 100 y 10.000 s tiene un rumbo de $N10^\circ O$. Por otro lado, las flechas de inducción para grandes periodos presentan una dirección O-SO, disminuyendo su tamaño en la Puna. El modelo de resistividad obtenido por el autor tras la inversión 2D presenta como rasgos principales:

- Cuerpo resistivo bajo la Cordillera de Domeyko que se extiende hasta el *slab*.
- Existencia de un cuerpo conductivo en superficie asociado con el Salar de Atacama, bajo el que yace un cuerpo resistivo relacionado con el basamento de la cuenca.
- Cuerpo conductivo bajo la Puna que presenta resistividades de hasta $1 \Omega m$. Las características de este cuerpo se explicarían por el APMB, junto con el ascenso de fluidos a través del manto superior y la corteza inferior.
- Cuerpo conductivo que se encuentra ubicado bajo la Cordillera Occidental a 20 km de profundidad.

En contraste con lo encontrado por Díaz *et al.* (2012), al norte del Salar de Atacama, en la Precordillera, Depresión Pre-Andina y Cordillera Occidental, se reportan altos valores de *skew*, indicando que la subsuperficie presenta un comportamiento 3D (Kuhn *et al.*, 2018).

Las características de las anomalías ubicadas bajo la Cordillera Occidental han sido explicadas a través de la existencia de reservorios magmáticos que poseen entre 14 y 27% de fundido (Schilling *et al.*, 1997), lo que es consistente con los valores necesarios para explicar

Capítulo 3: Estudios geofísicos previos

las anomalías en las propiedades mecánicas del medio mostradas por los estudios sísmicos (Schilling *et al.*, 2006).

3.3 Gravimetría

Al observar el mapa de residuales isostáticos obtenido por Götze y Krause (2002) es posible identificar una anomalía gravimétrica positiva que coincide con la localización espacial de la Cordillera de la Costa y parte del Altiplano. En contraste con este comportamiento, en la Cordillera Occidental y la Depresión Central, se tienen zonas con residuales negativos que bordean un alto gravimétrico de orientación NNO-SSE que ha sido denominado como *Central Andean Gravity High* (CAGH). El análisis espectral propone la existencia de 3 fuentes que explicarían el comportamiento del CAGH, las cuales se ubicarían a 3, 15 y 40 km de profundidad.

Por otro lado, sobre el APMB se observa una fuerte anomalía negativa de Bouguer del orden de -50 mGal. La inversión de estos datos (Figura 3.5) muestra la existencia de estructuras que se alinean en una dirección NO – SE sobre el APMB y bajo el arco magmático, mientras que en profundidad estas estructuras tendrían una orientación NE-SO (del Potro *et al.*, 2013).

Bajo la caldera La Pacana, el mapa de residuales muestra una anomalía negativa elongada en orientación N – S, siendo la amplitud de esta mayor hacia el norte del domo resurgente, donde alcanza valores de hasta -45 mGal. Fuera de los límites topográficos de la caldera se observan anomalías gravimétricas positivas con amplitudes que varían entre 30 y 45 mGal. Dentro de la caldera, espacialmente relacionadas con centros volcánicos menores se destacan anomalías residuales relativas positivas. Así, mediante modelos *forward* 2,5 D, Delgado y Pavez (2015) determinan que el espesor del relleno de la *facies* de intra-caldera varía entre 1 y 3 km para una densidad de 1,9 g/cm³. Además, ubicados a profundidades de entre 1,5 y 3,5 km se propone la existencia de una serie de cuerpos intrusivos aislados de aproximadamente 10 km de extensión lateral, con una densidad de 2,6 g/cm³.

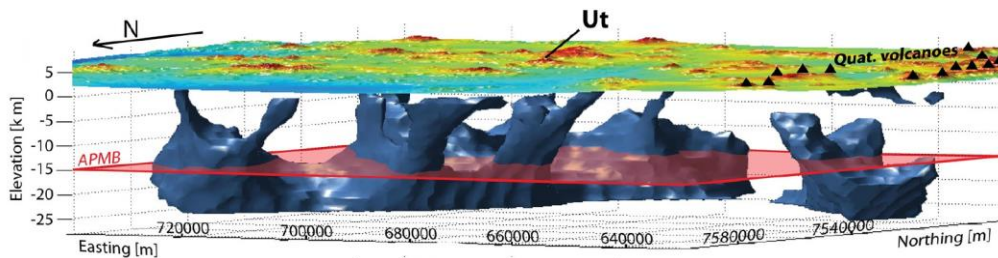


Figura 3.5: Modelo de la geometría de APMB a partir de datos gravimétricos $\Delta\rho=-150 \text{ kg m}^{-3}$ (Fuente: del Potro *et al.*, 2013).

Capítulo 4

El método magnetotelúrico

4.1 Fuentes electromagnéticas en la Tierra

Las variaciones geomagnéticas pueden estar causadas tanto por variaciones en el campo magnético principal de la Tierra o por fuentes externas a esta. En el primer caso, las denominadas variaciones seculares, tienen periodos del orden de décadas a siglos, por lo que prácticamente no inducen corrientes en la Tierra (Zhdanov, 2009). Por otro lado, las variaciones externas tienen periodos del orden de fracciones de segundos hasta 11 años, y pueden inducir corrientes fácilmente medibles.

4.1.1 Fuentes electromagnéticas externas

Como se expone en la Figura 4.1, la actividad geomagnética externa puede ser dividida en dos bandas de frecuencia dependiendo de los procesos que la generan. La primera banda, de frecuencias menores a 1 Hz, está asociada principalmente a la interacción del viento solar con la magnetósfera, mientras que la segunda, que incluye las señales con frecuencias mayores, se explicaría por la propagación de ondas electromagnéticas a través de la ionósfera producto de descargas eléctricas. Ambas bandas se encuentran separadas por la llamada banda muerta, un rango de frecuencias centradas en torno a 1 Hz que posee una menor potencia de señales.

El viento solar es un flujo de plasma eyectado desde la atmósfera del Sol que se encuentra compuesto principalmente por protones, iones y electrones de alta energía. Es la interacción de este medio ionizado con el campo magnético principal de la Tierra, el que produce una cavidad denominada magnetósfera. La cara de la magnetopausa que apunta hacia el Sol es comprimida por el viento solar, mientras que en la cara opuesta de la magnetopausa es arrastrada formando una cola que puede alcanzar los 1.000 radios terrestres.

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

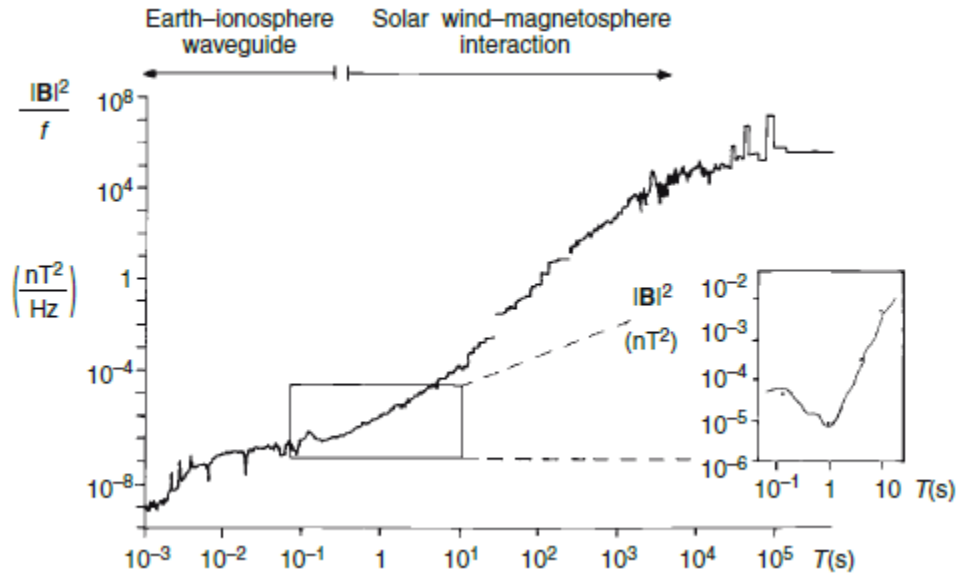


Figura 4.1: Potencia espectral de la señal magnética. Extraído de Simpson y Bahr (2005).

Las principales fuentes electromagnéticas de relevancia para la magnetotelúrica son (Viljanen, 2012; como se cita en Araya Vargas, 2016):

- Variación diurna: estas corrientes son producidas por un dínamo atmosférico causado principalmente por el calentamiento solar de la atmósfera. Esto genera un sistema de corrientes llamadas Sq (*solar quiet*).
- Anillo de corriente: la ocurrencia de tormentas solares intensifica la circulación de corrientes en la magnetósfera.
- Electrojet ecuatorial: se produce por un incremento en la conductividad cerca del ecuador magnético. Esta corriente se desarrolla a baja altitud y su mayor intensidad ocurre durante el día.
- Pulsación electromagnética: son señales de baja frecuencia (300 Hz – 3 kHz) causada por una interacción compleja entre la magnetósfera y el viento solar.

4.2 Propiedades electromagnéticas en la Tierra

4.2.1 Ecuaciones constitutivas

La ley de Ohm es una ecuación que relaciona la densidad de corriente (\mathbf{J}) con la intensidad de campo eléctrico (\mathbf{E}), de tal forma que:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$$

El parámetro que relaciona ambas magnitudes se denomina conductividad eléctrica ($\sigma_{i,j}$).

Una segunda ecuación establece una relación entre el campo eléctrico y el campo de desplazamiento (\mathbf{D}), de tal forma que:

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}$$

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

siendo ϵ la permitividad dieléctrica del medio, que para el vacío toma un valor de $\epsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12} \text{ C}^2/\text{Nm}^2$. De este modo, la existencia de un campo eléctrico genera el movimiento de electrones, núcleos y moléculas polares desde posiciones de equilibrio hacia posiciones desplazadas hasta que las fuerzas de Coulomb existentes entre ellas compensen las fuerzas ejercidas por el campo eléctrico aplicado.

Finalmente, existe una ecuación que establece una relación entre la intensidad del campo magnético con la inducción magnética mediante la permeabilidad magnética (μ) tal que:

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}$$

que en el vacío toma un valor de $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H/m}$.

4.2.2 *Propiedades electromagnéticas en materiales terrestres*

Como se verá más adelante, en los métodos electromagnéticos inductivos, es decir, aquellos que desprecian la existencia de corrientes de desplazamiento, los parámetros del medio que definen el comportamiento de los campos electromagnéticos son la conductividad eléctrica y la permeabilidad magnética.

En general, la mayoría de los materiales terrestres son diamagnéticos o paramagnéticos, y la contribución del alineamiento de los orbitales de electrones al campo magnético es pequeña. Por esto, los valores de permeabilidad de minerales no difieren considerablemente del valor de la permeabilidad del vacío (Keller, 1987), salvo por los minerales ferromagnéticos como la magnetita, pirrotina o la titanomagnetita.

Por otro lado, la conductividad eléctrica presenta un comportamiento más variado en los materiales terrestres, pudiéndose agrupar como:

- Metales: son materiales que poseen electrones disponibles para la conducción, con pequeñas o nulas energías de excitación, por lo que poseen altos valores de conductividad eléctrica.
- Semiconductores: poseen conductividades eléctricas altas, aunque no tanto como los metales. La conducción ocurre por transferencia de electrones a las bandas de conducción, aunque este proceso requiere energía para ocurrir. Debido a que un incremento en la temperatura genera agitación termal, la conductividad eléctrica suele aumentar con la temperatura.
- Aislantes: corresponden a semiconductores con energías de activación tan altas, que es virtualmente imposible que ocurra conducción en ellos. La mayoría de los minerales formadores de roca caen en esta categoría (e.g. silicatos, carbonatos, etc.).
- Electrolitos: consisten en soluciones con carga iónica en disolución.

4.2.3 *Conductividad eléctrica en la corteza terrestre*

La dependencia termal de la conductividad eléctrica para mecanismos de conducción en semiconductores en estado sólido suele estar descrita por la ley de Arrhenius.

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

$$\sigma = \sigma_0 \exp - \frac{E_a}{RT}$$

Como se verá más adelante, trabajos experimentales se han llevado a cabo para determinar el ajuste en la conductividad eléctrica de minerales y rocas a partir de un modelo arrheniano.

4.2.4 Leyes de mezcla

Debido a que es difícil encontrar materiales en estado puro en la naturaleza, es importante el desarrollo de modelos que sean capaces de determinar la resistividad eléctrica de una mezcla de sustancias. Uno de los modelos de uso más extendido es la ley de Archie (Archie, 1942), que corresponde a una ley empírica basada en la observación de sondeos de resistividad de pozos en la exploración de hidrocarburos. Es por esto, que esta relación originalmente busca establecer la influencia del contenido de aguas connatas en la resistividad eléctrica de la formación.

En el caso de rocas que se encuentran parcialmente saturadas, se tiene que:

$$\sigma_t = a\varphi^m S^n \sigma_w$$

donde φ es la porosidad, S la fracción de agua contenida en los poros y σ_w la conductividad de la fracción de agua. Si bien a , m y n son parámetros que deben ser determinados experimentalmente, estos han sido compilados para algunas litologías (Tabla 4.1).

Tabla 4.1: Parámetros de la ley de Archie (Keller, 1987)

Litología	a	m
Rocas detríticas mal cementadas con porosidades entre 25% y 45%.	0.88	1.37
Rocas sedimentarias moderadamente cementadas con porosidades entre 18 y 35%	0.62	1.72
Rocas sedimentarias bien cementadas con porosidades entre 5% y 25%	0.62	1.95
Rocas volcánicas y piroclásticas muy porosas	3.5	1.44
Rocas con menos de 4% de porosidad	1.4	1.58

A pesar de que en su formulación original la ley de Archie se desarrolló utilizando areniscas limpias (sin contenido de arcillas) y bien consolidadas, esta relación ha demostrado su aplicabilidad en otros medios (e.g. Keller, 1987). La conductividad determinada a partir de la ley de Archie es independiente de la resistividad eléctrica de la roca encajante, debido a que asume la existencia de una fase conductiva inmersa en una matriz no conductiva. Este supuesto en general es válido en condiciones de bajas temperaturas y presiones, pero a grandes profundidades podría fallar. Una versión modificada de la ley de Archie (MAL) es desarrollada por Glover *et al.* (2000), en la cual se describe la conductividad eléctrica de una mezcla de dos fases conductivas en función de su fracción volumétrica (χ).

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

$$\sigma_{eff} = \sigma_1(1 - \chi_2)^p + \sigma_2\chi_2^m \quad p = \frac{\log(1 - \chi_2^m)}{\log(1 - \chi_2)}$$

Tanto para la ley de Archie, como para la ley modificada de Archie, el parámetro m representa el grado de conectividad del medio. Valores de $m \rightarrow 0$ son obtenidos cuando la fase conductiva representa la totalidad del volumen, mientras que $m = 1$ representa el caso de conectividad total. A medida que el grado de conectividad disminuye y la tortuosidad de las líneas de corriente aumenta se tendrá que $m > 1$.

Otro modelo de mezcla comúnmente usado es planteado por Hashin y Shtrikman (1962) para medios multifase macroscópicamente homogéneos e isotropos. Aunque en su artículo original el desarrollo es efectuado para calcular la permeabilidad magnética, este es válido también para la conductividad eléctrica. De este modo, para una mezcla de dos fases (HS):

$$\sigma_{eff+} = \sigma_2 \left(1 - \frac{3(1 - \chi_2)(\sigma_2 - \sigma_1)}{3\sigma_2 - \chi_2(\sigma_2 - \sigma_1)} \right)$$
$$\sigma_{eff-} = \sigma_1 \left(1 + \frac{3\chi_2(\sigma_2 - \sigma_1)}{3\sigma_1 - (1 - \chi_2)(\sigma_2 - \sigma_1)} \right)$$

Estas dos ecuaciones suelen ser utilizadas como límites extremos plausibles, donde el límite inferior considera inclusiones conductivas no interconectadas en una matriz resistiva, mientras que el límite superior corresponde a inclusiones resistivas no interconectadas en una matriz conductiva.

4.3 Propagación de campos electromagnéticos

4.3.1 Ecuaciones de Maxwell

Las leyes de Maxwell consisten en cuatro relaciones que describen el comportamiento de los campos electromagnéticos al propagarse por el espacio.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_r + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampère modificado}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta_f \quad \text{Ley de Gauss}$$

en la que η_f representa la densidad de cargas eléctricas libres en el medio por el que se propagan los campos.

4.3.2 Propagación de campos electromagnéticos en la Tierra

Al aplicar las ecuaciones constitutivas y la ley de Ohm, asumiendo un medio homogéneo e isotrópico, es posible reescribir las ecuaciones de Maxwell de tal forma que

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu\sigma\mathbf{E} + \mu\varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}$$

Al aplicar la identidad vectorial $\nabla \times \nabla \times \Psi = \nabla(\nabla \cdot \Psi) - \nabla^2 \Psi$ sobre la ley de Ampère modificada se obtiene

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{B}}{\partial t^2}$$

Ahora, asumiendo que no existen acumulaciones de cargas en la Tierra ($\eta_f = 0$), es posible reescribir la ley de Faraday tal que

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2}$$

Estas dos ecuaciones son denominadas la *ecuación del telegrafista*. Definiendo $\mathbf{F} = \{\mathbf{E}, \mathbf{B}\}$:

$$\nabla^2 \mathbf{F} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{F}}{\partial t^2}$$

Si se asume una dependencia armónica con respecto al tiempo, es decir $\mathbf{F} \sim e^{i\omega t}$, se obtiene:

$$[\nabla^2 - i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon)]\mathbf{F} = 0$$

Al considerar el desarrollo anterior, se define el número de onda como $k = \underbrace{i\omega\mu\sigma}_A - \underbrace{\omega^2\mu\varepsilon}_B$.

Cuando la conductividad del medio es muy baja, o bien la frecuencia de la señal es muy alta, dominará el término B, que se encuentra asociado a la existencia de corrientes de desplazamiento, mientras que, si las conductividades son altas o las frecuencias son bajas, dominará el término A, produciendo que los campos electromagnéticos se propaguen difusivamente siguiendo la ecuación de Helmholtz:

$$\nabla^2 \mathbf{F} = k^2 \mathbf{F} = i\mu\sigma\omega \mathbf{F}$$

4.3.2.1 Caso unidimensional uniforme

Al considerar un medio uniforme comprendido por un semiespacio superior con conductividad nula dispuesto sobre un semiespacio homogéneo de conductividad σ , donde los campos se propagan en la dirección \hat{z} , la ecuación de Helmholtz tiene por solución:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{i\omega t - kz} + \mathbf{E}_2 e^{i\omega t + kz}$$

Debido a que la Tierra no produce energía electromagnética, la magnitud de los campos no puede aumentar de una manera arbitraria al propagarse por ella, por esto es necesario imponer sobre esta solución que $\mathbf{E}_2 = 0$, implicando que:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{i\omega t - kz}$$

La parte real de k es quien determina la atenuación en los campos electromagnéticos en la dirección \hat{z} , debido a la pérdida de energía electromagnética en forma de calor por la propagación de corrientes en el medio. Una forma de cuantificar la atenuación característica

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

de un medio es el parámetro denominado profundidad de penetración o *skin depth*, que representa la profundidad a la cual la intensidad de los campos se ha atenuado por un factor de $1/e$:

$$\delta = \frac{1}{\text{Re}(k)} = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}} \approx 0,5 \cdot \sqrt{\rho[\Omega \cdot \text{m}] \cdot T[\text{s}]} \text{ [km]}$$

4.3.2.2 Caso bidimensional

Se considera un modelo de resistividad en que existen dos cuerpos de conductividades σ_1 y σ_2 puestos en contacto por una estructura plana, vertical e infinita, con rumbo paralelo a \hat{x} . Debido a que la densidad de corriente se debe conservar a través de la discontinuidad, es necesario que el campo eléctrico ortogonal a ésta E_y , sea discontinuo, mientras que las otras componentes serán continuas.

Teniendo en consideración esta geometría, no existirían variación a lo largo del rumbo de la estructura, por lo que se cumple que $\frac{\partial F}{\partial x}=0$. De esta forma, a partir de las leyes de Maxwell, es posible recuperar que:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(E_x - E_y + E_z)}{\partial y} + \frac{\partial(E_x - E_y + E_z)}{\partial z} &= i\omega(B_x - B_y + B_z) \\ \frac{\partial(B_x - B_y + B_z)}{\partial y} + \frac{\partial(B_x - B_y + B_z)}{\partial z} &= \mu_0\sigma(B_x - B_y + B_z) \end{aligned}$$

Para una geometría 2D, el campo eléctrico induce un campo magnético perpendicular a él, y viceversa. Teniendo esto en consideración, es posible desacoplar las ecuaciones anteriores en dos modos independientes:

4.3.2.3 Polarización E (transversal eléctrica – modo TE)

Este modo describe las corrientes que fluyen paralelas al rumbo eléctrico de la estructura.

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z \quad \frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y \quad \frac{\partial B_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu_0\sigma E_x$$

4.3.2.4 Polarización B (transversal magnética – modo TM)

Este modo describe las corrientes que fluyen perpendiculares al rumbo eléctrico de la estructura.

$$\frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu_0\sigma E_z \quad -\frac{\partial B_x}{\partial z} = \mu_0\sigma E_y \quad \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega B_x$$

Berdichevski *et al.* (1998), a partir de modelamiento *forward*, evalúan la sensibilidad de los modos TE y TM a distintas estructuras. Sus resultados se resumen en la Tabla 4.2.

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

Tabla 4.2: Propiedades de los modos TE y TM (Berdichevsky et al., 1998)

	TM	TE
Precisión en estructuras conductivas	Mayor	Menor
Precisión en estructuras resistivas	Podría ser menor	Podría ser mayor
Sensibilidad a estructuras someras	Mayor	Menor
Sensibilidad a estructuras profundas	Menor	Mayor
Sensibilidad a la resistividad litosférica	Mayor	Menor
Sensibilidad a fallas profundas	Podría ser mayor	Podría ser menor
Susceptibilidad a <i>static shift</i>	Mayor	Menor

4.4 Parámetros del método magnetotelúrico

4.4.1 Tensor de impedancia

El tensor de impedancia \mathbf{Z} es una magnitud física compleja que relaciona las componentes ortogonales en el dominio de Fourier de los campos eléctricos (\mathbf{E}) y magnéticos (\mathbf{B}) medidos. Se encuentra definida por la siguiente relación:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

En un caso unidimensional, es decir una distribución geo-eléctrica tal que la conductividad varía solo con la profundidad, el tensor de impedancia toma la forma:

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix}$$

Un caso perfectamente bidimensional corresponde a una situación en la que la estructura de resistividad varía en profundidad y a lo largo de una dirección horizontal, tal que las componentes no nulas sean $Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y}$ y $Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x}$.

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

Finalmente, para el caso tridimensional el tensor de impedancia presenta todas sus componentes:

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$

Capítulo 4: El método magnetoteléxico

4.4.2 Resistividad aparente y fase

La resistividad aparente corresponde a una resistividad promedio al considerar un semi-espacio equivalente uniforme. Esta es calculada mediante la relación:

$$\rho_{a,ij} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2$$

Además, al ser los elementos del tensor de impedancia valores complejos, es posible definir un ángulo de fase para ellos que estará dado por:

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

4.4.3 Supuestos del método

- La propagación de ondas electromagnéticas obedece las leyes de Maxwell.
- No hay fuentes electromagnéticas internas en la Tierra.
- Las fuentes electromagnéticas se encuentran tan lejanas que pueden ser consideradas uniformes, de tal forma que las ondas electromagnéticas producidas por estas son homogéneas, planas y poseen un ángulo de incidencia normal en la Tierra.
- No existe acumulación de cargas libres.
- La Tierra actúa como un conductor óhmico.
- Las relaciones constitutivas toman la forma utilizada para un medio lineal, isótropo y homogéneo.
- Las corrientes de desplazamiento son despreciables en comparación con las corrientes de conducción.
- Las variaciones en la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética son despreciables en comparación con la variación de la conductividad eléctrica.

4.5 Análisis de dimensionalidad

4.5.1 Rotación del tensor de impedancia

El tensor descrito en el caso bidimensional solo tendrá esa forma si el sistema de coordenadas de medición coincide con el rumbo de la estructura geo-eléctrica, minimizando las componentes de la diagonal del tensor de impedancia. En el caso en que el sistema de coordenadas no se encuentre alineado con el rumbo, el tensor de impedancia tomará la forma del caso 3D.

Z puede ser rotado matemáticamente en un ángulo φ mediante la matriz de rotación R

$$Z_R = RZR^T \quad R = \begin{bmatrix} \cos \varphi & \sin \varphi \\ -\sin \varphi & \cos \varphi \end{bmatrix}$$

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

4.5.2 Distorsión galvánica

La distorsión galvánica se produce por la acumulación de cargas en zonas de gradientes de conductividad asociada a los bordes de heterogeneidades presentes en el medio, y que poseen una escala menor a la resolución del montaje magnetotelúrico a considerar.

Los efectos de la distorsión galvánica existen tanto en la respuesta eléctrica como en la magnética, aunque estos últimos suelen ser despreciados. Esta suposición suele ser ubicua en estudios de MT terrestre (Jones, 2011). La distorsión del campo eléctrico se asume independiente de la frecuencia, produciendo un campo galvánico estático que es proporcional al campo eléctrico que sería medido en el caso que estas heterogeneidades no existieran (campo eléctrico regional). De esta forma, es posible escribir el campo observado como:

$$\mathbf{Z}_{obs}(\omega) = \mathbf{C} \cdot \mathbf{Z}_{reg}(\omega)$$

En situaciones 1 D y 2 D, donde el sistema de referencia de la medición se encuentra orientado con respecto al rumbo geo-eléctrico del medio, se espera observar que el efecto de la distorsión galvánica solo se exprese en las curvas de resistividad de aparente (Berdichevski y Dmitriev, 1976), observándose como un desplazamiento en las curvas de resistividad dada por un factor estático, razón por la cual este efecto se denomina *static shift*.

En situaciones 3D, la ocurrencia de distorsión galvánica afectará tanto a la curva de fase, como a la de resistividad aparente. Este efecto en la resistividad ahora dependerá también de la diferencia de fases para un periodo dado y, por lo tanto, ya no se observará como un efecto invariante con respecto a la frecuencia (Jones, 2011).

Tradicionalmente, para lidiar con este efecto se suele considerar la geología de la zona de estudio, métodos de descomposición del tensor de impedancia, mediciones de transiente electromagnético (TEM) o sondaje eléctrico vertical (SEV); o bien a la hora de invertir se pueden asignar altos pisos de error en las resistividades aparentes. Además, las rutinas de inversión pueden incorporar el *static shift* como un parámetro a invertir.

4.5.3 Rumbo geo-eléctrico

En vista de que el campo eléctrico medido corresponde a la suma del campo regional y el campo galvánico, este puede ser escrito como:

$$\begin{bmatrix} E_x^m \\ E_y^m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 + a & c \\ b & 1 + d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x^r \\ E_y^r \end{bmatrix} = \mathbf{D} \mathbf{E}^r$$

Una formulación alternativa de la matriz de distorsión (\mathbf{D}) es dada por Smith (1997):

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} g_x \begin{pmatrix} \cos \beta_x \\ \sin \beta_x \end{pmatrix} & g_y \begin{pmatrix} -\sin \beta_y \\ \cos \beta_y \end{pmatrix} \end{bmatrix}$$

donde g_i corresponde a la ganancia del campo eléctrico en la dirección i y β_i corresponde a la rotación horaria del campo eléctrico.

Teniendo en cuenta que $\mathbf{Z}^m \mathbf{B} = \mathbf{E}^m = \mathbf{D} \mathbf{E}^r = \mathbf{D} \mathbf{Z}^r \mathbf{B}$ se desprende que

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

$$\mathbf{Z}^m = \mathbf{D}\mathbf{Z}^r = \begin{bmatrix} \cos \beta_x & -\sin \beta_y \\ \sin \beta_x & \cos \beta_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} g_x Z_{11}^r & g_x Z_{12}^r \\ g_y Z_{21}^r & g_y Z_{22}^r \end{bmatrix}$$

Al observar este sistema de ecuaciones se deduce que se encuentra indeterminado, al existir 12 incógnitas reales y 8 ecuaciones reales. Por esta razón, para poder resolverlo se requiere asumir que la geología regional posee un comportamiento 2D. De esta forma, cuando el sistema de coordenadas se encuentra alineado con el rumbo regional se cumple que

$$\tilde{\mathbf{Z}}^m = \begin{bmatrix} \cos \beta_x & -\sin \beta_y \\ \sin \beta_x & \cos \beta_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & g_x Z_{12}^r \\ g_y Z_{21}^r & 0 \end{bmatrix}$$

En este caso, si se considera el producto $g_i Z_{jk}^r$ como una incógnita, el sistema se encuentra sobredeterminado, contando con 6 incógnitas reales y 8 ecuaciones reales. Es posible estimar los parámetros utilizando el método de mínimos cuadrados. Asimismo, es posible obtener una mejor estimación de β_i si se hace uso de su propiedad de invariabilidad con respecto a la frecuencia.

4.5.4 Skew de Bahr

Un parámetro que ha sido clásicamente utilizado como índice de la dimensionalidad es el llamado índice de distorsión sensible a la fase de Bahr (1988):

$$\eta = \frac{\sqrt{[D_1, S_2] - [S_1, D_2]}}{|D_2|} \quad [S_1, S_2] = \text{Re}(S_1) \cdot \text{Im}(S_2) - \text{Im}(S_1) \cdot \text{Re}(S_2),$$

donde $S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}$, $S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}$, $D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}$ y $D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$. Así, el parámetro $[D_1, S_2] - [S_1, D_2]$ es un invariante rotacional que se anula en una situación 2D. Normalmente un valor de $\eta > 0.3$ es indicativo de una situación 3D (Bahr, 1991).

4.5.5 Tensor de fase

El tensor de fase es definido por Caldwell *et al.* (2004) y corresponde a una generalización del concepto de fase de un número complejo. Si el tensor de impedancia es reescrito de tal forma que $\mathbf{Z} = \mathbf{X} + i\mathbf{Y}$, es posible definir el tensor de fases como:

$$\Phi = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(\mathbf{X})} \begin{bmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{bmatrix}$$

El cálculo tensor de fases es independiente del tensor de distorsión. Si se considera $\mathbf{Z}_R = \mathbf{X}_R + i\mathbf{Y}_R$ el tensor de impedancia asociado a los campos de escala regional, y \mathbf{D} el tensor de distorsión se puede demostrar que:

$$\Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y} = (\mathbf{D}\mathbf{X}_R)^{-1}(\mathbf{D}\mathbf{Y}_R) = \mathbf{X}_R^{-1}\mathbf{D}^{-1}\mathbf{D}\mathbf{Y}_R = \mathbf{X}_R^{-1}\mathbf{Y}_R = \Phi_R$$

A partir de este parámetro es posible definir una serie de invariantes que permiten una representación gráfica del tensor de fases:

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

$$\Phi_{min} = \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2} - \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2} \quad \Phi_{max} = \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2} + \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2}$$

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

donde

$$\Phi_1 = \frac{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}}{2} \quad \Phi_2 = \sqrt{\Phi_{xx}\Phi_{yy} - \Phi_{xy}\Phi_{yx}} \quad \Phi_3 = \frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{2}$$

La elipse del tensor de fases (Figura 4.2) tendrá por semieje mayor Φ_{max} , por semieje menor Φ_{min} , y el semieje mayor tendrá una orientación dada por el ángulo $\alpha - \beta$.

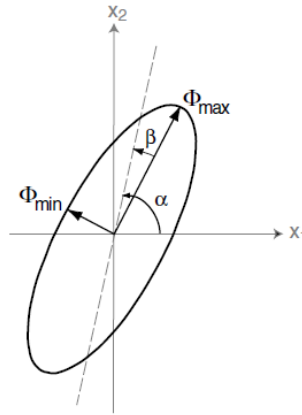


Figura 4.2: Representación de la elipse del tensor de fases. Fuente (Caldwell et al., 2004)

4.5.5.1 Caso unidimensional

Si la estructura de resistividad es isotrópica, el tensor de fases estará dado por:

$$\Phi_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{1D}/X_{1D} & 0 \\ 0 & Y_{1D}/X_{1D} \end{bmatrix} = \tan(\phi)I$$

Así, para un semi-espacio uniforme, la elipse de fase consistirá en un círculo de radio unitario para todos los periodos, mientras que, para un caso isotrópico y unidimensional, el radio del círculo aumentará si la conductividad aumenta con la profundidad.

4.5.5.2 Caso bidimensional

En el caso en que el sistema de coordenadas se alinee paralelo a la dirección del *strike*, el tensor de fase será un tensor antidiagonal de la forma

$$\Phi' = \begin{bmatrix} Y_{\perp}/X_{\perp} & 0 \\ 0 & Y_{\parallel}/X_{\parallel} \end{bmatrix} \text{ o } \begin{bmatrix} Y_{\parallel}/X_{\parallel} & 0 \\ 0 & Y_{\perp}/X_{\perp} \end{bmatrix}$$

Además, se cumplirá la condición $\beta = 0$ y $\alpha' = 0$, por lo que la dirección del eje mayor de la elipse del tensor de fase se alinearán paralela o perpendicular al rumbo regional.

Capítulo 4: El método magnetotelúrico

Si bien en publicaciones se utiliza valores de $\beta = 5^\circ$ o $\beta = 10^\circ$, Booker (2014) recomienda no exceder un valor de $\beta = 3^\circ$. Además, cabe destacar que a pesar de que la condición $\beta = 0$ es necesaria, esta no es suficiente para afirmar una estructura de conductividad 2D.

4.5.6 Vector de inducción

Las flechas de inducción, también conocidas por su nombre en inglés *tipper* (\mathbf{T}), corresponden a representaciones vectoriales complejas de la razón entre las componentes magnéticas verticales y horizontales, donde la ocurrencia de campos magnéticos verticales está dada por la existencia de gradientes laterales de conducción.

$$H_z(\omega) = \begin{pmatrix} T_x(\omega) & T_y(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x/\mu_0 \\ B_y/\mu_0 \end{pmatrix}$$

De esta forma, la magnitud de esta función de transferencia será proporcional a la diferencia de conductividad que la causa. La representación de su parte real apunta hacia afuera de cuerpos con una mayor conductividad, en tanto que su parte imaginaria presenta cambios de signo cuando se tiene un máximo en la parte real.

Existen dos convenciones referentes a la visualización del *tipper*. En la convención de Wiese, el sistema de coordenadas de la parte real no ha sido rotado y, por lo tanto, los vectores apuntarán hacia afuera de las zonas conductoras. Por otro lado, en la convención de Parkinson los vectores apuntarán hacia zonas con concentraciones internas de corriente.

En un medio con una distribución geo-eléctrica bidimensional, los vectores de inducción se relacionarán con la polarización-E, y, por ende, estos se dispondrán de tal forma que serán perpendiculares a la superficie del cuerpo conductor, y su magnitud será proporcional al contraste de conductividad a través de este límite (Jonas & Price, 1970). De cualquier forma, un vector de magnitud nula no es suficiente para argumentar una ausencia de gradientes de conducción lateral (Simpson & Bahr, 2005).

La utilización de los vectores de inducción como un método de prospección por sí mismo es denominada *geomagnetic depth sounding* (GDS).

Capítulo 5

Metodología

5.1 Adquisición

5.1.1 Instrumentación

Para la obtención de las series de tiempo se utilizaron dos tipos de estaciones:

Estaciones de periodo largo (LMT): se dispuso de 8 equipos pertenecientes a la *University of Alberta*, los cuales estaban compuestos por un dispositivo de adquisición NIMS (Narod Geophysics) el cual posee tasas de muestreo de 8 y 1 Hz, un magnetómetro triaxial *fluxgate*, 4 electrodos no polarizables de Pb-PbCl₂ y una antena de GPS. Los equipos fueron alimentados mediante una batería de 12 V y un panel solar. Estas estaciones no requieren tener una ubicación por GPS fija para realizar las mediciones. Por otro lado, en una segunda etapa se utilizaron estaciones LEMI.

Estaciones de banda ancha (BBMT): para la campaña se utilizaron dos estaciones pertenecientes al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes. Cada equipo consiste en un dispositivo de adquisición ADU-07e (Metronix), tres bobinas de inducción MFS-07e, cuatro electrodos no polarizables de Pb-PbCl₂ y una antena de GPS. Las estaciones fueron alimentadas mediante dos baterías de 12 V, sin la utilización de paneles solares. A diferencia de los equipos NIMS, ADU requiere tener una ubicación de GPS fija para iniciar la medición.

5.1.2 Montaje experimental

Las estaciones de banda ancha fueron montadas utilizando un arreglo en cruz, donde los dipolos eléctricos fueron orientados en dirección Norte – Sur (E_x) y Oeste – Este (E_y). Estos arreglos poseían largos de 90 a 100 m. Dos bobinas de inducción se dispusieron de forma

Capítulo 5: Metodología

horizontal, una de ellas apuntando hacia el Norte (H_x) y otra hacia el Este (H_y), mientras que la bobina restante fue enterrada verticalmente apuntando hacia abajo (H_z). Estos equipos tuvieron tiempos de medición aproximados de 2 días, con una medición de 30 min a una tasa de muestreo de 4.096 Hz y el tiempo restante con una tasa de muestreo de 128 Hz, que además fue filtrada digitalmente a una frecuencia de 8 Hz.

Por otro lado, las estaciones de periodo largo fueron montadas utilizando un arreglo en L, donde los dipolos fueron orientados en dirección Norte – Sur (E_x) y Oeste – Este (E_y). Estos arreglos poseían largos entre 90 y 100 m. El magnetómetro triaxial es capaz de registrar las tres componentes magnéticas (H_x, H_y y H_z) simultáneamente, por lo que la nivelación y orientación de éste es crucial. Para esto, es necesario minimizar la lectura de H_y , de tal forma que esta se encuentre en un rango de ± 100 nT. Las mediciones de estos equipos duraron aproximadamente 2 semanas, utilizando tasas de muestreo de 8 Hz (NIMS) y 1 Hz (LEMI).

Las estaciones de LMT fueron desplegadas en un perfil de orientación O-E, intentando respetar un espaciado de 10 km. Estas mediciones fueron complementadas en la Cordillera Occidental y la Puna con la instalación de estaciones de BBMT entre las estaciones de LMT (Figura 5.1)

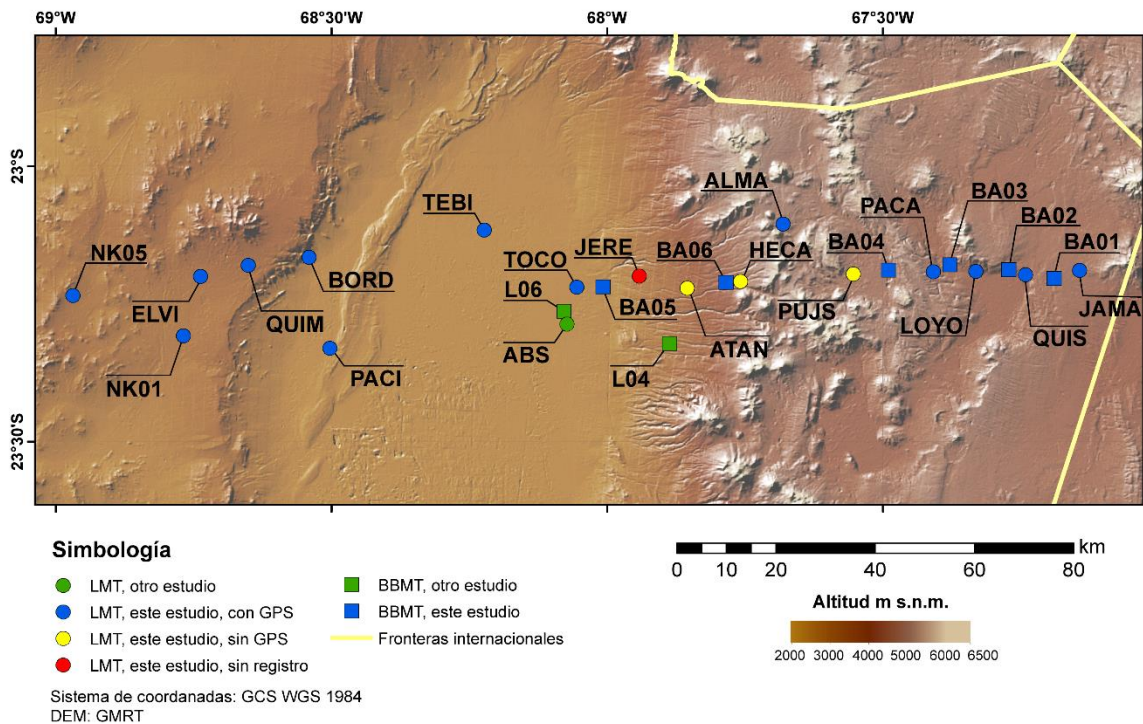


Figura 5.1: Ubicación de las estaciones de MT.

5.2 Procesamiento

5.2.1 Estimación de las funciones de transferencia

Si las fuentes de los campos electromagnéticos son ondas planas que se extienden infinitamente, el cálculo de las funciones de transferencia es un proceso exacto. Si, por el contrario, este supuesto no se cumple, o bien se comienzan a considerar los errores asociados a las mediciones, el proceso se transforma en una estimación estadística de la forma:

$$\mathbf{E}(\omega) = \mathbf{Z}\mathbf{H}(\omega) + \mathbf{e}$$

$$\mathbf{Z}_i(\omega) = \mathbf{H}_i(\omega)^T \mathbf{T}(\omega) + \mathbf{e}$$

El uso de métodos lineales de estimación, como mínimos cuadrados, sólo se puede justificar al asumir una distribución gaussiana de los errores, ya que esta estimación se ve fuertemente influenciada por la existencia de *outliers*. La violación del supuesto de uniformidad de la fuente o la existencia de ruido cultural produce que la distribución de errores deje de ser normal, produciendo la falla del método de estimación (Egbert & Booker, 1986). Por esto, otros algoritmos de estimación han sido desarrollados.

5.2.1.1 Algoritmo de estimación robusta

Para lidiar con este problema, Egbert y Booker (1986) desarrollan el método de estimación robusta, que corresponde a una regresión de una estimación de tipo M (RME) que busca minimizar iterativamente una expresión del tipo:

$$\sum_i \psi \left(\frac{Z_i - H_i^T \hat{T}}{\sigma} \right) H_i = 0$$

Definida por $\psi(r) = w(r) \cdot r$, la función de peso w se encuentra dada por:

$$w(r) = \begin{cases} 1 & |r| < r_0 \\ r_0/|r| & |r| \geq r_0 \end{cases}$$

Así, para residuales mayores a r_0 las observaciones modificadas para la siguiente iteración serán iguales a las observaciones originales, mientras que, si los residuales son mayores, la observación modificada se hará tender a su valor predicho.

5.2.1.2 Algoritmo híbrido (regresión de M-estimación y coherencia ponderada)

Egbert y Livelybrooks (1996) proponen un algoritmo híbrido entre un método RME y una estimación de coherencia ponderada (CWE) para evitar la asignación de una menor ponderación a datos con una alta razón señal/ruido que induciría a una falla del método RME en señales que poseen una baja razón señal/ruido. Para esto, el algoritmo CWE subdivide los datos en una serie de subconjuntos que son clasificados de acuerdo con su grado de coherencia, omitiéndose para la estimación final datos que presenten una coherencia baja. Posteriormente, se aplica un método RME para asignar una menor ponderación a datos que tengan una alta coherencia e incluyan *outliers*.

Capítulo 5: Metodología

5.2.1.3 Referencia remota

Gamble *et al.* (1979) buscan mejorar la estimación en lugares altamente contaminados por ruido cultural mediante la utilización de una estación ubicada en un lugar alejado del sitio de interés, de tal forma que el ruido medido en los canales de la estación base no se encuentre correlacionado con las señales medidas en la estación remota. Así, el cálculo del tensor de impedancia estará determinado por:

$$Z_{xx} = \frac{\overline{E_x H_{xr}^*} \overline{H_y H_{yr}^*} - \overline{E_x H_{yr}^*} \overline{H_y H_{xr}^*}}{\overline{H_x H_{xr}^*} \overline{H_y H_{yr}^*} - \overline{H_x H_{yr}^*} \overline{H_y H_{xr}^*}} \quad Z_{xy} = \frac{\overline{E_x H_{yr}^*} \overline{H_x H_{xr}^*} - \overline{E_x H_{xr}^*} \overline{H_x H_{yr}^*}}{\overline{H_x H_{xr}^*} \overline{H_y H_{yr}^*} - \overline{H_x H_{yr}^*} \overline{H_y H_{xr}^*}}$$
$$Z_{yx} = \frac{\overline{E_y H_{xr}^*} \overline{H_y H_{yr}^*} - \overline{E_y H_{yr}^*} \overline{H_y H_{xr}^*}}{\overline{H_x H_{xr}^*} \overline{H_y H_{yr}^*} - \overline{H_x H_{yr}^*} \overline{H_y H_{xr}^*}} \quad Z_{yy} = \frac{\overline{E_y H_{yr}^*} \overline{H_x H_{xr}^*} - \overline{E_y H_{xr}^*} \overline{H_x H_{yr}^*}}{\overline{H_x H_{xr}^*} \overline{H_y H_{yr}^*} - \overline{H_x H_{yr}^*} \overline{H_y H_{xr}^*}}$$

donde \bar{A} representa un promedio sobre todos los puntos en el espacio de Fourier para una ventana dada, para todos los sets de datos. La existencia de ruido coherente entre los canales de la estación base y la estación remota será acentuada por el cálculo de las autopotencias. Por esto, es necesario que la medición remota se encuentre suficientemente lejos como para poder asegurar que lo anterior no se cumpla, y si bien esta distancia es deseable, ambas estaciones no pueden estar tan alejadas, que produzca que las señales magnéticas no sean coherentes entre sí.

5.2.2 Implementación

Las funciones de transferencia fueron calculadas mediante el algoritmo robusto de Egbert y Booker. Asimismo, en caso de existir un solapamiento temporal del registro de las estaciones se utilizó el algoritmo de referencia remota. Esto no fue posible para 3 estaciones de LMT que no adquirieron señal de GPS (Figura 5.1), por lo que no poseían un marco temporal común con el resto de las mediciones. Por otro lado, el programa utilizado para el procesamiento de las estaciones de LMT NIMS permite incluir en el cálculo una estimación de coherencia ponderada. Los algoritmos utilizados se resumen en el **Anexo A**.

5.2.2.1 Corrección de la declinación magnética

En caso de no adquirir señal GPS, las estaciones NIMS cuentan con un archivo *.gps* para indicar la fecha y hora de medición, la ubicación y la declinación magnética (Tabla 5.1)

Tabla 5.1: Estructura de datos contenidos en archivo *.gps*

1.	2018	10	26	18	16	00
2.	53.54	-114.50	700			
3.	15.00					

Este fichero solo es utilizado por el algoritmo de procesamiento en caso de que no exista información de posicionamiento. Estos ficheros fueron corregidos con la ubicación obtenida a partir de un GPS de mano y la declinación calculada utilizando el modelo *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF).

Capítulo 5: Metodología

5.2.2.2 Corte de series de tiempo

Antes del procesamiento, las series de tiempo fueron revisadas y se cortaron las primeras horas de medición para evitar la deriva existente en los campos eléctricos producto de la estabilización de los electrodos. Además, se eliminaron fragmentos de las series de tiempo con comportamiento anómalo.

5.2.2.3 Filtro de suavizamiento de fase

Como se cita en Boehl *et al.* (1977), para un modelo de capas homogéneas horizontales, el tensor de impedancia se comporta como una función de fase mínima, es decir, no contiene polos o ceros en el cuadrante superior derecho del plano complejo (es un sistema causal y estable). Si lo anterior se cumple, las partes reales e imaginarias del tensor de impedancia se encuentran relacionadas mediante sus Transformadas de Hilbert. A partir de esta propiedad, Boehl *et al.* son capaces de obtener una curva de resistividad aparente suavizada a partir de la curva de fase. La aplicación de este filtro fue posteriormente utilizada por Sutarno y Vazoff (1991), quienes propusieron un algoritmo de estimación del tensor de impedancia a partir de un algoritmo híbrido entre un método RME y el filtro de fase de Boehl.

Se ha demostrado que el modo TM también es una función de fase mínima, mientras que para el modo TE se sugiere un comportamiento similar. Para un modelo 3D se han observado violaciones en las relaciones entre la amplitud y la fase, especialmente en medios conductivos o con una anisotropía muy grande (como se cita en Zorin y Alekseev, 2018).

5.2.2.4 Soluciones D^+

Debido a que para algunos autores (Parker, 1983; Beamish y Travassos, 1992) la validez física de las relaciones entre partes imaginarias y reales de las respuestas son cuestionables, se proponen las soluciones D^+ , que son modelos unidimensionales compuestos por capas de potencia nula y conductancia finita separadas por aislantes perfectos. Estas soluciones serían *físicamente válidas* (*i.e.* soluciones de fase mínima).

5.2.2.5 Validación de estimaciones del tensor de impedancia

Para validar las estimaciones se escogieron aquellas donde los siguientes criterios fueran válidos sobre un mayor rango de periodos.

- Continuidad y suavidad de curva (comportamiento causal y acotado de la respuesta)
- Comportamiento acoplado de curvas de resistividad y fase (filtro de Sutarno)
- Capacidad de responder a un modelo físicamente válido (soluciones D^+)

Capítulo 5: Metodología

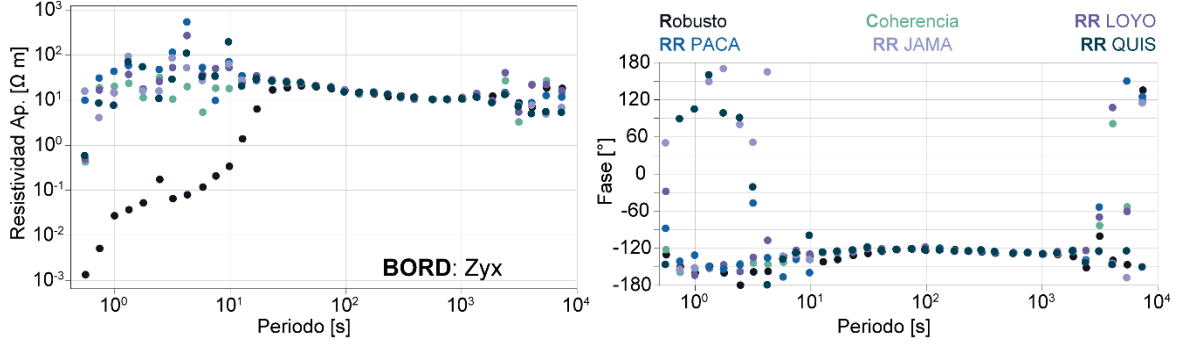


Figura 5.2: Estimaciones del tensor de impedancia (Z_{yx}) de la estación BORD.

En la Figura 5.2 se observa el comportamiento de la componente Z_{yx} del tensor de impedancia para la estación BORD. Las estimaciones demuestran un comportamiento similar en el rango de 10 a 1000 s. Para periodos mayores se observan algunas discrepancias en los valores obtenidos, especialmente en la fase, en la cual se puede ver como algunos puntos toman valores fuera de sus cuadrantes correspondientes. Para periodos menores a 10 s existe una alta dispersión en las estimaciones, por lo que estos datos no fueron considerados en el desarrollo ulterior. Esta coherencia en el comportamiento de las estimaciones es considerada para los fines de este análisis como un índice de robustez de las estimaciones de las funciones de transferencia.

5.3 Inversión

5.3.1 Algoritmo de inversión por gradientes no lineales conjugados

Se puede escribir el problema inverso como

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e}$$

donde $\mathbf{d} = [d^1 d^2 \dots d^N]^T$ es un vector de datos, siendo d^i la amplitud o fase para una polarización en un sitio de observación y frecuencia en particular. El vector $\mathbf{m} = [m^1 m^2 \dots m^M]^T$ corresponde al vector del modelo, que incluye los parámetros que definen la función de resistividad, siendo M el número de bloques del modelo, y cada m^j es el valor $\log \rho$ de un bloque. El vector \mathbf{e} es un vector de errores, mientras que F es una función de modelamiento directo asociada al cálculo de las resistividades aparentes para las polarizaciones TE y TM (para más información referirse a Rodi y Mackie (2001)).

La resolución del problema inverso puede ser calculada al considerar una regularización de Tikhonov, minimizando la función objetivo

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}$$

siendo λ un parámetro de regularización, \mathbf{V} la matriz de varianza del vector de errores y L un operador diferencial de segundo orden tal que $\mathbf{L} \mathbf{m}$ aproxime el Laplaciano de $\log \rho$.

Capítulo 5: Metodología

Para un modelo inicial \mathbf{m}_0 dado, la búsqueda a través del espacio de soluciones estará determinada por una perturbación al modelo inicial en una dirección \mathbf{p}_l y un paso de avance α_l , tal que $\mathbf{m}_{l+1} = \mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l$. De esta forma, la función objetivo será

$$\Psi(\mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l) = \min_{\alpha} \Psi(\mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l)$$

Los parámetros de búsqueda α y \mathbf{p} son determinados iterativamente, de tal forma que el vector de búsqueda \mathbf{p} corresponda a la dirección de máximo descenso dentro del espacio de soluciones.

La validación e inversión de los datos fue ejecutada con el programa WinGLink, el cual utiliza un algoritmo de inversión por Gradientes Conjugados No Lineales.

Capítulo 6

Resultados

6.1 Calidad de las series de tiempo

Debido a que la mayoría de las estaciones fueron instaladas en lugares remotos, las señales adquiridas no poseen ruido cultural. En la Figura 6.1 se muestra una ventana de 1 s de las series de tiempo de la estación BA01, registrada con una tasa de muestreo de 4096 Hz. Se evidencia la existencia de *peaks* en las 5 componentes registradas para un instante dado. En contraste, en la estación BA05 se observa una señal periódica con una frecuencia de 50 Hz sobreimpuesta en las mediciones, atribuible a la cercanía del punto de medición con la localidad de Toconao.

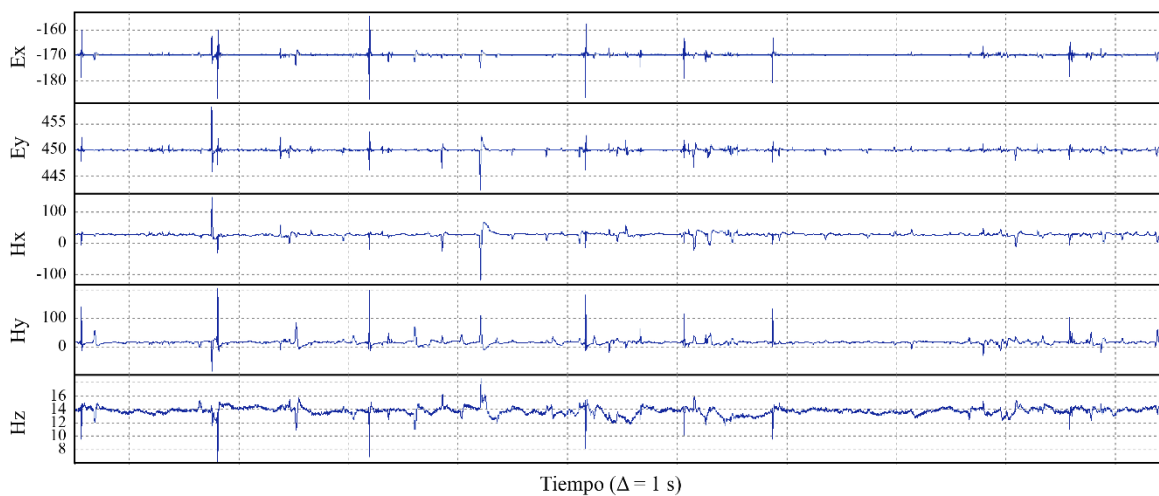


Figura 6.1: Ventana de 1 s de la serie de tiempo de la estación BA01 muestreada a 4096 Hz.

Capítulo 6: Resultados

La calidad de los registros eléctricos de las estaciones de periodo largo es menor debido a una baja tasa señal/ruido. Si bien no es posible atribuir esto a una única causa, algunas posibilidades que podrían explicar esta situación son: problemas instrumentales, una menor actividad solar, o bien debido a altas resistencias de contacto producto de las características pedológicas de los horizontes más superficiales observadas en algunos lugares de medición. Un caso excepcional son las estaciones PACI y TEBI, instaladas en el Llano de la Paciencia y el Salar de Atacama, respectivamente, las cuales debido a la existencia de una costra salina no lograron registrar campos eléctricos coherentes. Al igual que las estaciones de BBMT, las estaciones de LMT se encuentran limpias de ruidos culturales. La única estación que muestra una señal cultural es LOYO, mostrada en la Figura 6.2. Si bien la estación se encuentra ubicada a en una locación remota, en las proximidades de esta se encuentra instalado el gasoducto que va desde Argentina hasta Antofagasta.

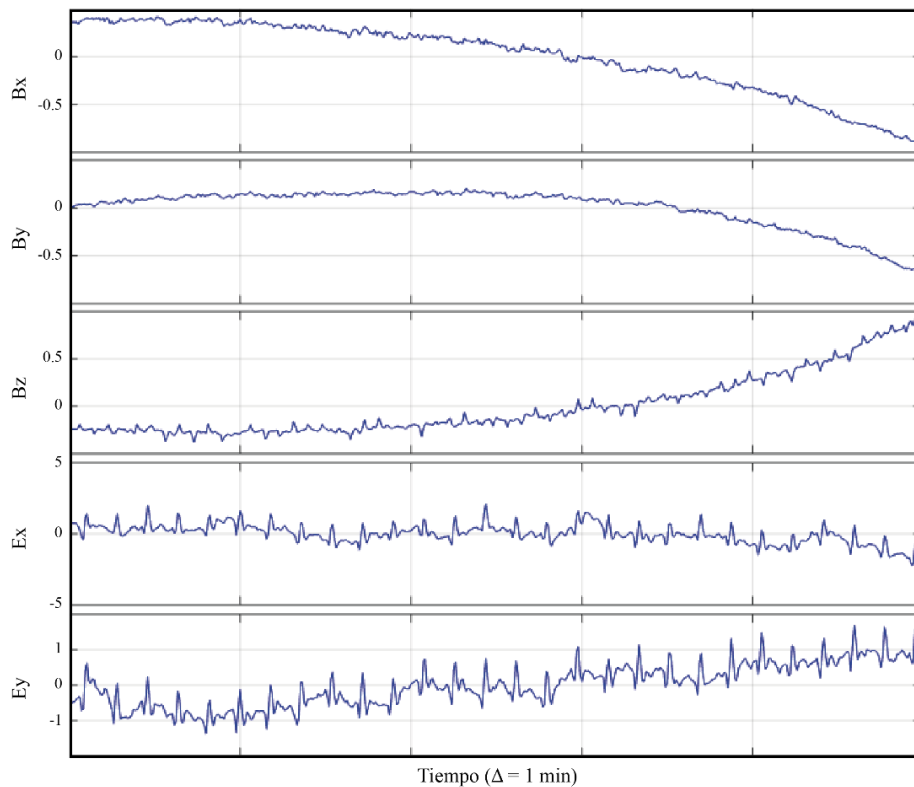


Figura 6.2: Ventana de 1 min de la serie de tiempo de la estación LOYO muestreada a 8 Hz.

6.2 Análisis de dimensionalidad

Para estudiar la dimensionalidad de la estructura litosférica se utilizan como parámetros índices el *skew* de Bahr, el *strike* geo-eléctrico, el tensor de fase y las flechas de inducción.

6.2.1 *Skew de Bahr*

Las estaciones de LMT suelen adoptar valores de $\eta < 0,3$ para periodos mayores a 90 s. (Figura 6.3), observándose una disminución de la dimensionalidad del problema para

Capítulo 6: Resultados

profundidades mayores. La estación que posee los mayores valores de *skew* de Bahr es PACA, la cual se encuentra en el domo resurgente de La Pacana.

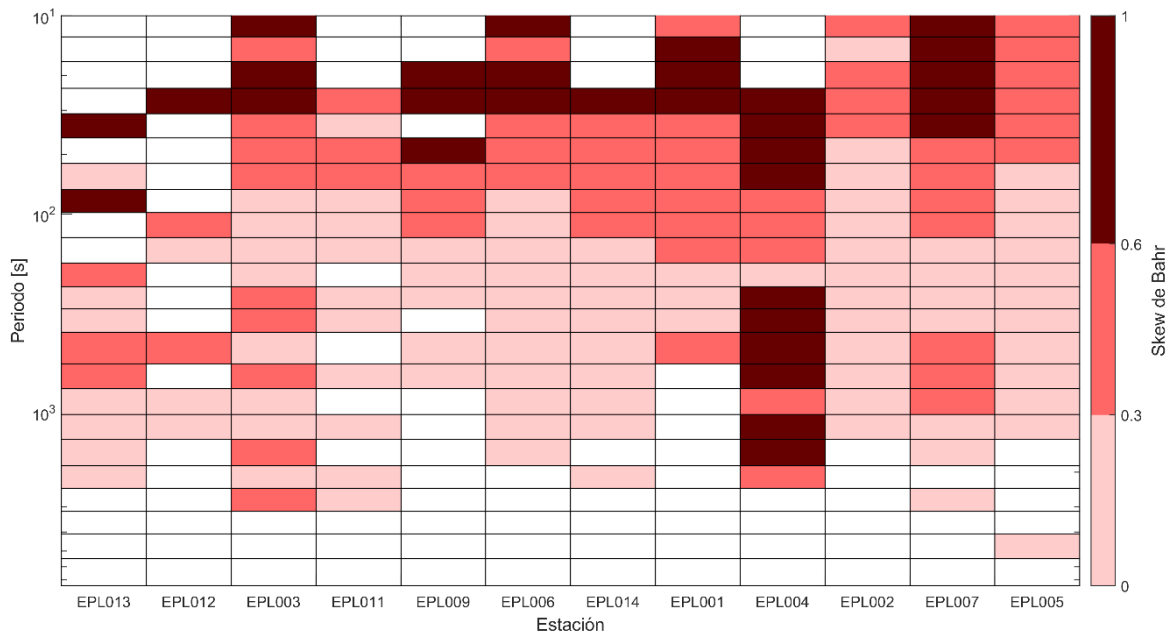


Figura 6.3: *Skew de Bahr* de estaciones de LMT.

6.2.2 Elipses del tensor de fase

La calidad de datos puede ser inferida a partir del tensor de fase, esto es evidente al observar las elipses de la estación L06, las cuales presentan un comportamiento errático que puede ser explicado para la mala calidad de los datos de una componente del tensor de impedancia (Figura 6.4). Para el caso de las estaciones de BBMT, se cumple la restricción $|\beta| \leq 3$ al menos hasta $T = 1$ s, aunque este rango es mayor para algunas estaciones.

En el caso de las estaciones de LMT, estas no presentan un valor de $|\beta| \leq 3$ generalizado, como sí ocurre con el *skew* de Bahr, aunque en caso de ocurrir este se presenta preferentemente para $T > 100$ s, hecho concordante con el resultado obtenido a partir del parámetro de distorsión de Bahr. A modo de comparación son graficadas también las estaciones NK05 y NK01, adquiridas el año 2019 utilizando estaciones LEMI y la estación ABS, perteneciente a una medición realizada con anterioridad. Es evidente al comparar las elipses de ABS con las estaciones de este estudio que existe una mejora en la calidad de los datos con respecto a algunas estaciones previamente medidas, pero si estas son comparadas con el comportamiento de las estaciones NK01 y NK05, es visible que la situación no es óptima. Esto podría indicar que la calidad de la estimación de alguna componente del tensor de impedancia este dificultando la visualización de la dimensionalidad del problema. Esto es claro para las estaciones ubicadas en la Cordillera de Domeyko, las que presentan mala calidad en una componente por lo que su comportamiento no puede ser discutido, pero es esperable que sea similar al de las estaciones NK01 y NK05

Capítulo 6: Resultados

Si la variabilidad de los valores tomados por β corresponde a un problema en las estimaciones del tensor de impedancia, o bien representan una característica intrínseca del medio es algo difícil de determinar. Por ejemplo, Zandt *et al.* (2003) proponen la existencia de anisotropía sísmica causada por el APMB. Esto permite preguntarse: ¿podría también existir anisotropía eléctrica? En caso de que esto ocurra, es posible que este fenómeno explique el comportamiento de las estaciones ubicadas en la Puna chilena. Comeau (2015) reporta una alta variabilidad de valores para β y el *skew* de Bahr para el APMB en Bolivia, pudiendo este comportamiento soportar esta idea. Más al sur, este comportamiento no es evidente en los datos de Díaz (2011), aunque hay que tener en consideración que la preponderancia del APMB es mucho menor en esta zona.

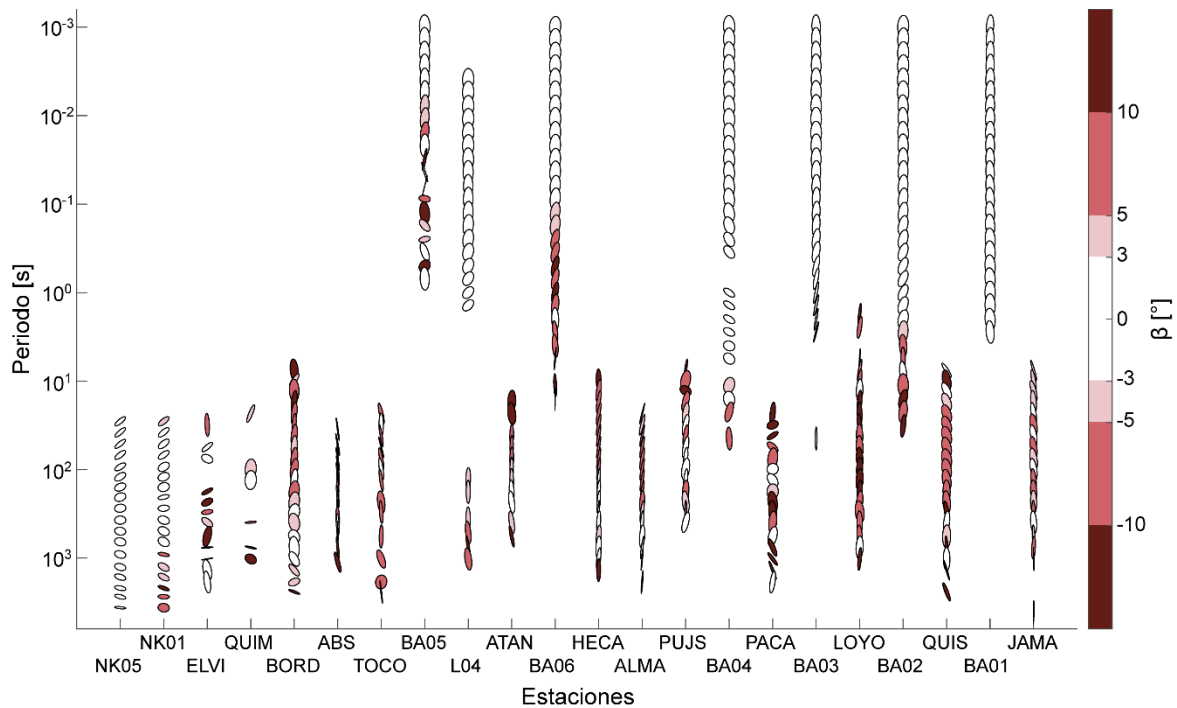


Figura 6.4: Elipses del tensor de fase coloreadas de acuerdo con el parámetro β .

Así mismo, un aumento en los parámetros de distorsión es esperable también en la Cordillera Occidental, al menos en su parte más superficial, asociada a la existencia de estructuras magmáticas en los entornos volcánicos. Este efecto es observado por Comeau (2015) en los alrededores de los volcanes Quetana y Uturuncu.

Por otro lado, al observar la distribución del parámetro Φ_{\min} es evidente la existencia de gradientes de conductividad en todas las estaciones de BBMT (Figura 6.5). Este aumento de conductividad existe en periodos menores a 1 s, por lo que no es evidente en las estaciones de LMT. A pesar de esto, se registra un gradiente de conductividad bajo las estaciones ubicadas en la Puna chilena y en la transición entre la Cordillera de Domeyko – Depresión Pre-Andina, y entre la Depresión Pre-Andina – Cordillera Occidental.

Capítulo 6: Resultados

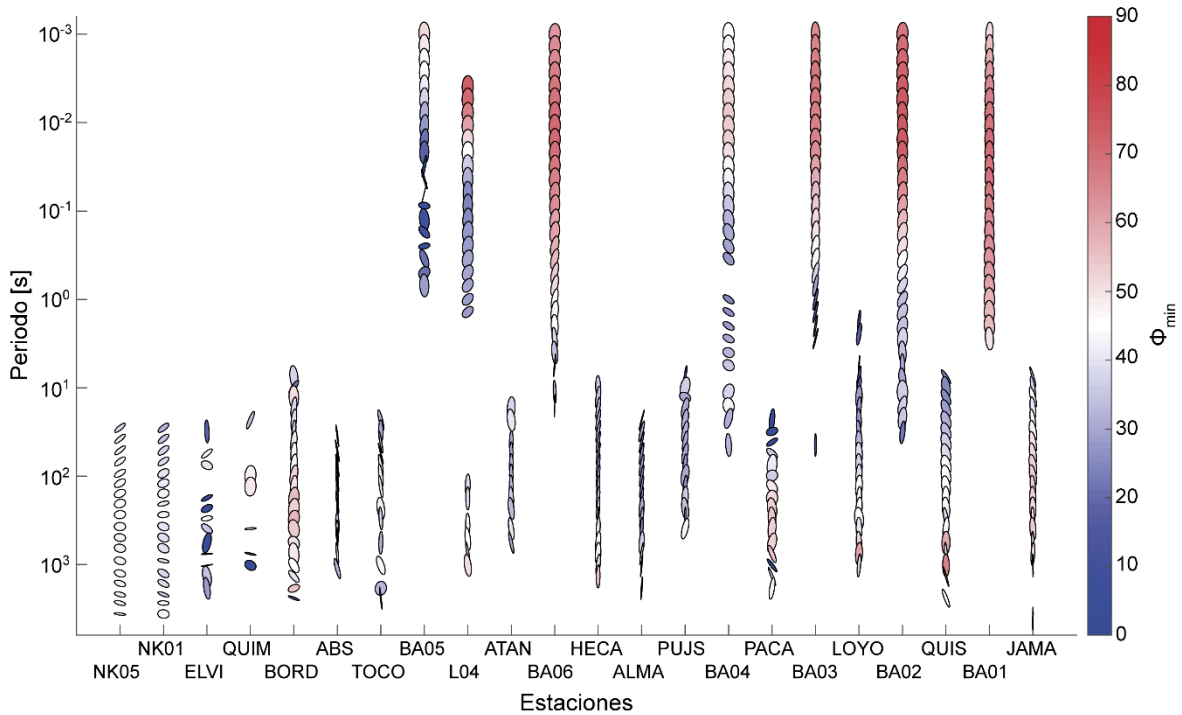


Figura 6.5: Elipses del tensor de fase coloreadas de acuerdo con el parámetro Φ_{min} .

6.2.3 Strike geo-eléctrico

Utilizando la aproximación de Smith (1997) se calculó el rumbo de la estructura eléctrica. Es importante recordar que la orientación del rumbo eléctrico tiene una ambigüedad intrínseca de 90° .

Los rumbos obtenidos para las estaciones de BBMT (Figura 6.6) indican la existencia de una orientación predominante N-S (mejor rumbo: $N4^\circ W$). En el intervalo $0,1 s < T < 1 s$ los valores observados se alejan de esta tendencia, con un rumbo en torno a $N35^\circ W$.

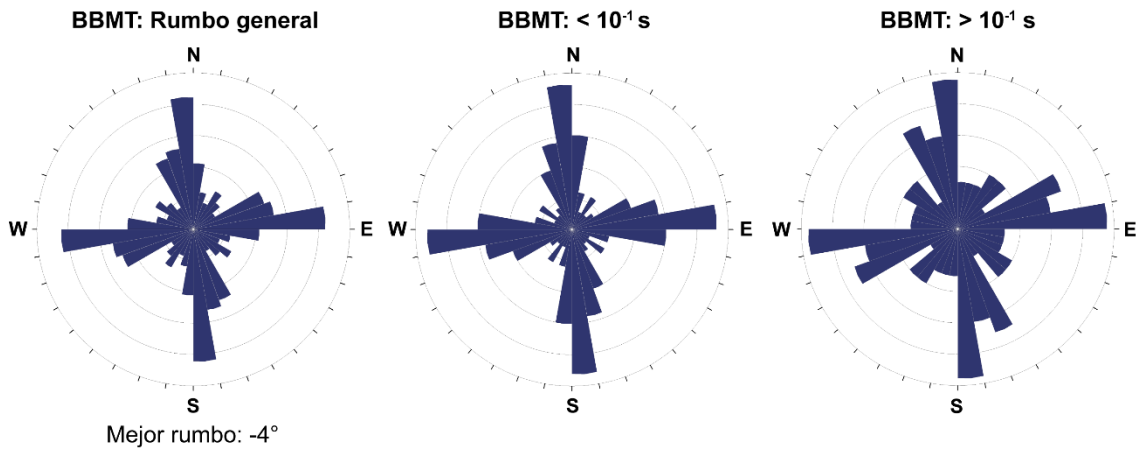


Figura 6.6: Diagramas de roseta de los rumbos eléctricos para las estaciones de BBMT

Capítulo 6: Resultados

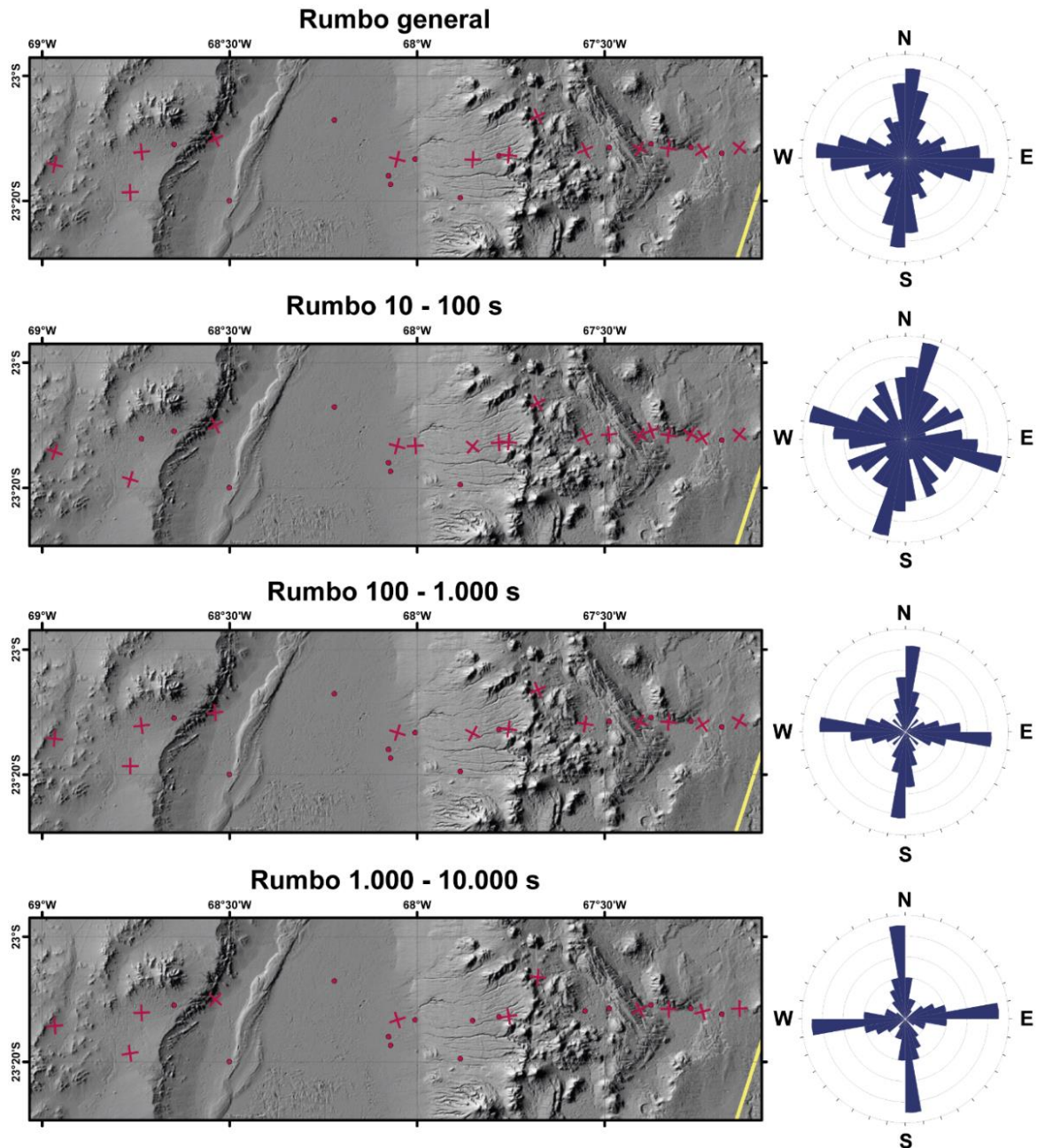


Figura 6.7: Rumbos eléctricos por bandas de periodos (LMT). Entre 10 y 100 s se incluyen los rumbos de las estaciones de BBMT.

Las estaciones de LMT presentan un rumbo preferente N-S (mejor rumbo: N1°W). Al analizar por bandas de periodos (Figura 6.7) es evidente que esta orientación es preferente para $T > 100$ s. El mayor distanciamiento de un rumbo N-S se observa en los limites topográficos de la caldera La Pacana y en el Escarpe El Bordo. Este rasgo es observado en todas las bandas de frecuencias, indicando que posiblemente los sistemas estructurales asociados con estos rasgos morfológicos son elementos que tienen una influencia estructural relevante hasta grandes profundidades. Este comportamiento también es observado en las estaciones próximas al sistema Calama – Olcapato – El Toro.

Capítulo 6: Resultados

6.2.4 Vectores de inducción

Tras ser rotados de acuerdo a la declinación magnética, y siguiendo la convención de Wiese, los vectores de inducción son graficados (Figura 6.8 y Figura 6.9).

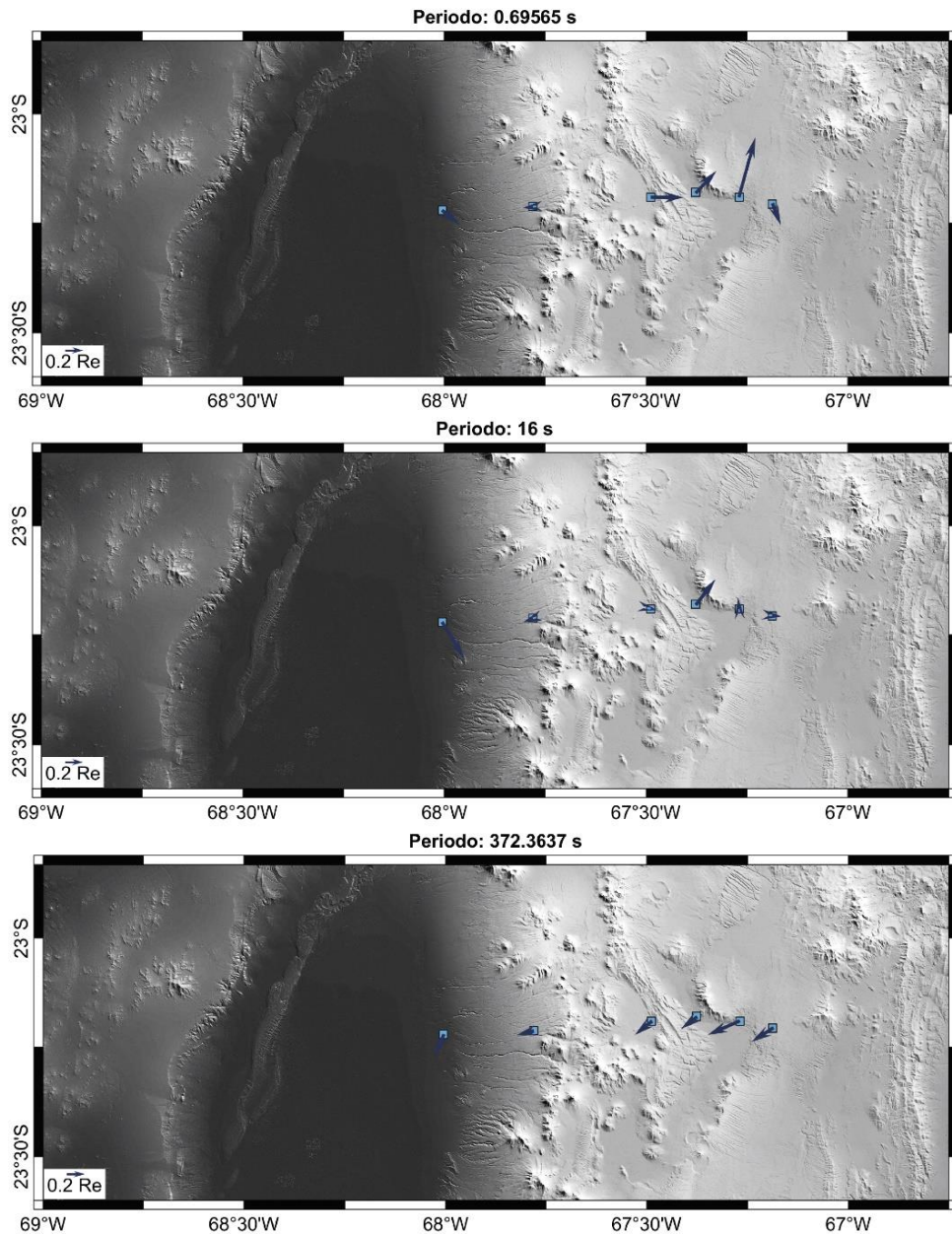


Figura 6.8: Vectores de inducción de estaciones de banda ancha.

Para periodos menores a 170 s las flechas de inducción presentan un comportamiento dispar, altamente influenciado por la geología local, el cual será interpretado posteriormente (ver sección *Comentarios sobre la dimensionalidad*). A partir de los 170 s, las estaciones ubicadas en la Puna Chilena comienzan a presentar una orientación común aproximadamente OSO. Este comportamiento es adoptado por el resto de las estaciones en periodos mayores a 300 s,

Capítulo 6: Resultados

excepto por aquellas ubicadas en el Salar de Atacama y Salar de la Paciencia, las cuales no adoptan esta orientación si no hasta entre los 500 y 1000 s.

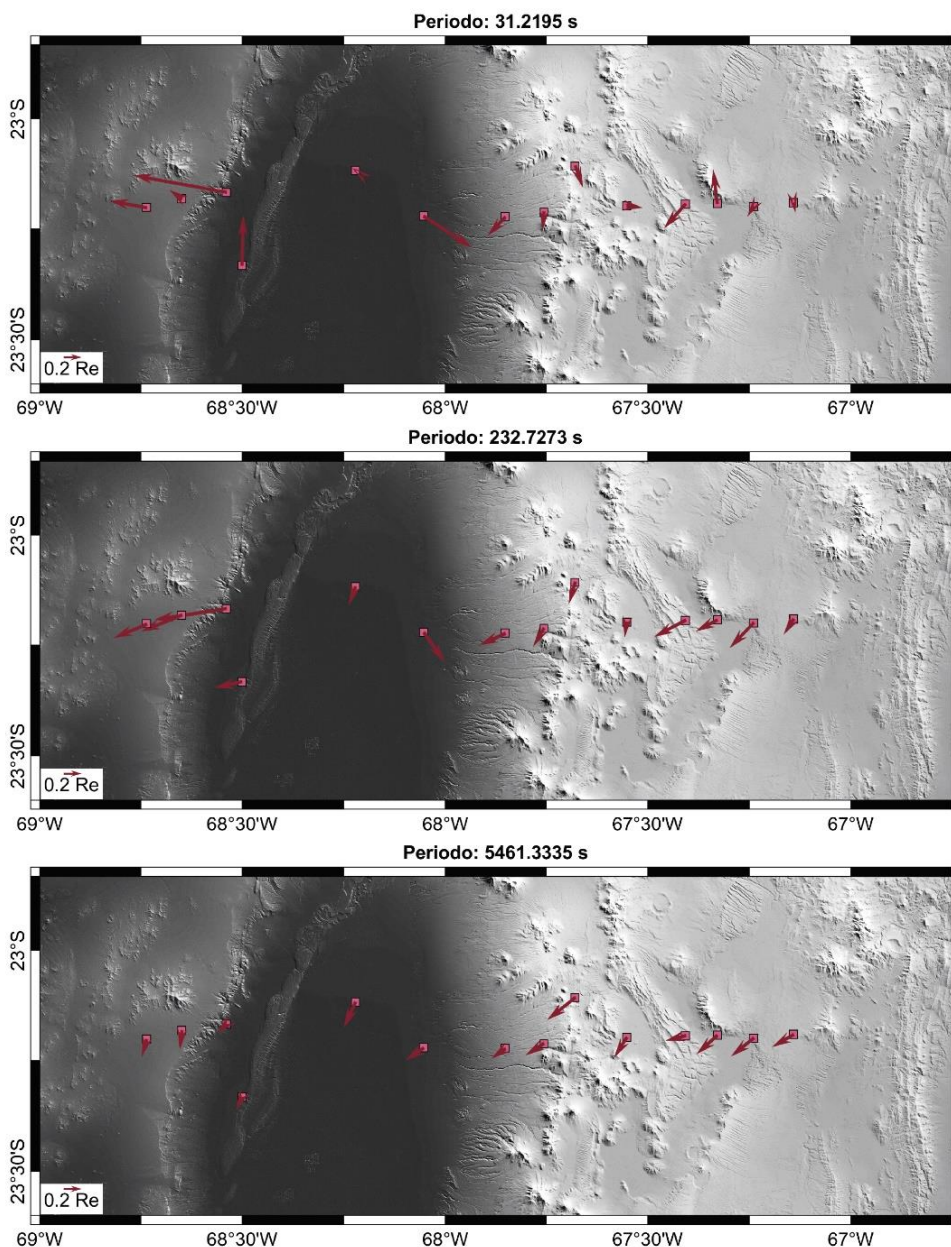


Figura 6.9: Vectores de inducción de estaciones de periodo largo.

6.3 Inversión de estaciones de banda ancha

Para el desarrollo de esta sección se consideraron las estaciones de banda ancha adquiridas durante este estudio (BA01, BA02, BA03, BA04, BA05 y BA06) junto con las estaciones en torno al volcán Lascar L04 y L06 (Díaz, 2011).

Capítulo 6: Resultados

6.3.1 Selección de datos

Al mezclar datos medidos y procesados en distintas campañas, es posible que las funciones de transferencia se encuentren muestreadas en diferentes periodos, como ocurre en este caso. El *software WinGLink*, en estos casos presenta dificultades al invertir, por lo que es necesario la inversión de curvas interpoladas en periodos comunes.

6.3.2 Convergencia

Al incluir el *static shift* como un parámetro a invertir, la inversión se detuvo prematuramente, generando anomalías alargadas verticalmente (Figura 6.10.a), no pudiendo ajustar correctamente las curvas de las estaciones seleccionadas. Para solucionar esto, se hizo el ejercicio de realizar una inversión en dos etapas:

- Etapa 1. Inversión sin incluir el *static shift* dentro del set de parámetros a invertir.
- Etapa 2. Utilizando como modelo inicial el resultado obtenido en el paso anterior, ejecutar una segunda inversión para ajustar el *static shift*.

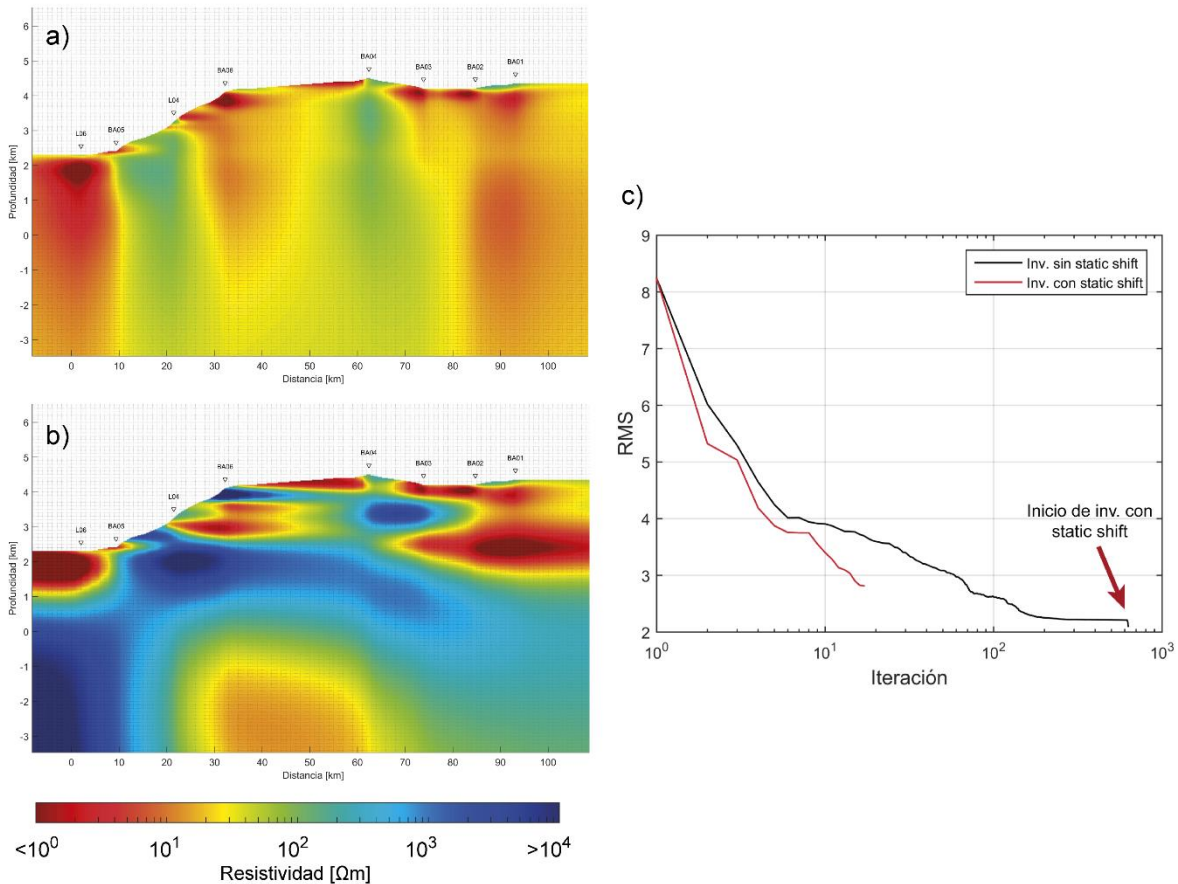


Figura 6.10: Convergencia de modelo al incluir o no el *static shift* como parámetro a invertir. a) Modelo de inversión incluyendo el parámetro de *static shift*. b) Modelo obtenido tras una inversión en dos etapas, la primera sin incluir el *static shift* y la segunda incluyéndolo. c) Evolución del ajuste de los modelos a) y b).

Capítulo 6: Resultados

Como se observa en la Figura 6.10.c, la ejecución en dos etapas permite un mejor ajuste de los datos tras la realización de un mayor número de iteraciones. Además, las estructuras obtenidas se encuentran bien delimitadas, razón por la cual se utilizó este procedimiento para los resultados de BBMT.

6.3.3 Selección del parámetro de regularización

Un parámetro importante que determinar en inversiones regularizadas es τ . Para esto, se realizaron inversiones variando este parámetro en un rango de 1 a 50 y se construyó la curva L asociada al *set* de datos (Figura 6.11). A partir de esta se puede ver que el valor de regularización a utilizar en las inversiones subsiguientes será $\tau=15$. Este valor se encuentra en concordancia con valores usados previamente en otros estudios de MT (e.g. Brasse *et al.*, 2002; Brasse *et al.*, 2008; Díaz, 2011).

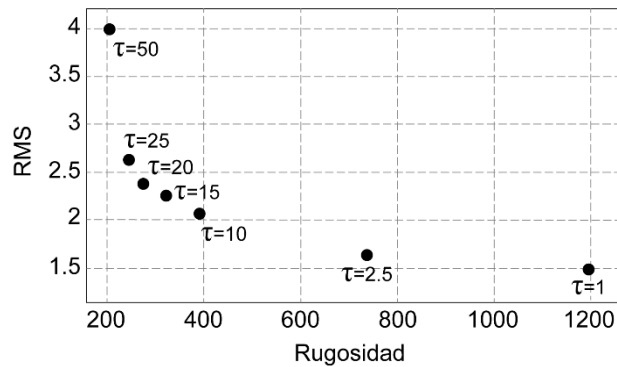


Figura 6.11: Curva L para la inversión de estaciones de banda ancha.

6.3.4 Selección de la resistividad inicial

En el rango de resistividades muestreadas el ajuste de las inversiones es estable, con $\Delta RMS < 0,05$. Tanto la rugosidad como el RMS es minimizado entre 10 y 100 Ωm (Figura 6.12). A partir de esto, el valor de resistividad seleccionado es 25 Ωm .

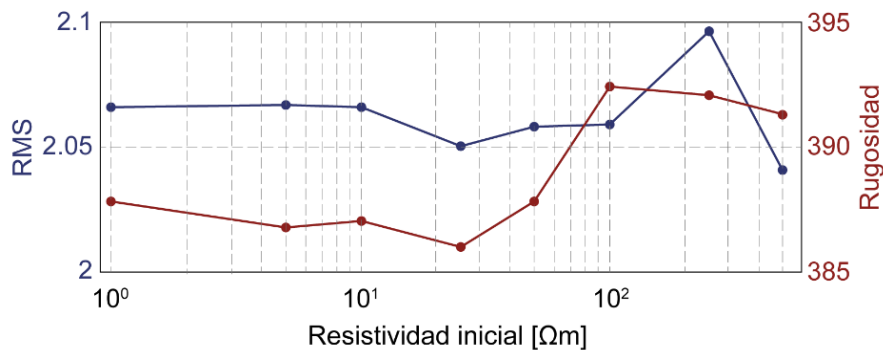


Figura 6.12: Parámetros de ajustes de estaciones de BBMT para distintas resistividades iniciales

Capítulo 6: Resultados

6.3.5 Sensibilidad de la inversión a los parámetros de iniciales

6.3.5.1 Resistividad inicial

A partir del análisis representado en la Figura 6.12 se obtienen los modelos expuestos en la Figura 6.13. A partir de esto se desprende que las estructura obtenidas por el modelo son independientes de la resistividad inicial utilizada, no observándose diferencias apreciables entre los diferentes modelos.

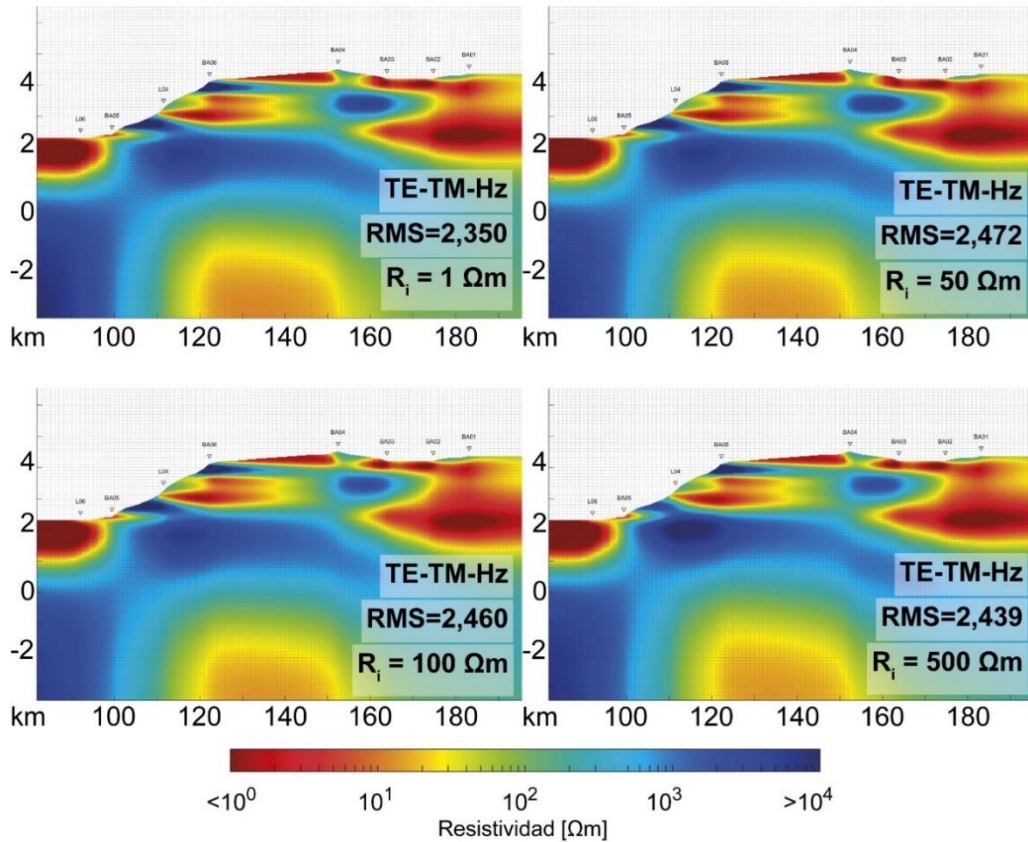


Figura 6.13: Modelos de las estaciones de BBMT para distintas resistividades iniciales

6.3.5.2 Parámetro de regularización

De la construcción de la curva L (Figura 6.11) se obtienen los modelos mostrados en la Figura 6.14. El aumento en el valor del parámetro de regularización τ disminuye la cantidad de anomalías de resistividad obtenidas, lo que produce un aumento en la suavidad del modelo. Y si bien la geometría y complejidad de las estructuras obtenidas varía dependiendo del valor de regularización utilizado, se puede ver que las anomalías principales se mantienen presentes en todos los modelos.

Capítulo 6: Resultados

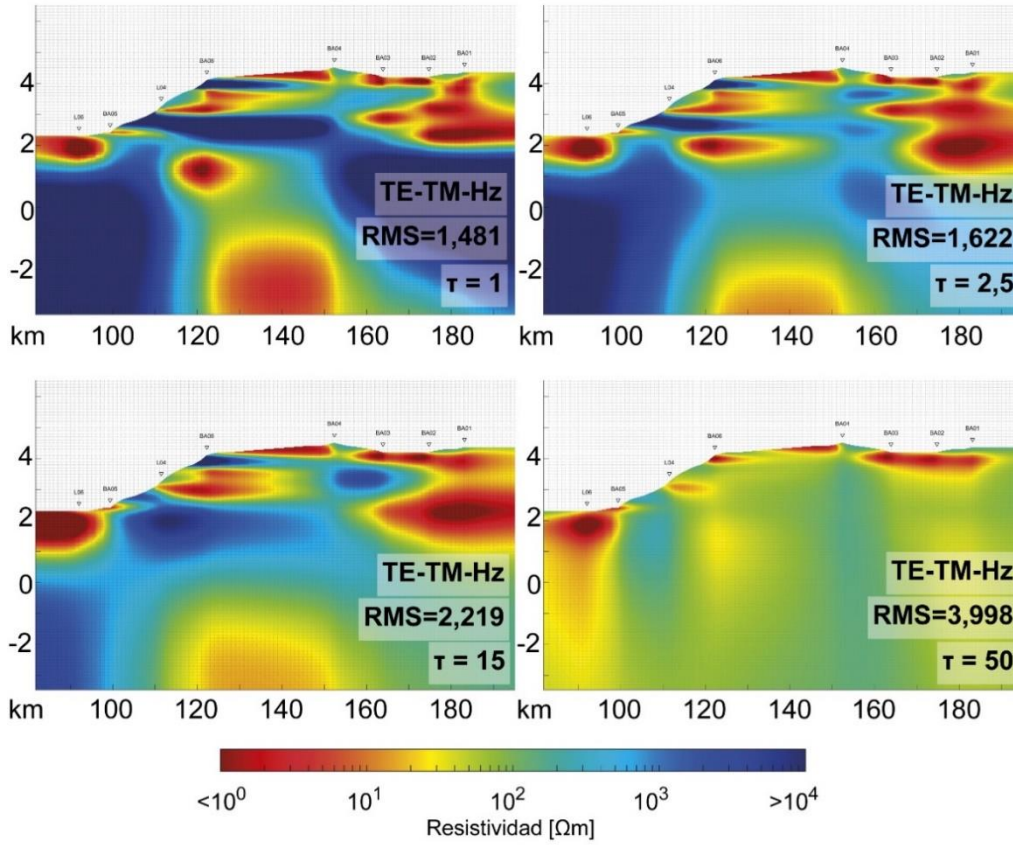


Figura 6.14: Modelos de las estaciones de BBMT para distintos parámetros de regularización.

6.3.5.3 Static shift

El modelo obtenido produjo una estructura poco realista bajo la estación BA06, con una resistividad c. 5.000.000 Ωm . Para examinarla, se realizó el ejercicio de desplazar las curvas de resistividad manualmente tratando de eliminar el *static shift* observado en las estaciones BA06 y L04. Debido a la incertidumbre en el valor de la resistividad inicial, se generaron dos modelos (Figura 6.15). En el primero, las curvas fueron ajustadas de tal forma que ambas coincidieran con la resistividad inicial del modo TE, mientras que en el segundo, la resistividad inicial de ambas curvas corresponde a la del modo TM. Un análisis sobre la factibilidad de las estructuras obtenidas es presentado en la sección 7.1 *Comentarios sobre el static shift*.

6.3.5.4 Modo de polarización

Una de las estructuras conductoras (posteriormente A2) solo se construye en los modelos que incluyen la componente Hz. Por otro lado, la estructura de cuerpos resistivo parece encontrarse mejor determinada por el modo TE, en concordancia con lo propuesto por Berdichevski *et al.* (1998).

Capítulo 6: Resultados

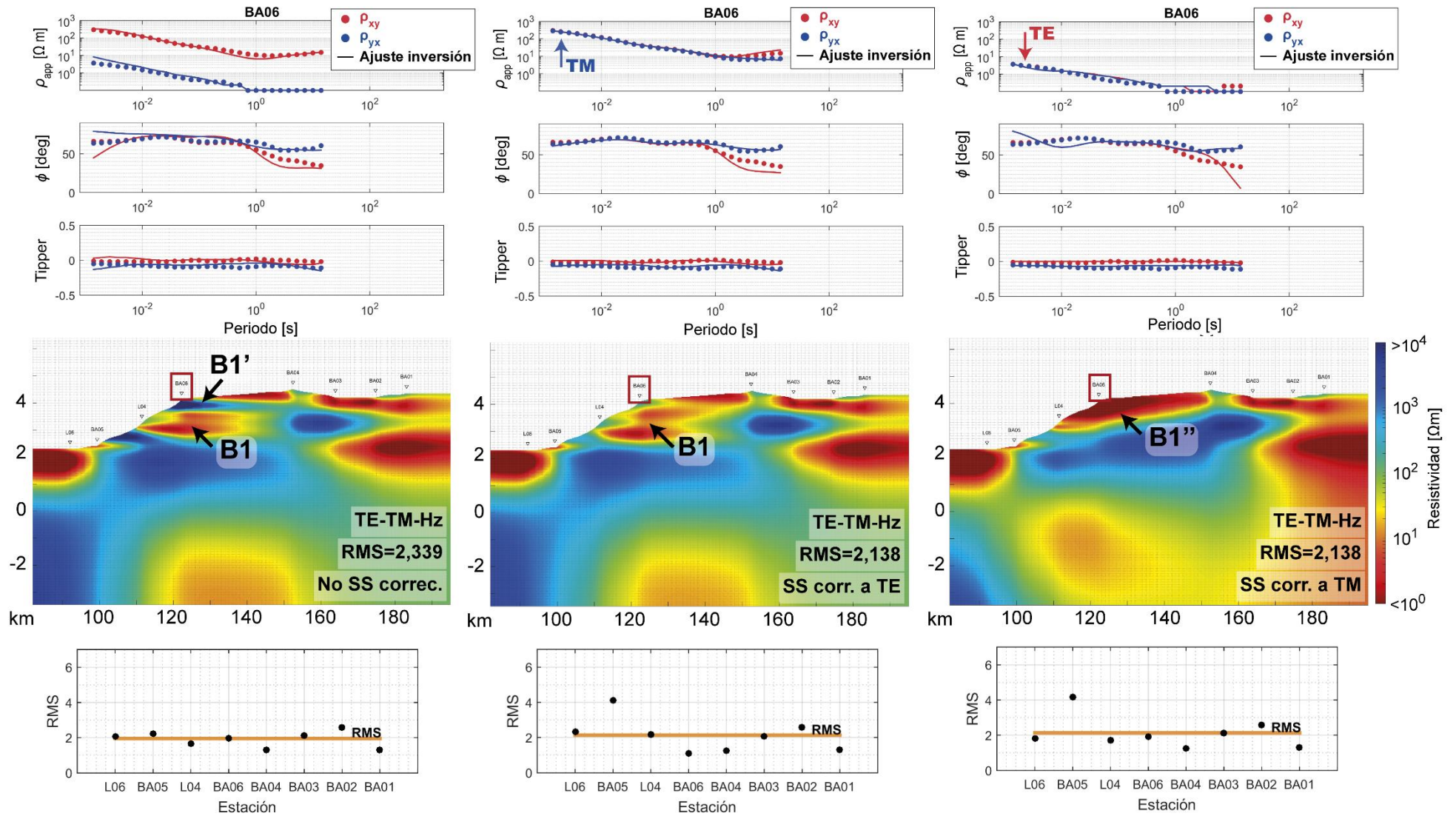


Figura 6.15: Modelos obtenidos tras modificar manualmente el static shift de la estación BA06.

Capítulo 6: Resultados

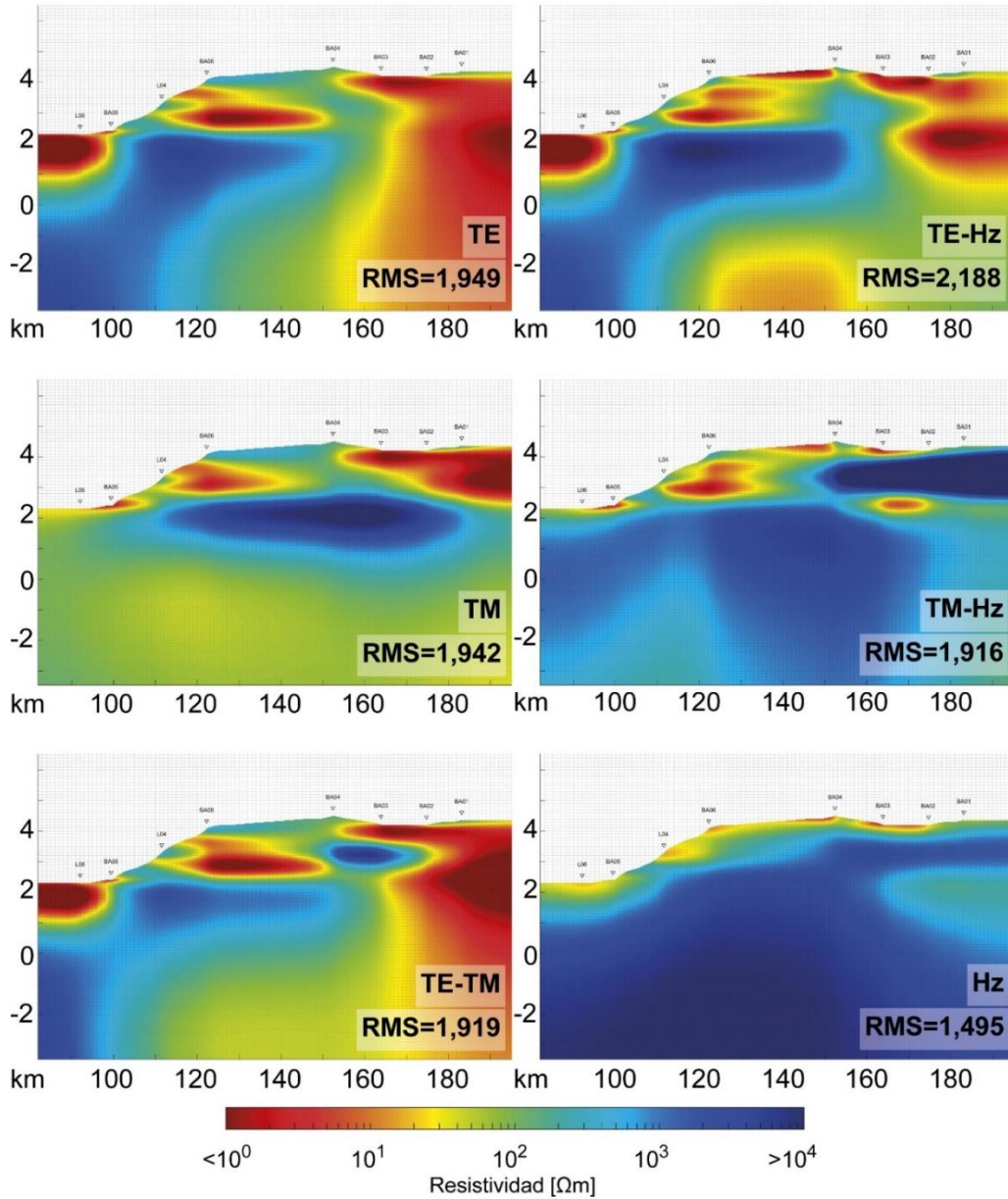


Figura 6.16: Inversión de distintos modos de polarización y vector de inducción (Hz).

6.3.6 Análisis de sensibilidad respecto a las estructuras

Para verificar la pertinencia de las estructuras resueltas por la inversión se practicaron dos ejercicios:

- Eliminar todas las estructuras a partir de una profundidad mínima (e.g. Figura 6.17).
- Eliminar estructuras específicas (e.g. Figura 6.18)

Para esto se reemplazaron las anomalías que se buscan comprobar por un parche o semi-espacio con una resistividad de $100 \Omega m$. A partir de este modelo modificado se calcularon nuevas respuestas sintéticas a partir de un modelamiento *forward*.

Capítulo 6: Resultados

En la Figura 6.17 se encuentra el análisis para una profundidad de 2.000 m s.n.m. En este ejemplo, es evidente que el reemplazo del modelo por este semi-espacio genera un peor ajuste en los datos de la estación L06, no así en la estación BA01, la cual no demuestra cambios en su respuesta sintética. De esta forma se puede concluir que el modelo posee resolución a esta profundidad bajo el Salar de Atacama, mas no bajo la Puna.

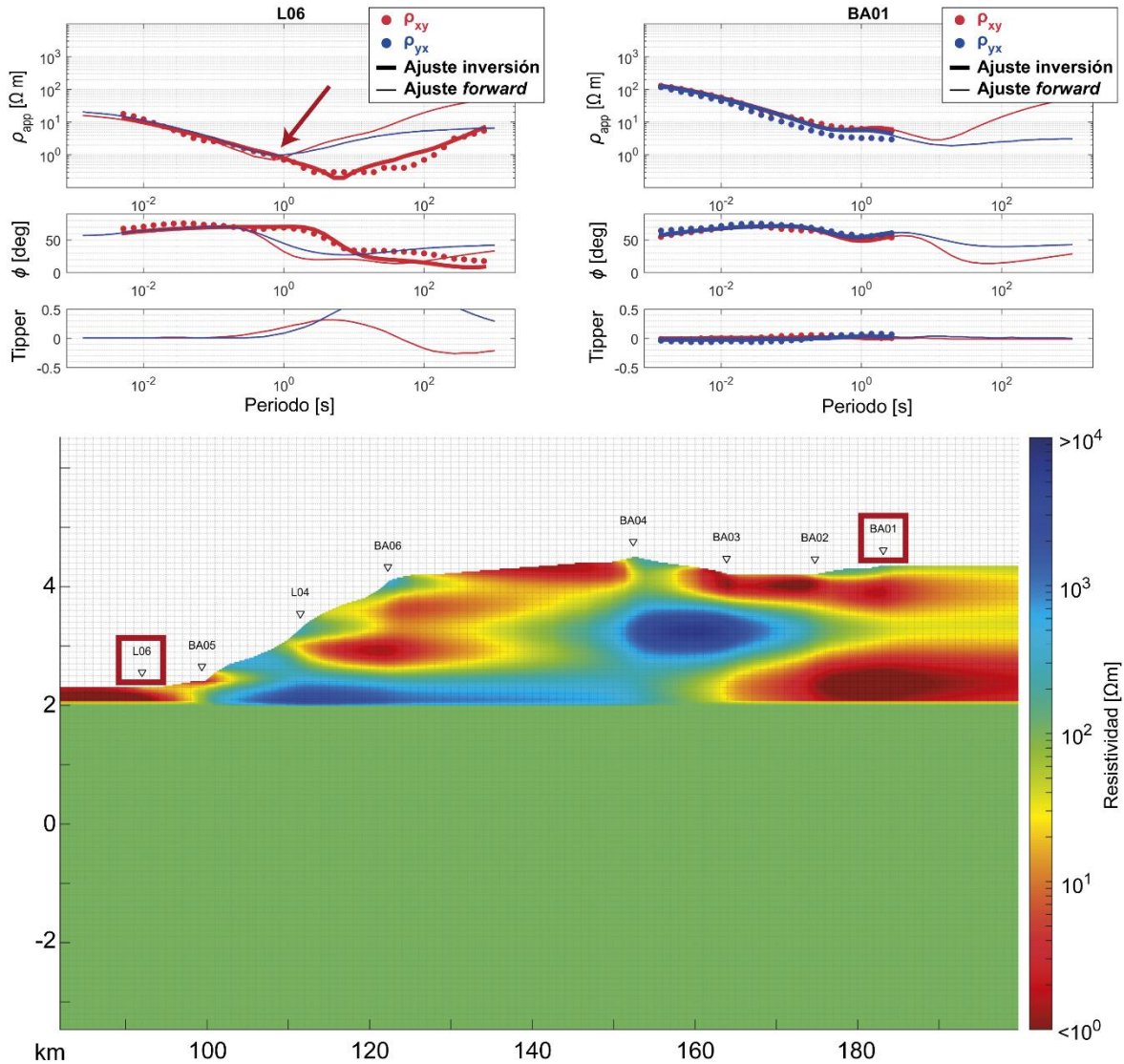


Figura 6.17: Análisis para determinar la profundidad máxima de sensibilidad del modelo.

El análisis mostrado en la Figura 6.18 fue realizado para la estructura conductiva más somera ubicada bajo la estación BA06. Al eliminar esta estructura, el ajuste de la curva de resistividad y fase empeora entre 10^{-2} y 10^0 s, indicando que esta estructura sería requerida por el modelo para ser capaz de explicar los datos obtenidos. Este análisis se efectuó para todas las estructuras del modelo, concluyéndose que todas las anomalías son requeridas para explicar los datos. El resto de los estudios de sensibilidad se adjuntan en el **Anexo D**.

Capítulo 6: Resultados

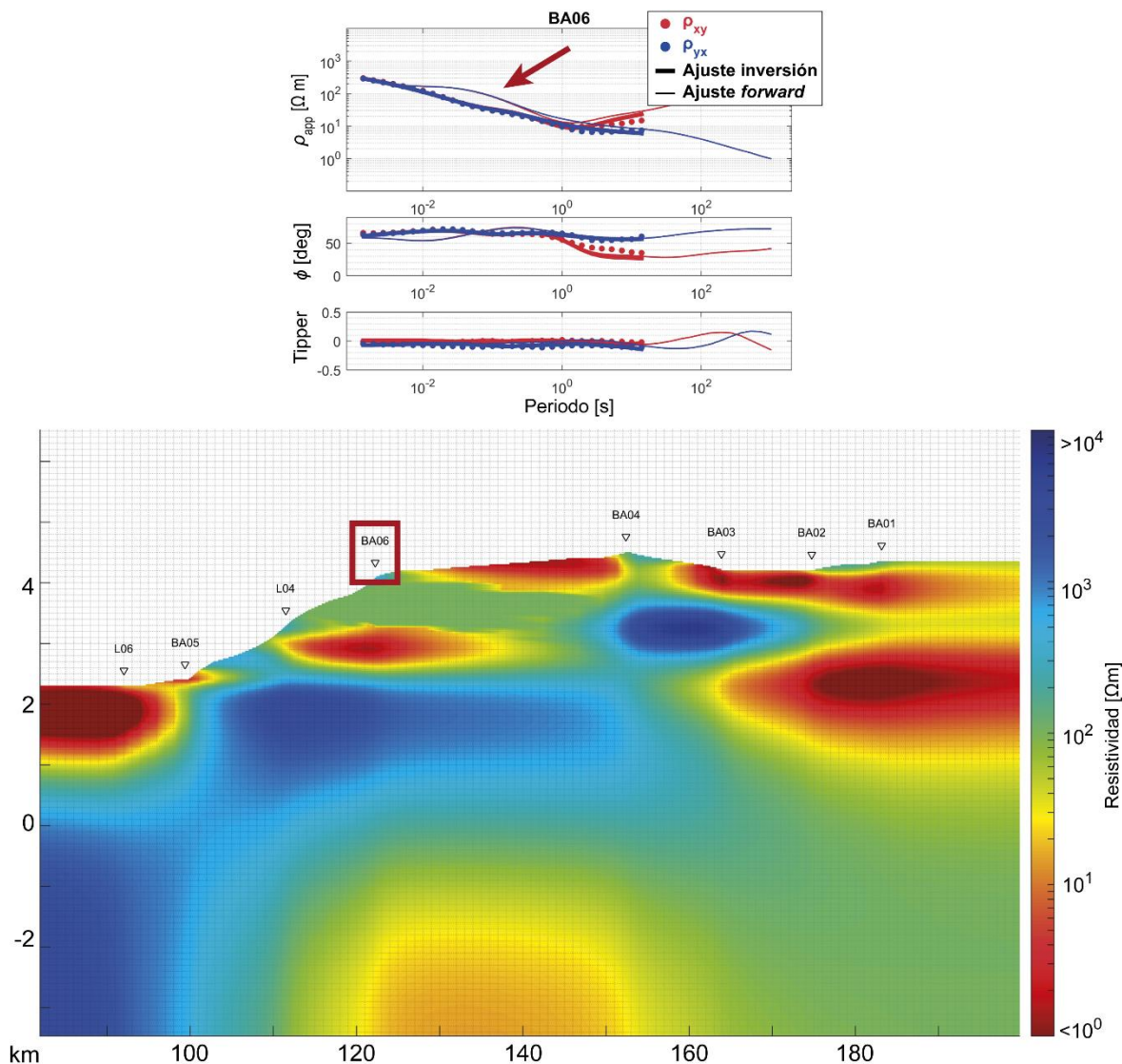


Figura 6.18: Análisis para determinar la sensibilidad de estructuras en las respuestas sintéticas del modelo.

Finalmente, en la Figura 6.19 se expone la profundidad máxima alcanzada por el modelo de resistividad obtenido. Este se encuentra en torno a los 2 km bajo el Salar de Atacama, 8 km bajo la Cordillera Occidental, y en torno a los 2 km bajo la Puna.

6.4 Inversión de estaciones de periodo largo

Para el desarrollo de esta sección se consideraron las estaciones de periodo largo adquiridas durante este estudio, junto a la estación ABS (Schwarz *et al.*, 1993) y los datos adquiridos junto con K. Slezak (NK05 y NK01).

Capítulo 6: Resultados

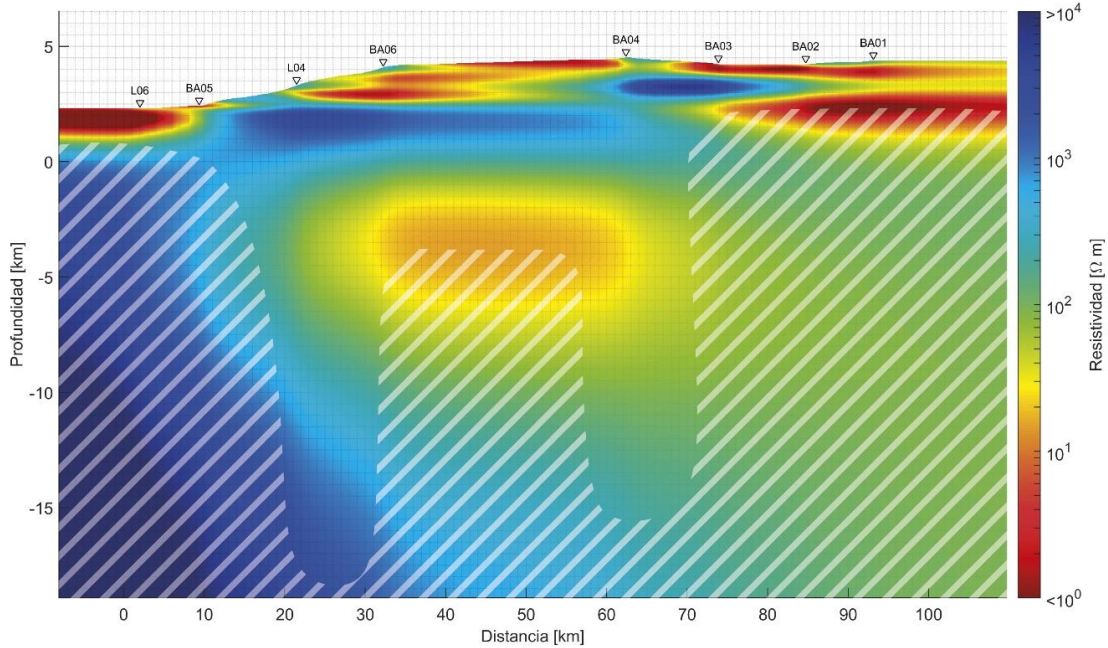


Figura 6.19: Resultado del análisis de sensibilidad. Las zonas achuradas en blanco representan áreas con sensibilidad disminuida o nula.

6.4.1 Selección de datos

Al igual que con las estaciones de BBMT, fue necesario invertir interpolando las funciones de transferencia, ya que estas provienen de campañas que utilizaron 3 tipos de instrumentación diferente. La inversión se realizó para periodos entre 10 y 10.000 s.

6.4.2 Selección del parámetro de regularización

Para determinar el parámetro de regularización, se construyó la curva L (**Error! Reference source not found.**) con valores de τ entre 2,5 y 150. De esta forma se concluyó que el valor óptimo a utilizar es de 25.

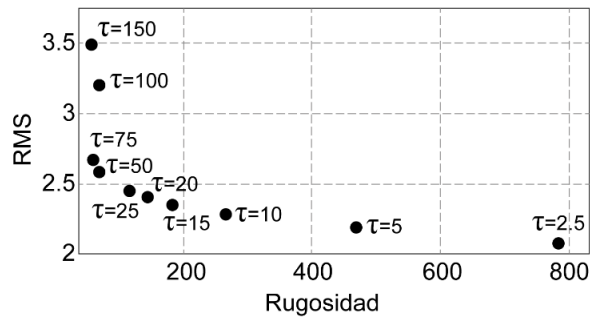


Figura 6.20: Curva L para inversiones de LMT

6.4.3 Selección de la resistividad inicial

Al igual que como se realizó para las estaciones de banda ancha, se procedió a realizar inversiones con modelos iniciales uniformes con distintas resistividades. Para estas, los

Capítulo 6: Resultados

valores de los parámetros de ajuste demuestran ser bastante estables, siendo el rango de estos valores $\Delta RMS = 0,12$ y $\Delta Rugosidad = 32,2$. Finalmente, a pesar de que el máximo ajuste fue obtenido para $\rho_i = 1 \Omega m$, se seleccionó un semi-espacio de resistividad inicial $250 \Omega m$ por una mayor verosimilitud con respecto al contexto geológico de la zona.

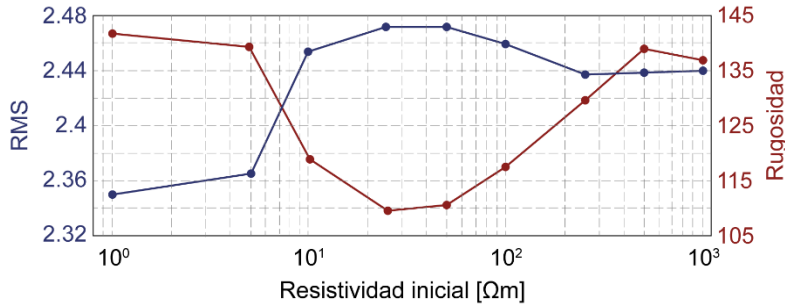


Figura 6.21: Parámetros de ajustes de estaciones de LMT para distintas resistividades iniciales

6.4.4 Sensibilidad de la inversión a los parámetros iniciales

6.4.4.1 Resistividad inicial

Como se puede observar en la Figura 6.22, la morfología de las principales estructuras obtenidas no varía significativamente con el valor de resistividad inicial del semi-espacio utilizado.

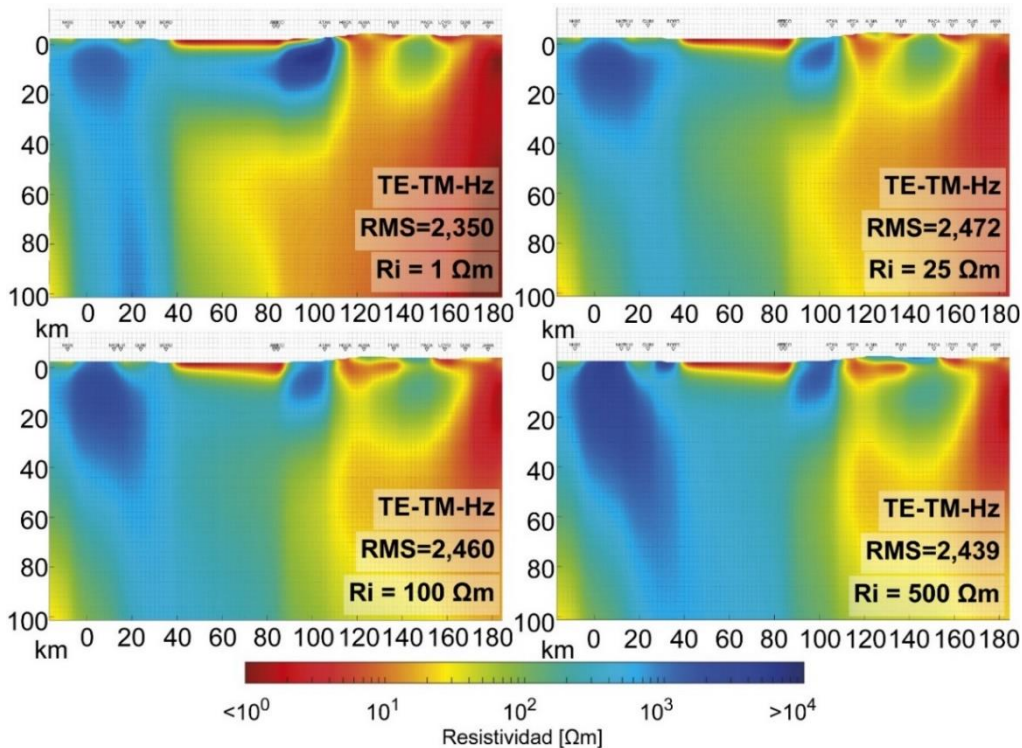


Figura 6.22: Modelos de datos de LMT utilizando distintas resistividades iniciales para el semi-espacio.

Capítulo 6: Resultados

6.4.4.2 Parámetro de regularización

Al igual que el comportamiento descrito en la sección anterior, el aumento en el parámetro de regularización genera una disminución en la rugosidad del modelo obtenido (Figura 6.23). Las principales estructuras se muestran independientemente del valor del parámetro de regularización utilizado. Las mayores discrepancias entre estos ocurren en zonas con baja o nula sensibilidad, como se mostrará más adelante.

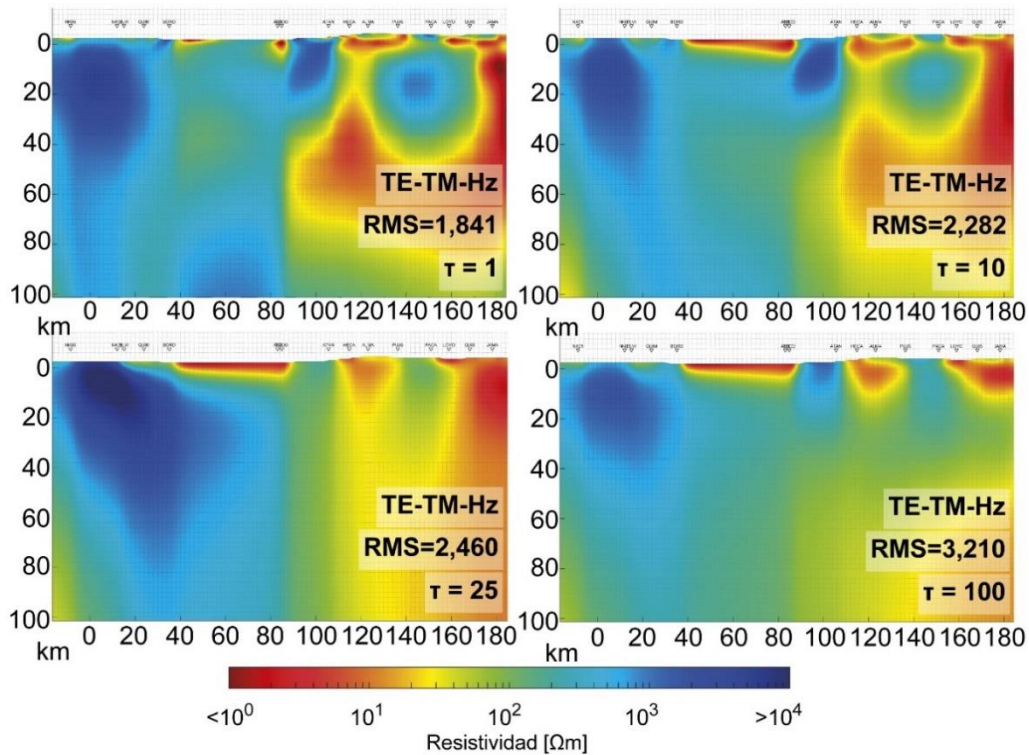


Figura 6.23: Modelos de las estaciones de LMT para distintos parámetros de regularización.

6.4.4.3 Topografía

La Figura 6.24 presenta los resultados obtenidos al considerar el uso de la topografía en los modelos iniciales. No se aprecian diferencias notables entre ambos modelos.

Capítulo 6: Resultados

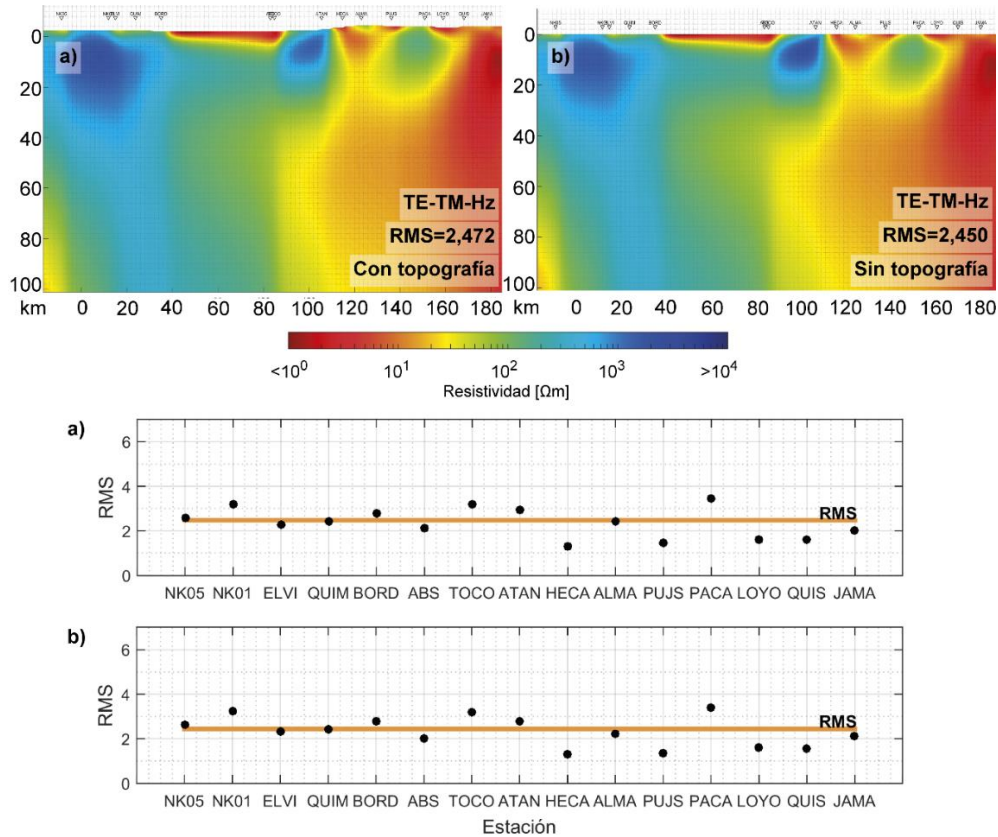


Figura 6.24: a) Inversión de datos de LMT sin topografía. b) Inversión de datos de LMT con topografía.

6.4.4.4 Incorporación de información *a priori*

Al invertir, es posible incluir un modelo inicial *a priori*. Para el primer caso (Figura 6.25.a), fue considerada la presencia del Océano Pacífico en la parte más occidental del perfil, junto con la placa de Nazca subductada. Se utilizó una resistividad de $0,3 \Omega\text{m}$ para el agua de mar y de $1000 \Omega\text{m}$ para la placa oceánica. La ubicación aproximada del *slab* fue obtenida a partir del modelo Slab 1.0 (Hayes *et al.*, 2012). Si bien estas estructuras fueron agregadas como parte del modelo inicial, sus valores no fueron bloqueadas, pudiendo ser modificadas durante la inversión. La principal diferencia para este caso ocurre en la parte profunda de la Cordillera de Domeyko, donde la extensión en profundidad del cuerpo resistivo obtenido se encuentra más acotada que en los modelos que no incorporan información *a priori*.

Por otro lado, una limitación del *software* WinGLink es la imposibilidad de utilizar datos de *tipper* si estos no se encuentran asociados con la información del tensor de impedancia correspondiente. Este problema se vuelve relevante al tratar de incorporar los datos de las estaciones instaladas en el Salar de Atacama y el Salar de la Paciencia (TEBI y PACI), las que no registraron información apropiada en sus componentes eléctricas, imposibilitando la estimación del tensor de impedancia.

Debido a su naturaleza, las funciones de transferencia de magnetotelúrica no se encuentran solo influenciadas por las estructuras que se encuentran bajo de las estaciones, sino que también son afectadas por anomalías ubicadas lateralmente con respecto al punto de

Capítulo 6: Resultados

medición. Por esto, Campanyà *et al.* (2016) argumentan a favor de la inversión del tensor de impedancia (Z) complementada con información del tensor magnético horizontal (H) y la función de transferencia geomagnética (T), para poder resolver de mejor manera la estructura de anomalías con valores de resistividad eléctrica muy baja y muy alta, además de su extensión lateral. Por este motivo, es interesante considerar el ejercicio de realizar una inversión de los vectores de inducción de todas las estaciones disponibles para el perfil, y utilizar este modelo como información *a priori* al realizar una inversión de $Z+T$ (Figura 6.25.b). Para este caso, se mejora la resolución de la estructura de resistividad bajo la Depresión Pre-Andina.

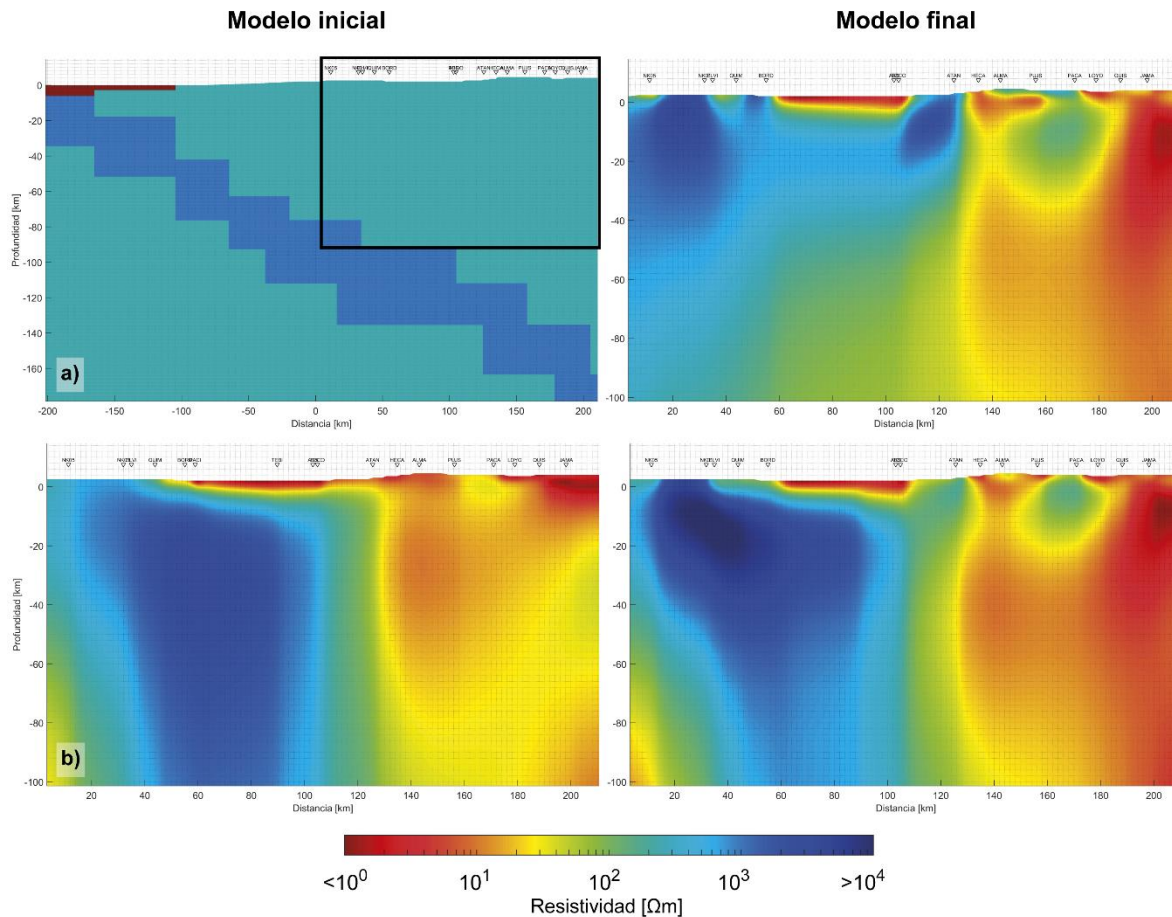


Figura 6.25: Modelos obtenidos al considerar información *a priori*. a) Incluye el Océano Pacífico y la placa de Nazca. b) Inversión de los vectores de inducción, incluidas las estaciones PACI y TEBI.

6.5 Inversiones conjuntas

6.5.1 Inversión de BBMT

Debido a la baja cobertura de estaciones en la Cordillera Occidental y la alta conductividad del medio en la Puna, se decidió incluir las estaciones de LMT que se ubicaron desde el límite oriental del Salar de Atacama, en las inmediaciones de Toconao, hasta el Paso Fronterizo

Capítulo 6: Resultados

Jama (BBMT+LMT). Para esto se ocuparon los datos para periodos en el intervalo $[10^{-3}, 10^3]$ s.

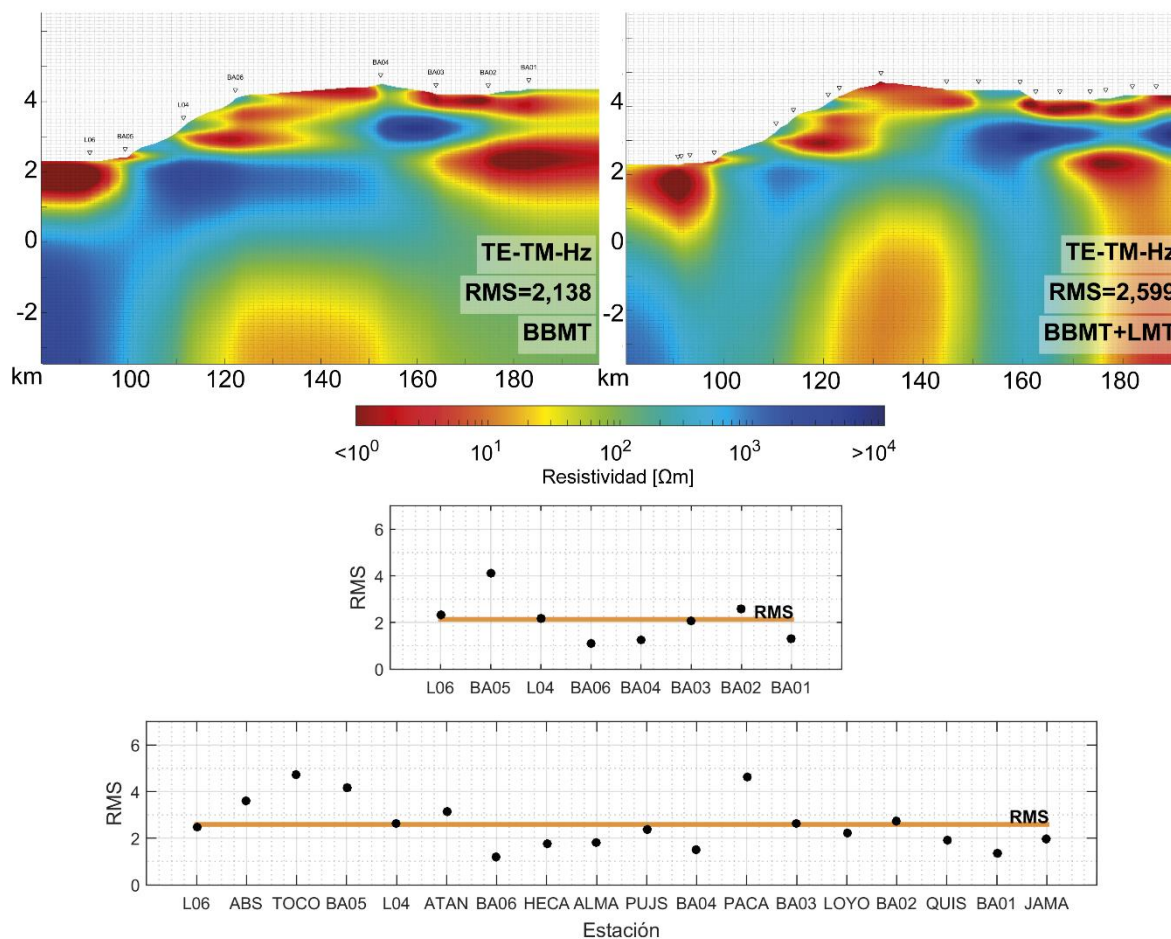


Figura 6.26: Comparación de modelos obtenidos con estaciones de BBMT e inversión conjunta de BBMT y LMT.

Los resultados obtenidos en esta inversión son muy similares a la inversión de BBMT (Figura 6.26). El único cambio corresponde a una mejor definición en la extensión lateral de las anomalías. Ahora bien, fue resuelta una nueva estructura resistiva ubicada a 1 km de profundidad bajo el extremo oriental del perfil. Para comprobar que esta estructura no represente un artefacto, se realizó un análisis de sensibilidad a este cuerpo (Figura 6.27), donde se observa que esta estructura es requerida para el ajuste del modo TM de la estación JAMA.

Capítulo 6: Resultados

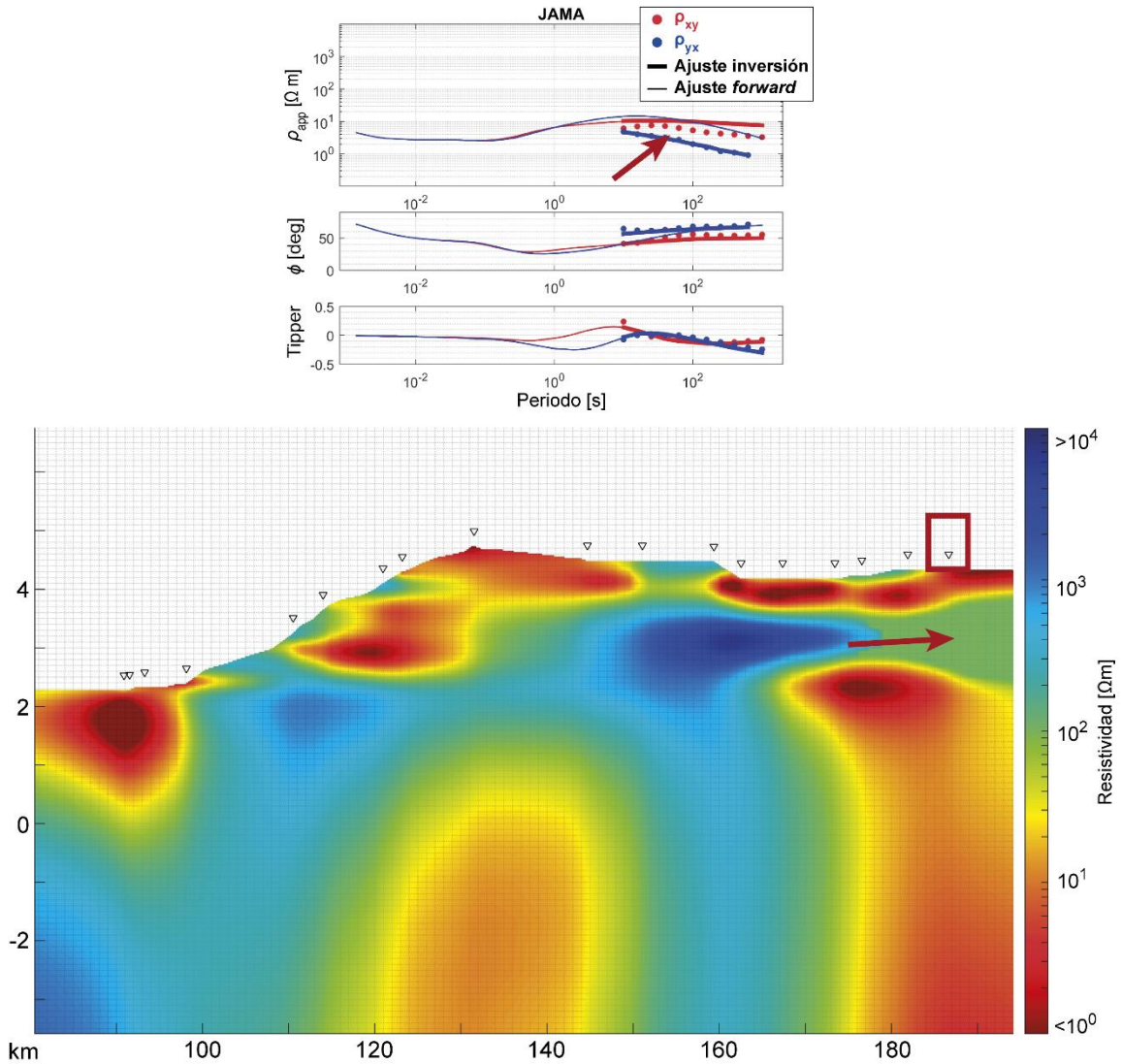


Figura 6.27: Análisis para determinar la sensibilidad de la estructura resistiva ubicada bajo la estación JAMA.

6.5.2 Inversión de LMT

Para la inversión conjunta de LMT+BBMT se consideraron periodos entre 0.1 s y 10.000 s. Además, se realizó una inversión con información *a priori* que consistió en utilizar el modelo Slab 1.0 para realizar una inversión de los vectores de inducción, que posteriormente fue utilizada como modelo inicial para el tensor de impedancia. Debido a que el parámetro horizontal de la función de peso no es nulo, la inversión requirió un mayor ajuste en las zonas de grillado más fino. Esto afectó especialmente la parte media del Salar de Atacama, donde la sensibilidad del modelo es baja y produjo una geometría poco realista.

Capítulo 6: Resultados

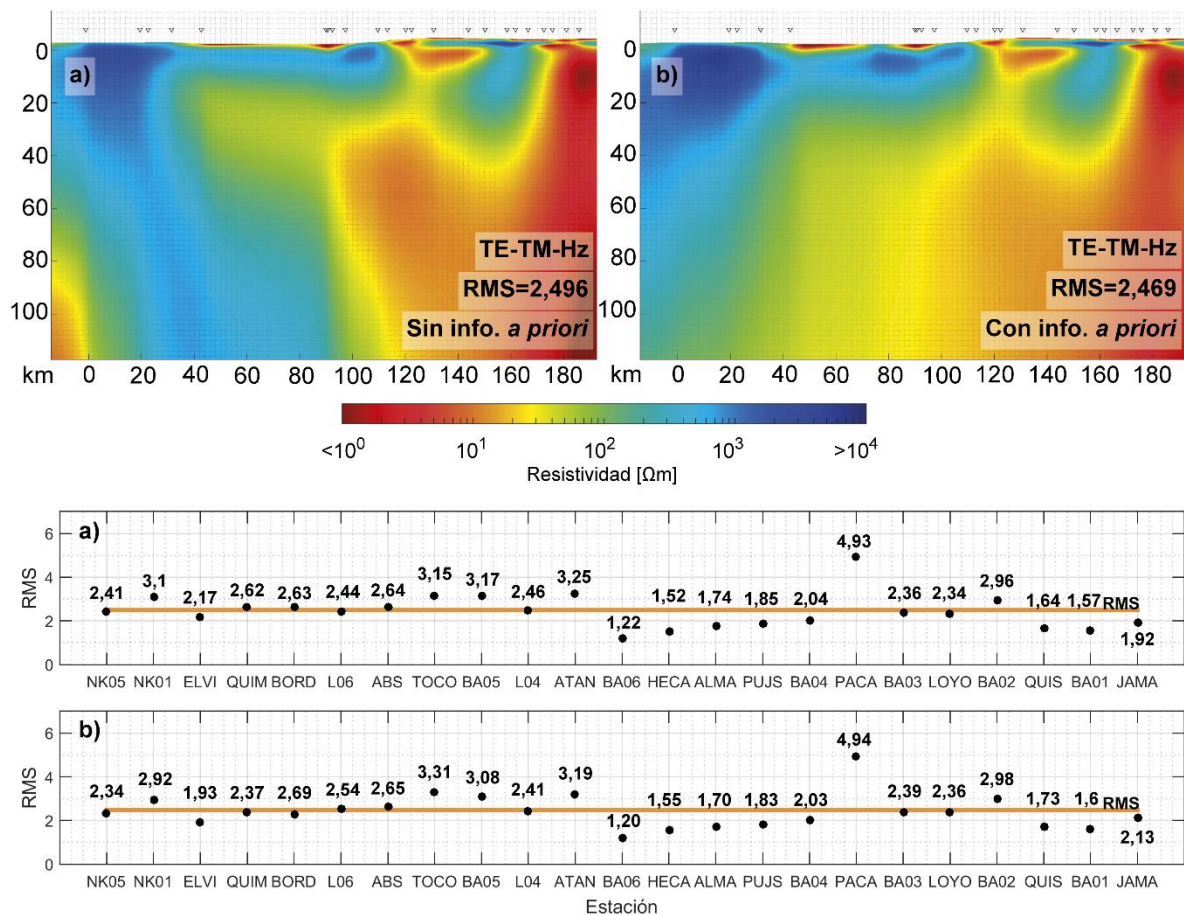


Figura 6.28: Inversión conjunta de LMT+BBMT con información a priori.

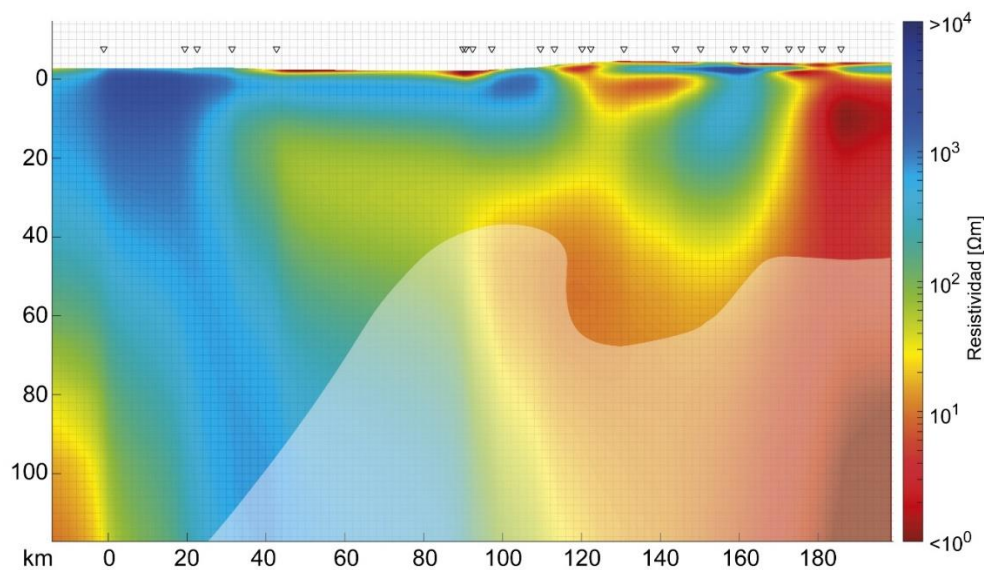


Figura 6.29: Profundidad máxima de sensibilidad del modelo.

Capítulo 6: Resultados

Además, se realizó el análisis de sensibilidad a las estructuras previamente descrito (e.g. Figura 6.30) que permitió determinar la profundidad máxima del modelo, mostrada en la Figura 6.29.

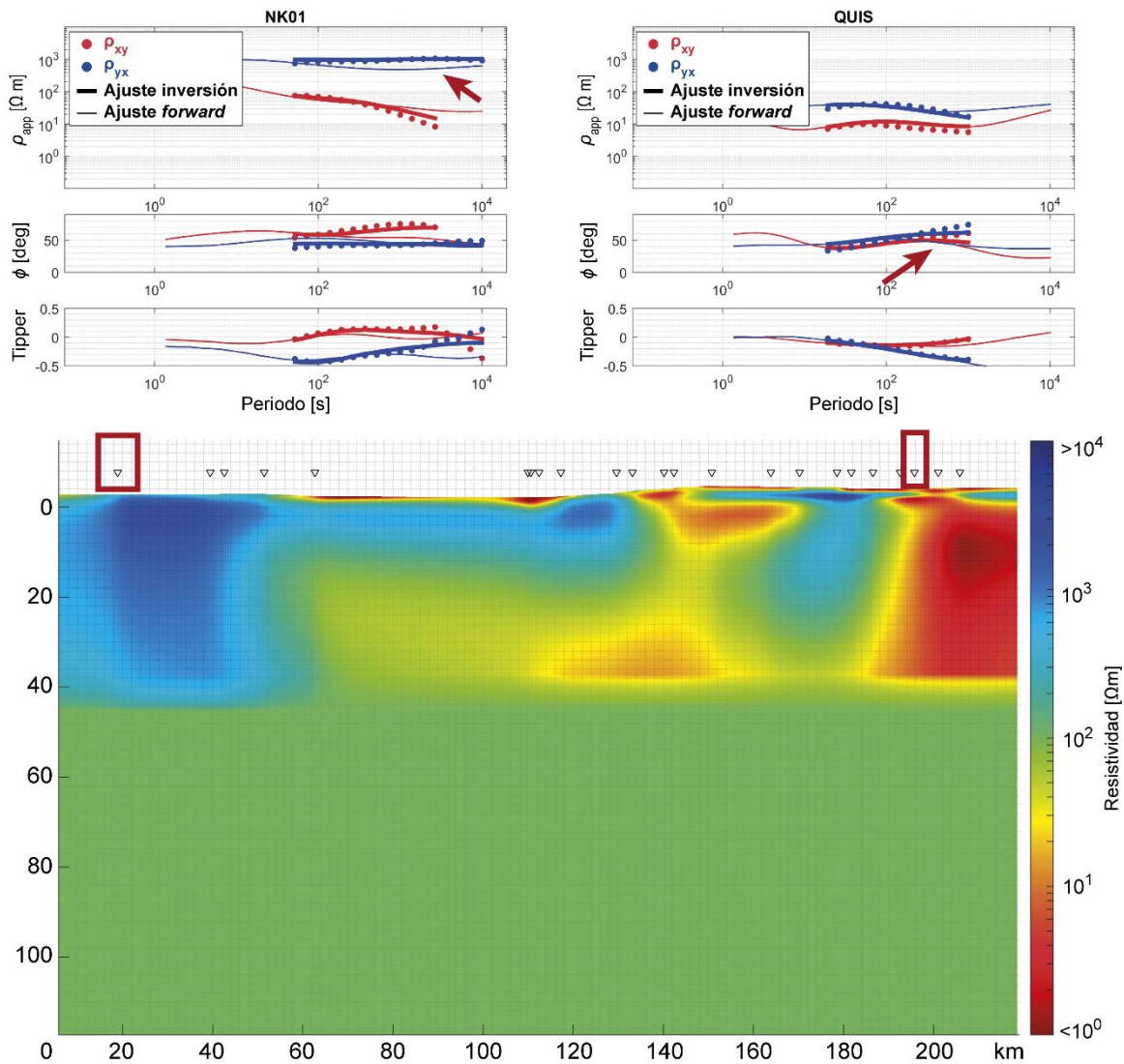


Figura 6.30: Análisis para determinar la profundidad máxima de sensibilidad del modelo.

Al igual que para la inversión de estaciones de BBMT, un análisis de sensibilidad respecto a las estructuras fue realizado. Un ejemplo de esto se presenta en la Figura 6.31, donde una anomalía obtenida en la inversión es reemplazada por un parche de una resistividad de $100 \Omega\text{m}$. Además, se exhibe la respuesta sintética de este nuevo modelo de las estaciones NK01 y NK05, ubicadas sobre esta anomalía.

Capítulo 6: Resultados

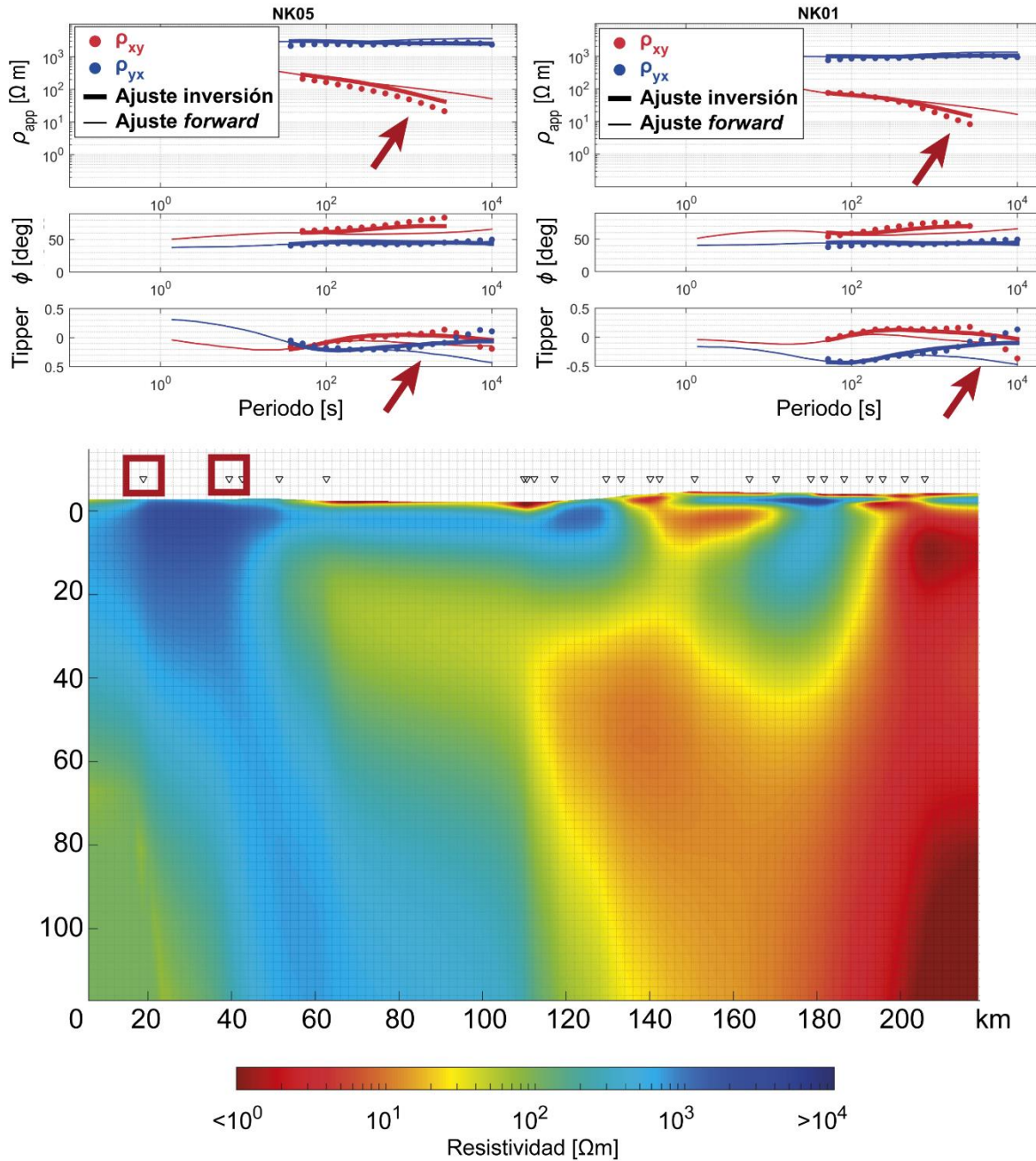


Figura 6.31: Análisis para determinar la sensibilidad de estructuras en las respuestas sintéticas del modelo.

6.6 Ajustes

Tanto para las estaciones de BBMT y LMT los modelos preferidos corresponden a las inversiones conjuntas (Tabla 6.1). Debido al gran rango de periodos obtenidos, no fue posible obtener un modelo único que respondiera a la totalidad de datos, principalmente por problemas en el grillado. Por esto, se decidió realizar dos inversiones separadas, para los datos de menores periodos (BBMT+LMT) y los de mayores periodos (LMT+BBMT).

Capítulo 6: Resultados

Tabla 6.1: Parámetros de inversión y ajuste de los modelos preferidos

	BBMT		LMT	
Parámetros	Rotación Z	0°	Rotación Z	0°
	Set de datos	BBMT+LMT	Set de datos	LMT+BBMT
	Periodos	10 ⁻³ - 10 ³	Periodos	10 ⁻¹ - 10 ⁴
	Modelo inicial	Semi-espacio 25 Ωm	Modelo inicial	Semi-espacio 250 Ωm
	Topografía	Sí	Topografía	Sí
	Tau	15	Tau	10
	Static shift	2 etapas	Static shift	2 etapas
	Modos	TE-TM-Hz	Modos	TE-TM-Hz
	Piso de error ρ	TE = TM = 20%	Piso de error ρ	TE = TM = 20%
	Piso de error φ	TE = TM = 5%	Piso de error φ	TE = TM = 5%
	Piso de error Hz	0,02	Piso de error Hz	0,02
Ajustes	RMS total	2,5985	RMS total	2,4959
	RMS mínimo	1,2171 (BA06)	RMS mínimo	1,2202 (BA06)
	RMS máximo	4,7176 (TOCO)	RMS máximo	4,9325 (PACA)
	Rugosidad	258,1	Rugosidad	390,9

Ahora bien, al comparar los modelos someros obtenidos en la vertiente oriental de la Depresión Pre-Andina, Cordillera Occidental y Puna chilena, se observa que todas las anomalías detectadas en el modelo de banda ancha son replicadas por la inversión conjunta del modelo de periodos largos (Figura 6.32). Por esta razón ambos modelos se considerarán equivalentes en el análisis.

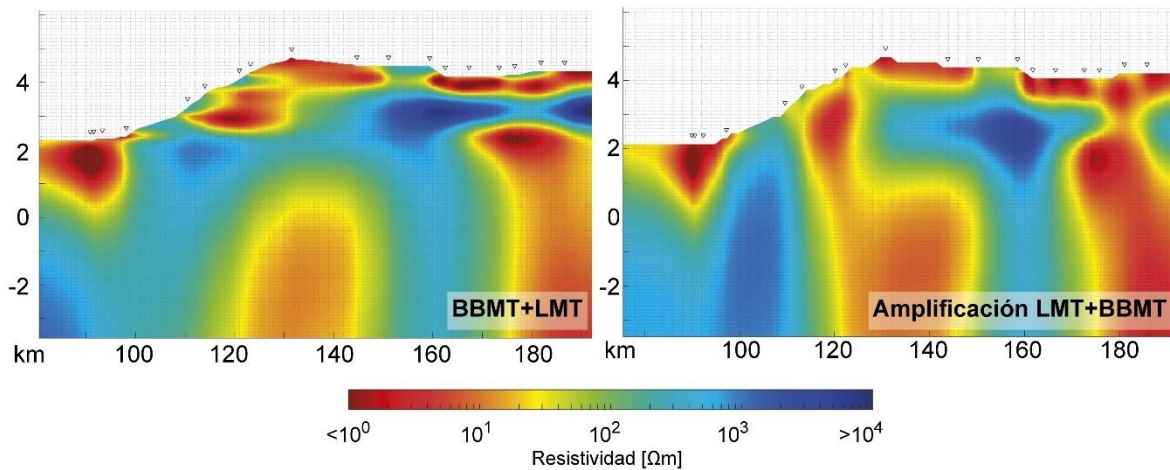


Figura 6.32: Comparación de modelos BBMT conjunto y LMT conjunto en la parte somera del dominio oriental.

Las zonas con mayores problemas de ajuste corresponden a la vertiente oriental de la cuenca del Salar de Atacama y La Pacana, zonas que coinciden con mayores valores del *skew* de Bahr y de β , indicando una desviación de la idealización bidimensional del problema. Un ejemplo de esto es la estación PACA que posee el mayor RMS del modelo (4,93)

Capítulo 6: Resultados

En el caso de las estaciones de BBMT, BA05 es la estación con mayores problemas de ajuste (RMS=4,112). Este problema de ajuste es originado tras la remoción manual del *static shift* de BA06, puesto que antes de realizar este procedimiento el ajuste de BA05 era 2,2279. La causa de este comportamiento es desconocida, sobre todo porque el modelo obtenido bajo esta estación para ambos casos no presenta diferencias apreciables. Contrariamente, el ajuste de la estación BA06 aumenta desde un RMS = 1,975 hasta un RMS = 1,1189.

Los parámetros de inversión y de ajuste de todos los modelos presentados se resumen en el **Anexo B** Las curvas sintéticas obtenidas a partir del modelo preferido se muestran en el **Anexo C**.

Capítulo 7

Discusión

7.1 Comentarios sobre el *static shift*

Si bien asegurar la existencia de distorsión galvánica puede ser en algunas instancias complicado, la estación BA06 demuestra una separación de dos órdenes de magnitud para $T < 0$ s en sus componentes $\rho_{a,xy}$ y $\rho_{a,yx}$. Para lidiar con este problema fueron establecidos pisos de error de 20% para la resistividad aparente al momento de invertir.

Como se muestra en la Figura 6.15, no existen problemas para ajustar estos datos, pero el modelo obtenido bajo estas estaciones es cuestionable. En superficie se obtiene una zona de resistividad c. $5.000.000 \Omega m$ (Figura 6.15, anomalía B1'). Este resultado llama aún más la atención cuando se considera que las resistividades iniciales de las curvas invertidas están entre 10^0 y $10^3 \Omega m$. Antes de remover la distorsión manualmente se intentó forzar la convergencia a un modelo más realista asignando el valor de ρ_0 (valor de resistividad aparente para los periodos más cortos obtenidos ($T < 10^{-2}$ s)) a las primeras celdas ubicadas bajo las estaciones, aunque esto demostró no ser efectivo.

Si se modifican los datos asumiendo que el desfase de las curvas se debe a *static shift*, y se desplaza la curva $\rho_{a,yx}$ hacia la curva $\rho_{a,xy}$ la resistividad en superficie disminuye a un valor de $400 \Omega m$. Al realizar el ejercicio opuesto (i.e. desplazar la curva $\rho_{a,xy}$ hacia la curva $\rho_{a,yx}$) la resistividad modelada en superficie es de $0,09 \Omega m$ (Figura 6.15, anomalía B1''). En los tres casos, el ajuste de las curvas de resistividad aparente es bueno y no varía sustancialmente. Por otro lado, el ajuste de las curvas de fase mejora para periodos cortos cuando se asigna $\rho_0 \approx 400 \Omega m$, favoreciendo la elección de este modelo.

Capítulo 7: Discusión

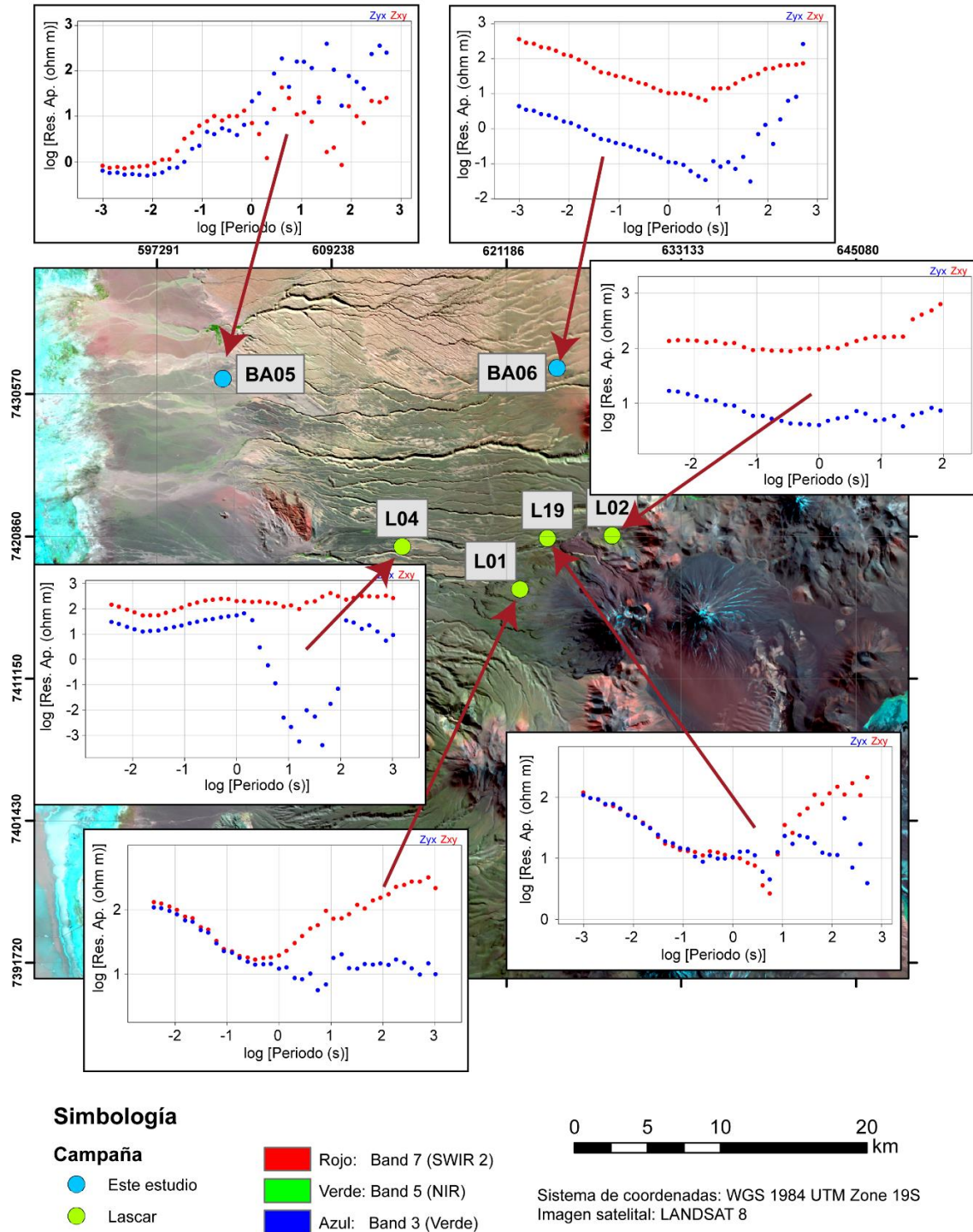


Figura 7.1: Curvas de resistividad de estaciones en las inmediaciones de la estación BA06.

La instalación de la estación BA06 fue realizada en un suelo constituido principalmente por material piroclástico de caída de tamaño ceniza a lapilli, y no existían manifestaciones en superficie que pudieran explicar valores de resistividad tan extremos. Estudios de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) han asociado resistividades de 1.000 a 3.500 Ωm a depósitos

Capítulo 7: Discusión

piroclásticos superficiales constituidos por ceniza y lapilli pomáceo en Campania, Italia (Di Maio & Piegari, 2011), Mientras que, en Tenerife (España) se han asignado resistividades de 250 a 450 Ωm para depósitos piroclásticos (Gomez-Ortiz *et al.*, 2007). Estos rangos descritos en la bibliografía hacen plausible el modelo con una resistividad superficial de 400 Ωm .

Otro argumento a favor de este modelo se expresa en la Figura 7.1. Aquí se muestra como las estaciones L01 y L19 parecen no presentar *static shift*, y ρ_0 se encuentra en torno a los 100 Ωm . Si bien uno podría argumentar de la misma forma con respecto a la estación BA05, favoreciendo un valor de ρ_0 c. 1 Ωm , es evidente al observar la imagen satelital compuesta que la respuesta espectral en los sitios donde fueron instaladas las estaciones BA05 y BA06 son diferentes, sugiriendo que las características de los suelos donde fueron instaladas también lo son. Esto es consistente con las características pedológicas observadas en terreno, y con la geología descrita en el **Capítulo 2**.

7.2 Comentarios sobre la dimensionalidad

Parámetros de distorsión

A partir del análisis del tensor de fases se sugiere que los datos de BBMT poseen un comportamiento bidimensional para $T < 1$ s. Por otro lado, el *skew* de Bahr indicaría que los datos de LMT poseen un comportamiento 2D para $T > 90$ s. Esto no es tan claro al observar el tensor de fases, donde los valores de β presentan una mayor dispersión. Aun así, los menores valores obtenidos para este parámetro se presentan preferentemente para $T > 100$ s. Adicionalmente, el rumbo eléctrico alcanza la menor dispersión en sus valores en los intervalos $T < 0,1$ s y $T > 100$ s, donde la orientación es predominantemente N-S. A partir de lo anterior se concluye que el modelamiento bidimensional sería válido para $T < 1$ s y $T > 100$ s.

Localmente se identifica un aumento en los parámetros de distorsión en torno al Escarpe El Bordo, el sistema COT y La Pacana (BORD, ATAN, PACA, QUIS), indicando una estructura eléctrica 3D bajo estas localidades. Aun así, Ledo *et al.* (2002) afirman que la inversión 2D de datos que presentan características 3D es capaz de resolver las estructuras de primer orden del modelo real.

Vectores de inducción

Para todos los periodos, la orientación de los vectores de inducción sugiere la existencia de estructuras conductivas fuera de la traza del perfil, lo que no cumple el supuesto de la existencia de una estructura eléctrica 2D utilizado para modelar los datos. Esto es especialmente evidente para periodos cortos (Figura 7.2, panel superior) y en la vertiente oriental de la Depresión Pre-Andina para periodos del orden de 200 s (Figura 7.2, panel medio).

Se interpreta que el comportamiento de los vectores de inducción de las estaciones de banda ancha para $T < 20$ s estaría fuertemente afectado por la presencia de salares y lagunas salinas (Figura 7.2, panel superior). Este se vuelve evidente para las estaciones ubicadas en las proximidades del Salar de Atacama, Salar de Pujsa y Salar de Loyoques. Este no es el caso

Capítulo 7: Discusión

para la estación BA03, la cual exhibe una dirección casi ortogonal a la que debiese tener si se viera afectada por el Salar de Aguas Calientes I, el cuerpo salino más cercano a esta estación. Esto parece indicar la existencia de una anomalía conductiva somera ubicada bajo el domo resurgente de La Pacana (ver próxima sección: Anomalía C1).

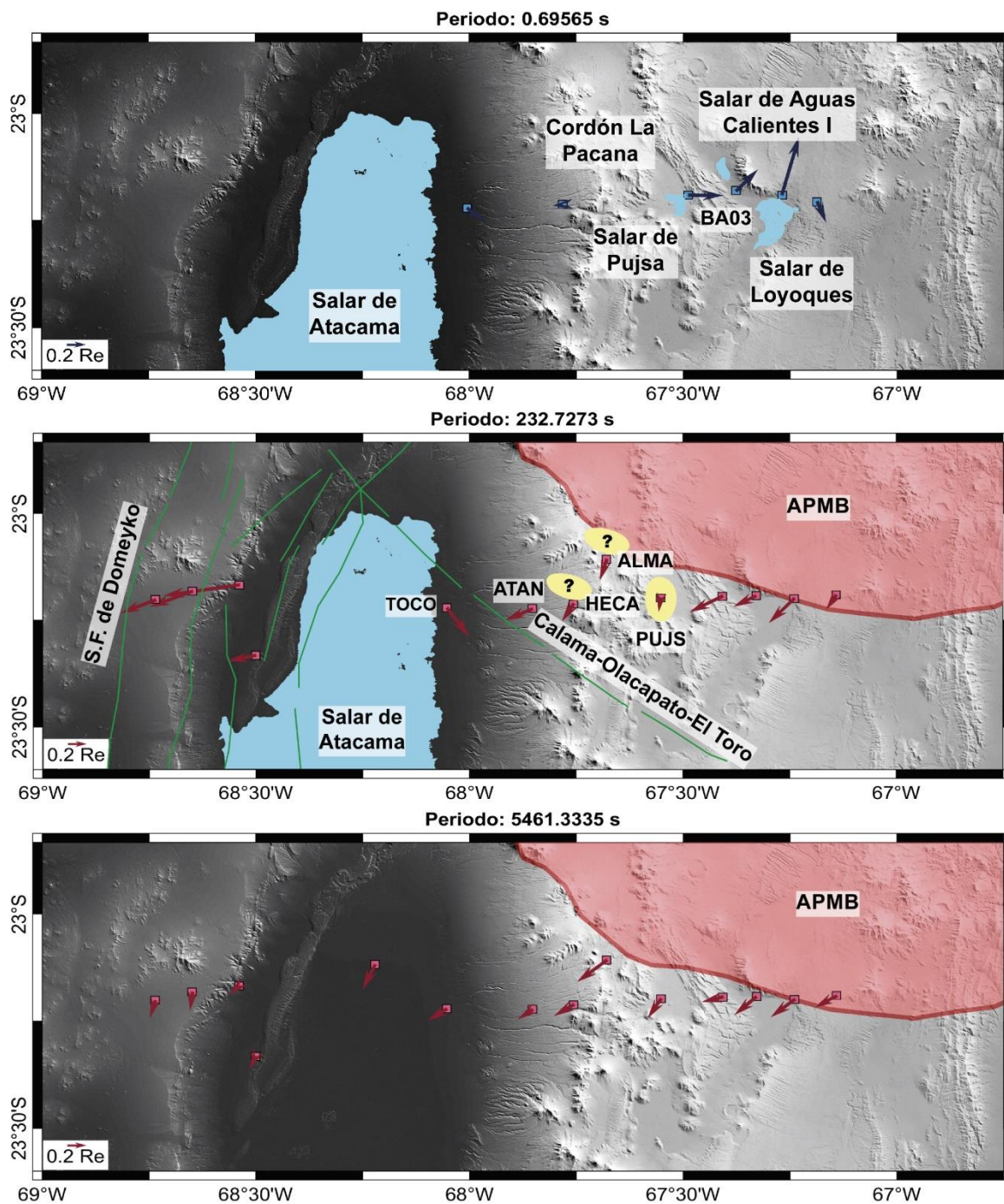


Figura 7.2: Análisis del comportamiento de los vectores de inducción para periodos selectos. Límites del APMB según Ward et al. (2014) y cuerpos de agua según BCN.

Capítulo 7: Discusión

Los vectores de inducción para periodos en el orden de 250 s sugieren la presencia de zonas de baja resistividad profundas que se encontrarían al norte del perfil (ver panel medio en Figura 7.2). Los *tippers* de las estaciones ubicadas en la Cordillera de Domeyko apuntan en una dirección casi perpendicular al rumbo del Sistema de Fallas de Domeyko y al Salar de Atacama. El análisis de sensibilidad (**Anexo D.2**) sugiere que periodos del orden de 10^2 s estarían asociados a profundidades en torno a 40 km, mientras que la potencia de los depósitos del Salar de Atacama es 1.800 m (Jordan *et al.*, 2007), razón por la cual se interpreta que el Sistema de Fallas de Domeyko ejercería una fuerte influencia en la circulación de corrientes de esta área. De todas formas, un análisis de sensibilidad es requerido para descartar la influencia del Salar de Atacama para estos periodos. Finalmente, se interpreta que la dirección de los vectores de inducción ubicados en la Puna se relacionaría con la presencia del Cuerpo Magmático del Altiplano – Puna. Las estaciones ALMA y HECA no se comportan como el resto de las estaciones, por lo que podrían estar influenciadas por anomalías más pequeñas ubicadas hacia el norte, representadas en amarillo.

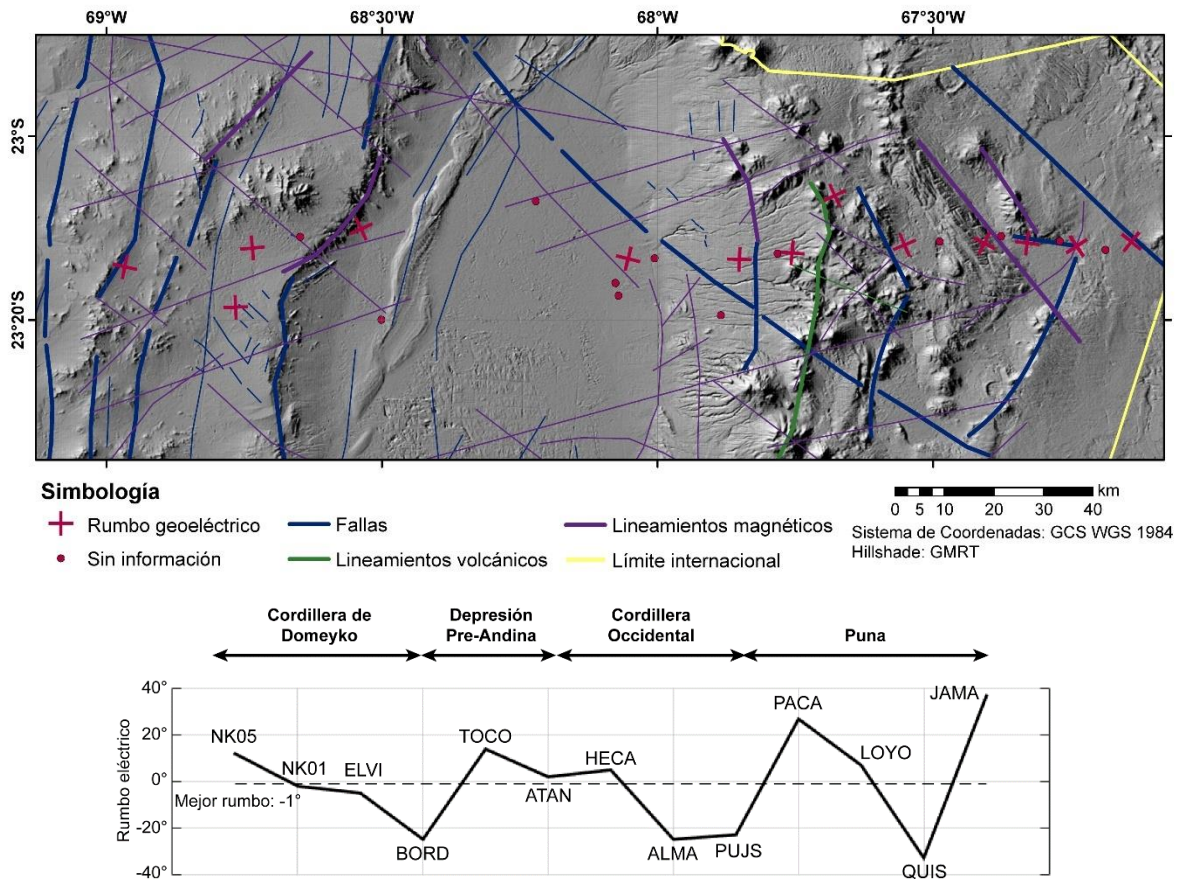


Figura 7.3: Lineamientos y rumbo eléctrico. Lineamientos modificados de Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovich y Lahsen, 1984; Amilibia *et al.*, 2008; Gorsutovich *et al.*, 2011; Hernandez, 2019.

Por último, para periodos en torno a 5000 s (Figura 7.2, panel inferior), gran parte de las estaciones ubicadas en la Depresión Pre-Andina, Cordillera Occidental y Puna demuestran una orientación aproximada SO/OSO, reflejando la influencia que el APMB ejerce sobre

Capítulo 7: Discusión

estas. Al norte de la zona de estudio otros autores han reportado un comportamiento similar al descrito aquí para periodos largos, el cual ha sido explicado por la presencia del APMB (e.g. Araya Vargas *et al.*, 2019).

Rumbo eléctrico

Estudios anteriores han obtenido valores de *strike* cercanos a cero en el margen chileno (Brasse *et al.*, 2002; Díaz, 2011; Kapinos, 2011; Cordell *et al.*, 2019), lo que es consistente con el rumbo promedio obtenido en este trabajo. Ahora bien, cuando se analizan los rumbos individuales de las distintas estaciones se aprecia una mayor variabilidad en estos valores. Como se observa en la Figura 7.3, existe una buena coincidencia entre el rumbo de los principales sistemas estructurales y lineamientos magnéticos con los rumbos eléctricos calculados.

7.3 Interpretación de los modelos de resistividad

A partir del modelo de resistividad obtenido con las estaciones de BBMT y LMT (Figura 7.4) se pueden definir 8 familias de anomalías, las que serán detalladas a continuación.

El **Grupo A** se compone de zonas de baja resistividad ($<1 \Omega m$) en la corteza superior que se ubican en la Depresión Pre-Andina y la Puna. Se interpreta que estas anomalías se relacionan con la presencia de salares, los cuales constituyen cuencas rellenas por sedimentos con fluidos intersticiales salinos de muy baja resistividad.

- Anomalía A1: Salar de Atacama.
- Anomalía A2: Salar de Pujsa.
- Anomalía A3: Salar de Loyoques – Quisquiro.

Simbología

NQs	Depósitos sedimentarios (Neógeno - Cuaternario)	Sistema de coordenadas: GCS WGS 1984 Unidad: grados Escala: 1:250.000		
NQv	Cuerpos y depósitos volcánicos (Neógeno - Holoceno)			
MQev	Depósitos evaporíticos (Mioceno - Cuaternario)			
MQi	Secuencias ignimbríticas y depósitos piroclásticos (Mioceno - Cuaternario)			
PNs	Secuencias sedimentarias (Paleógeno - Neógeno)		KTg	Cuerpos intrusivos (Cretácico - Paleógeno)
KTv	Secuencias volcanosedimentarias (Cretácico - Paleógeno)			
KTsv	Secuencias clásticas y volcánicas (Cretácico Superior - Neógeno)			
Mzs	Secuencias sedimentarias (Triásico - Cretácico)		PTg	Cuerpos intrusivos (Pérmico - Triásico)
Pzvs	Secuencias volcanosedimentarias (Paleozoico - Triásico)		Pzg	Cuerpos intrusivos (Paleozoico)
PCm	Complejos metamórficos (Precámbrico? - Paleozoico)			
▲	Volcanes		—	Fallas
●	Estaciones MT		□	Calderas
□	APMB (Ward <i>et al.</i> , 2014)			

Capítulo 7: Discusión

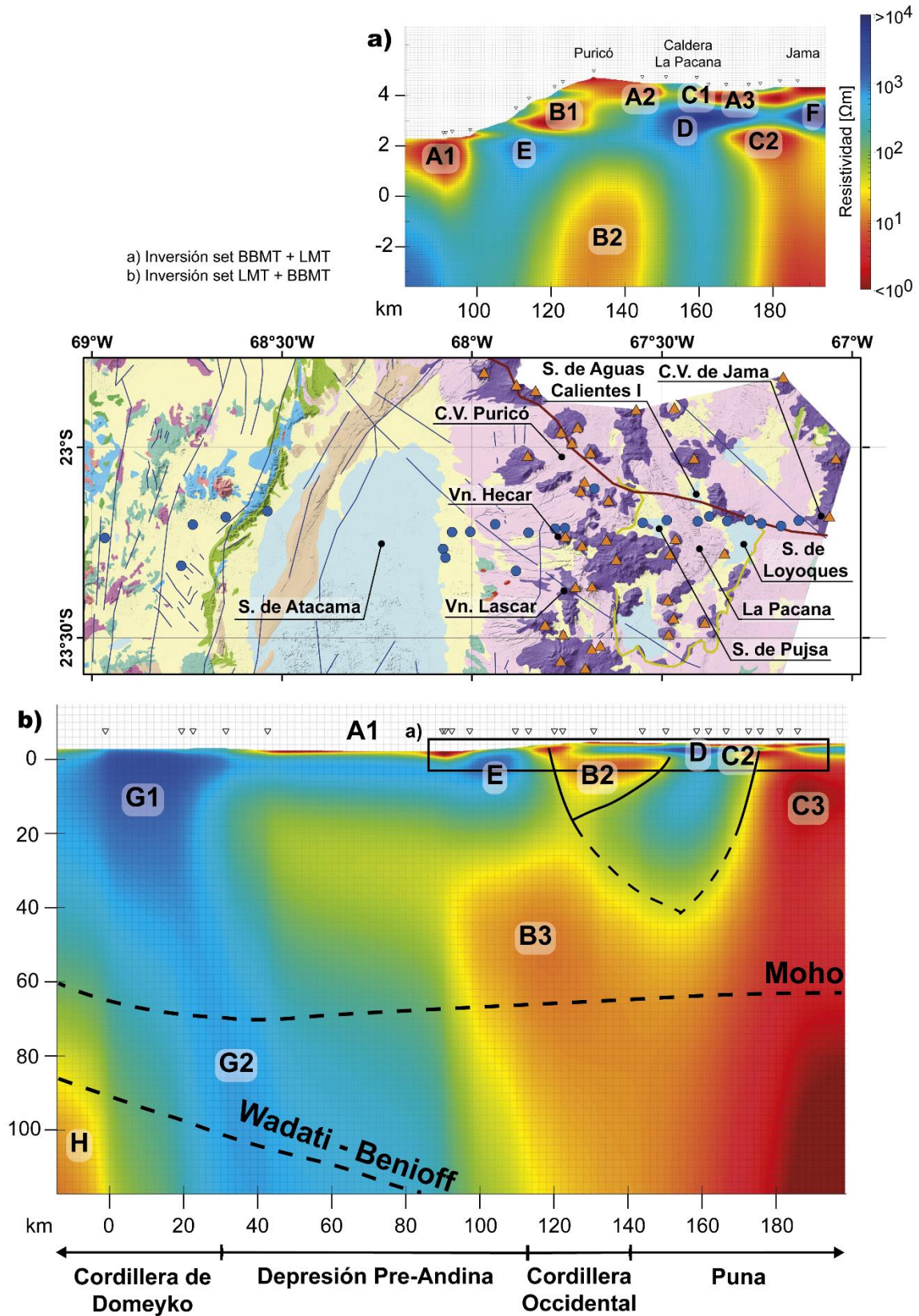


Figura 7.4: Anomalías de resistividad del modelo obtenido.

Capítulo 7: Discusión

El **Grupo B** incluye zonas de baja resistividad ($<5 \Omega m$) ubicadas bajo el margen oriental de la Depresión Pre-Andina y la Cordillera Occidental.

- Anomalía B1: su techo se encuentra a una profundidad de 300 m. Debido a la ausencia de expresiones evidentes en superficie, es difícil interpretar su génesis. Por su proximidad a sistemas estructurales como Miscanti, Talabre y Calama – Olacapato – El Toro y a volcanes como Hecar, Laguna Verde y Lascar, podría representar una zona de alteración o un sistema hidrotermal fósil. Una discusión más acabada será efectuada más adelante considerando información hidrogeoquímica disponible para la zona.
- Anomalía B2: su techo se encuentra a 4 km de profundidad. Por su ubicación bajo el arco se interpreta que podría corresponder a cámaras magmáticas ubicadas en la corteza superior que alimentan el volcanismo de arco.
- Anomalía B3: su techo se encuentra a 30 km de profundidad, y si bien su límite inferior no se encuentra resuelto, este se extiende al menos hasta los 75 km de profundidad. Por su ubicación bajo el arco, se interpreta que esta anomalía podría reflejar la presencia de cámaras magmáticas profundas ubicadas en la corteza inferior.

El **Grupo C** se compone por zonas de baja resistividad ($<1 \Omega m$) ubicadas en la Puna.

- Anomalía C1: anomalía superficial que se encuentra relacionada espacialmente con la estructura conductora ubicada bajo el Cordón de La Pacana discutida en la sección *Comentarios sobre la dimensionalidad* para la estación BA03. Tanto el comportamiento anormal de los vectores de inducción de la estación BA03, como la existencia de surgencias termales en el Salar Aguas Calientes I fueron utilizados como argumentos para diferenciar C1 de la anomalía A3.
- Anomalía C2: se encuentra a una profundidad de 2 km.
- Anomalía C3: se encuentra ubicada bajo la anomalía C2, demostrando cierta conexión con esta. Su límite no se encuentra bien resuelto, aunque alcanzaría al menos los 55 km de profundidad.

Una modelación petroquímica de los valores de resistividad de los Grupos B y C es efectuada en la próxima sección para tratar de dilucidar la naturaleza de estas anomalías eléctricas.

La **Anomalía D** es una zona de alta resistividad ($> 5.000 \Omega m$) ubicada bajo el domo resurgente de La Pacana y su depresión tectónica oriental. El techo de esta estructura se encuentra a una profundidad c. 850 m. La existencia del cuerpo D1 podría indicar la ocurrencia de intrusivos bajo la Caldera La Pacana, siendo esto una representación del proceso de plutonismo tras el cese de la actividad volcánica. Como se ha descrito en el **Capítulo 3**, Delgado & Pavez (2015) proponen la existencia de una serie de intrusivos bajo la Pacana a una profundidad de 1,5 km que coinciden con la ubicación de esta anomalía (Figura 7.5).

Capítulo 7: Discusión

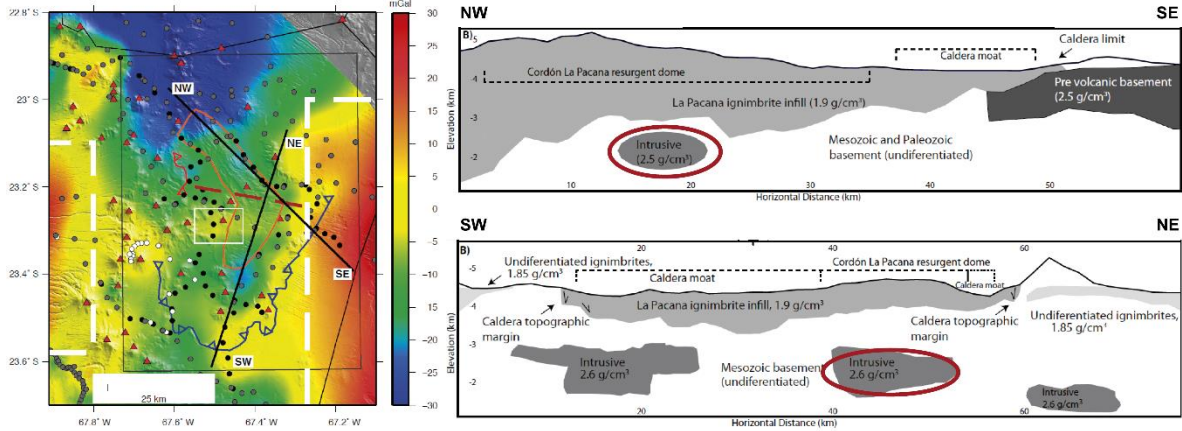


Figura 7.5: Modelación gravimétrica 2,5D bajo la caldera La Pacana (Modificado de Delgado & Pavez, 2015).

La **Anomalía E** es una zona de alta resistividad (c. $1.000 \Omega m$) ubicada en la vertiente oriental de la Depresión Pre-Andina, a una profundidad aproximada de 700 m. Si bien Díaz (2011) sugiere que esta estructura podría estar relacionada con la presencia de intrusivos de edad cenozoica cubiertos por secuencias del Permo-Triásico (Pzvs), la geología de superficie no muestra evidencias que justifiquen este proceso. Se considera una hipótesis más favorable, que los afloramientos descritos por Breitkreuz & Zeil (1994) en los cerros Cuyagas y Allana, representen una ventana de erosión generada por alzamiento tectónico. Esto produciría que la profundidad a la que se encuentra el basamento disminuyese, y de esta forma surgiera este bloque resistivo. La existencia de lineamientos magnéticos que rodean estos cerros favorece también esta interpretación (Figura 7.3).

La **Anomalía F** es una zona de alta resistividad (c. $4.000 \Omega m$) ubicada bajo la estación JAMA. A diferencia de la Anomalía D, se encuentra fuera de los márgenes topográficos de la caldera La Pacana, por lo que es difícil asociarla con este complejo. Una explicación es relacionar esta anomalía con las secuencias del Ordovícico del Complejo Volcánico de la Puna, que son exhumadas por fallas de orientación N-S en las serranías argentinas (Seggiaro *et al.*, 2015), pero en los resultados de Díaz (2011) no aparece indicación que estas unidades tengan asociados valores de resistividad similares a los obtenidos.

Otra opción es que esta anomalía se encuentre relacionada con los centros volcánicos circundantes como el Complejo Volcánico Jama o Nevado de Poquis (Mioceno superior – Plioceno) de composición dacítica a andesítica (como se cita en Seggiaro *et al.*, 2015). Al analizar la intensidad de campo magnético en las inmediaciones del Complejo Volcánico Jama (Figura 7.6), destacan tres anomalías dipolares ubicadas sobre estos centros volcánicos. Esto parecería favorecer la tesis de cuerpos intrusivos relacionados genéticamente con estos volcanes.

Capítulo 7: Discusión

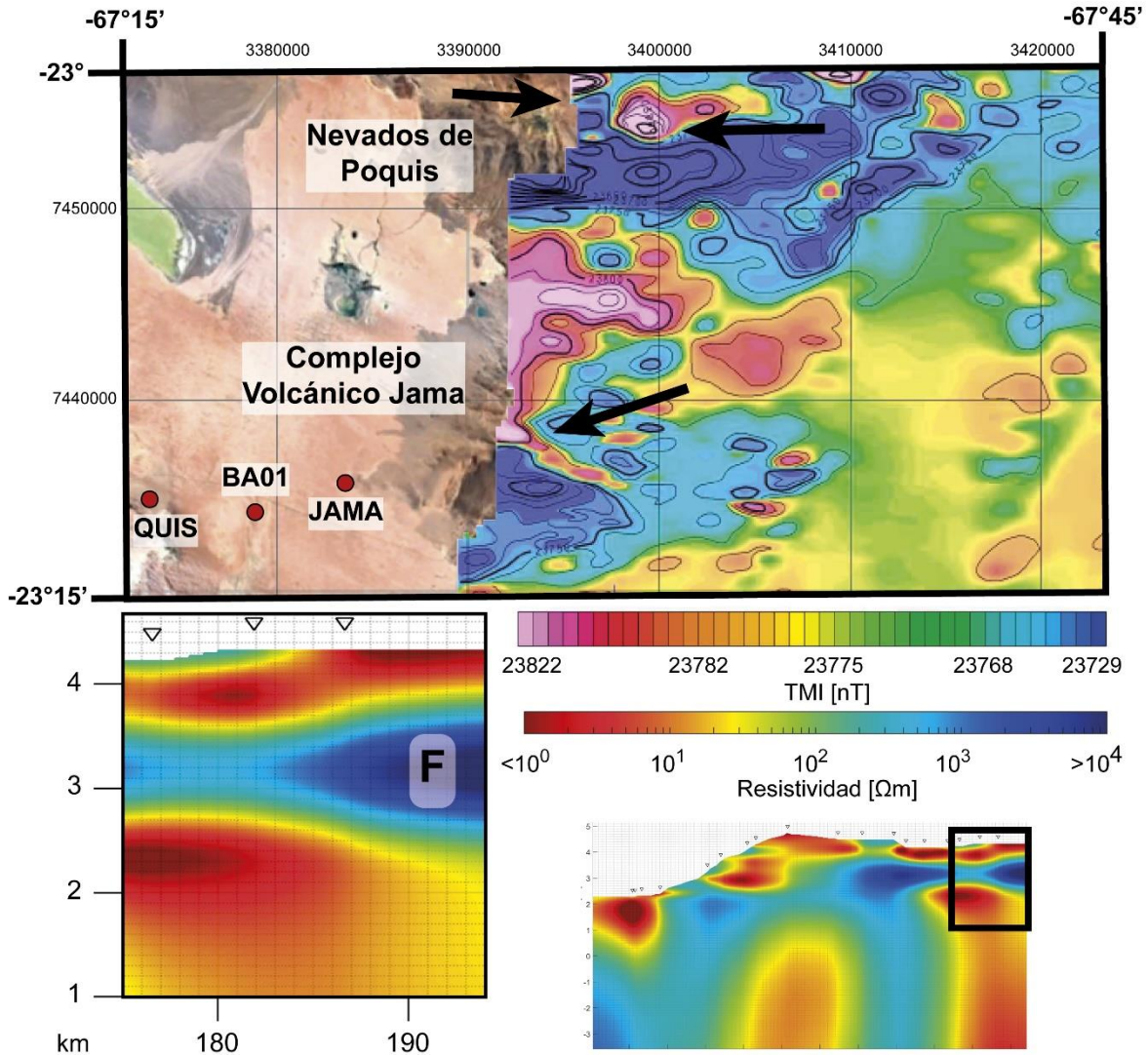


Figura 7.6: Intensidad de campo magnético sobre Nevados de Poquis y Complejo Volcánico de Jama. Modificado de SEGEMAR (1996) y modelo de resistividad en las inmediaciones de la estación JAMA. Flechas indicando dipolos magnéticos.

Los valores de resistividad del **Grupo G** indican que la litósfera de la Cordillera de Domeyko se caracteriza por ser una zona de alta resistividad.

- G1: Una resistividad eléctrica c. $2500 \Omega m$ sería característica de la corteza continental bajo la Cordillera de Domeyko. Esto se correlaciona en superficie con el afloramiento de basamento Paleozoico e intrusivos asociados con el arco Cretácico – Paleógeno, además del Complejo Metamórfico Limón Verde al norte de la zona de estudio.
- G2: El manto litosférico bajo el Escarpe el Bordo es una zona ligeramente resistiva (c. $650 - 800 \Omega m$) que contrasta con la ocurrencia de la anomalía H.

La conexión espacial entre las estructuras E y G1 no puede ser resuelta mediante inversiones del tensor de impedancia, debido a la falta de cobertura de estación en el Salar de Atacama.

Capítulo 7: Discusión

A pesar de esto, cuando se efectúan inversiones de *tipper*, incluyendo las estaciones PACI y TEBI (Figura 6.25, b), se muestra que la litosfera bajo el Salar de Atacama se caracterizaría por altos valores de resistividad.

El **Grupo H** es un conductor con una resistividad mínima de $1 \Omega m$, que se ubica a una profundidad de 70 km, y su base no se encuentra resuelta. Si bien la anomalía H podría llegar a ser considerada un artefacto de la inversión debido a su posición distal con respecto al perfil, esta estructura es requerida por los datos para su ajuste, como se exhibe en el análisis de sensibilidad de esta estructura (Figura 6.31). Además, este cuerpo es obtenido en todas las inversiones realizadas. Al incorporar el *slab* como información *a priori* (e.g. Figura 6.25) esta estructura es resuelta a una profundidad mayor que el límite de visualización utilizado en las figuras.

Estructuras conductivas ubicadas en la cuña mantélica del antearco han sido interpretadas previamente como procesos de serpentización producida por la hidratación del manto (Worzewski *et al.*, 2011; McGary *et al.*, 2014) o bien por la migración de fluidos desde la placa subductada (Soyer & Unsworth (2006). Un problema de esta primera interpretación es que la serpentina posee una alta resistividad eléctrica ($> 10.000 \Omega m$) para temperaturas menores que $700^{\circ}C$ (Reynard *et al.*, 2011), por lo que se requiere la presencia de fluidos para explicar estos valores de resistividad (Soyer & Unsworth; Reynard *et al.*). Para el régimen termal de la zona de subducción en el norte de Chile, la transición entre *facies* esquisto azul y eclogita con lawsonita ocurriría a una profundidad de 70 km (Maruyama & Okamoto, 2007). Esta transición se caracteriza por la ocurrencia de reacciones metamórficas prógradas como la reacción entre glaucofano y paragonita que resulta en la formación de piropro y onfacita (Winter, 2010) y la descomposición de clorita para la formación de granate (Tsujimori & Ernst, 2014). Ambas reacciones producen la liberación de H_2O estructural que podría explicar la existencia de esta anomalía a esta profundidad.

Esta estructura se desarrolla a la misma longitud a la que ocurren el *Quebrada Blanca Bright Spot* (QBBS) y el *Calama Bright Spot* (CBS) (ver ANCORP, 2003; Sick *et al.*, 2006). Estas se identifican como zona de alta reflectividad sísmica ubicadas entre 70 y 90 km de profundidad. Esto es consistente con la profundidad determinada para la anomalía H y para la transición de *facies* metamórficas descritas previamente. La ausencia de anomalías en la corteza, equivalentes a QBBS, CBS y a la estructura conductiva identificada por Echternacht *et al.* (1997) en la Cordillera puede deberse a un menor grado de hidratación del *slab* al sur de los $21^{\circ}S$, como propone Comte *et al.* (2016).

La Figura 7.7 compara el modelo de resistividad de LMT con los valores del factor de calidad de la onda P (Q_p) obtenidos por Schurr *et al.* (2006). El factor Q_p es inversamente proporcional a la atenuación sísmica de la onda P. Así, bajos valores de Q_p indicarían dominios de alta atenuación, lo que Schurr *et al.*, (2003) atribuyeron a la presencia de fluidos o fracciones de fundidos. En la Cordillera de Domeyko, la geometría que delinea la isocurva de $Q_p=600$ resulta muy similar a aquella obtenida para las anomalías G1 y G2. Además, bajos valores de atenuación sísmica son consistentes con la interpretación dada para estas estructuras. Por otro lado, el arco y la Puna se encuentran caracterizados por una mayor

Capítulo 7: Discusión

atenuación sísmica y una alta conductividad eléctrica. Así, existe una buena coincidencia espacial entre las isocurvas de 200 y las anomalías B3 y C3.

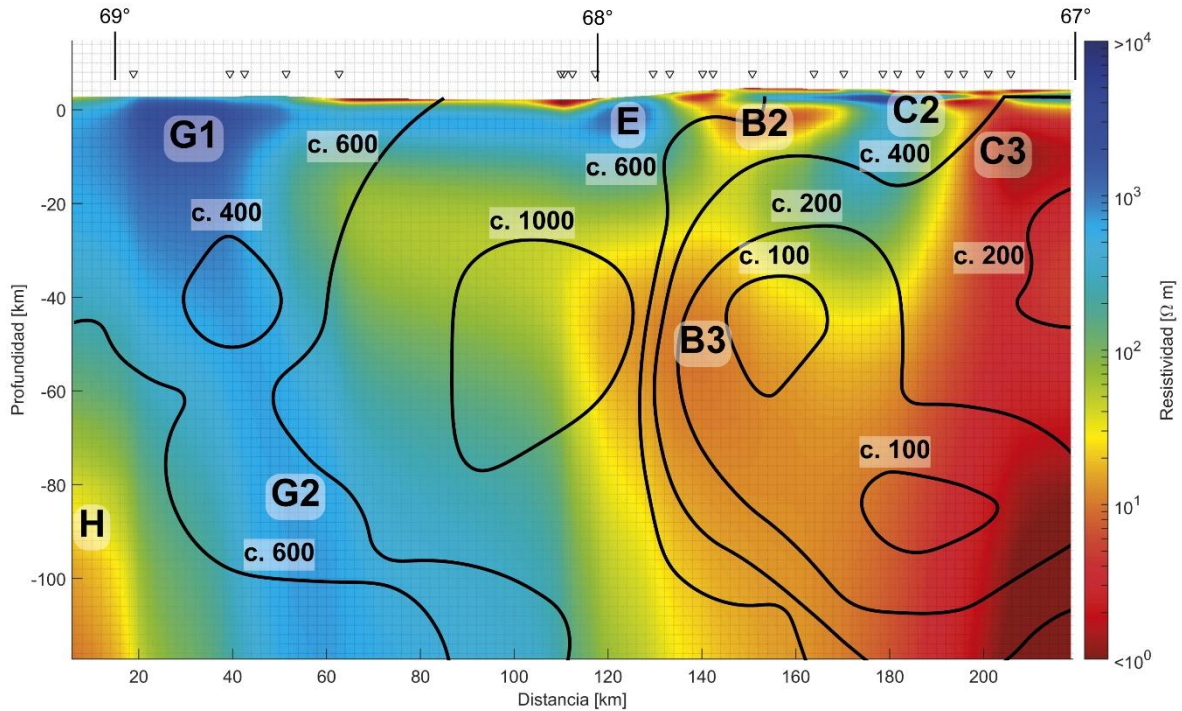


Figura 7.7: Factor de calidad según Schurr et al. (2006) sobre el modelo de resistividad.

En este modelo, la isocurva de $Q_p=1.000$ parece no encontrar una estructura análoga en el modelo de resistividad eléctrica, pero debemos recordar que esta zona tiene baja sensibilidad debido a la falta de estaciones. Si se considera la inversión de *tipper* (Figura 6.25) esta zona demuestra una alta resistividad eléctrica, lo cual es coherente con una atenuación sísmica muy baja, aunque también hay que tener en consideración la baja cobertura de estaciones sísmicas en el Salar de Atacama.

Ward et al. (2017) obtuvieron un modelo de V_s a partir de dispersión de ondas Rayleigh. En la Figura 7.8 es posible ver como la isocurva de 2,8 km/s delinea la base de la anomalía C3 y la isocurva de 3,2 km/s delimita la geometría de las anomalías B2 y E. Adicionalmente, se observa una disminución de V_s en la ubicación de B3, que coincide con la interpretación de fluidos en la base de la corteza. Finalmente, a 70 km de profundidad se destaca un descenso de V_s bajo la Cordillera de Domeyko. Si bien esta anomalía no alcanza a ser ilustrada en la Figura 7.8 debido a que se encuentra fuera del perfil por un par de kilómetros, puede ser vista en la Figura 3.2.

Capítulo 7: Discusión

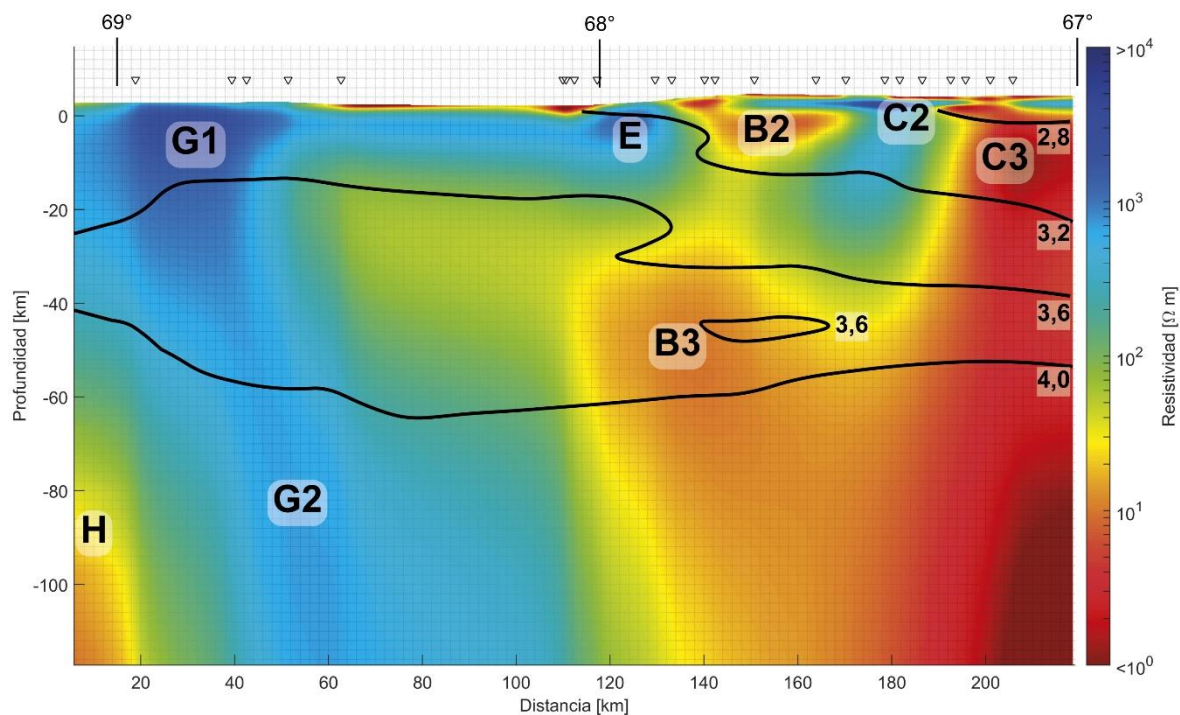


Figura 7.8: Modelo de Vs [km/s] según Ward *et al.* (2017) sobre el modelo de resistividad.

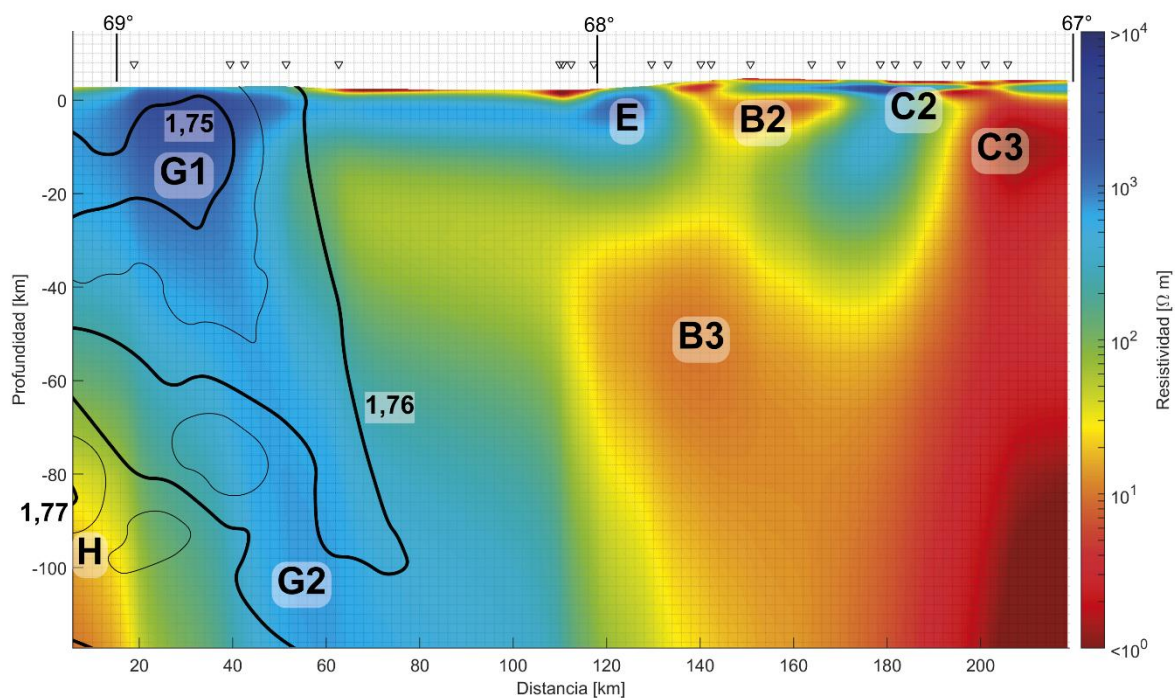


Figura 7.9: Modelo de Vp/Vs según Comte *et al.* (2016)

Finalmente, el trabajo de Comte *et al.* (2016) presenta modelos de Vp/Vs para el Norte Grande de Chile, aunque en la zona de estudio su resolución se limita por el este hasta el Escarpe El Bordo aproximadamente (Figura 7.9). Se puede observar que en la Cordillera de

Capítulo 7: Discusión

Domeyko, la anomalía G2 se encuentra delineada por la isocurva de 1,76, presentando un núcleo de menor V_p/V_s que coincide con la localización de la anomalía G1. Por otra parte, el manto del antearco exhibe zonas de menor V_p/V_s que coinciden con la ubicación de la anomalía H. La existencia de esta estructura en los modelos de velocidad reforzaría la hipótesis de la existencia de una zona con mayor hidratación en la cuña mantélica. De acuerdo con Comte *et al.*, la preponderancia de esta estructura en los modelos de velocidad tiende a disminuir hacia el sur a partir de los 21°S, explicando que esta no sea resuelta por Díaz (2011).

La buena coincidencia entre la geometría de las estructuras sísmicas y eléctricas resueltas bajo la Cordillera de Domeyko fue un argumento para la no utilización de los modelos de resistividad obtenidos al usar el modelo Slab 1.0 como información *a priori* para la inversión.

7.4 Estimación de resistividad a partir de modelos composicionales

7.4.1 Estimación de resistividad de salmueras

Como fue mencionado en el **Capítulo 2**, las resistividades *in situ* de las salmueras de estos salares de la Puna se encuentra entre 23,6 y 20.000 S/m. Al utilizar la ley de Archie considerando una toba completamente saturada con porosidad del orden de 20% (Soeder & Dishart; 1992), podemos ver que la resistividad del medio estaría entre 0,00014 – 1,58 Ωm (este rango fue construido a partir de los parámetros expuestos en la Tabla 4.1, considerando como litologías *Rocas volcánicas y piroclásticas* y *Rocas sedimentarias bien cementadas*). Aunque los valores de resistividad eléctrica obtenidos para las anomalías del Grupo A coinciden parcialmente con el rango obtenido a partir de la ley de Archie, estas estimaciones asumen que la distribución de resistividad es uniforme dentro del salar, y no considera posibles distribuciones más complejas, donde el salar podría presentar una estructura estratificada, con salmueras muy conductivas en superficie, una zona intermedia de sedimentos y salmueras percoladas, y una zona más profunda con un menor grado de infiltración.

7.4.2 Estimación de resistividad de fundidos

Para la estimación de la resistividad se utilizaron las ecuaciones empíricas de Laumonier *et al.* (2015, 2017) y Guo *et al.* (2016). Los parámetros considerados por estos modelos son la temperatura, presión y contenido de agua.

7.4.3 Estimación de resistividad de la matriz

A temperaturas cercanas al *solidus*, la matriz de las rocas sigue un comportamiento arrheniano (Flóvenz *et al.*, 2012). Por ejemplo, la resistividad de un basalto es del orden de 1.000 Ωm a 400°C, mientras que este valor decrece a 10 Ωm a 800°C (como se cita en Flóvenz *et al.*, 2012). En la Figura 7.10 se observa este comportamiento de la resistividad eléctrica para una roca granítica, una anfibolita y una andesita basáltica. El parámetro X_A requerido por el modelo de Dai *et al.* (2014) es calculado a partir de datos geoquímicos de elementos mayores de una granodiorita – monzodiorita de edad Pérmica ubicada en Pampa Elvira (Mpodozis *et al.*, 1993).

Capítulo 7: Discusión

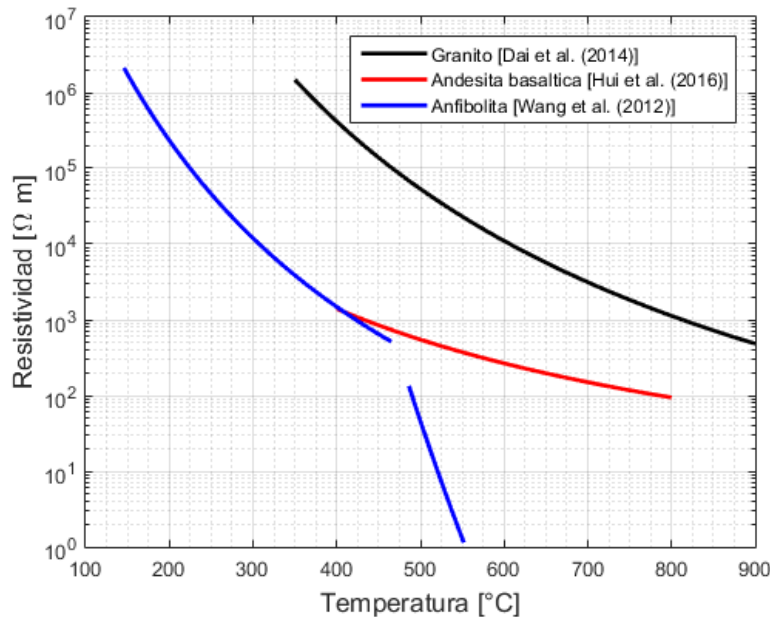


Figura 7.10: Modelos de resistividad para rocas en estado sólido.

7.4.4 Estimación de resistividad eléctrica efectiva

Teniendo en cuenta las consideraciones efectuadas en las dos secciones anteriores, se llevó a cabo una estimación de la resistividad eléctrica a partir de los modelos composicionales ya mencionados, para determinar de esta forma la razón fundido:roca que explica estos valores a partir de los modelos de mezcla MAL y HS.

Debido al impacto directo que posee el valor de conductividad de las anomalías, en el **Anexo D** se presenta un análisis de sensibilidad de ρ para las estructuras analizadas en esta sección. Al modificar la resistividad de la anomalía C2 a $5 \Omega m$, se observa un leve desajuste para periodos cortos. El ajuste de las estaciones asociados a la anomalía C3 empeora entre 10^2 y 10^3 s cuando su resistividad es modificada a $5 \Omega m$. Finalmente, las estaciones asociadas a las anomalías B2 y B3 demuestran un leve desajuste al modificar su valor de resistividad a $15 \Omega m$.

Se comparó la resistividad mínima obtenida en las anomalías C1 y C2 ($0,7 \Omega m$) con los valores de resistividad obtenidos a partir de una dacita y una riolita de baja temperatura con las características fisicoquímicas determinadas para la Caldera La Pacana y el Complejo Volcánico Puricó (Lindsay *et al.*, 2001a; Burns *et al.*, 2015). A partir de esto, se concluye la imposibilidad de que estas anomalías sean explicadas mediante fundidos dacíticos con estas características, puesto que, sin importar la fracción de fundido, la resistividad eléctrica es casi un orden de magnitud mayor que el valor mínimo de $0,7 \Omega m$ obtenido para estas anomalías. Por otro lado, al considerar una fracción de fundido riolítico cercano al 80% se obtiene una resistividad eléctrica efectiva de $0,7 \Omega m$, sin embargo, este valor resulta muy alto para ser considerado un modelo plausible (Figura 7.11). La estimación realizada a partir de una composición riolítica es especialmente sensible a la incertidumbre asociada a la

Capítulo 7: Discusión

obtención del modelo de resistividad eléctrica. Por su emplazamiento superficial, es más probable que la anomalía C1 se explique por la presencia de alteración o fluidos hidrotermales. Además, el magmatismo del APVC es predominantemente dacítico, con escasas ocurrencias de riolitas (de Silva, 1989a).

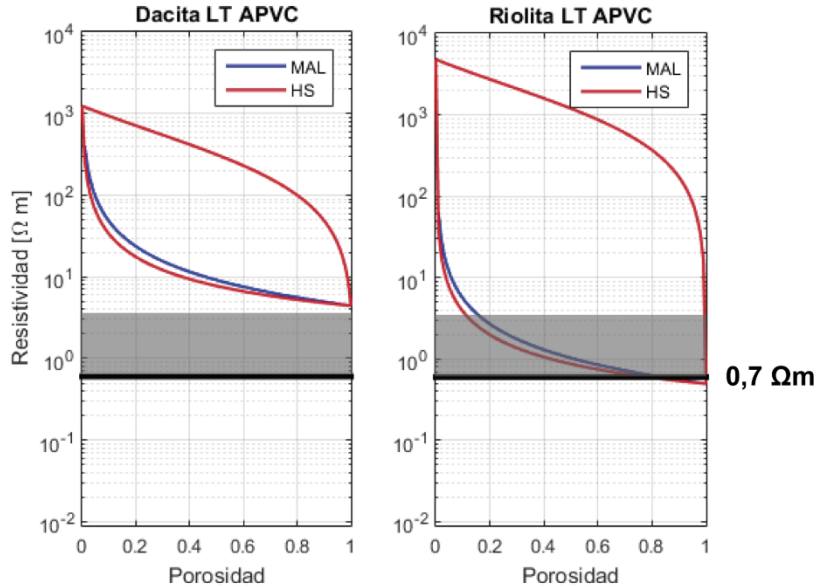


Figura 7.11: Modelo de resistividad eléctrica para las anomalías C1 y C2 utilizando dacitas y riolitas de baja temperatura del APVC.

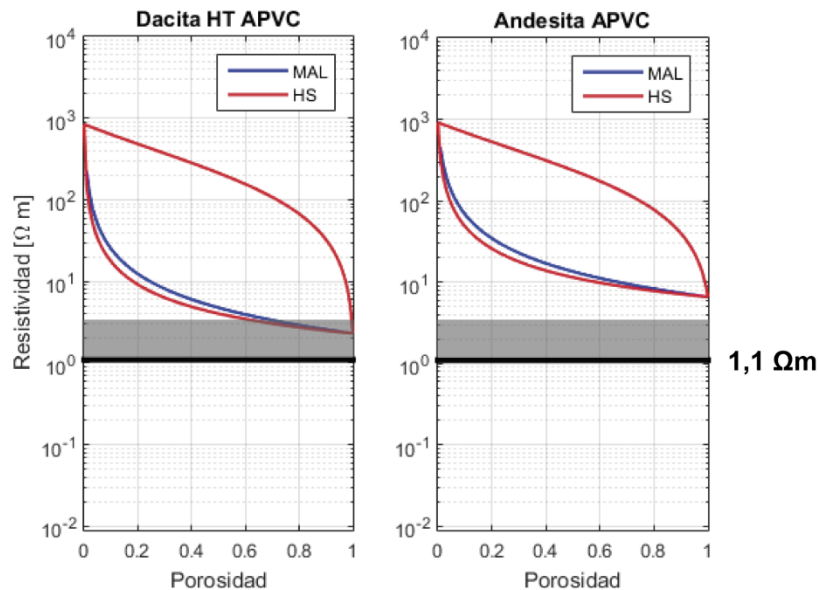


Figura 7.12: Modelo de resistividad eléctrica para la anomalía C3 utilizando dacitas de alta temperatura y andesitas del APVC.

Capítulo 7: Discusión

Análogamente, se contrastó la anomalía C3 ($1,1 \Omega m$, resistividad mínima) con magmas dacíticos y andesíticos con características similares a las descritas para el Complejo Volcánico Puricó (Schmitt *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2015). De esta forma se determinó que no es factible explicar esta anomalía a partir de magmas con estas características fisicoquímicas (Figura 7.12).

Finalmente, se comprobaron las anomalías B2 y B3 ($10 \Omega m$, resistividad mínima) comparándolas con magmas con características similares a dacitas y andesitas del Volcán Lascar (Matthews *et al.*, 1994). A partir de esto se concluye que la razón magma:roca requerida es de 0,6 para la dacita y 0,2 para la andesita (Figura 7.13). Al considerar la incertidumbre se obtienen rangos de 17% a 100% para las dacitas y entre 8 y 40% para las composiciones andesíticas. El valor de fracción de fundido determinado se encuentra dentro de los rangos previamente propuestos para los Andes Centrales: 15 – 20% para explicar el comportamiento elástico de los modelos sísmicos, y 14 – 27% para explicar los valores de resistividad eléctrica modelados en estudios de MT anteriores (como se cita en Schilling *et al.*, 2007), reafirmando la factibilidad del valor obtenido al considerar magmas de composición andesítica.

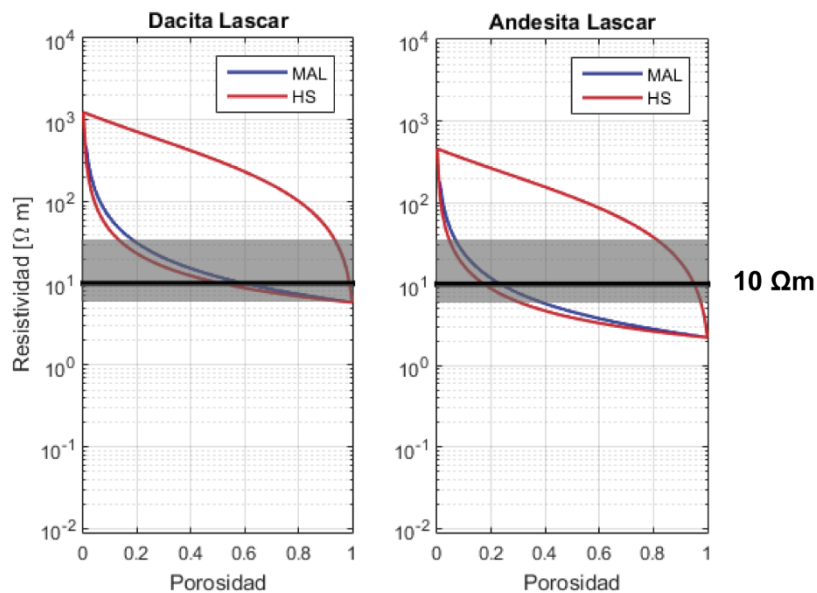


Figura 7.13: Modelo de resistividad eléctrica para las anomalías B2 y B3 utilizando dacitas y andesitas del Volcán Lascar.

7.5 Hacia un modelo petrogenético

El manto litosférico bajo la Cordillera de Domeyko exhibe una disminución de resistividad que puede ser interpretada como un incremento en el grado de hidratación producto del metamorfismo prógrado de la placa oceánica. Al observar el comportamiento de la conductancia en la Precordillera – Cordillera de Domeyko, esta tiende a disminuir hacia el sur (e.g. Araya Vargas *et al.* 2019), llegando incluso a no desarrollarse ningún rasgo

Capítulo 7: Discusión

conductor a esta longitud al sur del Salar de Atacama (Díaz, 2011), lo que es consistente con el gradiente de hidratación de la placa oceánica propuesto por Comte *et al.* (2011).

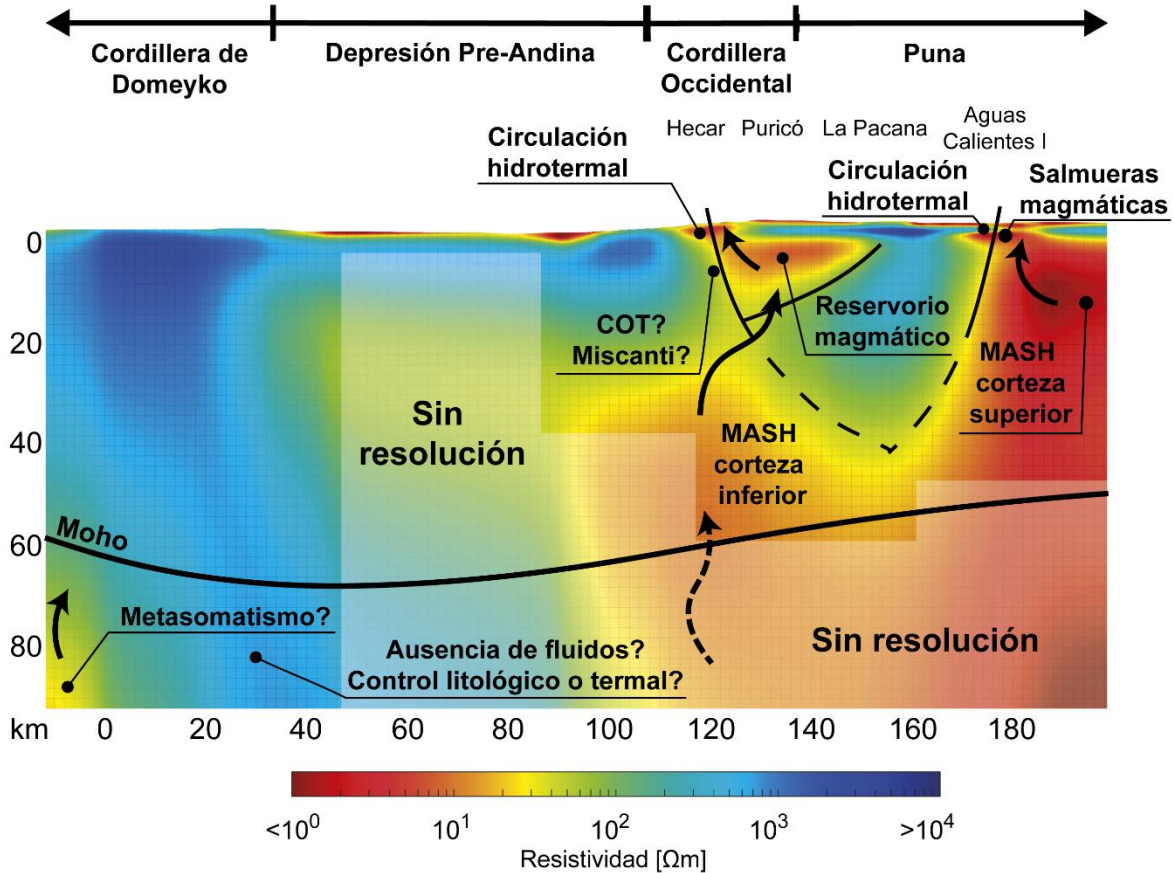


Figura 7.14: Modelo conceptual referente a la circulación de fluidos, construido a partir de la inversión conjunta de MT.

Hacia el este, bajo el Escarpe El Bordo, la litosfera se caracteriza por poseer una alta resistividad, la cual parece ser una característica de la vertiente occidental de la Depresión Pre-Andina (Díaz, 2011; Araya Vargas *et al.*, 2019). Lamentablemente, debido a la imposibilidad de estimar el tensor de impedancia de las estaciones PACI y TEBI, el modelo escogido no es capaz de resolver la estructura de resistividad bajo el Salar de Atacama. La inversión de los vectores de inducción, que incluye estas dos estaciones, muestra que la litosfera bajo la Depresión Pre-Andina también sería altamente resistiva (Figura 6.25, b). Esto coincide con la presencia del CAGH (Götze & Krause, 2002) y una migración del arco volcánico hacia el este (Figura 2.6). Schurr *et al.* (2006) proponen la existencia de una anomalía en el régimen termal, donde el antearco se caracterizaría por ser un bloque frío producto de un proceso de subducción continua. Por otro lado, Araya Vargas *et al.* (2019) se inclinan hacia la existencia de un control litológico, donde la litosfera se comportaría como un bloque impermeable. Cualquiera sea la causa de este proceso, la aparente ausencia de fluidos en el manto ubicado bajo la Depresión Pre-Andina impediría el proceso de fusión

Capítulo 7: Discusión

parcial y por consiguiente el desarrollo de magmatismo de arco en este segmento, lo que podría explicar la migración del arco hacia el este.

Como fue discutido en el **Capítulo 2**, diversos autores han propuesto la existencia de una zona de MASH en la base de la corteza de la Cordillera Occidental para explicar las características geoquímicas del volcanismo de la ZVC. La ubicación de la anomalía B3 en la corteza inferior de la Cordillera Occidental, junto con la obtención de valores de resistividad que pueden ser explicados mediante la presencia de magmas, favorecen esta interpretación. Si bien el límite inferior de esta estructura no se encuentra resuelto, no existen razones para descartar la posibilidad que esta estructura se extienda hacia el manto, reflejando la migración de fundidos tras el proceso de fusión parcial (como se observa en los modelos de Brasse *et al.*, 2008 o McGary *et al.*, 2014)

Por otro lado, la profundidad de la estructura B2 concuerda con los datos termobarométricos que se han determinado en el Complejo Volcánico Puricó y el volcán Lascar (Figura 2.14). Esto también es consistente con la profundidad a la cual Mancini *et al.* (2019) resuelven mediante BBMT una anomalía de resistividad eléctrica similar a la de B2, que es interpretada como una cámara magmática asociada al volcán Paniri, ubicado al norte de la zona de estudio. Así, como fue calculado previamente, B2 podría representar una cámara magmática de composición andesítica ubicada en la corteza superior con un 20% de fracción fundida. Aunque este modelo no da cuenta de posibles distribuciones más complejas dentro de la cámara magmática. De todas formas, es importante analizar esta estructura con cautela. El análisis de los vectores de inducción sugiere la existencia de una anomalía conductiva al norte de las estaciones ALMA y HECA a los 200 s (Figura 6.9, panel central), lo que corresponde a la profundidad a la que se encuentra la anomalía B2. Esto podría indicar que parte de esta estructura podría estar asociada espacialmente con el Complejo Volcánico Puricó. Como se señaló en el **Capítulo 2**, el Complejo Volcánico Puricó es una de las últimas manifestaciones del APVC, en la cual se registra la transición al magmatismo de arco, y, por lo tanto, los rasgos obtenidos bajo este no tienen por qué ser representativos de la estructura magmática del resto de la ZVC. Así, las limitaciones propias de un modelo 2D impiden resolver correctamente la espacialidad de esta estructura.

La anomalía C3 coincide con la extensión lateral del APMB (Figura 3.1), y a pesar de que la base no pudo ser resuelta, se observa la existencia de un núcleo de alta conductividad ($< 2,5 \Omega m$) entre 8 y 27 km de profundidad que coincide con la extensión vertical determinada mediante estudios sísmicos (8 – 29 km) (Ward *et al.*, 2014). En concordancia con estos resultados, Comeau *et al.* (2016) determinan que el techo del APMB se encontraría a una profundidad de 10 km en las cercanías del volcán Uturuncu. Al interpretar la respuesta petrofísica producida por el APMB, Schilling *et al.* (2006) se inclinan hacia la existencia de una fracción fundida en niveles corticales para explicar la alta conductividad, baja atenuación sísmica y alto flujo calórico que caracterizan a esta región, aunque son enfáticos al resaltar que partes de este podrían solo encontrarse a temperaturas cercanas a *solidus*. Una interpretación similar es efectuada por Ward *et al.* (2014) quienes sugieren la presencia de una fracción fundida formando un *mush* cristalino, el cual en caso de poseer una alta

Capítulo 7: Discusión

interconexión de poros podría ver aumentada su conductividad eléctrica drásticamente (Schilling *et al.*, 1997).

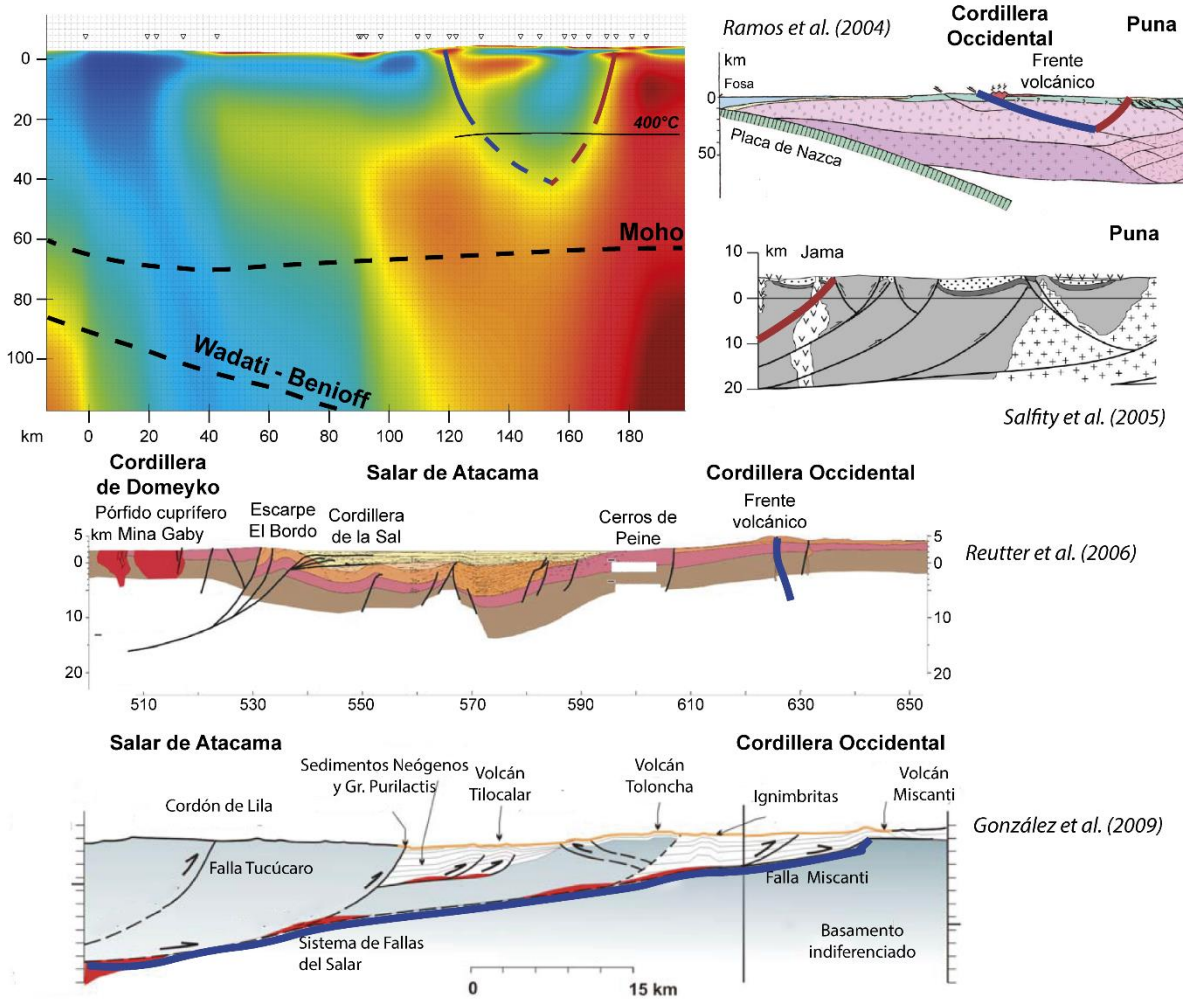


Figura 7.15: Secciones estructurales (modificado de Ramos *et al.* (2004), Salfity *et al.* (2005), Reutter *et al.* (2006), González *et al.* (2009)).

Los resultados sugieren la presencia de dos estructuras de vergencia opuesta que limitan la Cordillera Occidental por ambos lados, y que forman una geometría de cuña en la que se alojan la caldera La Pacana y el volcanismo de arco (Figura 7.4). Lamentablemente, debido a la cubierta volcánica e ignimbrítica no existen modelos estructurales para esta zona que favorezcan o descarten esta interpretación, aunque la proyección de estas estructuras en superficie coincide con la traza del sistema COT, la falla Talabre, la falla Miscanti y el escarpe oriental de La Pacana. Una sección generalizada (Figura 7.15) para los 22° a 23°S es presentada por Ramos *et al.* (2004) y en ella se sugiere una geometría similar en torno a la Cordillera Occidental. En el caso de que estas estructuras identificadas fueran atribuidas a planos de falla, tampoco es claro si el brazo occidental representaría a la falla Miscanti o el sistema COT. Reutter *et al.* (2006) sugiere que la falla Miscanti tiene una vergencia al oeste, coincidiendo con la estructura propuesta por Ramos *et al.* (*op. cit.*), mientras que Aron *et al.*

Capítulo 7: Discusión

(2008) y González *et al.* (2009) sugieren una vergencia hacia el este. En caso de que la falla Miscanti manteara al oeste, el brazo occidental debiese corresponder al COT. Por otro lado, el brazo oriental coincide con la vergencia de las estructuras principales propuestas para la Puna argentina por Salfity *et al.* (2005). La isoterma de 400°C también fue delineada de acuerdo con el modelo de Springer (1999) para la Cordillera Occidental y el Altiplano a los 21°S. Esta isoterma es interpretada como la zona de transición frágil-dúctil de la corteza (e.g. Fournier, 1999).

Asociados espacialmente con estos dos lineamientos, en niveles someros, se distinguen las estructuras conductivas B1 y C2. Normalmente, tras el proceso de exsolución de volátiles, causado por el ascenso y enfriamiento de cámaras magmáticas, fluidos ricos en H₂O-NaCl se pueden emplazar en los niveles más someros de la corteza (e.g. Afanasyev *et al.*, 2018). Este tipo de fluidos han sido muestreados en algunos sistemas geotermales como el de Kakkonda, en Japón (Kasai *et al.*, 1998), donde la salinidad de estos fluidos alcanzaría un 55 wt% NaCl eq., previo a procesos de mezcla y disolución. Estos lentes formados por salmueras sobre cuerpos magmáticos presentarían una alta conductividad (0,1 a 1 Ωm) y una residencia de hasta 750 ka después del cese de la degasificación (Afanasyev *et al.*, 2018).

La anomalía C2 se encuentra coronando la estructura interpretada como el APMB, pudiendo reflejar la acumulación de fluidos en una zona somera de la corteza tras un proceso de degasificación magmática. Debido a su posición, es posible inferir que el lineamiento oriental actúe como una zona de baja permeabilidad que favorezca el ascenso de estos fluidos.

Por otro lado, la anomalía C1 se correlaciona espacialmente con la existencia de manifestaciones termales en las cercanías del Salar de Aguas Calientes 1 (Gardeweg & Ramírez, 1987; Garcés Millas & López Julián, 2012). La geoquímica de las emanaciones ha sido asociada a una recarga de origen hidrotermal, o bien por la interacción con rocas volcánicas alteradas. Adicionalmente, estos fluidos no demuestran relaciones equimolares de los pares Na-Cl y Ca-SO₄, y presentan anomalías positivas de Li y B (Risacher *et al.*, 1999; Garcés Millas & López Julián, 2012). Para explicar el enriquecimiento en B en la Puna Norte argentina, Alonso (1999) sugiere la interacción entre gases derivados de procesos de degasificación magmática con el sistema hidrológico superficial. Por otro lado, Peralta Arnold *et al.* (2017) postulan la existencia de sistemas geotermales profundos asociados con complejos volcánicos y calderas del APVC, sin embargo, la recarga de los reservorios sería preferentemente a través de fluidos meteóricos, aunque no se logra descartar una componente de fluidos originados a partir de exsolución magmática. Estos reservorios se alojarían en el basamento Paleozoico alcanzando temperaturas de hasta 200°C. En esta misma línea, Sarchi *et al.* (2019) proponen que el origen de las anomalías de Li en los salares de la pampa Mucar, en Argentina (salar de Jama y Mucar), estaría dado por la lixiviación hidrotermal a baja temperatura de las ignimbritas del APVC. Esta superposición de procesos hidrotermales dentro de las cuencas hidrológicas de los salares de la Puna pueden explicar los altos valores de conductividad obtenidos en los niveles más someros de la corteza.

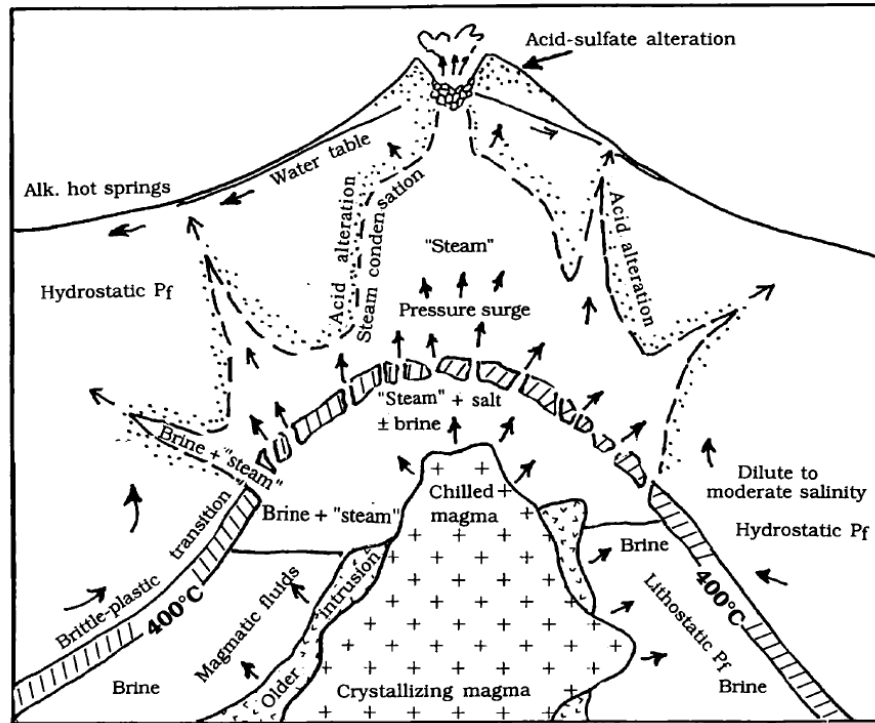


Figura 7.16: Esquemática del proceso de circulación hidrotermal en un ambiente magmático – epitermal (Fournier, 1999).

Considerando estos antecedentes, la disposición espacial de las anomalías C1 y C2 podría estar reflejando la existencia de un sistema hidrotermal anidado en la caldera La Pacana, donde se sugiere cierto grado de control estructural. Estas relaciones se esquematizan en la Figura 7.16 donde se exhibe un modelo de circulación de fluidos en un ambiente epitermal. A partir de los datos disponibles no es posible determinar si la circulación ocurre en una gran celda convectiva, donde los fluidos derivados del APMB lleguen a superficie, o bien existan dos celdas, una profunda, entre las anomalías C2 y C3; y una somera asociadas a las anomalías C1 y C2. Los datos presentados por Peralta Arnold *et al.* (2017) y Sarchi *et al.* (2019) en la Puna argentina inducen a inclinarse hacia la segunda posibilidad.

Finalmente, la anomalía B1 se ubica en la inmediación de los volcanes Lascar (activo), Hecar y Laguna Verde (Plioceno - Pleistoceno) y de los sistemas estructurales Miscanti, Talabre y Calama – Olacapato -El Toro (Figura 7.17). El análisis isotópico de aguas de pozos en los alrededores del volcán Lascar señala la existencia de acuíferos profundos con largos tiempos de residencia, o bien procesos de hidrólisis de silicatos ricos en Na inducidos por fluidos de alta temperatura. Además, las aguas muestreadas poseen anomalías de Li, Br y B que se explicarían mediante interacciones agua – roca a alta temperatura, o bien debido a la existencia de sistemas hidrotermales (Godfrey & Álvarez – Amado, 2020). También, al norte del volcán Lascar, en la Quebrada Hecar, la Hoja Toconao reporta zonas de alteración hidrotermal (Ramírez & Gardeweg, 1982).

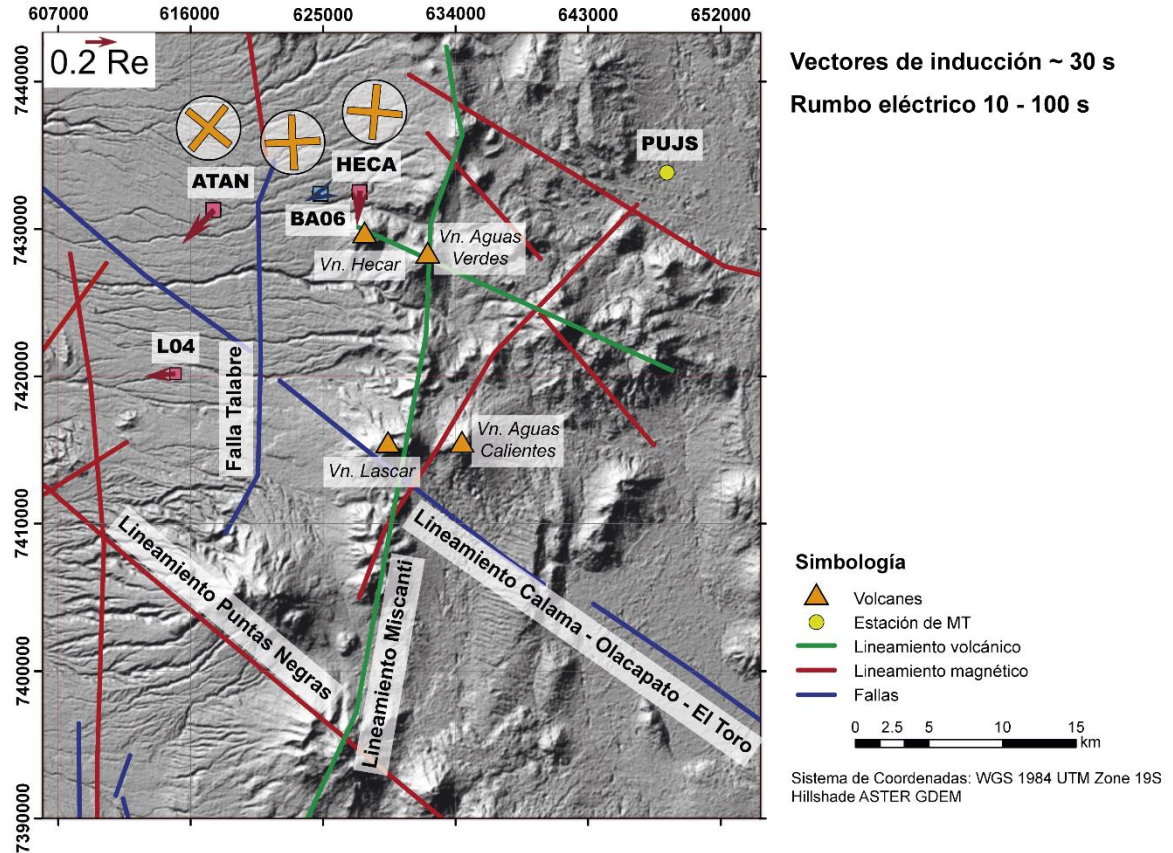


Figura 7.17: Lineamientos magnéticos, volcánicos y fallas ubicados en torno a la anomalía B1 (Ramírez y Gardeweg, 1982; Gonzalez et al., 2009; Gorsutovich et al., 2011; Hernández, 2019).

Los vectores de inducción de las estaciones BA06 y HECA sugieren que la estructura B1 se encontraría ubicada en el perfil, mientras que el análisis de rumbo eléctrico indica que tanto el sistema Calama – Olacapato – El Toro (estación ATAN), como fallas de orientación N-S (Talabre, Miscanti – estaciones BA06 y HECA) ejercerían una influencia en la circulación de corrientes a estas profundidades (Figura 7.17). Todos estos antecedentes podrían reflejar la existencia de circulación hidrotermal, a partir de la anomalía B2, donde el ascenso de fluidos se vería favorecido por los sistemas estructurales presentes en la zona. A partir del modelo de Walton (1989), estos fluidos tendrían resistividades de entre 0,05 y 0,2 Ωm .

Tanto este trabajo, como el de Díaz *et al.* (2012), incluyen en su modelación la estación L04, lo que hace comparables ambos resultados en la vecindad de esta estación. A 1 km de profundidad, la región al norte de L04 demuestra una leve disminución de resistividad (Figura 7.18), aunque su valor no alcanza a ser comparable con el de la anomalía B1. De cualquier forma, los vectores de inducción sugieren que B1 se encontraría en las inmediaciones de la estación BA06 (Figura 7.17), lo que explicaría que no fuese resuelta por el modelo 3D, ya que se encontraría fuera de sus límites de resolución. Ahora bien, a 3,5 km de profundidad, Díaz *et al.* obtienen una estructura conductiva al noreste de la estación L04, la cual podría estar asociada con la anomalía B2, cuyo techo se encuentra a esta misma profundidad (Figura 7.4). Si bien esta estructura se extiende fuera del arreglo de Díaz *et al.*,

Capítulo 7: Discusión

parece estar espacialmente relacionada con la intersección de la falla Talabre y el sistema Calama – Olacapato – El Toro, reforzando la idea de un control estructural en la circulación de fluidos en esta zona.

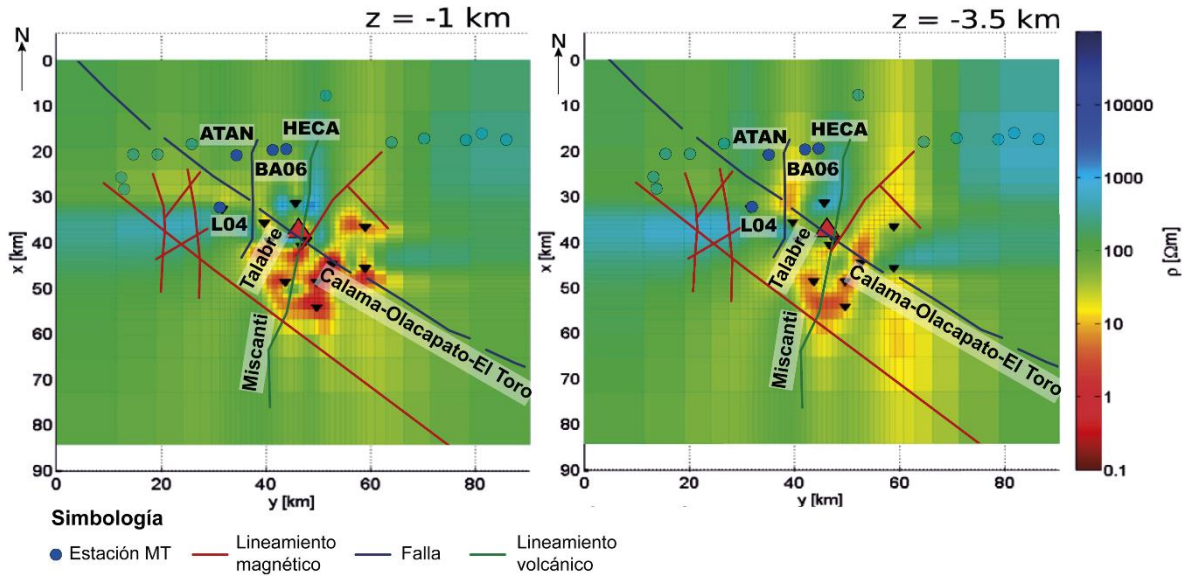


Figura 7.18 Modelo de resistividad del volcán Lascar (modificado de Díaz *et al.*, 2012) con sistemas estructurales y lineamientos modificados de Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovich y Lahsen, 1984; Amilibia *et al.*, 2008; Gorsutovich *et al.*, 2011; Hernandez, 2019.

Al observar la Figura 7.19 son evidentes las semejanzas entre las estructuras magmáticas descritas bibliográficamente y las resueltas en este estudio. La coincidencia en las estructuras de primer orden como zonas de MASH y reservorios magmáticos es destacable. Aun así, la estructura más somera parece poseer una complejidad mayor a la previamente conceptualizada, existiendo sistemas con circulación hidrotermal que no han sido completamente caracterizados, reflejándose el ya conocido potencial que presenta esta provincia volcánica para la exploración geotermal. Por último, en este estudio no se revelan estructuras que representen al volcanismo de antearco de la Depresión Pre-Andina o al volcanismo máfico de la Puna. Debido a que el primero se manifiesta más al sur, no se resuelve ninguna estructura que pudiera transportar fundidos desde la corteza inferior a través del bloque resistivo E. A pesar de esto, el MASH ubicado en la corteza inferior parece extenderse hacia el oeste, llegando a estar bajo la anomalía E. Así, estos fluidos podrían haber aprovechado las estructuras presentes en la vertiente oriental de la Cuenca del Salar de Atacama para llegar a superficie. Por otro lado, la prominencia del APMB enmascara la existencia de cualquier otra estructura presente en la Puna. Modelos evolutivos plantean que el magmatismo máfico de la Puna se caracterizaría por altas tasas de ascenso junto con el desarrollo de pequeños reservorios con poco tiempo de residencia (Maro *et al.*, 2016), dificultando aún más la posibilidad de identificar alguna anomalía asociada con ellos en un trabajo de escala regional. Una esquematización del modelo final es presentada en la Figura 7.20.

Capítulo 7: Discusión

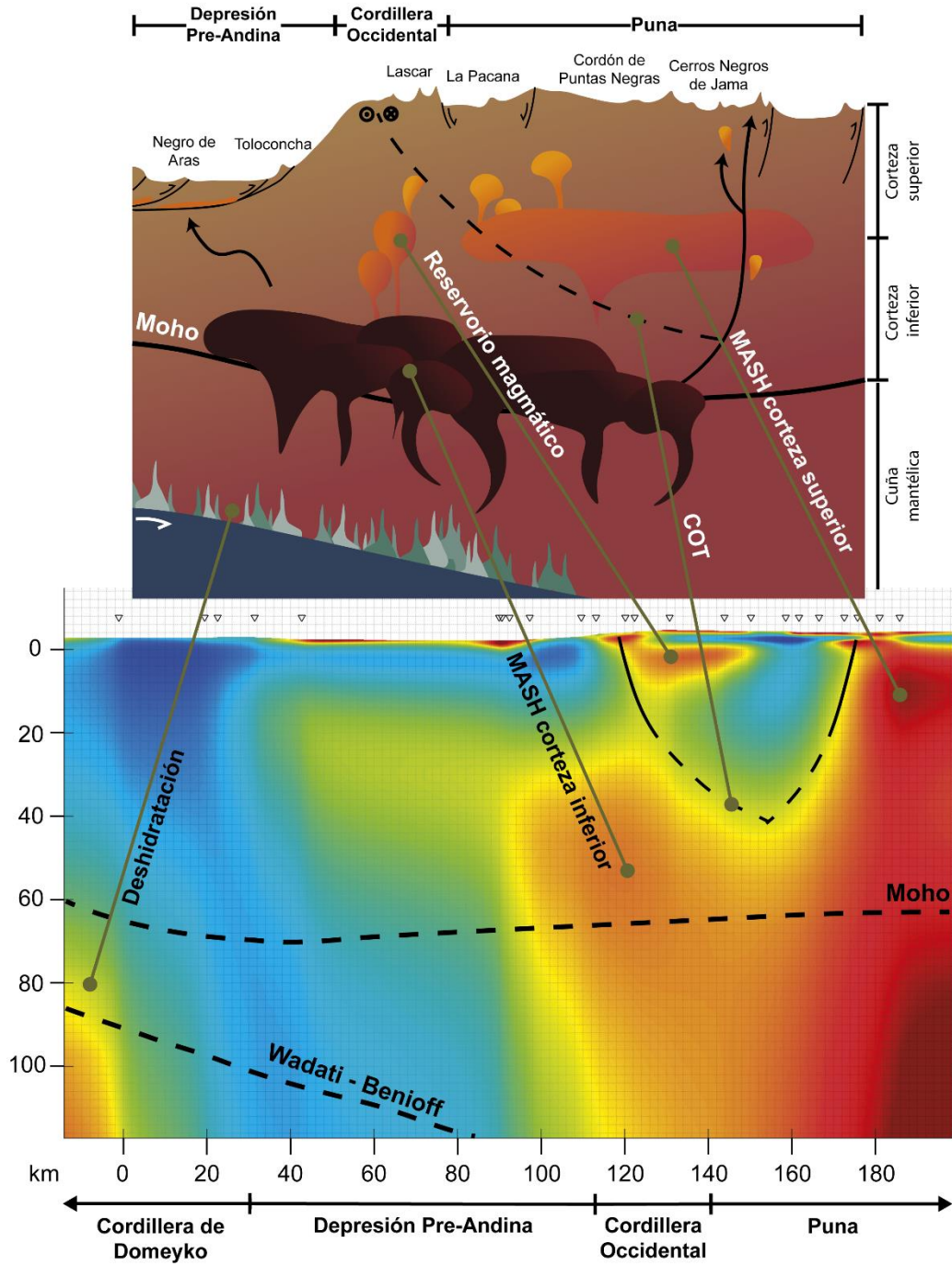


Figura 7.19: Comparación de figuras 2.13 y 7.15.

Capítulo 7: Discusión

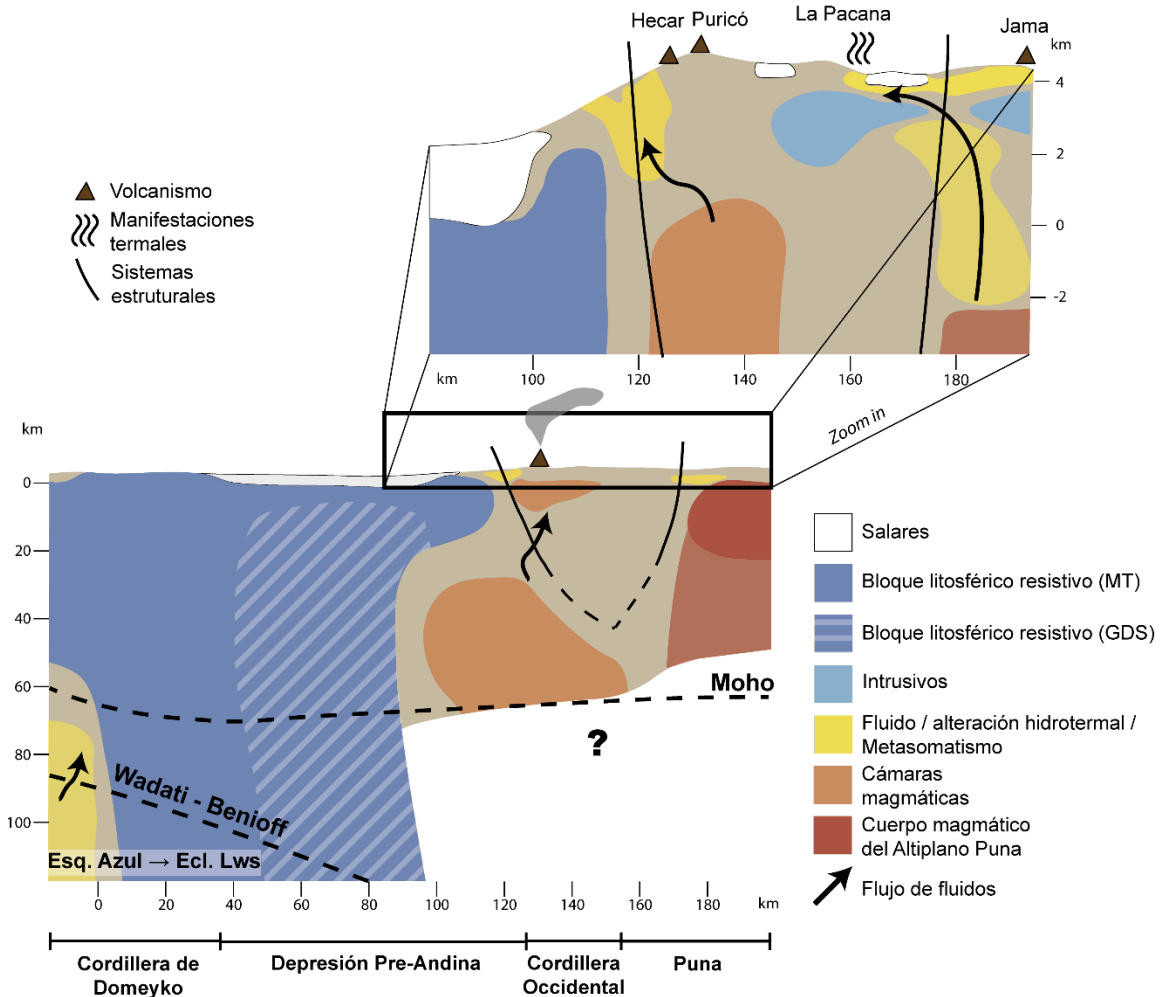


Figura 7.20: Modelo interpretativo obtenido a partir de los modelos de resistividad eléctrica preferidos.

En síntesis, la conductividad de las anomalías del Grupo C, asociadas con el magmatismo del APVC, superan en un orden de magnitud la conductividad determinada para el Grupo B, asociado con el magmatismo de arco. Los modelos composicionales efectuados en la sección 7.4 *Estimación de resistividad a partir de modelos composicionales*, sugieren que este incremento requiere altas fracciones de fundidos dacíticos para poder explicar los valores de resistividad observados. Debido al emplazamiento superficial de las anomalías C1 y C2, se considera poco probable la presencia de fundidos asociados al APVC, y en caso de ser así, estos tendrían altos tiempos de residencia (la fase tardía de extrusión de domos de La Pacana ocurrió entre c. 4.0 y 1,6 Ma; Lindsay *et al.*, 2001b), razón por la que su temperatura actual debiera ser menor a la temperatura determinada por la termobarometría, lo que haría que estos fundidos fueran menos conductivos que los valores modelados. Por otro lado, ningún estudio termobarométrico analizado reporta presiones equivalentes a la profundidad a la que estas estructuras fueron resueltas. Por esto, se sugiere que fases salinas residuales o alteración hidrotermal son requeridas para explicar este incremento de conductividad de las anomalías superficiales obtenidas en la Puna. Salvo por la anomalía C3, interpretada como el APMB,

Capítulo 7: Discusión

los conductores del Grupo C parecen ser más pequeños, mientras que las del Grupo B, a pesar de estar concentradas entre la vertiente oriental de la Depresión Pre-Andina y la Cordillera Occidental, poseen un mayor tamaño, ocupando todo el espesor litosférico, aunque es claro que, debido a las limitaciones propias del método, no es fácil caracterizar la estructura profunda del APVC. En tanto en esta zona, las anomalías asociadas con el magmatismo de arco y con el APVC parecen tener un control estructural en su emplazamiento, encontrándose alineadas con dos estructuras definidas en este estudio, que podrían corresponder al sistema Calama – Olacapato – El Toro y alguna zona de ruptura asociada con el escarpe oriental de la caldera La Pacana.

7.6 Variación latitudinal de la arquitectura litosférica en la Precordillera

Uno rasgo prominente en la evolución de la Precordillera – Cordillera de Domeyko es la Falla Oeste, y su extensión hacia el sur como el Sistema de Fallas de Domeyko. Al norte de Calama esta estructura demuestra tener una gran conductividad (Echternacht *et al.*, 1997; Kuhn *et al.*, 2014; Araya Vargas *et al.*, 2019 [Figura 7.22.a]), mientras que hacia el sur, esta estructura conductiva deja de ser reconocible (Díaz *et al.*, 2011 [Figura 7.22.d]; Kuhn *et al.*, 2018 [Figura 7.22.b]; Araya Vargas *et al.*, 2019; este estudio [Figura 7.22.c]). Este sistema estructural se encuentra afectando a las rocas expuestas en la Precordillera y la Cordillera de Domeyko, las cuales poseen una alta resistividad eléctrica de entre 1.000 y 10.000 Ωm resuelta por todos los estudios.

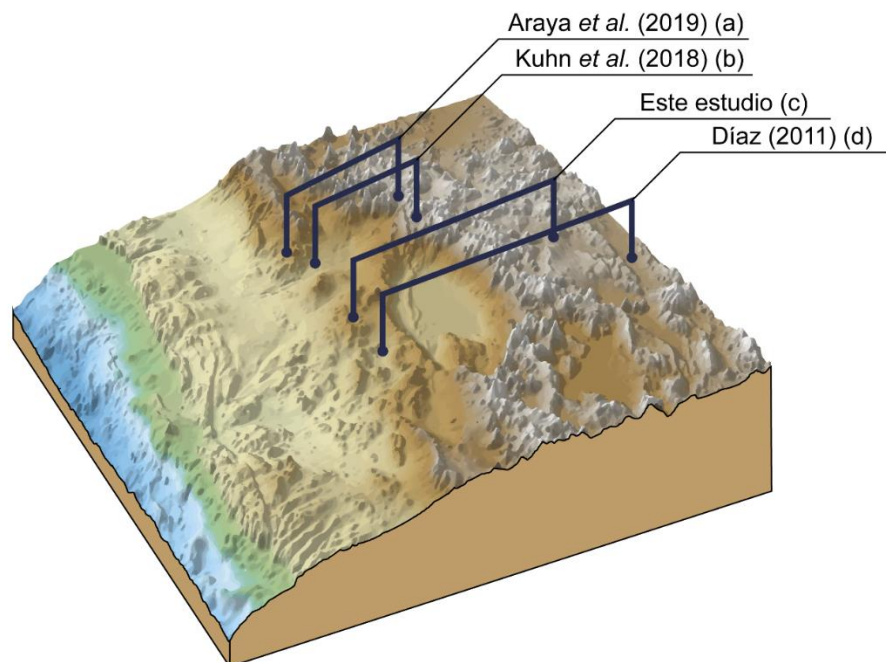


Figura 7.21: Ubicación de estudios de LMT en la Precordillera de Antofagasta.

Capítulo 7: Discusión

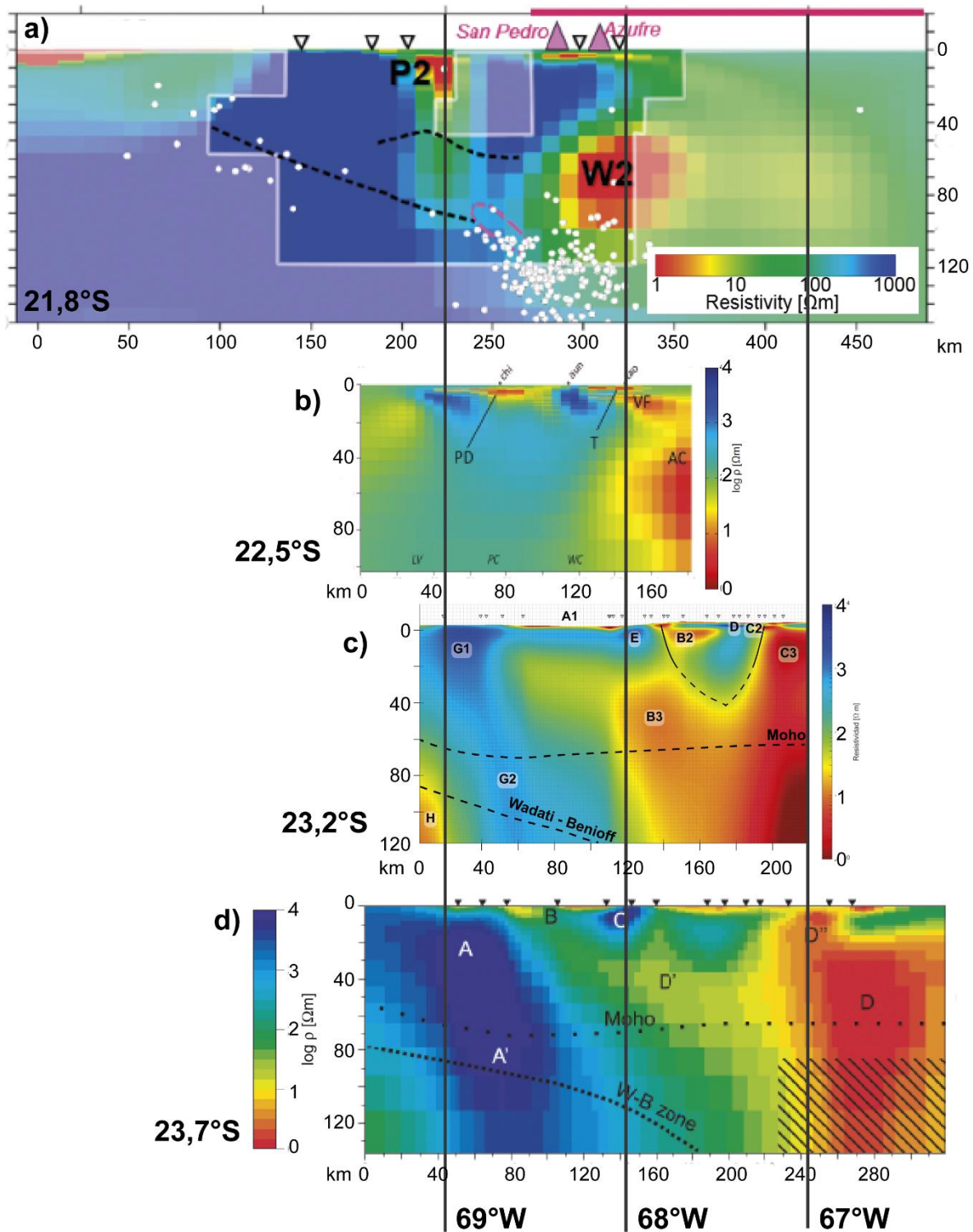


Figura 7.22: Modelos de conductividad de la Precordillera de Antofagasta.

Bajo la Cordillera Occidental, Araya Vargas *et al.* reconocen estructuras magmáticas a profundidades menores a 10 km [Figura 7.22.a]. Una estructura similar es ubicada entre 7 y 20 km por Kuhn *et al.* [Figura 7.22.b]. Además, Araya Vargas *et al.* distingue una anomalía conductiva ubicada en la corteza inferior, similar a la anomalía B3, que es resuelta hasta

Capítulo 7: Discusión

profundidades de 100 km, en la cuña astenosférica, aunque su conexión con las anomalías más superficiales, mencionadas previamente, no es del todo evidente.

Las similitudes en los resultados obtenidos entre este estudio [Figura 7.22.c] y el de Díaz son notables, pero también esperables. Una de las mayores diferencias es la existencia de la anomalía H en la cuña mantélica y el *slab*. Si bien, Díaz observa una disminución de conductividad en esta zona, llegando a valores de $100 \Omega m$ [Figura 7.22.d], esto no es comparable con la estructura conductiva de $1 \Omega m$ obtenida en este trabajo. Por otro lado, la geometría de las anomalías B3 [Figura 7.22.c] y D' [Figura 7.22.d] es similar, encontrándose ambas ubicadas aproximadamente en la intersección del COT con el perfil de medición. Esto podría indicar la importancia que posee esta estructura en el ascenso y emplazamiento de magmas en la litosfera a esta latitud. Esta geometría no es identificada al norte, por los trabajos de Araya Vargas *et al.* y Kuhn *et al.*, lo que favorece la interpretación del rol que poseería el COT en la configuración del magmatismo en la zona de estudio.

Hacia el este, en la Depresión Pre-Andina, se describe la ocurrencia de conductores someros asociados con los depósitos sedimentarios de la cuenca de Calama (Kuhn *et al.*, 2018 [Figura 7.22.b]) y al Salar de Atacama (Díaz, 2011 [Figura 7.22.d]; este estudio [Figura 7.22.c]).

7.7 Variación latitudinal de la arquitectura litosférica en el margen chileno

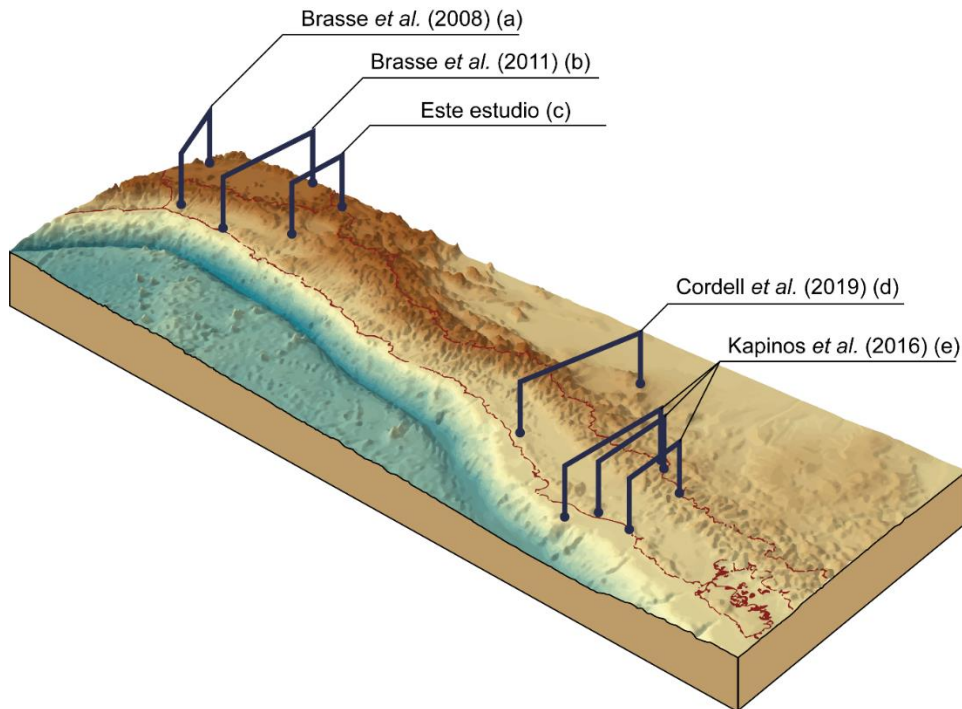


Figura 7.23: Ubicación de estudios de LMT en el margen chileno.

Al norte de los $21,5^{\circ}S$, las rocas que conforman la Precordillera demuestran una alta resistividad, siendo este un rasgo predominante en todo el norte chileno. Como se observa hacia el sur de los $21,5^{\circ}$, los perfiles de PICA y ANCORP (Brasse *et al.*, 2002; Brasse, 2011)

Capítulo 7: Discusión

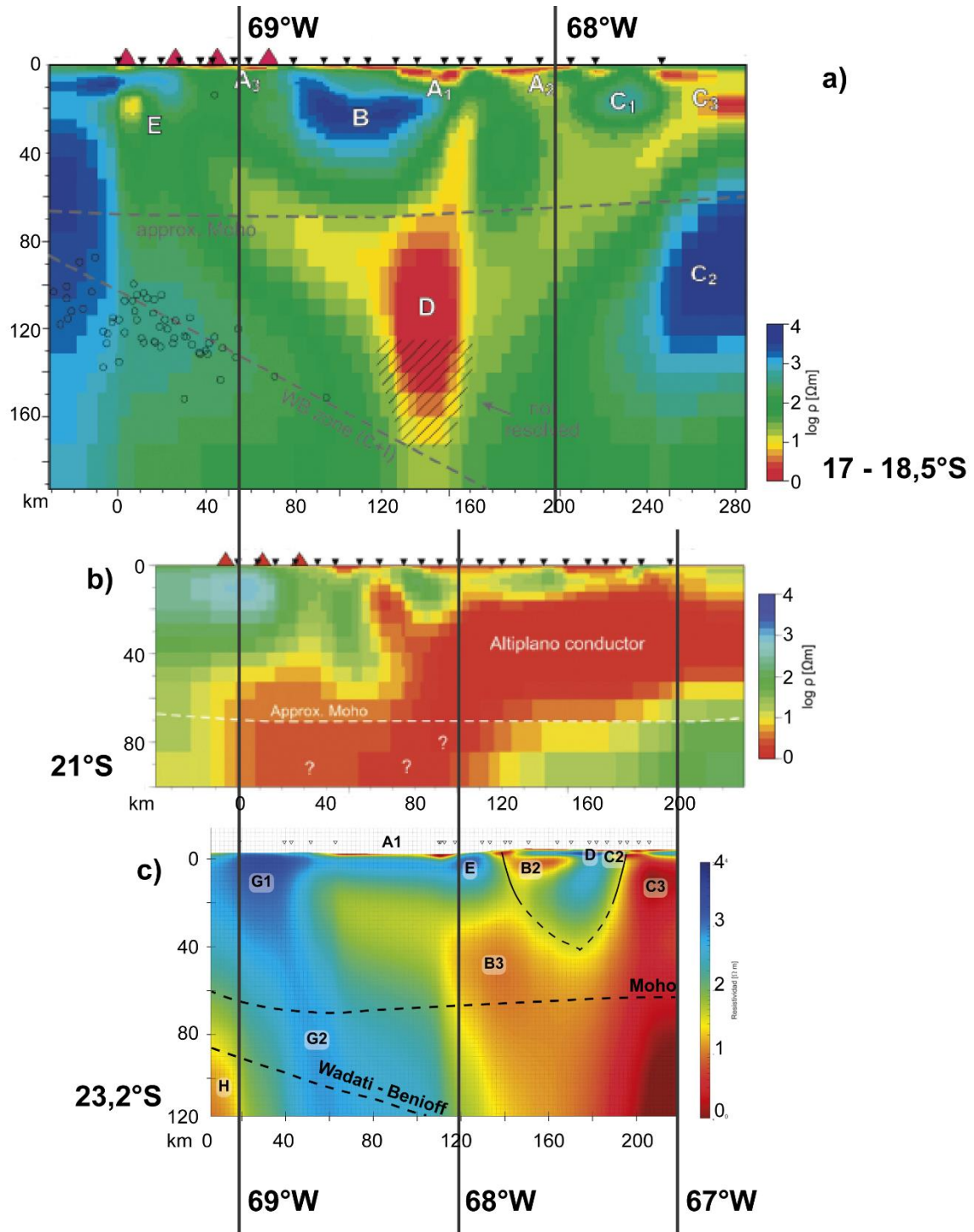
logran resolver estructuras conductivas en esta zona, las que podrían corresponder a la prolongación hacia el norte de los sistemas estructurales que afectan a la Precordillera descritos en la sección anterior [Figura 7.22.b]. El estudio de Brasse *et al.* (2008) no caracterizó esta estructura hacia el norte, ya que solo efectuaron un modelo a partir de los datos obtenidos desde la Cordillera Occidental hacia el este [Figura 7.22.a].

En el Codo de Arica es posible identificar una estructura conductiva bajo la Cordillera Occidental a profundidades entre 15 y 30 km [Figura 7.22.a]. Si bien, la conductividad de este cuerpo es similar a la de B2, este se encuentra ligeramente más profundo. También se identifica una anomalía conductiva que se extiende desde la corteza inferior hasta los 130 km de profundidad, en la cuña mantélica. Esta estructura se encuentra desfasada hacia el este, desarrollándose cuando la placa subductada alcanza profundidades de 160 km, una profundidad mayor a la encontrada por Araya Vargas en la región de Antofagasta. A estas profundidades se ha indicado la ocurrencia de la deserpentinización de la corteza y el manto de la placa oceánica (Rüpke *et al.*, 2004) y el metamorfismo prógrado desde una facies eclogita con lawsonita a una eclogita anhidra (Maruyama & Okamoto, 2007) mediante la formación de zoisita, cianita y sílice en el sistema CASH, o granate y coesita en sistemas geoquímicos más complejos (Martin *et al.*, 2012). A los 21°S, en el *gap* de Pica, no se distinguen estructuras bajo el arco [Figura 7.22.b].

El rasgo que más destaca en el perfil de ANCORP [Figura 7.22.b] es una estructura conductiva correlacionable con el APMB que posee aproximadamente 140 km de extensión lateral y que es resuelta hasta una profundidad de 70 km, lo que indicaría que la corteza inferior exhibe una alta conductividad, rasgo que parece acompañar al desarrollo del APVC. En contraste, en el oroclino boliviano [Figura 7.22.a], la corteza inferior bajo el Altiplano no demuestra esta característica, lo que podría indicar que la perturbación termal generada por el APMB ha afectado la estructura eléctrica profunda de la corteza.

En la zona centro sur del país, Cordell *et al.* (2019) [Figura 7.22.d] identifican una estructura conductiva (anomalía C2) que se ubica en la placa subductada a una profundidad superior a 150 km, y que parece estar directamente conectada con el volcanismo en posición de trasarco. De esta forma, es posible deducir una zona de MASH ubicada bajo el retroarco argentino, la cual se conecta con estructuras conductivas ubicadas en la corteza media y superior de la Cordillera Principal. Adicionalmente, es capaz de distinguir distintas etapas asociadas con el proceso de deshidratación del *slab*, planteadas por algunos autores como Peacock (1990), Hacker *et al.*, (2003); Rüpke *et al.* (2004), Keken *et al.* (2011), entre otros. En contraste, Kapinos *et al.* (2016) [Figura 7.22.e] distingue una estructura conductiva ubicada en el manto superior a una profundidad de 50 km (anomalía C) que se encuentra espacialmente relacionada con la anomalía B, ubicada bajo el arco. Contrariamente, la Zona de Falla de Liquiñe – Ofqui no parece demostrar una mayor conductividad como sucede en la Precordillera, en el norte de Chile.

Capítulo 7: Discusión



Capítulo 7: Discusión

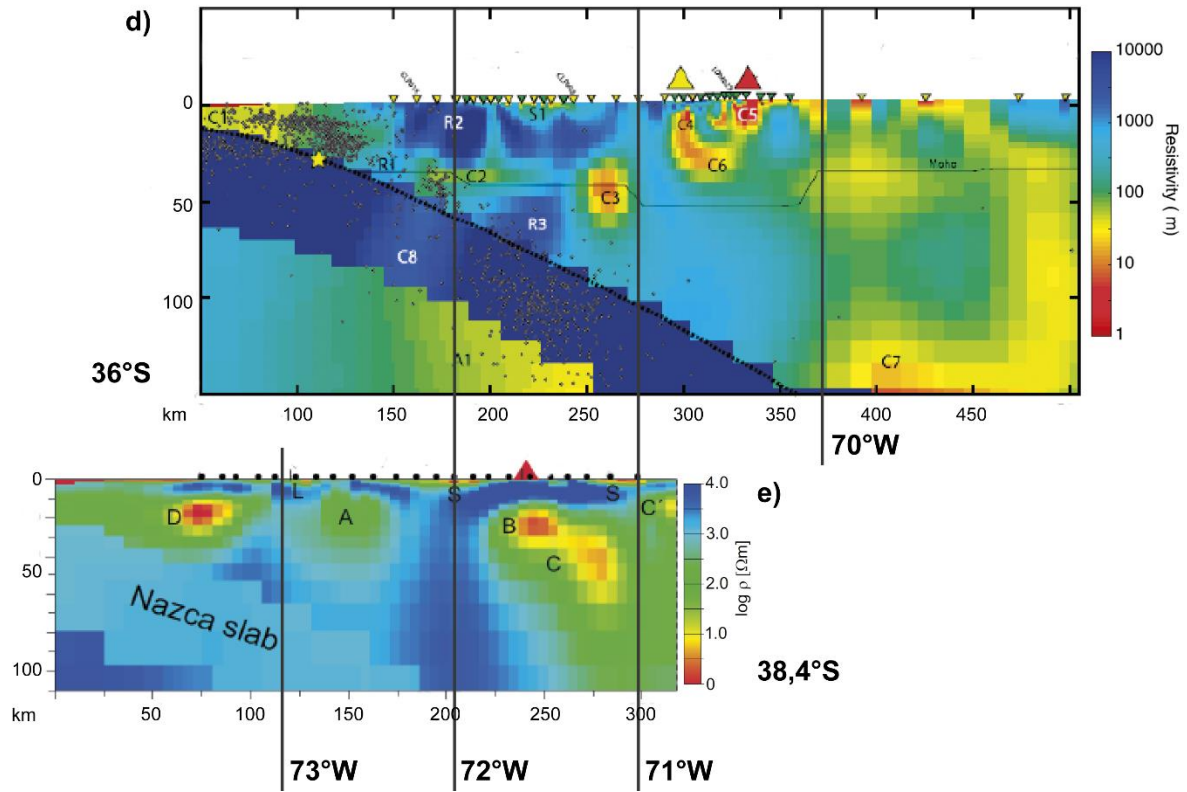


Figura 7.24: Modelos de resistividad en el margen chileno.

Capítulo 8

Conclusiones

En este trabajo se realizó un estudio de magnetotelúrica de carácter regional con el objetivo de caracterizar la estructura de la litosfera continental a los 23,2°S mediante un modelo de resistividad eléctrica. El estudio comprendió la adquisición de dieciséis estaciones de MT de periodo largo y 6 estaciones de MT de banda ancha. Además, se incluyeron dos estaciones de BBMT del trabajo de Díaz (2011) y una estación de LMT de Schwarz *et al.* (1994). El perfil obtenido posee una longitud de 200 km y una orientación O-E, perpendicular a las principales unidades morfoestructurales de la zona de estudio. Debido a la costra salina, las estaciones instaladas en el Salar de Atacama y Llano de la Paciencia no registraron datos de campo eléctrico, imposibilitando la estimación del tensor de impedancia.

El análisis dimensional del *skew* de Bahr y tensor de fase sugiere que la estructura eléctrica es predominantemente bidimensional para $T < 1$ s en las estaciones de banda ancha, mientras que esta condición se cumpliría para $T > 100$ s en las estaciones de periodo largo. Por otro lado, el análisis del rumbo eléctrico indica que en estos periodos el rumbo es N-S y perpendicular a la orientación del perfil de MT realizado. Esto es consistente con el rumbo de las principales unidades morfoestructurales de la zona de estudio. De esta forma, una inversión bidimensional es suficiente para caracterizar la estructura eléctrica en estos intervalos. Sin embargo, en las estaciones próximas al Escarpe El Bordo, al sistema Calama – Olacapato – El Toro y la caldera La Pacana el análisis dimensional sugiere que la estructura eléctrica es 3D.

Tras realizar diversas inversiones con distintos parámetros iniciales, se demuestra una gran estabilidad de las soluciones obtenidas, sugiriendo que las estructuras obtenidas son robustas independientemente de los parámetros de inversión utilizados. La máxima profundidad a la que el modelo posee sensibilidad supera los 100 km en la Cordillera de Domeyko y se encuentra en torno a los 45 km bajo la Puna. Debido a la existencia de una mayor densidad

Capítulo 8: Conclusiones

de estaciones entre la vertiente oriental del Salar de Atacama y la frontera con Argentina, la zona oriental del perfil posee una mayor resolución espacial. Además, esta zona incorpora mediciones de banda ancha, aumentando también la resolución en la corteza superior. Por otro lado, la zona con menor sensibilidad del modelo se ubica bajo el Salar de Atacama, debido a la imposibilidad de realizar mediciones de campo eléctrico. Para caracterizar esta zona, se obtuvo un modelo a partir de los vectores de inducción, el cual incluyó las estaciones instaladas en el Llano de la Paciencia y el Salar de Atacama.

Los modelos preferidos corresponden a la inversión conjunta de datos de banda ancha y periodo largo. El modelo más somero que consideró periodos entre 10^{-3} y 10^3 s (BBMT-LMT) presentó un RMS de 2,599, mientras que el de escala litosférica incorporó periodos entre 10^{-1} y 10^4 , y alcanzó un RMS de 2,496. En general las zonas con peor ajuste coinciden con las zonas donde los parámetros de *skew* sugieren una estructura tridimensional (COT, La Pacana).

A partir de los modelos es posible definir en la litosfera continental dos dominios. El dominio occidental, que comprende la Cordillera de Domeyko y la Depresión Pre-Andina, se caracteriza por valores de resistividad $> 650 \Omega\text{m}$, mientras que el dominio oriental, comprendido por la Depresión Pre-Andina, Cordillera Occidental y Puna, posee valores generalizados de baja resistividad ($< 10 \Omega\text{m}$), correlacionados espacialmente con altas tasas de flujo de calórico, el arco volcánico y la ocurrencia del Complejo Volcánico del Altiplano - Puna.

Se observa una buena correspondencia entre las unidades geológicas expuestas en superficie y las estructuras más someras del modelo obtenido. La ocurrencia de estructuras resistivas ($>650 \Omega\text{m}$) en la Cordillera de Domeyko y la Depresión Pre-Andina coinciden con la existencia en superficie de afloramientos volcánicos e intrusivos de edad Paleozoica y Permo-Triásico. La existencia de este bloque litosférico altamente resistivo concuerda con los altos valores del factor de calidad de la onda P reportado por Schurr *et al.* (2006) y con una anomalía positiva en el residual isostático gravitatorio, que Götze y Krause (2002) denominaron *Central Andean Gravity High*. Por otro lado, en la Depresión Pre-Andina y Puna se identifican una serie de anomalías conductivas ($<1,5 \Omega\text{m}$) superficiales que coinciden con la ocurrencia del Salar de Atacama, el Salar de Pujsa y el Salar de Loyoques – Quisqui.

A partir de este estudio se reportan dos zonas de baja resistividad ($<5 \Omega\text{m}$) que se encuentran espacialmente relacionadas con sistemas estructurales. La primera se encuentra ubicada en el límite occidental de la Cordillera Occidental, en las proximidades del volcán Hecar, al norte del volcán Lascar, próxima al sistema Calama – Olacapato – El Toro. La segunda se encuentra ubicada sobre el *Altiplano-Puna Magma Body* en el límite topográfico oriental de la caldera La Pacana, que coincide con la ocurrencia de surgencias termales en el Salar de Aguas Calientes I. Estudios hidroegeoquímicos en ambas zonas sugieren que las anomalías geoquímicas de los fluidos podrían estar relacionadas con procesos hidrotermales. De esta forma, estas dos zonas de baja resistividad reflejarían la circulación de fluidos hidrotermales

Capítulo 8: Conclusiones

en los niveles más someros de la corteza a partir del volcanismo de arco y las estructuras remanentes del Complejo Volcánico del Altiplano – Puna.

Bajo la Cordillera Occidental, relacionada con el volcanismo de arco, se distingue una anomalía conductiva (c. $10 \Omega\text{m}$) a profundidades entre 4 y 16 km, que coincide con la profundidad determinada a partir de estudios termobarométricos de las estructuras magmáticas del Complejo Volcánico Puricó y el Volcán Lascar. Subyaciendo a esta, es identificada una estructura conductiva (c. $10 \Omega\text{m}$) alojada en la corteza inferior. Así, estas estructuras podrían reflejar la migración de fluidos desde una zona de MASH profunda hacia reservorios magmáticos más superficiales. Por otro lado, bajo la caldera La Pacana y el Complejo Volcánico de Jama se observan estructuras resistivas ($>4.000 \Omega\text{m}$), cuyas respuestas son también identificadas mediante estudios de gravimetría y magnetometría. Estos podrían dar cuenta de intrusivos asociados con el proceso de plutonismo debido al volcanismo del Neógeno. Bajo la Puna, a partir de los 8 km de profundidad, la corteza se caracteriza por bajos valores de resistividad ($<2,5 \Omega\text{m}$), que indicaría la presencia del APMB en el extremo oriental del perfil, lo que concuerda con la extensión de este cuerpo determinada por estudios sísmicos.

A partir del análisis de modelos composicionales se sugiere que los valores de resistividad de las estructuras ubicadas bajo la Puna no pueden ser explicadas exclusivamente a partir de la presencia de magma, necesitándose la ocurrencia de salmueras salinas y alteraciones hidrotermales para explicar los altos valores de conductividad. Contrariamente, las estructuras alojadas bajo la Cordillera Occidental son explicables mediante la presencia de magmas andesíticos con un 20% de fracción de fundido.

Finalmente, bajo la Cordillera de Domeyko es resuelta una zona de baja resistividad (c. $1 \Omega\text{m}$) a profundidades > 70 km. El desarrollo de esta estructura coincide con la longitud y profundidad a la que se desarrollarían en la corteza oceánica subductada reacciones metamórficas prógradas que producen la liberación de agua estructural y que podrían causar procesos de metasomatismo en el manto. Esto concuerda también con estudios anteriores de tomografías sísmicas e inversiones conjuntas de función receptora y ruido sísmico, en los que se detecta una zona de mayor V_p/V_s y bajo V_s , que concuerda con un mayor grado de hidratación del manto. Contrastando con este comportamiento, bajo el Escarpe El Bordo y el Salar de Atacama, el manto se caracteriza por altos valores de resistividad ($>650 \Omega\text{m}$), lo que indicaría la ausencia de fluidos. Lo anterior impediría el desarrollo de fusión parcial, que explicaría la migración del arco hacia el este en esta latitud.

Un análisis estructural indica una buena correspondencia entre los rumbos eléctricos obtenidos y los lineamientos magnéticos y fallas existentes en la zona de estudio. Esto indicaría que estos sistemas estructurales son relevantes al considerar la circulación de corrientes a nivel cortical, siendo esto un indicador de la profundidad que alcanzan.

El modelo obtenido demuestra que la estructura de la litosfera a la latitud del Salar de Atacama no posee grandes variaciones con respecto al modelo de Díaz (2011). En ambos casos, las anomalías eléctricas interpretadas como propias del magmatismo de arco demuestran una geometría similar, que no es observada al norte de la zona de estudio por

Capítulo 8: Conclusiones

otros estudios de magnetotelúrica. Asimismo, la ubicación de estas anomalías bajo la traza del sistema Calama – Olacapato – El Toro podría indicar la influencia que ejerce esta estructura en la configuración del magmatismo en esta zona.

De esta forma, la estructura de resistividad obtenida en este estudio es capaz de explicar tanto las estructuras geológicas existentes en superficie, como los procesos volcánicos y petrológicos descritos por estudios previos en la zona de estudio.

Para mejorar la comprensión de esta zona se sugiere para futuros estudios:

- Realizar una inversión tridimensional para solucionar problemas relacionados con efectos de tridimensionalidad local, y de esta forma, resolver de mejor manera la espacialidad de algunas estructuras.
- A partir del modelo 3D, realizar una estimación de los volúmenes asociados a las estructuras magmáticas.
- Incluir en la inversión tridimensional los vectores de inducción de las estaciones sin información del tensor de impedancia.
- Mejorar la cobertura de estaciones en el Complejo Volcánico Puricó. La planificación de este trabajo debe considerar la gran cantidad de cableado subterráneo existente en el Llano de Chajnantor.
- Mejorar la cobertura espacial de estaciones en el arco. Para esto se recomienda el uso de helicóptero o animales de carga, además de equipamiento de alta montaña.
- Mejorar la cobertura de estaciones de banda ancha en el Valle de Jere. Se sugiere la medición adicional de TEM o SEV para evitar la fuerte distorsión galvánica en la zona.
- Mejorar la cobertura de estaciones de banda ancha en la Caldera La Pacana para caracterizar de mejor manera las interacciones entre fluidos hidrotermales y fluidos meteóricos. Para esto, es posible complementar con mediciones de TEM y/o tomografía sísmica.
- Utilización de la función de transferencia horizontal para mejorar la cobertura en el Salar de Atacama y el Llano de La Paciencia.
- Realizar una caracterización petrológica y geoquímica de centros eruptivos con menor disponibilidad de información.
- Realiza una caracterización de las zonas de alteración hidrotermal.

Capítulo 9

Referencias

Afanasyev, A.; Blundy, J.; Melnik, O.; Sparks, S. 2018. Formation of magmatic brine lenses via focused fluid-flow beneath volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 486: 119 – 128.

Allmendinger, R.; Jordan, T.; Kay, S.; Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano – Puna Plateau of the central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139 – 174.

Alonso, R. 1999. On the origin of La Puna borates. *Acta geológica hispánica* 34 (2): 141 – 166.

Alonso, R.; Bookhagen, B.; Carrapa, B.; Coutand, I.; Haschke, M.; Hilley, G.; Schoenbohm, L.; Sobel, E.; Strecker, M.; Trauth, M.; Villanueva, A. 2006. Tectonics, climate and landscape evolution of the southern central Andes: the Argentina Puna Plateau and adjacent regions between 22 and 30°S. En: Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Gieze, P (eds.). *The Andes. Active subduction orogeny*. Springer, pp. 265 – 283.

Amilibia, A.; Sàbat, F.; McClay, K.; Muñoz, J.; Roca, E.; Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30: 1520 – 1539.

ANCORP. 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)). *Journal of Geophysical Research* 108 (B7): 2328.

Araya Vargas, J. 2016. Large-scale distribution of fluids in the subduction zone of Northern Chile – constraints from magnetotelluric monitoring. Tesis doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra, Freie Universität Berlin.

Capítulo 9: Referencias

- Araya Vargas, J.; Meqbel, N.; Ritter, O.; Brasse, H.; Weckmann, U.; Yañez, G.; Godoy, B. 2019. Fluid distribution in the Central Andes subduction zone imaged with magnetotellurics. *JGR: Solid Earth* 124 (4): 4017 – 4034.
- Archie, G. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME* 146: 54 – 62.
- Aron, F.; González, G.; Veloso, E.; Cembrano, J. 2008. Architecture and style of compressive Neogene deformation in the eastern- southeastern border of the Salar de Atacama Basin (22°30'-24°15'S): A structural setting for the active volcanic arc of the Central Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, extended abstracts: 55 – 52.
- Bahr, K. 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics* 62: 119 – 127.
- Bahr, K. 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 66 (1-2): 24 – 38.
- Beamish, D.; Travassos, J. 1992. The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation. *Journal of Applied Geophysics* 29 (1): 1 – 19.
- Berdichevsky, M.; Dmitriev, V. 1976. Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities. *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sc. Hung. Tomus II* (3-4): 447 – 483.
- Berdichevsky, M.; Dmitriev, V.; Pozdnjakova, E. 1998. On two-dimensional interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophysical Journal International* 133 (3): 585-606.
- Boehl, J. 1977. An implication of the Hilbert Transform to the magnetotelluric method. Tesis Doctoral. Texas University, Austin.
- Booker, J. 2014. The magnetotelluric phase tensor: a critical review. *Surveys in Geophysics* 35 (1): 7 – 40.
- Brasse, H.; Soyer, W. 2001. A magnetotelluric study in the Southern Chilean Andes. *Geophysical Research Letters* 28 (19): 3757 – 3760.
- Brasse, H.; Lezaeta, P.; Rath, V.; Schwalenberg, K.; Soyer, W.; Haak, V. 2002. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical research* 107: 1 – 14.
- Brasse, H.; Eydam, D. 2008. Electrical conductivity beneath the Bolivian Orocline and its relation to subduction processes at the South American continental margin. *Journal of Geophysical Research* 113: B07109 1-14.
- Brasse, H. 2011. Electromagnetic images of the South and Central American subduction zones. En: Petrovsky, E.; Herrero-Bervera, E.; Harinarayana, T.; Ivers, D. (eds.), *The earth's magnetic interior*. IAGA Special Sopron Book Series 1. Berlin: Springer: 43 – 81.

Capítulo 9: Referencias

- Breitkreuz, C.; Zeil, W. 1994. The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in northern Chile. En: *Tectonics of the southern Central Andes*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 277 – 292.
- Breitkreuz, C. 1995. The Late Permian Peine and Cas Formation at the eastern margin of the Salar de Atacama, Northern Chile: stratigraphy, volcanic facies, and tectonics. *Revista Geológica de Chile* 22 (1): 3 – 23.
- Buchelt, M.; Tellez, C. 1988. The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). En: Bahlburg, H.; Breitkreuz, C.; Gieze, P. (eds.). *The southern central Andes*, vol 17. Springer, Heidelberg. Lecture notes in Earth Sciences, pp. 171 – 182.
- Burns, D.; de Silva, S.; Tepley III, F.; Schmitt, A.; Loewen, M. 2015. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico–Chascon volcanic complex, northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 422: 75-86.
- Caldwell, T.; Bibby, H.; Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International* 158: 457 – 469.
- Campanya, J.; Ogaya, X.; Jones, A.; Rath, V.; Vozar, J.; Meqbel, N. 2016. The advantages of complementing MT profiles in 3-D environments with geomagnetic transfer function and interstation horizontal magnetic transfer function data: results from a synthetic case study. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 207 (3): 1818 – 1836.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T.; Gibbons, W. (eds.). *The geology of Chile*. The Geological Society of London: 21 – 116.
- Chmielowski, J.; Zandt, G.; Haberland, C. 1999. The central Andean Altiplano-Puna magmatic body. *Geophysical Research Letters* 26: 783 – 786.
- Coloma, F.; Valin, X.; Oliveros, V.; Vásquez, P.; Creixell, C.; Salazar, E.; Ducea, M. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28° - 30° 15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean geology* 44 (2): 147 – 178.
- Comeau, M. 2015. Electrical resistivity structure of the Altiplano – Puna Magma Body and Volcan Ututuncu from magnetotelluric data. Tesis doctoral. Departamento de Física, University of Alberta
- Comeau, M.; Unsworth, M.; Cordell, D. 2016. New constraints on the magma distribution and composition beneath Volcán Uturuncu and the southern Bolivian Altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere* 12(5).
- Cordell, D.; Unsworth, M.; Díaz, D.; Reyes-Wagner, V.; Currie, C.; Hicks, S. 2019. Fluid and melt pathways in the Central Chilean subduction zone near the 2010 Maule earthquake

Capítulo 9: Referencias

(33 – 36°S) as inferred from magnetotelluric data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20: 1818 – 1835.

Damm, K.; Pichowiak, S.; Harmon, R.; Todt, W.; Kelley, S.; Omarini, R.; Niemeyer, H. 1990. Pre-Mesozoic, evolution of the central Andes: The basement revisited. *Geological Society of America Special Papers* 241: 101 – 126.

Dai, L.; Hu, H.; Li, H.; Jiang, J.; Hui, K. 2014. Influence of temperature, pressure, and chemical composition on the electrical conductivity of granite. *American Mineralogist* 99 (7): 1420 – 1428.

Davidson, J.; Harmon, R.; Wörner, G. 1991. The source of central Andean magmas: some considerations. En: Harmon, R.; Rapela, C. (eds). *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Publication, Vol. 265, p. 233-243.

de Silva, S. 1989a. Altiplano – Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17: 1102 – 1106.

de Silva, S. 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37: 93 – 131.

de Silva, S.; Zandt, G.; Trumbull, R.; Viramonte, J.; Salas, G.; Jiménez, N. 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. En: Troise, C.; De Natale, G.; C. Kilburn (eds). *Mechanisms of activity and unrest at large calderas*. Geological Society. Londres. Special publications, 269: 47 – 63.

del Potro, R.; Díez, M.; Blundy, J.; Camacho, A.; Gottsmann, J. 2013. Diapiric ascent of silicic magma beneath the Bolivian Altiplano. *Geophysical Research Letters* 40 (10): 2044 – 2048.

del Rey, A. Deckart, K.; Arriagada, C.; Martínez, F. 2016- Resolving the paradigm of the late Paleozoic – Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research* 37: 172 – 181.

Delgado, F.; Pavez, A. 2015. New insights into La Pacana caldera inner structure based on a gravimetric study (central Andes, Chile). *Andean Geology* 42 (3): 313 – 328.

Di Maio, R.; Piegari, E. 2011. Water storage mapping of pyroclastic covers through electrical resistivity measurements. *Journal of Applied Geophysics* 75 (2): 196 – 202.

Díaz, D. 2011. Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile), with a focus on Lascar volcano. Tesis doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra, Freie Universität Berlin.

Egbert, G.; Booker, J. 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 87: 173 – 194.

Capítulo 9: Referencias

- Egbert, G; Livelybrooks, D. 1996. Single station magnetotelluric impedance estimation: Coherence weighting and the regression M-estimate. *Geophysics* 61 (4): 964 – 970.
- Etchernacht, F.; Tauber, S.; Eisel, M.; Brasse, H.; Schwarz, G.; Haak, V. 1997. Electromagnetic study of the active continental margin in northern Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 102: 69 – 87.
- Figueroa, O.; Déruelle, B. 1996. Licancabur, an andesitic volcano of the south-central Andes. *Proceedings of Third International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, St. Malo, Francia: 563 – 566.
- Figueroa, O.; Déruelle, B.; Demaiffe, D. 2009. Genesis of adakite-like lavas of Licancabur volcano (Chile – Bolivia, Central Andes). *Comptus Rendus Geoscience* 341: 310 – 318.
- Flint, S. 1985. Alluvial fan and playa sedimentation in an Andean arid closed basin: the Paciencia Group, Antofagasta Province, Chile. *J. geol. Soc. London* 142: 533 – 546.
- Flóvenz, Ó.; Hersir, G.; Saemundsson, K.; Ármannsson, H.; Fridriksson, T. 2012. Geothermal energy exploration techniques. En: Sayigh, A. (ed.). *Comprehensive renewable energy*, Vol. 7. Elsevier, pp. 51-95.
- Fournier, R. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic – epithermal environment. *Economic geology* 94 (8): 1193 – 1211.
- Francis, P.; McDonough, W.; Hammill, M.; O’Callaghan, L.; Thorpe, R. (1984). The Cerro Purico shield complex, North Chile. In *Andean magmatism*. Birkhäuser Boston, pp. 106 – 123.
- Freyduth, H.; Brandmeier, M.; Wörner, G. 2015. The origin and crust/mantle mass balance of Central Andean ignimbrite magmatism constrained by oxygen and strontium isotopes and erupted volumes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 169, 58.
- Gaillard, F. 2004. Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure. *Earth and Planetary Science Letters* 218 (1-2): 215 – 228.
- Gamble, T.; Goubau, M.; Clarke, J. 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics* 44 (1): 53 – 68.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129: 93 – 131.
- Garcés Millas, I.; López Julián, P. 2012. Hydrochemical background of the Salar de Aguas Calientes I (Chile). *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia* 62: 91 – 102.
- Gardeweg, M.; Ramírez, C. 1985. Hoja Río Zapaleri: II Región de Antofagasta, escala 1:250.000. IIG, Carta Geológica de Chile (66): 86 p., Santiago.
- Gardeweg, M.; Sparks, R.; Matthews, S. 1998. Evolution of Lascar volcano, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 155: 89 – 104

Capítulo 9: Referencias

Glover, P.; Hole, M.; Pous, J. 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters* 180 (3-4): 369 – 383.

Godfrey, L.; Álvarez – Amado, F. 2020. Volcanic and saline lithium inputs to the Salar de Atacama. *Minerals* 10 (201).

Gómez-Ortiz, D.; Martín-Velázquez, S.; Martín-Crespo, T.; Márquez, A.; Lillo, J.; López, I.; Carreño, F.; Martín-González, F.; Herrera, R.; De Pablo, M. 2007. Joint application of ground penetrating radar and electrical resistivity imaging to investigate volcanic materials and structures in Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of applied geophysics* 62 (3): 287-300.

González, G.; Cembrano, J.; Aron, F.; Veloso, E.; Shyu, J. 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). *Tectonics*, 28 (6).

González-Ferrán, O. 1994. *Volcanes de Chile*. Instituto Geografico Militar, 640 p. Santiago.

Gorustovich, S.; Monaldi, C.; Slafity, J. 2011. Geology and metal ore deposits in the Argentine Puna. En; Salfity, J.; Marquillas, R. (eds.). *Cenozoic geology of the central Andes of Argentina*. SCS Publisher, 458 p. Salta, Argentina.

Goss, A.; Kay, S. 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28° S, ~68° W). *Earth and Planetary Science Letters* 279 (1-2): 97-109.

Götze, H.; Krause, S. 2002. The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex? *Journal of South American Earth Sciences* 14: 799 – 811.

Grocke, S.; de Silva, S.; Iriarte, R.; Lindsay, J.; Cottrell, E. 2017. Catastrophic caldera-forming (CCF) monotonous silicic magma reservoirs: Geochemical and petrological constraints on heterogeneity, magma dynamics, and eruption dynamics of the 3.49 Ma Tara Supereruption, Guacha II Caldera, SW Bolivia. *Journal of Petrology* 58 (2): 227 – 260.

Guest, J. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 80 (3): 337 – 362.

Guo, X., Zhang, L., Behrens, H., Ni, H. 2016. Probing the status of felsic magma reservoirs: Constraints from the P–T–H₂O dependences of electrical conductivity of rhyolitic melt. *Earth and Planetary Science Letters* 433: 54 – 62.

Hacker, B.; Peacock, S.; Abers, G.; Holloway, S. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B1).

Hartley, A.; May, G.; Chong, G.; Turner, P.; Kape, S.; Jolley, E. 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology* 28 (4): 331 – 334.

Capítulo 9: Referencias

Hashin, Z.; Shtrikman, S. 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. *Journal of applied Physics* 33 (10): 3125 – 3131.

Hayes, G.; Wald, D.; Johnson, R. 2012. Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research* 117, B01302.

Hernández, M. 2019. Distribución tridimensional de cuerpos magnetizados profundos y estructura de la corteza continental en el norte de Chile, región de Antofagasta (22° - 24°S). Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias mención Geofísica. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. Santiago.

Hervé, F.; Faundez, V.; Calderón, M.; Massone, H.; Willner, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. En: Moreno, T.; Gibbons, W. (eds.). *The geology of Chile*. The Geological Society of London: 5 – 19.

Hilley, G.E.; Coutand, I. 2010. Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: insights from the central Andes. *Tectonophysics* 485: 78 – 92.

Hoffmann, C.; Figueroa, O.; Honthaas, C.; Déruelle, B. 2012. Las adakitas del Campo de lavas Negros de Aras: Petrografía y Geoquímica. Congreso Geológico Chileno 13. Antofagasta, Chile, pp.327 – 329.

Hui, K.; Dai, L.; Li, H.; Hu, H.; Jiang, J.; Sun, W.; Zhang, H. 2017. Experimental study on the electrical conductivity of pyroxene andesite at high temperature and high pressure. *Pure and Applied Geophysics* 174 (3): 1033 – 1041.

Irrarrázaval, I. 2009. Estratigrafía y mineralogía de las evaporitas superiores zona SO, Salar de Atacama. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.

Jaillard, E.; Hérial, G.; Monfret, T.; Díaz-Martínez, E.; Baby, P.; Lavenu, A.; Dumont, J. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Bolivia and northernmost Chile. En: Cordani, U.; Milani, E.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia: 481 – 559.

Jones F.; Price A. 1970. The perturbations of alternating geomagnetic fields by conductivity anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 20 (3): 317 – 334.

Jones, A. 2011. Three-dimensional galvanic distortion of three-dimensional regional conductivity structures. Comment on: "Three-dimensional joint inversion for magnetotelluric resistivity and static shift distributions in complex media" by Yutaka Sasaki and Max A. Meju. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 116 (12).

Jordan, T.; Mpodozis, C.; Muñoz, N.; Blanco, N.; Panamont, P.; Gardewag, M. 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 122 – 146.

Capítulo 9: Referencias

Kapinos, G. 2011. Amphibious magnetotellurics at the South-Central Chilean continental margin. Tesis doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra, Freie Universität Berlin.

Kapinos, G.; Montahei, M.; Meqbel, N.; Brasse, H. 2016. Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. *Tectonophysics* 666: 76 – 89.

Kasai, K.; Sakagawa, Y.; Komatsu, R.; Sasaki, M.; Akaku, K.; Uchida, T. 1998. The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda Geothermal System, Japan. *Geothermics* 27 (5/6): 631 – 645.

Kay, S.; Coira, B.; Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B12): 24323-24339.

Kay, S.; Coira, B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision* 204 – 229.

Kay, S.; Coira, B.; Caffè, P.; Chen, C. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198 (1-2): 81 – 111.

Keller, G. 2008. Rock and minerals properties. En: Nabighian, M. (ed). *Electromagnetic methods in applied geophysics. Volume 1, Theory.* Society of Exploration Geophysicist, Tulsa, Estados Unidos.

Kühn, C.; Küster, J.; Brasse, H. 2014. Three-dimensional inversion of magnetotelluric data from the Central Andean continental margin. *Earth, Planets and Space* 66: 112.

Kühn, C.; Brasse, H.; Schwarz, G. 2018. Three-dimensional electrical resistivity image of the volcanic arc in Northern Chile. An appraisal of early magnetotelluric data. *Pure and Applied Geophysics* 175: 2153 – 2165.

Laumonier, M.; Gaillard, F.; Sifré, D. 2015. The effect of pressure and water concentration on the electrical conductivity of dacitic melts: implication for magnetotelluric imaging in subduction areas. *Chemical Geology* 418.

Laumonier, M.; Gaillard, F.; Muir, D.; Blundy, J.; Unsworth, M. 2017. Giant magmatic water reservoirs at mid-crustal depth inferred from electrical conductivity and the growth of the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 457: 173 – 180.

Ledo, J.; Queralt, P.; Marti, A.; Jones, A. 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolutions. *Geophysical Journal International* 150: 127 – 139.

Lindsay, J.; Schmitt, A.; Trumbull, R.; de Silva, S.; Siebel, W.; Emmermann, R. 2001b. Magmatic evolution of the La Pacana Caldera system, central Andes, Chile: compositional

Capítulo 9: Referencias

variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites and implications for contrasting eruption mechanisms. *Journal of Petrology* 42: 459-486.

Lindsay, J.M.; de Silva, S.; Trumbull, R.; Emmermann, R.; Wemmer, K. 2001b. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106: 145 – 173.

Loewy, S.; Connelly, J.; Dalziel, I. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin* 116 (1-2): 171 – 187.

Lucassen, F.; Becchio, R.; Harmon, R.; Kasemann, S.; Franz, G.; Trumbull, R.; Wilke, H.; Romer, R.; Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, 341 (1-4): 195 – 223.

Mamani, M.; Tassara, A.; Wörner, G. 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (3).

Mancini, R.; Díaz, D.; Brasse, H.; Godoy, B.; Hernández, M. Conductivity distribution beneath the San Pedro-Linzor volcanic chain, North Chile, using 3D magnetotelluric modeling. *Journal of Geophysical Research* 124 (5): 4386-4398.

Marinovic, N.; Lahsen, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, N° 58, escala 1:250.000. 140 pp. Santiago.

Martin, L.; Hermann, J.; Gauthiez-Putallaz, L.; Whitney, D.; Vitale Brovarone, A.; Fornash, K.; Evans, N. 2014. Lawsonite geochemistry and stability—implication for trace element and water cycles in subduction zones. *Journal of Metamorphic Geology* 32 (5): 455 – 478.

Maro, G.; Caffè, P. 2016. The Cerro Bitiche Andesitic Field: petrological diversity and implications for magmatic evolution of mafic volcanic centers from the northern Puna. *Bulletin of Volcanology* 78: 51.

Maro, G.; Caffè, P.; Báez, W. 2017. Volcanismo monogenético máfico cenozoico de la Puna. En: *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán (Vol. 2017)*. Asociación Geológica Argentina.

Maruyama, S.; Okamoto, K. 2007. Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone. *Gondwana Research* 11 (1-2): 148 – 165.

Matthews, S.; Jones, A.; Gardeweg, M. 1994. Lascar Volcano, Northern Chile; Evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology* 35: 401 – 432.

McGary, R.; Evans, R.; Wannamaker, P.; Elsenbeck, J.; Rondenay, S. 2014. Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature* 511 (7509): 338 – 340.

Capítulo 9: Referencias

- Mostny, G. 1981. Prehistoria de Chile. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.
- Mpodozis, C.; Marinovic, N.; Smoje, I.; Cuitiño, L. 1993. Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Corporación Nacional del Cobre de Chile, Santiago.
- Mpodozis, C.; Arriagada, C.; Basso, M.; Roperch, P.; Cobbold, P.; Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implication for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399: 125 – 154.
- Nado, K.; Marsteller, S.; King, L.; Daverman, B.; Torres-Rouff, C.; Knudson, Kelly, J. 2012. Examining local social identities through patterns of biological and cultural variations in the Solcor Ayllu, San Pedro de Atacama, Chile. *Chungara, Revista de Antropología Chilena* 44 (2): 341 – 357.
- Narea, K. 2014. Análisis paleomagnético y estructural de las unidades paleozoicas y mesozoicas del cuadrángulo Barros Arana, región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al título de Geóloga. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- Oliveros, V.; González, J.; Espinoza, M.; Vásquez, P.; Rossel, P.; Creixell, C.; Sepúlveda, F.; Bastías, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the southern central Andes. En: Folguera, A.; Contreras-Reyes, E.; Heredia, N.; Encinas, A.; Ianelli, S.; Oliveros, V.; Dávila, F.; Collo, G.; Giambiagi, L.; Maksymowicz, A.; Iglesia, M. Turienzo, M.; Naipauer, M.; Orts, D.; Litvak, V.; Alvarez, O.; Arriagada, C (eds.). *The evolution of Chilean-Argentinean Andes*. Springer: 165 – 190.
- Parker, R. 1983. The magnetotelluric inverse problem. *Geophys. Surv.* 6: 5 – 25.
- Pavez, A.; Remy, D.; Bonvalot, S.; Diament, M.; Gabalda, G.; Froger, J.; Julien, P.; Legrand, D.; Moisset, D. 2006. Insight into ground deformations at Lascar volcano (Chile) from SAR interferometry, photogrammetry and GPS data: Implications on volcano dynamics and future space monitoring. *Remote Sensing of Environment* 100 (3): 307 – 320.
- Peacock, S. 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science* 248: 329 - 337.
- Pommier, A.; LeTrong, E. 2011. SIGMELTS: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences. *Computers and Geosciences* 37: 1450 – 1459.
- Ramírez, C.; Gardeweg, M., 1982. Hoja Toconao. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°54, 122 pp.
- Ramos, V.; Zapata, T.; Cristallini, E.; Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En: McClay, K. (ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir 82, p. 30 – 50.
- Ramos, V. 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36: 289 – 324.

Capítulo 9: Referencias

Ramos, V. 2010a. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2 – 25.

Ramos, V. 2010b. The Grenville age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 77 – 91.

Reutter, K.; Scheuber, E.; & Helmcke, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau* 80: 135–153.

Reutter, K.; Charrier, R.; Götze, H.; Schurr, B.; Wigger, P.; Scheuber, E.; Giese, P.; Reuther, C.; Schmidt, S.; Rietbrock, A.; Chong, G.; Pool, A. 2006. The Salar de Atacama basin: a subsiding block within the western edge of the Altiplano – Puna Plateau. En: Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P (eds.). *The Andes. Active subduction orogeny*. Springer, pp. 303 – 325.

Reynard, B.; Mibe, K.; Van de Moortèle, B. 2011. Electrical conductivity of the serpentinised mantle and fluid flow in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 307(3-4): 387 – 394.

Riller, U.; Petrinovic, I.; Ramelow, J.; Strecker, M.; Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Letters* 188: 299 – 311.

Risacher, F.; Alonso, H.; Salazar, C. 1999. *Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II, y III regiones – Chile*. Vol. III; Estudio de cuencas de la II región. Dirección General de Aguas, Santiago.

Risse, A.; Trumbull, R.; Kay, S.; Coira, B.; Romer, R. 2013. Multi-stage evolution of late Neogene mantle-derived magmas from the central Andes back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. *Journal of Petrology* 54 (10): 1963 – 1995.

Rodi, W.; Mackie, R. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66 (1): 174 – 187.

Rüpke, L.; Morgan, J.; Hort, M.; Connelly, J. 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 223: 17 – 34.

Rutland, R.; Guest, J.; Grasty, R. 1965. Isotopic ages and Andean uplift. *Nature* 208 (5011): 677 – 678.

Salfity, J.; Monaldi, C.; Marquillas, R.; Álvarez, L. 2005. Región de la Puna. En: Chebli, G.; Cortiñas, J.; Legarreta, L.; Spalletti, L.; Vallejo, E. (eds.). *Frontera Exploratoria de la Argentina*. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, p. 77-95.

Salisbury, M.; Jicha, B.; de Silva, S.; Singer, B.; Jiménez, N.; Ort, M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *GSA Bulletin* 123 (5-6): 821 – 840.

Capítulo 9: Referencias

Scheuber E.; Andriessen, P. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zona, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 12 (2): 243 – 257.

Schilling, F.; Partzsch, G.; Brasse, H.; Schwarz, G. 1997. Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 103 (1-2): 17 – 31.

Schilling, F.; Trumbull, R.; Brasse, H.; Haberland, C.; Asch, G.; Bruhn, D.; Mai, K.; Haak, V.; Giese, P.; Muñoz, M.; Ramelow, J.; Rietbrock, A.; Ricaldi, E.; Vietor, T. 2006. Partial melting in the Central Andean crust: a review of geophysical, petrophysical, and petrologic evidence. En: *The Andes*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 459 – 474.

Schmitt, A.; De Silva, S.; Trumbull, R.; Emmermann, R. 2001. Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140 (6): 680 – 700.

Schmitz, M.; Lessel, K.; Giese, P.; Wigger, P.; Araneda, M.; Bribach, J.; Graeber, F.; Grunewald, S.; Haberland, C.; Lüth, S.; Röwe, P.; Ryberg, T. 1999. The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies – the PISCO 94 experiment in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 237 – 260.

Schurr, B.; Asch, G.; Rietbrock, A.; Trumbull, R.; Haberland, C. 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 2015: 105 – 119.

Schurr, B.; Rietbrock, A. 2004. Deep seismic structure of the Atacama basin, northern Chile. *Geophysical Research Letters* 31 (12).

Schurr, B.; Rietbrock, A.; Asch, G.; Kind, R.; Oncken, O. 2006. Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography. *Tectonophysics* 415: 203 – 223.

Schwarz, G.; Chong, G.; Krüger, D.; Martínez, E.; Massow, W.; Rath, V.; Viramonte, J. 1994. Crustal high conductivity zones of the Central Andean crust. En: Reutter, K.; Scheuber, E.; Wigger, P. (eds.). *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer: 49 – 68.

Seggiaro, R.; Becchio, R.; Bercheñi, V.; Ramallo, L. 2015. Hoja Geológica Susques 2366-III. Escala 741 1:250.000. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 414, 742 103 pp, Buenos Aires.

SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4. Santiago.

Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. 1996. Carta Geofísica, Hoja 2366-III Susques. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Capítulo 9: Referencias

- Sick, C.; Yoon, M., Rauch, K.; Buske, S.; Lüth, S.; Araneda, M.; Bataille, K.; Chong, G.; Giese, P.; Krawczyk, C.; Mechie, J.; Meyer, H.; Oncken, O.; Reichert, C.; Schmitz, M.; Shapiro, S.; Stiller, M.; Wigger, P. 2006. Seismic images of accretive and erosive subduction zones from the Chilean margin. En *The Andes*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 147-169.
- Simpson, F; Bahr, K. 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Smith, J. 1997. Estimating galvanic-distortion magnetic fields in magnetotellurics. *Geophysical Journal International* 130 (1): 65-72.
- Soeder, D.; Dishart, J. 1992. Porosity and permeability of tuffs from the unsaturated zone at Yucca Mountain, Nevada. En: *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 24 (7): A200.
- Soyer, W.; Unsworth, M. 2006. Deep electrical structure of the northern Cascadia (British Columbia, Canada) subduction zone: Implications for the distribution of fluids. *Geology* 34 (1): 53 – 56.
- Sparks, R.; Folkes, C.; Humphreys, M.; Barfod, D.; Clavero, J.; Sunagua, M.; McNutt, S.; Pritchard, M. 2008. Uturuncu volcano, Bolivia: Volcanic unrest due to mid-crustal magma intrusion. *American Journal of Science* 308 (6): 727-769.
- Springer, M. 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306: 377 – 395.
- Sutarno, D.; Vozoff, K. 1991. Phase-smoothed robust M-estimation of magnetotelluric impedance functions. *Geophysics* 56 (12): 1999 – 2007.
- Stechern, A.; Just, T.; Holtz, F.; Blume-Oeste, M.; Namur, O. 2017. Decoding magma plumbing and geochemical evolution beneath the Lastarria volcanic complex (Northern Chile). Evidence for multiple magma storage regions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 25 – 45.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31 (2): 161 – 206.
- Tassi, F.; Aguilera, F.; Vaselli, O.; Medina, E.; Tedesco, D.; Delgado Huertas, A.; Poreda, R.; Kojima, S. 2009. The magmatic-and hydrothermal-dominated fumarolic system at the Active Crater of Lascar volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 71 (2): 171 – 183.
- Trumbull, R.; Wittenbrink, R.; Hahne, K.; Emmermann, R.; Büsch, W.; Gerstenberger, H. 1999. Evidence of Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25°-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 135 – 155.
- Tsujimori, T.; Ernst, W. 2014. Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: A review. *Journal of Metamorphic Geology* 32 (5): 437 – 454.

Capítulo 9: Referencias

Valenzuela, J. 2014. Estratigrafía y geología estructural de la región de Cerro La Ballena – Portezuelo Azabache (Cordillera de Domeyko 23°40' – 24°00'S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.

van Keken, P.; Hacker, B.; Syracuse, E.; Abers, G. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B1).

Viljanen, A. 2012. Description of the magnetospheric/ionospheric sources. En: Chave, A.; Jones, A. (eds). *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge University Press, New York, pp. 96 – 121.

Walton, N.R.G. 1989. Electrical conductivity and total dissolved solids. What is their precise relationship? *Desalination* 72: 275 – 292.

Wang, D.; Guo, Y.; Yu, Y.; Karato, S. 2012. Electrical conductivity of amphibole-bearing rocks: influence of dehydration. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164 (1): 17-25.

Ward, K.; Zandt, G.; Beck, S.; Christensen, H. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano – Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters* 404: 43 – 53.

Ward, K.; Delph, J.; Zandt, G.; Beck, S.; Ducea, M. 2017. Magmatic evolution of a Cordilleran flare-up and its role in the creation of silicic crust. *Scientific Reports* 7, 9047.

Wiese, H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: die Streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Geofisica pura e applicata* 52(1):83–103.

Wilkes, E; Görler, K. 1994. Sedimentary and structural evolution of the Salar de Atacama depression. En: Reutter, K.; Scheuber, E.; Wigger, P. (Eds.). *Tectonics of the southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin*. Springer-Verlag pp: 171 – 188.

Winter, J. 2010. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. New York. Prentice Hall.

Worzewski, T.; Jegen, M.; Kopp, H.; Brasse, H.; Teylor, W. 2010. Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geosciences* 4: 108 – 111.

Yuan, X.; Sobolev, S.; Kind, R.; Oncken, O. and Andes Seismology Group. 2000. New constraints on subduction and collision processes in the central Andes from comprehensive observations of P to S converted seismic phases. *Nature* 408: 958 – 961.

Yuan, X., Sobolev, S.; Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters* 199: 389– 402.

Capítulo 9: Referencias

Zandt, G.; Leidig, M.; Chmielowski, J.; Baumont, D.; Yuan, X. 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160 (3-4): 789-807.

Zhdanov, M. S. 2009. *Geophysical electromagnetic theory and methods*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier.

Anexo A

Ubicación de las estaciones

Nombre		Latitud	Longitud	Altura	Procesamiento ¹		
					Rob.	RR	Coh.
BA01		-23,206	-67,1867	4.402	Sí	BA02	No
BA02		-23,1902	-67,2694	4.261	Sí	BA01, BA03	No
BA03		-23,1811	-67,3757	4.252	Sí	BA02, BA04	No
BA04		-23,1907	-67,4876	4.543	Sí	BA03	No
BA05		-23,2212	-68,0051	2.436	Sí	No	No
BA06		-23,2129	-67,7819	4.163	Sí	No	No
L04		-23,3240	-67,8845	3.309	Sí	No	No
L06		-23,2658	-68,0761	2.352	Sí	No	No
ABS		-23,2887	-68,0705	2.345	Sí	No	No
EPL001	PUJS	-23,1977	-67,5514	4.540	Sí	No	Sí
EPL002	LOYO	-23,1931	-67,3286	4.233	Sí	BORD, PACA, JAMA, QUIS	Sí
EPL003	BORD	-23,1673	-68,5385	2.426	Sí	LOYO, PACA, JAMA, QUIS	Sí
EPL004	PACA	-23,1935	-67,4066	4.523	Sí	LOYO, BORD, JAMA, QUIS	Sí
EPL005	JAMA	-23,1913	-67,1404	4.387	Sí	LOYO, BORD, PACA, QUIS	Sí
EPL006	HECA	-23,2114	-67,7559	4.336	Sí	No	Sí
EPL007	QUIS	-23,1990	-67,2387	4.275	Sí	LOYO, BORD, PACA, JAMA	Sí
EPL008	PACI	-23.3323	-68,5006	2.357	Sí	TOCO, QUIM, ELVI, ALMA	Sí
EPL009	ATAN	-23,2233	-67,8520	3.676	Sí	No	Sí
EPL010	JERE	-23.2016	-67.9392	3.002	No	No	No
EPL011	TOCO	-23,2216	-68,0528	2.373	Sí	QUIM, ELVI, ALMA	Sí
EPL012	QUIM	-23,182	-68,6484	3.157	Sí	TOCO, ELVI, ALMA	Sí

¹ Rob.: Algoritmo robusto (Egbert & Booker, 1986)

RR: Referencia remota (Gamble *et al.*, 1979)

Coh.: Ponderación por coherencia (Egbert & Livelybrooks, 1996)

Anexo A: Ubicación de las estaciones

Nombre		Latitud	Longitud	Altura	Procesamiento ¹		
					Rob.	RR	Coh.
EPL013	ELVI	-23,2023	-68,7353	3.050	Sí	TOCO, QUIM, ALMA	Sí
EPL014	ALMA	-23,1074	-67,6784	4.773	Sí	TOCO, QUIM, ELVI	Sí
EPL015	TEBI	-23,118	-68,2208	2.331	Sí	TOCO, QUIM, ELVI, ALMA	Sí
NK01		-23,3099	-68,766	2.918	Sí	No	No
NK05		-23,237	-68,9669	2.909	Sí	No	No

Anexo B

Parámetros de inversión

Figura	Modos	τ	EF ρ	EF ϕ	EF Hz	<i>Static Shift</i>	Rot	S2/Tau	RMS	Motivación
Figura 6.10 a	Todos	10	20	5	0,02	Sí	0	344,4	2,82002	BBMT: SS en una etapa
Figura 6.10 b	Todos	10	20	5	0,02	2 etapas ²	0	386,0	2,051557	BBMT: SS en dos etapas
Figura 6.13 a	Todos	10	20	5	0,02	2 etapas	0	387,8	2,067013	BBMT: resistividad inicial
Figura 6.13 b	Todos	10	20	5	0,02	2 etapas	0	387,8	2,058468	BBMT: resistividad inicial
Figura 6.13 c	Todos	10	20	5	0,02	2 etapas	0	392,4	2,059475	BBMT: resistividad inicial
Figura 6.13 d	Todos	10	20	5	0,02	2 etapas	0	391,3	2,041671	BBMT: resistividad inicial
Figura 6.14 a	Todos	1	20	5	0,02	2 etapas	0	1200,9	1,48187	BBMT: regularización
Figura 6.14 b	Todos	2,5	20	5	0,02	2 etapas	0	739,1	1,622154	BBMT: regularización

² Inversión en 2 etapas según procedimiento descrito en la sección 6.3.2. *Convergencia*.

Anexo B: Parámetros de inversión

Figura	Modos	τ	EF ρ	EF ϕ	EF Hz	<i>Static Shift</i>	Rot	S2/Tau	RMS	Motivación
Figura 6.14 c	Todos	15	20	5	0,02	2 etapas	0	321,0	2,218636	BBMT: regularización
Figura 6.14 d	Todos	50	20	5	0,02	2 etapas	0	208,3	3,998054	BBMT: regularización
Figura 6.15 a	Todos	15	20	5	0,02	2 etapas	0	308,4	1,961591	BBMT: sin remover SS
Figura 6.15 b	Todos	15	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	249,9	2,138036	BBMT: remover SS de TM
Figura 6.15 c	Todos	15	20	5	0,02	Sin ss TE ³	0	232,0	2,138963	BBMT: remover SS de TE
Figura 6.16 a	TE	15	20	5	-	Sin ss TM ³	0	110,0	1,949015	BBMT: modos
Figura 6.16 b	TE+Hz	15	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	206,7	2,188398	BBMT: modos
Figura 6.16 c	TM	15	20	5	-	Sin ss TM ³	0	49,9	1,941712	BBMT: modos
Figura 6.16 d	TM+Hz	15	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	105,5	1,916232	BBMT: modos
Figura 6.16 e	TE+TM	15	20	5	-	Sin ss TM ³	0	149,0	1,919451	BBMT: modos
Figura 6.16 f	Hz	15	-	-	0,02	-	0	28,3	1,494747	BBMT: modos
Figura 6.22 a	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	141,8	2,350237	LMT: resistividad inicial
Figura 6.22 b	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	109,6	2,472167	LMT: resistividad inicial
Figura 6.22 c	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	117,5	2,459979	LMT: resistividad inicial

³ Efectuado a las estaciones BA06 y L04.

Anexo B: Parámetros de inversión

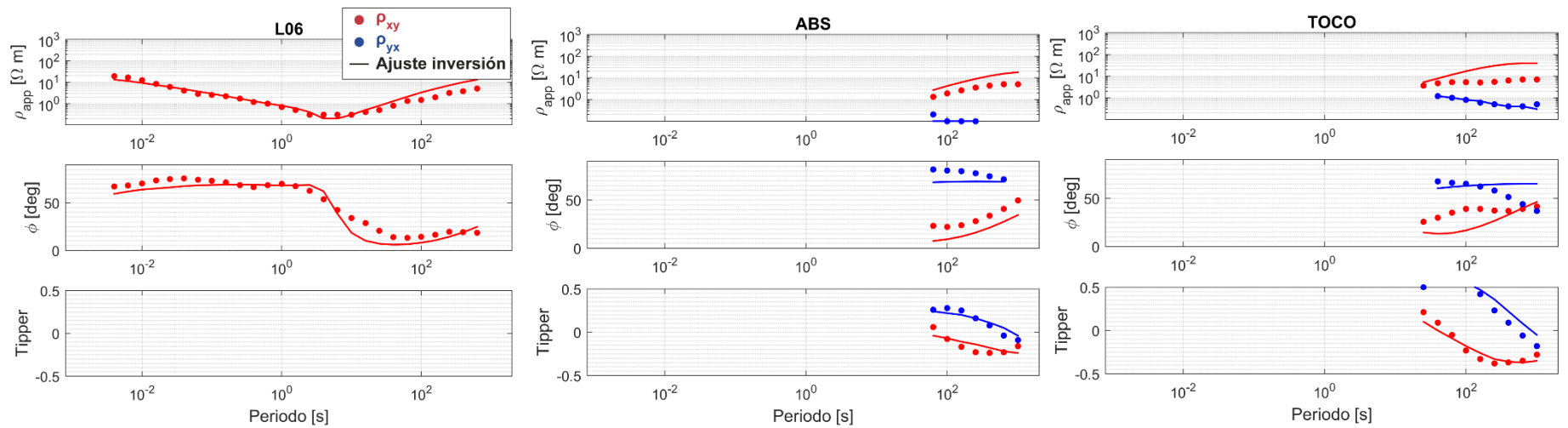
Figura	Modos	τ	EF ρ	EF ϕ	EF Hz	<i>Static Shift</i>	Rot	S2/Tau	RMS	Motivación
Figura 6.22 d	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	139,0	2,438864	LMT: resistividad inicial
Figura 6.23 a	Todos	1	20	5	0,02	Sí	0	1173,1	1,841312	LMT: regularización
Figura 6.23 b	Todos	10	20	5	0,02	Sí	0	266,5	2,281936	LMT: regularización
Figura 6.23 c	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	117,5	2,459979	LMT: regularización
Figura 6.23 d	Todos	100	20	5	0,02	Sí	0	71,6	3,210356	LMT: regularización
Figura 6.24 a	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	109,6	2,472167	LMT: con topografía
Figura 6.24 b	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	116,3	2,450173	LMT: sin topografía
Figura 6.25 a	Todos	25	20	5	0,02	Sí	0	134,7	3,025065	LMT: información a priori
Figura 6.25 b	Todos+Hz ⁺⁴	25	20	5	0,02	Sí	0	108,2	2,407703	LMT: información a priori
Figura 6.26 a	Todos	15	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	249,9	2,138036	BBMT: solo BBMT
Figura 6.26 b	Todos	15	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	258,1	2,598527	BBMT: con LMT
Figura 6.28 a	Todos	10	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	390,9	2,495938	LMT: con BBMT
Figura 6.28 b	Todos	10	20	5	0,02	Sin ss TM ³	0	424,5	2,468951	LMT: con BBMT + información a priori

⁴ Incluye vectores de inducción de estaciones sin tensor de impedancia

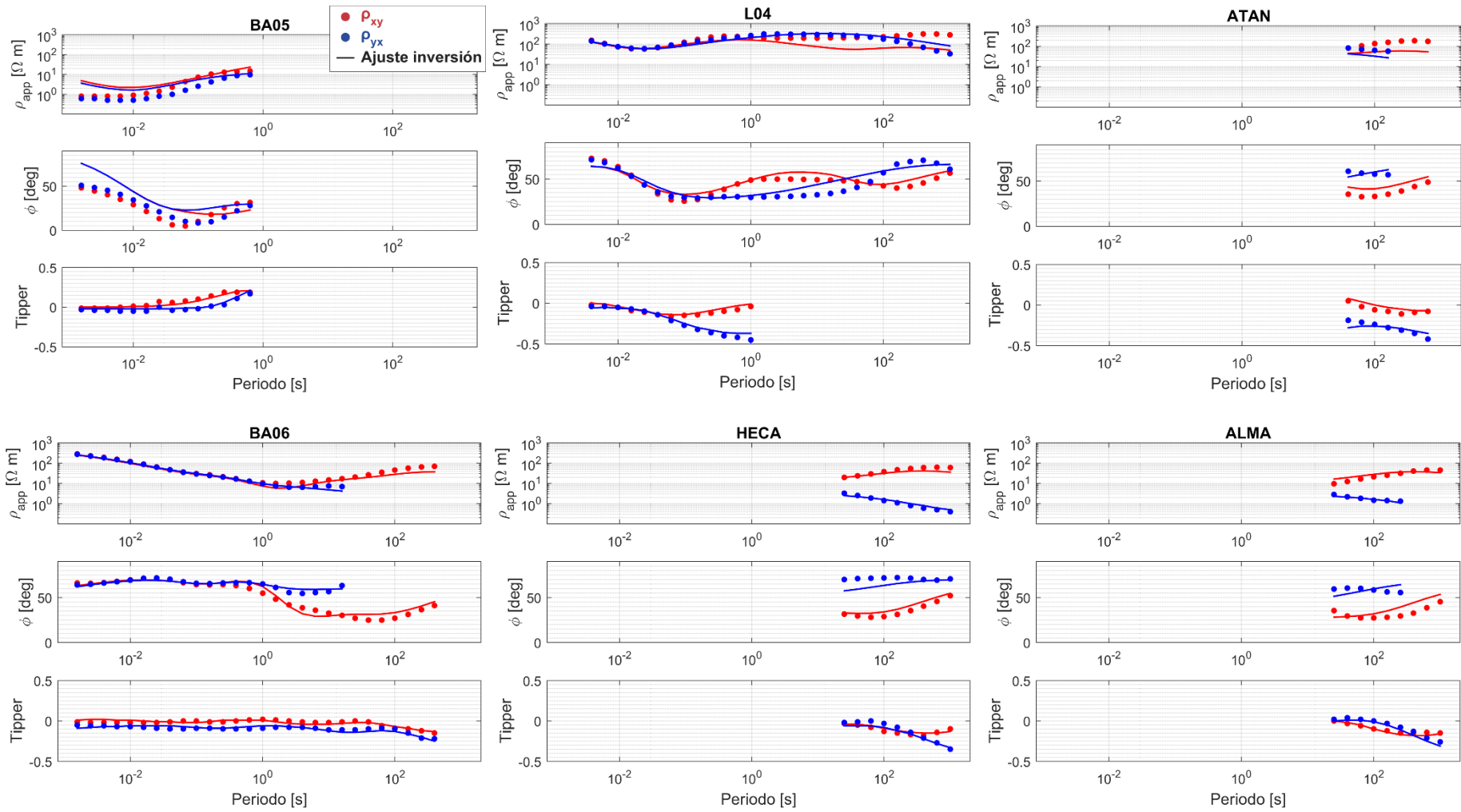
Anexo C

Ajustes del modelo

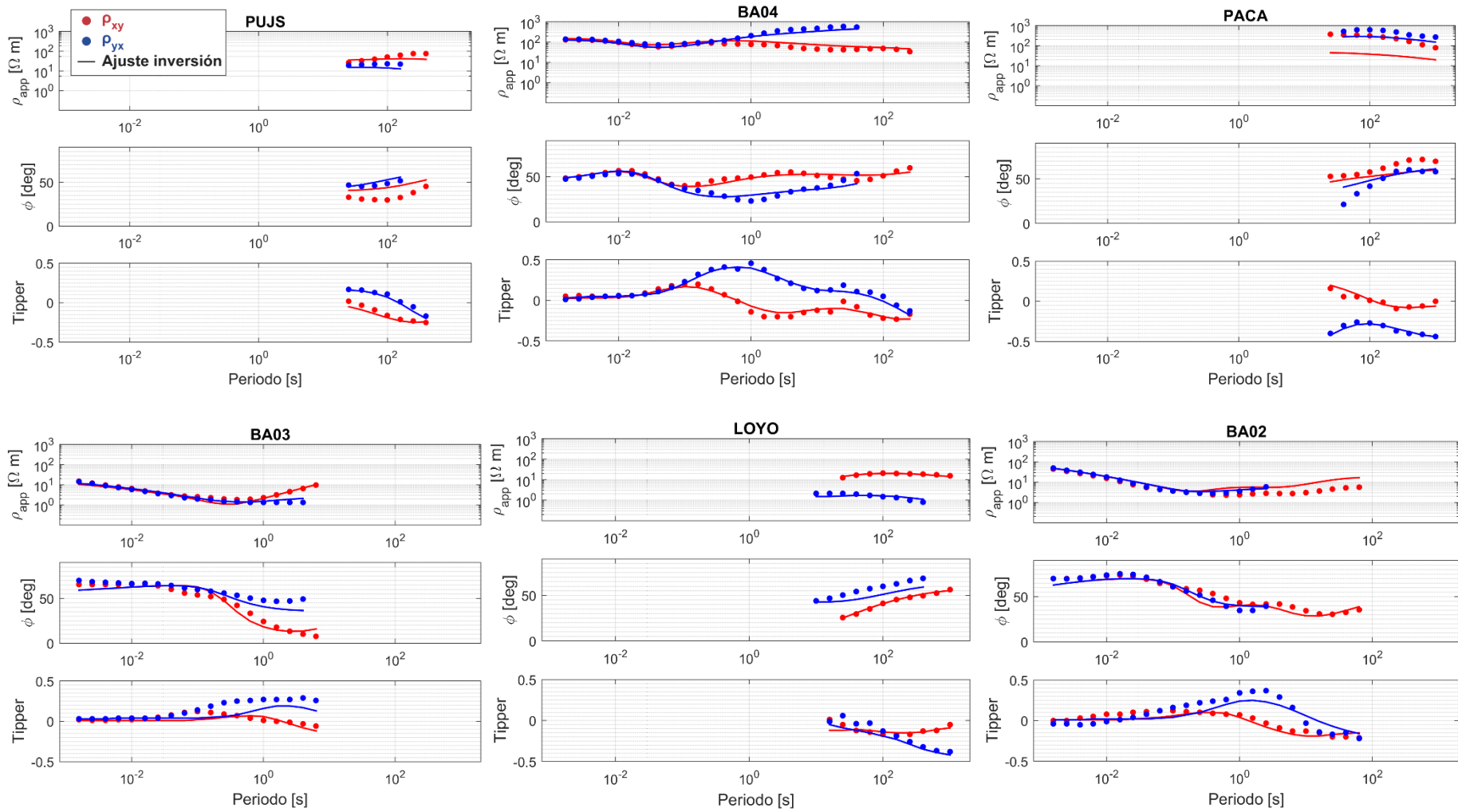
C.1 Modelo conjunto de BBMT



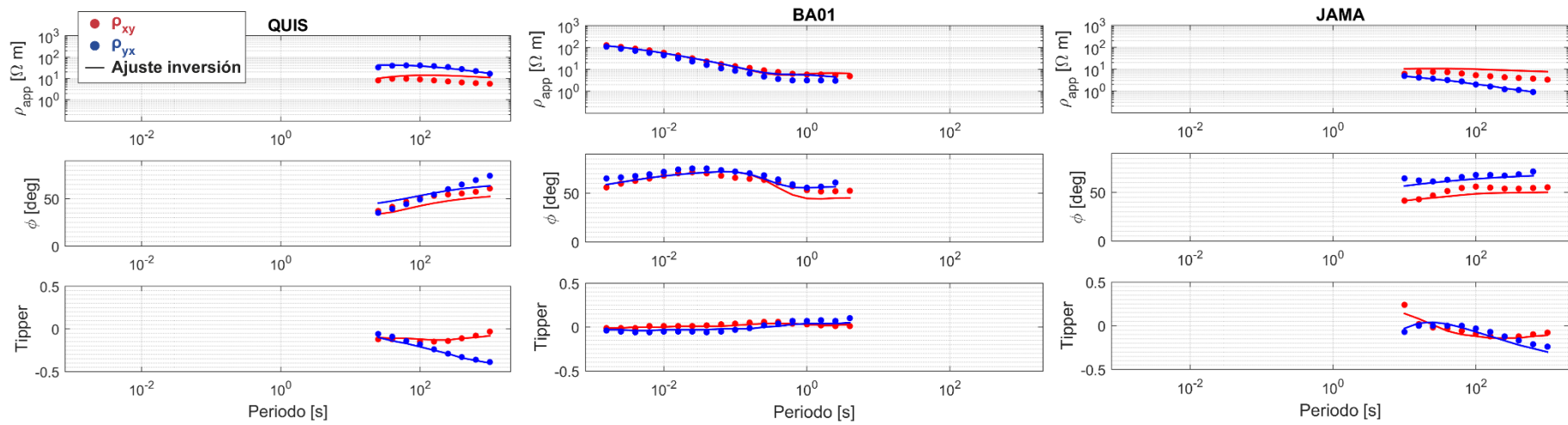
Anexo C: Ajustes del modelo



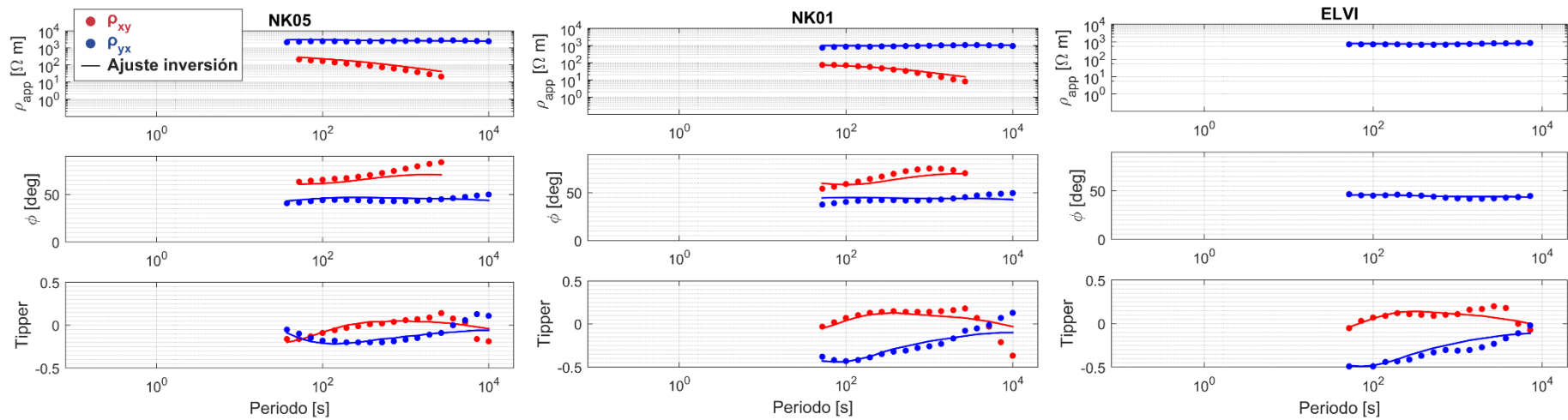
Anexo C: Ajustes del modelo



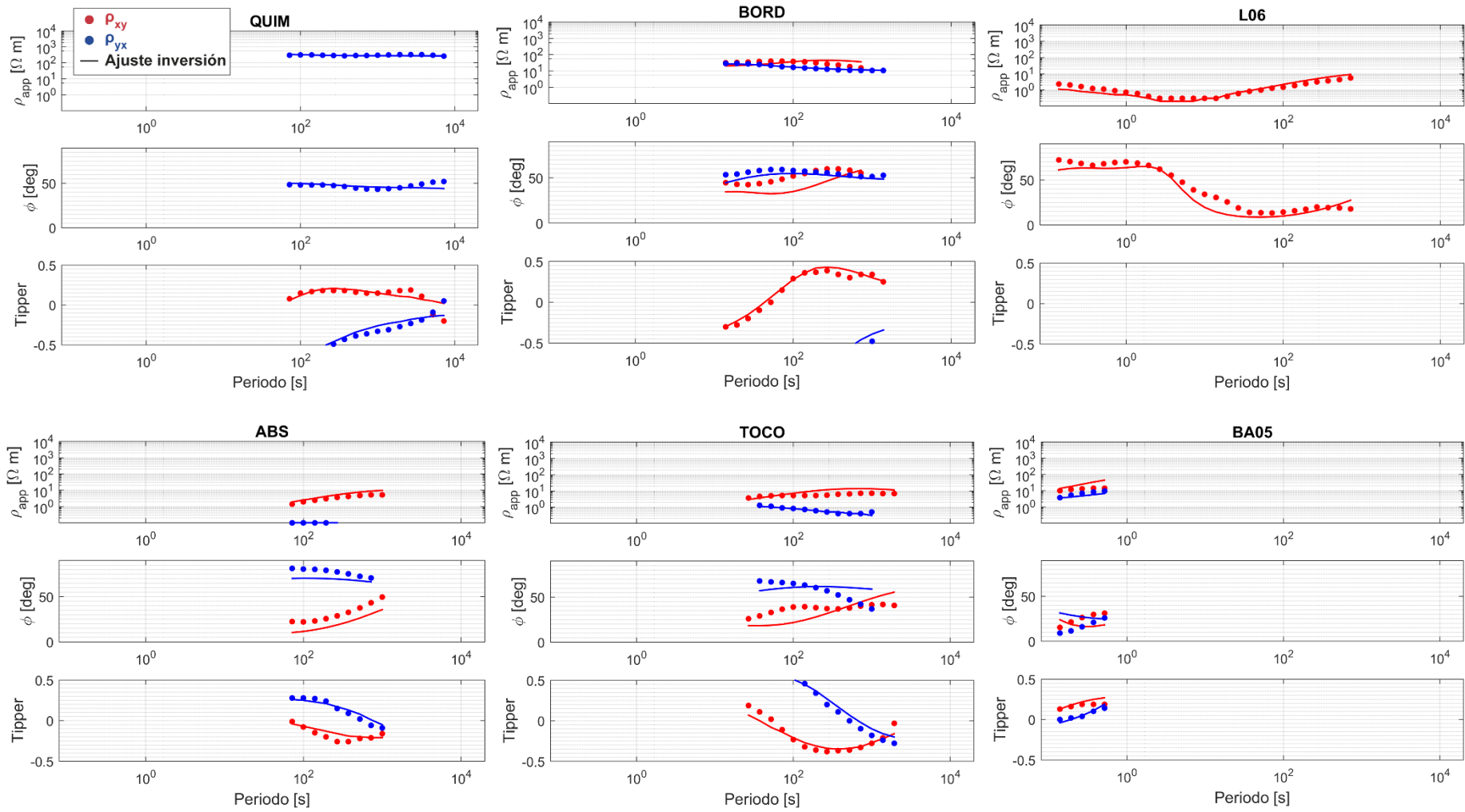
Anexo C: Ajustes del modelo



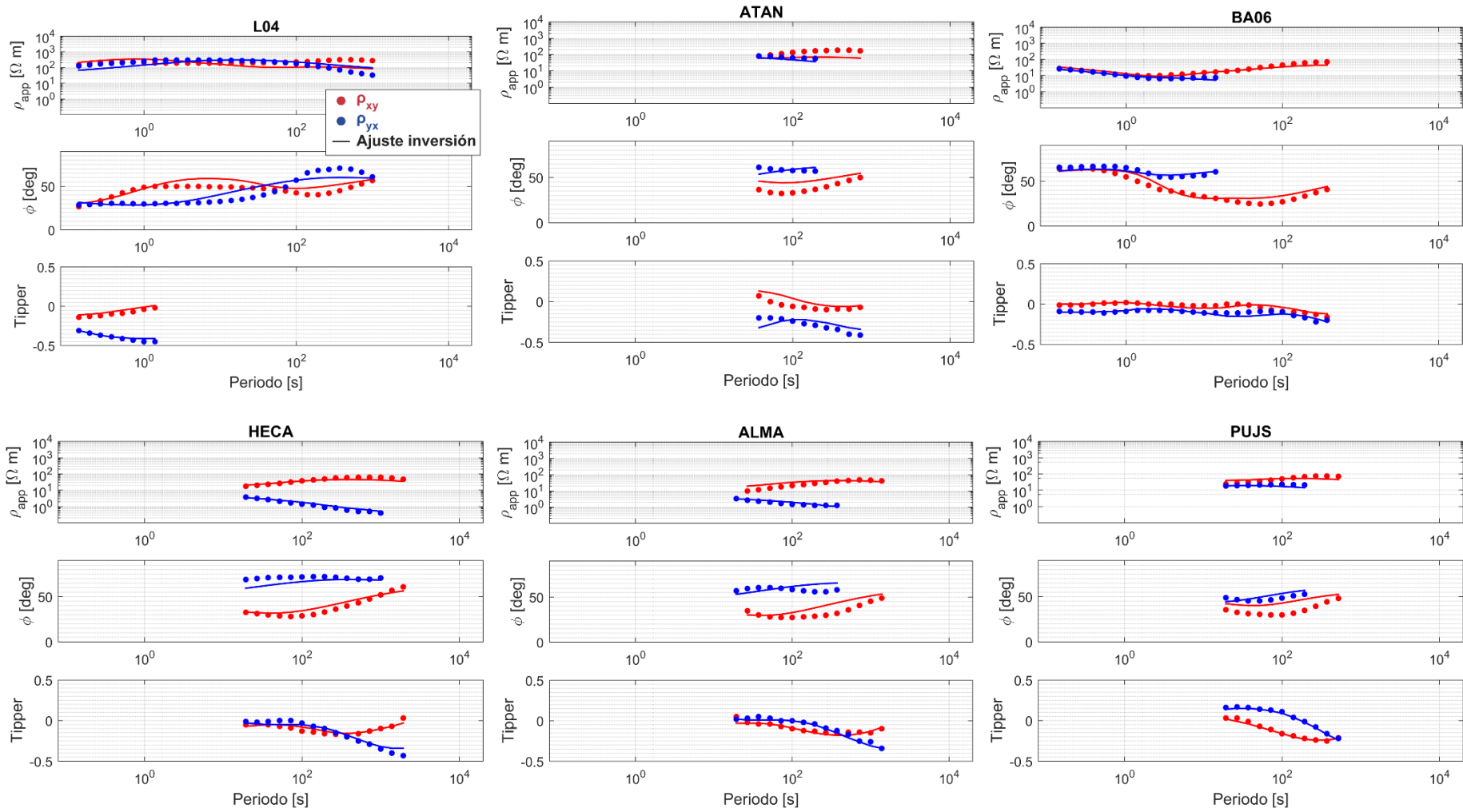
C.2 Modelo conjunto de LMT



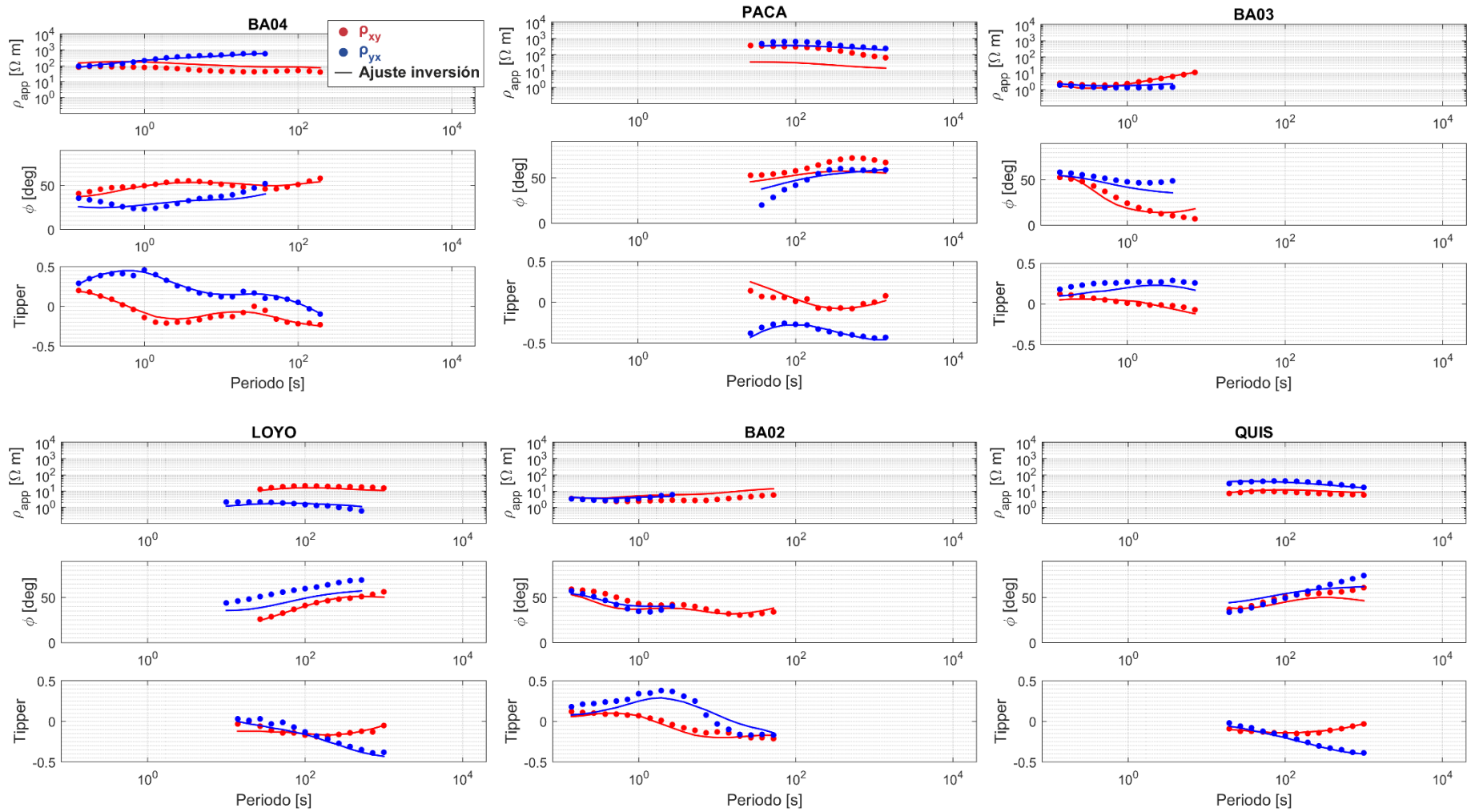
Anexo C: Ajustes del modelo



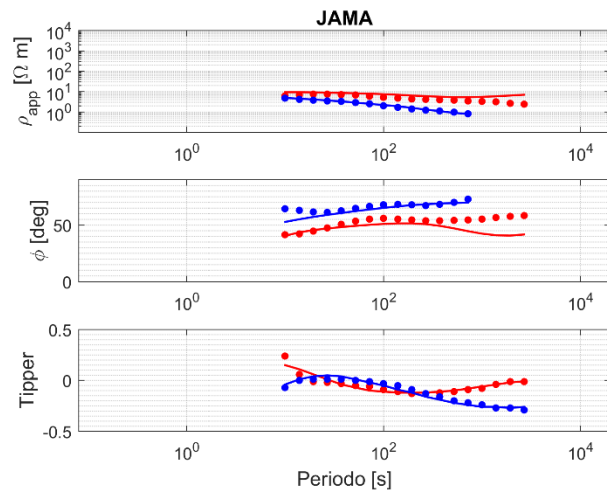
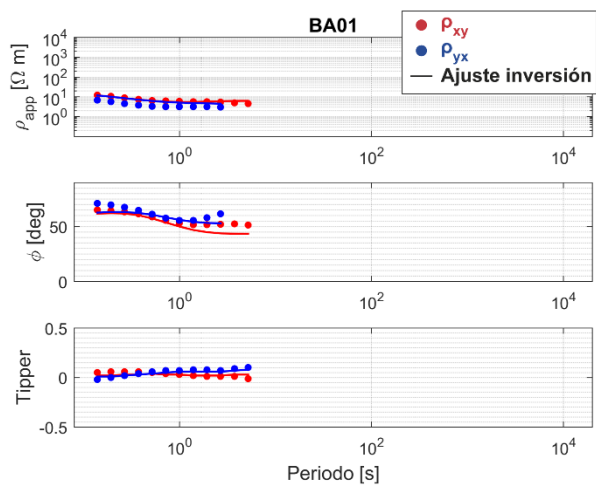
Anexo C: Ajustes del modelo



Anexo C: Ajustes del modelo



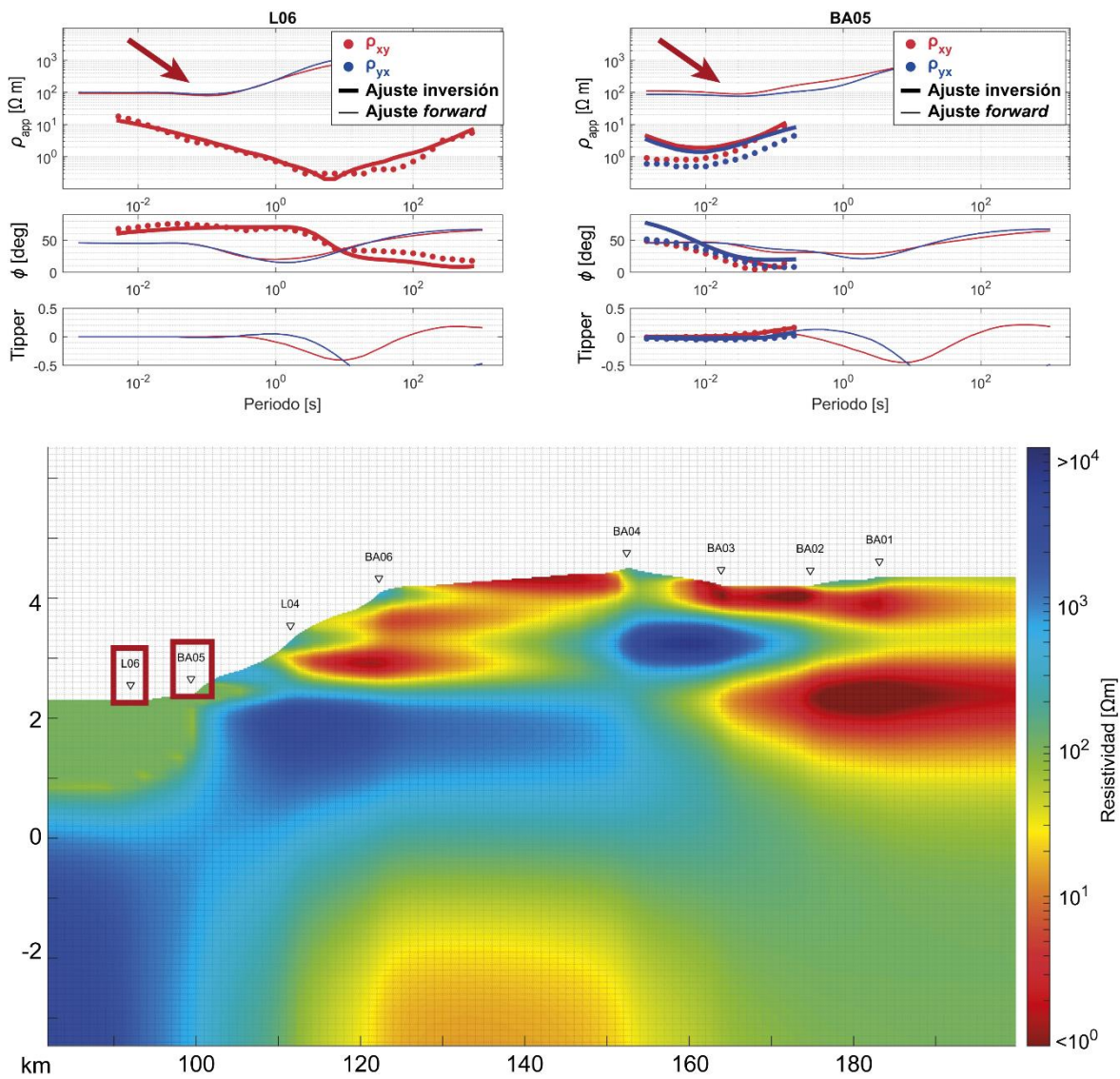
Anexo C: Ajustes del modelo



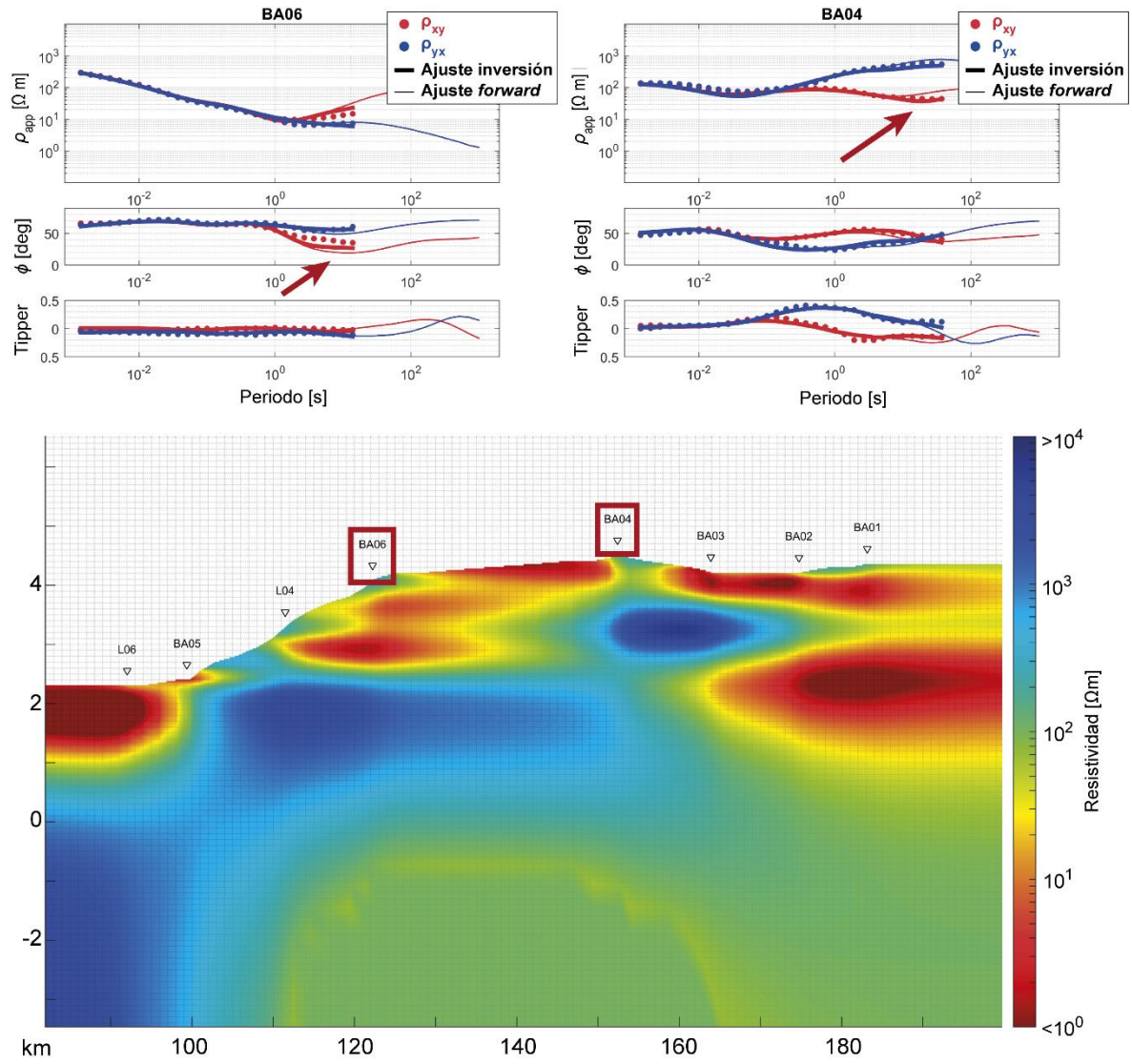
Anexo D

Análisis de sensibilidad

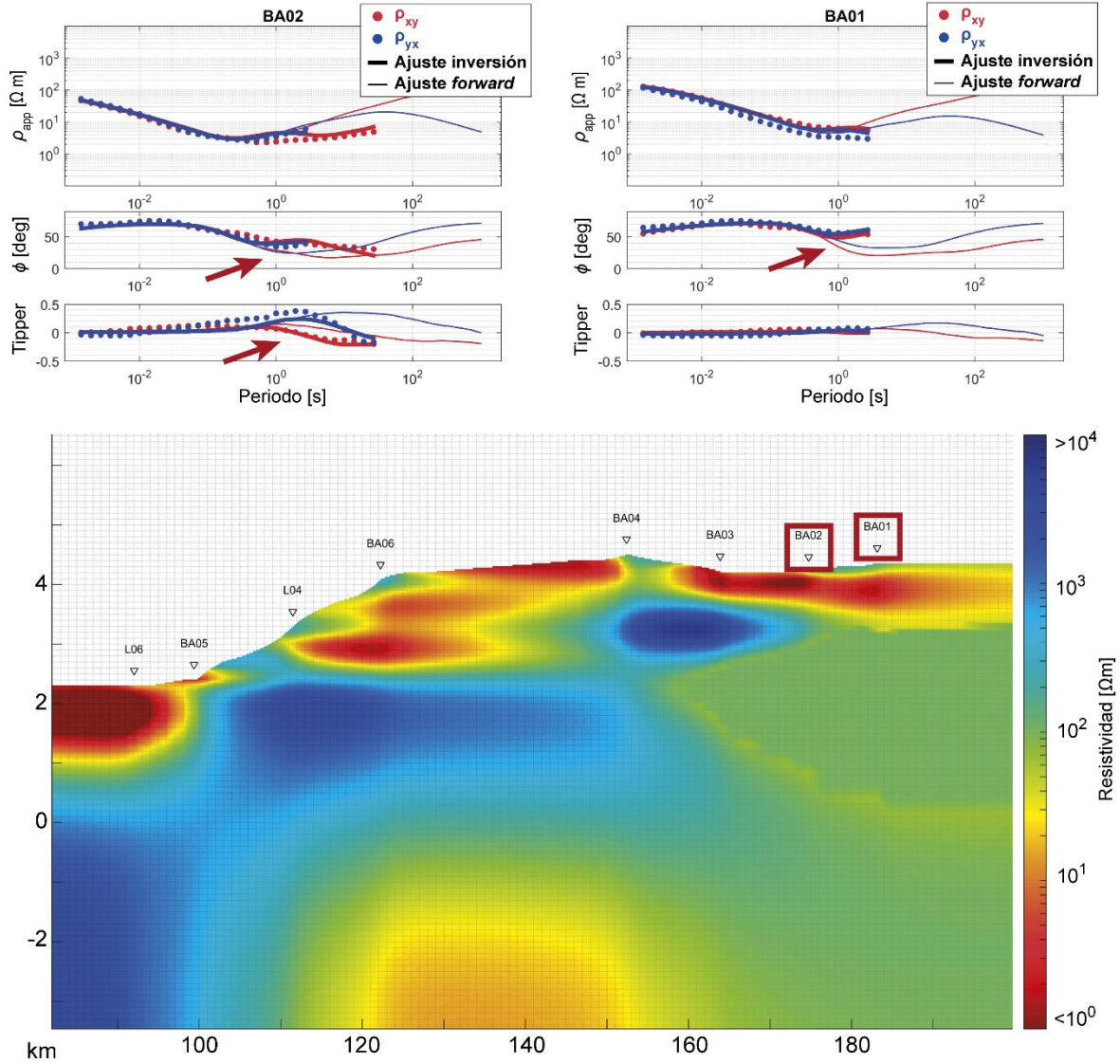
D.1 Inversión de BBMT



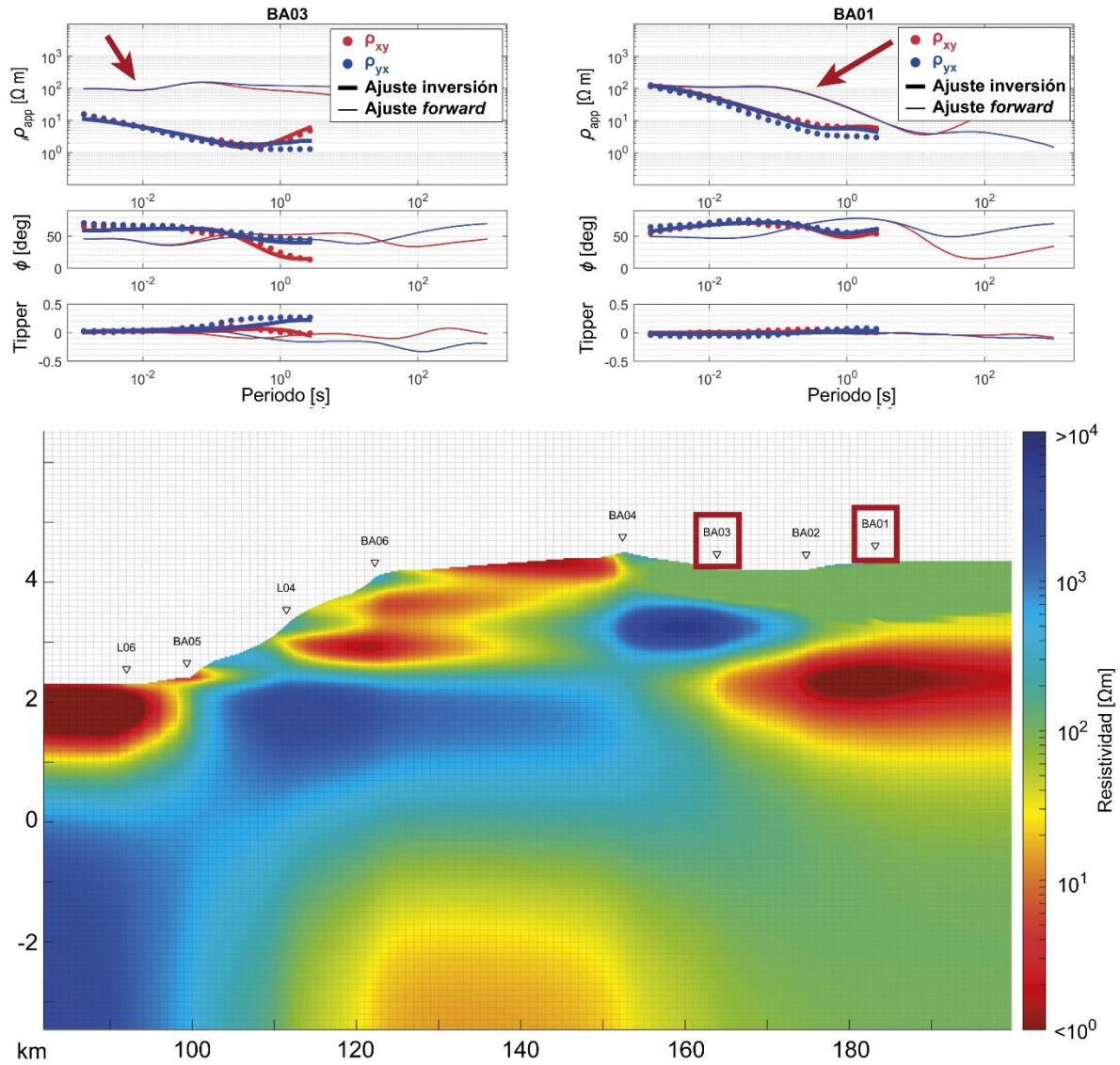
Anexo D: Análisis de sensibilidad



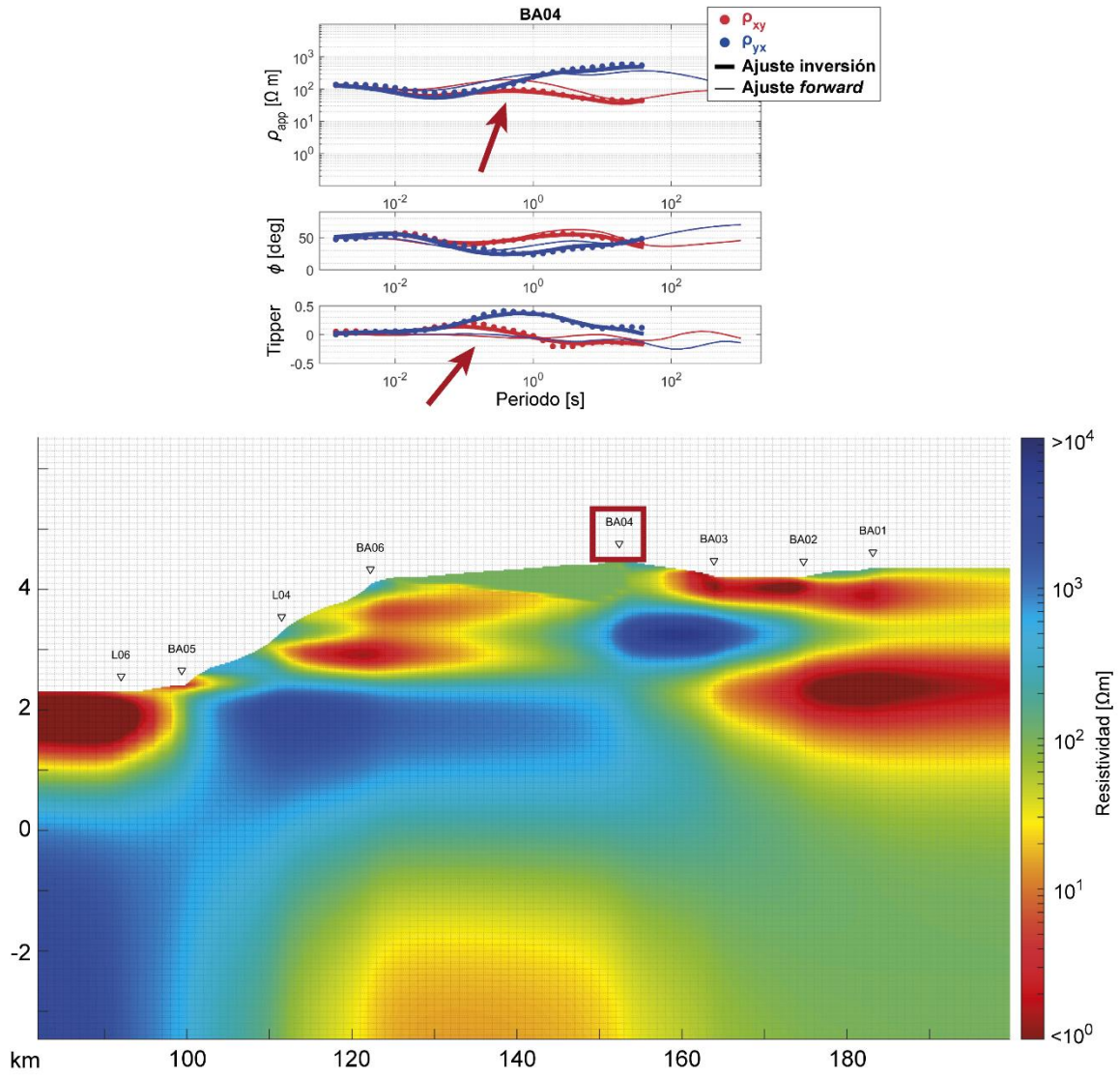
Anexo D: Análisis de sensibilidad



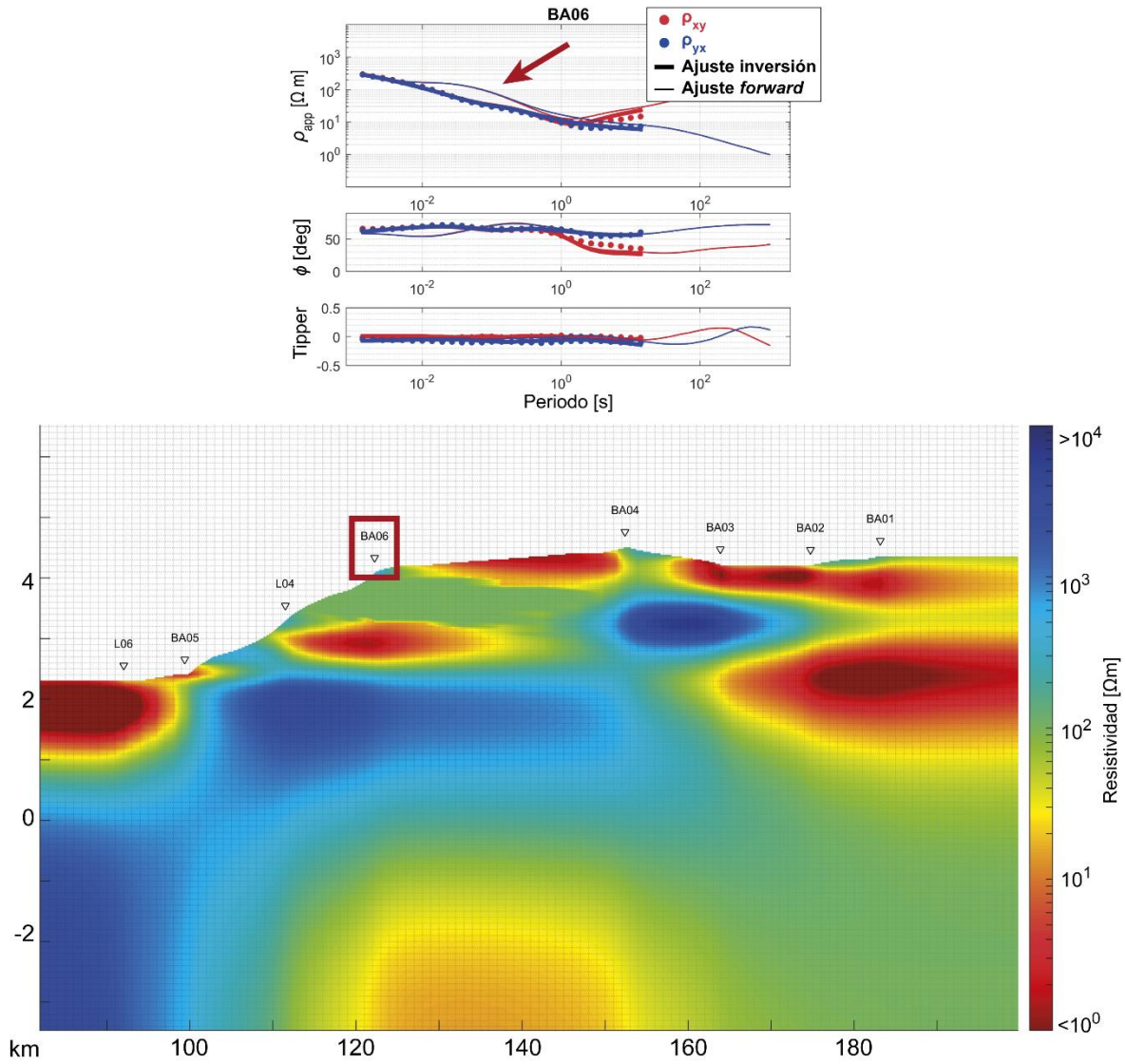
Anexo D: Análisis de sensibilidad



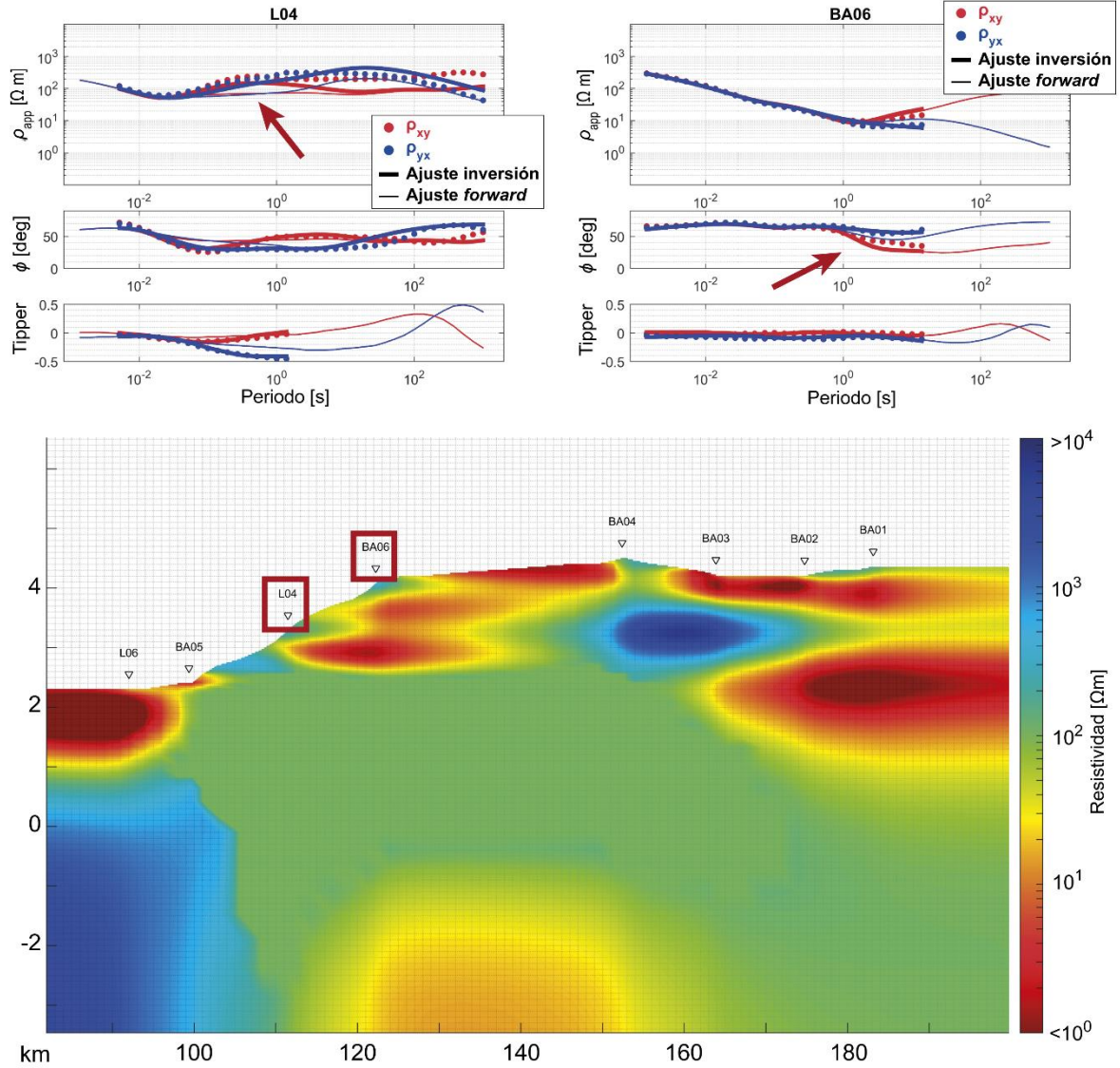
Anexo D: Análisis de sensibilidad



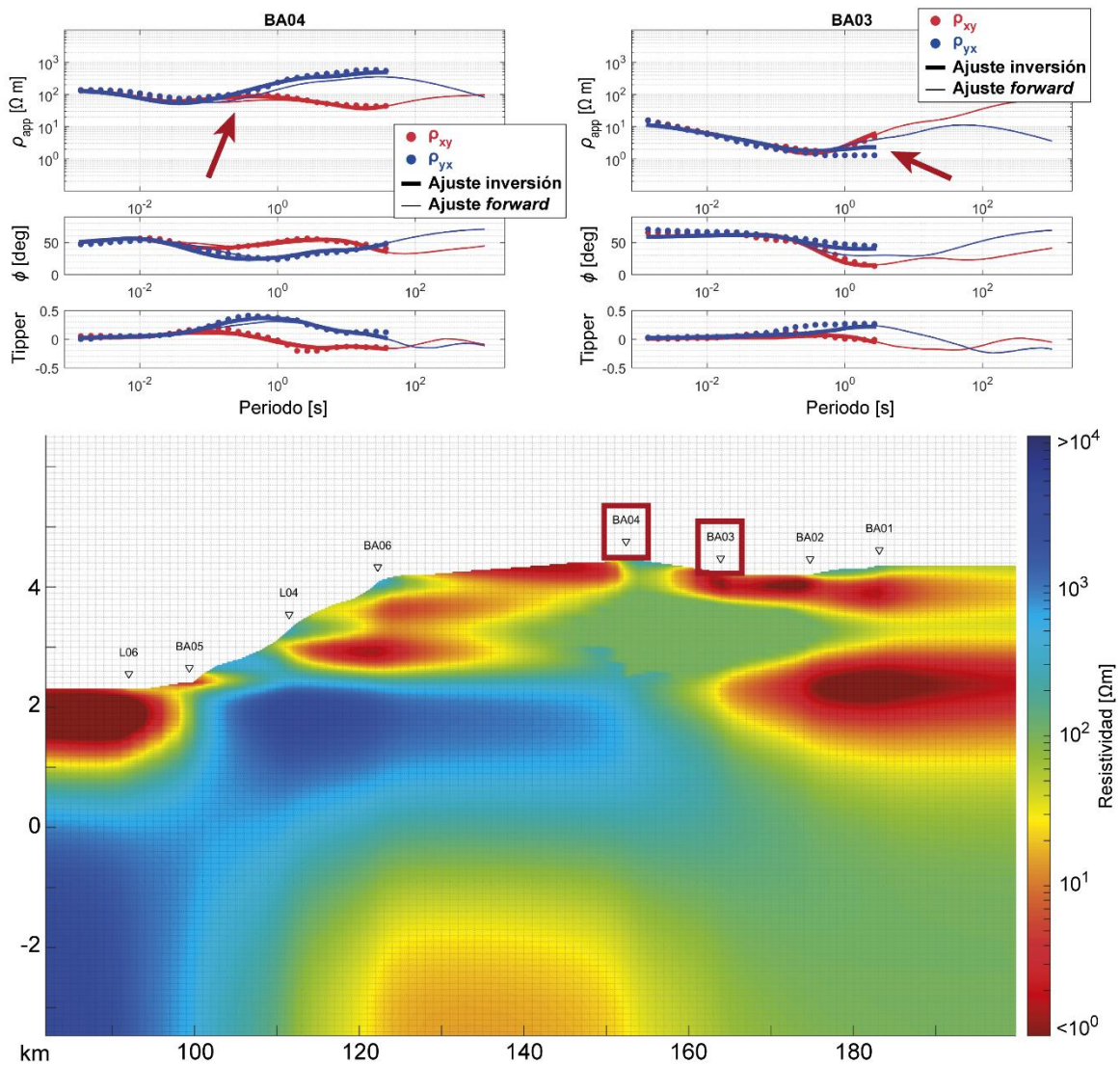
Anexo D: Análisis de sensibilidad



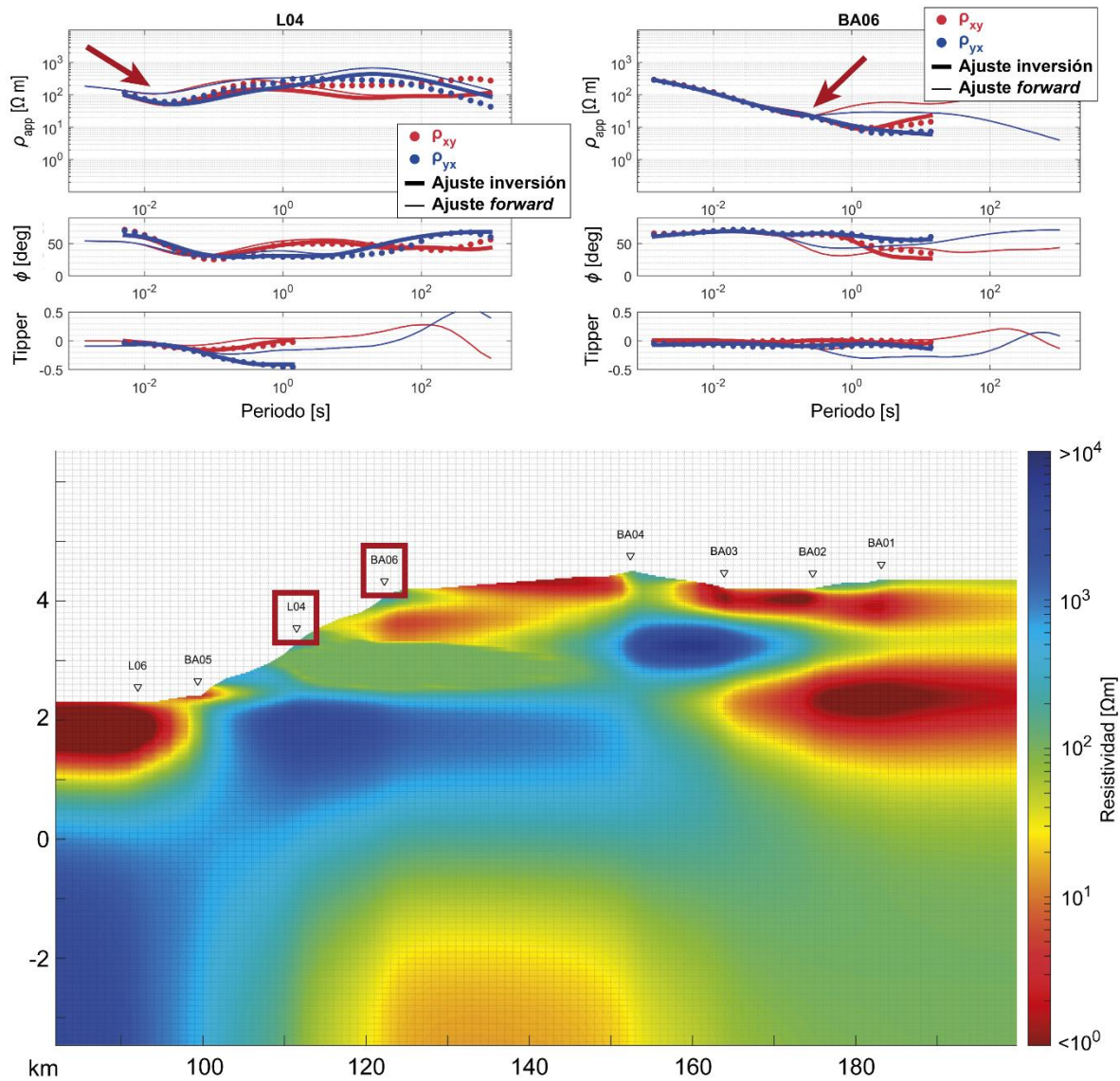
Anexo D: Análisis de sensibilidad



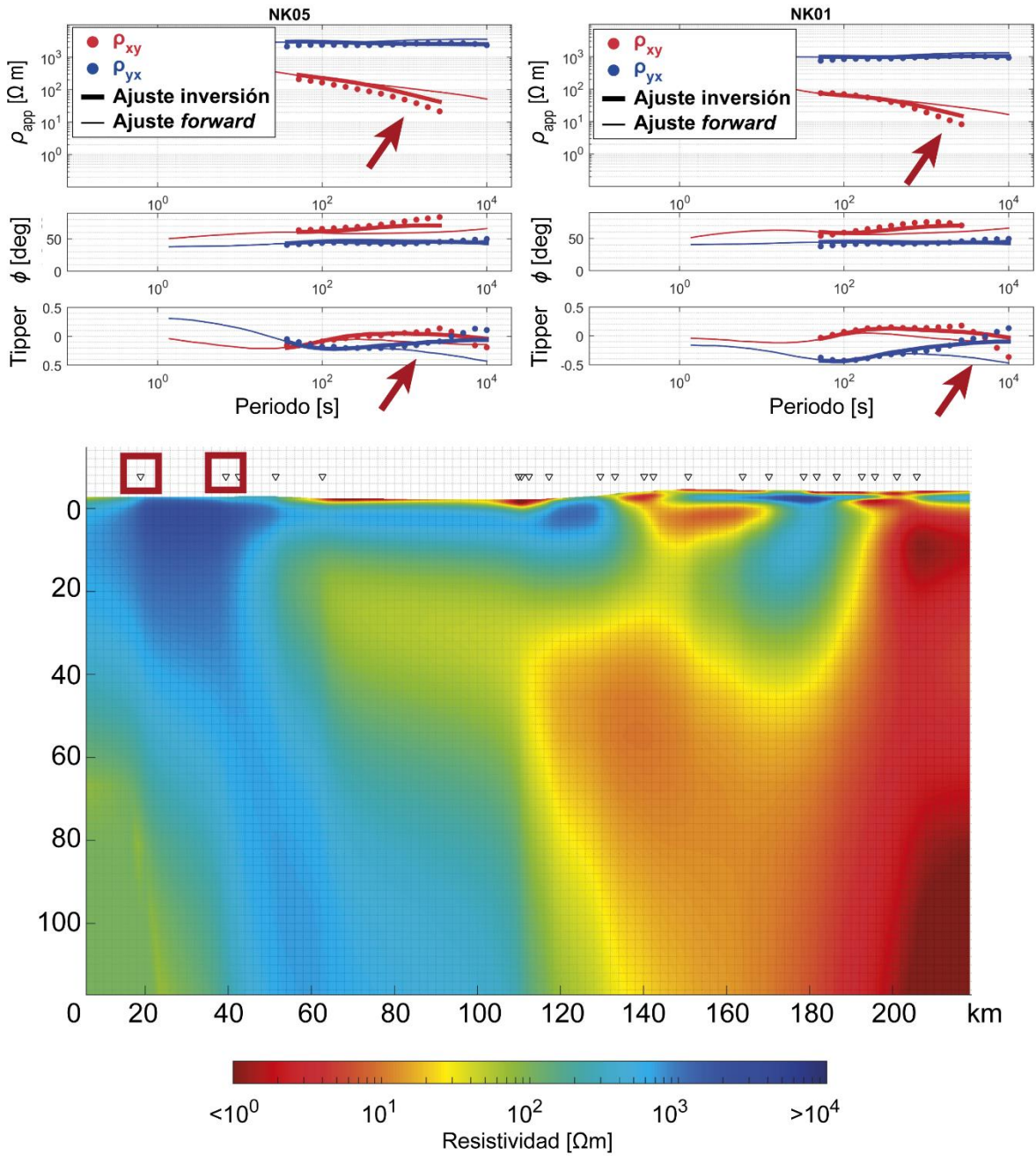
Anexo D: Análisis de sensibilidad



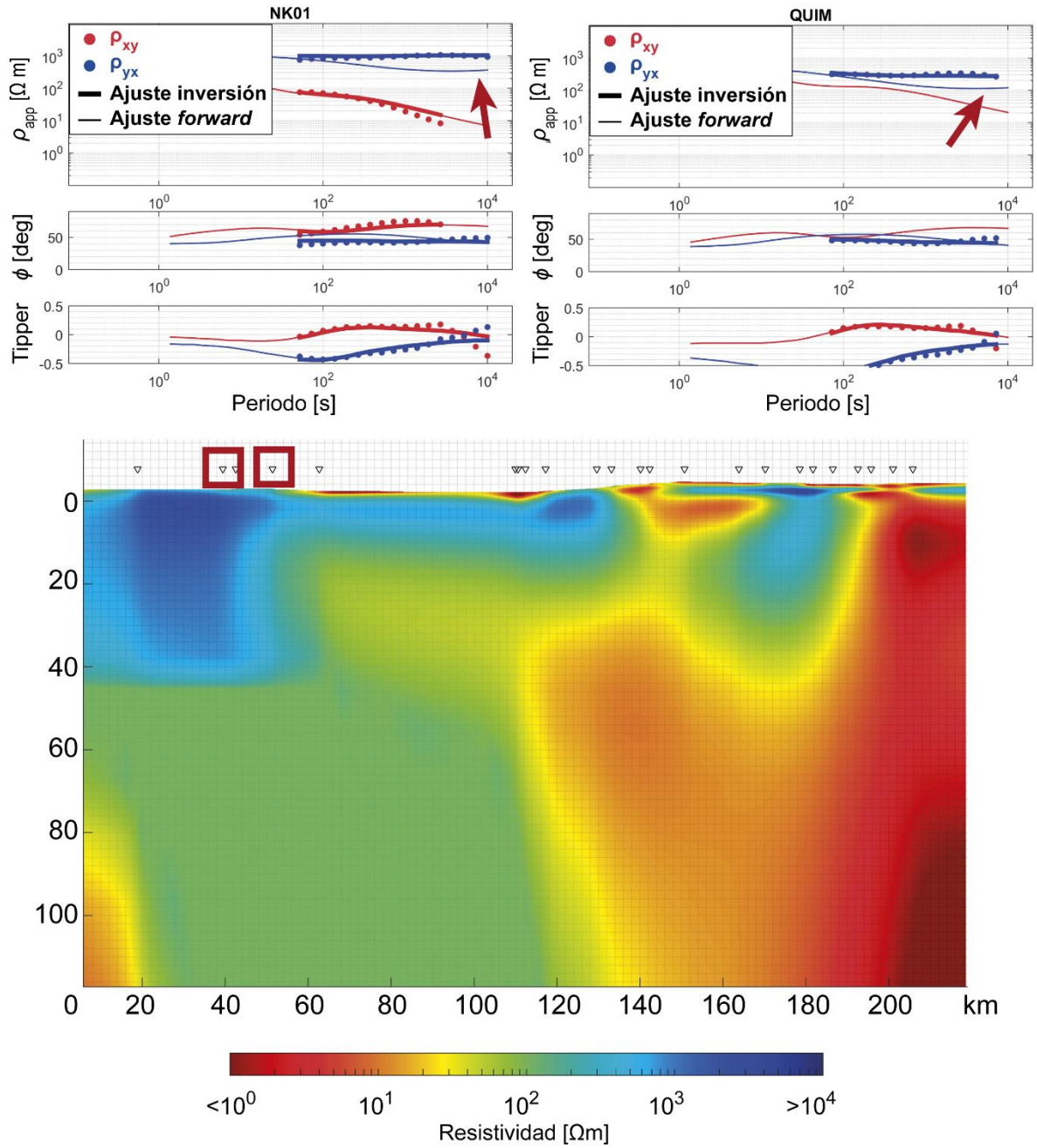
Anexo D: Análisis de sensibilidad



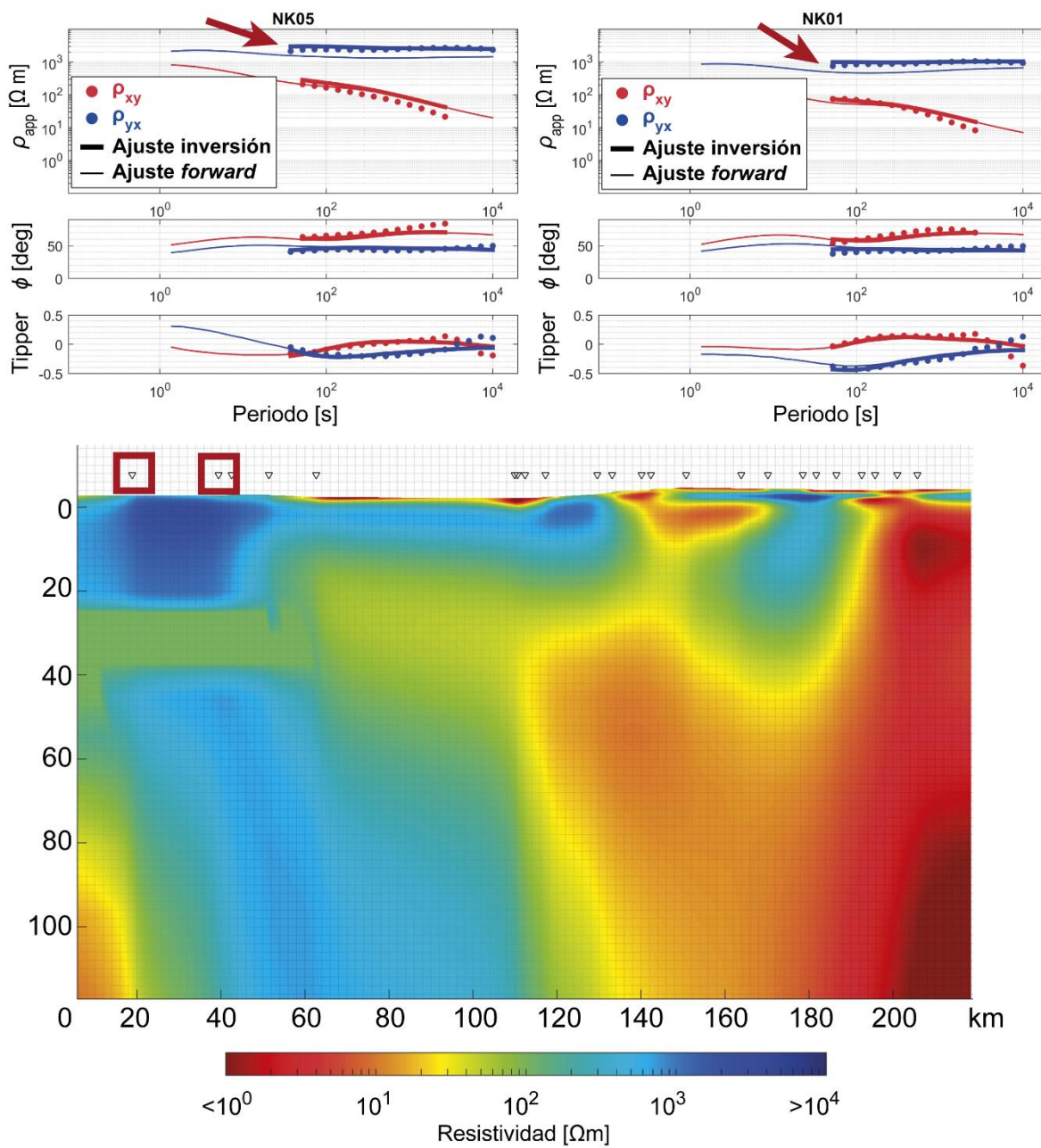
D.2 Inversión conjunta LMT



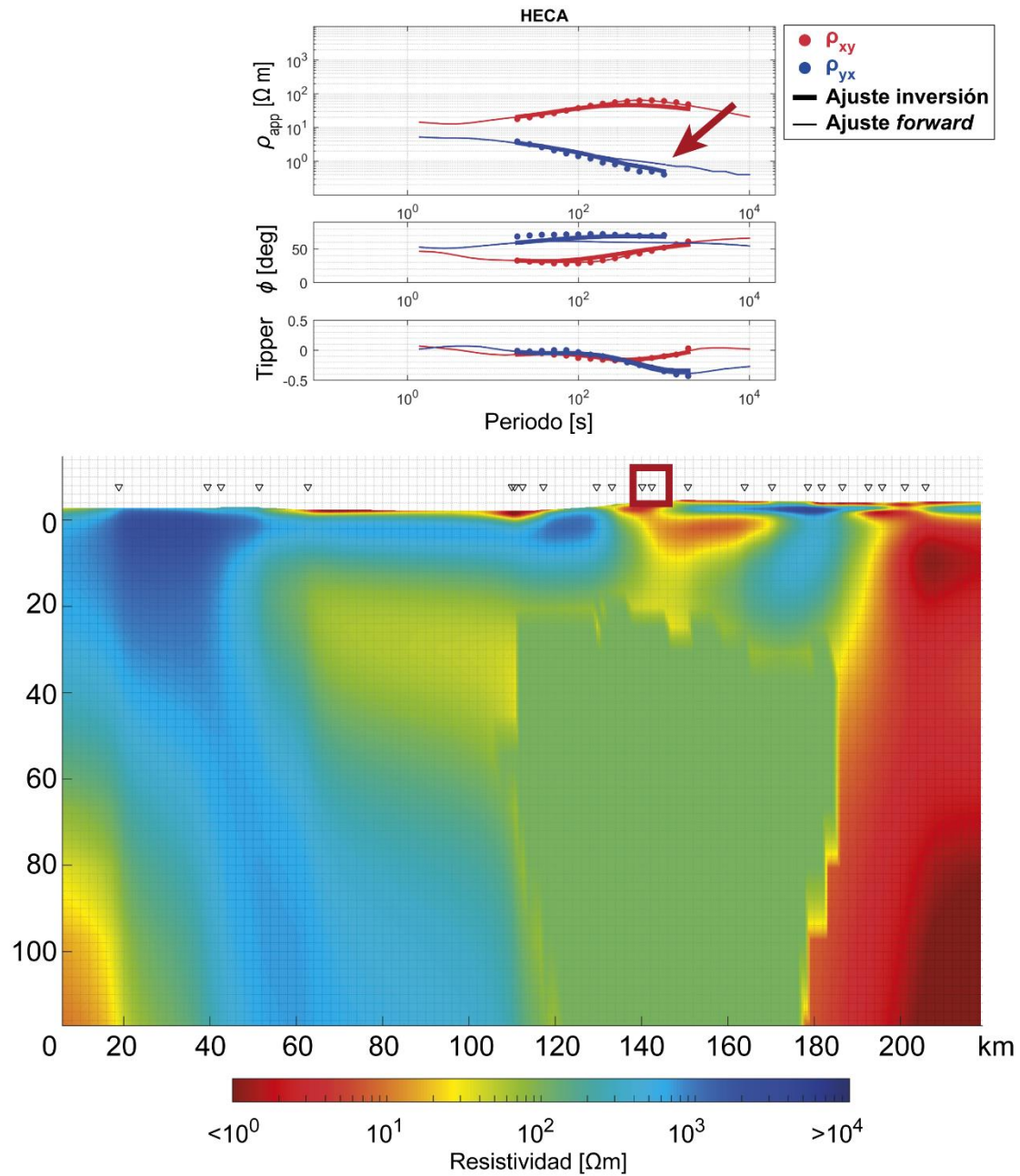
Anexo D: Análisis de sensibilidad



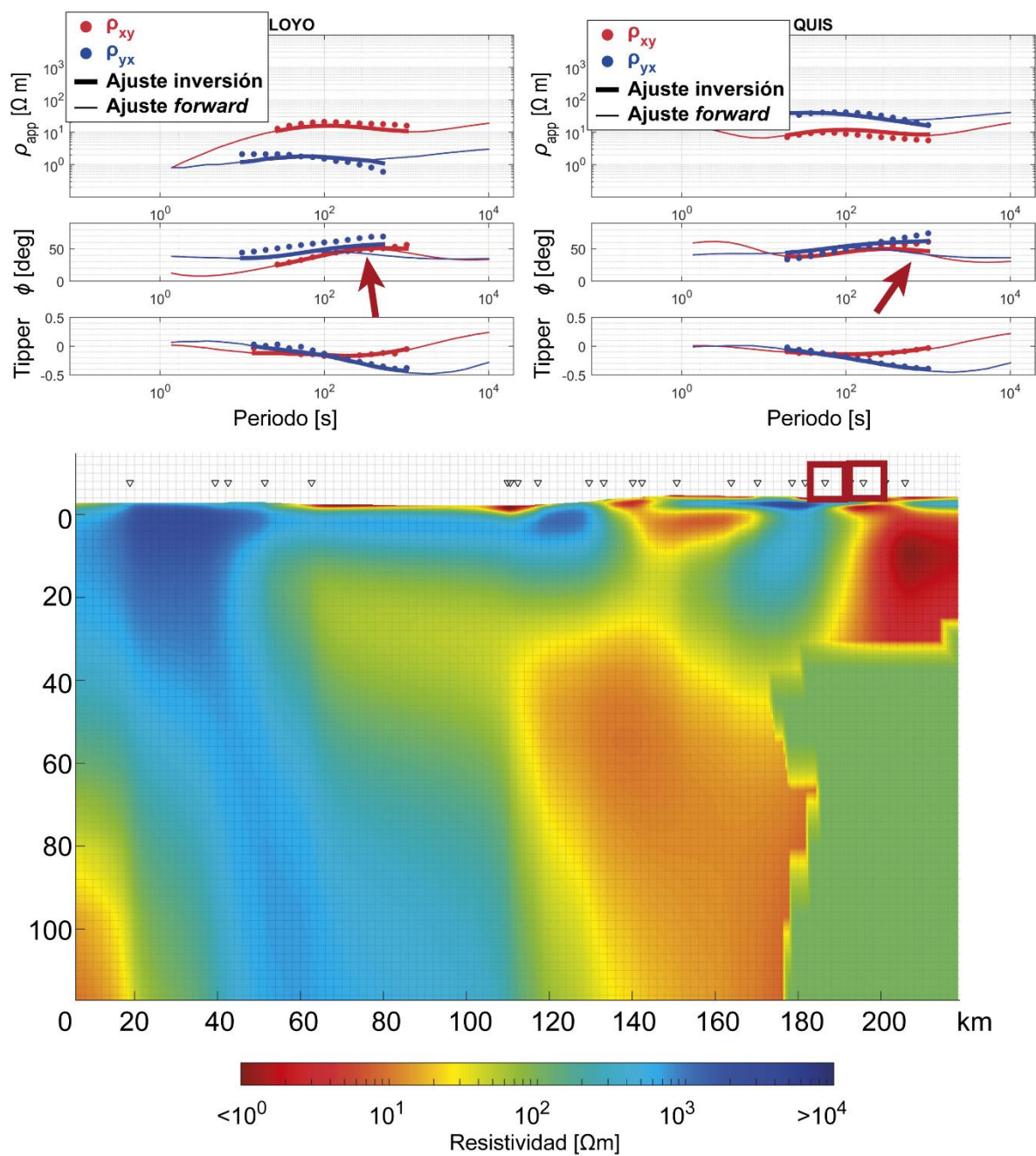
Anexo D: Análisis de sensibilidad



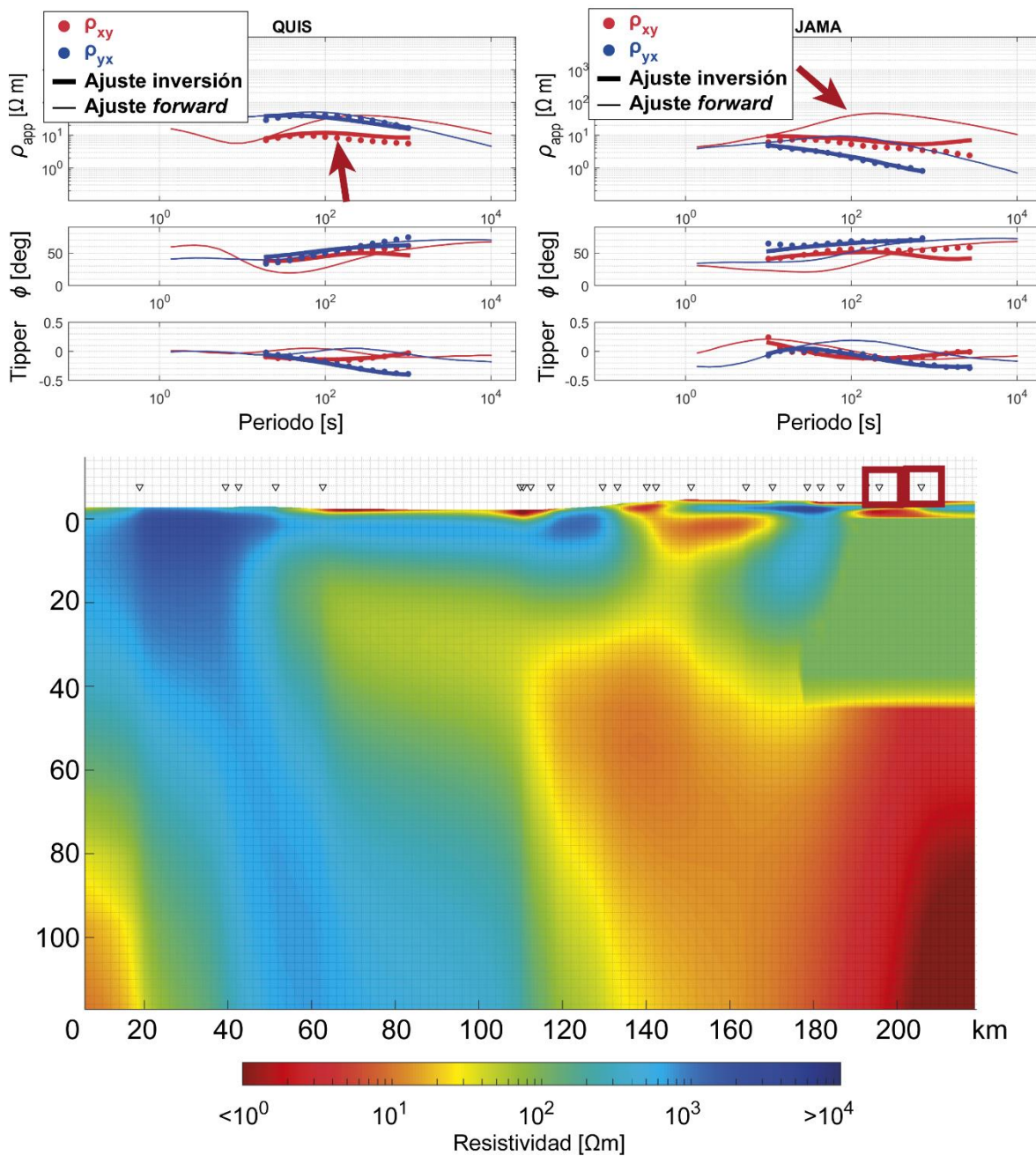
Anexo D: Análisis de sensibilidad



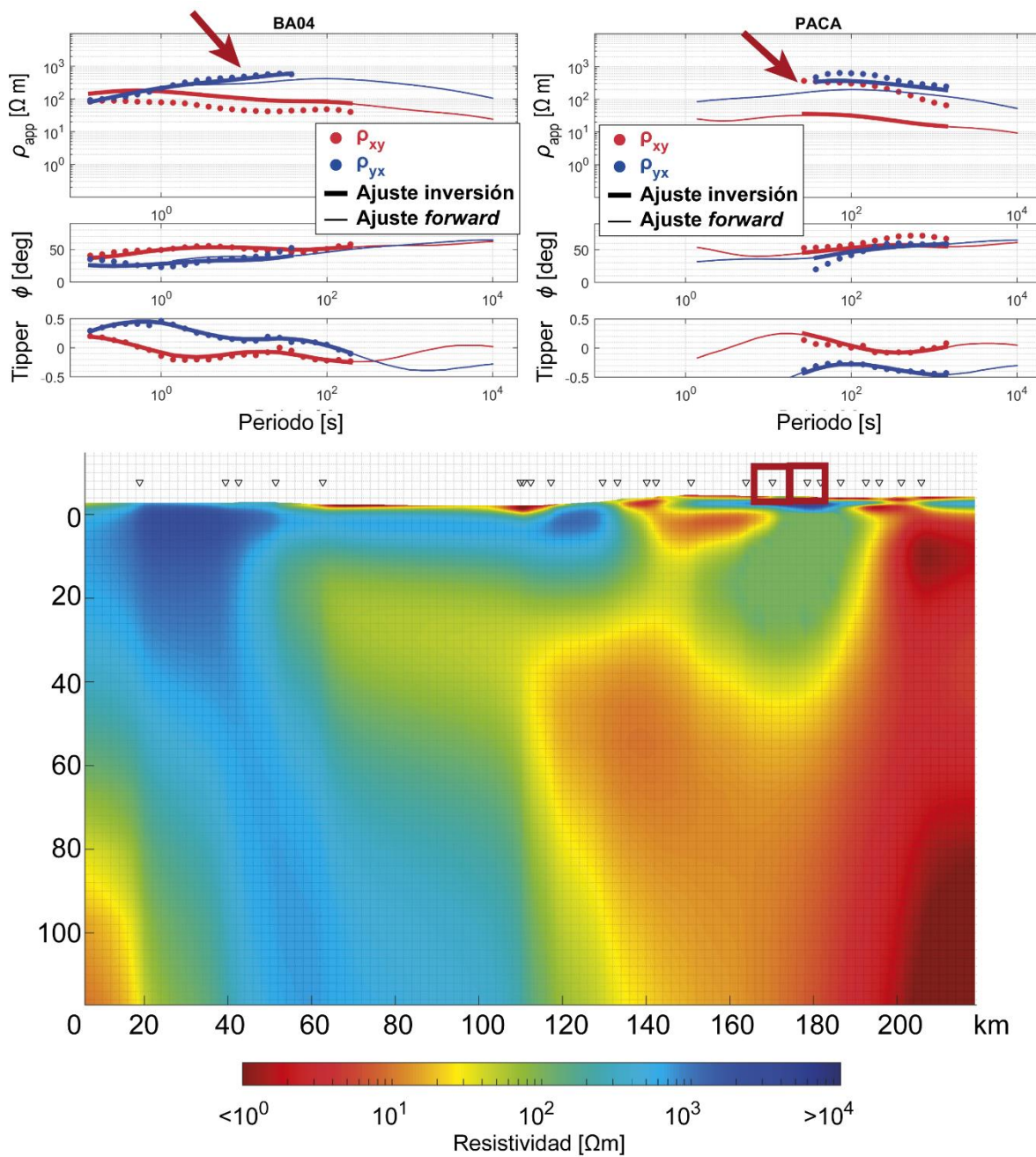
Anexo D: Análisis de sensibilidad



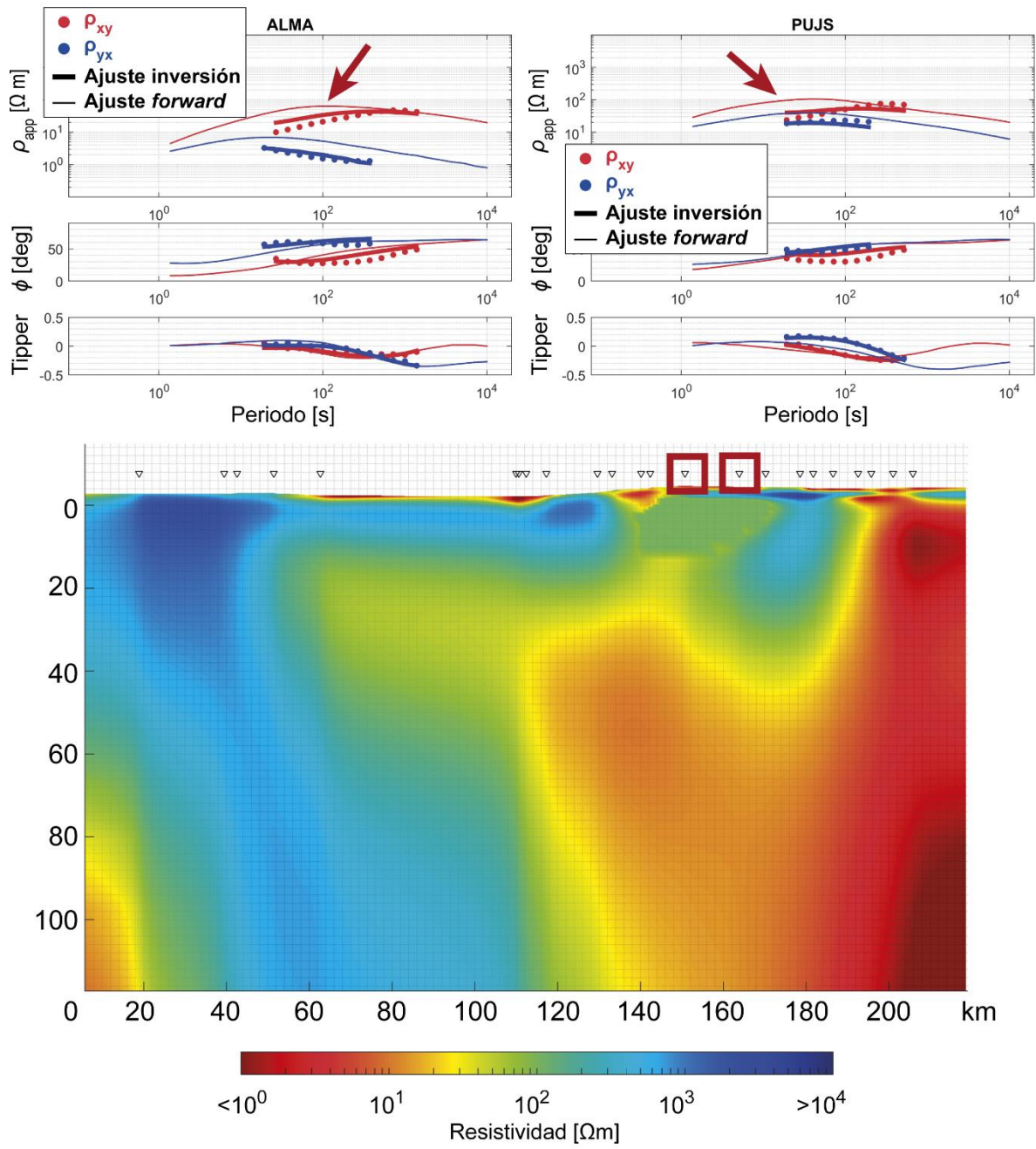
Anexo D: Análisis de sensibilidad



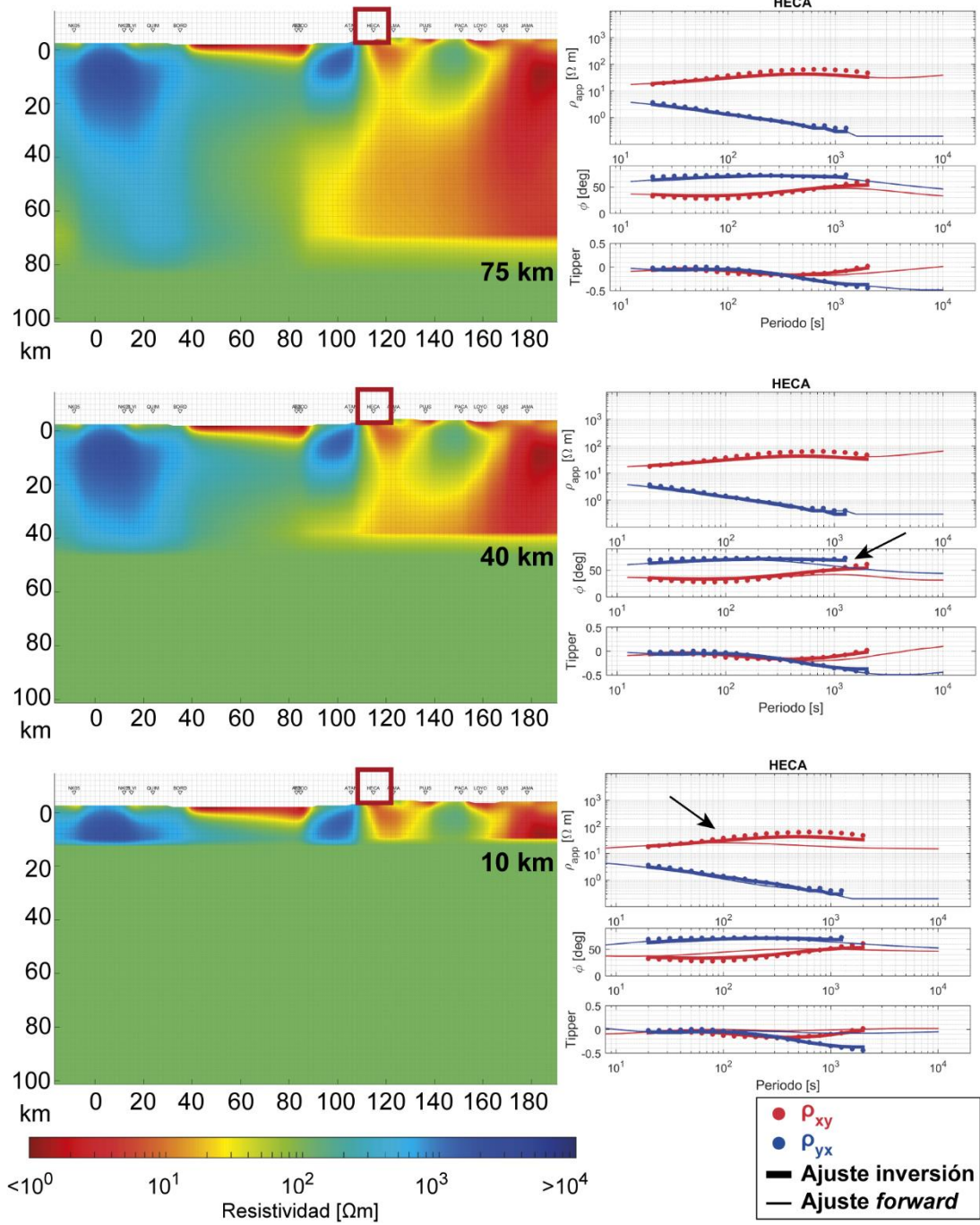
Anexo D: Análisis de sensibilidad



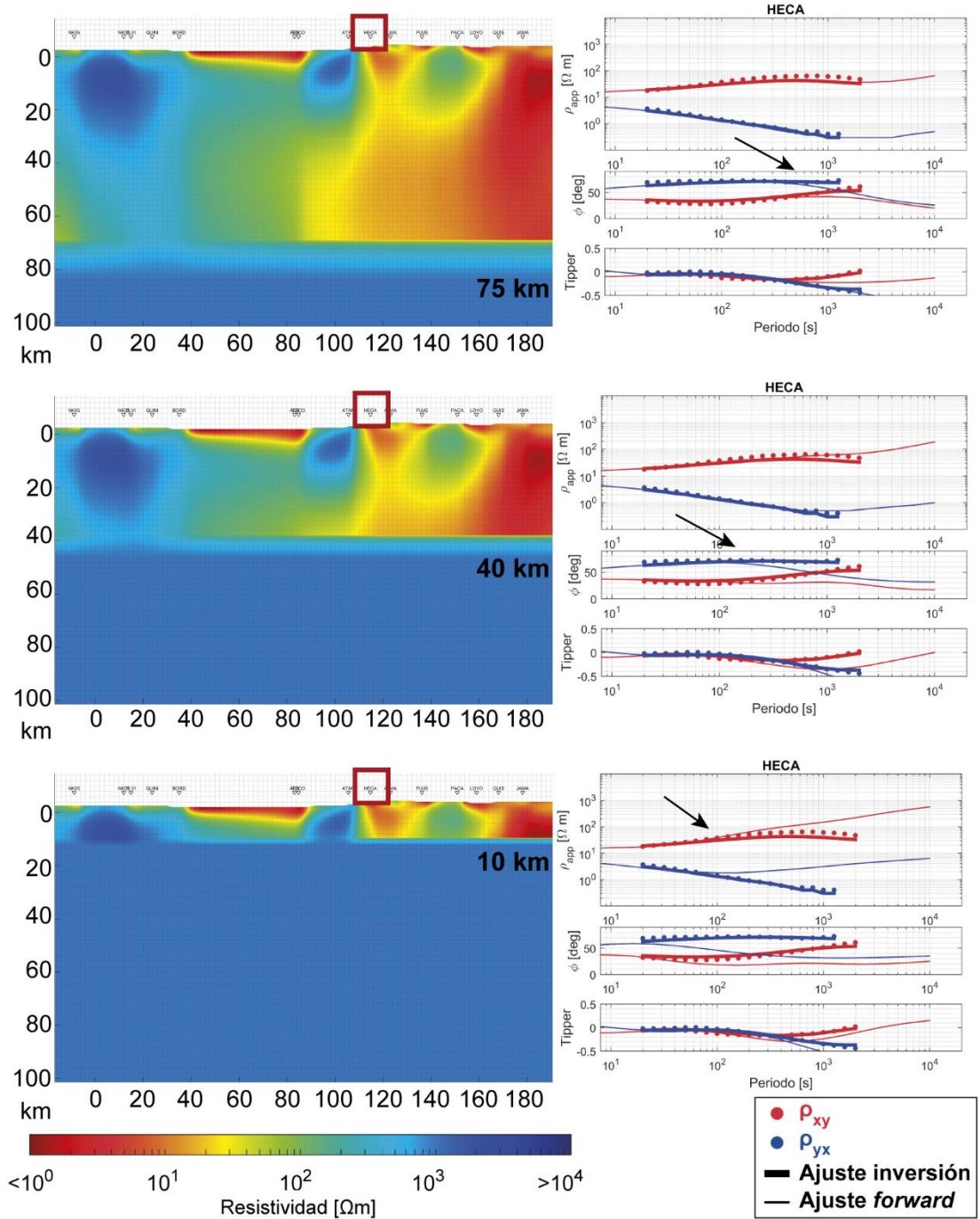
Anexo D: Análisis de sensibilidad



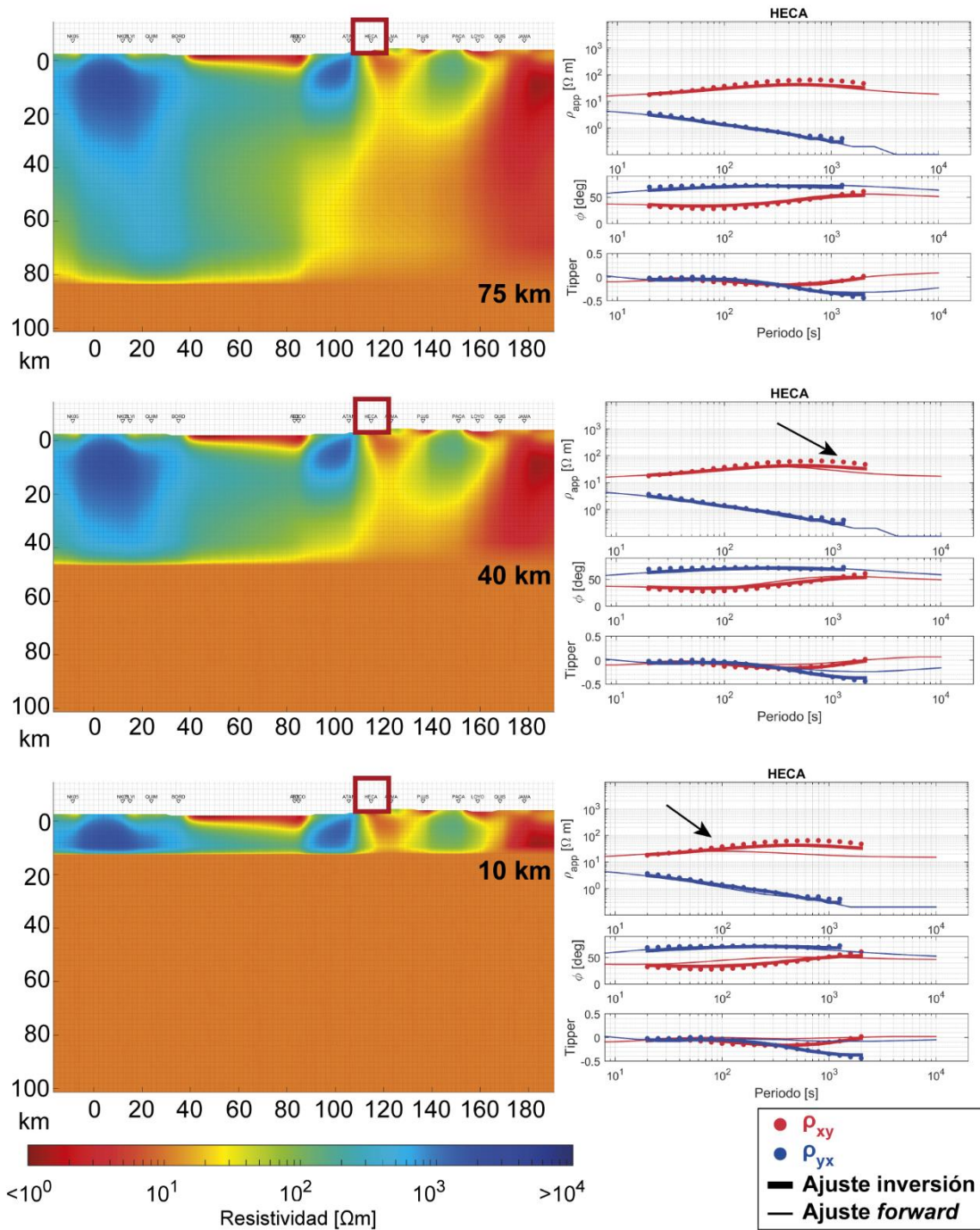
Anexo D: Análisis de sensibilidad



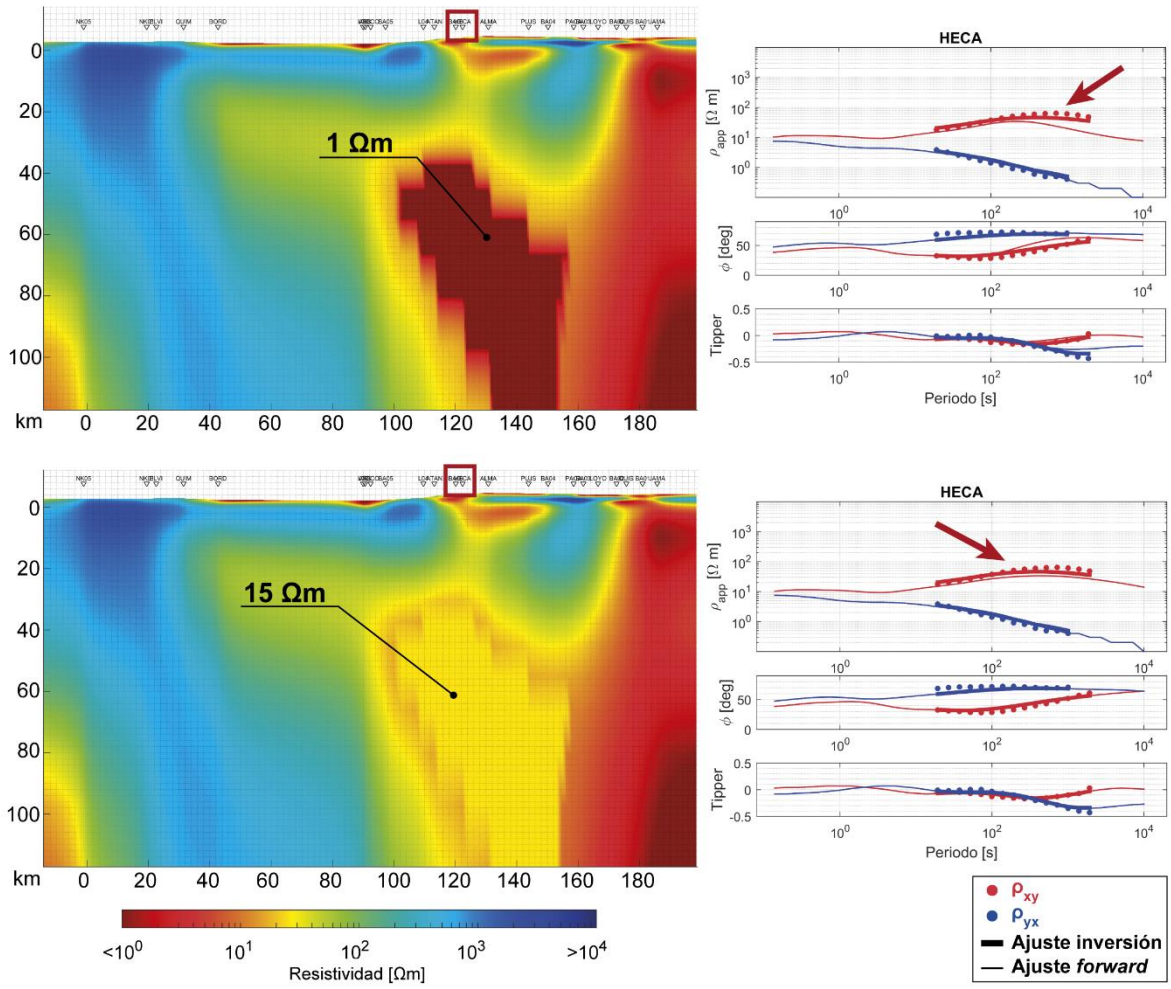
Anexo D: Análisis de sensibilidad



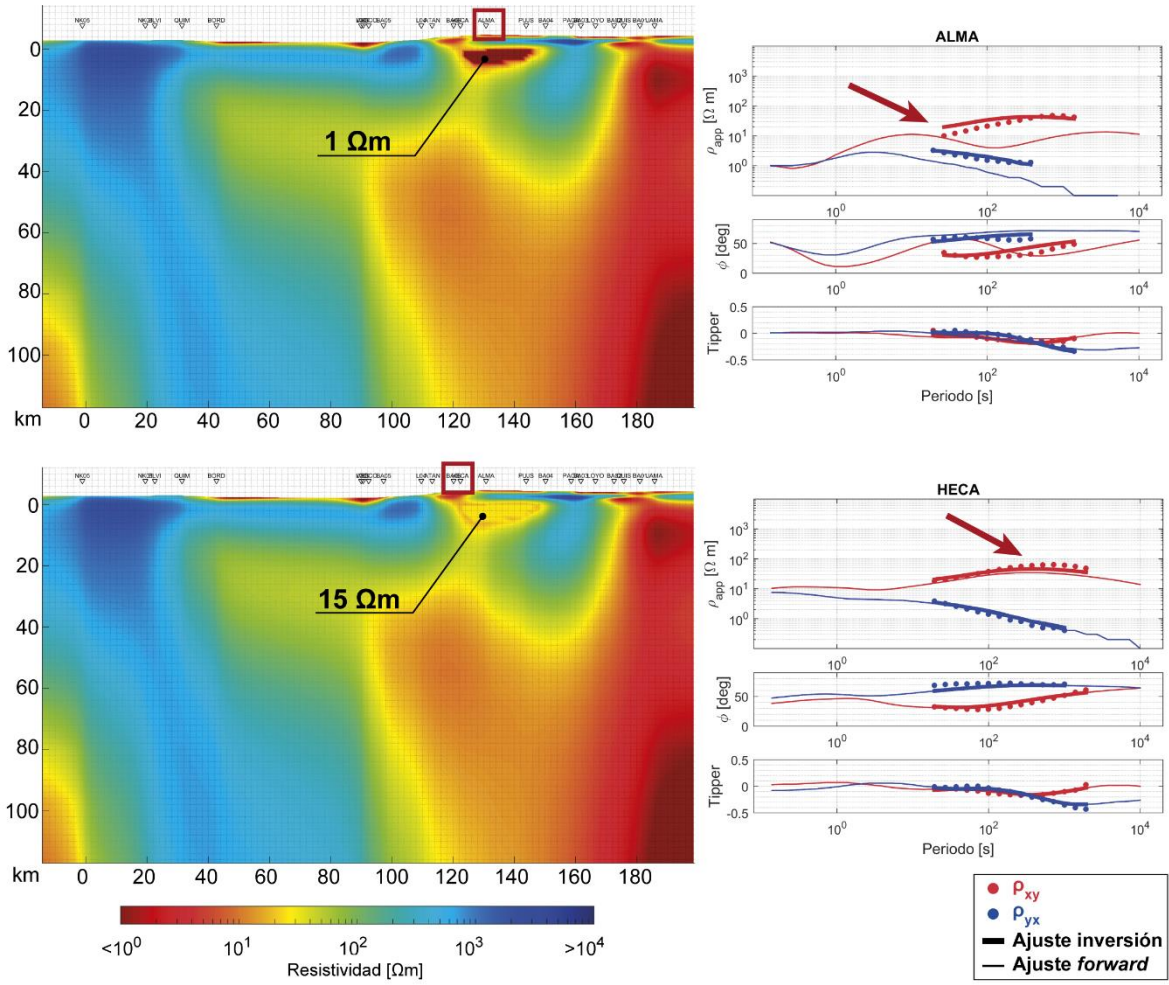
Anexo D: Análisis de sensibilidad



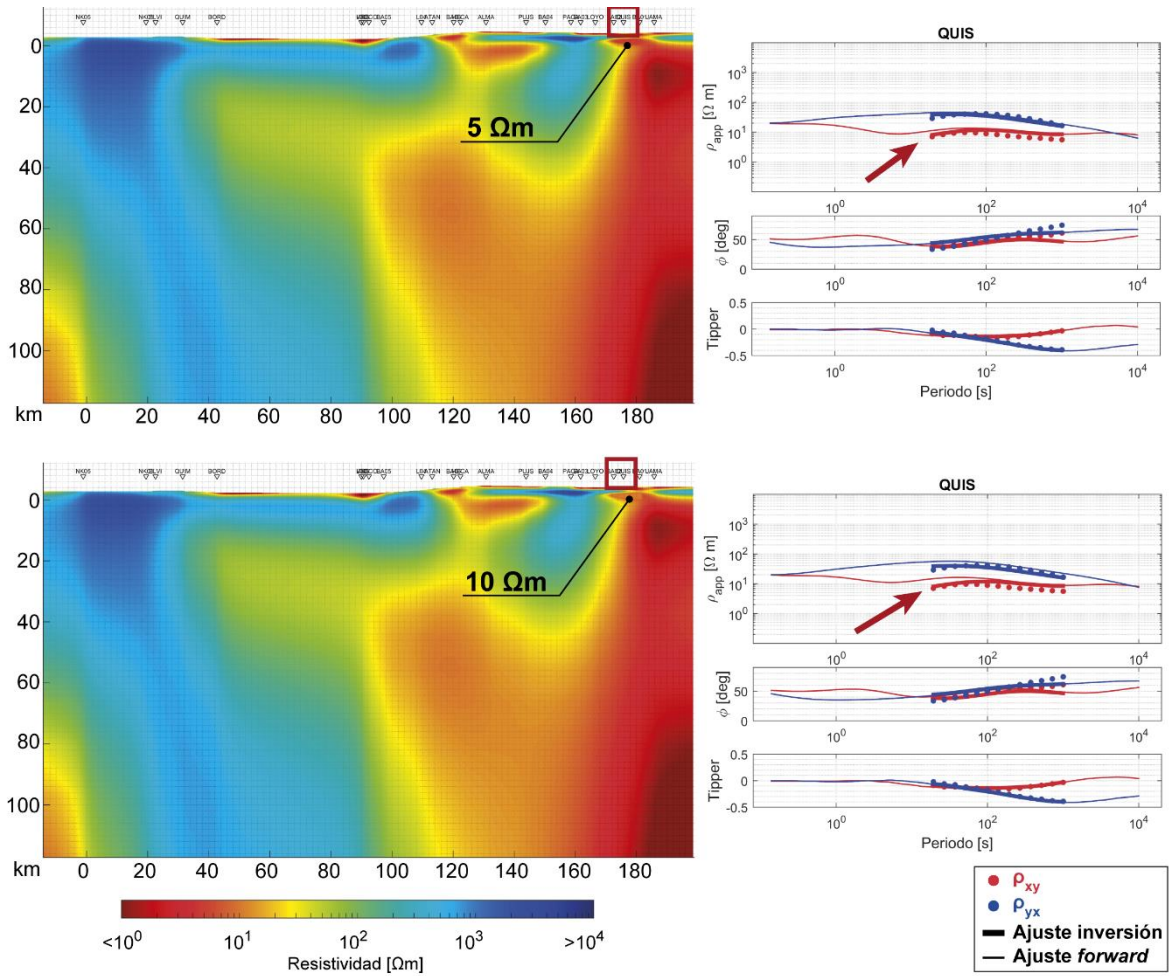
Anexo D: Análisis de sensibilidad



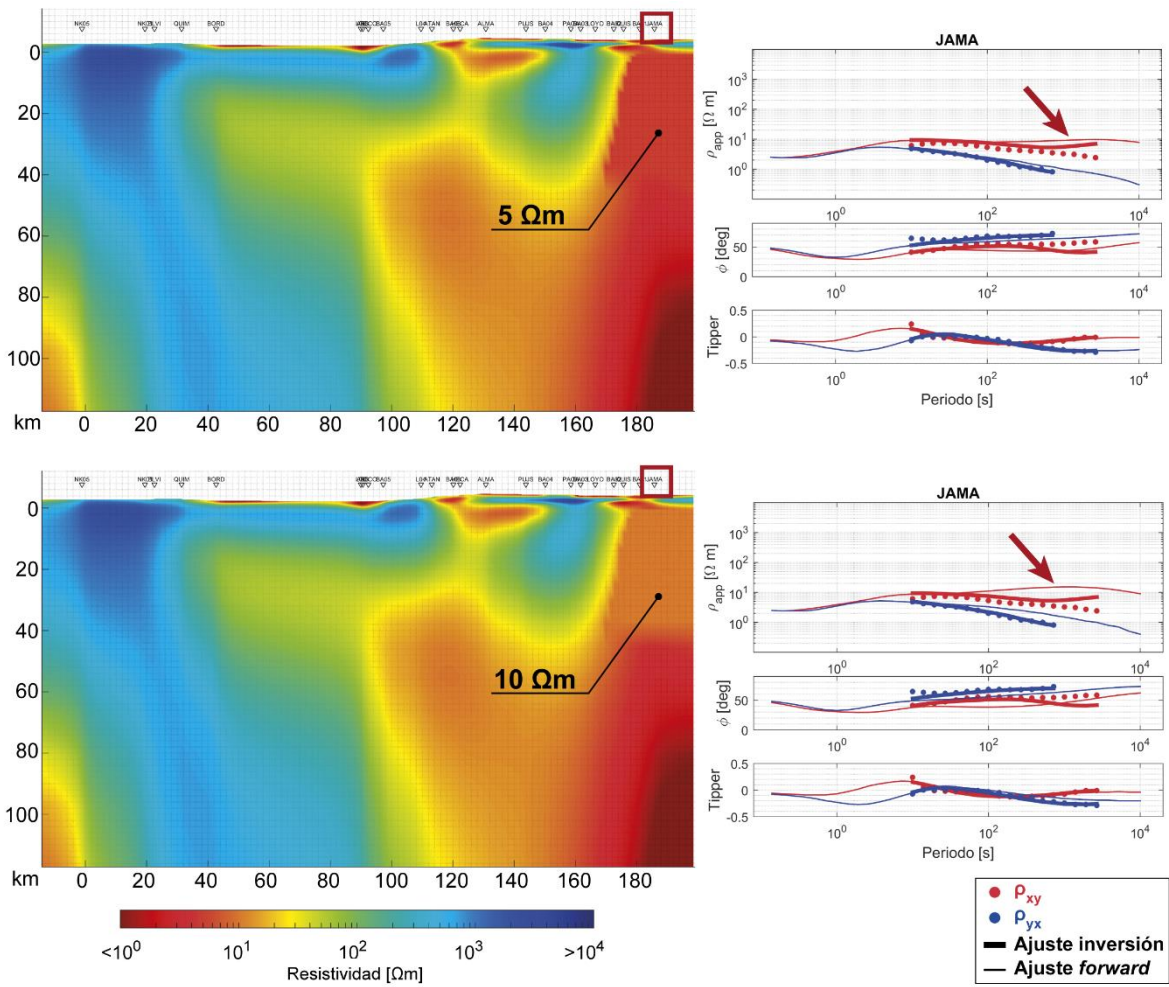
Anexo D: Análisis de sensibilidad



Anexo D: Análisis de sensibilidad



Anexo D: Análisis de sensibilidad



D.3 Inversión conjunta BBMT

