



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

**PERFIL MAGNETOTELÚRICO EN LA REGIÓN DE LOS LAGOS PARA ESTUDIAR
PROCESOS VOLCANOTECTÓNICOS EN LOS ANDES DEL SUR**

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

MARÍA JOSÉ SEGOVIA BALDOVINO

**PROFESOR GUÍA:
DANIEL DÍAZ ALVARADO**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIANA COMTE SELMAN
KATARZYNA SLEZAK**

Este trabajo fue financiado por el proyecto Anillo ACT-172002

**SANTIAGO DE CHILE
2020**

RESUMEN TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: MARÍA JOSÉ SEGOVIA BALDOVINO
FECHA: 2020
PROF. GUIA: DANIEL DÍAZ ALVARADO

PERFIL MAGNETOTELÚRICO EN LA REGIÓN DE LOS LAGOS PARA ESTUDIAR
PROCESOS VOLCANOTECTÓNICOS EN LOS ANDES DEL SUR.

Con el fin de analizar el proceso de subducción de las placas de Nazca y Sudamérica en la zona de Los Andes del Sur, y su relación con el régimen tectónico y volcánico del lugar, se hicieron mediciones de magnetotelúrica a través de un perfil transversal al margen continental chileno.

La etapa de procesamiento de datos incluyó analizar parámetros como el strike geoelectrico, elipses del tensor de fase, flechas de inducción y curvas de resistividad aparente y fase, que como primeros resultados evidenciaron un ambiente tridimensional para periodos entre 10^{-3} y 10^0 y bidimensional para periodos entre 10^1 y 10^3 , además se identificó presencia de anisotropía eléctrica estructural en los datos de la función de transferencia geomagnética (tipper).

Una imagen de resistividad eléctrica de gran profundidad se obtuvo mediante una inversión bidimensional simultánea de los modos TE y TM del tensor de impedancia, también se obtuvo un modelo tridimensional invirtiendo conjuntamente las cuatro componentes del tensor de impedancia y el tipper.

Los cuerpos conductivos y resistivos que arrojaron los dos modelos fueron comparados y relacionados entre sí. Se obtuvieron anomalías conductivas superficiales bajo la depresión central relacionadas con la deshidratación temprana del slab y el proceso de serpentinización del manto que coincide en ubicación con una discontinuidad en la resistividad eléctrica de la placa de Nazca que aparece en nuestros modelos como un gran resistivo que va desde los 30km de profundidad en el Oeste de nuestro perfil hasta los 100km de profundidad al Este del mismo. Otros cuerpos conductivos de poca profundidad fueron identificados al Noroeste de los volcanes Calbuco y Osorno, el primero fue correlacionado con una cámara o reservorio magmático que a su vez parece estar conectado con el sistema de fallas Liquiñe Ofqui y sistema de Fallas Andinas Transversales, quienes están actuando como un facilitador del ascenso de fluidos por la corteza terrestre.

Además del proceso de serpentinización, cuando la corteza oceánica alcanza una profundidad de entre 80-100km, los fluidos ascendentes producto de la deshidratación y cambios de fase de los minerales presentes en la placa oceánica producen derretimientos basálticos en la cuña del manto subcontinental que da lugar a un proceso de eclogitización, es así entonces como se explica una gran anomalía de conductividad presente bajo la cordillera principal que asciende desde los 80km de profundidad hasta una profundidad superficial en la corteza continental. Y finalmente, un basamento granítico relacionado con el Batolito Nor-Patagónico fue asociado con un cuerpo altamente resistivo, que arrojan los dos modelos de inversión, ubicado bajo el volcán Osorno.

AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIA

Al proyecto Anillo ACT-172002 por financiar esta investigación y el congreso de la American Geophysical Union al que asistí. Al CEGA por el apoyo con los equipos usados en las campañas de terreno.

Quiero empezar por dedicar este trabajo a mis padres, José Segovia mi mayor inspiración y a quien más admiro, aunque ya no esté con nosotros, y a Mónica Baldovino mi mejor ejemplo de persistencia y tenacidad. También quiero dedicar este logro a mi hermana y hermano, para quienes intento ser un ejemplo a seguir.

Me gusta agradecer porque hace bien al corazón y además hace que mi corazón hable. En esta oportunidad quiero iniciar agradeciendo a mi profesor guía por haber confiado en mí y haberme dado todas las herramientas necesarias para la ejecución y desarrollo de esta investigación, por haber acompañado cada paso acertado y haber corregido cada paso equivocado, fue muy enriquecedor trabajar bajo su supervisión. También quiero agradecer a Katarzyna Slezak por sus aportes y consejos a lo largo del desarrollo de toda la investigación, me siento muy afortunada de haber contado con su apoyo en este proceso. De igual forma, a Diana Comte quien forma parte de mi comisión, muchas gracias por su tiempo y sus valiosos aportes a mi trabajo.

Quiero agradecer a todas las personas que me acompañaron a terreno, Popu, Vicente, Katia, Cali, Daniel, Eric, Tavo y Gabino. Sin Uds. no habría sido lo mismo.

A todas las personas que conocí durante mi estadía en Chile, que hicieron de este camino una bonita y dulce experiencia que me permitió crecer profesional, académica y personalmente. Los quiero a todos.

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
2. Marco Geológico de la zona.....	3
2.1. Unidades morfo estructurales	3
2.1.1. Cordillera de la Costa:	4
2.1.2. Depresión Central	4
2.1.3. Cordillera de los Andes	4
2.2. Tectónica.....	5
2.2.1. Sistemas de Fallas.....	7
2.3. Zona Volcánica Sur	9
3. Marco teórico del método magnetotelúrico	12
3.1. Principios matemáticos del método magnetotelúrico	12
3.1.1. Ecuaciones de Maxwell	12
3.2. Origen de la señal electromagnética del método magnetotelúrico	15
3.3. Funciones de transferencia: Tensor de Impedancia y Función de transferencia Geomagnética	17
3.4. Static Shift.....	18
3.5. Dimensionalidad	19
3.5.1. Strike geo-eléctrico.....	19
3.5.2. Elipses del tensor de fase.....	20
3.5.3. Flechas de inducción	21
3.6. Anisotropía.....	22
3.6.1. Efecto de anisotropía eléctrica en datos magnetotelúricos.....	22
3.6.2. Recomendación para modelar datos con anisotropía.	23
4. Metodología	24
4.1. Obtención de datos.....	24
4.1.1. Equipos	24
4.1.2. Campaña de terreno	25
4.2. Procesamiento de datos.....	25

4.2.1.	Tratamiento de la señal y función de transferencia	25
4.2.2.	Análisis dimensional	27
4.3.	Modelo 2D	28
4.3.1.	Parámetros de inversión 2D.....	28
4.3.2.	Curva L.....	29
4.3.3.	Variación del parámetro τ	29
4.3.4.	Variación del error.....	30
4.3.5.	Elección de datos para modelo 2D	31
4.4.	Modelo 3D	33
4.4.1.	Parámetros de inversión 3D.....	33
4.4.2.	Modelamiento 3D a partir de datos medidos en un perfil 2D	34
4.5.	Análisis de sensibilidad	35
4.5.1.	Análisis de sensibilidad modelo 2D	35
4.5.2.	Análisis de sensibilidad modelo 3D	36
5.	Análisis de resultados.....	37
5.1.	Curvas de resistividad aparente y fase.....	37
5.2.	Análisis dimensional.....	39
5.2.1.	Flechas de inducción	39
5.2.2.	Strike Geoeléctrico	40
5.2.3.	Elipses del tensor de fase.....	42
5.3.	Inversión 2D	43
5.3.1.	Modelo a priori	44
5.3.2.	Modelo final 2D	45
5.4.	Inversión 3D	47
5.4.1.	Modelo 3D.....	47
5.5.	Comparación de modelo 2D y 3D	51
6.	Discusión de resultados.....	54
6.1.	Placa de Nazca	54
6.2.	Fluidos en la corteza continental	55
6.2.1.	Anomalías Valle Central	55
6.2.2.	Gran anomalía conductiva de la Cordillera principal.....	56
6.2.3.	Anomalías en volcán Osorno y volcán Calbuco.....	58
6.2.3.1.	Anomalías volcán Osorno	58

6.2.3.2. Anomalías volcán Calbuco.....	61
6.3. Falla Liquiñe Ofqui.....	62
6.4. Batolito Norpatagónico.....	63
7. Conclusiones	65
Bibliografía.....	66
APENDICE A	75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Comparación de cuerpos mostrados en modelo 2D y 3D.	52
--	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 Mapa geológico del área de estudio.....	3
Fig. 2 Perfil esquemático del proceso de generación, transformación y migración de fluidos	5
Fig. 3 Perfil de la corteza a los 42°S de latitud	7
Fig. 4 Ubicación de la ZFLO y FAT	8
Fig. 5 Frecuencias características para sondeos magnetotéluricos.....	16
Fig. 6 intervalo de días de rotación solar	16
Fig. 7 Representación gráfica del volumen de información electromagnética.....	18
Fig. 8 Representación gráfica del tensor de fase.	20
Fig. 9 Configuración de una estación magnetotélúrica de periodo largo.	24
Fig. 10 configuración de estaciones magnetotélúricas de banda ancha.	24
Fig. 11 Ubicación de estaciones.....	25
Fig. 12 Ejemplo de serie de tiempo.....	26
Fig. 13 strike calculado para diferentes rangos de periodos.....	27
Fig. 14 a) flechas de inducción y elipses del tensor de fase	27
Fig. 15 Curva L	29
Fig. 16 Inversiones bidimensionales variando parámetro τ	30
Fig. 17 Variación del parámetro de inversión error de piso.....	31
Fig. 18 Modelos bidimensionales iniciales	32
Fig. 19 Modelo a priori para modelo bidimensional	33
Fig. 20 Parámetros de grilla para modelo 3D.....	34
Fig. 21 Construcción de grilla para inversión 3D	34
Fig. 22 Análisis de sensibilidad modelo 2D.....	35
Fig. 23 Análisis de sensibilidad modelo 3D.....	36
Fig. 24 Curvas de resistividad aparente y fase	37
Fig. 25 Referencia remota a estación	38
Fig. 26 Curvas de resistividad aparente y fase de la estación PL03.....	39
Fig. 27 Flechas o vectores de inducción	39
Fig. 28 Vectores de inducción.....	40
Fig. 29 Strike geoelectrico para diferentes rangos de periodos.....	41
Fig. 30 Dirección del strike para cada estación.....	41
Fig. 31 Elipses del tensor de fase	42
Fig. 32 Elipses del tensor de fase y flechas de inducción, volcán Osorno	43
Fig. 33 Resultado de inversiones con condicione a priori.....	44
Fig. 34 Ubicación en planta de las estaciones de banda ancha y periodo largo	45
Fig. 35 Modelo bidimensional final RMS.....	45
Fig. 36 Ajuste de datos.....	46
Fig. 37 Cortes en planta del modelo tridimensional.....	48
Fig. 38 Perfiles modelo 3D	49
Fig. 39 Ubicación de estaciones usadas en la inversión 3D.....	50
Fig. 40 Curvas de ajuste del modelo tridimensional	50
Fig. 41 Valor de RMS por estaciones para el modelo tridimensional.....	51
Fig. 42 Relación entre anomalías evidenciadas en los modelos 2D y 3D.....	51
Fig. 43 Perfil de línea sísmica en Valle central.....	56

Fig. 44 Gran anomalía conductiva de Cordillera principal.	56
Fig. 45 Resumen de la ubicación del conductor del ante arco en zonas de subducción.....	57
Fig. 46 Anomalía volcán Osorno.	58
Fig. 47 Eventos sísmicos (PL, VT o HB) volcán Osorno	59
Fig. 48 Modelo esquemático volcán Osorno.....	60
Fig. 49 Anomalía volcán Calbuco.....	61
Fig. 50 Representación esquemática del depósito debajo del volcán Calbuco	62
Fig. 51 valores típicos de resistividad para rocas.....	64

1. Introducción

1.1. Antecedentes

Los Andes del Sur constituyen un cinturón montañoso orogénico desarrollado en un margen continental activo, con la subducción entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamérica como causa principal de los procesos magmáticos y tectónicos del lugar. La zona entre 39° - 44° S y 70° - 76° W posee un basamento Paleozoico conformado principalmente por rocas metamórficas en general y un arco magmático localizado sobre los afloramientos actuales del Batolito Nor-Patagónico y a lo largo de la zona de falla Liquiñe-Ofqui, dominado por estrato volcanes de producto mayormente andesíticos a basálticos de altura promedio 2000m. (Hervé, 1994)

En torno a Los Andes del Sur se han hecho estudios geofísicos que buscan relacionar la falla Liquiñe Ofqui con los estrato-volcanes de la zona, por ejemplo, Pávez Moreno (2015) realiza un estudio geofísico magnetotelúrico en las laderas del volcán Villarrica, donde mediante una inversión bidimensional caracteriza una parte de la zona de falla Liquiñe-Ofqui; Bertin Ugarte (2010) Mide perfiles gravimétricos ortogonales a la traza mayor de la zona de falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) para caracterizar un modelo estructural y así relacionar la tectónica con la zona del complejo volcánico Lonquimay; Zuñiga Armijo (2019) Con un estudio magnetotelúrico de banda ancha en el volcán Osorno también relaciona anomalías conductivas a este importante complejo de fallas de los Andes del Sur.

Los fluidos juegan un papel clave en los procesos magmáticos, metamórficos y de deformación que controlan el volcanismo de un área, por lo que es preciso estudiar la distribución de fluidos en una zona de subducción y poder proporcionar restricciones para comprender mejor la distribución y las propiedades del volcanismo activo de ese lugar. Para entender los procesos de distribución de fluidos en la zona de los Andes del Sur, es importante entender las características y comportamiento físico de las placas de Nazca y Sudamericana, por ejemplo, a partir de datos de reflexión y refracción sísmica de gran angular, usando el método de trazado de rayos sísmicos Scherwath, et al. (2009) determinan características como edad y estado térmico de estructuras de la corteza y el manto superior de la zona de subducción en el Sur de Chile, entre 42° y 46° S; Para comprender el grado de hidratación de la placa de Nazca Contreras-Reyes, et al. (2007) analizan la velocidad sísmica de la estructura de la placa de Nazca subductante costa afuera del Sur de Chile central (~43 °S); Völker & Stipp (2015) investigan la in-homogeneidad en el grado de hidratación y deshidratación del segmento de la placa de Nazca que subduce a la Sudamericana, encontrando que los tramos de placa oceánica más joven y más caliente transportan a la zona de subducción, aproximadamente la mitad de agua que transportan los segmentos de la placa más vieja y fría.

Otro aspecto importante que se debe tener en cuenta a la hora de estudiar el comportamiento y distribución del volcanismo en los Andes del Sur es la existencia de anisotropía eléctrica estructural en la corteza terrestre propuesta por Brasse, et al. (2009), quienes mediante la aplicación del método geofísico GDS y apoyados por los estudios de Lopez-Escobar, et al. (1995) y Nakamura (1977), plantean la hipótesis de que esta anisotropía es debido a un profundo fracturamiento en la corteza.

El presente trabajo busca entregar nuevos antecedentes, basándose en la medición de un perfil magnetotelúrico de periodo largo en el margen continental chileno, a la altura de $\sim 41^{\circ}\text{S}$, y entre los $\sim 73^{\circ}$ y los 71° W, por donde pasa un tramo de la traza de la falla Liquiñe Ofqui y se ubican cuatro importantes volcanes de la zona volcánica Sur de los Andes.

En esta zona se instalaron catorce estaciones de periodo largo y diez de banda ancha para obtener una imagen de resistividad de gran profundidad que nos permita comprender de forma detallada los procesos de generación, migración y acumulación de fluidos en nuestra zona de estudio y de esta manera adquirir más información sobre la relación entre el proceso de subducción, estructuras de mega falla como la ZFLO y la distribución y comportamiento del volcanismo activo en ésta latitud de los Andes del Sur.

1.2.Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Comprender el proceso de subducción de las placas Nazca – Sudamérica en la zona de Los Andes del Sur y su relación con el régimen volcanotectónico del lugar mediante la obtención de un modelo de resistividad eléctrica de gran profundidad.

1.2.2. Objetivos específicos

Realizar un análisis dimensional con datos magnetotelúricos de periodo largo y banda ancha para definir la dimensionalidad de la inversión más adecuada.

Obtener un modelo de resistividad eléctrica en la zona de estudio, considerando las condiciones geológicas y la posible presencia de artefactos generados en la inversión.

Interpretar los resultados con base en los estudios previos hechos en la zona, considerando los procesos de subducción en esta sección de Los Andes del Sur y su relación con el sistema volcánico que domina la región.

2. Marco Geológico de la zona

El área de estudio está ubicada en la Zona Volcánica Sur de los Andes, donde la subducción entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana protagonizan el desarrollo de los procesos tectónicos y magmáticos del lugar.

En la Fig. 1, de Oeste a Este, las principales unidades morfológicas están dadas por: La Cordillera de la Costa, al Sur de los 38°S, que constituye un prisma acrecionario metamorfoseado en los tiempos del Paleozoico tardío al Triásico tardío (Thomson & Hervé, 2002), el flanco oriental de la Cordillera Costera se caracteriza por secuencias intrusivas y volcano-sedimentarias del Mesozoico que sugieren la migración hacia el Este del arco volcánico desde el Jurásico; La Depresión o Valle Central, constituye la prolongación de la cuenta Osorno-Llanquihue hacia el Sur, contiene aproximadamente 4km de rocas volcánicas Cenozoicas marinas y sedimentos glaciales en un depocentro de 70km de ancho paralelo a la fosa (Jordan, et al., 2001); El límite oriental de la Depresión Central está definido por el Batolito Nor-Patagónico y el Arco Volcánico actual en los Andes Patagónicos del Norte, donde se desarrolla la ZFLO. El Batolito tiene una longitud de 2000km y 200km de ancho, está compuesto principalmente de rocas plutónicas alcalinas del Jurásico medio al Mioceno (Glodny, et al., 2008). Los principales cuerpos de agua en la zona de estudio son los lagos de origen glacial, Lago Llanquihue (L.LL) y Lago de Todos Los Santos (L.TS).

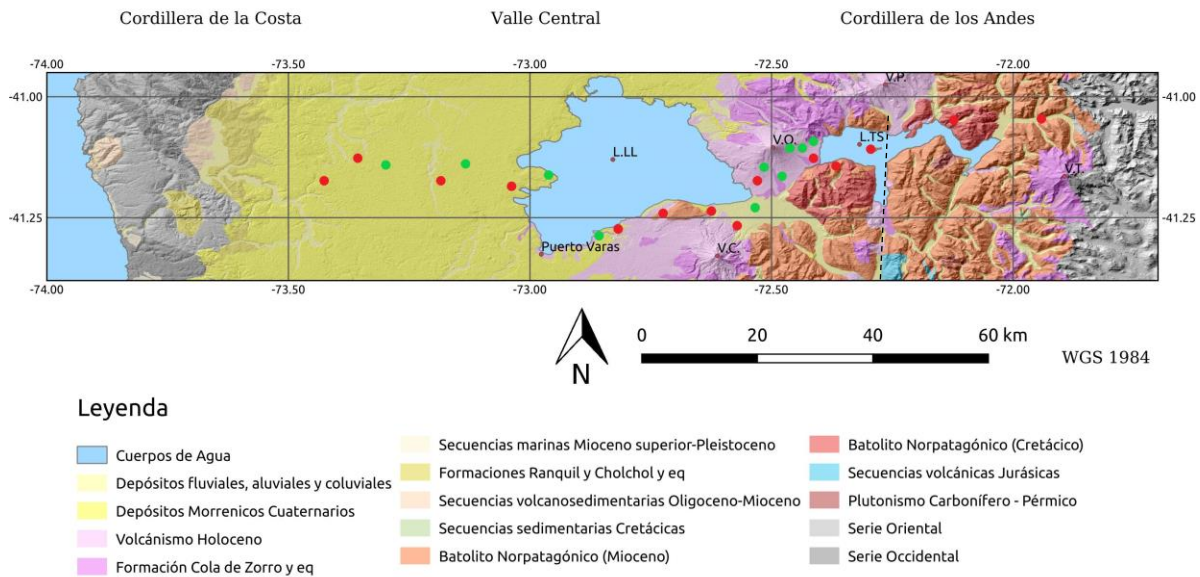


Fig. 1 Mapa geológico del área de estudio, con las principales unidades morfo estructurales. De izquierda a derecha se ubican la Cordillera de la Costa, el Valle Central donde se encuentra el Lago Llanquihue (L.LL), la Cordillera de los Andes donde se encuentra la Zona Volcánica Sur, en esta área se ubican los volcanes Calbuco (VC), Osorno (VO), Puntagüedo (VP) y Tronador (VT) y el Lago de Todos los Santos (L.TS). Línea negra discontinua representa la traza estimada de la ZFLO. Puntos rojos y verdes corresponden a la ubicación de los sitios magnetotéluricos de periodo largo y banda ancha respectivamente.

2.1. Unidades morfo estructurales

A continuación, se resume la descripción de cada unidad geológica referenciada en la Fig. 1. Información extraída de SERNAGEOMIN (2003).

2.1.1. Cordillera de la Costa:

Las principales unidades que conforman la Cordillera de la Costa están representadas por la serie oriental y la serie occidental que datan del Paleozoico – Triásico y se encuentran constituidas por Metapelitas, metacherts, metabasitas y en menor proporción, neises y rocas ultramáficas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico, integrando el complejo metamórfico Bahía Mansa.

La unidad geológica correspondiente a las secuencias marinas (Mioceno Superior – Pleistoceno) está conformada por coquinas, conglomerados coquináceos, areniscas y conglomerados dispuestos en niveles aterrazados emergidos. La Cordillera de la Cosa también posee secuencias volcanosedimentarias que datan del Oligoceno – Mioceno y se compone de conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y mantos de carbón. En esta zona se encuentran estratos de pupunahue y parga y la formación Cheuquemó, compuestas por lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas, lavas, brechas y rocas piroclásticas. Además, los complejos volcánicos de Ancud, Parga y Capitanes.

2.1.2. Depresión Central

En la Depresión central encontramos depósitos fluviales, aluviales y coluviales (Pleistoceno - Holoceno) compuestos por gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos mayores o de sus terrazas subactuales y llanuras de inundación, abanicos mixtos de depósitos aluviales y fluvio glaciales con intercalación de depósitos volcanoclásticos y depósitos Morrenicos Cuaternarios (Pleistoceno - Holoceno) conformados por diamictos de bloques y matriz de limo/arcilla, gravas, arenas y limos. Estos depósitos se han asociados a las principales glaciaciones del Pleistoceno donde son indiferenciados o relativos a las glaciaciones Llanquihue (35-14.5 ka).

Además, se identifica la formación Ranquil y Cholchol del Mioceno, constituida por areniscas finas, arcillolitas y limolitas.

2.1.3. Cordillera de los Andes

Se identifican depósitos de avalancha volcánica, asociados a colapso parcial de edificios volcánicos que datan del Holoceno Cuaternario. Lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos; principalmente calcoalcalinos. Del Jurásico, se logran ver lavas y aglomerados basálticos a andesíticos, tobas riolíticas, con intercalaciones de areniscas, calizas marinas y conglomerados continentales.

La formación Cola de Zorro del Plioceno – Pleistoceno se conforma por secuencias lávicas y centros volcánicos básicos e intermedios; depósitos piroclásticos andesítico-basálticos. Lavas principalmente basálticas con intercalaciones de tobas y conglomerados. En la cordillera principal también se identifican secuencias sedimentarias del Cretácico Inferior, constituidas por calizas, calcarenitas, areniscas, margas y coquinas.

Una de las unidades geológicas más importantes de la Cordillera de los Andes corresponde al Batolito Nor-Patagónico conformado por, (Mioceno 18-6 Ma) granodioritas, dioritas y tonalitas y (Cretácico 144-90 Ma) granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita.

En el complejo metamórfico Liquiñe, se distinguen esquistos pelíticos en la serie oriental y esquistos y anfibolitas, en menor proporción, rocas metamórficas ultramáficas en la serie occidental.

2.2. Tectónica

La placa oceánica Nazca subduce debajo de la placa continental Sudamérica a lo largo de los Andes con una tasa de convergencia de 6.6cm/año y un acimut de 77° (Angermann, et al., 1999). Entre los 33° y los 46° de latitud Sur, la placa de nazca tiene una inclinación de subducción de ~20° (Tassara & Echaurren, 2012). El tramo de placa oceánica ubicado entre las latitudes 40°S y los 41.5°S tiene una edad de 17.3Ma (Völker & Stipp, 2015). La edad de la corteza depende de su creación, su hidratación y porosidad, estos últimos parámetros, junto con la composición mineralógica de la placa y las condiciones de temperatura y presión en el proceso de subducción, juegan un rol importante en la migración y acumulación de fluidos a través de la corteza continental, lo que a su vez determina la distribución del volcanismo en una zona. A través de modelación numérica y definiendo restricciones petrológicas y geoquímicas, usualmente pueden ser explicados procesos físicos y químicos que controlan la generación, migración y acumulación de fluidos generados en ambientes de subducción, por ejemplo, Andrews & Sleep (1974) y Peacock (1990).

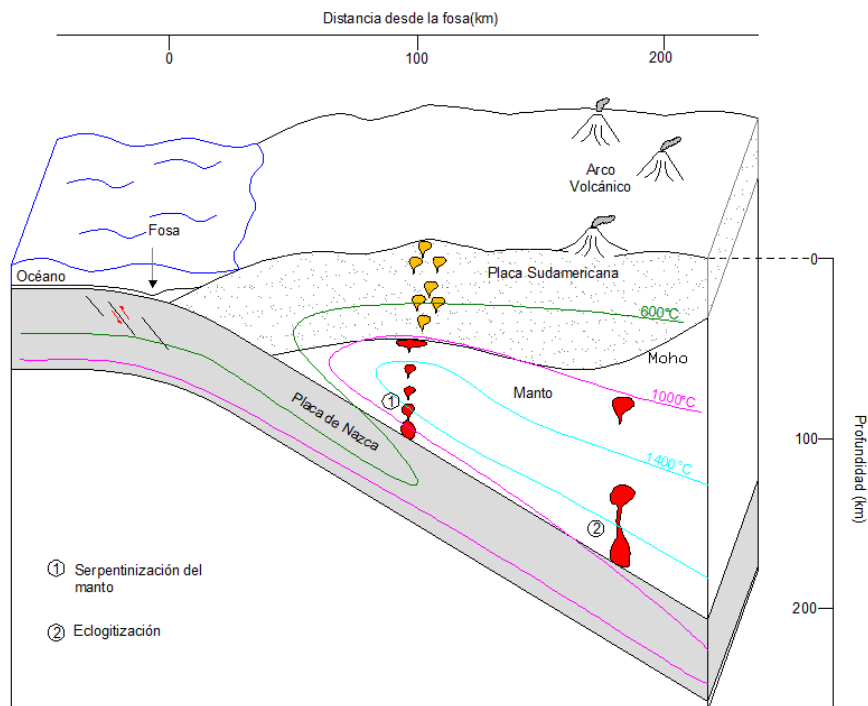


Fig. 2 Perfil esquemático del proceso de generación, transformación y migración de fluidos magmáticos en zonas de subducción. La construcción de este esquema está basado en los siguientes trabajos: (Völker & Stipp, 2015) (Araya Vargas, 2016) (Yoshiyuki, 1989) (Turcotte & Schubert, 2002)

Como se esquematiza en la Fig. 2, el agua es transportada a la zona de subducción en los poros de los sedimentos acumulados en la fosa y sobre la losa oceánica, en los poros de la corteza oceánica

y el manto, unida a los minerales de la losa oceánica y el manto litosférico superior, entre otros (van Keken, et al., 2011). El basalto es la litología predominante en la corteza oceánica, el espesor de sedimentos que cubre la corteza oceánica es menor a 200m hacia la fosa, estos sedimentos se acumulan e incorporan en el prisma de acreción que tiene un espesor aproximados de entre 1000 y 1500m (Contreras Reyes, et al., 2010).

A medida que la subducción va avanzando, se presentan procesos fisicoquímicos que permiten transformaciones mineralógicas en los componentes minerales de la placa oceánica y rocas del manto, generando liberación de agua; la liberación de agua de la corteza y el manto en las zonas de subducción está controlada por las temperaturas y en menor grado, de las presiones que se desarrollan a lo largo de la ruta de subducción. Los dos procesos principales de deshidratación son denominados serpentización del manto y eclogitización.

La serpentización es un proceso de alteración metamórfica que afecta a las rocas ultramáficas del manto superior, por lo general, se produce por la infiltración de agua o la deshidratación de los minerales contenidos en la losa oceánica, bajo la isoterma de 600°C, reduciendo drásticamente la velocidad sísmica de la onda S y la densidad del manto (Hyndman & Peacock, 2003). La eclogitización por su parte se presenta a profundidades mayores con condiciones extremas de presión y temperatura (Leech, 2001). Una parte considerable de la serpentización depende de la subducción, donde las fallas normales relacionadas con el abombamiento de la placa crean vías para el descenso del agua. Las zonas serpentizadas y eclogitizadas se muestran claramente en tomografías sísmicas y en imágenes de resistividad medidas con el método magnetoteléurico, ejemplo de trabajos donde se pueden identificar estos procesos mediante métodos geofísicos, son los de Navarro (2019), Evans, et al. (2014) y Wannamaker, et al. (2014).

A medida que se deshidrata la losa oceánica se generan fluidos que ascienden y bajan el punto de función de la roca de la corteza continental, formando fluidos magmáticos que migran y controlan la creación de volcanes en los arcos. Varios estudios magnetoteléuricos en zonas de subducción han observado disminución de resistividad en el manto del antearco que a menudo interpretan como la acumulación de fluidos liberados por la serpentización del manto, por ejemplo, Reynard, et al. (2011), la serpentización también puede generar reflectividad sísmica, aumento en la magnetización y una reducción en la resistencia mecánica (Hyndman & Peacock, 2003).

Diversos estudios, muestran relación entre zonas de baja velocidad de onda S con fluidos, y regiones de alta velocidad de onda P en el contacto entre placas que atribuyen a asperezas que generan un bloqueo en el acople de las placas e influyen en la distribución de los mega terremotos, por ejemplo, en Costa Rica (Audet & Schwartz, 2013) y en el Sur de Chile (Hicks, et al., 2012); Estos trabajos muestran que la baja relación V_p/V_s (interpretado como indicador de regiones con baja presión de poro) se correlacionan con zonas en las que la interfaz de la placa está bloqueada y se pueden producir grandes terremotos, mientras que las áreas con una alta razón V_p/V_s (alta presión de poro) se caracterizan por un bajo grado de acoplamiento de las placas y eventos sísmicos de deslizamiento lento.

Las asperezas y las presiones de los poros también se han relacionado con los periodos de recurrencia para grandes terremotos en Chile (Moreno, et al., 2018), así como en otras zonas de

subducción, por ejemplo en Alaska, Sumatra y Japón, (Schellart & Rawlinson, 2013). Las variaciones a lo largo de las zonas de deslizamiento de eventos sísmicos también han sido relacionadas con la cantidad de sedimentos subducidos, que juegan un papel importante en la propiedad de fricción en el contacto entre placas (Pritchard & Simons, 2006). En la Fig. 3, se observa como la sismicidad se distribuyen en la zona de falla Liquiñe – Ofqui en el contacto interplaca y cerca de la fosa (zona outer-rise).

Redes de fractura o fallas en la corteza continental han sido consideradas como vía eficiente a través de las cuales se transportan fluidos hacia la superficie de la tierra (Clemens & Mawer, 1992). Por lo tanto, la tensión de la litosfera influye en la distribución espacial de plutones, diques y conos volcánicos. Sin embargo, la deformación de la corteza no solo juega un papel importante en la migración del magma. Más importante aún, puede ejercer un control fundamental sobre los procesos de diferenciación de magma que, a su vez, pueden determinar la naturaleza y composición del vulcanismo a lo largo de los márgenes continentales.

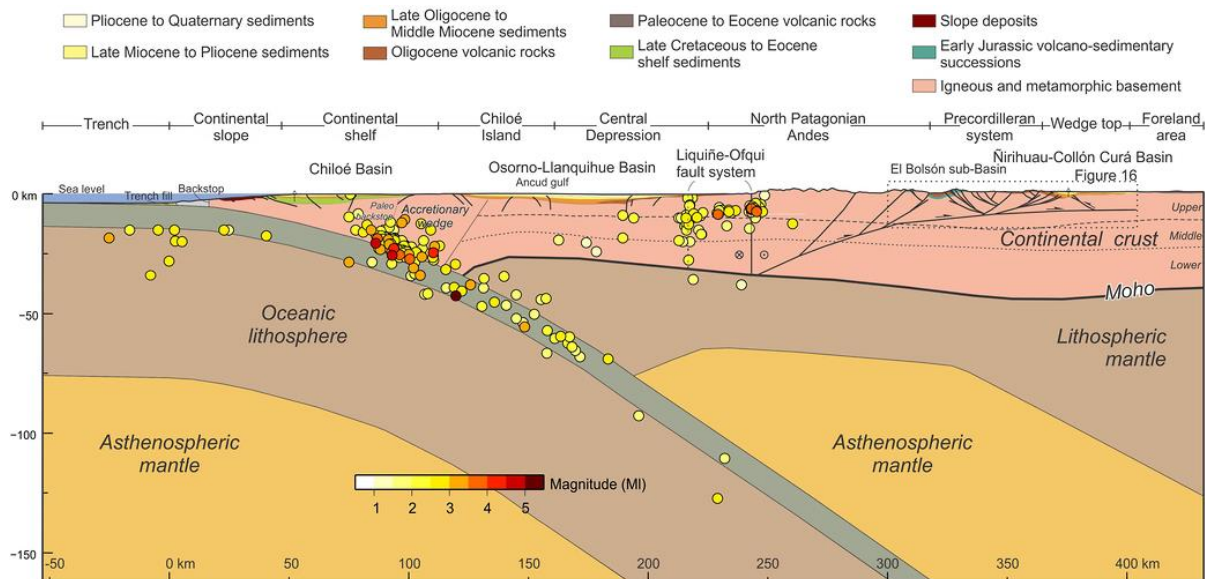


Fig. 3 Perfil E - O a los 42°S de latitud, donde los círculos representan la sismicidad de la corteza según Lange, et al. (2008) y la estructura litosférica profunda fue tomada del modelo de densidad de Tašárová (2007). Modificado de Orts, et al. (2012)

2.2.1. Sistemas de Fallas. Zona de Fallas Liquiñe Ofqui y Fallas Andinas Transversales

La convergencia oblicua (~20°) entre las placas de Nazca y Sudamericana es la principal causa de la deformación dextral transpresiva en la corteza terrestre, dominada por el deslizamiento de escala regional a local por una serie de redes de fractura denominadas fallas, en la Zona Volcánica Sur de los Andes se han identificado estructuras relacionadas a la Zona de Fallas Liquiñe Ofqui (ZFLO) y Fallas Andinas Transversales (FAT).

En la zona de estudio, la estructura tectónica predominante corresponde a la zona de fallas Liquiñe Ofqui que corresponde a una falla de rumbo, de aproximadamente 1200km de longitud, donde se

concentra la mayor parte de actividad sísmica de la corteza continental en el Sur de Chile (Lavenu & Cembrano, 1999), y que diversos autores relacionan con la distribución volcánica de los Andes del Sur, por ejemplo Stern (2004) y Cembrano & Lara (2009).

La ZFLO está asociada a un régimen transpresional dextral desde por lo menos los ultimo 6Ma (Cembrano, et al., 1996), se extiende desde el pueblo de Liquiñe (39°S) hasta el istmo de Ofqui (47°S). En la latitud 41°S Lavenu & Cembrano (1999) atribuyen una geometría vertical a la traza de la falla, generada por sistemas transpresionales dextrales de orientación N-S, con doble vergencia, desarrollados entre el Neógeno y Cuaternario. La ZFLO se caracteriza por segmentos maestros de rumbo con orientación NNE sub-verticales y fallas transtensionales de rumbo ENE a EW (Cembrano & Hervé, 1993). La magnitud tensional puede ser mayor donde las fallas NE están cerca o se cruzan con segmentos de fallas maestras, lo que mejora las vías de fluido cortical a largo plazo durante condiciones de carga tectónica interseísmica (Iturrieta, et al., 2017).

La mayoría, sino todos, los sistemas volcánicos que se encuentran en la parte superior de la ZFLO son monogenéticos, esto sugiere que fueron formados por eventos geológicamente instantáneos. Las fallas como la ZFLO son capaces de conectar la zona de MASH o incluso la cuña astenosferica con la superficie, mediante la producción continua de magma por descompresión (Cembrano & Lara, 2009).

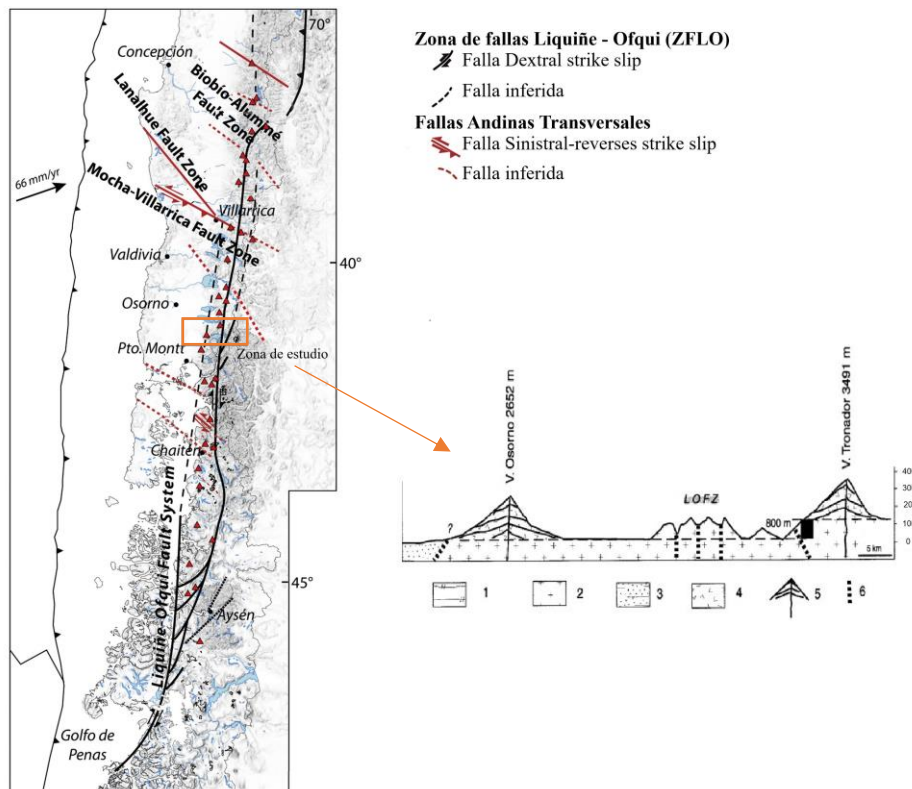


Fig. 4 Ubicación de la ZFLO y FAT en la Zona Volcánica Sur de los Andes (Perez-Florez, et al., 2017) y sección transversal entre el Volcán Osorno y el Volcán Tronador (Lavenu & Cembrano, 1999), donde se sugiere la ubicación de la ZFLO en esta área. La nomenclatura 1 corresponde a depósitos mesozoicos medios, 2 Batolito Nor-Patagónico, 3 depósitos de la Depresión Central, 4 y 5 Volcanes cuaternarios y 6 zonas de falla principal. Los triángulos representan volcanes.

El segmento de los Andes donde se ubica la ZFLO era parte del margen proto-Pacífico de Gondwana y consiste en sedimentos, metabasitos y granitoides que pertenecen al Batolito Patagónico (Pankhurst, et al., 1992), el lado Este del ZFLO se había elevado y exhumado más rápido en comparación con el lado occidental (Adriasona, et al., 2006). Basado en datos de GPS Wang, et al. (2007) sugieren que el LOFZ es el límite oriental de un bloque continental que se mueve hacia el Norte en relación con el continente, la profundidad de la falla no es conocida aun, sin embargo, una red sísmica temporal registró la sismicidad local a lo largo de un segmento de 130km de longitud en la ZFLO, fueron registrados 65 eventos corticales superficiales a profundidades menores a 25km (Lange, et al., 2008).

Otro sistema de fallas importantes para resaltar en la Zona Volcánica Sur corresponde a las Fallas Andinas Transversales (FAT), estas incluyen una serie de fallas de orientación NO, probablemente heredadas de una arquitectura preandina con cinemática sinistral inversa y reactivación local de deslizamiento normal (Radic, 2010). Se sugiere que la FAT son más antiguas o equivalentes a la ZFLO (Pankhurst, et al., 2006).

Las redes de fractura por fallas NE-ENE están orientadas favorablemente con respecto al campo de tensión regional promoviendo la migración vertical de magma o fluido hidrotermal (Cembrano & Lara, 2009), por otra parte, las redes de fractura por fallas NO están desorientadas con respecto al campo de estrés regional favoreciendo la acumulación de magma y el almacenamiento de fluidos hidrotermales (Perez Florez, et al., 2016).

2.3.Zona Volcánica Sur

La zona volcánica de los Andes del Sur (SVZ), está ubicada en el margen de placa oblicuamente convergente de Nazca-Sudamericana entre 33 ° S y 46 ° S. La compleja interacción entre los procesos tectónicos y magmáticos se evidencia tanto por la arquitectura como por la firma geoquímica de los edificios volcánicos de esta zona.

A lo largo del strike de la SVZ se evidencian variaciones en la composición de los productos de los volcanes y en su orientación, las estructuras de orientación NE-SW y originados mayoritariamente a partir de magmas primitivos pertenecen a estratovolcanes y conos monogenéticos asociados a lineamientos de la ZFLO mientras que estratovolcanes de orientación WNW y con productos de composición desde rocas basálticas a riolíticas son asociados a estructuras de las FAT (Cembrano & Lara, 2009). Los factores principales que explican las variaciones a lo largo del strike en la naturaleza y composición del volcanismo son la variación en el grosor de la corteza, la fuente del magma, la naturaleza y estructura litosférica y la existencia de un sistema predominante de fallas intra-arco (Cembrano & Lara, 2009). El espesor de la corteza debajo del arco volcánico tiene aproximadamente 50km en la latitud 33°S y decrece hacia el Sur, alcanzando un espesor de 35km a los 46°S (Tassara & Yañez, 2003).

Los volcanes que abarca el área de este estudio son Calbuco, Osorno, Puntiagudo y Tronador.

➤ Volcán Calbuco

El volcán Calbuco (2.003 m s.n.m.) está construido sobre un basamento de granitoides Miocenos y rocas ígneas máficas y meta-sedimentarias del Paleozoico Superior y, a diferencia de la mayor parte de los volcanes de los Andes del Sur, se emplaza al Oeste de la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, y no está claramente relacionado con estructuras regionales o controlado por

ellas. El edificio volcánico, un cono truncado, de perfil irregular, se ha construido durante los últimos ~300 ka, a lo largo de tres ciclos glaciales-interglaciales. Las dos últimas glaciaciones han excavado profundos valles en los flancos, los que han sido rellenados parcialmente por los productos de la actividad posterior. Sobre la base de la evolución morfológica del cono volcánico, se definen cuatro unidades de actividad volcánica: Calbuco 1 (~320-110 ka), Calbuco 2 (110-~14 ka), Calbuco 3 (14 ka-reciente), y Calbuco 4, las que agrupan los productos de la actividad histórica. Las tres últimas unidades tienen una marcada predominancia de productos andesíticos, mientras que la primera es más bien andesítico-basáltica.

Hacia fines del último período glacial (~14,5 ka), parte del edificio de la unidad 2 colapsó hacia el Norte, dejando un amplio anfiteatro de unos 2 km de diámetro en la cima. El correspondiente depósito de avalancha volcánica, de un volumen estimado de ~3 km³, se distribuye por más de 15 km hacia el Oeste, y se desvía en su trayectoria hacia el lago Llanquihue presumiblemente por la presencia de un voluminoso lóbulo glacial todavía presente.

La actividad posterior incluye un período entre los 12 y 6,5 ka en que se generó un extenso abanico piroclástico hacia el Oeste, coronado por una ignimbrita andesítico-basáltica que se extiende por más de 80 km². La actividad histórica documentada incluye a lo menos 12 ciclos eruptivos, 4 de los cuales en el siglo XX incluyeron actividad efusiva y explosiva.

Los magmas altamente hidratados que caracterizan la petrología del volcán aumentan su potencial para generar erupciones explosivas. Los principales peligros asociados al volcán, sin embargo, lo constituyen la ocurrencia de lahares y flujos de bloques y ceniza, principalmente dirigidos hacia los abanicos al Noreste, Sur y Sureste, en zonas con creciente desarrollo poblacional y de infraestructura. (Selles & Moreno, 2011)

En abril de 2015 se registró la última erupción volcánica del Calbuco, hasta la fecha. Según estudios como Castruccio, et al. (2016), los productos erupcionados fueron principalmente andesita basáltica.

➤ **Volcán Osorno**

El volcán Osorno es un estratovolcán compuesto, perteneciente al Pleistoceno Medio-Holoceno (<ca. 200 ka). En conjunto con los volcanes La Picada, Puntiaquedo y Cordón Cenizos, forma una cadena volcánica transversal de orientación N60°E. Durante una etapa inicial de evolución (Pleistoceno Medio <ca. 200 ka) se edificó un estratovolcán contemporáneo con la Glaciación Santa María, el que fue profundamente erosionado durante la fase terminal de ésta. Sobre esta estructura desmantelada se inició la construcción del volcán actual, esto durante el período interglacial restó valor a la Glaciación Llanquihue (ca. 125-100 ka). En este episodio, el cono central habría sido reconstruido en un ambiente general libre de hielo, pero aún dominado por glaciares en los valles principales que se extienden a sus pies. La edificación del estratovolcán compuesto continuó en el Pleistoceno Superior de manera contemporánea con la Glaciación Llanquihue, aunque fue, al mismo tiempo, erosionado por el avance de los glaciares principales. La actividad eruptiva posglacial se caracteriza tanto por la ocurrencia de erupciones del cráter central como por la actividad de centros parásitos ubicados en los flancos. Estos últimos corresponden a conos piroclásticos basálticos y domos dacíticos, aislados y de distribución radial, o conjuntos de conos múltiples y fisuras eruptivas que se organizan en cadenas NE-SW. A las erupciones del cráter central se asocian también erupciones de mayor explosividad que han generado flujos piroclásticos basálticos y tefras de composición dacítica que cubren el Holoceno (<10 ka) y se distribuyen en un amplio sector entorno del volcán. La actividad eruptiva histórica del volcán Osorno se ha caracterizado esencialmente por episodios de baja explosividad entre los

cuales destaca la erupción fisural de 1835 AD. La débil fumarola descrita desde principios del siglo XX bajo el hielo de la cima parece haberse atenuado en la actualidad. La parte superior del edificio volcánico está cubierta por un significativo glaciar que, aunque en franco retroceso, representa un volumen capaz de movilizar detritos durante erupciones de alta tasa de emisión, lo que constituye el mayor peligro volcánico asociado a este centro. (Moreno, et al., 2010)

➤ **Volcán Puntagudo**

El volcán Puntagudo (2493 m.s.n.m) de edad Plio-Pleistocena al presente, consiste en un estratovolcán, cono piroclástico y de un cordón fisural antiguo alineado con rumbo 60°E. Descansa sobre un basamento Paleozoico a Cenozoico inferior, formado por rocas intrusivas y volcanos sedimentarias (formación Curarrehue).

Mineralógica y geoquímicamente, las lavas son pobres en fenocristales de plagioclasa (<15% vol), son más ricas en fenocristales de olivino (4.5-25% vol).

La cumbre del Puntagudo fue profundamente erodada por el hielo. La cima es una aguda aguja relicto de la chimenea central. Sus flancos, sin embargo, no muestran los efectos de una erosión glacial intensa. Al parecer, la cumbre del Puntagudo habría sufrido un desgaste profundo debido a la actividad de un casquete de hielo glacial.

Los flujos del volcán Puntagudo rellenan antiguos valles glaciales labrados en el cordón Cenizos. Entre los materiales volcánicos destacan las emisiones de lava y depósitos piroclásticos y laharcos de composición basáltica predominante. Al rededor del volcán se reconocen algunos centros eruptivos parásitos asociados con pequeños flujos de lava basáltica. (Moreno, et al., 1978)

➤ **Volcán Tronador**

El Volcán Tronador se caracteriza por ser un estratovolcán mixto, con profunda erosión glacial relacionada con al menos dos glaciaciones. Su cima alberga un gran glaciar, que despeña por sus flancos en todas las direcciones. En este ambiente, el hidrovulcanismo o interacción violenta entre magma y agua, toma gran importancia por la presencia de un fuerte aporte de aguas de diversa índole (ej., glaciales, nieve, lagos, ríos, napas freáticas), que dan como resultado una gama de productos volcánicos que reflejan la interacción de agua y magma, ya sea de manera explosiva o no explosiva.

El volcán Tronador forma parte del Complejo Volcánico Tronador (CVT) y se encuentra ubicado en un bloque alzado de la cordillera de los Andes (Patagónica Norte), en una posición transicional entre el frente volcánico actual y la zona de tras-arco, al oriente de la traza principal del sistema de falla Liquiñe Ofqui. El registro de los distintos episodios de glaciaciones en el área del CVT abarca desde el Pleistoceno hasta el comienzo del Holoceno.

El volcán Tronador está compuesto por tres subunidades: La subunidad Tronador I (1.3 Ma) se caracteriza por lavas traquíticas y flujos volcanoclásticos; la subunidad Tronador II incluye una serie de flujos basálticos y andesítico basálticos, intercalados con flujos freato-magmáticos y piroclásticos, asociados a episodios pre-colapso tipo caldera; la subunidad Tronador III (0.3-0.6 Ma), es una subunidad post-colapso, que cubre parcialmente a la subunidad Tronador II, compuesta por basaltos, andesitas basálticas, hialoclastitas, de distintica composición, lahares de gran potencia, hialotufitas y tufitas. Las rocas del basamento del CVT incluyen, principalmente, granodioritas y dioritas del Cretácico Superior y Mioceno, pertenecientes al bloque oriental del Batolito Norpatagónico. (Mella, et al., 2005)

3. Marco teórico del método magnetotelúrico

La Magnetotelúrica (MT) es un método o técnica electromagnética de exploración geofísica empleada para deducir propiedades como resistividad y conductividad eléctrica de la Tierra a profundidades que van desde decenas de metros hasta cientos de km.

Este método utiliza una señal fuente de origen externo, variaciones naturales de campos eléctricos y magnéticos de la Tierra, generadas por procesos físicos como variaciones solares y tormentas magnéticas. Los espectros de estas variaciones cubren períodos que van desde 10^{-3} hasta 10^5 [s] y se generan por la interacción entre el viento solar, la magnetosfera y la ionosfera del planeta Tierra (Vozoff, 1991).

La MT se basa en la medición simultánea del campo electromagnético total, es decir, la variación en tiempo del campo magnético $B(t)$ y del campo eléctrico inducido $E(t)$. Las propiedades eléctricas del material subyacente se pueden determinar a partir de la relación entre los componentes de las variaciones medidas de campo eléctrico (E) y magnético (B), o funciones de transferencia: la horizontal eléctrica (E_x y E_y) y las componentes horizontales del campo magnético (B_x y B_y) y vertical (B_z). De acuerdo con la propiedad de las ondas electromagnéticas en los conductores, la penetración de las ondas electromagnéticas depende de la frecuencia de oscilación y resistividad eléctrica del medio. La teoría fundamental de exploración magnetotelúrica fue propuesta por primera vez por Tikhonov (1950) (reimpreso 1986) y posteriormente detallada por Cagniard (1953).

3.1. Principios matemáticos del método magnetotelúrico

La técnica magnetotelúrica tiene su soporte matemático en las ecuaciones de Maxwell, autores como Cagniard (1953), Keller & Frischknecht (1966), Kaufman & Keller (1981) y Zhdanov & Keller (1994) se basan en leyes físicas y supuestos simplificadores para desarrollar las expresiones matemáticas del método magnetotelúrico.

3.1.1. Ecuaciones de Maxwell

Los procesos de inducción en un medio homogéneo e isotrópico están gobernados por las ecuaciones de Maxwell, su forma diferencial en sistema internacional de unidades (SI) se puede escribir como:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (4)$$

Donde, \vec{E} es el vector de campo eléctrico [V/m], \vec{B} el vector de inducción magnética [T], \vec{H} es el vector de campo magnetizante [A/m], \vec{J} la densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres [A/m²], \vec{D} es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m²] y ρ la densidad de carga eléctrica debido a cargas libres [C/m³].

La ley de inducción de Faraday (Ec.(1)) postula que la variación en el campo magnético induce un campo eléctrico. La ley de Ampere (Ec.(2)) explica que la circulación de la intensidad del campo magnético en un contorno cerrado es proporcional a la corriente que recorre en ese contorno; se suponen despreciables los desplazamientos de corriente a lo largo de las variaciones en el tiempo. La ley de Gauss para el magnetismo (Ec.(3)) establece que el flujo magnético a través de cualquier superficie cerrada es siempre cero. La ley de Gauss (Ec.(4)) señala que las cargas eléctricas son la fuente de un campo eléctrico.

Además de las ecuaciones de Maxwell, en el método magnetotelúrico se cumple que la densidad de corriente eléctrica total (\mathbf{J}) es igual al producto de la conductividad eléctrica del medio (σ) por el campo eléctrico (\mathbf{E}).

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (5)$$

Donde \mathbf{J} se encuentra en unidades [Am^{-2}], σ en [Sm^{-1}] y \mathbf{E} en [Vm^{-1}].

Esto es posible bajo el supuesto de que las cargas son conservativas y la Tierra se comporta como un conductor óhmico.

En el método MT también se supone que las corrientes de desplazamiento variables en el tiempo (derivadas de los efectos de polarización) son insignificantes en comparación con las corrientes conductivas variables en el tiempo, entonces, la ley de Ampere se reduce a:

$$\nabla \times \vec{\mathbf{H}} = \vec{\mathbf{J}} \quad (6)$$

Los campos $\vec{\mathbf{B}}$ y $\vec{\mathbf{D}}$ se relacionan con $\vec{\mathbf{H}}$ y $\vec{\mathbf{E}}$ en un medio isotrópico mediante la permeabilidad magnética μ ($\approx \mu_0$ permeabilidad del vacío) y la permitividad eléctrica ϵ de la siguiente forma:

$$\vec{\mathbf{J}} = \sigma \vec{\mathbf{E}} \quad (7)$$

$$\vec{\mathbf{B}} = \mu \vec{\mathbf{H}} \quad (8)$$

$$\vec{\mathbf{D}} = \epsilon \vec{\mathbf{E}} \quad (9)$$

El método magnetotelúrico se caracteriza por emplear bajas frecuencias, por lo tanto, $\frac{\partial \vec{\mathbf{D}}}{\partial t} \rightarrow 0$, la segunda ley de Maxwell puede ser reescrita así,

$$\nabla \times \vec{\mathbf{B}} = \mu_0 [\sigma \vec{\mathbf{E}} + \vec{\mathbf{J}}] \quad (10)$$

Teniendo en cuenta la segunda ley de Maxwell las ecuaciones materiales (7) y (8) y la ecuación (10), y considerando la identidad $\nabla \times \nabla \times \vec{\mathbf{\varphi}} = \nabla(\nabla \cdot \vec{\mathbf{\varphi}}) - \nabla^2 \vec{\mathbf{\varphi}}$, tenemos que:

$$\nabla \times \vec{\mathbf{B}} = \mu \sigma \vec{\mathbf{E}} + \mu \epsilon \frac{\partial \vec{\mathbf{E}}}{\partial t} \quad (11)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{\mathbf{B}} = \nabla \left(\mu \sigma \vec{\mathbf{E}} + \mu \epsilon \frac{\partial \vec{\mathbf{E}}}{\partial t} \right) = -\mu \sigma \frac{\partial \vec{\mathbf{B}}}{\partial t} - \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{\mathbf{B}}}{\partial t^2} = -\nabla^2 \vec{\mathbf{B}} \quad (12)$$

Para el campo eléctrico, usando la primera ecuación de Maxwell

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\vec{J}_f + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \right) \quad (13)$$

$$\nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right) \quad (14)$$

$$-\nabla^2 \vec{E} = -\mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (15)$$

La forma estándar para escribir las ecuaciones (12) y (15), donde $\vec{\phi}$ es una forma general para llamar \vec{B} o a \vec{E} , es la conocida ecuación del telegrafista,

$$\nabla^2 \vec{\phi} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{\phi}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial t^2} \quad (16)$$

Considerando campos con dependencia temporal periódica $\approx e^{i\omega t}$, y dependencia periódica espacial $\approx \cos(vx)$, con ω la frecuencia angular ($\omega=2\pi f$) y v el número de onda horizontal ($v=2\pi/\ell$, ℓ la longitud de onda), entonces de la ecuación (16) se puede escribir de la forma,

$$\frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial z^2} = i\omega \mu \sigma \vec{\phi} - \mu \varepsilon \omega^2 \vec{\phi} \quad (17)$$

Con $\vec{\phi}$ función en x , z y t . Luego,

$$-v^2 \vec{\phi}^2 + \frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial z^2} = i\omega \mu \sigma \vec{\phi} - \mu \varepsilon \omega^2 \vec{\phi} \quad (18)$$

$$\rightarrow \frac{\partial^2 \vec{\phi}}{\partial z^2} = \gamma^2 \vec{\phi}, \text{ Ecuación de Helmholtz} \quad (19)$$

$$\gamma^2 = v^2 + i\omega \mu \sigma - \mu \varepsilon \omega^2 = v^2 + K^2 - \vartheta^2 \quad (20)$$

Con lo anterior, se pasa de describir los campos en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia y la longitud de onda, γ puede escribirse en función de las longitudes características ℓ , δ y λ

$$\gamma^2 = \frac{4\pi^2}{\ell^2} + \frac{2i}{\delta^2} - \frac{4\pi^2}{\lambda^2} \quad (21)$$

De la ecuación (21) la menor de estas longitudes determina el valor de γ , por lo tanto, el carácter del campo. Si $\ell \ll \delta, \lambda$: excitación a muy bajas frecuencias por una fuente altamente homogénea. La variación del campo implica que mientras más homogéneo sea el campo en la horizontal, más rápido decae en profundidad. Si $\lambda \ll \delta, \ell$: para frecuencias altas y ondas planas, la propagación en un mal conductor no está amortiguada. En la práctica, esto se da, ya que las frecuencias no son tan

altas como para eliminar totalmente el efecto de K. Si $\delta \ll \lambda$, ℓ : el campo es cuasi homogéneo y las corrientes de carga sobrepasan a las corrientes de desplazamiento.

Con base en lo anterior, la solución general para la ecuación del telegrafista, teniendo en cuenta que $\gamma = K = \sqrt{i\omega\mu\sigma}$ esta dada por:

$$\vec{\Phi}(z) = \vec{\Phi}_0 e^{-kz} + \vec{\Phi}_1 e^{kz} \quad (22)$$

Con $\vec{\Phi}_0$ y $\vec{\Phi}_1$ valores del campo en superficie. Basados en el segundo supuesto del método magnetoteléurico, (la energía en la Tierra solo se absorbe o se disipa), el termino $\vec{\Phi}_1$ tiene a cero, por lo tanto,

$$\vec{\Phi}(z) = \vec{\Phi}_0 e^{-kz} \quad (23)$$

La penetración para la cual el valor absoluto de $\vec{\Phi}(z)$ es atenuado a 1/e del valor en superficie, es llamada Skin Depth (δ)

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} \rightarrow \vec{\Phi}(\delta) = \frac{1}{e} \vec{\Phi}(z=0) \quad (24)$$

Sustituyendo $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ [Vs/Am], $\omega = 2\pi/T$ y $\sigma = 1/\rho$, se obtiene:

$$\delta \approx 0.5\sqrt{\rho T} [km] \approx 0.5 \sqrt{\frac{\rho}{f}} [km] \approx 500\sqrt{\rho T} [m] \quad (25)$$

Donde T es el periodo [s], σ es la conductividad eléctrica [ohm (Ω)], ρ representa la resistividad eléctrica [$\Omega.m$] y f es la frecuencia (inverso del periodo).

La profundidad de la piel permite la caracterización de la profundidad de investigación, que, como se puede ver, aumenta de acuerdo con la raíz cuadrada del producto de resistividad media y período. Aunque se ha definido para medios homogéneos, su uso puede extenderse también a casos heterogéneos (por ejemplo, estructuras geológicas). (Telford, 1990)

3.2. Origen de la señal electromagnética del método magnetoteléurico

Las señales de MT pueden ser medidas en dos distintas bandas de frecuencia y tienen origen en diferentes fenómenos naturales. Alrededor de 1Hz se obtienen datos de calidad pobre, atribuible a mecanismos de origen inductivo.

La influencia de perturbaciones cuasi armónicas, derivada de señales como ruido ambiente, puede ser tratada con la aplicación de filtros notch (elimina banda) en $16^{2/3}$ y 50hz.

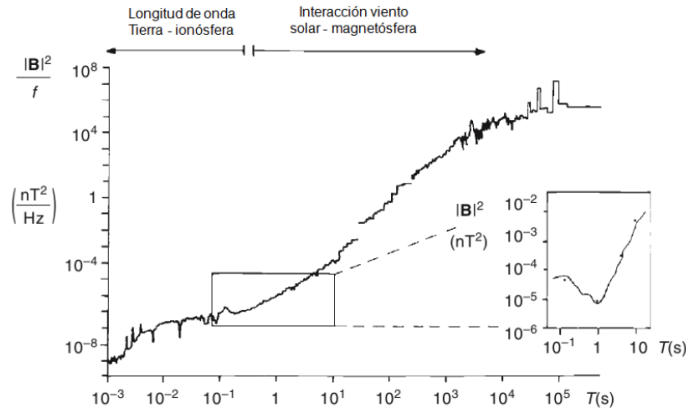


Fig. 5 Frecuencias características para sondeos magnetotéluricos de periodo largo o periodo corto generadas por fenómenos naturales de la Tierra. (Simpson & Bahr, 2005)

Periodos cortos – frecuencias altas

Esta señal tiene origen en tormentas eléctricas en la atmósfera. La señal creada por estas tormentas se desplaza alrededor de la Tierra, donde parte de la energía penetra en el interior de esta. Se encuentra en frecuencias mayores a 1Hz

Periodos largos – frecuencias bajas

En general se encuentran en frecuencias menores a 1Hz, esta señal se origina a partir de la interacción del viento solar con el campo magnético natural de la Tierra. Las mediciones MT para profundidades mayores, o periodos largos, son tomadas en lapsus de tiempo mayores a una semana con el fin de obtener buena señal que se traduce en datos de buena calidad.

El viento solar trae consigo un campo magnético “congelado” que interactúa con el campo magnético terrestre. Este campo quiere decir que el flujo magnético a través de un área se preserva así haya movimiento del plasma. Una medición de la actividad geomagnética global es el número K_p , obtenido de varios observatorios en el mundo. La actividad magnética está determinada por erupciones solares, por lo que K_p muestra cierta dependencia de la rotación solar (27 días).

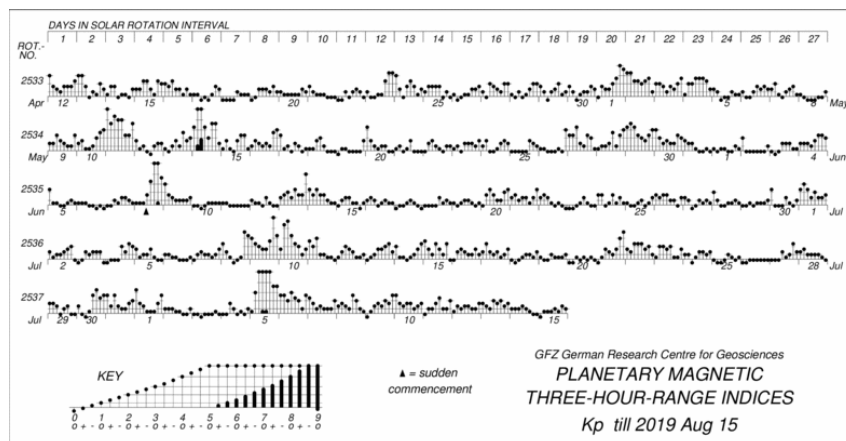


Fig. 6 intervalo de días de rotación solar. (Anon., 2019)

3.3. Funciones de transferencia: Tensor de Impedancia y Función de transferencia Geomagnética

La impedancia eléctrica Z [mV/T] es la relación entre los componentes del campo eléctrico y magnético, que proviene de la relación matricial: $E = Z B$. En un medio homogéneo, la relación de los componentes ortogonales es $Z = i\omega/k$.

En una Tierra tridimensional general, la impedancia se expresa en forma de matriz en coordenadas cartesianas (x , y horizontal y z positiva hacia abajo):

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} \quad (26)$$

Por lo tanto, cada elemento del tensor es $Z_{ij} = E_i / B_j$ ($i, j = x, y$). En una Tierra 1D, los elementos diagonales de Z desaparecen: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy} = -Z_{yx}$.

3.3.1. Caso 2D

Para una Tierra 2D, la conductividad varía a lo largo de una dirección horizontal, así como con la profundidad, para direcciones x e y las componentes diagonales presentan la misma magnitud con signo opuesto mientras que las componentes de la diagonal son diferentes, es decir

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq Z_{yx} \end{array} \right\} 2D \quad (27)$$

Al aproximar un medio a un modelo de dos dimensiones se asume que este se caracteriza por un “strike” determinado, dirección en la cual la estructura de resistividad y la fuente son constantes. Esta situación puede darse por ejemplo en los alrededores de un contacto como una falla o un dique con resistividad constante a lo largo del “strike”. Si la dirección del strike coincide con x , y la dirección en que varía la conductividad coincide con y , las componentes de la diagonal se anulan y podemos relacionar entonces las componentes Z_{xy} y Z_{yx} con los modos TE y TM respectivamente.

En el modo TE (asociado a Z_{xy}) o también conocido como polarización E, el campo eléctrico \vec{E} tiene la misma dirección del strike, mientras que el campo magnético \vec{B} se encuentra en el plano ortogonal, este modo tiene un campo magnético vertical asociado.

En el modo TM (asociado a Z_{yx}) o polarización B, el campo magnético \vec{B} apunta en dirección del strike mientras que el campo eléctrico \vec{E} está en el plano ortogonal. En este caso, como la densidad de corriente se conserva al cambiar de medio, el campo eléctrico es discontinuo en el contacto vertical y por lo tanto las resistividades calculadas a partir de este modo tienden a resolver de mejor manera los cambios de conductividad laterales.

El tensor Z puede rotarse a cualquier otro sistema de coordenadas en un ángulo θ con la matriz de rotación R , de forma que los elementos fuera de la diagonal sean cero.

$$Z' = RZR^T, \quad R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (28)$$

Con θ describiendo una rotación en el sentido del reloj, desde el sistema de coordenadas Z' .

Con los datos medidos, a menudo no es posible encontrar una dirección en la que se cumpla la condición de que $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$. Esto puede deberse a una distorsión y/o inducción tridimensional.

En un ambiente 3D, cada componente del tensor tendrá un valor diferente $Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx}$.

En el caso general la resistividad eléctrica está dada por

$$\rho_{a,ij} = \frac{\mu_0}{\omega} |Z_{i,j}(\omega)|^2 \quad (29)$$

La función de transferencia geomagnética, ocasionalmente llamada tipper, es la relación entre las componentes horizontales y vertical del campo magnético. Se puede utilizar para identificar la presencia de efectos 2D en los datos analizados. La información de las funciones de transferencia de campo magnético vertical es útil para determinar la dirección del strike geo-eléctrico.

La función de transferencia no es más que los valores del tensor de impedancia y del tipper, cada uno con covarianza, por cada periodo o frecuencia medida. Es generada a partir del procesamiento de la señal de tiempo, filtrada y tratada en el dominio de Fourier.

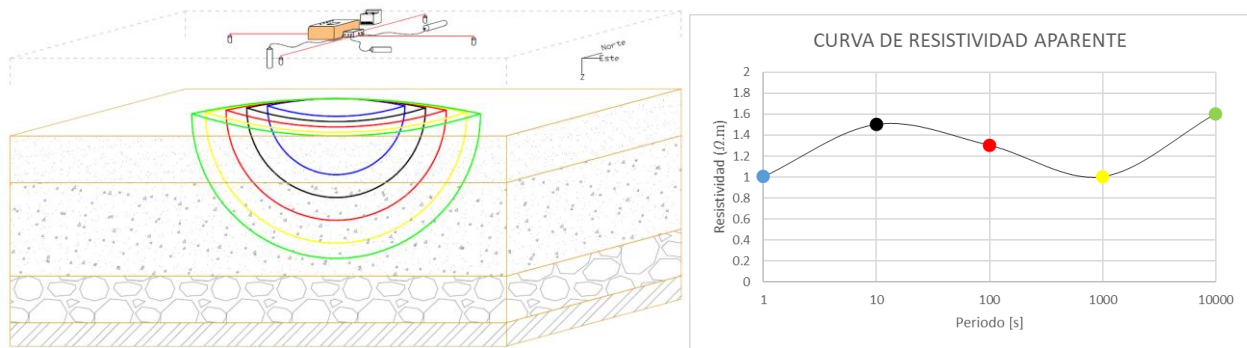


Fig. 7 Representación gráfica del volumen de información electromagnética que abarca cada punto de la curva de resistividad aparente respecto a los puntos medidos por la estación en campo.

3.4.Static Shift

En el método magnetotelúrico existe un efecto que genera una distorsión en las curvas de resistividad aparente, este efecto se denomina static shift, y consiste en el desplazamiento de una de las curvas, ya sea del modo TE o del modo TM, de forma paralela a su magnitud real, sin que las curvas de fase se vean afectadas. Esta distorsión podría removerse y corregirse si se conoce el valor de resistividad real del cual debería partir la curva de resistividad aparente. Estos datos podrían ser obtenidos mediante el uso de otros métodos geofísicos como el transiente electromagnético o la tomografía de resistividad eléctrica. Otra forma de convivir con el efecto static shift es usado en el ámbito de las inversiones bidimensionales, donde mediante el software

de inversión WinGlink se puede acceder a la opción de crear cuerpos conductivos sintéticos en la inversión que expliquen el efecto observado en los datos reales.

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

3.5. Dimensionalidad

Para definir una dimensionalidad en el subsuelo que se está explorando y elegir una adecuada dimensión de inversión y así optimizar los recursos de tiempo y herramientas computacionales, se realiza un análisis dimensional derivado de los datos obtenidos en la función de transferencia. Algunos parámetros para analizar son el strike geo-eléctrico, las elipses del tensor de fase y las flechas de inducción.

3.5.1. Strike geo-eléctrico

La dirección en la que la conductividad de una estructura 2-D no varía se denomina dirección del strike (eje de conductividad principal). El ángulo entre el eje de conductividad principal y el eje x se llama ángulo de strike. El eje tiene una indeterminación de 90°, por lo cual el eje principal del strike puede ser el eje paralelo o perpendicular al eje de conductividad principal. Con referencia al eje posterior, el tensor de impedancia viene dado por

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & Z_1 \\ Z_2 & 0 \end{bmatrix} \quad (30)$$

Donde Z_1 y Z_2 son las impedancias paralela y perpendicular a la dirección del strike respectivamente.

El ángulo del strike θ_0 es obtenido a partir de las impedancias medidas maximizando algunas funciones adecuadas de Z_{xy} y Z_{yx} bajo la rotación del eje.

$$\theta_0 = \frac{1}{4} \tan^{-1} \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} - Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} - Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} - Z_{yx}|^2} \quad (31)$$

Donde * denota el complejo conjugado.

Para θ_0 , Z'_{xx} y Z'_{yy} son cero para una estructura bidimensional. Sin embargo, debido al ruido siempre presente en los datos medidos, Z_{xx} y Z_{yy} nunca se reducen a cero en la rotación del eje, sino que solo se vuelven muy pequeños en comparación con Z_{xy} y Z_{yx} (casos 1-D y 2-D). En una estructura tridimensional, Z_{xx} y Z_{yy} aún pueden ser bastante apreciables después de la rotación del eje.

3.5.2. Elipses del tensor de fase

Las elipses del tensor de fase son un parámetro dimensional usado para obtener información de variaciones en profundidad de la conductividad o resistividad aparente, también se puede obtener información de la variación dimensional del espacio analizado. Como vimos anteriormente, el static shift no altera el comportamiento de la fase.

Escrito en términos de los componentes real e imaginario de Z en coordenadas cartesianas (x,y) , el tensor de fase ϕ se puede escribir de la siguiente forma.

$$\phi = \begin{bmatrix} \phi_{XX} & \phi_{XY} \\ \phi_{YX} & \phi_{YY} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(R)} \begin{bmatrix} R_{xx}I_{xx} - R_{xy}I_{yx} & R_{yy}I_{xy} - R_{xy}I_{yy} \\ R_{xx}I_{yx} - R_{yx}I_{xx} & R_{xx}I_{yy} - R_{yx}I_{xy} \end{bmatrix} \quad (32)$$

$$\det(R) = R_{xx}R_{yy} - R_{yx}R_{xy} \quad (33)$$

$$\phi_1 = (\phi_{xx} + \phi_{yy})/2 \quad (34)$$

$$\phi_2 = \sqrt{(\phi_{xx}\phi_{yy} - \phi_{xy}\phi_{yx})} \quad (35)$$

$$\phi_3 = (\phi_{xy} - \phi_{yx})/2 \quad (36)$$

$$\phi_{\max} = \phi_1^2 + \phi_3^2 + \sqrt{\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2} \quad (37)$$

$$\phi_{\min} = \phi_1^2 + \phi_3^2 - \sqrt{\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2} \quad (38)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{\phi_{xx} + \phi_{yy}} \right) \quad (39)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{\phi_{xx} - \phi_{yy}} \right) \quad (40)$$

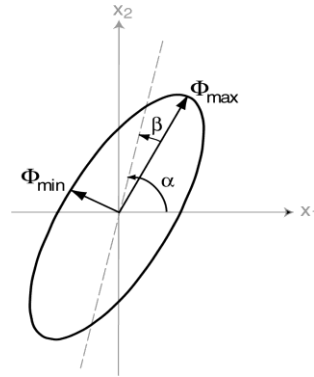


Fig. 8 Representación gráfica del tensor de fase. (Caldwell, et al., 2004)

En la Fig. 8 tenemos la representación gráfica del tensor de fase. Las longitudes de los ejes de elipse, que representan los ejes principales del tensor, son proporcionales a los valores principales (o singulares) del tensor. Si el tensor de fase no es simétrico, se necesita una tercera coordenada invariante representada por el ángulo β para caracterizar el tensor. La dirección del eje mayor de la elipse, dada por el ángulo α - β , define la relación del tensor con el marco de referencia o sistema de coordenadas del observador (x_1, x_2).

Para un espacio unidimensional (1D) la elipse se verá como un círculo de radio unitario en todos los periodos. Si la conductividad es tanto isotrópica como 1-D, el radio del círculo variará con el período de acuerdo con la variación de la conductividad con la profundidad. Por ejemplo, el radio aumentará si la conductividad aumenta con la profundidad. Cuando un medio espacio tiene una conductividad anisotrópica uniforme pero horizontal (es decir, donde uno de los ejes principales del tensor de conductividad está alineado verticalmente), la conductividad es simétrica respecto a los ejes principales horizontales y el ángulo de inclinación del tensor de fase $\beta = 0$. Por lo tanto, el tensor de fase también está representado por un círculo unitario en el caso de un medio espacio anisotrópico horizontalmente uniforme. En un espacio bidimensional, β será cercano a cero, y la elipse tendrá su semieje mayor o menor alineado con la dirección del strike geo-eléctrico. (Caldwell, et al., 2004)

3.5.3. Flechas de inducción

Las flechas de inducción se construyen con base en la función de transferencia geomagnética o tipper,

$$B_z(T) = W_x(T)B_x(T) + W_y(T)B_y(T) \quad (41)$$

Donde x, y, z denotan coordenadas cartesianas, geomagnéticas; B es la inducción geomagnética y T es el periodo. Este método es por lo general llamado sondeo geomagnético profundo (GDS).

El tipper de valor complejo $W = (W_x, W_y)^T$ se muestra convenientemente como un vector de inducción o flecha para las partes reales e imaginarias, acuerdo con:

$$\vec{P}(T) = Re\{W(T)_x\}\vec{e}_x + Re\{W_y(T)\}\vec{e}_y \quad (42)$$

$$\vec{Q}(T) = Im\{W_x(T)\}\vec{e}_x + Im\{W_y(T)\}\vec{e}_y \quad (43)$$

Con \vec{e}_x y \vec{e}_y como vectores unitarios en la dirección x - y y -. Trazados en un mapa y si solo hay una anomalía de conductividad bidimensional, los vectores reales apuntan hacia afuera de la región conductiva, mientras que los vectores imaginarios cambian de signo en un periodo donde las partes reales son máximas (Brasse, et al., 2009). Por razones de simplicidad generalmente se prefiere la presentación de partes reales; el trazado de vectores reales en coordenadas no rotadas se denomina “convención de Wiese” (Wiese, 1962)

Efecto de costa: En un margen continental cerca del océano, los vectores de inducción deberían apuntar perpendicular y en dirección opuesta a la costa debido a la alta conductividad del agua de mar ($\sigma \approx 3 \text{ S/m}$). Este efecto es llamado “efecto de costa”, que puede observarse claramente en periodos largos, ejemplo, Kelbert (2020). Este efecto se enmascara si la distribución de conductividad es tridimensional o anisotrópica, ejemplo Brasse, et al. (2009).

3.6. Anisotropía

Se define un material o estructura anisótropo con respecto a una propiedad si el valor de esta depende de la dirección en que se mide. Un cuerpo conductor es isotrópico cuando el campo eléctrico es siempre paralelo a la densidad de corriente. En el caso anisotrópico, la conductividad depende de la dirección del campo eléctrico y este es paralelo a la densidad de corriente solo en las direcciones principales. Un medio anisotrópico puede tratarse por ejemplo de un espacio influenciado por fallas hidratadas a escala micro que puede convertirse en una estructura a escala macro si es que estas estructuras poseen una orientación general preferencial (strike anisotrópico).

3.6.1. Efecto de anisotropía eléctrica en datos magnetotelúricos

Diversas investigaciones se han realizado para estudiar el efecto de la anisotropía eléctrica estructural sobre datos magnetotelúricos. Por ejemplo, Heise & Pous (2001) mediante modelos sintéticos, analizan las respuestas generadas por un modelo bidimensional influenciado por anisotropía. Por otro lado, Martí (2014) analiza, matemáticamente, el comportamiento de los parámetros dimensionales y las inversiones bidimensionales y tridimensionales de datos influenciados por medios anisotrópicos. Con base en estos trabajos, se puede afirmar que, algunos efectos de la anisotropía sobre los parámetros de dimensionalidad se pueden evidenciar como:

- Comportamiento anómalo de las flechas de inducción que puede ser fácilmente detectado cuando se tiene noción de la respuesta esperada para estas, por ejemplo, en un margen continental cercano a un océano, se espera que para periodos largos el efecto de costa sea claramente observable en las flechas o vectores de inducción.
- Fases que escapan de su cuadrante natural: las fases fuera del cuadrante se observan cuando los cuerpos anisotrópicos están no alineados con el strike de la estructura. Sin embargo, las fases fuera del cuadrante también pueden explicarse por datos afectados por la distorsión galvánica, estructuras 2D con contrastes de alta resistividad, cuerpos conductores 3D que generan una fuerte canalización de corriente o una superposición de diferentes efectos.
- Inconsistencias aparentes entre la dirección del Strike y los vectores de inducción, en algunos casos se puede tener una dirección del strike clara pero el tipper puede ser nulo.

¿Cómo más afecta la anisotropía a las respuestas magnetotelúricas?

- En un modelo anisotrópico 1D, las respuestas de impedancia se parecen a las de los isotrópicos 2D, pero con la particularidad de que las funciones de transferencia magnética son nulas.

- Cuando está involucrado más de un acimut de anisotropía, el tensor de impedancias no es diagonalizable para algunos periodos y tiene forma casi 3D.
- En el caso de estructuras macro anisotrópicas, es una buena aproximación afirmar que las respuestas anisotrópicas pueden explicarse con un modelo isotrópico 3D.
- La anisotropía se puede identificar en los resultados de la inversión de datos: las características poco realistas se pueden identificar como artefactos anisotrópicos, o una sucesión de cuerpos conductores y resistivos se puede etiquetar como macro anisotropía.

3.6.2. Recomendación para modelar datos con anisotropía.

Según Martí (2014), algunas recomendaciones para trabajar con datos tomados en ambientes anisotrópicos son:

- Identificar la presencia de anisotropía, ya sea con el respaldo de otros estudios (ej, estudios donde se evidencie anisotropía sísmica), por la obtención de modelos tridimensionales geológicamente irrealistas o por comportamiento anómalo en los parámetros del análisis dimensional.
- Modelar los datos con diferentes códigos de inversión y modelación hacia adelante, construyendo modelos 1D, 2D y 3D.
- Realizar análisis de sensibilidad exhaustivo a los modelos para evitar artefactos producidos por la anisotropía y al mismo tiempo tener especial cuidado con la interpretación de resultados.
- Respalda el análisis de resultados con la comparación de otras investigaciones alternas que se hayan realizado en la zona de estudio.

4. Metodología

4.1. Obtención de datos

Para la obtención de datos se emplearon equipos de periodo largo y equipos de banda ancha, los equipos de periodo largo correspondieron a estaciones NIMS y LEMI y los de banda ancha a estaciones ADU.

4.1.1. Equipos

- Estaciones de periodo largo

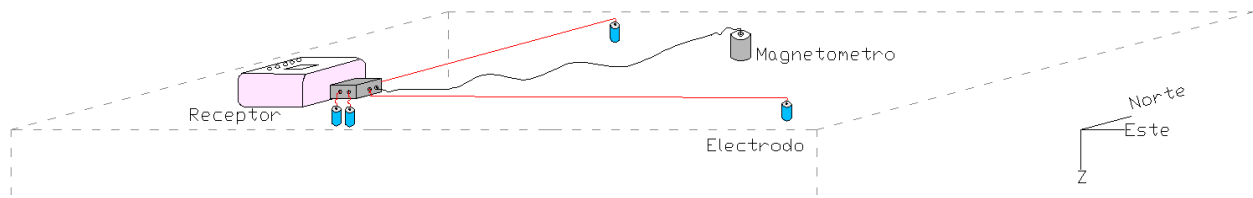


Fig. 9 Configuración de una estación magnetotélrica de periodo largo.

Narod Intelligent Magnetotelluric Systems (NIMS):

Las estaciones NIMS trabajaron con una tasa de muestro de 1Hz, se componen de un magnetómetro triaxial, 4 electrodos, la unidad receptora para adquisición de datos, GPS, cableado, batería eléctrica y panel solar. Estas estaciones estuvieron midiendo en un rango de entre 2 y 3 semanas, algunas, en forma simultánea con el fin de poder realizar referencia remota a la hora de procesar las señales medidas. La longitud de dipolos varió entre 25 y 98m.



Lemi-417:

Estas estaciones midieron con una frecuencia de muestro de 1Hz. Al igual que las NIMS, las Lemi están compuestas por la unidad receptora, magnetómetro, electrodos, GPS, cableado, batería eléctrica y adicionalmente un electrómetro para conectar los dipolos eléctricos. Esta estación no necesitó paneles solares debido a que demanda bajo consumo eléctrico para su funcionamiento. La longitud entre dipolos varió entre 56 y 98m.



- Estaciones de Banda ancha

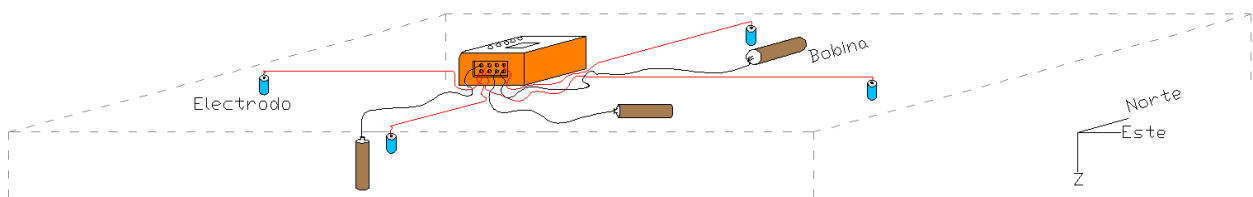


Fig. 10 configuración de estaciones magnetotéllicas de banda ancha.

Analog/Digital Signal Conditioning Unit (ADU):

Las estaciones ADU midieron con una tasa de muestreo de 4096Hz y 256Hz, el tiempo de medición fue de aproximadamente 48 horas en cada punto. La estación consta de un receptor, electrodos, cableado, tres bobinas de inducción que se dispusieron en la dirección Norte, Este y Z, batería y GPS. La distancia de los dipolos, en las estaciones de banda ancha oscilaron entre los 43 y los 98m de longitud.



4.1.2. Campaña de terreno

En diciembre de 2018 y enero de 2019 se realizó la primera campaña geofísica, donde se instalaron 8 estaciones magnetotelélicas de largo periodo “NIMS”, nombradas PL01, PL02, ..., y PL08; entre abril y mayo de 2019 se hizo la segunda campaña donde se instalaron 5 estaciones de banda ancha “ADU” (BA01, BA02, ..., BA05) y 6 estaciones de periodo largo “LEMI” (PL09, PL10, ..., PL14).

Adicionalmente, en la etapa de procesamiento de datos, se usaron 5 estaciones de banda ancha tomadas del estudio de Zuñiga Armijo (2019), para complementar el perfil (OC08, OC09, OC14, OC19 y OC20).

Debido a las condiciones climáticas de la zona, las campañas de terreno fueron realizadas en verano y otoño. Las estaciones tuvieron una separación de entre 5 y 10km entre ellas, esta separación estuvo influenciada en gran medida por la distribución de los lagos que existen en la zona y por el acceso a lugares libres de tendido eléctrico.

La Fig. 11 presenta la ubicación de cada estación medida en el perfil trazado, los puntos resaltados en color verde representan estaciones magnetotelélicas de banda ancha y los puntos en color rojo representan estaciones de periodo largo.

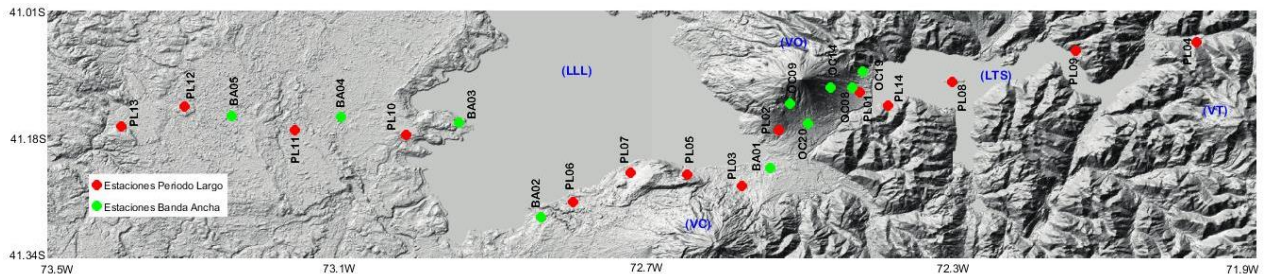


Fig. 11 Ubicación de estaciones de banda ancha (color verde) y periodo largo (color rojo). LLL corresponde al Lago Llanquihue, LTS corresponde al Lago de Todos Los Santos, VC, VO, VP y VT corresponden a los volcanes Calbuco, Osorno, Puntagudo y Tronador respectivamente.

4.2. Procesamiento de datos

4.2.1. Tratamiento de la señal y función de transferencia

Todas las estaciones contaron con 5 canales de medición, 3 magnéticos (Bx, By & Bz) y dos eléctricos (Ex & Ey), los datos obtenidos se representan en una serie de tiempo como se muestra en la Fig. 12, esta señal fue filtrada en algunos casos donde se mostraban señales armónicas

correspondientes a ruido, que por lo general se refleja en una señal de 50 Hz con amplitud mayor a las señales naturales que puedan ser registradas.

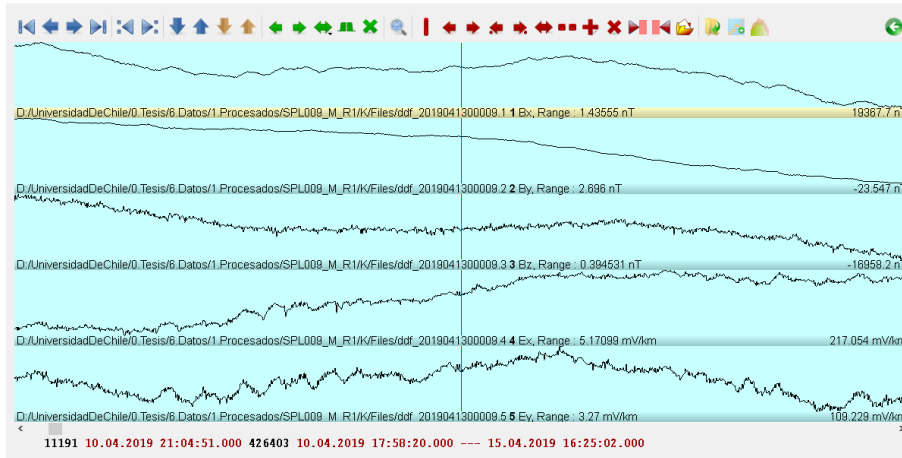


Fig. 12 Ejemplo de serie de tiempo obtenida de la estación PL09. De arriba hacia abajo se pueden ver las señales de los canales magnéticos Bx, By, Bz y eléctricos Ex y Ey.

Las señales obtenidas con estaciones de banda ancha se transformaron con el proceso robusto desarrollado por Egbert & Booker (1986). En los casos donde hubo estaciones midiendo conjuntamente en el tiempo, fue posible aplicar referencia remota, obteniendo mejores resultados.

Las señales obtenidas con estaciones NIMS, fueron procesadas mediante el código desarrollado por Egbert & Livelybrooks (1996). Los datos de las estaciones PL02 y PL04 fueron mejorados mediante referencia remota a la estación PL07.

Las señales obtenidas con estaciones Lemi fueron procesadas con el código robusto desarrollado por Egbert (1997). Se aplicó referencia remota a la estación PL13 con base en la PL11.

Para cada estación se obtuvo un archivo con extensión “.zss” el cual contiene información de la función de transferencia.

Función de transferencia

El archivo “.zss” se compone de una función de transferencia magnetotelúrica que se calcula a partir de la relación de las componentes ortogonales del campo eléctrico y magnético, obteniendo un tensor (Z_{ij}) de cuatro componentes reales y cuatro componentes complejas; y la función de transferencia geomagnética (tipper) que se obtiene a partir de la relación entre las componentes horizontales y vertical del campo magnético, de donde se obtiene un tensor (T_{ij}) de dos componentes reales y dos componentes complejas. Cada uno de los valores anteriormente mencionados tiene un error o covarianza asociada.

La función de transferencia, para las estaciones de banda ancha, fueron calculadas con un total de 39 frecuencias o periodos. Mientras que las Nims y Lemi, con 34 y 28 respectivamente. A partir de la función de transferencia fue posible graficar las curvas de resistividad aparente y fase de cada estación, que son analizadas más adelante en el capítulo de resultados.

4.2.2. Análisis dimensional

Para analizar la dimensionalidad del espacio medido se graficaron el strike geo-eléctrico, las flechas o vectores de inducción y las elipses del tensor de fase. Empleando un programa desarrollado por Smith (1995) se calculó la dirección del strike para diferentes rangos de frecuencia, además se calculó un strike general para periodos entre $\times 10^{-3}$ - $\times 10^0$ y un strike general para periodos entre $\times 10^1$ - $\times 10^3$.

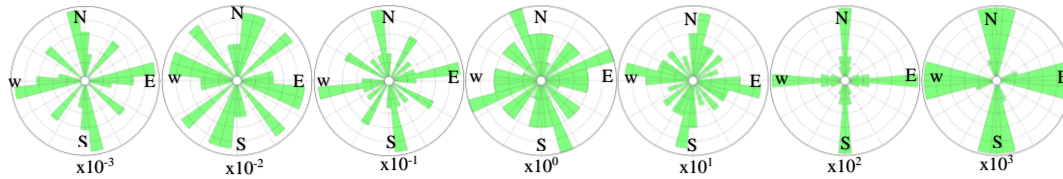


Fig. 13 strike calculado para diferentes rangos de periodos (todas las estaciones).

Las flechas de inducción fueron ploteadas con el lenguaje de programación Matlab bajo la convención de Wiese (1962), la cual permite plotear los vectores de inducción apuntando hacia afuera de cuerpos conductores.

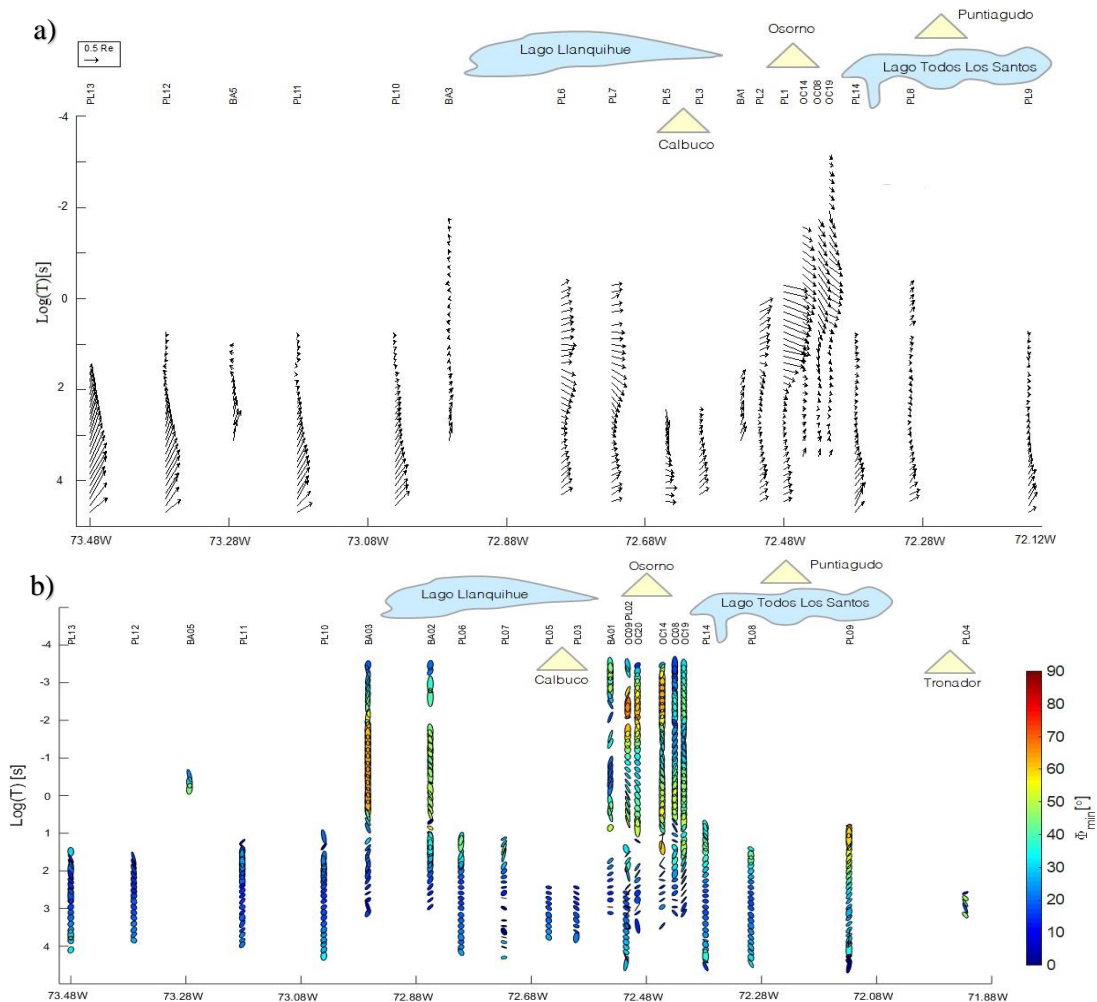


Fig. 14 a) flechas de inducción bajo convención de Wiese y b) elipses del tensor de fase con el parámetro ϕ_{min} .

Con el mismo lenguaje de programación se plotearon las elipses del tensor de fase con el parámetro φ_{\min} . En las flechas de inducción para periodos largos fue evidente un comportamiento anómalo que será explicado en el capítulo de análisis de resultados.

Con base en los resultados del análisis dimensional, tanto la inversión bidimensional como la tridimensional solo fueron posibles para periodos $\geq x10^1$. Considerando la calidad de los datos, las estaciones seleccionadas para la inversión 2D fueron OC18, OC19, BA01, BA02, BA03, PL02, PL03, PL04, ... PL14, mientras que para la inversión 3D, adicionalmente se incluyó la estación PL01.

4.3.Modelo 2D

El software empleado para realizar la modelación bidimensional fue WinGlink, este software emplea el código de inversión 2D de Rodi & Mackie (2001), este algoritmo minimiza una función objetivo, mediante el método de gradientes conjugados no lineales (NLCG), que penaliza las diferencias entre los datos y la respuesta del modelo, condenando además las segundas derivas espaciales del modelo de resistividad, con el fin de obtener un contraste de resistividades en un modelo suave. Lo anterior, se denomina regularización. Con WinGlink se eliminaron los datos de las funciones de transferencia con mayor error, limpiando las curvas de resistividad aparente, las curvas de fase y el tipper.

4.3.1. Parámetros de inversión 2D

Los parámetros de inversión fueron variados hasta obtener un modelo suave, con buen ajuste y con un bajo R.M.S. (Root Mean Square) o raíz media cuadrática, en español.

$$R. M. S. = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \left(\frac{d_{\text{obs}_k} - d_{\text{mod}_k}}{\text{error}_k} \right)^2} \quad (44)$$

Donde:

N es el número de todos los datos empleados en la inversión.

d_obs son los datos observados.

d_mod corresponde a la respuesta del modelo.

Se uso una grilla fina con factor de crecimiento 1.2 en profundidad y hacia los lados de cada estación. Si bien, se activó la opción de topografía, esta no es influyente en periodos largos.

Se probaron resistividades de fondo de 100 y 500 $\Omega.m$, la frecuencia mínima empleada fue de 0.00008hz, se emplearon 6 décadas, error para datos de resistividad y fase de modos TE y TM fueron de 20% y de tipper 5% e igualmente para el piso de error.

Con el fin de un mejor ajuste en las curvas, inicialmente se modelo sin la opción de Static Shift y sobre este modelo se invirtió el Static Shift.

Se resolvió el modelo más suave, eligiendo la opción de operador laplaciano de grilla uniforme, el orden de la regularización que minimizara la integral del $|\text{laplaciano}|^2$. Alfa:1 (multiplica las

derivadas horizontales), $\beta=1$ (regulariza la función de peso) y las dimensiones mínimas de los bloques para ser utilizados en el cálculo de la función de peso= 0×0 . El factor tau se eligió teniendo en cuenta la construcción de una curva L. Este último parámetro controla la rugosidad del modelo.

4.3.2. Curva L

La curva L es un gráfico que se construye fijando todos los parámetros de la inversión y variando únicamente a tau (τ), con el fin de obtener el mejor valor para tau que represente un balance óptimo entre RMS y rugosidad del modelo. Los valores usados para *tau*, fueron: 1, 3, 8, 10, 12, 15, 20, 30, 50, y 100.

La Fig. 15 ilustra los valores obtenidos de rugosidad versus RMS, observamos que los valores entre $\tau = 12$ y $\tau = 8$ son valores admisibles puesto que entregan una rugosidad inferior a 100 y un RMS inferior a 2%; sin embargo, este valor del RMS debe ser tratado con especial cuidado puesto que está ligado al valor de los errores de piso que se fijaron para el algoritmo de inversión que en nuestro caso para ambos modos fue de 20% para la resistividad y 5% para la fase, estos porcentajes dan un rango generoso al algoritmo para el ajuste final de los datos, por lo que, un error de piso mayor permite obtener un RMS más pequeño. Debido a lo anterior, el valor de τ elegido para el modelo final fue $\tau = 8$, con un RMS de 1.97% y una rugosidad de 86.2.

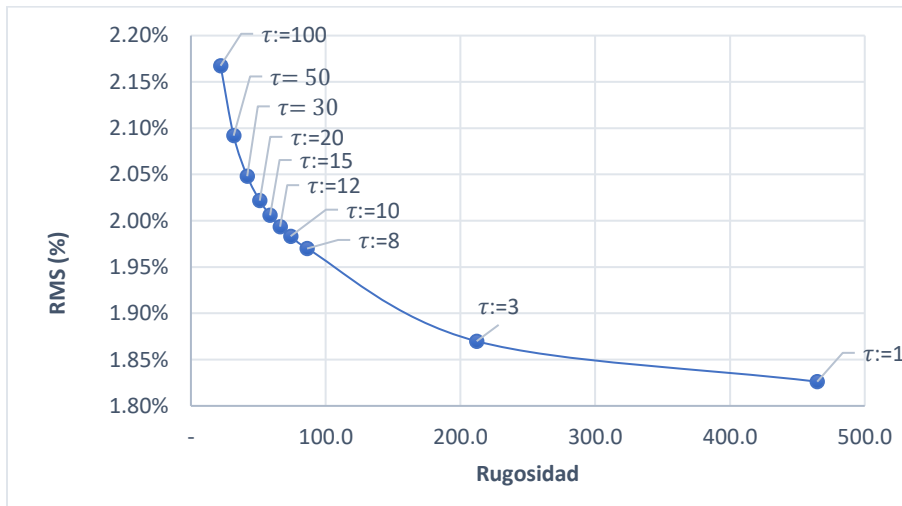


Fig. 15 Curva L para la obtención del parámetro τ para encontrar un modelo bidimensional con la relación Rugosidad – RMS óptima.

4.3.3. Variación del parámetro τ

Como se explicó anteriormente, se varió el parámetro τ con el fin de encontrar el modelo que presente mejor equilibrio entre suavidad y RMS.

En la Fig. 16 se muestran tres inversiones bidimensionales donde se ha variado τ , la opción (a) representa una inversión con menor RMS, pero mayor rugosidad, la opción (b) por el contrario representa una inversión con mayor RMS, pero menor rugosidad, la opción (c) representa un buen *trade off* entre el ajuste de los datos y la suavidad del modelo. En general se puede resaltar que en todos los modelos aparecen los mismos cuerpos, con ligeras variaciones en la intensidad de su resistividad o en el contorno de estos.

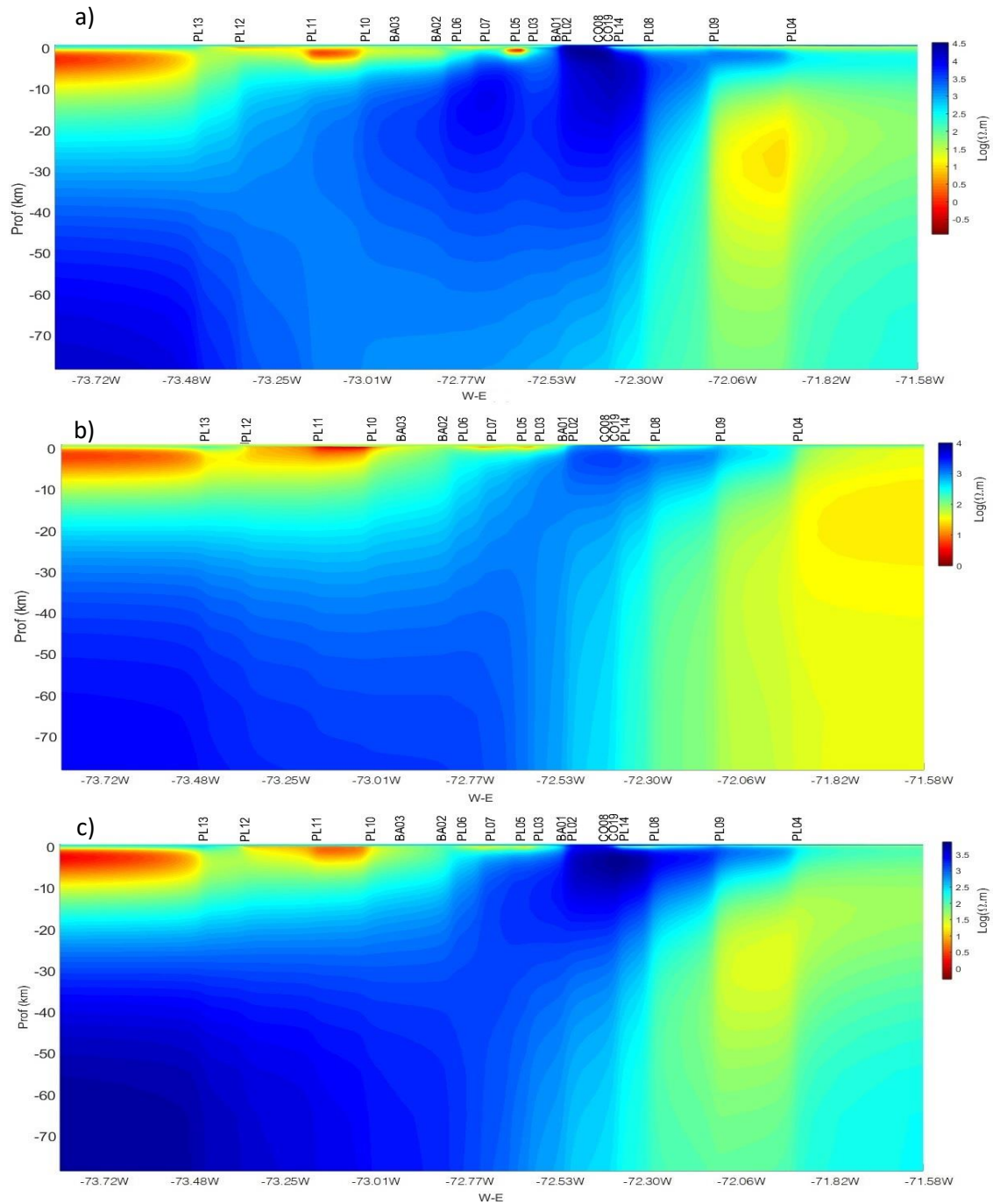


Fig. 16 Inversiones bidimensionales variando parámetro τ . (a) se modeló con $\tau = 3$, RMS = 1.87%, rugosidad = 212. (b) se modeló con $\tau = 100$, RMS = 2.16, rugosidad = 22. (c) se modelo $\tau = 8$, RMS = 1.97%, rugosidad = 86.2.

4.3.4. Variación del error

Con el fin de conocer la influencia del error de piso, se varió el porcentaje de error de la resistividad en los modos TE y TM en 20% y 15%, usando en ambos modelos los mismos parámetros de inversión. Los resultados pueden observarse en la Fig. 17; el modelo de la izquierda se generó con

un error de piso en los modos TM y TE de 20% para la resistividad y 5% para la fase; mientras que el modelo de la derecha se generó con un error de piso en los modos TE y TM de 15% para la resistividad y 5% para la fase. Observamos que en ambos modelos aparecen los mismos cuerpos, conservando su forma, tamaño, intensidad y posición.

Como se mencionó anteriormente, el error de piso controla la flexibilidad que se le da a los datos para que ajusten, un error de piso grande permite que el algoritmo ajuste los datos con menor restricción, así mismo, un error de piso pequeño permite un ajuste de datos más estricto. En la Fig. 17 vemos que al aumentar el error de piso en los datos (modelo izquierdo, error 20%) obtenemos un RMS (1.85%) más pequeño, mientras que al disminuir el error de piso (modelo izquierdo, error 15%) obtenemos un RMS (2.0%) más grande.

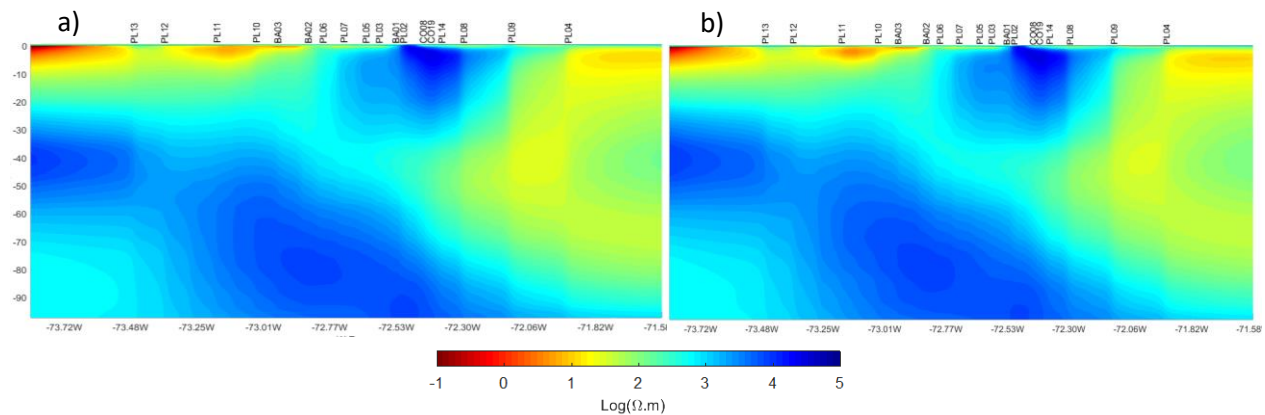


Fig. 17 Variación del parámetro de inversión error de piso. Izquierda (a) error de piso fijado en 20% RMS 1.85%, derecha (b) error de piso fijado en 15% RMS 2.0%.

4.3.5. Elección de datos para modelo 2D

Como se observó un comportamiento anómalo en los vectores de inducción para periodos largos, se decidió realizar modelos de prueba para determinar qué datos debían incluirse en las inversiones finales. Se generaron tres modelos: (a) modos TE, TM y tipper, (b) solo tipper y (c) modo TE y TM, bajo los errores de piso de 20% para la resistividad y 5% para la fase y el tipper. No se tuvo en cuenta la topografía en la grilla debido a que, para datos de periodo largo esta se desprecia. Como en algunas curvas de resistividad aparente se evidenciaba presencia de Static Shift, este se incluyó como parámetro de inversión. La resistividad de piso se varió en $100\Omega m$ y $500\Omega m$, pero el resultado final no difirió.

Se puede ver en la Fig. 18 que la opción (a = TE + TM + tipper) es similar a la (b = tipper), la zona occidental de esta imagen es geológicamente difícil de explicar ya que debería mostrarse un resistivo relacionado con la placa subductante. Al analizar la opción (c = TE+TM) encontramos que es un modelo mucho más aterrizado a la realidad geológica del lugar, por lo que se decidió excluir de las inversiones bidimensionales los datos de la función geomagnética (tipper) y realizar las modelaciones bidimensionales únicamente con los datos del modo TE y TM.

Para lo anterior se analizó la influencia del tipper sobre la inversión solo con datos de periodo largo basándonos en que las flechas de inducción presentaban un comportamiento anómalo solo en

periodos largos, sin embargo, para los modelos posteriores se adicionaron las estaciones de banda ancha con mejor calidad de datos para periodos ≥ 10 s.

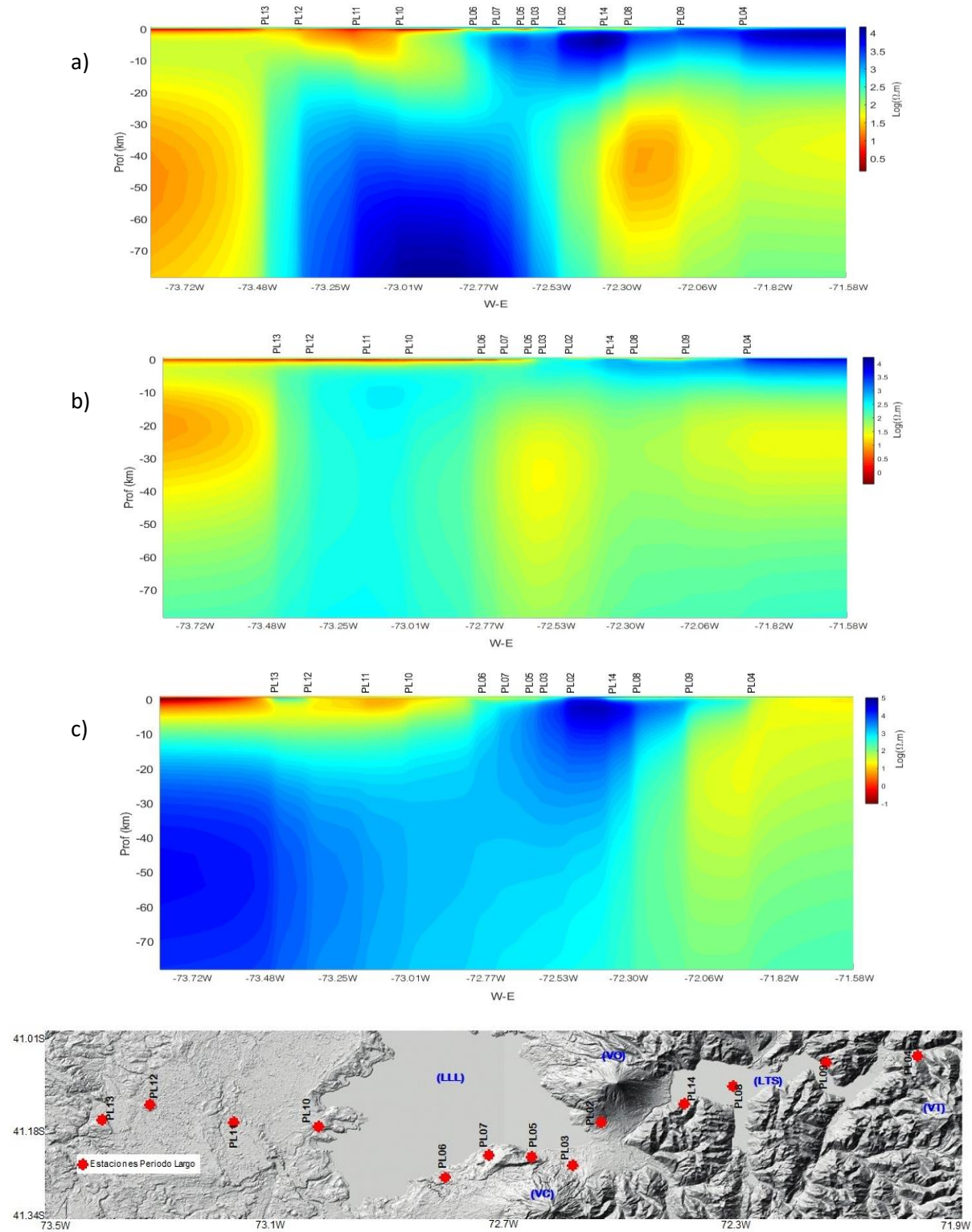


Fig. 18 Modelos bidimensionales iniciales, estaciones de periodo largo. a) Modos TE, TM y tipper, RMS 2.5%. b) tipper, RMS 0.98%. c) Modos TE y TM, RMS 2.0%. El mapa mostrado en la zona inferior representa la ubicación de las estaciones.

Posteriormente se contemplaron diversos escenarios para elegir un modelo a priori en la inversión, incluyendo un escenario con la batimetría del océano con una resistividad de $0.3\Omega\text{m}$ y la placa de Nazca como un resistivo de $9.000\Omega\text{m}$ con las profundidades indicadas en el estudio de Tassara & Echaurren (2012) que presenta un modelo de la profundidad del Slab, el Moho continental y el contacto entre litosfera y astenosfera en nuestra zona de estudio.

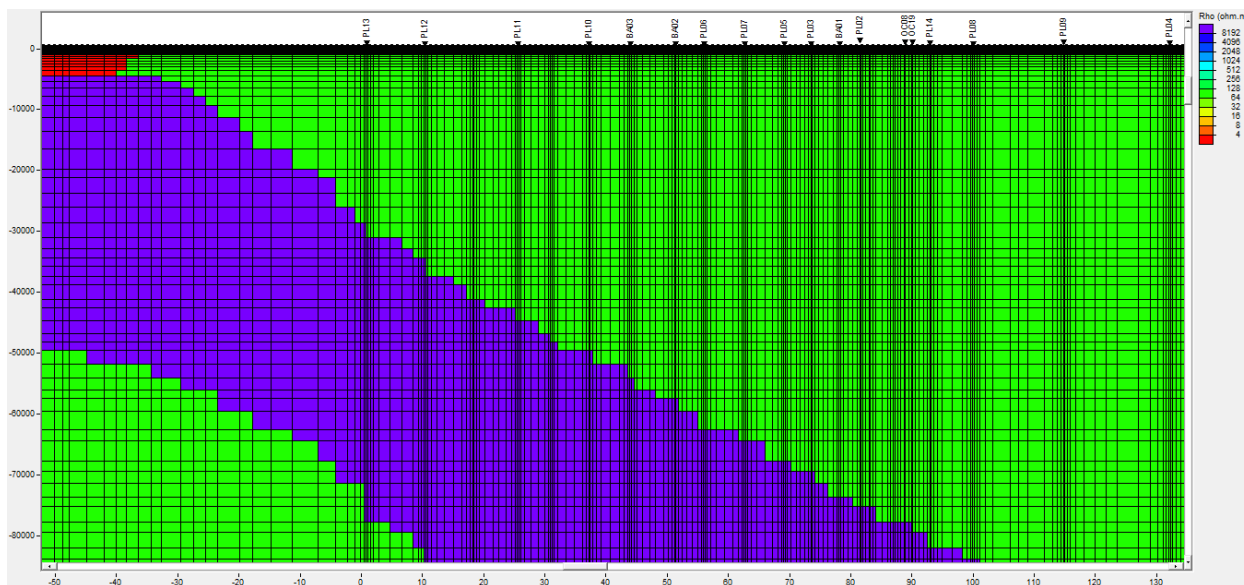


Fig. 19 Modelo a priori para modelo bidimensional en software WinGLink, se dibuja la placa de nazca (color violeta), el océano pacífico (color rojo) y una resistividad de fondo de $100\Omega\text{m}$.

4.4. Modelo 3D

Teniendo en cuenta el análisis dimensional y el resultado de la inversión bidimensional de periodos largos, se procedió a realizar un modelo tridimensional para los datos de los periodos entre $x10^1 - x10^3$; para esto, se implementó el código modular ModEM (Kelbert, et al., 2014), y el software interactivo 3D Grid académico versión 2.1.21, mediante el cual se ajustaron los parámetros de grilla, resistividad de fondo, enmascaramiento de datos errados, errores de piso y factor de suavizamiento.

Para el procesamiento de datos se usó el super computador “Leftraru” del laboratorio nacional de computación de alto rendimiento de la Universidad de Chile.

4.4.1. Parámetros de inversión 3D

Para el modelo tridimensional se diseñó una grilla logarítmica de acuerdo con el orden de periodos y a la profundidad máxima a la que se esperaba llegar con cada conjunto de datos. El factor de crecimiento en x e y se fijó en 1.3 mientras que para la profundidad se eligió 1.2.

Se empleó un total de 52 frecuencias diferentes en el tensor de impedancia y 50 frecuencias distintas para el tipper. El factor de suavizamiento se fijó en 0.7. El error de piso para $Z_{xx} = Z_{yy} = 7\%$, mientras que para $Z_{xy} = Z_{yx} = 5\%$ y el del tipper se fijó en 5%.

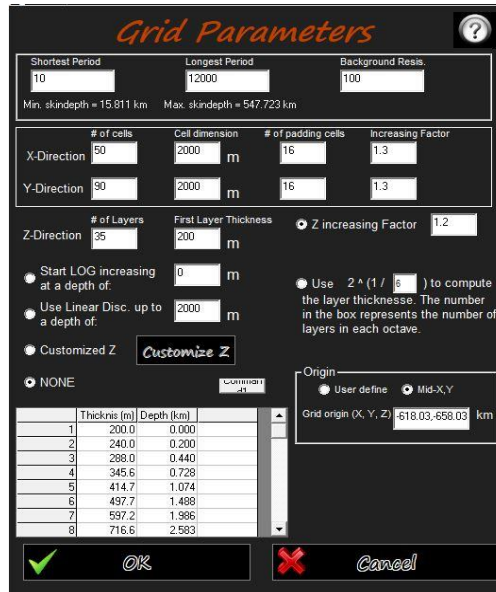


Fig. 20 Parámetros de grilla para modelo 3D. Software 3DGrid. Versión 2.1.21

Para este modelo se tuvo en cuenta la batimetría del océano pacifico, esta fue descargada desde noaa.gov (resolución 1min = 1.8km) y con una resistividad eléctrica definida en $0.3\Omega m$.

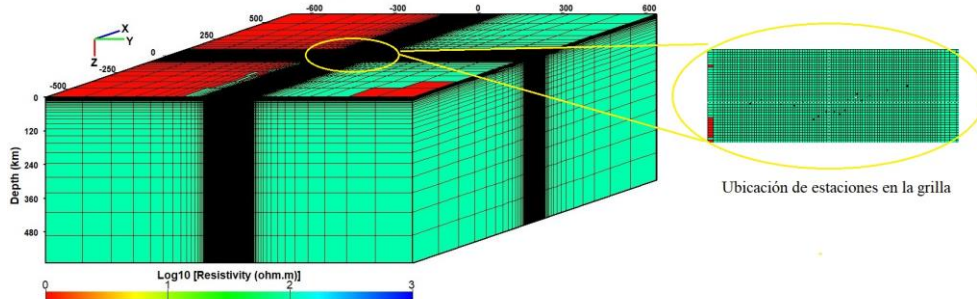


Fig. 21 Construcción de grilla para inversión 3D a partir de los parámetros fijados en la Fig. 20. Celdas rojas simulan la presencia del océano en el modelo inicial.

4.4.2. Modelamiento 3D a partir de datos medidos en un perfil 2D

Con el fin de obtener resultados que se acerquen a la estructura real del subsuelo, existen diversos estudios de MT, que entregan modelos 3D a partir de datos recopilados a lo largo de un perfil 2D, por ejemplo, Diaz, et al. (2012), Patro & Egbert (2011) y Beka, et al. (2016).

En ocasiones, los costos asociados a la campaña de terreno o la dificultad de acceso al área de estudio restringen la toma de datos a un perfil 2D, con lo cual se asume que la estructura subterránea es bidimensional y que el perfil es perpendicular al strike geo eléctrico, lo que es poco común, incierto y en algunos casos imposible de verificar, generando así resultados incorrectos o poco confiables en las inversiones bidimensionales.

A partir del análisis de resultados de modelación de datos sintéticos y la comparación entre resultados de inversión 3D y 2D, Chang-Hong, et al. (2011) demuestran la posibilidad de obtener

una estructura 3D de resistividad veraz a partir de datos de un perfil 2D. Además, demuestran que no solo se puede obtener una imagen razonable debajo del perfil sino también de estructuras 3D cercanas a este que no se pueden obtener con una inversión bidimensional, siempre y cuando se modelen los cuatro elementos del tensor de impedancia, ya que los elementos de la diagonal tienen un efecto especial en la recuperación de la distribución de anomalías tridimensionales cercanas al perfil.

4.5. Análisis de sensibilidad

Se aplicó análisis de sensibilidad a los modelos con el fin de validar la existencia de los cuerpos presentes en ellos y para mitigar la generación de posibles artefactos a casusa de la anisotropía en los datos o por la obtención de modelo 3d a partir de un modelo 2d.

Una forma de hacer análisis de sensibilidad consiste en eliminar un cuerpo, del cual se dude de su existencia, enmascarándolo con el valor de la resistividad de fondo y volviendo a invertir tomando ese modelo como el inicial. Posteriormente puede pasar que el cuerpo sea recuperado por la nueva inversión, sea modificado o simplemente desaparezca. Finalmente se analiza la respuesta del modelo obtenido versus el modelo original para determinar el mejor ajuste de los datos.

Otra opción consiste en eliminar la estructura y estudiar la respuesta del modelo a través de un modelamiento forward. Esta vez, se compara la respuesta del nuevo modelo con la respuesta del modelo original para analizar cómo se modifica esta al eliminar un cuerpo. Si la variación influye en diferentes estaciones y el tamaño y distancia a la ubicación del cuerpo es consistente con la fluctuación percibida en las curvas de cada sitio, se puede concluir que el cuerpo es necesario para el ajuste de los datos observados.

4.5.1. Análisis de sensibilidad modelo 2D

Se realizó análisis de sensibilidad a cada cuerpo por separado; los cuerpos fueron reemplazados por cuerpos de resistividad $100\Omega m$ (resistividad de fondo), y luego se estudió la respuesta forward. En todos los casos, encontramos variaciones importantes en la respuesta de las estaciones cercanas a cada cuerpo, dejando como conclusión la importancia de cada cuerpo en el modelo para poder ajustar las curvas de resistividad aparente y fase. En la siguiente imagen observamos en línea punteada la curva del modelo obtenido y en línea continua la curva del modelo forward después de haber eliminado el cuerpo.

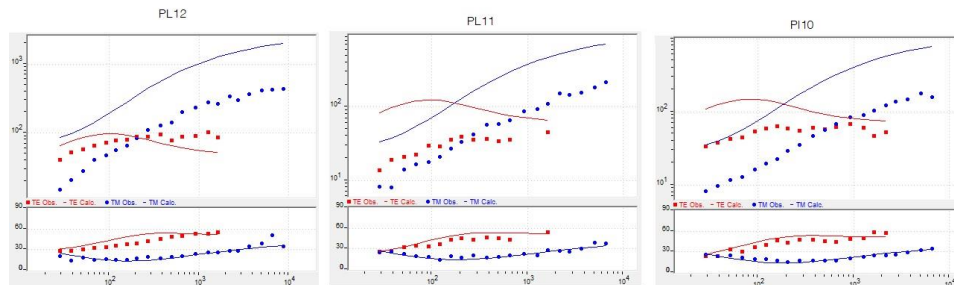


Fig. 22 Análisis de sensibilidad para el cuerpo C2, la línea punteada representa la respuesta del modelo de la Fig. 35 mientras que la línea continua representa la respuesta del modelo forward luego de haber eliminado el cuerpo analizado.

De acuerdo con la Fig. 22, eliminar el cuerpo C2, desfasa las curvas de resistividad aparente de las estaciones PL10 y PL11, pero sin modificar su forma, mientras que la curva del modo TE de la estación PL12 cambia en magnitud y forma en periodos largos. Para el cuerpo C1, solo la estación PL13 se vio afectada por el cambio. Para el cuerpo R2, se vieron afectadas las 10 estaciones que están en la superficie próxima a él, es decir, desde la estación PL07 hasta la PL09. Para el cuerpo C3, se modificaron las estaciones PL04, PL09 y la PL08. Finalmente, eliminar el cuerpo C4, afecto la respuesta de las estaciones PL11, PL10, BA03, BA02, PL06.

Con base en lo anterior se concluyó que todos los cuerpos son necesarios para la consecución de un modelo estable.

4.5.2. Análisis de sensibilidad modelo 3D

Para el modelo tridimensional, se hizo análisis de sensibilidad a los cuerpos de los que no se tiene certeza, sea bien por encontrarse fuera del perfil, por no ser realista o por no tener correlación con los cuerpos de la inversión bidimensional. Se analizaron los cuerpos conductores C5, C6 y C7.

Al igual que en la inversión 2D, el cuerpo a analizar fue reemplazado por un cuerpo con la resistividad de piso $100\Omega m$, posteriormente se generó un modelo forward con este nuevo modelo y se compararon las curvas de la respuesta del modelo inicial versus las curvas del modelo forward. Para el cuerpo C5, ubicado al Norte del volcán Osorno, se observaron cambios relevantes en la respuesta de las estaciones PL02, OC19 y BA01; el análisis de sensibilidad aplicado al cuerpo C7, ubicado al Sur del volcán Osorno, evidencio cambios en la estación BA01 y para el cuerpo C6, ubicado al Este del volcán Osorno, se vieron influenciadas las estaciones PL08, PL09 y la PL04.

La estación PL08 es la mayormente afectada puesto que se encuentra más próxima al cuerpo, vemos en la Fig. 23, que eliminar el cuerpo, afecta el ajuste de las componentes Z_{xx} y Z_{yx} de la estación PL08 y para periodos largos se afectan los datos de la componente Z_{yx} de la estación PL04; la estación PL09 también es influenciada por la eliminación de este cuerpo, ya que desfasa el ajuste de sus componentes Z_{xx} , Z_{yx} y Z_{yy} .

De lo anterior nos permitimos concluir entonces que los cuerpos son necesarios para la obtención de un modelo debidamente ajustado.

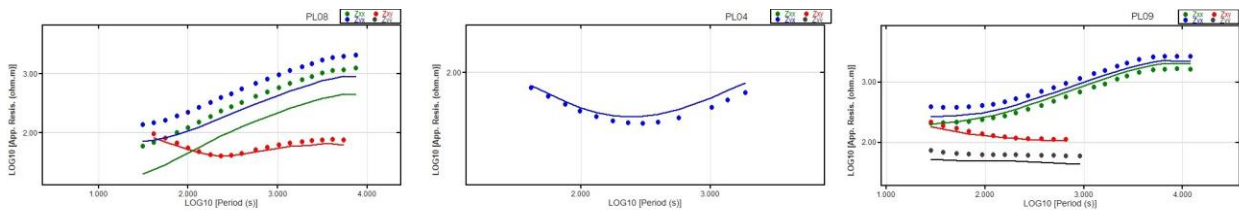


Fig. 23 Análisis de sensibilidad del cuerpo C6, en línea punteada la respuesta del modelo 3d y en línea continua el ajuste del modelo forward. Estaciones PL08, PL04 y PL09.

5. Análisis de resultados

5.1. Curvas de resistividad aparente y fase.

Las curvas de resistividad aparente y fase proporcionan información a priori de la dimensionalidad del terreno explorado, en la Fig. 24 se muestran las curvas de 3 de los 24 sitios medidos. En el sitio BA03 (banda ancha) podemos observar la mala calidad de datos (recuadro negro punteado) en torno a 1[s] donde se presenta la denominada “banda muerta” de la señal; también se puede apreciar el efecto Static Shift en el desfase de una de las curvas de resistividad aparente, cabe resaltar que este efecto no fue influyente en el estudio debido a que pocas estaciones lo presentaron; además, en algunos casos se evidencio presencia casi nula y mala calidad de datos para las componentes Z_{xx} y Z_{yy} . El sitio PL02 corresponde a una estación de periodo largo ubicada en la ladera Sur occidental del volcán Osorno, el comportamiento de las curvas de resistividad aparente de esta estación da indicios de tridimensionalidad en este lugar, mientras que el comportamiento de las curvas de resistividad aparente del sitio PL06 representa el efecto de costa sobre los datos de esta estación debido a que la curva de la componente Z_{xy} disminuye y la de la componente Z_{yx} aumenta su amplitud. La existencia de las componentes Z_{xx} y Z_{yy} las estaciones PL02 y PL06 podrían indicar tridimensionalidad bajo estas.

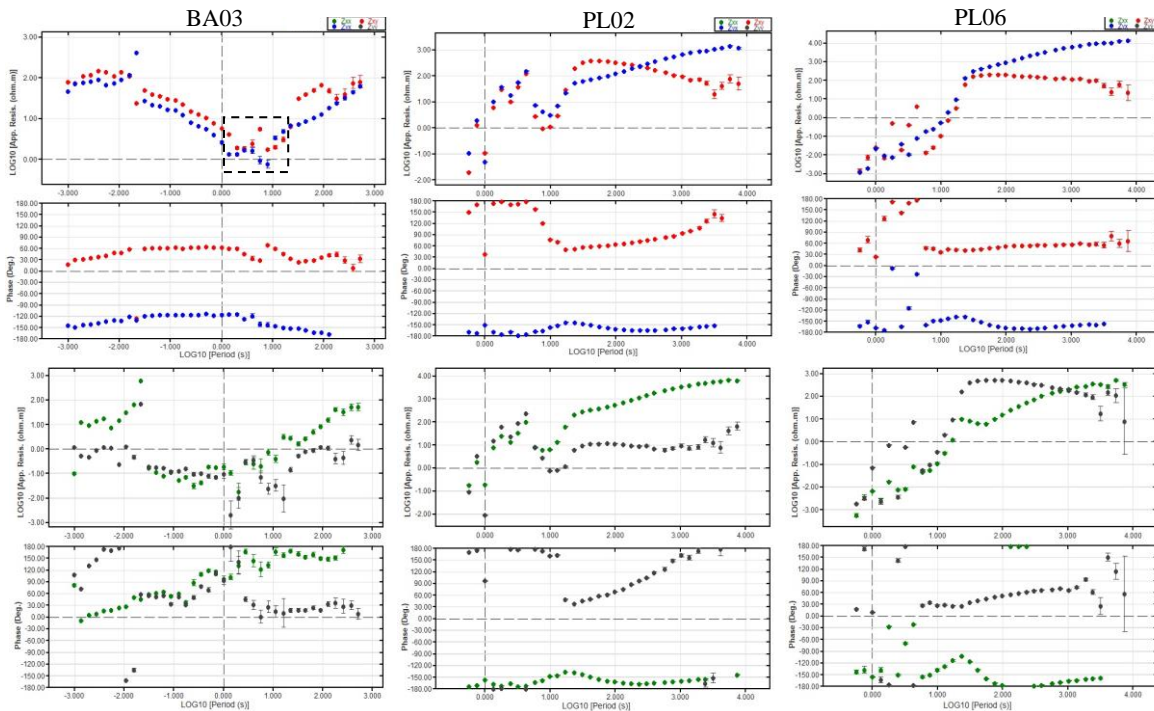


Fig. 24 Curvas (sin enmascarar) de resistividad aparente y fase para tres sitios, BA03, PL02 y PL06, componentes Z_{xy} y Z_{yx} .

En todas las curvas se evidenció que la calidad de los datos en periodos $\geq 10^1$ para las estaciones de banda ancha es deficiente al igual que los datos en periodos $\leq 10^1$ de las estaciones de periodo largo. Las estaciones de banda ancha con mejor calidad de datos para periodos $\geq 10^1$ son BA01, BA02, BA03, OC08 y OC19.

En algunos casos fue posible aplicar referencia remota a las señales medidas con el fin de mejorar la calidad de esta. Un ejemplo es la estación PL04 a la cual se le aplicó referencia remota con diferentes estaciones que estuvieron midiendo al mismo tiempo. En la Fig. 25 observamos que al hacer referencia remota con la estación PL02 los datos empeoran, la referencia remota con la PL05 no evidencia cambios mientras que al aplicar la referencia remota con la PL07 se recupera una cantidad importante de puntos.

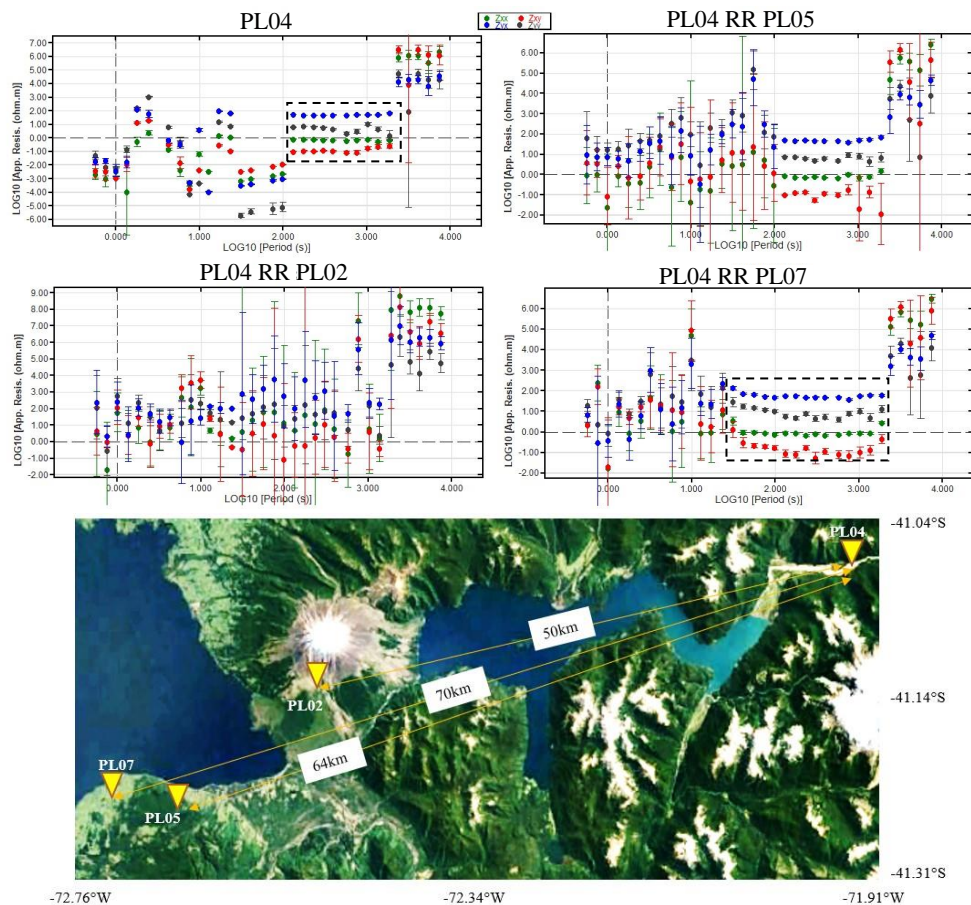


Fig. 25 Referencia remota a estación PL04. Imagen izquierda superior muestra la curva de resistividad aparente de la estación PL04 sin referencia remota (RR), imagen izquierda inferior muestra el resultado luego de aplicar referencia remota con la estación PL02, imagen derecha superior refleja el resultado luego de aplicar referencia remota con la PL05 y la imagen derecha inferior muestra el resultado de aplicarle referencia remota con la estación PL07. El cuadrado punteado muestra la cantidad de datos recuperados con la referencia remota. En la parte inferior el mapa de la ubicación de las estaciones.

El resultado de la referencia remota depende de la calidad de los datos de la estación a la que se haga referencia; ésta, mejora la señal del campo magnético de la estación a procesar. Las estaciones que reaccionaron positivamente a la referencia remota fueron PL02, PL04 y PL13. Algunas estaciones no pudieron ser tratadas con referencia remota debido a que no tenían señal de GPS o porque simplemente no midieron en conjunto con otras. Otros tratamientos empleados a las señales de tiempo consistieron en aplicar filtros para eliminar señales armónicas generadas por el ruido electromagnético de las ciudades y pueblos aledaños.

En la Fig. 26 se grafican las curvas de resistividad aparente y fase de la estación PL03 para las componentes Z_{xy} y Z_{yx} , es característico el comportamiento de la fase de la componente Z_{yx} , que escapa de su cuadrante original. Autores como Martí (2014) relacionan este comportamiento con presencia de efecto Static Shift o con presencia de anisotropía estructural eléctrica en los datos de la estación. También se puede atribuir a estructuras 2D con contraste de alta resistividad o cuerpos conductores 3D que generen una fuerte canalización de corriente.

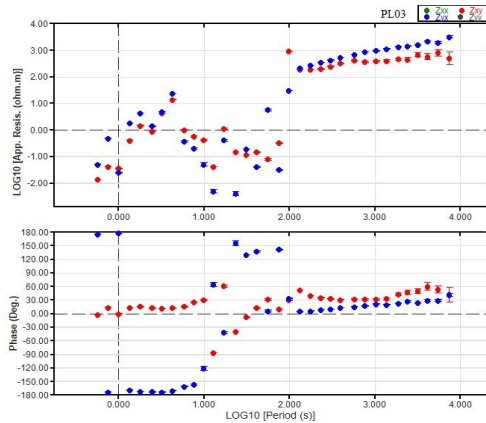


Fig. 26 Curvas de resistividad aparente y fase de la estación PL03, Componentes Z_{xy} y Z_{yx} .

5.2. Análisis dimensional

5.2.1. Flechas de inducción

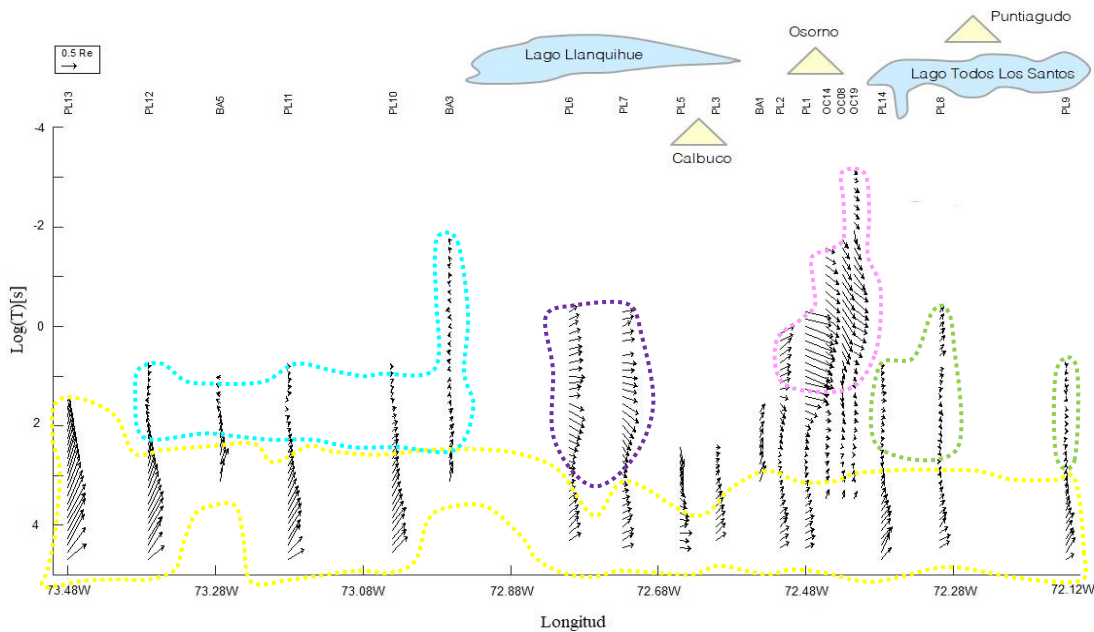


Fig. 27 Flechas o vectores de inducción graficadas bajo la convención de Wiese (1962), las flechas apuntan en dirección contraria a la zona conductiva. Los vectores encerrados en el recuadro amarillo indican un comportamiento anisotrópico eléctrico en la corteza, los vectores encerrados por la zona cian y verde, por su magnitud, podrían indicar datos que se encuentran dentro de un cuerpo conductivo y los vectores encerrados en la zona púrpura indican un fuerte conductor hacia el área Oeste del perfil, las flechas encerradas por la línea rosada estarían relacionadas con un conductor en el volcán Osorno.

Para analizar los vectores de inducción se tuvieron en cuenta las estaciones con mejor calidad de datos de tipper. Estos vectores dan una noción de cuerpos conductores que podrían estar presente en una futura inversión. En la anterior grafica no se puede relacionar el periodo directamente con una profundidad ya que la profundidad de penetración depende también de la resistividad aparente presente bajo cada estación. Las flechas se grafican bajo la convención de Wiese (1962), que plotea las flechas en dirección contraria a la zona conductiva.

Los vectores de inducción encerrados por la línea punteada color cian al Oeste del Lago Llanquihue muestran pequeña magnitud, esto indicaría que los datos se encuentran en una zona conductiva; los vectores de inducción delimitados por la línea punteada violeta muestran una tendencia W-E que podría estar relacionada con un fuerte conductor hacia el Oeste de estas estaciones, mientras que las flechas delimitadas por la línea punteada color rosa podrían responder a un cuerpo conductor relacionado con el volcán Osorno; las fechas delimitadas por la línea punteada verde podrían estar indicando un conductor bajo la estación PL14 y PL08 (isla margarita en el Lago Todos los Santos), y bajo la estación P09. La estación PL04 presento mala calidad en su tipper.

Se esperaba que para periodos largos ($>10^1$) las flechas tuvieran un comportamiento regional en dirección W-E por el contraste de resistividad entre el continente y el océano, sin embargo, se puede observar en los vectores delimitados por la línea punteada amarilla que tienen una dirección SW-NE. Este comportamiento de los vectores es estudiado por Brasse, et al. (2009) en el margen continental chileno, entre las latitudes 38° - 41° S y lo atribuye a la resultante entre el efecto del océano y la presencia de una capa con anisotropía eléctrica estructural en la corteza.

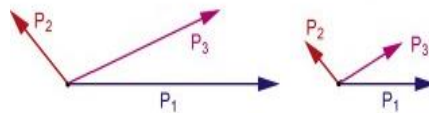


Fig. 28 Vectores de inducción cerca (izquierda) y lejos (derecha) de la costa. P1: vector que se origina del efecto costa en un medio espacio isótropo y homogéneo, P2: efecto de la capa anisotrópica, P3: resultante entre P1 y P2. Imagen modificada de Brasse, et al. (2009).

Se podría afirmar que el comportamiento de las flechas de inducción del presente estudio puede deberse a una macroestructura tridimensional regional, es decir, un gran cuerpo conductivo al Sur del perfil medido que influye junto con el océano en la dirección de los vectores, sin embargo, no hay evidencias geológicas de esto, además esta teoría no explicaría el comportamiento de las flechas entre los 38° y los 41° S. De acuerdo con lo anterior se espera entonces que los datos de periodo largo de esta investigación se encuentren contaminados con anisotropía eléctrica estructural.

5.2.2. Strike Geoelectrico

Para calcular el Strike Geoelectrico se consideraron distintos criterios teniendo en cuenta que la obtención de un Strike relacionado con un ambiente tridimensional podría tratarse más bien de un efecto de la anisotropía estructural eléctrica en los datos. Se generaron cálculos para todos los sitios

discriminando por frecuencias, de manera simultánea y separada, los resultados obtenidos para periodos cortos (10^{-3} - 10^0) evidencian un ambiente tridimensional y sin un ángulo preferente mientras que para periodos largos (10^1 - 10^3) el ángulo de preferencia es de $N8^\circ E$, evidenciando un ambiente bidimensional. Los datos de periodos entorno a 1s fueron descartados por mala calidad, las estaciones BA04, BA05 y PL01 fueron descartadas por mala calidad en los datos.

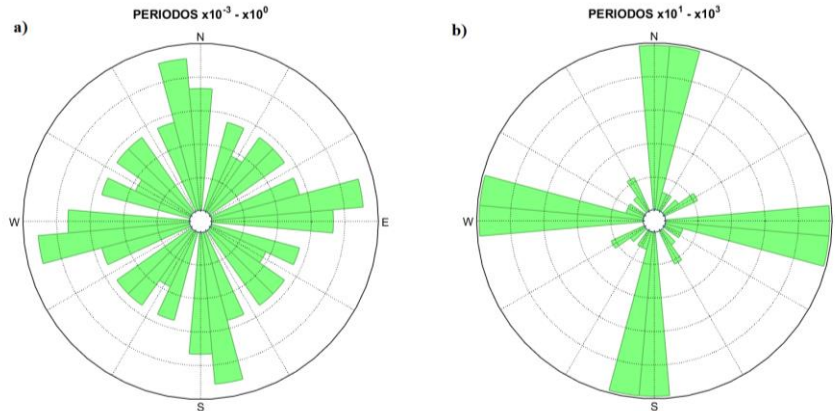


Fig. 29 Strike geoelectrico para diferentes rangos de periodos. a) corresponde al strike geoelectrico para sitios con periodos entre 10^{-3} y 10^0 . b) corresponde al strike geoelectrico para sitios con periodos entre 10^1 y 10^3 .

En cuanto a la anisotropía, como se mencionó en el marco teórico, un medio anisotrópico puede tratarse por ejemplo de un espacio influenciado por fallas hidratadas a escala micro que puede convertirse en una estructura a escala macro si es que estas estructuras poseen una orientación general preferencial. De lo anterior, se infiere que una forma de mitigar el efecto de la anisotropía en los datos es trabajar con los periodos entre 10^1 y 10^3 , ya que este rango posee un strike general preferencial. La dirección del Strike para periodos $\geq 10^1$, se calculó para cada sitio, encontrando un ángulo preferente con el cual es posible rotar los datos de cada estación y así justificar una inversión bidimensional.

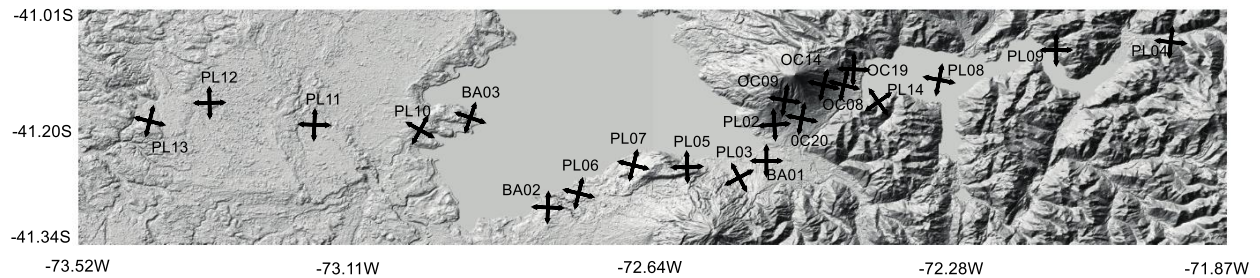


Fig. 30 Dirección del strike para cada estación. Periodos entre 10^1 - 10^3 .

Para realizar la inversión bidimensional se pueden rotar todas las estaciones con el strike general calculado $N8^\circ E$, sin embargo, teniendo en cuenta que las mediciones se hicieron respecto al Norte magnético y que el strike general calculado es aproximado a las estructuras geológicas de la zona,

se decidió no rotar los datos ya que se asume que la estructura de resistividad regional se puede aproximar a una estructura 2D que varía en dirección E-W, paralelo a nuestro perfil.

5.2.3. Elipses del tensor de fase

En la Fig. 31 se graficaron las elipses del tensor de fase con el parámetro ϕ_{min} , este parámetro indica aumento de conductividad en profundidad cuando los valores son mayor a 45° y disminución de conductividad en profundidad para valores menores a 45° . La principal característica del tensor de fase es que no se ve afectado por el efecto Static Shift o distorsión galvánica de los datos.

En la Fig. 31, las elipses encerradas por el círculo punteado color violeta referencian un conductor al occidente del Lago Llanquihue no tan profundo, debido a que se observa en periodos más cortos. Las elipses de color verde (valores en torno a los 45°), hacen referencia a zonas donde no existe un gran contraste resistivo.

Se puede observar un comportamiento regional para las elipses de periodos más largos (delimitadas por línea punteada roja), este comportamiento indica que existe un gran resistivo a gran profundidad, lo que podría estar relacionado con la placa de Nazca. Las elipses delimitadas por el círculo punteado color rosa indican que bajo las estaciones instaladas en el volcán Osorno existiría un cuerpo conductor, sin embargo, las elipses de la estación OC08 y OC19 que se encuentran en la ladera Este del volcán Osorno indican aumento de resistividad en profundidad. El círculo punteado verde encierra elipses que indican aumento de conductividad en profundidad, lo que sugiere un cuerpo conductor bajo la estación PL09.

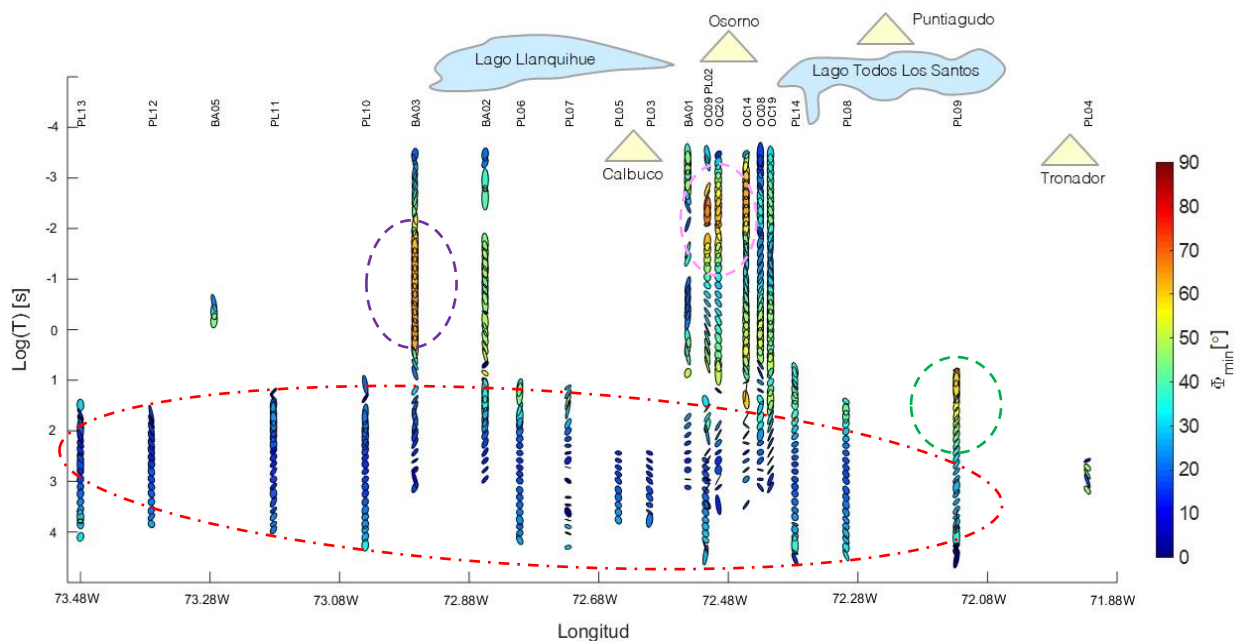


Fig. 31 Elipses del tensor de fase, parámetros ϕ_{min} , valores mayores a 45° están relacionados con un aumento de conductividad en profundidad y valores menores a 45° están relacionados con disminución de la conductividad en profundidad.

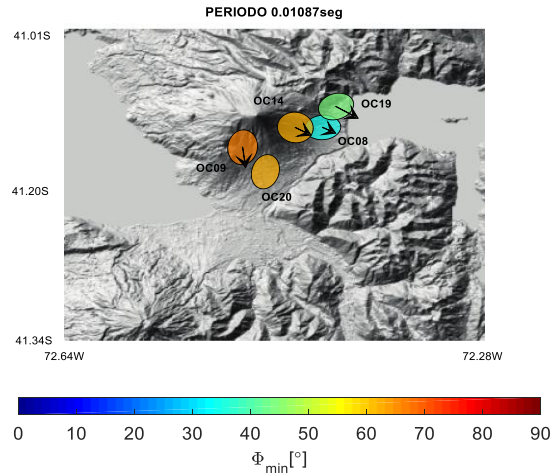


Fig. 32 Elipses del tensor de fase y flechas de inducción en torno al volcán Osorno para el periodo 0.01087.

En torno al volcán Osorno, para periodos menores a 1s las flechas de inducción apuntan en dirección contraria a este, y las elipses del tensor de fase se rellenan de colores que indican ángulos mayores a 45° , de lo anterior podríamos esperar encontrar un conductor bajo el volcán Osorno.

Si bien, parámetros como el strike geoelectrico nos permiten definir un ambiente bidimensional para los datos de periodos $\geq 10^1$, la presencia de anisotropía estructural eléctrica en la zona de estudio sugiere la opción de realizar una inversión tridimensional, asumiendo una estructura macro anisótropa que se puede asemejar a un modelo tridimensional isotrópico, con el fin de mitigar el posible efecto que pueda tener la anisotropía sobre los datos y así encontrar el modelo geológicamente más realista.

De acuerdo con lo anterior, se invirtieron datos para generar modelos bidimensionales y tridimensionales que pudieran ser comparados. Se eligió un conjunto de datos común para ambos modelos, periodos $\geq 10^1$, de las estaciones PL02, PL03, ..., PL14 y las estaciones BA01, BA02, BA03, OC08 y OC19. Teniendo en cuenta que para el modelo 2D se usaron solo las componentes Z_{xy} y Z_{yx} mientras que para el modelo 3D se usaron las cuatro componentes del tensor como requisito fundamental para obtener modelos tridimensionales de perfiles 2D, según Chang-Hong, et al. (2011). Las curvas fueron enmascaradas con el fin de eliminar los datos con mayor error y ruido.

5.3. Inversión 2D

Como se mostró en el análisis dimensional, el efecto de la anisotropía eléctrica se evidenció fuertemente en los vectores de inducción (periodos largos), por lo que inicialmente se generaron tres modelos diferentes, mostrados en el capítulo de la metodología en la Fig. 18, con el fin de filtrar la posible influencia de esta anisotropía en la inversión bidimensional.

Finalmente se decidió eliminar los datos del tipper de la inversión 2D para así mitigar el posible efecto que la anisotropía estructural eléctrica estuviera generando en los resultados.

5.3.1. Modelo a priori

Para construir un modelo realista y lo mejor soportado posible, a la inversión se le entregó un modelo a priori, se dibujó la placa de nazca con el modelo del Slab 1.0, tomado de Hayes, et al. (2012), y se definió una resistividad para esta de $9.000 \Omega m$ y un espesor estimado de 50km con base en el trabajo de Sodoudi, et al. (2011). también se incluyó la batimetría del océano con una profundidad promedio de 5km y una resistividad de $0.3 \Omega m$ (ver Fig. 19). Para definir la resistividad aparente de la placa de nazca se tuvo en cuenta el trabajo de Cordell, et al. (2019) y los valores de resistividad que arrojaron nuestros modelos iniciales (ver Fig. 18) para esa profundidad. Con el fin de encontrar un modelo a priori optimo se generaron tres opciones, una donde se graficó el océano y la placa de nazca libres para que el algoritmo pudiera modificarlos durante la inversión, otra donde solo se graficó el océano pacífico y otra donde se graficaron océano y placa de Nazca, pero esta vez se fijó la placa para forzar al algoritmo a adaptarse a esta condición sin modificarla.

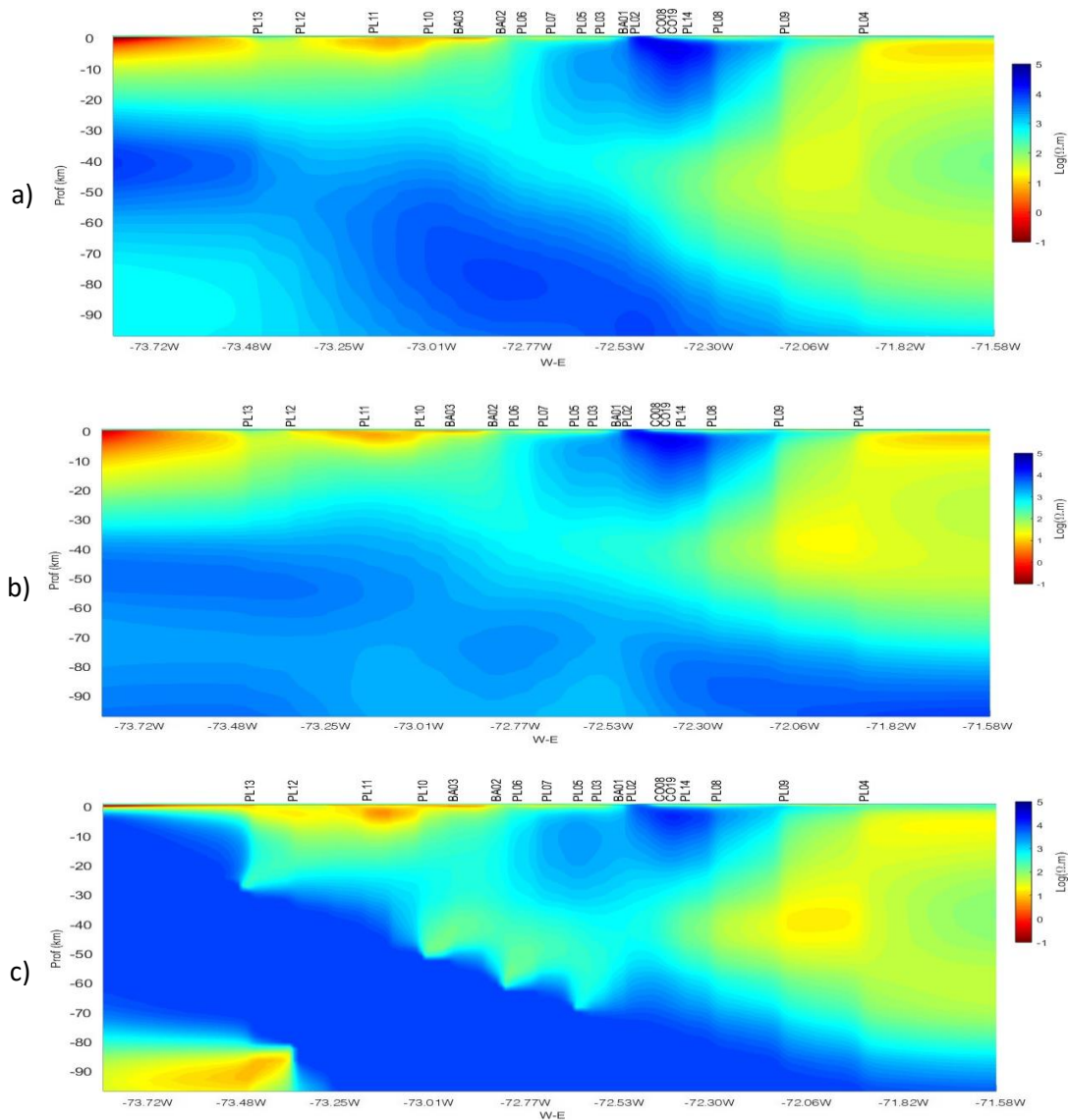


Fig. 33 Resultado de inversiones con condicione a priori. (a) Modelo con océano y placa de nazca libres RMS 1.85%. (b) Modelo con batimetría de océano RMS 1.88%. (c) Modelo con placa de Nazca como condición fija RMS 1.88%.

Los resultados de estos modelos a priori se observan en la Fig. 33, la opción (b) distorsiona la dimensión de la placa de Nazca, mientras la opción (c) modifica ligeramente la intensidad de los cuerpos presentes en los otros modelos, no da flexibilidad al modelo de dibujar cuerpos conductivos y sugiere una ubicación irreal del Slab al estimarlo en $\sim 3\text{km}$ de profundidad hacia la longitud -73.72W . De acuerdo con lo anterior, podemos afirmar que, el modelo 2d, geológicamente realista y el elegido para interpretar en este trabajo es el que se generó en la opción (a).

5.3.2. Modelo final 2D

A continuación, se presenta el modelo elegido, referenciando la discontinuidad del moho en esta zona, tomado de Crust1.0 (Laske, et al., 2013); el Slab, tomado de Hayes, et al. (2012), y se grafica la sismicidad en la zona con catálogos extraídos del Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), que registra sismicidad en esa zona desde el años 2013. La Fig. 34 muestra la ubicación de las estaciones elegidas para el modelo bidimensional mostrado en la Fig. 35.

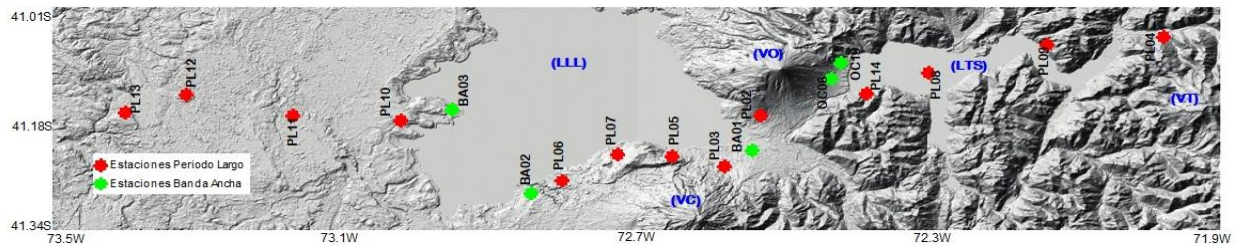


Fig. 34 Ubicación en planta de las estaciones de banda ancha y periodo largo que se eligieron para el modelo bidimensional.

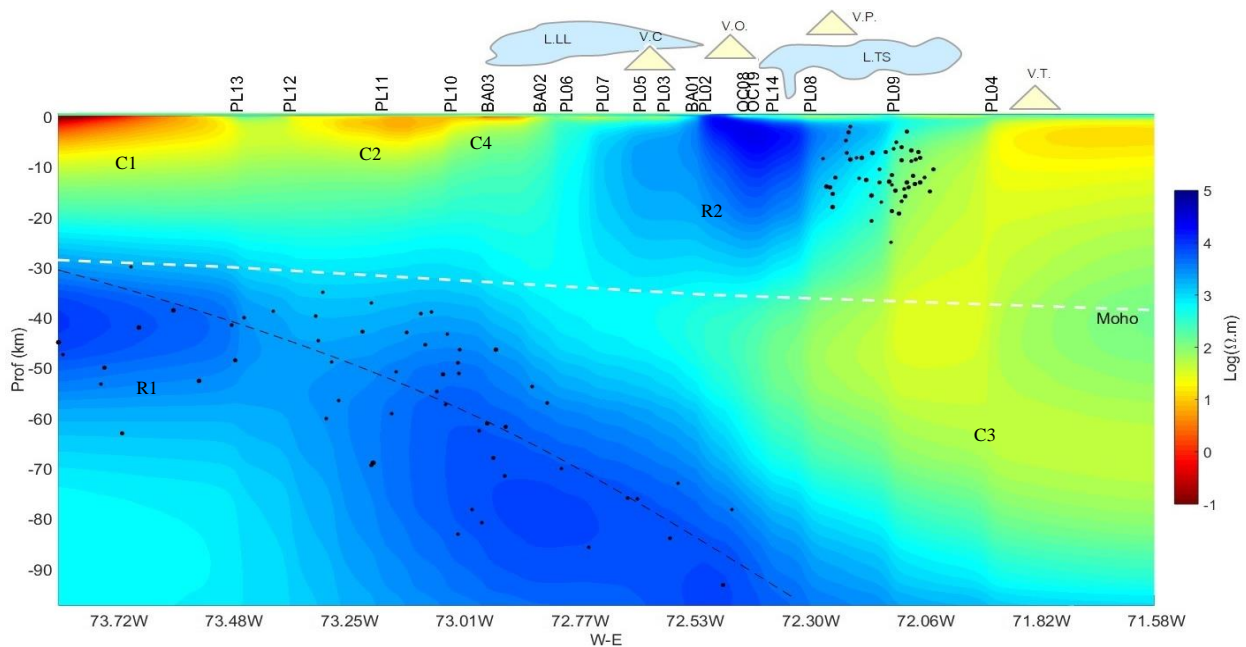


Fig. 35 Modelo bidimensional final RMS 1.85%. Con la geografía local de referencia, Lago Llanquihue (L.L.L), Lago de Todos Los Santos (L.T.S), volcanes Calbuco (V.C), Osorno (V.O), Tronador (V.T) y Puntagudo (V.P); Los círculos negros corresponden a la sismicidad de la zona registrada entre los 39.5° y los 41.5°S por el CSN de Chile, La línea discontinua color blanco corresponde a la discontinuidad del Moho, tomada del modelo Crust1.0 de (Laske, et al., 2013). La línea discontinua color negro hace referencia al Slab1.0 (Hayes, et al., 2012). Los cuerpos "C" corresponden a estructuras conductivas mientras que los "R" corresponden a resistivas.

El modelo bidimensional final se ajustó con un RMS de 1.85% luego de 200 iteraciones. En él, se pueden observar diversos cuerpos conductivos y resistivos que pueden relacionarse de forma aproximada con la geología y tectónica conocida del lugar. La ubicación del Moho, el Slab y la sismicidad de la zona nos permiten correlacionar los cuerpos obtenidos en la tomografía de resistividad eléctrica con diversos procesos geotectónicos y estructuras geológicas que analizaremos más adelante.

El ajuste por estación puede ser observado a continuación, donde se muestran 4 estaciones representativas, las líneas punteadas representan los datos como *input* y las líneas continuas representan la respuesta del modelo como *output*. Las estaciones PL02 y PL14 presentaron RMS altos de acuerdo con el ajuste total del modelo que fue 1.85%, vemos en estas estaciones que el modo TE presenta un desfase en el ajuste que ha sido relacionado con efecto Static Shift. Las estaciones PL07 y BA01 presentaron RMS bajos debido a que solo se tuvo en cuenta su modo TM en la inversión. En general, de las 18 estaciones involucradas en el modelo, 8 fueron modeladas solo con su modo TM y 10 fueron modeladas con TE y TM, de las cuales 5 presentaron efecto Static Shift en el modo TE. Este efecto del Static Shift se vio presente mayormente en las estaciones de banda ancha.

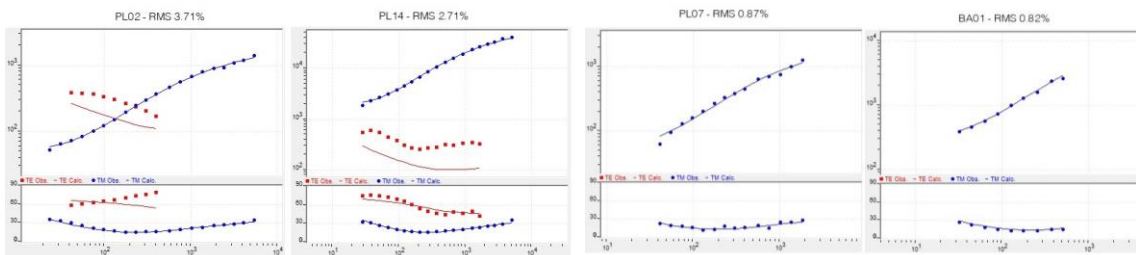


Fig. 36 Ajuste de datos respecto al modelo de la figura 28. Estaciones más representativas PL02, PL14, PL07 y BA01. Línea punteada datos input y línea continua datos output.

En la Fig. 35, el cuerpo resistivo R1, con valores de entre 8.000 y $2.400 \Omega m$, está intrínsecamente relacionado con la placa de Nazca subductante puesto que fue el cuerpo que dimos como modelo a priori con una resistividad de $9000 \Omega m$; si bien, su valor de resistividad disminuyó, podemos resaltar que su forma, espesor y profundidad no varió significativamente, además se debe tener en cuenta que la placa tiene una disminución importante de resistividad a los $50 km$ de profundidad. R2 por su parte, se trata de un cuerpo altamente resistivo, ubicado bajo el volcán Osorno y entre los lagos Llanquihue y Todos Los Santos, se halla dentro de la corteza continental, desde una profundidad somera hasta $\sim 20 km$; como lo vimos en la Fig. 16, con un τ menor, la magnitud de su resistividad aumenta considerablemente. Los cuerpos "C" conductivos, a menudo son relacionados con fluidos, zonas calientes, cuerpos de agua salada, etc. Hacia el Oeste del perfil, en la depresión central, se dibujan dos cuerpos conductivos, C1, C2, y C4 más bien someros y con resistividad de 1 , 7 y $1 \Omega m$ respectivamente. Hacia el Este del perfil, cerca del volcán Tronador, se dibuja un cuerpo "C3" que atraviesa la corteza terrestre, desde el manto, con una resistividad de entre 13 y $50 \Omega m$.

Se debe resaltar que, en magnetotelúrica, los datos de banda ancha tienen mejor resolución para profundidades someras mientras que datos de periodo largo tienen mejor resolución para mayores

profundidades. Si bien, el presente trabajo invirtió modelos con datos en conjunto de banda ancha y periodo largo, hay que tener en cuenta que los periodos usados para las estaciones de banda ancha fueron $\geq 10^1$, por lo que no se espera obtener gran resolución de los cuerpos superficiales. Para la interpretación de resultados también se debe considerar la existencia de modelos equivalentes que van a entregar el mismo ajuste de datos, pero con una distribución de cuerpos completamente diferente, por ejemplo, un cuerpo conductivo de dimensiones pequeñas podría ser equivalente a un cuerpo de menor conductividad, pero mayor tamaño.

Se cree que la sismicidad en el Sur de Chile es bastante menor, comparada con la tasa de sismicidad del resto del país, diversos autores como Agurto-Detzel, et al. (2014) y Lange, et al. (2008), afirman que la sismicidad de esta zona está dominada principalmente por el sistema de fallas Liquiñe Ofqui, al plotear la sismicidad registrada desde 2013 en nuestra imagen de resistividad eléctrica, es fácil notar el acomodamiento de los sismos en la zona de subducción y en la zona donde se creó que el sistema de fallas atraviesa la latitud del perfil. Al tratarse de un área con poca sismicidad registrada, se eligieron los catálogos sísmicos de la zona ubicada entre las longitudes -74° y -71°W y las latitudes -40.5°S y -41.5°S .

5.4. Inversión 3D

El comportamiento del tipper no puede ser modelado con el algoritmo isotrópico empleado para realizar las inversiones 2D, este comportamiento, relacionado con anisotropía o con estructuras conductivas fuera del perfil, puede ser modelado con algoritmos de inversión tridimensional.

Si las estructuras poseen una orientación general preferencial, la estructura total puede considerarse como macro anisotrópica y puede ser aproximada como un modelo isotrópico 3D (Martí, 2014).

Por otra parte, podemos soportar o condenar una inversión tridimensional a partir de datos de un perfil bidimensional, al comparar los resultados de los modelos 2D y 3D; y al mismo tiempo, a través de esta comparación podremos descartar o analizar de manera más precisa el efecto de la anisotropía sobre los datos del estudio. Chang-Hong, et al. (2011) modelaron datos sintéticos y realizaron comparaciones entre inversiones 2D y 3D, para demostrar la posibilidad de obtener una estructura 3D de resistividad veraz a partir de datos de un perfil 2D. Demostraron en su estudio, que no solo se puede obtener una imagen razonable debajo del perfil sino también, estructuras 3D cercanas a este que no se pueden obtener con una inversión bidimensional, siempre y cuando se modelen los cuatro elementos del tensor de impedancia, ya que los elementos de la diagonal tienen un efecto especial en la recuperación de la distribución de anomalías tridimensionales cercanas al perfil. Para que los modelos 2D y 3D fueran comparables, se intentó usar el mismo conjunto de datos en ambos modelos, teniendo en cuenta que para el modelo 3D se usaron adicionalmente los datos de la componente diagonal del tensor de impedancia (Z_{xx} y Z_{yy}) y el tipper (T_x T_z), además se incluyó el tipper de la estación PL01. Parámetros como el piso de error, el factor de suavizamiento dependen del algoritmo de inversión empleado, por lo que difieren en cada modelo.

5.4.1. Modelo 3D

Previo a obtener un modelo final, se hicieron diferentes pruebas, variando diversos parámetros de inversión, como el parámetro que controla la rugosidad, los pisos de error, la batimetría del océano al Oeste y al Sur del perfil; se enmascararon los datos con mayor error y aquellos que tuvieran

valores de resistividad irreal, cuidando dejar la mayor cantidad de datos posible en las cuatro componentes del tensor de impedancia. Al igual que en el modelo 2d, al modelo 3d final se le entregó un modelo inicial con la batimetría del océano pacifico descargada desde noaa.gov (resolución 1min = 1.8km) y con una resistividad eléctrica definida en $0.3\Omega m$. La placa de Nazca no fue dibujada en el modelo inicial debido a la complejidad de trabajar en grillas tridimensionales. Los parámetros de inversión para este modelo se explican en el capítulo de metodología.

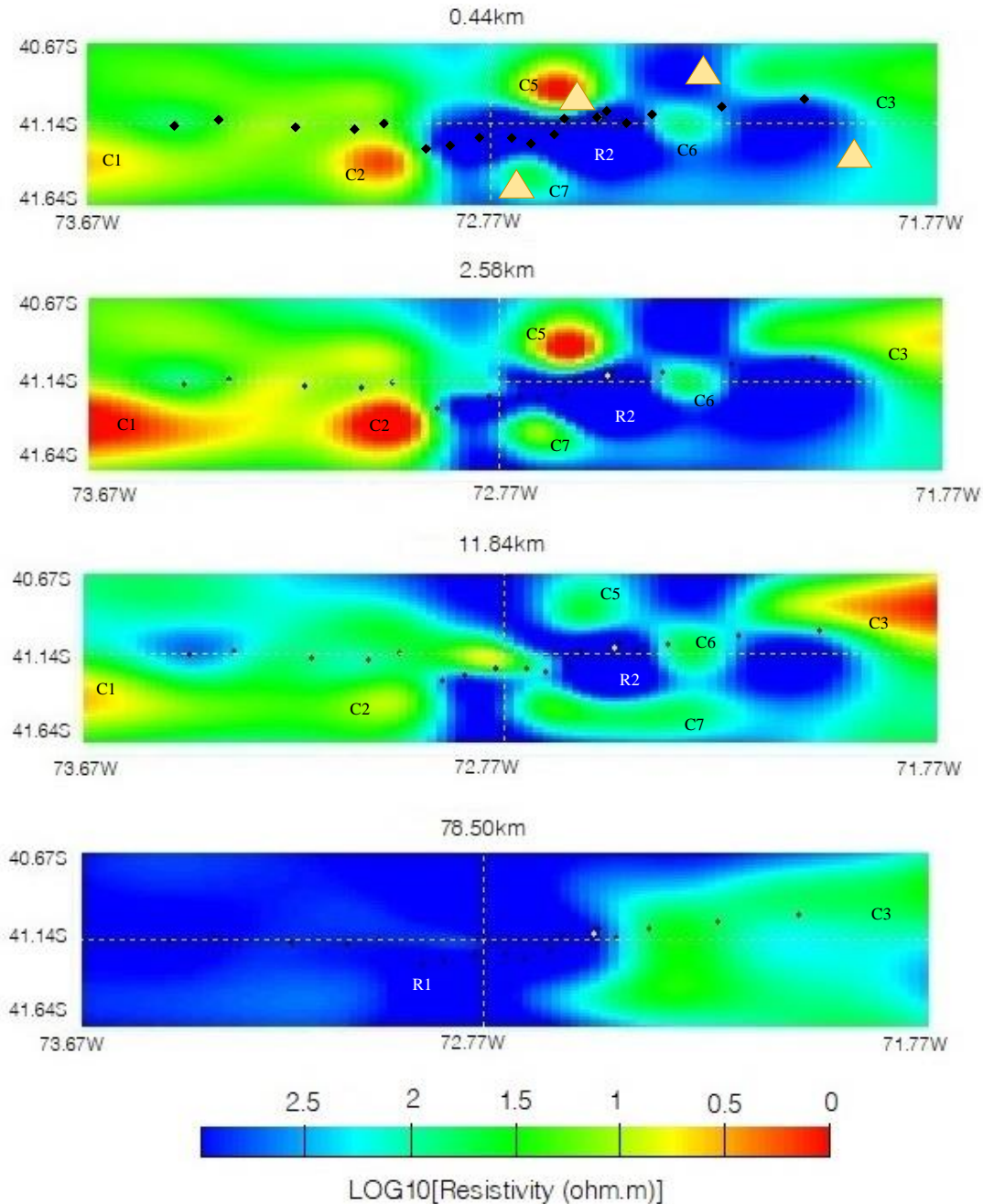


Fig. 37 Cortes en planta del modelo tridimensional a distintas profundidades. Se obtuvo un RMS de 1.95% luego de 97 iteraciones. Puntos negros representan puntos de MT y los triángulos volcanes. La resistividad de piso empleada en este modelo fue de $100\Omega m$; debido a la calidad de datos, el error de piso para Z_{xx} y Z_{yy} se fijó en 7%, mientras que para las componentes Z_{xy} y Z_{yx} en 5% y el del tipper se fijó en 5%.

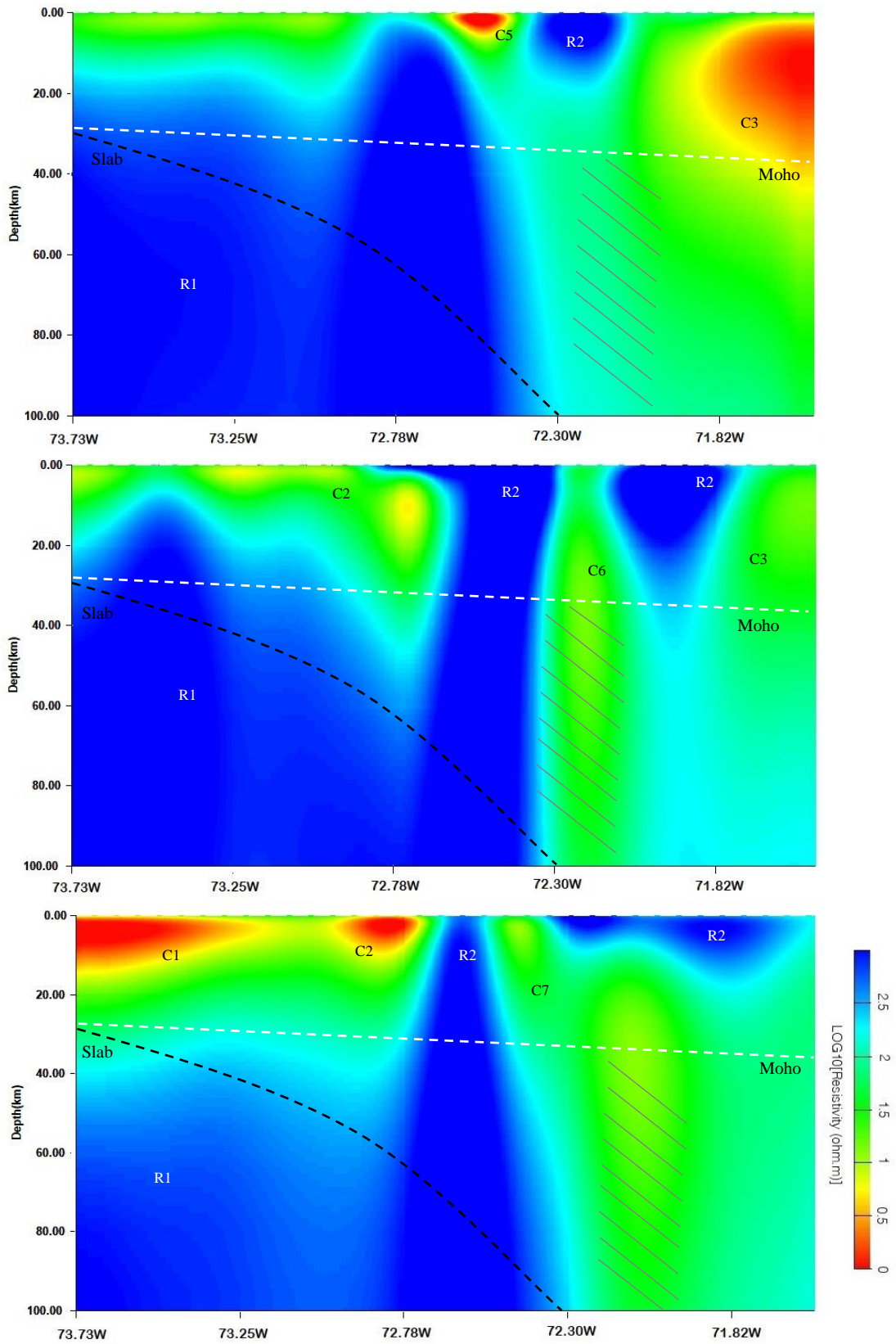


Fig. 38 Perfiles modelo 3D. Perfil superior 41.02°S, perfil central 41.17°S, perfil inferior 41.29°S. Ubicación de los perfiles mostrada en Fig. 39. Achurado hace referencia a zona sin resolución.

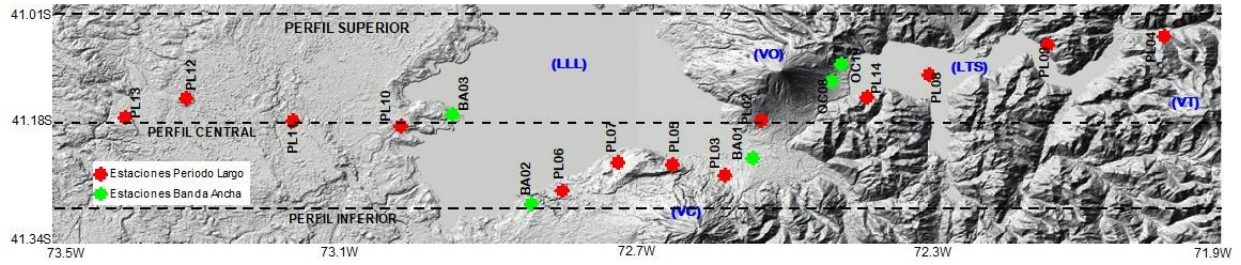


Fig. 39 Ubicación de estaciones usadas en la inversión 3D y ubicación de los perfiles mostrados en la imagen 33.

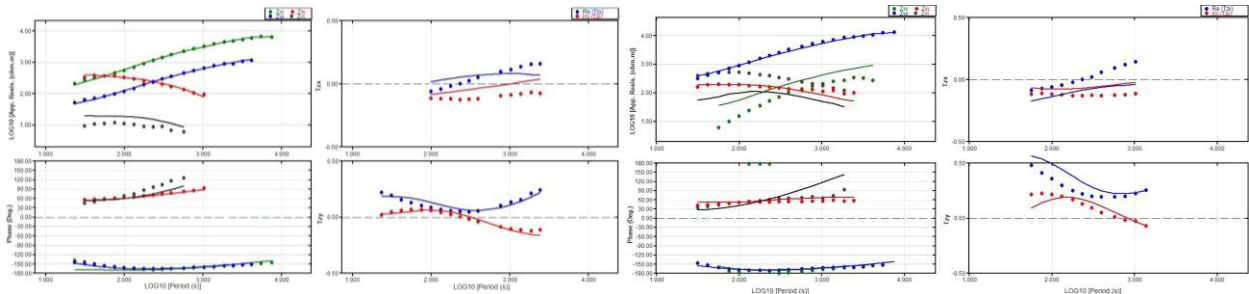


Fig. 40 Curvas de ajuste del modelo tridimensional. (Derecha) estación PL02 - RMS 1.47%, (Izquierda) estación PL06 - RMS 2.58%.

La Fig. 37 muestra cortes en planta del modelo tridimensional a diferentes profundidades, en la Fig. 38 se muestran tres cortes en profundidad paralelos al perfil de las estaciones. En este modelo se pueden apreciar diferentes cuerpos conductivos y resistivos debajo y fuera del perfil.

El cuerpo C1, conductivo, ubicado al Sur occidente de las estaciones PL13 y PL12 parece ser superficial, alcanzando una profundidad de no más de 15km y parece estar conectado con el cuerpo, también conductivo C2. De acuerdo con el perfil central de la Fig. 38, este cuerpo C2 podría estar siendo alimentado por una estructura conductiva que proviene del manto. Los cuerpos C1 y C2 se encuentran ubicados bajo la depresión central, al occidente del lago Llanquihue. Sus valores de resistividad varían entre 0.5 y 5.6 Ω m.

Por otra parte, el cuerpo C3, de gran tamaño, se encuentra bajo la cordillera, al nororiente de la estación PL04, parece provenir desde el manto y estar conectado con los cuerpos C5, C6 y C7.

El cuerpo conductivo C5 se encuentra ubicado al Norte del volcán Osorno y los cuerpos C6 y C7 se encuentran a la misma longitud (72.3°W) de la traza de la falla Liquiñe Ofqui.

R1, se marca como un cuerpo regional resistivo de entre 1.000 y 3.000 Ω m, mientras que R2 estaría siendo un cuerpo con una resistividad elevada de entre 6.000 y 25.000 Ω m, ubicándose en la corteza terrestre entre la depresión central y la cordillera principal, y parece estar siendo atravesado por los cuerpos conductivos C5, C6 y C7.

La Fig. 40 muestra el ejemplo de dos curvas ajustadas de acuerdo con el modelo 3D, ambas estaciones mostradas en la imagen tienen datos para las cuatro componentes del tensor de impedancia y para el tipper, la estación PL02 es de las estaciones con mejor RMS, vemos que las componentes Zxy, Zyx y Zxx de las curvas de resistividad aparente tienen un ajuste casi perfecto al igual que la componente real e imaginaria de Tzy del tipper. Por su parte, la estación PL06 es una de las estaciones con peor RMS, presenta buen ajuste en las componentes Zxy y Zyx pero las componentes de la diagonal no ajustan exactamente, la componente Zxx muestra un

comportamiento geológicamente difícil de explicar, puesto que en la naturaleza no se espera encontrar estructuras que generen este aumento lineal de la resistividad desde periodos muy cortos hasta llegar a periodos muy largos. En general, las componentes de la diagonal del tensor de impedancia tuvieron más problema para ajustar, también las componentes real e imaginaria de Tzx presentaron dificultad en su ajuste. Las estaciones presentaron buen ajuste a los datos, con RMS razonables teniendo en cuenta que el error de piso proporcionado fue bajo. En la Fig. 41 se observa el RMS por estación incluyendo las cuatro componentes del tensor de impedancia y el tipper de cada una.

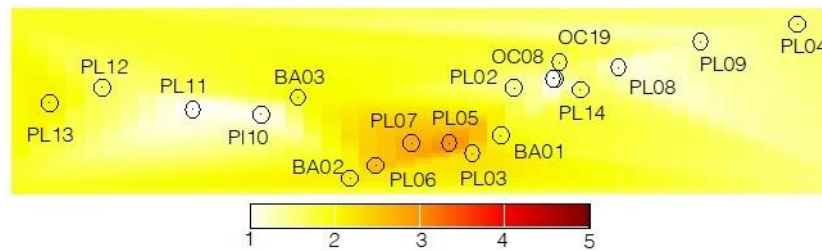


Fig. 41 Valor de RMS por estaciones para el modelo tridimensional.

5.5.Comparación de modelo 2D y 3D

Como se vio anteriormente, la inversión bidimensional y tridimensional entrega modelos del mismo perfil, donde se observan diferentes cuerpos que podrían estar correlacionados y que podrían ser equivalentes entre sí.

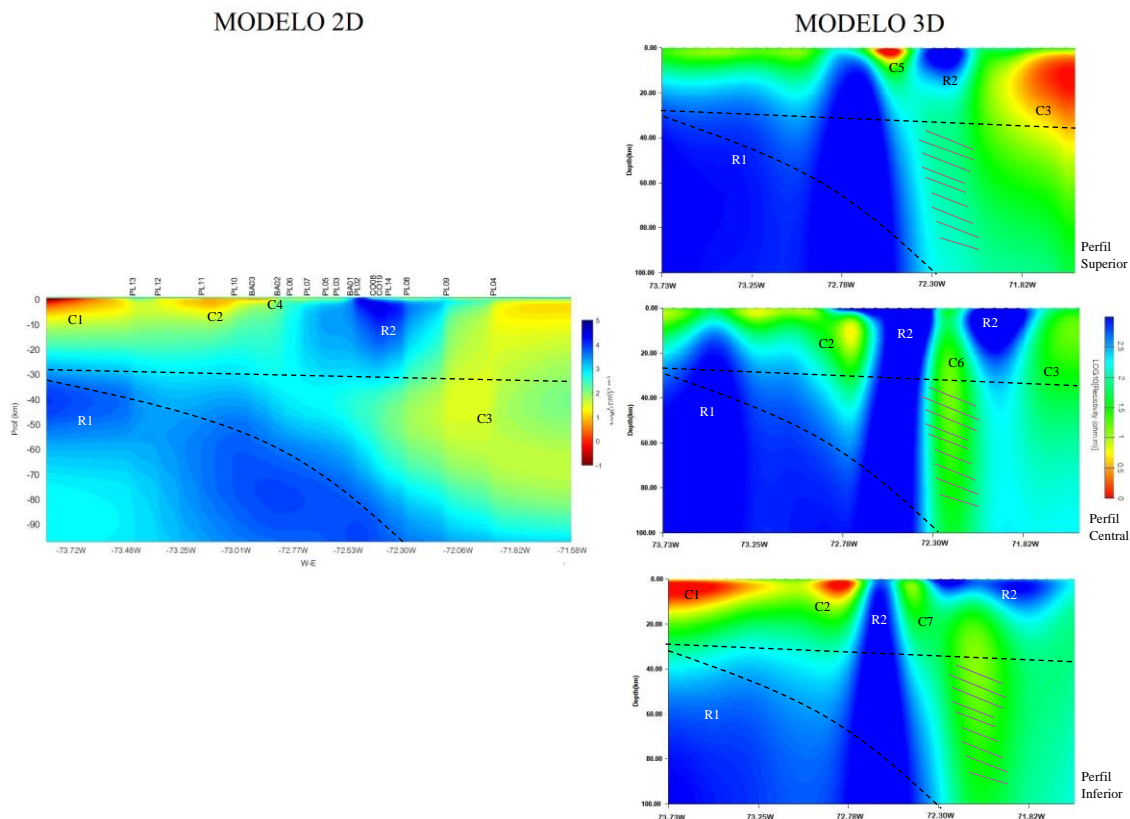


Fig. 42 Relación entre anomalías evidenciadas en los modelos 2D y 3D.

	2D	3D
Cuerpo	C1	C1
Ubicación	Oeste de estación PL13 (Valle central)	Suroeste de PL13 (Valle central)
Resistividad (Ωm)	0.3 - 23	0.5 - 5.5
Profundidad (km)	0 - 9.5	0 - 14
Cuerpo	C2	C2
Ubicación	Entre estaciones PL12 y PL10 (Valle central)	Sur de estaciones PL11 – PL07 (Valle central)
Resistividad (Ωm)	6 - 23	0.5 - 5.6
Profundidad (km)	0 - 6.3	0 – 8 (40?)
Cuerpo	C3	C3
Ubicación	Bajo estación PL04 (Cordillera)	Norte de PL04
Resistividad (Ωm)	13 - 50	1.7 - 44
Profundidad (km)	1 - 88	0.5 -80
Cuerpo	C4	
Ubicación	Entre estaciones BA03 y BA02 (Oeste L. L1)	
Resistividad (Ωm)	7 - 22	
Profundidad (km)	0 - 1.7	
Cuerpo		C5
Ubicación		Norte de estaciones entre PL02 y OC11 (Norte de V. Osorno)
Resistividad (Ωm)		0.3 - 20
Profundidad (km)		0 - se une con C3?
Cuerpo		C6
Ubicación		Bajo estación PL08 (Isla Margarita)
Resistividad (Ωm)		25 – 55
Profundidad (km)		0 - se une con C3?
Cuerpo		C7
Ubicación		Sur de estaciones entre PL05 y BA01
Resistividad (Ωm)		17 - 25
Profundidad (km)		0 - se une con C3?
Cuerpo	R1	R1
Ubicación	Regional (Placa de Nazca)	Regional (Placa de Nazca)
Resistividad (Ωm)	2.300 - 8.000	1.000 - 3.000
Profundidad (km)	25 - 90	35 - 100
Cuerpo	R2	R2
Ubicación	Entre estaciones PL07 y PL09 (V. Osorno)	Entre BA02 y PL08, Norte de la PL09 y Sur de PL04 (V. Osorno, L.TS)
Resistividad (Ωm)	1.000 - 25.000	6.000 - 25.000
Profundidad (km)	0 - 30	0 - 30

Tabla 1 Comparación de cuerpos mostrados en modelo 2D y 3D.

Existe una fuerte correlación entre los cuerpos C1 del modelo 2D y el mostrado en el modelo 3D, principalmente en el perfil inferior, coinciden en profundidad y tienen valores de resistividad de un orden similar. Si bien, en la inversión bidimensional este cuerpo se marca bajo el perfil, en la inversión tridimensional se ubica al Suroeste de este perfil.

El cuerpo C2 también aparece en ambos modelos, son similares en el orden de la resistividad y la profundidad a la cual se encuentran, sin embargo, C2 se ubica fuera del perfil (al Sur) en el modelo 3D mientras que en el 2D se marca debajo de este. En el modelo 3D, además, se muestra una estructura que alimenta este cuerpo C2 que proviene del manto desde los 40km de profundidad (ver perfil central), cosa que no se ve en el modelo 2D.

El cuerpo R1 (2D) se puede constreñir bastante bien con el R1 (3D) en cuanto a profundidad, sin embargo, difieren en la resistividad, probablemente debido a que el modelo 2D contó con un modelo a priori en el cual se le sugirió una resistividad de $9.000\Omega m$ a esta estructura, mientras que el modelo 3D no fue condicionado inicialmente más que con la batimetría del océano.

El cuerpo C3 (2D), conductivo, ubicado al Este del perfil se puede comparar con el cuerpo C3 (3D) ubicado al noreste del perfil. Este cuerpo C3 en el modelo tridimensional presenta gran tamaño y parece estar conectado con otros cuerpos que no aparecen en la inversión bidimensional, nombrados como C5, C6 y C7.

C5, C6 y C7 son cuerpos conductivos que ascienden desde el manto y llegan hasta una profundidad superficial en la corteza. La profundidad exacta de C6 y C7 es incierta, en el análisis de sensibilidad se evidenció que los cuerpos son necesarios por lo menos hasta la profundidad de la corteza, lo que deja la duda de si estos cuerpos están siendo alimentados por el cuerpo C3 o si están siendo alimentados directamente desde el manto.

Finalmente, el cuerpo R2 (2D) y el R2 (3D) podrían tratarse del mismo, debido a que coinciden en ubicación y presentan los mismos ordenes de magnitud en su resistividad.

La razón por la cual algunos cuerpos se muestran en la inversión 2D, aun cuando están fuera del perfil, según el modelo 3D, puede deberse a un alto contraste de resistividad entre estos cuerpos y la resistividad debajo de las estaciones, por ejemplo, C1, C2 y C3.

De igual forma, los cuerpos que no aparecen en el modelo 2D, pero si en el 3D, por ejemplo, C5, C6 y C7, podrían estar siendo opacados por la resistividad elevada de R2.

También es lógico pensar que la ubicación de los cuerpos fuera del perfil en el modelo 3D, está relacionada con la influencia del tipper que fue descartado en la inversión 2D por efecto de anisotropía eléctrica estructural. Sin embargo, existen estudios como el de Slezak, et al. (2016), ubicado en el Noroeste de Polonia donde, sin tener evidencia de anisotropía eléctrica estructural en la corteza, generan un modelo bidimensional y uno tridimensional y al igual que nosotros, obtienen en el modelo 3D cuerpos conductivos por fuera del perfil que no se evidencian en el modelo 2D.

Finalmente elegimos el modelo tridimensional como modelo final a interpretar, con base en las siguientes justificaciones:

- El modelo tridimensional abarca todos los cuerpos mostrados en el modelo bidimensional y obtiene nuevos cuerpos que no son observables en el modelo 2D.
- El modelo tridimensional fue obtenido invirtiendo más información que en el bidimensional, como se mencionó en la metodología de esta investigación, para el modelo 2D solo se invirtieron los modos TE y TM mientras que para el 3D fueron incluidas las cuatro componentes del tensor de impedancia más la función geomagnética.
- El modelo tridimensional presentó mejor ajuste, con un error de piso más pequeño.
- El modelo 3D es mas realista y entrega mayor información que el modelo 2D.
- El efecto de la anisotropía eléctrica estructural puede ser justificada con los cuerpos conductivos fuera del perfil, esto explicaría de buena forma el comportamiento de las flechas de inducción.
- En el modelo 3D se pueden observar estructuras geológicas importantes como la ZFLO, analizadas en el siguiente capítulo, que en modelo 2D no son observables.

6. Discusión de resultados

A continuación, se describe la interpretación geológica de los cuerpos C1, C2, C3, C4, C5, C6, C7, R1 y R2 mostrados en el capítulo anterior.

6.1. Placa de Nazca

El cuerpo R1, ha sido identificado como un cuerpo regional a gran profundidad, con resistividades de entre 1.000 y $8.000 \Omega m$, con una disminución de resistividad marcada debajo del sitio PL12, aproximadamente a los $50 km$ de profundidad (Fig. 35). Este cuerpo ha sido relacionado con la placa de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana y que, en ambos modelos propuestos en este trabajo, se dibuja a una profundidad de entre los $\sim 20-30 km$ en el Oeste del perfil y desciende a más de $100 km$ hacia la cordillera principal.

En la inversión 2D, este cuerpo fue incluido como modelo inicial con el fin de obtener resultados geológicamente consistentes, mientras que en el modelo 3D no fue puesto a priori, debido a la complejidad de dibujar este cuerpo en una grilla tridimensional. Pese a esto, el cuerpo en ambas inversiones fue generado con similar ubicación y valores de resistividad del mismo orden de magnitud.

Si correlacionamos el análisis dimensional con este cuerpo hallado en las inversiones, observamos que las elipses del tensor de fase predicen de manera acertada una estructura regional profunda homogénea y altamente resistiva, además, la estructura regional también explica el comportamiento bidimensional del strike geoelectrico para periodos largos.

La magnetotelúrica, al igual que la tomografía sísmica, es una de las pocas técnicas geofísicas capaces de alcanzar profundidades significativas que permitan observar procesos a nivel tectónico. La placa de Nazca ha sido determinada por diversos estudios magnetotelúricos de periodo largo, en la zona Centro Sur y Sur de Chile, por ejemplo, Brasse, et al. (2009) y Kapinos, et al. (2016). Un estudio para destacar es el de Cordell, et al. (2019), en el que se presenta un perfil magnetotelúrico de periodo largo, ubicado entre los $35-36^\circ S$ (zona Centro Sur de los Andes), del cual obtienen un modelo de resistividad 2D al que le adicionan la sismo-tectónica del lugar. En este modelo, la placa de Nazca se presenta como un gran resistivo ($\sim 10^4 \Omega m$) que tiene una discontinuidad aproximadamente a los $50 km$ de profundidad, donde su resistividad disminuye varios ordenes de magnitud y que correlacionan con (1) la transición de la sismicidad interplaca a la intraplaca (2) la deshidratación de la placa oceánica que conduce a la serpentización del manto y que se asocia con un deslizamiento de la placa estable y que a menudo define el límite descendente de la zona sismogénica (Hyndman & Peacock, 2003).

Otro estudio magnetotelúrico que podemos destacar para soportar nuestra interpretación es el de Worzewski, et al. (2011), esta vez en Centro América, la zona de subducción donde interactúan las placas de Nazca, Cocos y del Caribe; en su modelo perciben una reducción moderada en la resistividad eléctrica de la placa subductante de $1.000 \Omega m$ a $50 \Omega m$, lo que también atribuyen a una zona importante del proceso de serpentizado del manto, ya que durante la subducción se forma un tejido tectónico penetrante relacionado a las fallas que se crean en la flexión de la placa, que penetra al menos $20 km$ en la corteza y el manto superior, donde se promueve la serpentización del mismo. Además, en esta misma zona, un estudio sismológico de DeShon, et al. (2006), observa una disminución en las velocidades de onda en la zona del manto donde ellos proponen la zona de serpentización.

Con base en los antecedentes previamente mencionados, podemos relacionar el gran cuerpo resistivo con la placa de Nazca subductante y su disminución de resistividad con el proceso de serpentización por una deshidratación temprana del Slab, esta serpentización del manto produce un aumento en la porosidad que conduce a una disminución en la resistividad eléctrica, que puede reducirse adicionalmente mediante la producción de redes de magnetita eléctricamente conductora (Stesky & Brace, 1973).

6.2.Fluidos en la corteza continental

En los modelos se identifican siete características conductivas en la corteza continental, nombradas con la letra “C”. Bajo el Valle Central, hacia el Oeste del Lago Llanquihue se encuentran anomalías conductivas de baja profundidad (<15km), hacia la Cordillera Principal se ubica una anomalía de gran tamaño y profundidad que parece ascender desde el manto, también están las anomalías superficiales cercanas a los volcanes Calbuco y Osorno y conductores que parece que atraviesan la corteza en la zona de fallas Liquiñe Ofqui. En general, cuerpos de baja resistividad en la corteza terrestre se relacionan con fluidos conductivos asociados a procesos de deshidratación de la placa oceánica en la subducción. A continuación, se detalla cada cuerpo.

6.2.1. Anomalías Valle Central

Debajo del Valle central, se posicionan anomalías conductoras conformadas por los cuerpos C1, C2 y C4. C1 está a una distancia de 150km hacia el Este de la fosa y a 30km al Este de la línea de costa, cercano a este cuerpo se encuentra C2, quien a su vez está localizado superficialmente en la corteza, justo encima de donde aparece la discontinuidad de la placa de Nazca. En el modelo tridimensional (ver perfil central), el cuerpo C2 parece migrar desde el manto.

Esta zona conductiva hacia el Oeste del Lago Llanquihue fue predicha por las flechas de inducción para periodos someros, en las estaciones desde la PL12 hasta la BA03.

Geológicamente, relacionamos estos cuerpos con la deshidratación temprana del Slab, en este proceso, el agua unida a los poros se expulsa desde la losa subductante a profundidades superficiales mediante compactación y litificación (Hyndman, et al., 1997).

El cuerpo C4 de la inversión 2D, ubicado entre el sitio BA03 y BA02, a una profundidad somera de ~1km, por la ubicación de estos sitios de MT, debe tratarse de sedimentos hidratados en el fondo del Lago Llanquihue. Este cuerpo fue sometido a análisis de sensibilidad, debido a que no está presente en el modelo 3D, y se precisó necesario para el ajuste de los sitios BA02 y BA03.

En el modelo tridimensional podemos observar que toda la zona del Valle central en nuestro estudio, hasta una profundidad de ~10km, presenta valores de resistividad entre los 10 y 100 Ω m.

El resultado de un perfil sísmico ubicado a unos pocos metros de nuestro perfil magnetotelúrico en la zona del Valle central es mostrado a continuación, en él se pueden diferenciar distintos reflectores sísmicos que subdividen el perfil en profundidad por estratos que van desde sedimentos del Cuaternario hasta un basamento metamórfico Paleozoico. De acuerdo con las velocidades de las rocas que componen la formación de los estratos y el tiempo de viaje máximo de 1.5seg, la profundidad de este perfil no sobrepasa los 10km.

En los primeros 10km de profundidad, entre los 73.72W y los 73W de longitud, de nuestros modelos no se pueden diferenciar los estratos mostrados en la Fig. 43, pero podemos afirmar que es probable que las fallas encontradas en este estudio sísmico puedan estar facilitando la migración de fluidos conductores en esta zona.

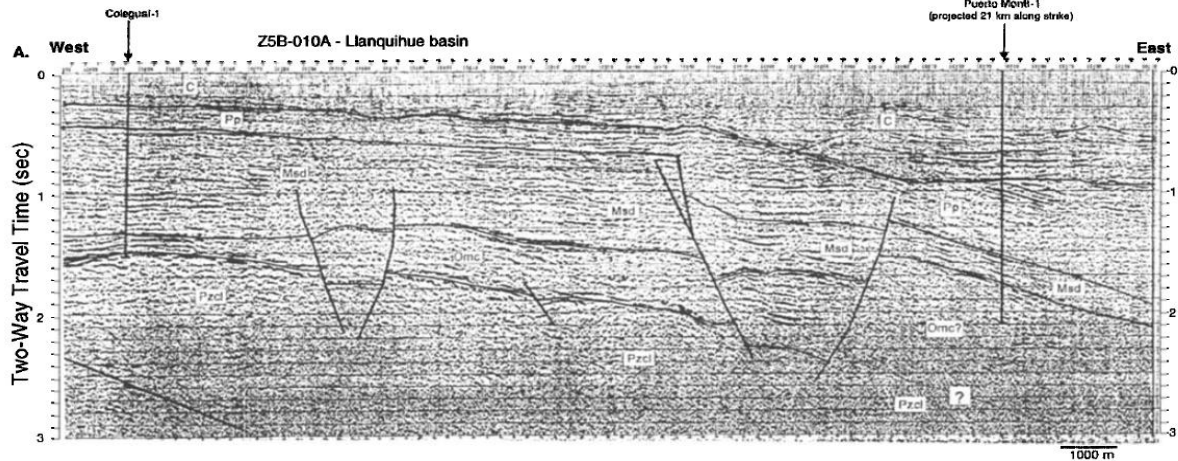


Fig. 43 Perfil de línea sísmica en Valle central “Llanquihue basin” 41°13’S. (Jordan, et al., 2001) La zona C corresponde a depósitos no marinos Cuaternarios, Pp a un estrato Plio-Pliostoceno, Msd representa el estrato marino Inferior-Medio Mioceno, Omc al Oligoceno Superior - Mioceno inferior no marino y estrato marino y Pzcl al basamento metamórfico Paleozoico. Líneas continuas semi verticales están relacionadas con fallas. La ubicación en planta de este perfil puede ser visualizado en McDonough, et al. (1997).

6.2.2. Gran anomalía conductiva de la Cordillera principal

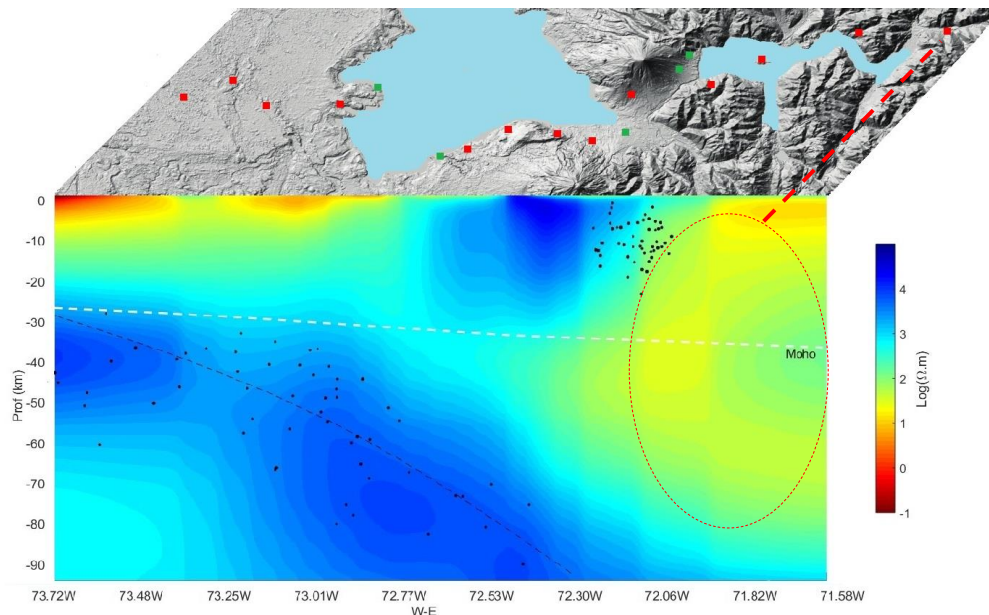


Fig. 44 Gran anomalía conductiva de Cordillera principal encerrada en la elipse punteada de color rojo. Los puntos rojos sobre la topografía representan estaciones de periodo largo y las verdes estaciones de banda ancha (ver Fig. 34). Esta figura fue construida con base en la topografía donde está ubicado el perfil y el modelo bidimensional detallado en la Fig. 35.

La anomalía ha sido nombrada en los modelos como C3. Geológicamente este cuerpo puede ser interpretado como una zona de acumulación de fluidos producto de una fusión parcial relacionada con el proceso de serpentización o eclogitización de la placa de Nazca y altas condiciones de presión y temperaturas en profundidad (Völker & Stipp, 2015).

El segmento de la placa de Nazca en el que se ubica nuestro estudio tiene una edad de 17.3Ma, los modelos numéricos de Völker & Stipp (2015) sugieren que aproximadamente el 50% de los fluidos de entrada de agua de la corteza y el manto son liberados en el arco delantero o arco posterior, esto podría explicar por qué el conductor C3 es mucho más grande que los otros conductores y por qué se ubica más al Este del perfil.

El proceso de serpentización reduce drásticamente la velocidad sísmica y la densidad del manto al tiempo que aumenta la relación de Poisson. La serpentización puede generar reflectividad sísmica, un aumento en la magnetización, un aumento en la conductividad eléctrica y una reducción en la resistencia mecánica. (Hyndman & Peacock, 2003)

Esta importante anomalía de conductividad es comparable con anomalías encontradas en estudios realizados en otras zonas de subducción que han desarrollado expresiones superficiales típicas como arcos volcánicos en todo el mundo, por ejemplo, estudios de magnetotelúrica en el Sur de Chile Brasse, et al. (2009), en Columbia Británica Soyer & Unsworth (2006) y en Oregón (Cascadia) Jiracek & Curtis (1989), en México Jödicke, et al. (2006), en el Norte de Chile Schwalenberg, et al. (2002) y Brasse, et al. (2002), en Grecia Galanopoulos, et al. (2005), en Japón (Nankai) Ichiki, et al. (2000) y (Ryukyu Trench) Shimakawa & Honkura (1991), en Costa Rica Worzewski, et al. (2011) y Centro Sur de Chile Cordell, et al. (2019). En la Fig. 45 se esquematiza la ubicación a la cual cada estudio encuentra dicha anomalía respecto a la fosa.

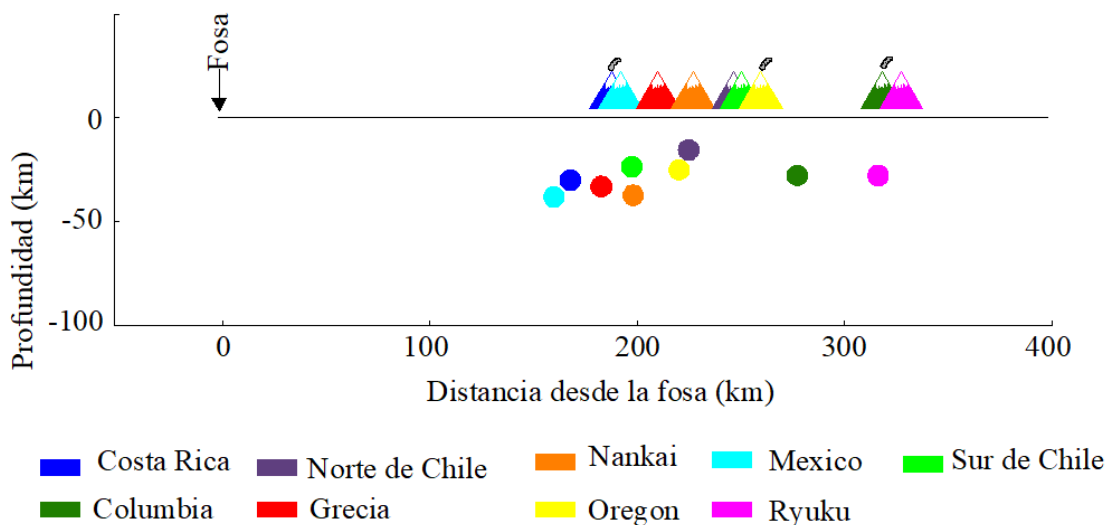


Fig. 45 Resumen de la ubicación del conductor del ante arco en zonas de subducción. Se traza la ubicación de la anomalía para cada estudio respecto a la fosa y al arco volcánico de cada zona de subducción. Imagen basada en Worzewski, et al. (2011)

Además de los estudios anteriormente mencionados, al Norte de nuestro perfil ($\sim 38^{\circ}80'S$), Kapinos, et al. (2016) presentan dos modelos de resistividad eléctrica (2D y 3D) de este lugar, en los cuales obtienen un conductor similar al nuestro en el ante arco, de manera similar a nuestro estudio, la ubicación y distribución del cuerpo no puede resolverse de manera exacta en ambos modelos. Al analizar esta anomalía en nuestros modelos, observamos que se encuentra ubicada bajo el perfil para el caso 2D y hacia el Norte del perfil para el caso 3D, si bien, ambos modelos

resuelven de manera realista el cuerpo, es recomendable densificar la zona de estudio con más estaciones hacia el Norte, Sur y hacia el Este.

6.2.3. Anomalías en volcán Osorno y volcán Calbuco

En torno a los volcanes Calbuco y Osorno existen cuerpos conductivos evidenciados solamente en el modelo tridimensional, es probable que en el modelo 2D no se evidencien estos cuerpos ya que aparentemente se encuentran fuera del perfil, también es probable que el gran resistivo que se dibuja entorno al Osorno en el modelo 2D no permita ver los cuerpos conductivos ya que son muy pequeños en comparación con este resistivo que además presenta valores de resistividad bastante grandes. Para el cuerpo asociado al volcán Osorno concluimos que lo más probable es que sea un artefacto producto de las condiciones de anisotropía o un artefacto por no haber incluido la topografía ni datos de periodos cortos en las inversiones. A continuación, detallamos las posibles explicaciones de cada uno de los cuerpos asociados a los volcanes.

6.2.3.1. Anomalías volcán Osorno

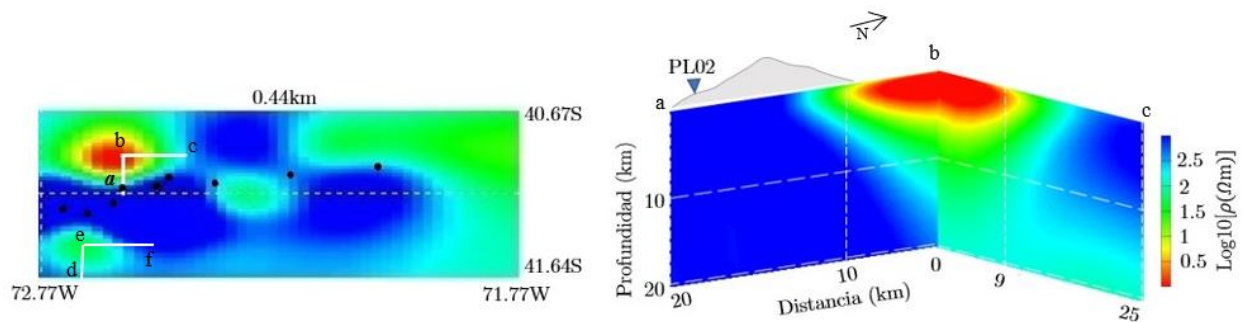


Fig. 46 Anomalía volcán Osorno. (Izquierda) Ubicación de perfiles volcán Osorno (a,b,c) y Calbuco (d,e,f). (Derecha) Perfil en profundidad de la anomalía conductiva del volcán Osorno. Los puntos negros representan los sitios MT.

Una teoría para soportar la anomalía nombrada como C5, con resistividades alrededor de $1\Omega m$, ubicada al Norte del volcán Osorno y con una profundidad no mayor a 10km podría ser que ésta se relaciona a un sistema magmático y/o hidrotermal activo asociado al volcán, sus valores tan bajos de resistividad se correlacionan bien con una zona conductiva de acumulación de masa fundida.

Se han desarrollado estudios magnetoteléuricos en diferentes zonas volcánicas en todo el mundo durante los últimos años que han interpretado estas anomalías como fluidos hidrotermales, arcillas o como cámaras magmáticas, por ejemplo, en Nueva Zelanda Heise, et al. (2010), Ingham, et al. (2009), en los Andes Diaz Alvarado (2011), Comeau (2015), Cordell, et al. (2018), en la región de los Cárpatos en Europa oriental Harangia, et al. (2015) y en Cascadia – Estados Unidos Hill, et al. (2009), entre otros.

El reporte de actividad volcánica de la región de Los Lagos (SERNAGEOMIN, s.f.) ha registrado múltiple actividad sísmica entre 2017 y 2019, relacionada con el volcán Osorno; gran parte de los eventos sísmicos han sido localizados hacia el Noroeste del volcán a profundidades menores de 10km, coincidiendo con la ubicación de la anomalía.

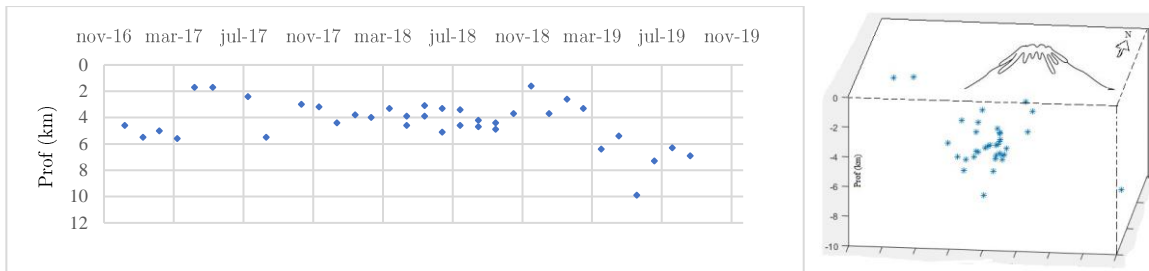


Fig. 47 Eventos sísmicos (PL, VT o HB) ubicados entre 0.9 y 6.1km hacia el Noroeste del cráter del volcán Osorno. Información extraída de (SERNAGEOMIN, s.f.)

En la Fig. 47, PL hace referencia a sismos de periodo largo asociados a la dinámica de fluidos al interior del edificio volcánico y/o eventos relacionados a la dinámica glaciar, VT representa sismos volcanotectónicos asociados a fracturamiento de material rígido y HB eventos híbridos entre PL y VT. La figura fue construida con información extraída de los reportes de actividad volcánica en la región de los Lagos (SERNAGEOMIN, s.f.). Las magnitudes (MI) de los eventos oscilan entre 0.8 y 3.2.

Hay que aclarar que la ubicación de los eventos que proporciona (SERNAGEOMIN, s.f.) no es exacta, además, teniendo en cuenta que el último episodio relacionado a una erupción volcánica del Osorno data del año 1835 y que la información de los reportes tampoco es suficiente para analizar los mecanismos focales y confirmar que los eventos son propios del volcán, podemos afirmar entonces que estos eventos son atribuidos al Sistema de Fallas Liquiñe Ofqui.

Vale plantearse la pregunta de si este cuerpo, fuera del perfil, ha sido creado en la inversión para contrarrestar el efecto de anisotropía sobre los datos, sin embargo, hay que resaltar que el cuerpo ha podido ser observado por las elipses del tensor de fase y por las flechas de inducción en periodos cortos (ver Fig. 32).

Una consideración importante tiene que ver con el efecto que tiene la inclusión o exclusión de la topografía en los algoritmos de inversión. Para el volcán Merapi, ubicado en Indonesia, Müller & Haak (2004) obtienen que los vectores de inducción sugieren una estructura conductiva centrada en el volcán que atribuyen a la topografía elevada de su cono, es decir, en estos casos se debe tener especial cuidado para diferenciar cuanto de la respuesta del vector de inducción se debe a la topografía y cuanto a la conductividad de la roca. Brasse & Eydarn (2008) también analizan el efecto topográfico en edificios volcánicos con gran pendiente encontrando que en las inversiones se crean artefactos relacionados a un desplazamiento estático en el campo eléctrico producto del efecto de la topografía.

De acuerdo con lo anterior, y sabiendo que en los modelos 2D y 3D de nuestro estudio no fue incluida la topografía, es muy probable que C5 sea simplemente un artefacto creado por el software de inversión como efecto de la topografía del cono del volcán Osorno.

La anomalía nombrada como C6, ubicada al Este del volcán Osorno, fluctúa en torno a los 25 y 55 Ω m, su ubicación empieza a una profundidad somera, adentrándose en la corteza hasta conectarse con la cuña mantélica o con la gran anomalía de la cordillera principal, una de las

características más importantes de esta anomalía es que su ubicación coincide con la ubicación de la traza de la Zona de fallas Liquiñe Ofqui a los 72.28°W de longitud. La forma alargada de este cuerpo soporta bien la idea de que sea un conducto de facilitación de ascenso de fluidos debido a una zona de debilidad fracturada relacionada con el sistema de fallas. Los trabajos de Cembrano & Lara (2009) y Perez-Florez, et al. (2017) confirman que las fallas transversales strike-slip se orientan favorablemente con respecto al campo tensional y promueven la migración vertical del magma. Hay que tener en cuenta que el cuerpo C6 no presenta resolución para profundidades mayores a 20km.

El estudio magnetotelúrico local sobre el volcán Osorno de Zuñiga Armijo (2019) observa alteración hidrotermal (R1) a los 1.2km de profundidad con valores de resistividad entre $10\text{-}120\Omega\text{m}$ y un conductor de $40\Omega\text{m}$ hacia el Este del volcán (C2 y C1), debajo del Lago de Todos Los Santos (ver Fig. 48), que es interpretado como un reservorio tipo *Mush*, que estaría siendo influenciado por la falla Liquiñe Ofqui quien actúa como un facilitador de ascenso de magma.

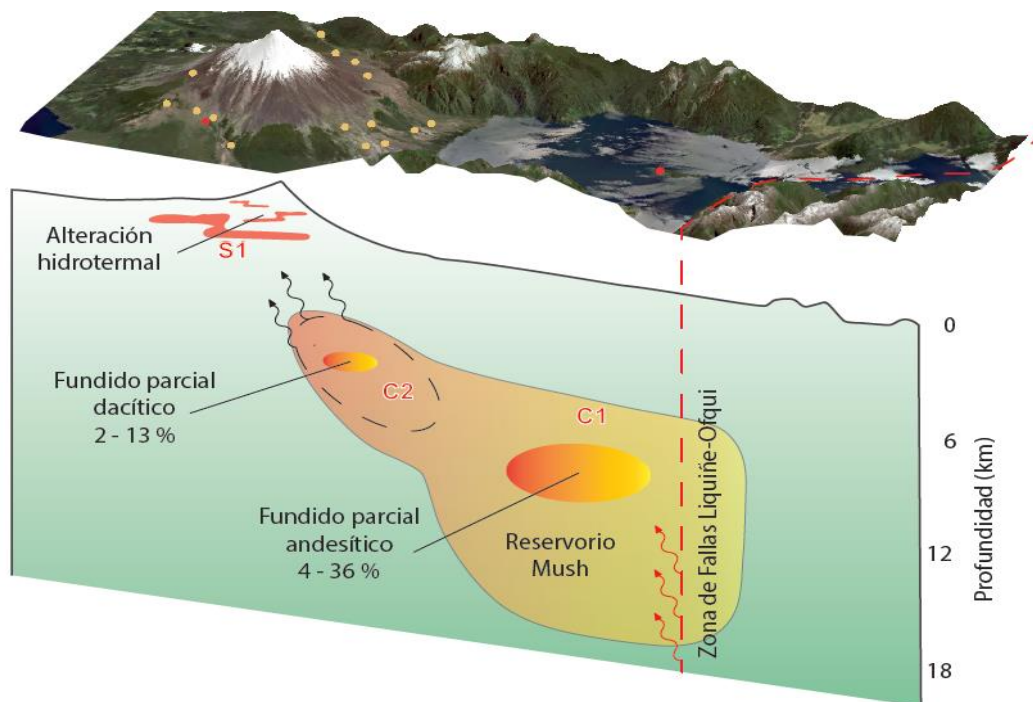


Fig. 48 Modelo esquemático volcán Osorno. Puntos amarillos y rojos son estaciones de MT banda ancha y periodo largo respectivamente. (Zuñiga Armijo, 2019)

No es preciso comparar nuestra anomalía C5 con R1 ya que no coinciden en dimensión, valores de resistividad o en ubicación. Cabe aclarar que nuestro estudio abarcó periodos $>10^1$, mientras que los periodos empleados para el modelo de Zuñiga-Armijo abarcan periodos entre 10^{-3} y 10^2 , esto significa que sus resultados presentan mejor resolución en profundidades someras y nuestros resultados presentan mejor resolución a mayores profundidades, además su estudio tiene mayor cobertura de estaciones en la zona Noroeste del volcán. Adicionalmente, en su estudio, Zúñiga-Armijo excluye los datos del tipper de su inversión, lo que disminuye la influencia de la anisotropía sobre los datos.

Ahora bien, nuestra anomalía C7 coincide con la ubicación y los valores de resistividad de las anomalías (C2 y C1), pero con la salvedad de que nuestro cuerpo se extiende hacia la superficie y mucho más profundo, soportando la teoría de Zuñiga-Armijo de que la ZFLO está actuando como un conducto de ascenso de fluidos.

6.2.3.2. Anomalías volcán Calbuco

La anomalía C7 mostrada en la inversión tridimensional, se trata de un cuerpo conductivo, ubicado bajo el volcán Calbuco, con una resistividad de entre 17 y 25 Ωm y que se extiende desde la superficie hasta la profundidad del moho o quizá más allá de esta. A pesar de que la profundidad de este cuerpo no es clara, en la Fig. 49 se evidencia la formación de un cuerpo más superficial que más abajo se conecta con un cuerpo ubicado entre 10 y 30 km hacia el Este del volcán, justo por donde pasa la traza de la ZFLO.

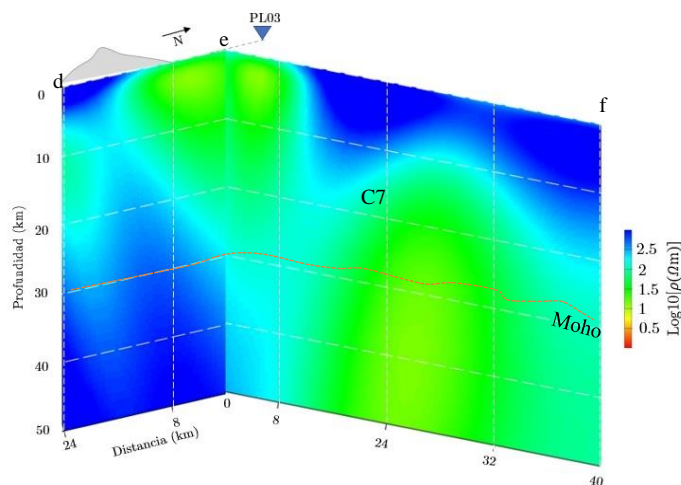


Fig. 49 Anomalía volcán Calbuco, la ubicación en planta del perfil se observa en la Fig. 46.

Nuestro modelo podría entonces interpretarse como un reservorio magmático de profundidad entre 10 y 20 km que está conectado a un conducto o estructura direccionada hacia la traza de la falla Liquiñe Ofqui. Según Selles & Moreno (2011) el volcán Calbuco, de composición mayormente andesítica, no presenta evidencias de estar ubicado sobre una estructura regional importante, sin embargo, Perez-Florez, et al. (2017) esquematizan algunos lineamientos del sistema de Fallas Andinas Transversales, que presentan orientación NO (ver Fig. 4) y por donde podrían estar circulando fluidos que, según nuestro modelo, posiblemente estarían proviniendo de la Liquiñe Ofqui.

Por su historia eruptiva, el volcán Calbuco es considerado uno de los volcanes activos más peligrosos de la zona volcánica Sur de los Andes. Registros de eventos sísmicos del (SERNAGEOMIN, s.f.) en el año 2017, evidencian actividad cerca del volcán a profundidades de entre 1 y 12 km y en 2015, año de su última erupción, se registraron eventos, de origen volcanotectónico en su mayoría, a profundidades de entre 4.6 y 9.9 km.

Morgado, et al. (2019) mediante un estudio petroquímico a muestras de la erupción del Calbuco en 2015, proponen la existencia de un depósito tipo *mush*, localizado en la corteza superior hasta 5.5-

9.5km de profundidad. Delgado, et al. (2017) sugieren una forma esferoide achatado presurizada para el reservorio debajo del volcán Calbuco a través del modelado de la señal de subsidencia co-eruptiva.

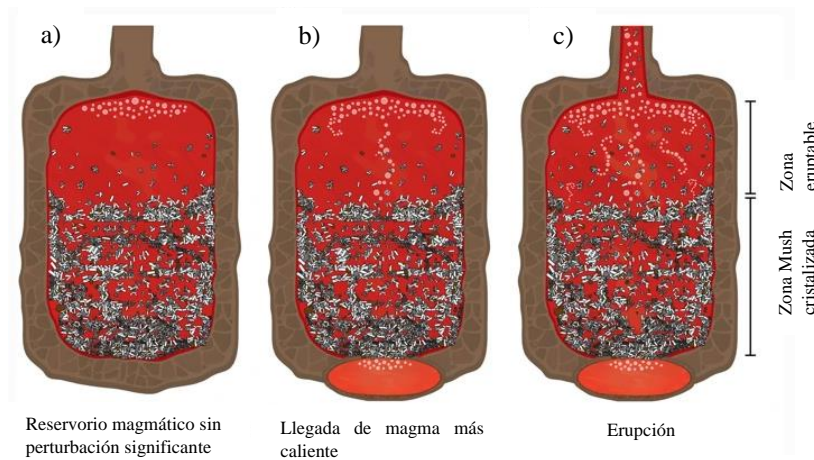


Fig. 50 Representación esquemática de la forma y evolución temporal del depósito de magma debajo del volcán Calbuco propuesto por Morgado, et al. (2019), a) representa el depósito, incluida la zona mush en el fondo, antes de la llegada del nuevo magma, b) representa la llegada de nuevo magma más caliente que genera calentamiento a escala local, c) representa el momento de la activación de la erupción de 2015.

Considerando las lavas del 2015, Morgado, et al. (2019) restringieron las condiciones pre eruptivas a: temperatura 900-1060°C, presión 2-6 kbar, 2-4% de H₂O y una cantidad variable de SiO₂ entre 55.6 y 56.9%. Castruccio, et al. (2016) por su parte, calculan cantidad de SiO₂ de entre 54-55wt% y de Na₂O entre 3.6 - 3.8%, 4-5% H₂O y presiones de 180-240MPa.

Usando la aplicación web SIGMELTS de Pommier & Le-Trong (2011) se construye un modelo con los parámetros anteriores con lo que se estima una resistividad eléctrica del reservorio magmático variable entre 2 – 10 Ωm, lo que podría ser un indicador de que por equivalencia nuestra anomalía C7 sea menos profunda y más conductiva.

6.3.Falla Liquiñe Ofqui

Como exponemos anteriormente, C6 y C7 están relacionados con la ubicación de la falla Liquiñe Ofqui quien estaría siendo facilitadora de ascenso de fluidos a través de la corteza, C6 estaría conectado con un reservorio del volcán Osorno y C7 conectado con un reservorio del volcán Calbuco mediante un lineamiento de las FAT. Cabe la posibilidad de que los fluidos estén ascendiendo mediante una conexión entre la gran anomalía de la cordillera principal, discutida anteriormente, y la ZFLO, o que estén ascendiendo directamente desde el manto.

Lo último podría ser soportado con la presencia de xenocristales en las lavas de las unidades 3 y 4 del volcán Osorno y la presencia de xenolitos gabricos y granulíticos en las lavas de la unidad 3 del volcán Calbuco (Lopez-Escobar, et al., 1992). Los xenolitos mantelicos y xenocristales son estructuras creadas en el manto superior que han sido erupcionados a la superficie mediante centros volcánicos (Nixon, 1987). Actualmente no se tiene conocimiento del origen de los xenolitos presentes en las unidades de los volcanes Osorno y Calbuco, habría que hacer estudios geoquímicos y petrológicos para conocer si son de origen mantelico y así confirmar nuestra teoría.

Las limitantes de estas afirmaciones radican en:

- La falta de estudios que definan la profundidad de la falla Liquiñe Ofqui y otros posibles lineamientos que pudieran estar más cercanos al volcán Calbuco a parte de las FAT.
- Falta de estudios geoquímicos y petrológicos en las lavas de los centros volcánicos presentes en la zona de estudio.
- La diferencia marcada en la composición de los productos en los dos volcanes, el volcán Osorno al igual que la mayoría de los volcanes de la zona volcánica Sur de los Andes es predominantemente basáltico mientras que el Calbuco es andesítico. Sin embargo, observaciones de terreno, petrográficas y geoquímicas sugieren que la composición andesítica del Calbuco es el resultado de una contaminación de magmas basálticos subcorticales con magmas generados a nivel cortical (Lopez-Escobar, et al., 1992). Entonces la diferencia entre la composición entre los productos del Osorno y el Calbuco podrían ser explicadas por una aparente diferenciación del magma que tiene que viajar mayor distancia para llegar al reservorio volcánico, o quizás también podría deberse a que el material magmático de este volcán presenta mayor tiempo de residencia en la corteza a diferencia del resto de centros volcánicos de la zona Sur de los Andes.

Algunos estudios como Kennedy, et al. (1997) y Pollitz, et al. (2001), plantean la teoría de ascenso de fluidos del manto a través de sistemas de fallas corticales. Warner & McGearry (1987) mediante datos de reflexión sísmica explica la posibilidad de la existencia de fallas importantes o zonas de corte dentro del manto. Sin embargo, debemos tener en cuenta que, zonas de mega falla como la ZFLO, en teoría pueden ser desarrolladas solo en la zona frágil de la corteza (Cembrano & Lara, 2009), existen trabajos como Miranda (2000) que ubican la transición frágil – dúctil de la placa sudamericana a los 32°S a una profundidad de 30-35km, este cambio reológico depende de la composición, espesor, temperatura y edad de la placa. Hacia el Sur de la latitud 32°, a los 41°S donde se encuentra ubicado nuestro estudio el espesor de la placa Sudamericana disminuye y su composición es más basáltica, esto podría ser un indicio de que la transición frágil – dúctil está a una profundidad menor a 30km. Gracias a lo anterior podemos descartar la idea de que el material fundido está subiendo directamente desde el manto a través de la ZFLO.

6.4. Batolito Norpatagónico

Un gran resistivo se evidencia en ambos modelos obtenidos, ubicado en la corteza continental, debajo del volcán Osorno principalmente, con valores de resistividad del orden de 10^4 . El cuerpo ha sido nombrado como R2.

De acuerdo con las unidades morfoestructurales de la zona, los valores de resistividad obtenidos en los modelos y los valores de resistividad detallados en la Fig. 51, este cuerpo se asocia al basamento granítico Batolito Nor-Patagónico, ubicándose en parte Suroriental del volcán Osorno, el basamento Cretácico y en el pie occidental basamento del Mioceno.

Como se detalló en el marco geológico de este trabajo, el Batolito Nor-Patagónico está principalmente conformado por granodioritas, dioritas, tonalitas, granitos y tonalitas de hornblenda y biotita, rocas principalmente ígneas que se encuentran en el rango de resistividad de 1000 – 100000 Ω m según la Fig. 51. Con lo anterior y por su ubicación, podemos sostener la idea de que

el cuerpo R2, con una resistividad del orden de $10^4 \Omega m$, se encuentra asociado al basamento granítico Batolito Nor-Patagónico.

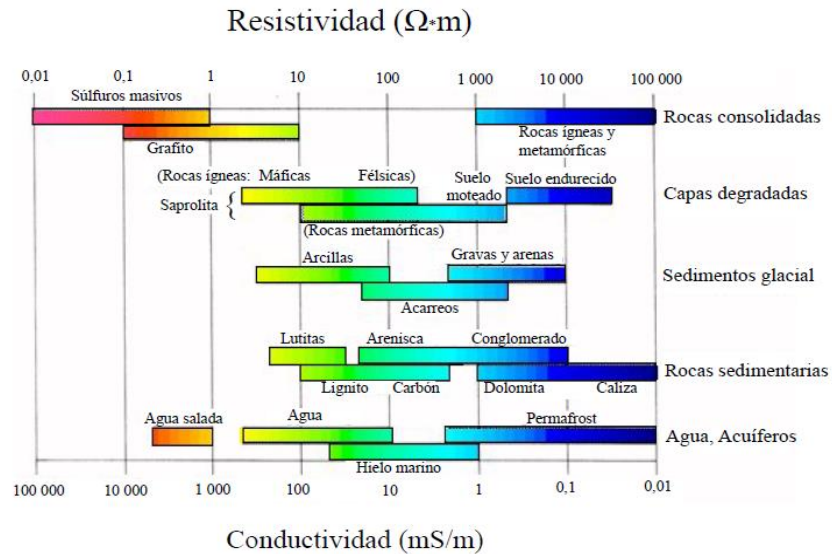


Fig. 51 valores típicos de resistividad para rocas y sustancias. (Palacky, 1987). Los límites pueden variar debido a fisuración, cantidad de agua, sales, etc. Los valores de conductividad son inversos a la resistividad. En la convención de la figura, las rocas representadas con colores más fríos tienen resistividades más grandes mientras que las rocas representadas por colores cálidos presentan conductividad más alta.

7. Conclusiones

Basados en inversiones bidimensional y tridimensional de datos magnetotéluricos en un rango de periodo de $\times 10^1$ - $\times 10^4$ s, recolectados a través de un perfil de 19 sitios ubicados entre el valle central y la cordillera de los Andes en la latitud $\sim 41^\circ\text{S}$, encontramos un modelo significativo de la estructura de resistividad eléctrica a escala litosférica en la zona de subducción de Los Andes del Sur.

Diferentes modelos y parámetros dimensionales fueron generados con el fin de sortear el efecto de la anisotropía estructural eléctrica detectada en los datos. En general se obtuvieron buenos ajustes para los datos del tensor de impedancia y la función de transferencia magnética y en conjunto con los resultados de las pruebas de sensibilidad confirmamos la robustez del modelo interpretado.

La imagen de resistividad eléctrica de gran profundidad nos permitió analizar diferentes procesos volcanotectónicos que se presentan gracias a la subducción, en la Zona Sur de los Andes. En nuestro modelo fue posible observar el proceso de serpentización del manto con la deshidratación temprana del Slab marcado como una disminución de resistividad importante en la placa de nazca a una profundidad de aproximadamente 50km, además se observaron fluidos conductivos (C1, C2) ubicados en la corteza justo en la parte superior de donde se debería estar serpentizando la cuña mantélica producto de la deshidratación del Slab. La ubicación de los conductores bajo el Valle central sugiere que la liberación de fluidos se produce de forma continua a diferentes profundidades durante los cambios mineralógicos presentados en la placa de Nazca en el desarrollo de su subducción.

La posición del gran conductor (C3) en la cordillera principal es similar a la encontrada por diversos estudios magnetotéluricos al rededor del mundo en zonas de subducción y que interpretan como una zona de acumulación de fluidos, generados por una fusión parcial relacionada con el fenómeno de eclogitización de la placa que se puede presentar a diferentes profundidades dependiendo del grado de hidratación o edad de la losa.

Otros procesos de migración y acumulación de fluidos a través de la corteza continental fueron identificados en nuestra imagen de resistividad, como las anomalías C5, C6 y C7, asociadas a los volcanes Osorno Calbuco y a los sistemas de fallas que dominan la zona.

La anomalía C5 que inicialmente fue asociada a una cámara magmática ubicada a 10km de profundidad al Noroeste del volcán Osorno finalmente fue descartada e interpretada como un artefacto creado por la inversión producto de la topografía del cono volcánico.

C6 por su parte coincidió con la ubicación de una traza de la Zona de Fallas Liquiñe Ofqui, por su forma alargada y valores de resistividad, esta anomalía fue interpretada como un conducto por donde se está facilitando el transporte y ascenso de fluidos y que quizás se comunica con algún lineamiento pre Andino (Pérmico - Paleozoico), perteneciente al sistema de Fallas Andinas Transversales que podría estar conectado a su vez con el volcán Calbuco mediante la anomalía (C7), explicando así la discrepancia entre la composición de las lavas de los volcanes Calbuco y Osorno por una aparente diferenciación del magma que tiene que viajar mayor distancia y por un sistema de fallas diferente para llegar al reservorio volcánico del Calbuco.

Bibliografía

- Adriasona, A. y otros, 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°–42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*, Volumen 95, p. 504–528.
- Agurto-Detzel, H., Rietbrock, A., Bataille, K. & Miller, M., 2014. Seismicity distribution in the vicinity of the Chile Triple Junction, Aysén Region, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Volumen 51, pp. 1-11.
- Andrews, D. J. & Sleep, N. H., 1974. Numerical Modelling of Tectonic Flow behind Island Arcs. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Volumen 38, pp. 247-251.
- Angermann, D., Klotz, J. & Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), pp. 329-334.
- Anon., 2019. *GFZ Helmholtz Centre Potsdam*. [En línea]
Available at: <https://www.gfz-potsdam.de/en/home/>
- Araya Vargas, J. A., 2016. *Large-scale distribution of fluids in the subduction zone of Northern Chile constraints from magnetotelluric monitoring*, Berlin: Freie Universität Berlin.
- Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 156(01), p. 54–62.
- Audet, P. & Schwartz, S., 2013. Hydrologic control of forearc strength and seismicity in the Costa Rican subduction zone.. *Nature Geoscience*, Volumen 6, p. 852–855.
- Barazangi, M. & Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), pp. 686-692.
- Beka, T. I. y otros, 2016. Analysis and 3D inversion of magnetotelluric crooked profile data from central Svalbard for geothermal application. *Tectonophysics*, Volumen 686, pp. 98-115.
- Bertin Ugarte, D. A., 2010. *El Complejo Volcánico Lonquimay y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Estudio Estructural, Morfométrico y Gravimétrico*, Santiago, Chile: Resporitorio Académico de la Universidad de Chile.
- Brasse, H. y otros, 2002. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical research*, 107(B5), pp. EPM 4-1-EPM 4-14.
- 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(B7).
- Brasse, H. y otros, 2009. Structural electrical anisotropy in the crust at the South-Central Chilean continental margin as inferred from geomagnetic transfer functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, p. 7–16.

Cagniard, L., 1953. *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*. s.l.:Geophysics.

Caldwell, T. G., Bibby, H. M. & Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), p. 457–469.

Cas, R. & Simmons, J., 2018. Why deep-water eruptions are so different from subaerial eruptions. *Frontiers in Earth Science*, 6(198).

Castruccio, A. y otros, 2016. Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*.

Castruccio, A. y otros, 2016. Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(62).

Cembrano, J. & Hervé, F., 1993. The Liquine Ofqui fault zone : a major cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Géodynamique Andine : Symposium International*, Volumen 21-23, pp. 175-178.

Cembrano, J., Hervé, F. & Lavenu, A., 1996. The Liquine Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Volumen 259, p. 55–66.

Cembrano, J. & Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1-2), pp. 96-113.

Chang-Hong, L., Han-Dong, T. & Tuo, T., 2011. The possibility of obtaining nearby 3D resistivity structure from magnetotelluric 2D profile data using 3D inversion. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(1), pp. 72-83.

Clemens, J. D. & Mawer, C. K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, Volumen 204, pp. 339-360.

Comeau, M. J., 2015. *Electrical Resistivity Structure of the Altiplano-Puna Magma Body and Volcan Uturuncu from Magnetotelluric Data.*, s.l.: PhD thesis, University of Alberta.

Contreras Reyes, E., Flueh, E. & Grevemeyer, I., 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29(TC6018).

Contreras-Reyes, E. y otros, 2007. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench–outer rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(7).

Cordell, D. y otros, 2019. Fluid and Melt Pathways in the Central Chilean Subduction Zone Near the 2010 Maule Earthquake (35–36°S) as Inferred From Magnetotelluric Data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 20(4), pp. 1818-1835.

Cordell, D., Unsworth, M. & Diaz, D., 2018. Imaging the Laguna del Maule Volcanic Field, central Chile using magnetotellurics: Evidence for crustal melt regions laterally-offset from surface vents and lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, Volumen 488, p. 168–180.

Delgado, F. y otros, 2017. Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 344, pp. 270-288.

DeShon, H. y otros, 2006. Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 164(1), pp. 109-124.

Diaz Alvarado, D., 2011. *Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile)*, Berlin: PhD thesis, Freie Universität Berlin.

Diaz, D., Brasse, H. & Ticona, F., 2012. Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 217-218, pp. 21-29.

Egbert, G., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical journal international*, 130(2), p. 475–496.

Egbert, G. & Booker, J., 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical*, 87(1), p. 173–194.

Egbert, G. & Livelybrooks, D., 1996. Single station magnetotelluric impedance estimation: Coherence weighting and the regression M-estimate. *GEOPHYSICS*, 61(4), pp. 937-1240.

Evans, R., Wannamaker Philip, McGary, S. & Elsenbeck, J., 2014. Electrical structure of the central Cascadia subduction zone: The EMSLAB Lincoln Line revisited. *Earth and planetary science letters*, Volumen 402, pp. 265-274.

Galanopoulos, D., Sakkas, V., Kosmatos, D. & Lagios, E., 2005. Geoelectric investigation of the Hellenic subduction zone using long period magnetotelluric data. *Tectonophysics*, 409(1-4), pp. 73-84.

Glodny, J., Gräfe, K., Echtler, H. & Rosenau, M., 2008. Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36–42°S): the apatite and zircon fission track perspective. *International Journal of Earth Sciences*, Volumen 97, pp. 1271-1291.

Harangia, S. y otros, 2015. Combined magnetotelluric and petrologic constrains for the nature of the magma storage system beneath the Late Pleistocene Ciomadul volcano (SE Carpathians). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290(1), pp. 82-96.

Hayes, G., Wald, D. & Johnson, R., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical research*, 117(B1).

Heise, W., Caldwell, T. G., Bibby, H. M. & Bennie, S. L., 2010. Three-dimensional electrical resistivity image of magma beneath an active continental rift, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 37(10).

Heise, W. & Pous, J., 2001. Effects of anisotropy on the two-dimensional inversion procedure. *Geophysical Journal International*, 147(3), p. 610–621.

- Hervé, F., 1994. The Southern Andes Between 39° and 44°S Latitude: The Geological Signature of a Transpressive Tectonic Regime Related to a Magmatic Arc. *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 243-248.
- Hicks, S. P. y otros, 2012. The 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake: Nucleation and rupture propagation controlled by a subducted topographic high.. *Geophysical Research Letters*, Volumen 39.
- Hill, G. y otros, 2009. Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data. *Nature Geoscience*, 2(11), pp. 785-789.
- Hyndman, R. & Peacock, S., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3-4), pp. 417-432.
- Hyndman, R., Yamano, M. & Oleskevich, D., 1997. The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, 6(3), pp. 244-260.
- Ichiki, M., Sumitomo, N. & Kagi, T., 2000. Resistivity structure of high-angle subduction zone in the southern Kyushu district, southwestern Japan. *Earth, Planets and Space*, 52(8), pp. 539-548.
- Ingham, M. y otros, 2009. A Magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Geophys. Journal International*, Volumen 179, p. 887–904.
- Ingham, M. y otros, 2009. A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand.. *Geophysical Journal International*, 179(2), p. 887–904.
- Iturrieta, P. C., Hurtado, D. E., Cembrano, J. & Stanton-Yonge, A., 2017. States of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, Volumen 473, pp. 71-82.
- Jiracek, G. R. & Curtis, J. H., 1989. Two-Dimensional Magnetotelluric Inversion of the EMSLAB Lincoln Line. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10), pp. 14,145-14,151.
- Jödicke, H. y otros, 2006. Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical research*, 111(B8).
- Jordan, T. y otros, 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), pp. 308-324.
- Jordan, T. E. y otros, 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), pp. 308-324.
- Kapinos, G., Montahaei, M., Meqbel, N. & Brasse, H., 2016. Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. *Tecnophysics*, Volumen 666, pp. 76-89.
- Kaufman, A. & Keller, G., 1981. *The magnetotelluric sounding method*. Amsterdam: Elsevier.

- Kelbert, A., 2020. The Role of Global/Regional Earth Conductivity Models in Natural Geomagnetic Hazard Mitigation. *Surveys in Geophysics*, Volumen 41, pp. 115-166.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, N. & Tandon, K., 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, Volumen 66, pp. 40-53.
- Keller, G. & Frischknecht, F. C., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford: Pergamon.
- Kennedy, B. M. y otros, 1997. Mantle Fluids in the San Andreas Fault System, California. *Science*, 278(5341), pp. 1278-1281.
- Lange, D. y otros, 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 455(1-4), pp. 14-24.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. & Pasyanos, M., 2013. Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophysical research abstracts*, 15(Vienna, Austria: EGU General Assembly), p. 2658.
- Lavenu, A. & Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), pp. 1669-1691.
- Leech, M., 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(1-2), pp. 149-159.
- Lopez-Escobar, L., Cembrano, J. & Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Andean Geology*, 22(2), pp. 219-234.
- Lopez-Escobar, L. y otros, 1992. A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Andean Geology*, 19(2).
- Martí, A., 2014. The Role of Electrical Anisotropy in Magnetotelluric Responses: From Modelling and Dimensionality Analysis to Inversion and Interpretation. *Surveys in Geophysics*, 35(1), p. 179-218.
- McDonough, M., Duhart, P. & Grignola, P., 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenta Osorno-Llanquihue, Xa región: Nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. *VIII Congreso Geológico. Universidad Católica del Norte*, pp. 164-168.
- Mella, M. y otros, 2005. Petrogenesis of the Pleistocene Tronador Volcanic Group, Andean Southern Volcanic Zone. *Andean Geology*, 32(1), pp. 131-154.
- Miranda, S., 2000. Gravity crustal model for an andean section at 32° s considering upper mantle lateral density variation. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(2).
- Moreno, H., Lara, L. & Orozco, G., 2010. *Geología del Volcán Osorno*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

Moreno, H., Naranjo, J. & López, L., 1978. *Geología y petrología de la cadena volcánica Osorno - Punttiagudo, Andes del sur, latitud 41°10'S.* Arica, Chile, II Congreso Geológico Chileno.

Moreno, M. y otros, 2018. Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth. *Nature Geoscience*, Volumen 11, p. 285– 290.

Morgado, E. y otros, 2019. Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81(24).

Müller, A. & Haak, V., 2004. 3-D modeling of the deep electrical conductivity of Merapi volcano (Central Java): integrating magnetotellurics, induction vectors and the effects of steep topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3-4), pp. 205-222.

Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principle and proposal. *Journal of volcanology and geothermal research*, 2(1), pp. 1-16.

Navarro, A., 2019. *Caracterización sismotectónica de la cordillera de la costa en Chile Central, entre los 32°30'S y los 34°S, mediante tomografía sísmica pasiva*, Santiago: Repositorio Académico Universidad de Chile.

Nixon, P., 1987. *Mantle xenoliths*. United State: s.n.

Orts, D. L. y otros, 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43°S). *Tectonics*, Volumen 31.

Palacky, G., 1987. *Resistivity characteristics of geologic targets: in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Nabighian, MN. ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

Pankhurst, R., Hervé, F., Rojas, L. & Cembrano, J., 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42°–42°30'S). *Tectonophysics*, 205(1-3), pp. 283-294.

Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C. & Marquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4), pp. 235-257.

Patro, P. K. & Egbert, G. D., 2011. Application of 3D inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan Volcanic Province of Western India. *Physics of the earth and planetary interiors*, 187(1-2), pp. 33-46.

Pavez Moreno, M., 2015. *Estudio de Resistividad eléctrica mediante Magnetotelúrica, en la zona de falla Liquiñe Ofqui entorno al Volcán Villarrica*, Santiago, Chile: Repositorio Académico de la Universidad de Chile.

Peacock, S., 1990. Fluid Processes in Subduction Zones. *Science*, 248(4953), pp. 329-337.

Perez Florez, P. y otros, 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*, Volumen 680, pp. 192-210.

Perez-Florez, P. y otros, 2017. The effect of offset on fracture permeability of rocks from the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Journal of structural Geology*, Volumen 104, pp. 142-158.

- Pollitz, F. F., Wicks, C. & Thatcher, W., 2001. Mantle Flow Beneath a Continental Strike-Slip Fault: Postseismic Deformation After the 1999 Hector Mine Earthquake. *Science*, 293(5536), pp. 1814-1818.
- Pommier, A. & Le-Trong, E., 2011. SIGMELTS: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences. *Computers&Geosciences*, 37(9), pp. 1450-1459.
- Pritchard, M. & Simons, M., 2006. An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior.. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Volumen 111, p. 1978–2012.
- Radic, J. P., 2010. Cenozoic basins and their control on volcanism of Nevados de Chillan and Copahue-Callaqui complexes (36-39°S, Southern Andes. *Andean Geology*, 37(1), pp. 220-246.
- Reynard, B., Mibe, K. & Van de Moortele, B., 2011. Electrical conductivity of the serpentinised mantle and fluid flow in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4), pp. 387-394.
- Rodi, W. & Mackie, R., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *GEOPHYSICS*, 66(1), p. 174 –187.
- Schellart, W. P. & Rawlinson, N., 2013. Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones.. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volumen 225, p. 41– 67.
- Scherwath, M. y otros, 2009. Deep lithospheric structures along the southern central Chile margin from wide-angle P-wave modelling. *Geophysical Journal International*, 179(1), pp. 579-600.
- Schwalenberg, K., Rath, V. & Haak, V., 2002. Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 150(3), pp. 673-686.
- Selles, D. & Moreno, H., 2011. *Geología del Volcán Calbuco*, Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.
- SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile: versión digital*, Santiago: Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003).
- SERNAGEOMIN, s.f. *Ministerio de Minería, Gobierno de Chile, Reporte de actividad volcánica*. [En línea]
Available at: <http://sitiohistorico.sernageomin.cl/lista-region-10.php?pagina=3>
- Shimakawa, Y. & Honkura, Y., 1991. Electrical Conductivity Structure Beneath the Ryukyu Trench-Arc System and Its Relation to the Subduction of the Philippine Sea Plate. *Journal of Geomagnetism and geoelectricity*, 43(1), pp. 1-20.
- Simpson, F. & Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge: The press syndicate of the university of Cambridge.

- Slezak, K., Jozwiak, W., Nowozynski, K. & Brasse, H., 2016. 3-D Inversion of MT Data for Imaging Deformation Fronts in NW Poland. *Pure and Applied Geophysics*, Volumen 173, p. 2423–2434.
- Smith, T., 1995. Understanding Telluric Distortion Matrices. *Geophysical Journal International*, 122(1), p. 219–226.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Asch, G. & Kind, R., 2011. High-resolution image of the geometry and thickness of the subducting Nazca lithosphere beneath northern Chile. *Journal of geophysical research*, 116(B4).
- 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), pp. 53-56.
- Stern, C. R., 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting.. *Revista Geologica de Chile*, 31(2), p. 161– 206.
- Stesky, R. & Brace, W., 1973. Electrical conductivity of serpentized rocks to 6 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 78(32), pp. 7614-7621.
- Tagiri, M., Moreno, H., Lopez, L. & Notsu, K., 1993. Two types of the high-alumina basalt series of Osorno Volcano, Southern Andes (41°06'S)-plagioclase dilution effect. *Journal of mineralogy petrology and economic geology*, Volumen 88, pp. 359-371.
- Tašárová, Z. A., 2007. Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36°S–42°S) and its role in the gravity field. *Geophysical Journal International*, 170(3), pp. 995-1014.
- Tassara, A. & Echaurren, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, Volumen 189, p. 161–168.
- Tassara, A. & Yañez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), pp. 159-186.
- Telford, W. M., 1990. *Applied geophysics*. Cambridge: Cambridge University.
- Thomson, S. N. & Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista geológica de Chile*, 29(2), pp. 151-165.
- Tikhonov, A. N., 1950. *On determining electrical characteristics of the layers of the earth's crust*. s.l.:s.n.
- Turcotte, D. & Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Segunda Edición ed. Cambridge: Cambridge University Press.

- 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(B01401).
- Völker, D. & Stipp, M., 2015. Water input and water release from the subducting Nazca Plate along southern Central Chile (33°S–46°S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Volumen 16, pp. 1825-1847.
- Vozoff, K., 1991. *Electromagnetic methods in applied geophysics - Applications, chapter The magnetotelluric method.* 641-711 ed. s.l.:Society of Exploration Geophysicists II.
- Wang, K. y otros, 2007. Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-silver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Wannamaker, P. y otros, 2014. Segmentación del acoplamiento de placa, destino de los fluidos de subducción y modos de magmatismo de arco en Cascadia, inferidos de la resistividad magnetotelúrica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(11), pp. 4230-4253.
- Warner, M. & McGeary, S., 1987. Seismic reflection coefficients from mantle fault zones. *Geophysical Journal International*, 89(1), p. 223–230.
- Wiese, H., 1962. Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Pure and applied geophysics*, Volumen 52, pp. 83-103.
- Worzewski, T. y otros, 2011. Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geoscience*, Volumen 4, pp. 108-111.
- Yoshiyuki, T., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of geophysical reserarch*, 94(B4), pp. 4697-4707.
- Zhdanov, M. & Keller, G., 1994. *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*. Amsterdam: Elsevier.
- Zuñiga Armijo, F., 2019. *Estructuras Magmaticas bajo el Volcán Osorno, identificadas mediante Magnetotelurica*, Santiago, Chile: Repositorio Universidad de Chile.

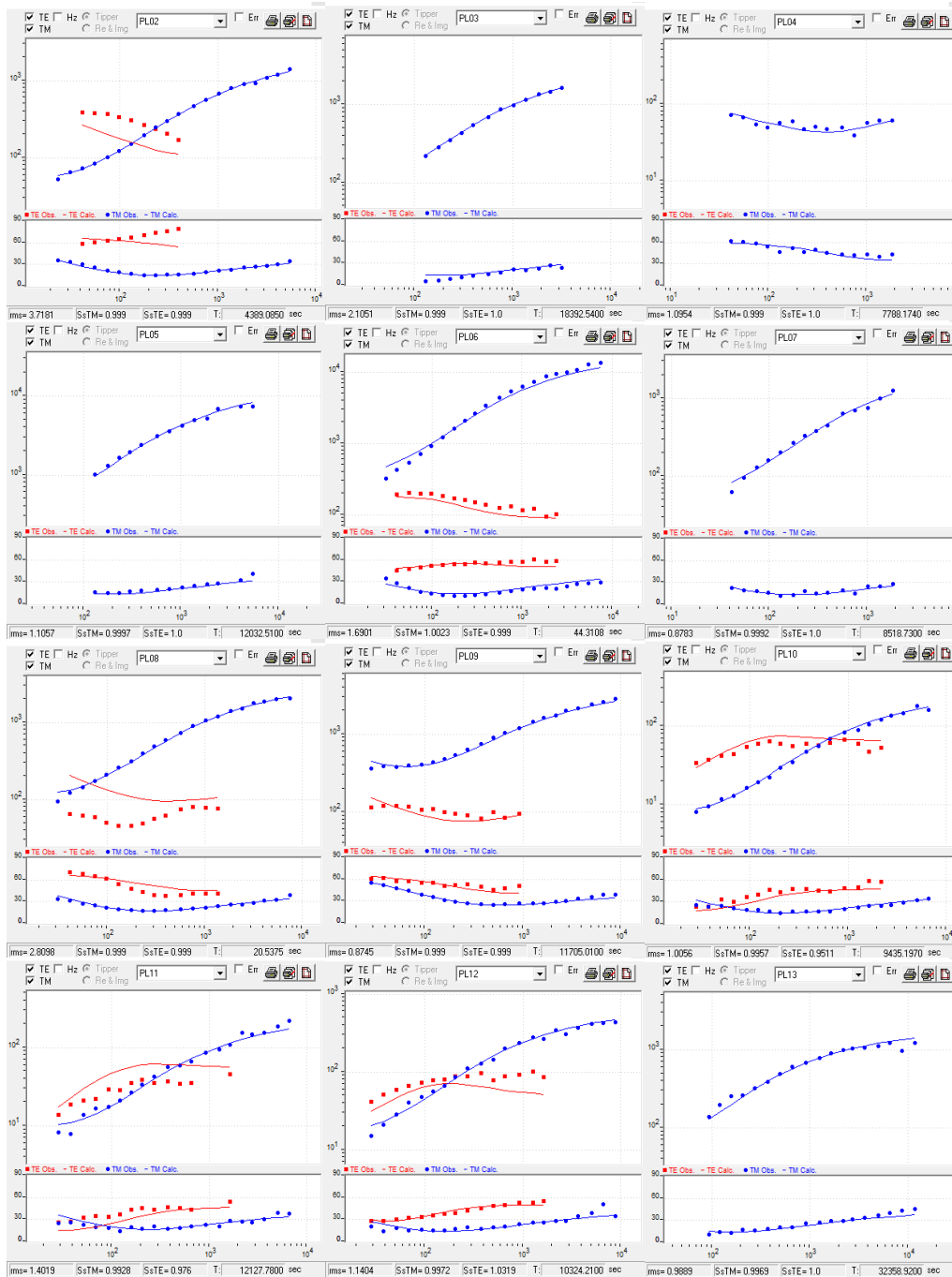
APENDICE A

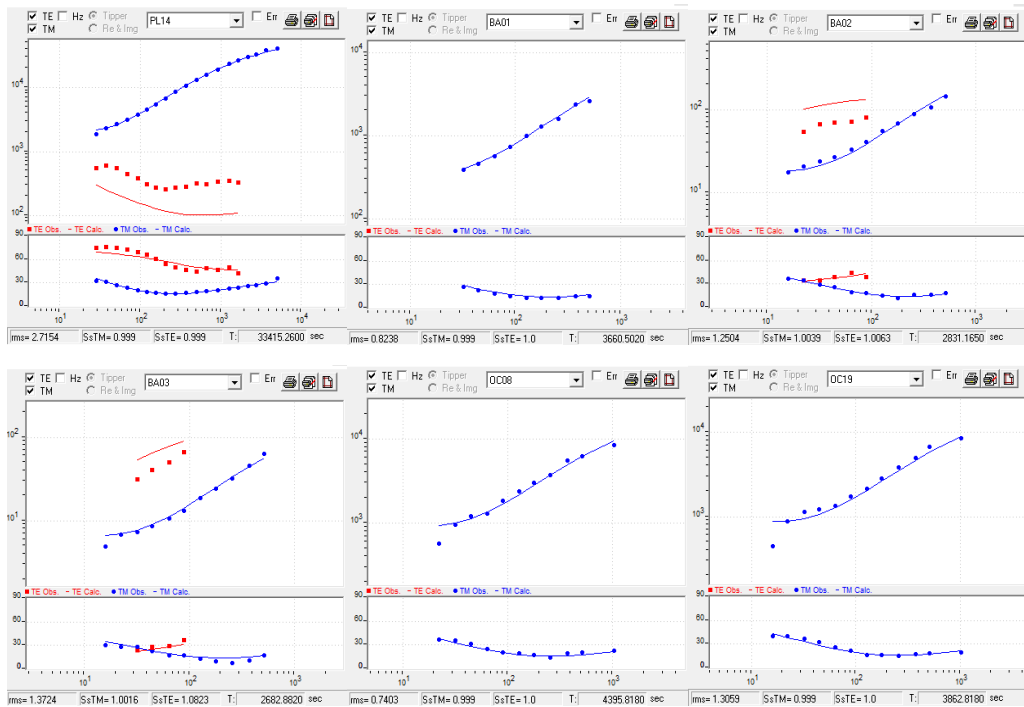
A.1. Ubicación estaciones MT

Estación		ID	Elev	Latitud	Longitud	Referencia Remota	Instalada	Desinstalada	Días de medición
PL	Lemi	PL09	388	41°4'18.58"S	72°7'23.54"O		10-abr-19	15-abr-19	5
PL	Lemi	PL10	123	41°11'6.48"S	73°2'8.40"O		11-abr-19	16-abr-19	5
PL	Lemi	PL11	144	41°10'37.45"S	73°10'38.40"O		16-abr-19	30-abr-19	14
PL	Lemi	PL12	150	41°08'35.0"S	73°21'56.6"O	No GPS	17-abr-19	30-abr-19	13
PL	Lemi	PL13	170	41°09'59.8"S	73°28'30.8"O	PL11	17-abr-19	30-abr-19	13
PL	Lemi	PL14	220	41°8'46.00"S	72°22'20.99"O		10-abr-19	15-abr-19	5
PL	Nims	PL01	348	41° 7'42.49"S	72°25'45.55"O	No GPS	15-dic-18	3-ene-19	19
PL	Nims	PL02	693.7	41° 8'38.51"S	72°30'37.48"O	PL07	15-dic-18	3-ene-19	19
PL	Nims	PL03	122	41°14'45.46"S	72°35'49.06"O	No GPS	17-dic-18	4-ene-19	18
PL	Nims	PL04	293.4	41° 2'38.98"S	71°55'16.14"O	PL07	16-dic-18	4-ene-19	19
PL	Nims	PL05	134	41°13'48.25"S	72°38'41.68"O		17-dic-18	4-ene-19	18
PL	Nims	PL06	100	41°15'52.09"S	72°47'50.06"O	No GPS	18-dic-18	4-ene-19	17
PL	Nims	PL07	101.1	41°13'46.93"S	72°43'21.94"O		18-dic-18	4-ene-19	17
PL	Nims	PL08	143	41° 6'41.65"S	72°17'37.18"O	No GPS	16-dic-18	4-ene-19	19
BA	Metronix	BA01	66	41°13'5.85"S	72°32'16.62"O		13-abr-19	15-abr-19	2
BA	Metronix	BA02	101	41°17'4.02"S	72°51'2.27"O		10-abr-19	12-abr-19	2
BA	Metronix	BA03	78	41°9'29.53"S	72°57'32.45"O		11-abr-19	13-abr-19	2
BA	Metronix	BA04	119	41°9'45.90"S	73°6'51.80"O		14-abr-19	16-abr-19	2
BA	Metronix	BA05	154	41°9'10.60"S	73°16'8.60"O		14-abr-19	16-abr-19	2
BA	Metronix	OC08	330	41° 7'42.72"S	72°25'33.12"O	Ver estudio (Zuñiga Armijo, 2019)			
BA	Metronix	OC14	558	41° 7'34.88"S	72°26'52.08"O				
BA	Metronix	OC20	438	41° 9'14.11"S	72°29'26.74"O				
BA	Metronix	OC09	757	41° 8'27.41"S	72°30'27.36"O				
BA	Metronix	OC19	326	41° 6'12.96"S	72°24'56.77"O				

Tabla A. 1 Información sobre las estaciones instaladas y/o usadas en este estudio

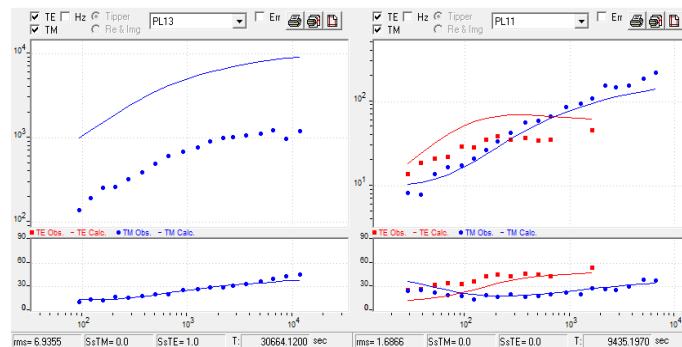
A.2. Curvas de resistividad y fase con ajuste del modelo 2D



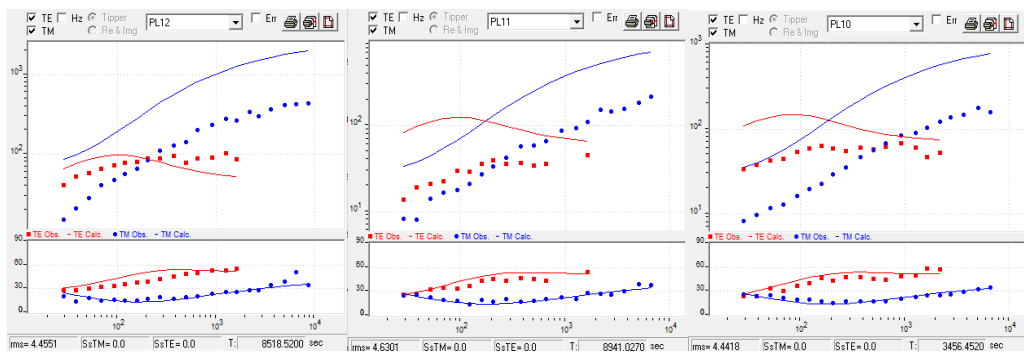


A.3. Curvas de resistividad y fase del análisis de sensibilidad para el modelo 2D

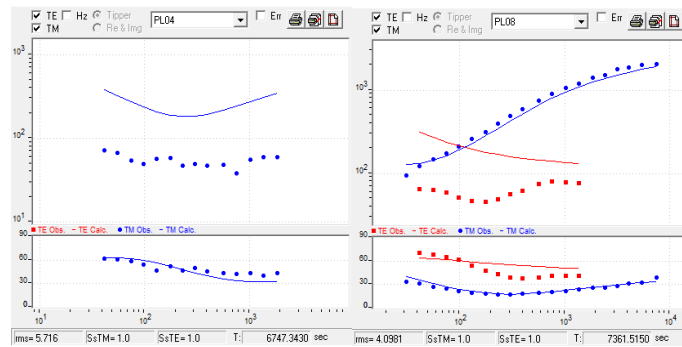
Resultado del análisis al cuerpo C1. Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo C1.



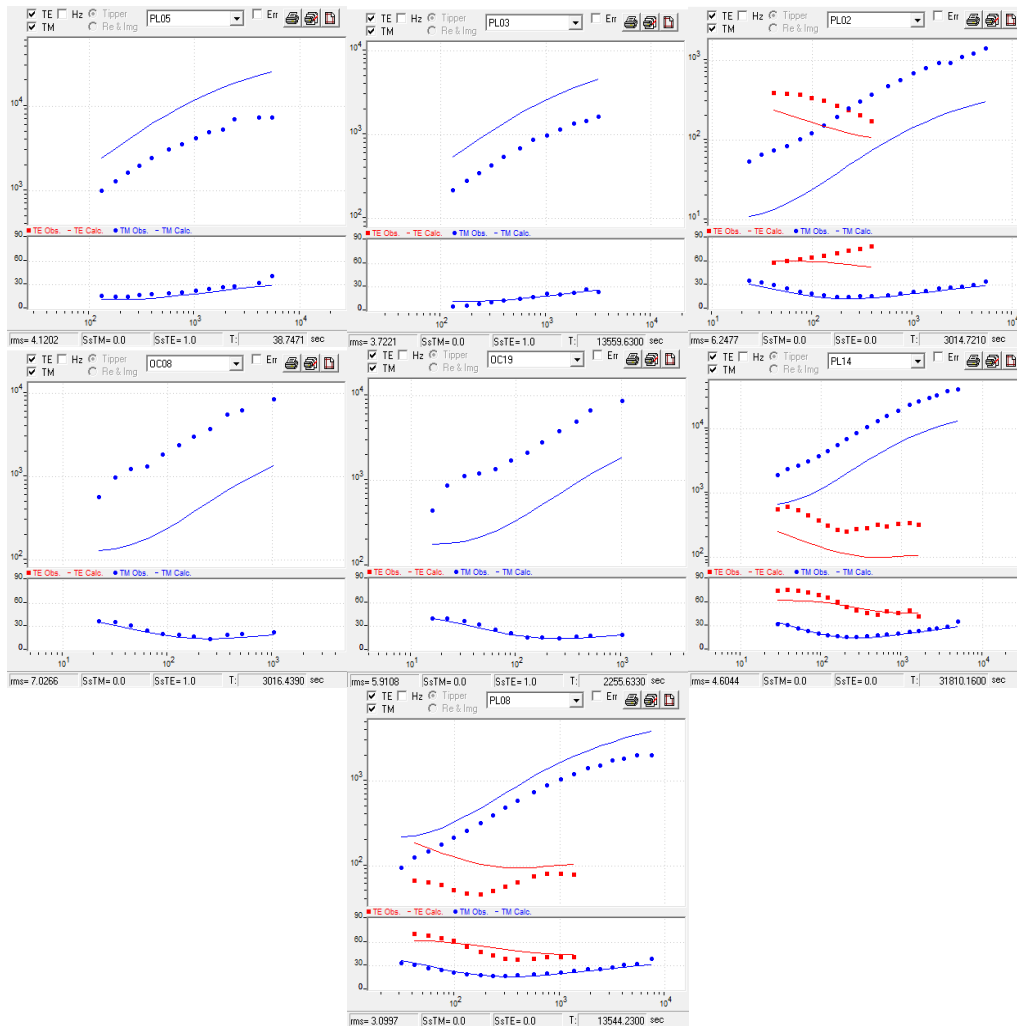
Resultado del análisis al cuerpo C2. Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo C2.



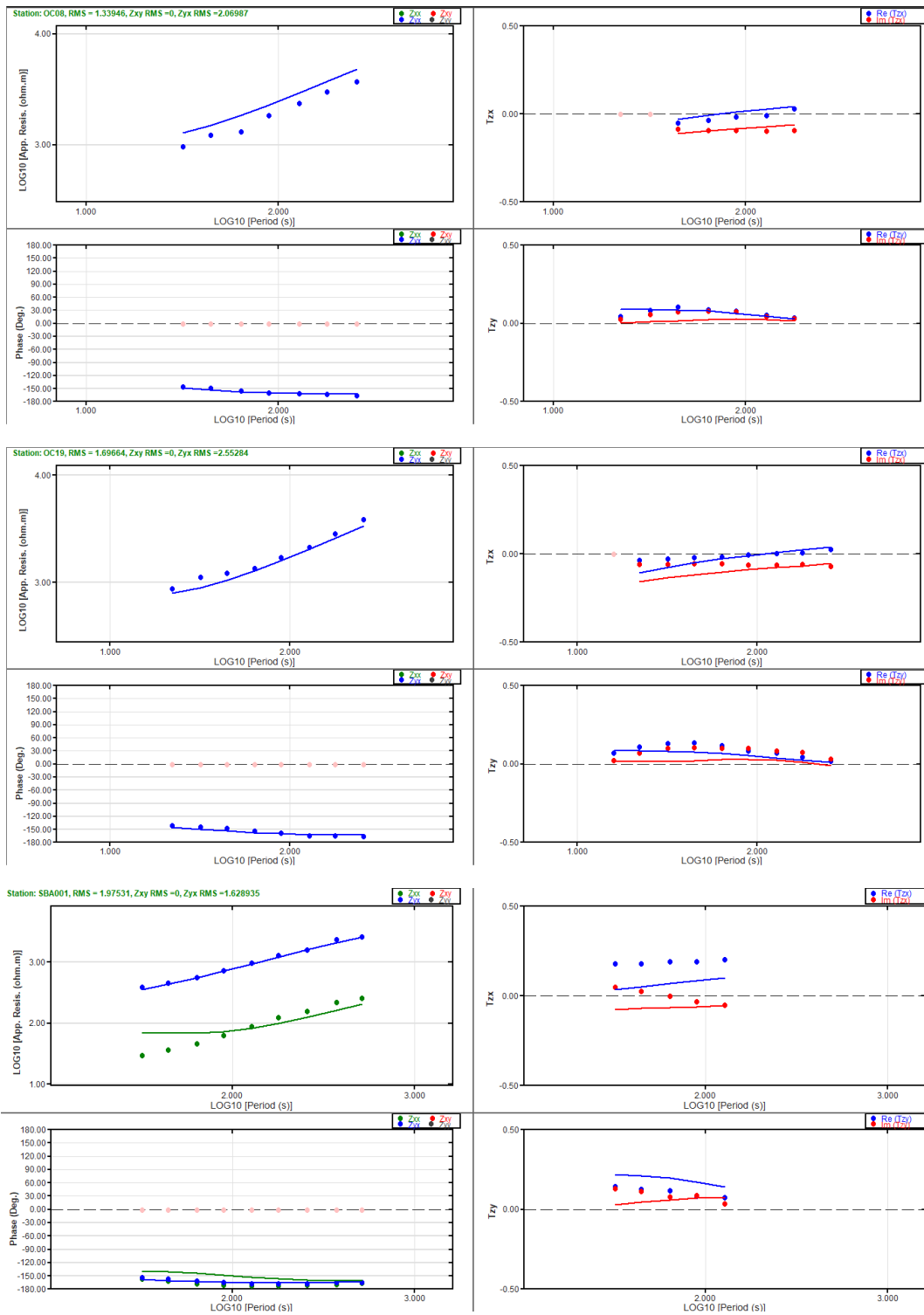
Resultado análisis al cuerpo C3. Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo C3.

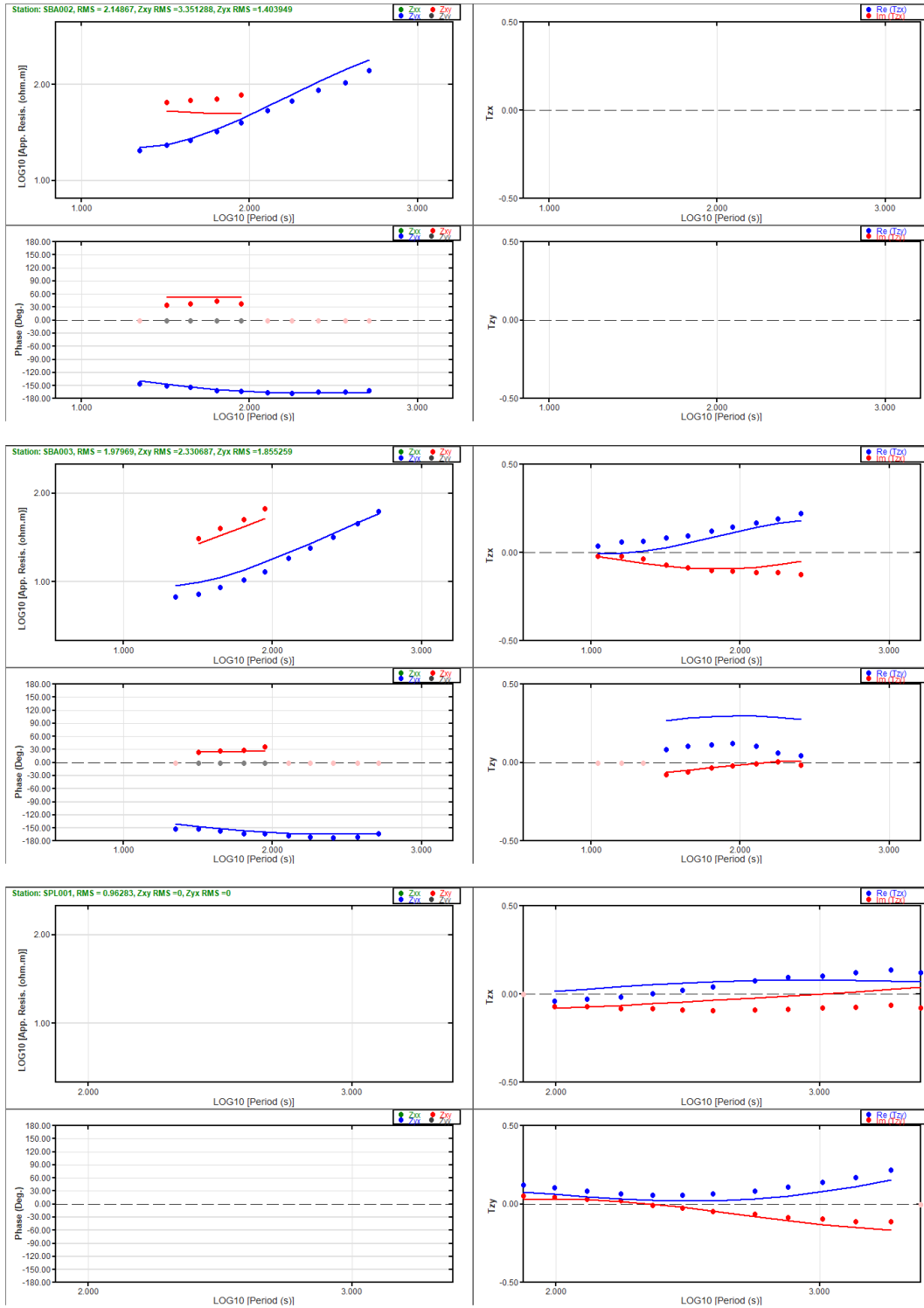


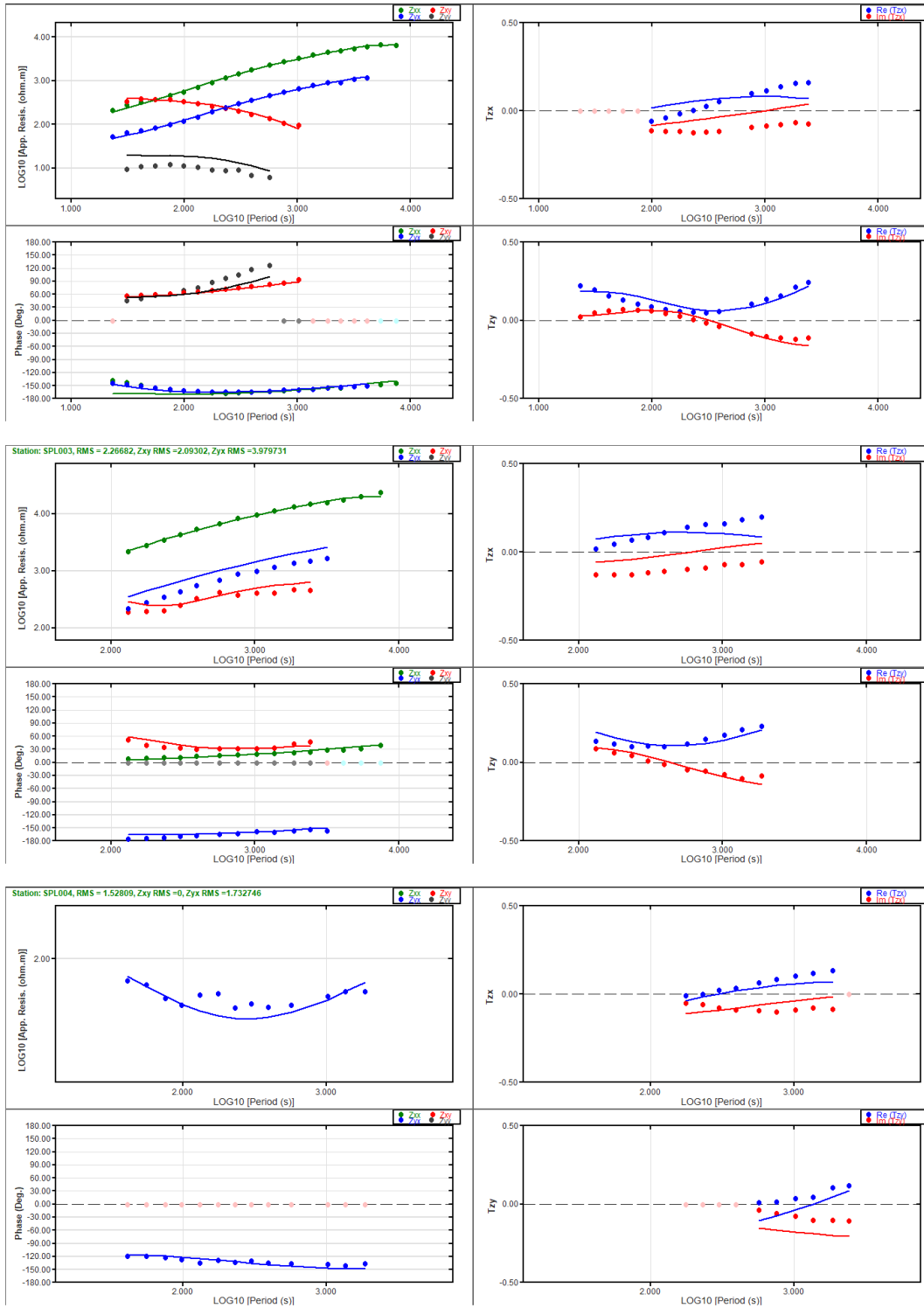
Resultado análisis al cuerpo R2, Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo R2.

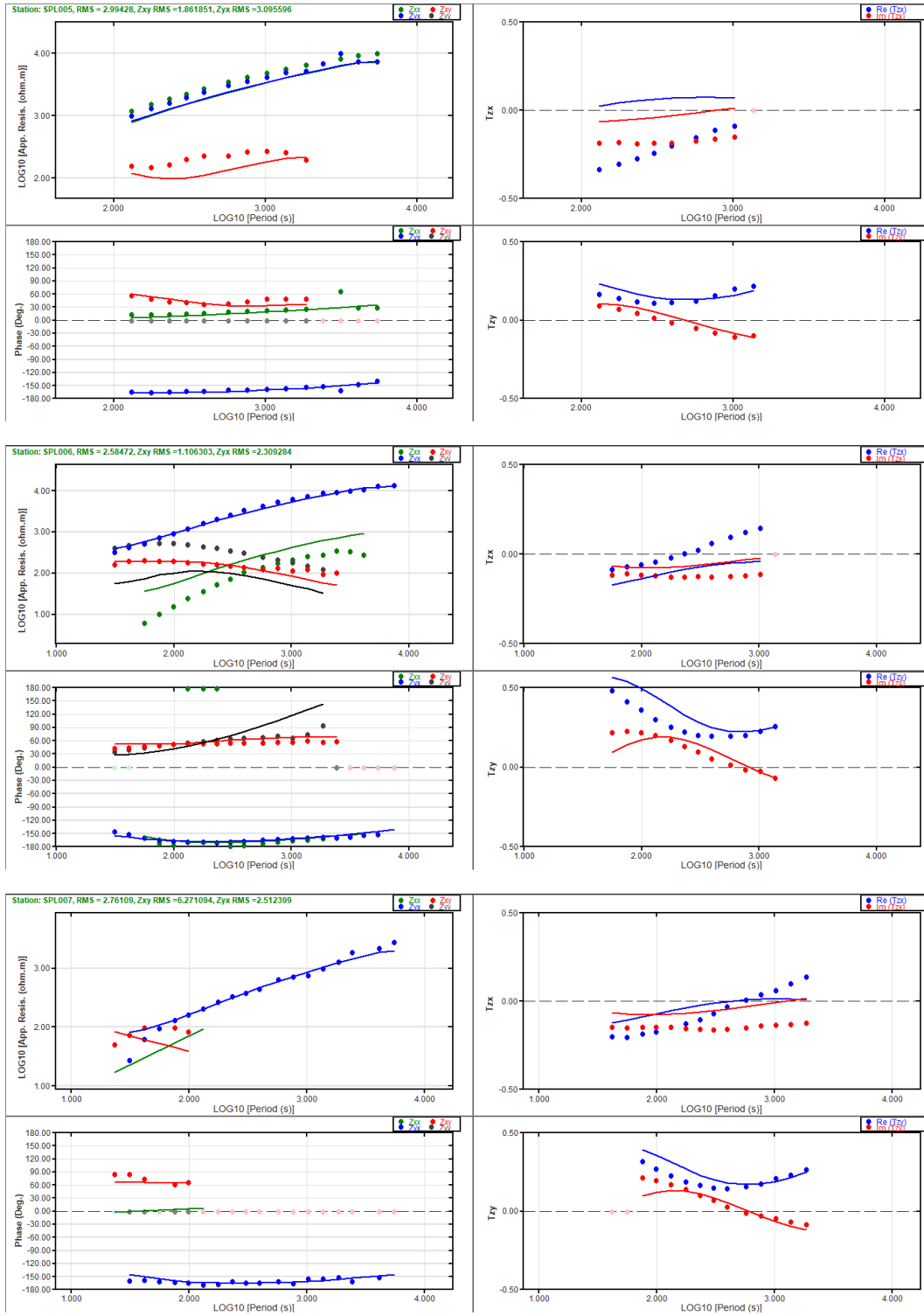


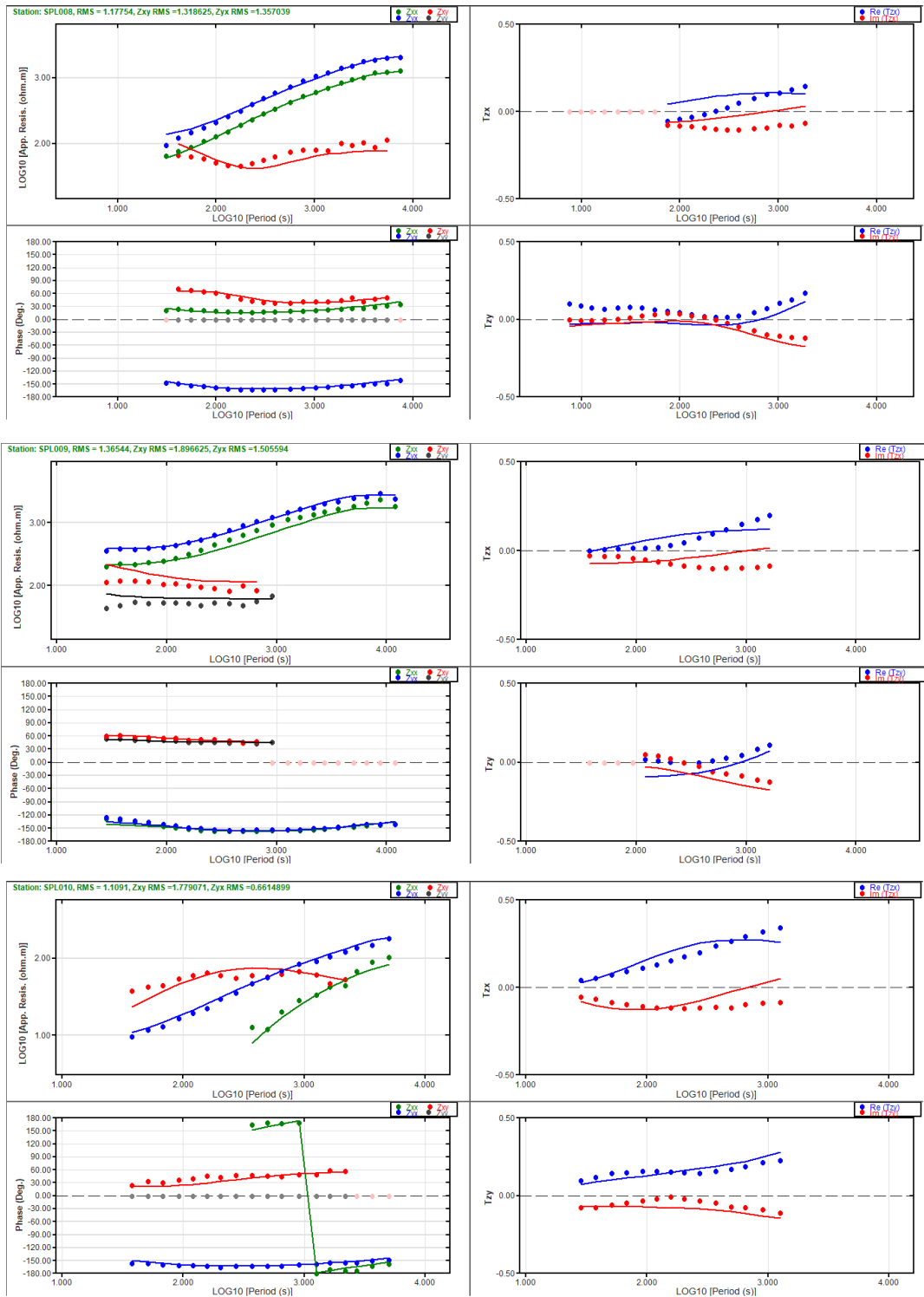
A.4. Curvas de resistividad y fase con ajuste del modelo 3D

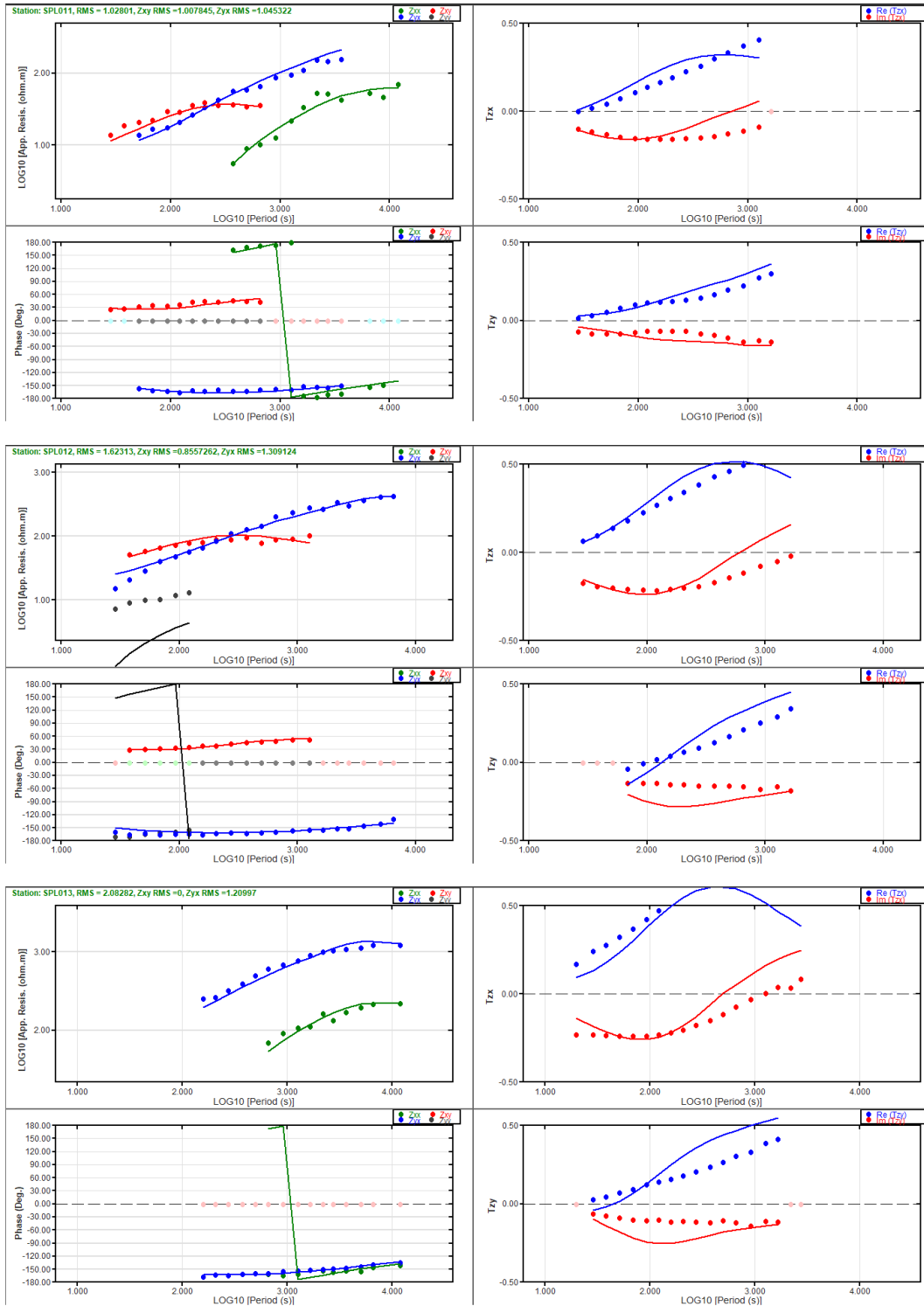


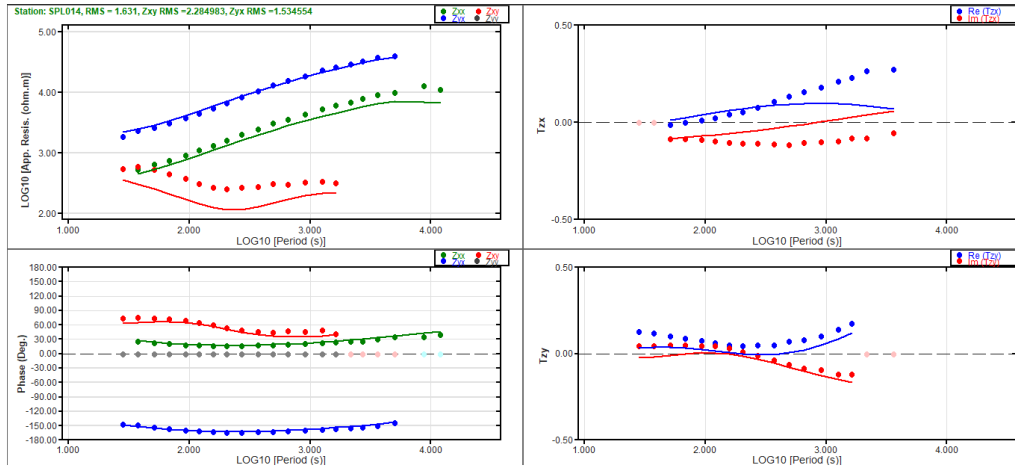






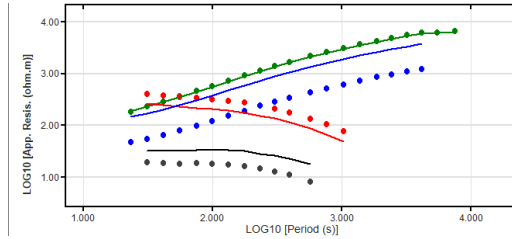






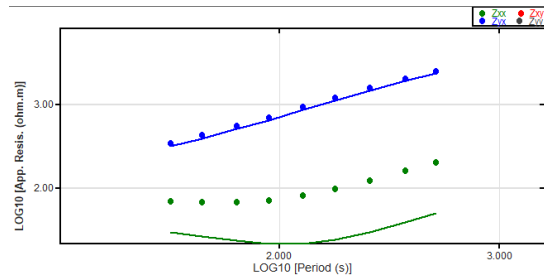
A.5. Curvas de resistividad del análisis de sensibilidad para el modelo 3D

Resultado del análisis al cuerpo C5. Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo C5.



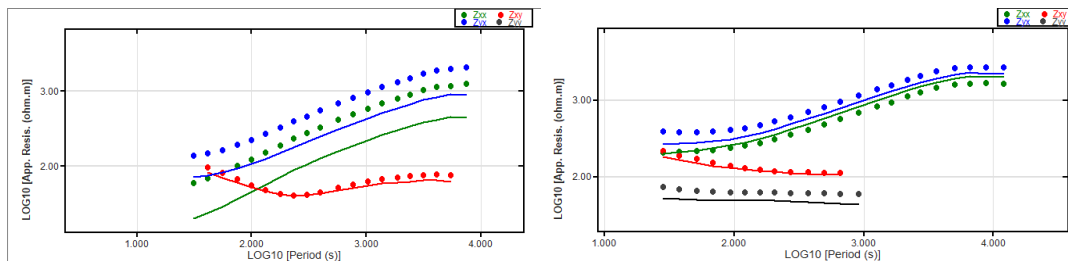
Estación PL02

Resultado del análisis al cuerpo C7. Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo C7.



Estación BA01

Resultado del análisis al cuerpo C6. Estaciones que se vieron afectadas al eliminar el cuerpo C6.



Estaciones PL08 - PL09