



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

ESTUDIOS MAGNETOTELÚRICOS EN DIFERENTES AMBIENTES DE LA ARGENTINA

Liliana Guevara

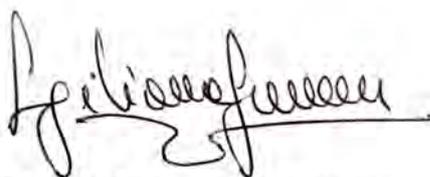
Directora: Dra. Alicia Favetto
Codirector: Dr. Fabio I. Zyserman

Tesis para obtener el grado académico de
Doctora en Geofísica

LA PLATA, ARGENTINA
- MARZO DE 2021 -
© LILIANA GUEVARA

ESTUDIOS MAGNETOTELÚRICOS EN DIFERENTES AMBIENTES DE LA ARGENTINA

Autora:



Geof. Liliana Guevara

Directores:



Dra. Alicia Favetto



Dr. Fabio I. Zyserman

Miembros del jurado:

Dra. Claudia Sainato

Dr. Jerónimo Ainchil

Dra. Patricia Martinelli

AINCHIL 2021.09.09
Jerónimo 18:29:45 -
Enrique 0300

Presidente del jurado Dr. Jerónimo Ainchil

A mi tío Jorge, quien la hubiese leído encantado

Agradecimientos

En primera instancia quiero agradecer a mi Directora Alicia Favetto, quien sin tener ninguna referencia sobre mi persona, me recibió como si me conociera de siempre y me permitió aventurarme en el mundo de los datos medidos. Quiero sumar al agradecimiento a mi Codirector Fabio Zyserman, ambos estuvieron para darme su apoyo cada vez que lo necesité. Y quiero incluir a Cristina Pomposiello, quien ha sido para mí como una tercera directora.

Agradezco a la gente del SEGEMAR, en particular a Alejandro Conde Serra, Raúl Seggiaro, Facundo Domingo Apaza y Cacho Baigorria. Aprovecho a sumar en este agradecimiento a Gabriel Giordanengo, con ellos he aprendido de lo que se tratan los viajes de campaña.

Quiero agradecer a Javier Soffiantini, Ernesto Brunetto, Daniel Mársico y Carlos Rape-la, quienes sin tener ningún compromiso, han respondido a mis inquietudes geológicas con pasión y entusiasmo. Y sumo a Abril Cereceda, gran geóloga que cada vez que tuve una duda estuvo para escucharme, aconsejarme y acompañarme.

A la gente del INGEIS, a la gente de Geofísica Aplicada y a la gente de la Gemela, gracias por brindarme un espacio para compartir desde charlas de trabajo hasta grandes almuerzos.

Finalmente, agradezco a mi familia y amigos, en particular a Franco, Abril, Florencia, Cecilia, Jimena, Matilde y Mariela... sin ellos no hubiese podido hacer el doctorado y menos terminarlo en pandemia.

Índice

Índice de figuras	x
Índice de tablas	xi
Resumen	xiv
1. El método magnetoteléurico	1
1.1. Introducción	1
1.2. Conceptos teóricos	3
1.2.1. Ecuación de inducción magnetoteléurica	3
1.2.2. Longitud de penetración	5
1.2.3. Tensor de impedancia, resistividad aparente y fase	6
1.2.4. Polarización E y polarización H	7
1.2.5. Vector de inducción	8
1.2.6. Tensor de conductividad	8
1.2.7. Distorsión galvánica y análisis de dimensionalidad	11
1.3. Modelado directo magnetoteléurico	13
1.4. Problema inverso magnetoteléurico	14
1.4.1. Inversión determinista	14
2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán	17
2.1. Motivación del área de estudio	17
2.2. Geología y estudios previos	19
2.3. Campañas de audiomagnetoteléurica	21
2.4. Análisis de dimensionalidad de los datos	22
2.5. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final	24
2.6. Resultados	27
2.7. Discusión e interpretación	27
3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa	33
3.1. Motivación del área de estudio	33
3.2. Geología y estudios previos	35
3.3. Campaña de audiomagnetoteléurica	38
3.4. Análisis de dimensionalidad de los datos	39
3.5. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final	40
3.6. Resultados	42
3.7. Discusión e interpretación	45

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O	49
4.1. Motivación del área de estudio	49
4.2. Geología de la región	50
4.3. Estudios geofísicos profundos previos	54
4.4. Campaña Magnetotelúrica	55
4.5. Análisis de dimensionalidad de los datos	55
4.6. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final	59
4.7. Resultados	65
4.8. Discusión e interpretación	66
4.9. Trabajo a futuro	70
5. Conclusiones	73
A. Representación de datos observados y predichos	77
A.1. Curvas de ajuste de Z_{xy} y Z_{yx} - Sudeste de la cuenca de Tucumán	77
A.2. Curvas de ajuste de Z - Bajo topográfico Socompa	81
A.3. Vector de inducción observado - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O	84
A.4. Curvas de ajuste de T - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O	86
A.5. Curvas de ajuste de Z - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O	88

Índice de figuras

2.1. Mapa topográfico del sudeste de la cuenca de Tucumán.	18
2.2. Mapa geológico del sudeste de la cuenca de Tucumán.	21
2.3. Imágenes de la adquisición de los datos AMT.	22
2.4. Elipses y ángulo de sesgo para las estaciones AMT registradas en el sudeste de la cuenca de Tucumán.	23
2.5. Modelos 3D finales considerando diferentes modelos de referencia inicial.	26
2.6. Representación del ajuste de las componentes Z_{xy} y Z_{yx} por cada estación y período.	26
2.7. Secciones S-N del modelo 3D final del sudeste de la cuenca de Tucumán.	28
2.8. Secciones O-E del modelo 3D final de la cuenca de Tucumán.	30
2.9. Cortes en profundidad del modelo 3D final de la cuenca de Tucumán.	31
3.1. Mapa geológico y topográfico de los alrededores del volcán Socompa y del bajo topográfico comprendido entre la laguna Socompa y la sierra de Caípe.	34
3.2. Imágenes del viaje de campaña.	39
3.3. Elipses y ángulo de sesgo para las estaciones AMT registradas en el bajo topográfico.	40
3.4. Representación del ajuste para cada componente del tensor de impedancia por estación y período.	41
3.5. (a) Secciones en la dirección O-E del modelo 3D final del bajo topográfico. (b) Cuerpos definidos por el modelo con resistividad menor a $10 \Omega\text{m}$	43
3.6. Validación de los cuerpos conductores definidos por el modelo 3D final.	44
3.7. Secciones en profundidad del modelo 3D final del bajo topográfico.	46
3.8. Modelo esquemático de la interpretación de los resultados para del bajo topográfico.	48
4.1. Mapa geográfico general del Cratón del Río de la Plata.	52
4.2. Mapa geográfico local mostrando la distribución de las estaciones MT registradas sobre el Cratón del Río de la Plata y los principales rasgos estructurales del área de estudio.	53
4.3. Ángulo de sesgo en escala de grises coloreando las elipses de las estaciones MT.	57
4.4. Análisis de dimensionalidad WALDIM por estación y período.	58
4.5. Modelos 3D finales obtenidos de considerar diferentes modelos de referencia iniciales.	60
4.6. Modelos 3D finales obtenidos a partir de la inversión de \mathbf{T} , \mathbf{Z} y $\mathbf{T} + \mathbf{Z}$ para los modelos de referencia iniciales MR1 y MR2.	62

ÍNDICE DE FIGURAS

4.7. Comparación de los modelos 3D finales que presentan las características geoelectricas más esperadas para la región de estudio.	64
4.8. Representación del ajuste para cada componente de \mathbf{Z} y de \mathbf{T} por estación y período.	66
4.9. Modelo 3D final de la región central del Cratón del Río de la Plata. . .	67

Índice de tablas

2.1. Información pertinente de los pozos cercanos a las estaciones AMT registradas en el sudeste de la cuenca de Tucumán.	30
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Resumen

En la presente Tesis se determina y describe la estructura geoelectrica de tres ambientes de la Argentina a partir del análisis e inversión de datos de campo magnetotelúricos. Los mismos no sólo responden a regiones con diferentes características geológicas, sino que también a diferentes escalas de profundidad. Se presentan los resultados de estudios realizados en el sudeste de la cuenca tucumana y en el bajo topográfico que contiene a la laguna Socompa, dos áreas de gran interés geotermal caracterizadas por diferentes fuentes de calor, origen del fenómeno observado. Para el estudio de ambas zonas los datos fueron adquiridos durante el doctorado con un equipo de audiomagnetotelúrica para la caracterización de los primeros cientos de metros de profundidad. El objetivo principal del estudio en el sudeste de la cuenca de Tucumán es la caracterización geoelectrica de la Formación Las Cañas de la cual se conoce, a partir de información de pozos, que contiene un acuífero termal. El modelo final obtenido a partir de la inversión 3D determina cuatro unidades eléctricas que fueron correlacionadas con la Formación Guasayán del Mioceno, las Formaciones India Muerta y Las Cañas del Plioceno y con la cubierta cuaternaria, respectivamente (Guevara y cols., 2020). Por su parte, el estudio realizado en el bajo topográfico Socompa tiene como objetivo la caracterización geoelectrica de las formaciones geológicas presentes, así como restringir en profundidad el reservorio de las aguas termales circulantes. El rasgo más distintivo determinado por el modelo 3D final es una capa de alta conductividad a los 400-500 m de profundidad, con al menos 200 m de espesor. La misma fue correlacionada con la Formación Vizcachera y parte del miembro inferior del complejo volcánico-sedimentario Quebrada del Agua. La falta de relevamientos geológicos de detalle, así como el ambiente en el que se encuentra el área analizada permiten proponer un acuífero profundo o una capa de arcilla desarrollada durante la actividad del Mioceno como las hipótesis principales para explicar su presencia. Finalmente, se presentan los resultados de la caracterización de la región central del Cratón del Río de la Plata. Los datos utilizados fueron registrados durante varias campañas llevadas a cabo entre los años 2001 y 2010 con equipos de largo período. El área se encuentra cubierta por los sedimentos de la cuenca Chaco-Paraná que impide determinar en superficie los rasgos estructurales asociados a los eventos que pudo haber sufrido el cratón, limitando el estudio de la región a técnicas indirectas. El modelo 3D final determina en el centro del perfil una menor resistividad a la esperada en un ambiente cratónico, asociada a la interacción del descenso de la placa de Nazca con la astenósfera, y dos anomalías de resistividad verticales de escala litosférica, que fueron interpretadas como zonas de cizalla precámbricas, una relacionada al lineamiento Transbrasiliano y otra con el límite oriental del Canal Central Paranaense.

Capítulo 1

El método magnetotelúrico

1.1. Introducción

La técnica magnetotelúrica (MT) es una técnica electromagnética pasiva que mide las fluctuaciones de los campos eléctrico (\mathbf{E}) y magnético (\mathbf{H}) en direcciones ortogonales en la superficie terrestre como un medio para estimar la resistividad eléctrica (o su inversa, la conductividad) de las estructuras de la Tierra. El rango de períodos en el que se registra la señal es de 10^{-4} a 10^5 s, lo que permite alcanzar profundidades desde los pocos metros hasta los cientos de kilómetros. Las mediciones magnetotelúricas se basan en una fuente de energía que se difunde a través de la Tierra y se disipa exponencialmente. Debido a que los campos electromagnéticos involucrados se propagan de forma difusiva, las mediciones producen sondeos de volumen, es decir, las funciones respuesta son promedios volumétricos del subsuelo.

Las señales con períodos entre 10^{-4} a 1 s son consideradas de corto período. El origen de la señal es la actividad meteorológica, como por ejemplo los rayos. Los esféricos de las regiones ecuatoriales altamente perturbadas por la descarga de rayos se propagan alrededor de la Tierra dentro de la guía de onda delimitada por su superficie y la ionósfera. Por otra parte, la interacción entre el viento solar y la magnetósfera y la ionósfera genera fluctuaciones electromagnéticas con períodos mayores a 1 s, dando origen a las señales de largo período que van de 1 a 10^5 s. El viento solar es un continuo flujo de plasma que radía protones y electrones que, al encontrarse con el campo magnético terrestre en la magnetopausa, son deflectados en direcciones opuestas, generando un campo eléctrico. El espectro de amplitud disminuye drásticamente para los períodos comprendidos entre 0.2 y 2 s, con su mínimo en 1 s. Este rango es conocido como la ‘banda muerta de la magnetotelúrica’ donde la disminución de la señal está relacionada con mecanismos de fuente inductiva, una efectiva alrededor de 1 s y la otra por debajo de 1 s, y se observa en las curvas MT como una reducción de la calidad del dato.

La resistividad eléctrica de los materiales de la Tierra varía entre 10^{-6} y 10^6 Ωm pero, debido al poder de resolución de las técnicas difusivas, la resistividad aparente observada en la superficie en general toma valores entre 1 y 10^4 Ωm (Jones, 1999). La temperatura, la presión, la porosidad, la permeabilidad, el fluido poral y el estado físico y químico son factores que influyen y hasta controlan la resistividad aparente de las rocas. Su caracterización geoelectrica, así como los principales factores que influyen sobre ésta, han sido ampliamente abordados (ver por ejemplo Bedrosian, 2007; Ussher y cols., 2000; Jones, 1999; Selway, 2018; Eaton y cols., 2009; Chave y Jones, 2012, entre otros). La conductividad es una propiedad de transporte que define la capacidad

1. El método magnetoteléxico

de un material de transportar corriente eléctrica. En la corteza y en el manto superior los mecanismos dominantes son la conducción electrónica y la conducción iónica, con electrones e iones como portadores de cargas libres, respectivamente (Jones, 1999). La conducción electrónica es el mecanismo dominante en la mayoría de los materiales sólidos y de particular interés en los estudios electromagnéticos es la conducción del grafito y de los sulfuros dado que son probables causas de anomalías conductivas en la corteza superior (Selway, 2018). Por su parte, la conducción iónica es el mecanismo dominante en fluidos, pero a grandes temperaturas (1100-1200°C) también es importante para el olivino (Jones, 1999). En particular, el agua salina es un electrolito de gran importancia en la corteza, los iones libres son obtenidos de la disolución de los iones constituyentes de la sal sólida al entrar en solución, dependiendo su conductividad de la concentración del mismo, pero también de la presión y de la temperatura. Por otro lado, en las regiones tectónicas activas cualquier fusión parcial generada por el aumento de la temperatura, la descompresión adiabática o es ascenso astenosférico, también actuará como conducción iónica (Simpson y Bahr, 2005). A profundidades del manto, la presencia de una pequeña cantidad de hidrógeno en minerales de silicato, como el olivino, los piroxenos y el granate, podría causar un aumento de la conductividad, donde el mecanismo de conducción se da mediante la difusión que requiere de las grandes temperaturas del manto litosférico para que la conducción sea importante (Selway, 2018).

Respecto de las regiones de la corteza con presencia de sistemas geotermales, son comunes los productos de alteración hidrotermal que incluyen a los minerales de arcillas. Es en estos últimos donde el mecanismo de conducción ocurre por portadores de cargas adicionales en la fase fluida adyacente a la superficie de los granos. Los minerales de arcillas tienen abundancia de cargas impuras que dan lugar a una carga superficial negativa que es contrarrestada con la adsorción de cationes sobre la superficie formando una doble capa eléctrica, con los cationes como portadores de carga para la conducción superficial (Chave y Jones, 2012). La doble capa eléctrica permite a los iones moverse a través del sistema con una viscosidad efectiva menor que en la fase fluida. Este mecanismo es de gran importancia cuando la conductividad de la fase fluida, la porosidad y la permeabilidad es baja (Bedrosian, 2007).

Los estudios de escala cortical y litosférica realizados en diferentes ambientes de la Tierra han permitido obtener estimaciones generales del comportamiento geoelectrico de las capas que la conforman. Luego, mientras que los cratones y la corteza continental fría y estable tienen asociados altas resistividades, la corteza continental inferior en general es eléctricamente conductiva. Por debajo, el manto litosférico representa una capa relativamente resistiva con valores aproximados de 10^3 - $10^5 \Omega\text{m}$, pero los valores estimados bajo la corteza continental inferior van de 80 a 200 Ωm , valor a su vez muy inferior a los $10^5 \Omega\text{m}$ determinados para el manto oceánico. La dificultad en detectar la resistividad del manto litosférico debajo del Moho, y hasta profundidades de unos 100 km, radica en que se encuentra entre dos capas conductivas, la corteza superior –altamente conductiva que actúa como pantalla– y la astenosfera eléctrica, pudiendo obtenerse sólo un límite mínimo para su valor (Jones, 1999). Por su parte, el límite litósfera-astenosfera (LAB) es definido eléctricamente como una capa que toma valores de resistividad en el rango de 5 a 25 Ωm y es consistente con las zonas de baja velocidad sísmica, característica que es explicada por la presencia de una pequeña cantidad de

agua que posiblemente induce a un derretimiento parcial (Eaton y cols. 2009). Por debajo, la astenósfera eléctrica es definida con una baja resistividad con valores típicos que varían entre 10 y 100 Ωm (Unsworth 2015). La conductividad aparente en el manto está controlada principalmente por la temperatura y la composición y puede aumentar drásticamente por la presencia de una fase conductora interconectada como el material fundido o el grafito, que suele ser una componente menor de la matriz de la roca (Eaton y cols. 2009).

1.2. Conceptos teóricos

1.2.1. Ecuación de inducción magnetotelúrica

En esta subsección, los conceptos presentados siguen la descripción de (Simpson y Bahr 2005).

Las ecuaciones de difusión que gobiernan la inducción electromagnética son obtenidas de las siguientes consideraciones:

- Los campos electromagnéticos están gobernados por las leyes de Maxwell.
- La Tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa o la absorbe.
- Todos los campos pueden ser tratados como conservativos y analíticos lejos de sus fuentes.
- Los campos electromagnéticos naturales utilizados, generados por sistemas de corrientes ionosféricas a gran escala y que se encuentran relativamente lejos de la superficie de la Tierra, pueden ser tratados como ondas electromagnéticas uniformes y de polarización plana que inciden en la Tierra con una incidencia casi vertical.
- No se espera que la acumulación de cargas libres se produzca en una Tierra estratificada. En una Tierra con heterogeneidades resistivas las cargas pueden acumularse a lo largo de las discontinuidades. Esto genera un fenómeno no inductivo conocido como distorsión galvánica.
- Hay conservación de la carga y la Tierra se comporta como un conductor óhmico obedeciendo la relación $\mathbf{j} = \sigma\mathbf{E}$ (Ley de Ohm), donde \mathbf{j} es la densidad de corriente total, σ es la conductividad del medio y \mathbf{E} es el campo eléctrico.
- El campo de desplazamiento eléctrico es cuasi-estacionario para los períodos de sondeo MT. Por lo tanto, las corrientes de desplazamiento que varían con el tiempo y que surgen de los efectos de polarización, son insignificantes comparadas con las corrientes de conducción que varían con el tiempo, lo que promueve el tratamiento de la inducción electromagnética en la Tierra como un proceso puramente difusivo.
- Cualquier variación en las permitividades eléctricas y permeabilidades magnéticas de las rocas se supone insignificante en comparación con las variaciones de la conductividad efectiva de la roca.

1. El método magnetotelúrico

Una onda plana es aquella que se propaga normal a un plano en el cual los campos son constantes. Para ondas electromagnéticas planas, los campos \mathbf{E} y \mathbf{B} , con amplitudes en el origen \mathbf{E}_0 y \mathbf{B}_0 , frecuencia angular ω y longitud de onda $\lambda = 2\pi k/\omega$ (con k número de onda), toman la forma:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t - kz}, \quad (1.1)$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 e^{i\omega t - kz}. \quad (1.2)$$

La hipótesis de onda plana es fundamental en el método MT porque implica la invariabilidad temporal de la fuente. Es generalmente válida para latitudes medias, no así en regiones polares y ecuatoriales donde perturbaciones en la fuente por los sistemas de corrientes de electrojets auroral y ecuatorial son frecuentes.

El comportamiento del campo electromagnético a cualquier frecuencia queda totalmente descrito por las ecuaciones de Maxwell. Para un medio polarizable y magnetizable se pueden expresar como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad (1.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, \quad (1.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (1.5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta_f, \quad (1.6)$$

con el campo eléctrico, \mathbf{E} , expresado en $[\text{Vm}^{-1}]$, la inducción magnética, \mathbf{B} , en T y la intensidad de campo magnético, \mathbf{H} , en $[\text{Am}^{-1}]$; y donde \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico $[\text{Cm}^{-2}]$, \mathbf{j}_f es la densidad de corriente debido a las cargas libres $[\text{Am}^{-2}]$ y η_f es la densidad de carga eléctrica debido a las cargas libres $[\text{Cm}^{-3}]$.

Haciendo uso de las consideraciones planteadas, en particular la relacionada a las corrientes de desplazamiento, la ecuación [1.4](#), que representa la Ley de Ámpere, se reduce a:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f. \quad (1.7)$$

Por otro lado, para un medio lineal e isótropo, las relaciones entre la inducción y la intensidad magnética y entre el desplazamiento y el campo eléctrico pueden expresarse respectivamente como:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (1.8)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}. \quad (1.9)$$

Para relevamientos magnetotelúricos, la variación de la permitividad eléctrica, ϵ , y de la permeabilidad magnética, μ , de las rocas son despreciables comparadas con las variaciones de la conductividad efectiva de las mismas. Luego, son considerados los valores de espacio libre, $\epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ Fm}^{-1}$ y $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$.

Las ecuaciones de Maxwell pueden ser reescritas a partir de considerar las ecuaciones [1.8](#), [1.9](#) y la Ley de Ohm, lo que conduce a:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad (1.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E}, \quad (1.11)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (1.12)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\eta_f}{\epsilon_0}, \quad (1.13)$$

con la conductividad está expresada en [Sm−1]. Si se asume que dentro de la Tierra no hay fuente de corrientes, y para el caso de un semiespacio homogéneo, es decir $\nabla \sigma = 0$, se tendrá que

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{j} &= \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0, \\ \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) &= \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + \mathbf{E} \nabla \sigma = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E}, \end{aligned}$$

relaciones que permiten determinar que la ecuación 1.13 es nula. Estas consideraciones son también válidas para una Tierra estratificada lo que da lugar sólo a componentes del campo eléctrico horizontales. Para una distribución de conductividad que varía en la dirección vertical y en una de las direcciones horizontales, la divergencia del campo eléctrico paralelo a la componente de la conductividad también será nula y sólo tendrá lugar la componente del campo eléctrico que varía en dicha dirección horizontal.

Dentro de la Tierra, de acuerdo con la Ley de Faraday, un campo magnético que varía en el tiempo induce un campo eléctrico, que a su vez, de acuerdo con la Ley de Ámpere, induce un campo magnético secundario. A partir de tomar rotor a la ecuación 1.10 o 1.11, se obtiene la ecuación de difusión en términos de un campo eléctrico que varía en el tiempo y de la cual puede extraerse información sobre la conductividad de la Tierra. Haciendo uso de identidades vectoriales, tomando rotor de la ley de Faraday, sustituyéndola en la ley de Ámpere y considerando una Tierra para la cual $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$ se obtiene finalmente la ecuación de difusión:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega \mu_0 \sigma \mathbf{E}, \quad (1.14)$$

donde se ha considerado $\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t - kz}$. De forma análoga, para la inducción magnética se tiene:

$$\nabla^2 \mathbf{B} = i\omega \mu_0 \sigma \mathbf{B}, \quad (1.15)$$

con $\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 e^{i\omega t - kz}$.

En el aire, $\sigma \rightarrow 0$. Luego, la capa de aire no interfiere entre los campos fuente generados en la ionósfera y la superficie terrestre donde inciden normalmente.

1.2.2. Longitud de penetración

La longitud de penetración, o más comúnmente conocida como «skin depth», puede ser estimada a partir de considerar a la Tierra como un semiespacio homogéneo de conductividad σ en el cual incide una onda plana. Su expresión es:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma} \right)^{1/2} \approx 503 \sqrt{\rho T} \quad \text{en unidades internacionales}, \quad (1.16)$$

1. El método magnetotelúrico

donde ρ es la resistividad del medio, T es el período y δ tiene dimensiones de longitud. Como puede observarse, la longitud de penetración tiene una dependencia inversa con la conductividad del semiespacio y con la frecuencia, o lo que es análogo, tiene una relación directa con la resistividad y el período. Luego, a partir del rango de períodos entre 10^{-4} y 10^5 s en el que opera la técnica magnetotelúrica y considerando que la corteza y el manto superior típicamente toman valores de resistividad entre 10 y 10000 Ωm , se obtienen valores para la longitud de penetración que van desde los 50 m hasta los 500 km, lo que permite caracterizar desde estructuras superficiales hasta el manto superior.

1.2.3. Tensor de impedancia, resistividad aparente y fase

Los campos eléctrico \mathbf{E} y magnético \mathbf{H} naturales medidos en direcciones ortogonales sobre la superficie de la Tierra pueden relacionarse mediante el tensor de impedancia, \mathbf{Z} :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad \text{o} \quad \mathbf{E} = \mathbf{ZH}. \quad (1.17)$$

Las componentes de la diagonal del tensor, Z_{xx} y Z_{yy} , se obtienen de la relación de los campos eléctrico y magnético paralelos entre sí, mientras que las componentes fuera de la diagonal, Z_{xy} y Z_{yx} , se obtienen a partir de las componentes ortogonales de los mismos. El tensor de impedancia debe permanecer sin grandes variaciones en el tiempo si se considera que la conductividad eléctrica de la estructura de la Tierra no cambia y que la relación señal-ruido es buena.

La impedancia es un tensor de segundo rango complejo, por lo cual cada componente Z_{ij} para $i, j = x, y$, posee magnitud y fase, o lo que es análogo, resistividad aparente y fase:

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2, \quad (1.18)$$

$$\phi_{ij} = \text{arctg} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Real}(Z_{ij}(\omega))} \right), \quad (1.19)$$

donde Real es la parte real e Im es la parte imaginaria de las componentes del tensor, respectivamente. Por otra parte, al ser un tensor, contiene información sobre la dimensionalidad y la dirección de las estructuras del subsuelo. Para una Tierra unidimensional (1D), en la cual la conductividad sólo varía con la profundidad, las componentes de la diagonal del tensor son nulas y las componentes fuera de la diagonal son iguales en magnitud y de signos opuestos, es decir:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{y} \quad Z_{xy} = -Z_{yx}.$$

Para una Tierra bidimensional (2D), en la cual la conductividad varía tanto en profundidad como en una de las direcciones horizontales, Z_{xx} y Z_{yy} son iguales en magnitud y de signos opuestos, mientras que las componentes Z_{xy} y Z_{yx} son distintas:

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \quad \text{y} \quad Z_{xy} \neq Z_{yx}.$$

En particular, para una Tierra 2D con uno de los ejes cartesianos horizontales orientado a lo largo del rumbo geoelectrico, las componentes Z_{xx} y Z_{yy} resultan nulas. Sin embargo, la presencia de distorsión galvánica o de inducción causada por heterogeneidades tridimensionales, o ambas, puede dificultar determinar dicha dirección. Finalmente, para una Tierra tridimensional (3D), en la cual la conductividad varía en profundidad y en las direcciones horizontales, todas las componentes del tensor son diferentes entre sí.

En general, la dimensionalidad evidenciada por los datos es dependiente de la escala. Por ejemplo, si se considera una anomalía 3D en un semiespacio, para relevamientos de corto período en los cuales la longitud de penetración es menor comparada con la menor dimensión de la anomalía, la dimensionalidad será 1D, pero a medida que aumenta el período, la respuesta inductiva se extenderá lo suficiente y abarcará al menos un borde de la anomalía y la dimensionalidad será 2D. Si se sigue aumentando el período, todos los bordes de la anomalía serán considerados y la dimensionalidad será 3D. Pero para períodos lo suficientemente largos tal que la longitud de penetración sea mucho mayor que la anomalía, la respuesta inductiva de la misma será débil pero la respuesta no inductiva persistirá, dando lugar a la distorsión galvánica (ver Subsección 1.2.7).

1.2.4. Polarización E y polarización H

Para un modelo de Tierra ideal bidimensional con una discontinuidad vertical a lo largo de la dirección preferencial x (rumbo), tal que a ambos lados de la misma la conductividad varíe, las ecuaciones 1.10 y 1.11 (Ley de Ámpere y Ley de Faraday, respectivamente) pueden ser desacopladas en dos modos independientes. Para un cuerpo de extensión infinita (o con una longitud mucho mayor que la longitud de penetración) no hay a lo largo del rumbo variaciones en el campo ($\frac{\partial}{\partial x} = 0$). Los campos eléctrico y magnético son mutuamente ortogonales: un campo eléctrico paralelo a la dirección del rumbo induce un campo magnético con componente horizontal sólo perpendicular a la dirección del rumbo y en el plano vertical (polarización **E**), mientras que un campo magnético paralelo a la dirección del rumbo induce sólo un campo eléctrico perpendicular a la dirección del rumbo y en el plano vertical (polarización **H**).

La polarización **E** también es conocida como transverso-eléctrica y describe las corrientes que fluyen en la dirección del rumbo en términos de las componentes de los campos E_x , H_y y H_z :

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = \mu_0 \frac{\partial H_z}{\partial t} = i\omega\mu_0 H_z, \quad (1.20)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = \mu_0 \frac{\partial H_y}{\partial t} = -i\omega\mu_0 H_y, \quad (1.21)$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x. \quad (1.22)$$

La polarización **H**, también llamada transverso-magnética, describe las corrientes que fluyen perpendicularmente a la dirección del rumbo geoelectrico (dirección y) en términos de las componentes H_x , E_y y E_z :

$$\frac{\partial H_x}{\partial y} = \sigma E_z, \quad (1.23)$$

$$-\frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y, \quad (1.24)$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega\mu_0 H_x. \quad (1.25)$$

Finalmente, cabe destacar que el principio físico que gobierna la inducción en la discontinuidad (dirección y) es la conservación de la corriente, es decir, la componente normal de la densidad de corriente debe conservarse a ambos lados de la discontinuidad. Luego, el cambio de conductividad demanda que el campo E_y también deba ser discontinuo. Todas las demás componentes del campo electromagnético serán continuas. Así, el modo TM está influenciado principalmente por la acumulación de carga eléctrica en las discontinuidades y en los gradientes de conductividad. Por lo tanto, tiende a resolver las variaciones de resistividad laterales mejor que el modo TE, que es puramente inductivo. Éste tiene también asociado un campo magnético vertical que se genera por los gradientes de resistividad laterales y , por lo tanto, también aporta información acerca de los mismos.

1.2.5. Vector de inducción

El vector de inducción permite relacionar la componente vertical y las componentes horizontales del campo magnético. Las componentes horizontales son proyectadas contra el plano vertical mediante la relación:

$$H_z(\omega) = (T_{zx}(\omega) \quad T_{zy}(\omega)) \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}. \quad (1.26)$$

El campo magnético vertical es generado por gradientes laterales de conductividad. Luego, los vectores de inducción pueden ser utilizados para determinar su presencia. En particular, en una Tierra 2D los vectores de inducción están orientados perpendicularmente a los límites de contraste de conductividad y su magnitud es proporcional a la intensidad de la concentración de corriente anómala, que a su vez es determinada por la magnitud del gradiente o discontinuidad de conductividad. Los vectores pueden ser de forma tal que apunten hacia las concentraciones de corriente anómalas (convención de Parkinson) o alejándose de las mismas (convención de Wiese).

1.2.6. Tensor de conductividad

En medios homogéneos e isotrópos la conductividad eléctrica σ es un escalar y la densidad de corriente \mathbf{j} es paralela a la dirección del campo eléctrico \mathbf{E} . Sin embargo, en medios como formaciones geológicas con capas de diferentes materiales sedimentarios, la conductividad eléctrica en la dirección paralela a las capas puede ser diferente a la conductividad en la dirección perpendicular a las mismas, permitiendo a la corriente fluir más fácilmente en una dirección que en otra. Cuando la conductividad eléctrica

depende de la dirección del campo eléctrico el subsuelo es considerado un conductor anisótropo en el cual, que \mathbf{E} y \mathbf{j} sean paralelos se restringe a las tres direcciones mutuamente ortogonales de \mathbf{E} .

La anisotropía de la conductividad eléctrica es esencialmente un factor de escala. Aún si la conductividad es isotrópica, a escala macroscópica se convertirá en anisótropa si una dirección preferencial, como por ejemplo estatificación o laminación, existe en el volumen promedio. La anisotropía estructural debe ser distinguida de la anisotropía intrínseca causada por inhomogeneidades que pueden existir a menor escala (Weidelt y cols., 1999). Asumir anisotropía estructural refleja una incapacidad innata de la técnica para reconocer adecuadamente la estructura en la microescala. El origen de la anisotropía eléctrica macroscópica es el resultado de promediar espacialmente el campo sobre regiones donde la conductividad isotrópica tiene orientaciones preferenciales en la microescala. Para un volumen con una composición dada de conductores isotrópicos de conductividad conocida, la teoría de la homogeneización proporciona estimaciones de la anisotropía alcanzable considerando todas las posibles conexiones eléctricas de los constituyentes (Chave y Jones 2012). Aunque la anisotropía macroscópica puede ser modelada por modelos 3D isotrópicos suficientemente refinados, su consideración es útil para modelos 3D que sin embargo pueden ser también modelados considerando cuerpos conductores anisótropos 2D.

La característica principal de datos que responden a estructuras con anisotropía bidimensional es que las componentes diagonales del tensor de impedancia dominan sobre las componentes fuera de la diagonal y que la fase de las componentes principales salen de su cuadrante natural (Martí 2014). El efecto del corrimiento de fase es una consecuencia de la continuidad de densidad de corriente normal a ambos lados del contacto que separa dos medios de diferente conductividad. Como fue descrito en la Subsección 1.2.4, si se considera un modelo bidimensional con rumbo en la dirección x , un cambio de conductividad demanda que el campo E_y sea discontinuo a ambos lados del contacto, y para una conductividad escalar, sólo se verá afectada la amplitud pero no la fase. Si en cambio el medio es anisótropo, la conductividad es un tensor y, excepto que la anisotropía esté alineada con los ejes de medición, en general no sólo se verá afectada la amplitud del campo E_y , sino que también su fase, siendo posible que salga de su cuadrante natural.

En un medio anisótropo la Ley de Ohm toma la forma $\mathbf{j} = \bar{\sigma} \mathbf{E}$, donde $\bar{\sigma}$ es el tensor de conductividad de segundo rango:

$$\bar{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}, \quad (1.27)$$

en un sistema de coordenadas cartesianas (x, y, z) con \mathbf{z} positivo hacia abajo. El tensor de conductividad tiene las siguientes propiedades:

- Es simétrico: esta propiedad se cumple mientras el campo magnético no juegue un rol en el proceso de conducción. La simetría se sostiene para la conducción puramente óhmica que ocurre dentro de la Tierra.
- Es definido positivo. Esto es requerido para asegurar que la disipación de energía $1/2(\mathbf{E}^* \cdot \bar{\sigma} \cdot \mathbf{E})$ (donde $*$ denota el complejo conjugado), sea no negativa. Como

1. El método magnetotelúrico

consecuencia, el ángulo entre \mathbf{E} y \mathbf{j} debe ser menor que 90° .

La interpretación de los elementos fuera de la diagonal del tensor de conductividad es que ellos describen el flujo de corriente perpendicular a la dirección del campo eléctrico aplicado. Por ejemplo, el elemento σ_{xy} describe el flujo de corriente en la dirección x debido a un campo eléctrico aplicado en la dirección y . Éste puede indicar una desviación de la dirección del rumbo regional de los ejes horizontales de anisotropía, denominada anisotropía de rumbo. Los elementos σ_{xz} y σ_{yz} describen el flujo de corriente en la dirección x e y debido a un campo eléctrico aplicado en la dirección z y denotan anisotropía de buzamiento.

Desde el punto de vista matemático, una matriz real simétrica es diagonalizable por matrices ortogonales. Es decir, siempre es posible encontrar un nuevo sistema de coordenadas en el cual el tensor es diagonal y sus elementos son los valores principales:

$$\bar{\sigma}' = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix}. \quad (1.28)$$

Aquí σ_x , σ_y y σ_z son las conductividades correspondientes al sistema de ejes principales. Como el tensor de conductividad es definido positivo, los valores principales deben ser todos positivos. Al procedimiento mediante el cual el tensor es llevado a su forma diagonal se lo conoce como transformación de ejes principales y puede expresarse como:

$$\bar{\sigma}' = \mathbf{A}^{-1}\bar{\sigma}\mathbf{A} = \mathbf{A}^T\bar{\sigma}\mathbf{A}, \quad (1.29)$$

donde $\bar{\sigma}'$ es el tensor diagonal y \mathbf{A} es una matriz ortogonal y construye el nuevo sistema de coordenadas. \mathbf{A}^T y \mathbf{A}^{-1} son las matrices transpuesta e inversa de \mathbf{A} , respectivamente, que por ser \mathbf{A} ortogonal, son idénticas. Los ejes principales y los valores principales puede ser obtenidos a partir de los autovalores y los autovectores de $\bar{\sigma}$.

La matriz \mathbf{A} puede descomponerse mediante tres rotaciones elementales determinadas por los ángulos de Euler α , β y γ . Es decir, $\mathbf{A} = \mathbf{R}(\alpha_S)\mathbf{R}(\alpha_D)\mathbf{R}(\alpha_L)$, donde \mathbf{R} representa la matriz de rotación. Para la descomposición, primero se rota un ángulo α_S respecto del eje z (esto causa que x e y se muevan a una nueva orientación y z permanezca inalterado). La segunda rotación con ángulo α_D es respecto del nuevo x (llevando a los ejes y y z a una nueva posición). Finalmente la tercera rotación rota un ángulo α_L respecto del nuevo z (llevando a sus posiciones finales a los ejes x e y). Luego,

$$\bar{\sigma}' = \mathbf{R}_z^T(\alpha_L)\mathbf{R}_x^T(\alpha_D)\mathbf{R}_z^T(\alpha_S)\bar{\sigma}\mathbf{R}_z(\alpha_S)\mathbf{R}_x(\alpha_D)\mathbf{R}_z(\alpha_L). \quad (1.30)$$

Así, a partir de tres valores principales y tres ángulos, el tensor de conductividad queda unívocamente definido:

$$\bar{\sigma} = \mathbf{R}_z(\alpha_S)\mathbf{R}_x(\alpha_D)\mathbf{R}_z\alpha_L\bar{\sigma}'\mathbf{R}_z^T(\alpha_L)\mathbf{R}_x^T(\alpha_D)\mathbf{R}_z^T(\alpha_S). \quad (1.31)$$

Si bien las propiedades eléctricas del subsuelo quedan totalmente descritas a partir del tensor de conductividad, es difícil interpretar como luce espacialmente. Empleando los ángulos de Euler, una conductividad anisótropa arbitraria puede ser especificada por los tres valores principales, que describen la resistividad eléctrica del subsuelo en

las direcciones principales, y los tres ángulos, que representan la orientación espacial de dichas direcciones respecto de un sistema de coordenadas predefinido. Aunque no es sencillo descomponer la matriz de rotación en los ángulos de Euler y la solución no es necesariamente única, la combinación de invariantes y ángulos proporciona una forma fácil de entender las propiedades anisótropas del subsuelo.

1.2.7. Distorsión galvánica y análisis de dimensionalidad

En la presente subsección, así como durante la Tesis, se referirá con distorsión galvánica a un tipo particular de ésta que afecta a la resistividad aparente, causando un desplazamiento constante de la misma, pero no a la fase, conocida en la literatura como «static shift».

Las heterogeneidades conductivas superficiales así como la topografía distorsionan la respuesta electromagnética de las estructuras regionales. A medida que aumenta el período los efectos inductivos producidos por las estructuras superficiales decrecen y se hacen despreciables frente a la respuesta inductiva de las estructuras regionales (Jiracek 1990). Luego, para períodos mayores a un mínimo, que dependerá de la longitud de escala, la geometría y la conductividad de los cuerpos involucrados, la distorsión producida en los campos regionales se vuelve independiente del período. Este tipo de distorsión es conocida como distorsión galvánica, donde las heterogeneidades superficiales, al no generar una respuesta inductiva, son consideradas estructuras de menor escala que la de resolución y son el principal problema en la inversión de las estimaciones del tensor de impedancia (Booker 2014).

Cuando el flujo de corriente regional fluye a través de una heterogeneidad se produce una acumulación de cargas en la superficie de la misma que afecta la amplitud de las componentes horizontales del campo eléctrico pero no a las del campo magnético, que sólo se ven afectadas cuando la densidad de corriente es muy significativa. La distorsión producida genera un desplazamiento constante de la resistividad aparente pero no afecta a la fase.

Con el objetivo de calcular la dimensionalidad del dato magnetotelúrico se desarrollaron varias herramientas basadas principalmente en diferentes relaciones entre las componentes del tensor de impedancia. Realizar el análisis de dimensionalidad permite determinar el enfoque más adecuado para la inversión e interpretación de los datos, pero además proporciona información sobre los mismos. Dependiendo de la herramienta utilizada se puede determinar si los datos están afectados por distorsión galvánica, la variación de la dirección del rumbo geoelectrico con la profundidad, o la presencia de posible anisotropía (Martí y cols. 2009). En particular cabe destacar el análisis de dimensionalidad presentado por Weaver y cols. (2000). A partir del tensor magnetotelúrico \mathbf{M} ($\mathbf{E} = \mathbf{M}\mathbf{B}$) los autores presentan un criterio conocido como WAL (Weaver, Agarwal y Lilley, 2000) basado en siete parámetros independientes e invariantes bajo la rotación de los ejes horizontales, y un ángulo que define la orientación de los ejes del sistema de referencia. Dichas invariantes fueron actualizadas por Martí y cols. (2009) en el código de libre acceso WALDIM. La principal diferencia entre ambos criterios es que WAL asume que las estructuras geoelectricas son isótropas, mientras que WALDIM incluye condiciones que permiten diferenciar estructuras isótropas de anisótropas.

Por otro lado, una de las herramientas más utilizadas para el análisis de dimensiona-

1. El método magnetotelúrico

lidad es el tensor de fase magnetotelúrico presentado por [Caldwell y cols. \(2004\)](#). Éste está definido de modo tal que no se ve afectado por una forma común de distorsión, no hace consideraciones sobre la estructura regional y tiene importancia aún cuando el campo magnético se ve distorsionado ([Booker, 2014](#)). Luego, permite realizar un análisis de dimensionalidad de los datos para establecer si responden a estructuras regionales 1D, 2D o 3D y para conocer las limitaciones de los resultados obtenidos según la inversión considerada. En particular, esta herramienta ha sido muy utilizada para justificar la inversión 2D y para determinar el rumbo geoelectrico regional, necesario para rotar las componentes fuera de la diagonal del tensor de impedancia tanto para la inversión 2D como para la inversión 3D de estaciones MT cuyos datos son la respuesta de estructuras bidimensionales ([Kiyan y cols., 2014](#)).

Siguiendo la descripción de [Caldwell y cols. \(2004\)](#), el tensor de fase magnetotelúrico se define como:

$$\Phi = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix}, \quad (1.32)$$

donde X e Y son la parte real e imaginaria del tensor de impedancia, respectivamente. Puede mostrarse que el tensor de fase permanece inalterado si la impedancia es multiplicada por una matriz real de 2×2 que representa matemáticamente a las heterogeneidades superficiales. Es decir, es independiente de la distorsión y sus cuatro elementos constituyen información no distorsionada que está completamente determinada por los datos observados. Φ es un tensor real de segundo orden, por lo tanto está caracterizado por una dirección y tres cantidades escalares independientes del sistema de coordenadas en el que esté expresado. A su vez, cualquier función de las invariantes será también invariante. [Caldwell y cols. \(2004\)](#) utilizan las siguientes invariantes, propuestas por [Bibby \(1986\)](#):

- el máximo valor del tensor, Φ_{max} ;
- el mínimo valor del tensor, Φ_{min} ;
- el ángulo de sesgo, β .

β puede ser expresado como una rotación, es un indicador de la simetría del tensor y depende de su sesgo ($\Phi_{xy} - \Phi_{yx}$), que es invariante bajo rotación pero que cambia de signo si se refleja el sistema de coordenadas. A partir de las invariantes el tensor de fase toma la forma:

$$\Phi = R^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} R(\alpha + \beta) \quad (1.33)$$

donde Φ_{max} y Φ_{min} son los valores principales de Φ y $\alpha = \frac{1}{2} \arctg\left(\frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}}\right)$ es el ángulo que expresa la dependencia del tensor sobre el sistema de coordenadas y junto con β , Φ_{max} y Φ_{min} definen completamente al tensor. De forma general, un tensor de segundo rango no simétrico puede ser representado gráficamente como una elipse, donde Φ_{max} , Φ_{min} y $(\alpha - \beta)$ representan el eje mayor y menor de la elipse; y la orientación respecto del sistema de coordenadas de referencia, respectivamente.

El análisis de las componentes del tensor de fase permite determinar la dimensionalidad del dato y la dirección preferencial de la estructura regional. Si el tensor es simétrico, $\beta = 0$ y sus valores principales son iguales a sus valores propios, situación que ocurre cuando la distribución de la estructura regional es 1D o 2D. En particular, para una estructura unidimensional, el tensor es simétrico con valores principales iguales y la elipse es representada por una circunferencia cuyo radio varía con la variación de la conductividad con la profundidad. En este caso, el campo eléctrico está linealmente polarizado si el campo magnético también lo está. Cuando la estructura es bidimensional, el tensor es simétrico con valores principales distintos y habrá dos direcciones para las cuales el campo magnético linealmente polarizado da lugar al campo eléctrico linealmente polarizado, direcciones que indican el rumbo geoelectrico. En todas las demás direcciones el campo eléctrico estará elípticamente polarizado. Finalmente, para una estructura tridimensional, el tensor es no simétrico con valores principales distintos. En esta situación, β es distinto de cero e indica el ángulo de rotación del eje mayor de la elipse respecto de una de igual forma que representa a un tensor simétrico.

1.3. Modelado directo magnetotelúrico

Los modelos magnetotelúricos tienen como objetivo resolver las ecuaciones de Maxwell presentadas en la subsección [1.2.1](#) para obtener la distribución espacial y temporal de los campos eléctrico y magnético bajo la superficie terrestre para una dada distribución de conductividades y un rango de períodos. Dichas ecuaciones sólo tienen solución analítica o cuasi-analítica en circunstancias particulares. Para el modelado unidimensional la fórmula recursiva de Wait permite calcular las impedancias de forma analítica ([Wait 1954](#)), mientras que para el modelado en dos y tres dimensiones las mismas sólo pueden ser determinadas para ciertas configuraciones de conductividad. Para poder resolver las ecuaciones de Maxwell de forma general, es decir, que puedan representar una distribución de estructuras geoelectricas reales, se recurre a la resolución numérica.

En las últimas décadas, varios métodos y aproximaciones han surgido para resolver las ecuaciones de inducción 2D y 3D, donde se destacan el método de la integral y los métodos de la ecuación diferencial. El método de la integral ([Wannamaker y cols. 1984](#)) se basa en resolver las ecuaciones de Maxwell sólo donde existen las anomalías de conductividad, representadas por celdas, inmersas en un medio unidimensional. Considerando regiones de conductividad anómala y utilizando el teorema de Green, es posible integrar las ecuaciones de Maxwell a partir de la integral de superficie para el modelado 2D, o de volumen para el modelado 3D ([Zhdanov y cols. 1997](#)). La solución total del campo electromagnético es la suma del campo normal, debido a la conductividad de fondo, y el campo anómalo, originado por la anomalía. Como la solución numérica está restringida al dominio de la anomalía, el método es eficiente computacionalmente, pero su desventaja radica en la aproximación de estructura fija 1D para el medio de fondo.

Los métodos de la ecuación diferencial, por su parte, son los más utilizados para resolver las ecuaciones de difusión. En éstos, todo el modelo es discretizado en celdas con valores constantes de conductividad para las cuales se resuelven las ecuaciones de Maxwell. La ventaja de estos métodos está en la flexibilidad de la construcción del modelo dado que permite considerar estructuras conductivas complejas. La desventaja es el costo computacional causado por la discretización, que implica resolver grandes

1. El método magnetotelúrico

sistemas de ecuaciones lineales para obtener un resultado preciso. La solución de las ecuaciones diferenciales en derivadas parciales de segundo orden [1.10](#) y [1.11](#), se obtiene aplicando el método de las diferencias finitas (DF) ([Mackie y cols., 1994](#) [Siripunvaraporn y cols., 2002](#)) o el método de los elementos finitos (EF) ([Wannamaker y cols., 1987](#) [Zyserman y cols., 1999](#) [Zyserman y Santos 2000](#)). El EF es más flexible en términos del modelado puesto que permite una discretización del espacio no necesariamente rectangular, como sí lo requiere el DF. Además, el EF es particularmente útil cuando el modelo incluye topografía y/o batimetría.

1.4. Problema inverso magnetotelúrico

La técnica magnetotelúrica permite inferir a partir de la inversión de los datos la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Es decir, el objetivo de la inversión es transformar las mediciones del espacio de los datos al espacio del modelo para estimar los parámetros del mismo.

Supóngase que se registraron N datos que están representados por el vector $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$ donde el supraíndice T indica transpuesto. \mathbf{d} se encuentra en el espacio de los datos y tiene asociado un error, \mathbf{e} . Por otro lado, la Tierra puede ser representada por el vector $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T$, donde M es la cantidad de parámetros del modelo usados para describir la misma. Análogamente, \mathbf{m} se encuentra en el espacio del modelo. La relación entre ambos espacios está dada por el operador modelo directo \mathbf{F} :

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

Para problemas lineales existe una relación lineal entre \mathbf{F} y \mathbf{m} que puede ser expresada de forma matricial, $\mathbf{F}(\mathbf{m}) = \mathbf{F} \cdot \mathbf{m}$. Para problemas no lineales, como los que involucran la resolución de las ecuaciones de difusión, el operador modelo directo depende del modelo \mathbf{m} . El proceso de inversión trata de determinar el modelo que mejor representa los datos observados con sus errores. Sin embargo, el modelo determinado no es único. Luego, la información geológica y geofísica previa puede ser considerada en el modelo de referencia inicial con la finalidad de obtener un modelo final que ajuste los datos y sea representativo del área de estudio ([Tarantola, 2005](#)).

1.4.1. Inversión determinista

El problema inverso puede ser resuelto a partir de minimizar el residuo entre los datos observados y los datos predichos usando el criterio de mínimos cuadrados pesado (ver por ejemplo [Constable y cols., 1987](#)):

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(d_i - F_i(\mathbf{m}))^2}{e_i^2}, \quad (1.34)$$

donde e_i es el error asociado al i -ésimo dato. En la ecuación [1.34](#) se ha considerado la norma 2 para cuantificar la longitud del vector residuo, asumiendo que los datos siguen una distribución Gaussiana. En el sentido de los mínimos cuadrados, la función a minimizar, conocida como función objetivo o función penalidad, se define como:

$$\Phi_{\mathbf{d}}(\mathbf{m}) = [\mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1/2}(\mathbf{d}-\mathbf{F}(\mathbf{m}))]^T[\mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1/2}(\mathbf{d}-\mathbf{F}(\mathbf{m}))] = (\mathbf{d}-\mathbf{F}(\mathbf{m}))^T\mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{F}(\mathbf{m})), \quad (1.35)$$

donde $\mathbf{C}_{\mathbf{d}}$ es la matriz de covarianza de los datos. Si se asume que estos últimos no están correlacionados, la matriz de covarianza tendrá la forma $\mathbf{C}_{\mathbf{d}} = \text{diag}(e_1^2, e_2^2, \dots, e_N^2)$.

Como fue mencionado previamente, en la inversión magnetoteléurica el problema a resolver no es lineal. Luego, para poder minimizar $\Phi_{\mathbf{d}}(\mathbf{m})$ usando mínimos cuadrados, el operador modelo directo debe ser linealizado. Para ello se considera el desarrollo de Taylor de primer orden de $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ alrededor de un modelo de referencia inicial \mathbf{m}_0 perturbado en $\Delta\mathbf{m}$:

$$\mathbf{F}(\mathbf{m}_0 + \Delta\mathbf{m}) = \mathbf{F}(\mathbf{m}_0) + \frac{\partial\mathbf{F}(\mathbf{m}_0)}{\partial\mathbf{m}_0}\Delta\mathbf{m} + \dots \approx \mathbf{F}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{J}\Delta\mathbf{m}, \quad (1.36)$$

donde \mathbf{J} es la matriz Jacobiana de $N \times N$, también conocida como matriz de sensibilidad; y contiene las derivadas parciales de la respuesta del modelo respecto de los parámetros del modelo ($J_{ij}(m_k) = \frac{\partial f_i(m_k)}{\partial m_j}$). La matriz \mathbf{J} describe cuan sensible son los datos predichos a una pequeña perturbación en los parámetros del modelo.

Considerando la linealización para el operador modelo directo en la función penalidad (ecuación 1.35) evaluada en $\mathbf{m} + \Delta\mathbf{m}$, derivando respecto de $\Delta\mathbf{m}$ e igualando a cero se obtiene finalmente la ecuación normal:

$$\Delta\mathbf{m} = (\mathbf{J}^T\mathbf{J})^{-1}\mathbf{J}^T(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})). \quad (1.37)$$

Esta expresión, también conocida como solución por mínimos cuadrados sin restricciones, puede resolverse mediante el algoritmo de Gauss-Newton. Sin embargo, en los problemas de inversión en general se requiere determinar un número de parámetros del modelo mayor a la cantidad de datos disponibles, lo que implica que: 1) existen muchos modelos que permiten explicar los datos; 2) en la matriz sensibilidad \mathbf{J} muchas columnas serán nulas o casi nulas y el problema estará mal condicionado ($\det(\mathbf{J}^T\mathbf{J}) \ll 1$, donde \det es el determinante) no permitiendo que el problema pueda ser resuelto. Luego, es necesario incorporar más información para poder resolver el problema de forma única. Esta información previa puede tener muchas formas, pero en cada caso, cuantifica la expectativa sobre el carácter de la solución que no está basada en los datos observados. En la práctica, implica especificar que se busca un modelo particular del espacio de los modelos que permiten explicar los datos. La incorporación de restricciones ayuda a regularizar el problema inverso en el sentido que permite encontrar una única solución, donde la restricción es conocida como ‘término de regularización’. En términos matemáticos, se busca minimizar la funcional penalidad de los datos $\Phi_{\mathbf{d}}$ y la funcional penalidad del modelo $\Phi_{\mathbf{m}}$ de forma simultánea:

$$\Phi = \Phi_{\mathbf{d}} + \lambda\Phi_{\mathbf{m}}, \quad (1.38)$$

donde λ es el parámetro de compromiso. Un valor adecuado de λ asegura que ningún término de la función penalidad Φ tenga preponderancia por sobre el otro y ambos sean igualmente minimizados. La relación entre $\Phi_{\mathbf{d}}$ y $\Phi_{\mathbf{m}}$ para distintos valores de λ se la conoce como curva L y puede describirse según el comportamiento de este parámetro. $\lambda \rightarrow 0$ implica que la funcional penalidad de los datos es principalmente minimizada y

1. El método magnetotelúrico

la función penalidad del modelo apenas es considerada. En cambio $\lambda \rightarrow \infty$ nos lleva a la situación opuesta. Al considerar el parámetro de regularización, el problema original de minimización se convierte en minimización y optimización (Meqbel 2009).

La información considerada en el término de regularización es independiente de los datos observados. Refleja una idea preconcebida del modelo esperado anterior a la inversión. En éste se incluye la información geológica y geofísica que permita construir un modelo de referencia inicial apropiado, así como también otras consideraciones, como por ejemplo el comportamiento de los cambios espaciales de los parámetros del modelo. Así, la regularización fuerza al modelo buscado a estar cerca del modelo de referencia. En el caso de una matriz de covarianza general \mathbf{C}_m usada para describir las propiedades preconcebidas del modelo con respecto a un modelo de referencia inicial \mathbf{m}_0 y haciendo uso de la norma 2, la funcional penalidad del modelo será expresada como:

$$\Phi_m = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0). \quad (1.39)$$

Diferentes algoritmos de inversión fueron desarrollados a lo largo del tiempo, como los propuestos por Levenberg (1944) y Constable y cols. (1987). Levenberg (1944) presenta un método que evita la divergencia de las ecuaciones normales adicionando un término de amortiguamiento a $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$, es decir, considera $(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \beta \mathbf{I})$ en la ecuación normal, donde \mathbf{I} es la matriz identidad y β es el factor de amortiguamiento. El término adicional $\beta \mathbf{I}$ restringe la longitud del vector de actualización del modelo a una cierta longitud que depende de la elección de β . Por su parte, Constable y cols. (1987) presentan el método de inversión Occam, algoritmo que busca determinar el modelo con la menor cantidad de estructuras necesarias para explicar los datos. El algoritmo impone restricciones de suavidad sobre el modelo a partir de considerar como función penalidad del modelo el término $\|\mathbf{Rm}\|^2$, donde \mathbf{R} representa la matriz de rugosidad.

Respecto de la resolución de las ecuaciones normales, dos de las estrategias más utilizadas para resolver los métodos de inversión iterativos MT 2D y 3D son el gradiente conjugado (GC) y el gradiente conjugado no lineal (GCNL) (Mackie y Madden 1993; Kelbert y cols. 2014). En éstos, las soluciones aproximadas son generadas a partir de la minimización iterativa a lo largo de direcciones de búsqueda conjugadas. La diferencia entre ambos radica en que el método de GCNL resuelve directamente los problemas de minimización que no son cuadráticos y evita el procedimiento de linealización, es decir, el GCNL, a diferencia del GC, evita la construcción explícita de la matriz de sensibilidad \mathbf{J} (Meqbel 2009).

Capítulo 2

Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

El principal objetivo de este capítulo es establecer la relación entre las unidades geoelectricas determinadas por el modelo 3D del área geotermal en el sudeste de la cuenca tucumana y sus unidades geológicas. De particular interés es la caracterización de la Formación Las Cañas que contiene al acuífero termal en la unidad sedimentaria Pliocena. En la región, las manifestaciones termales son evidenciadas por pozos surgentes cuyas aguas poseen en superficie temperaturas entre los 38° y los 50°C. Con dicho objetivo, se llevaron a cabo dos campañas audiomagnetoteléuricas en las cuales se registraron un total de 41 estaciones, varias de ellas ubicadas en las cercanías de los pozos, a fin de poder validar las resistividades y las profundidades determinadas por el modelo usando la información disponible de los mismos. El modelo final permitió la caracterización geoelectrica de las diferentes formaciones sedimentarias, así como su correlación con las características estructurales presentes en la región.

2.1. Motivación del área de estudio

En la cuenca de Tucumán, ubicada entre los 27° y los 28°S y los 65° y 66°O (ver Figura 2.1), hay presencia de anomalías geotermales importantes. En particular, en el sudeste de la cuenca, el termalismo es evidenciado en superficie por un gran número de pozos surgentes. El distrito termal se encuentra entre las ciudades de Taco Ralo en la provincia de Tucumán y Termas de Río Hondo en la provincia de Santiago del Estero, y es reconocido por sus actividades turísticas termales. La región no posee vulcanismo y las temperaturas de sus aguas se explica por un gradiente geotérmico anómalo (Baldis y cols., 1983; Mon, 1987). La hidrogeología del área ha sido estudiada por Tineo y cols. (1999), quienes reconocen la existencia del recurso geotermal a partir de los pozos realizados para abastecer de agua a la región. El estudio de la litología de los mismos determinó que el acuífero termal, con agua de buena calidad, fluye en los sedimentos de la unidad Pliocena. La profundidad estimada a partir de la información de pozos vecinos varía entre los 180 y los 430 m. Por debajo se encuentra la unidad Miocena, que es el basamento de la cuenca hidrogeológica.

La conductividad eléctrica de las rocas depende de varios factores entre los que principalmente se destacan el contenido del fluido poral, la presencia de alteración mineralógica y parámetros como la porosidad, la permeabilidad y la temperatura (Spi-

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

chak y Manzella, 2009). Luego, el método audiomagnetotelúrico (AMT) es una técnica apropiada para estudiar formaciones geoelectricas y ha sido ampliamente utilizada en estudios de aguas subterráneas (ver por ejemplo, Santos y cols., 1996; Arango y cols., 2009), dado que permite discriminar capas sedimentarias con agua fresca de aquellas con agua saturada de sales (Giroux y cols., 1997). Con el propósito de determinar los contrastes de resistividad principalmente relacionados con la litología y el contenido de fluido poral de las estructuras superficiales, se llevaron a cabo dos campañas AMT durante el año 2017, en las cuales se registraron en total 41 estaciones (ver Figura 2.2). De los datos obtenidos se analizó su dimensionalidad a partir del tensor de fase para cada estación y período (Caldwell y cols., 2004; Booker, 2014); y se realizaron testeos para investigar los parámetros del modelo de referencia inicial y de la covarianza del modelo que permitieran obtener el modelo 3D final que mejor explicara los datos considerando la información geológica previa.

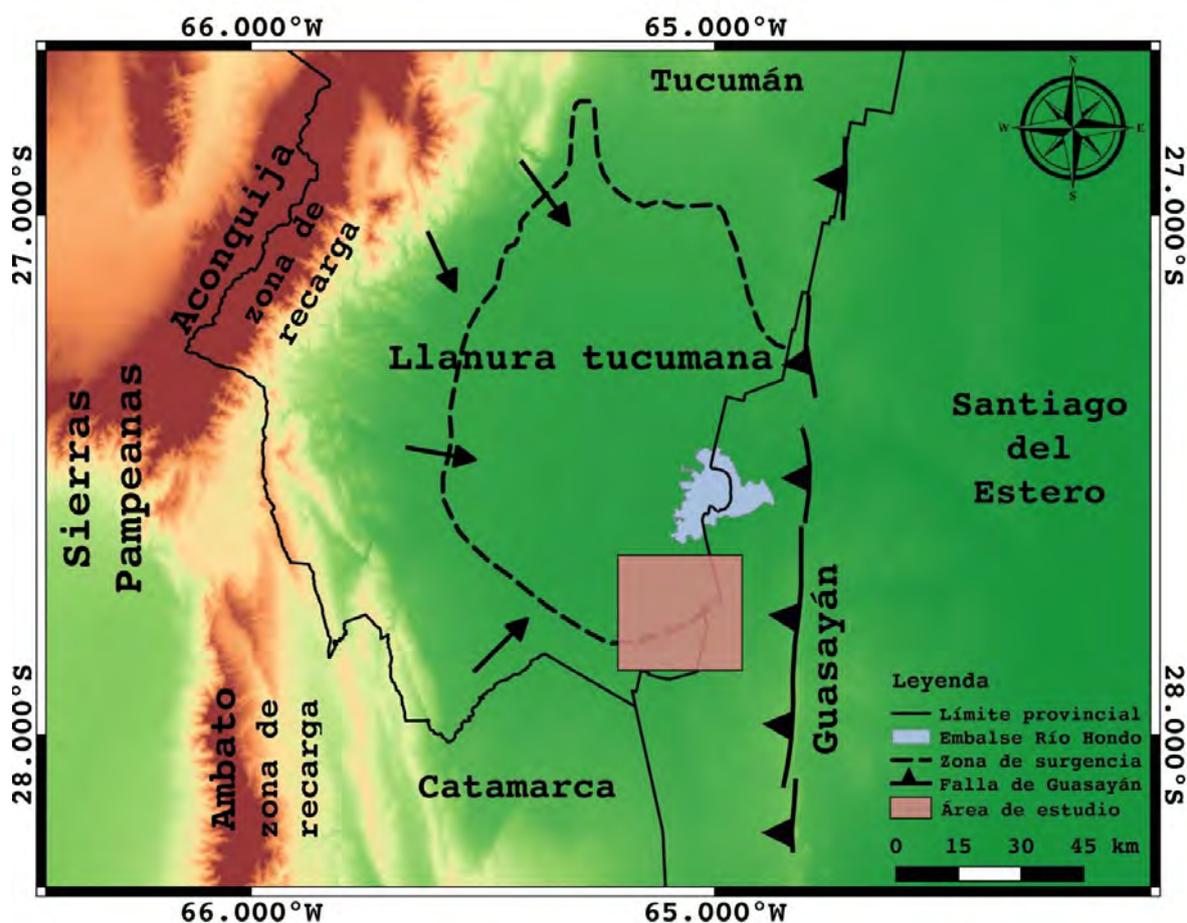


Figura 2.1. Mapa topográfico que muestra el área de estudio (cuadro rosa), las sierras (Ancasti, Ambato, Aconquija y Guasayán) y la falla del Guasayán (línea negra). También se indican las zonas de surgencia (línea negra discontinua) y las zonas de recarga. Las flechas negras indican la dirección de la escorrentía.

2.2. Geología y estudios previos

Geología

La llanura tucumana se encuentra ubicada al noreste de la Sierras Pampeanas y limita al oeste con las sierras de Aconquija y de Ambato, y al este con la sierra de Guasayán. La llanura constituye una depresión estructural con importante acumulación de sedimentos Neógenos y Cuaternarios (Mon, 1987). Al este del pie de las sierras de Aconquija y de Ambato las lluvias son abundantes y exceden los 1000 mm anuales, región donde ocurre la máxima infiltración de la cuenca, es decir, son las zonas de recarga (ver Figura 2.1). El desplazamiento de la masa de agua es de oeste a este hasta alcanzar la sierra de Guasayán, que actúa de barrera natural para el agua subterránea, generando grandes presiones de surgencia para el complejo hidrotermal.

La estratigrafía de la cuenca de Tucumán ha sido determinada a partir de afloramientos en los bordes de la misma y a partir de un pozo que alcanza las secuencias del Terciario superior (Dal Molin y cols., 2003; Battaglia 1982). Los sedimentos rocosos yacen de manera discordante sobre un basamento formado por un complejo ígneo-metamórfico compuesto por migmatitas, gnieses, filitas, amfibolitas y margas, que es expuesto en las sierras. El basamento, de edad Precámbrica, está intruido por granitoides del Paleozoico inferior. Por encima, los sedimentos terciarios afloran en paquetes gruesos en los bordes de la cuenca. La Formación (Fm.) Guasayán, de edad Miocena, está compuesta por limolitas verdes yacíferas parcialmente amarillas y rojizas y por bancos de yeso. En la parte superior presenta una fina capa de ceniza volcánica de composición vítrea. A partir del análisis de difracción de rayos X se determinó que las arcillas presentes en la formación están compuestas por feldespatos modificados, donde principalmente se estableció la presencia de illita y, en menor medida, de monmorillonita (Dal Molin y cols., 2003). La naturaleza semimpermeable a impermeable de sus sedimentos no permiten el desarrollo de acuíferos; además, debido a la abundancia de yeso, el agua es de poca calidad. La Fm. Guasayán podría haberse originado a partir de una ingesión marina (Dal Molin y cols., 2003). Sobre esta formación, por medio de discordancia erosiva, yace la Fm. Las Cañas de edad Pliocena. La misma está compuesta por limolitas, conglomerados y margas de arcilla de color marrón rojizo a marrón amarillento, y sus sedimentos están intercalados por finas capas de arenas y areniscas. Es en esta formación que se aloja el acuífero termal. Rocas sedimentarias de edad Cuaternaria constituidas principalmente por depósitos loésicos y de limos considerados pertenecientes al Pleistoceno, cubren toda la cuenca sedimentaria. En los bajos de la llanura se observa la presencia de depósitos salinos.

El relieve y los rasgos estructurales presentes en la región son causados por los movimientos del ciclo Andino que generaron pliegues de los sedimentos del Terciario y sierras con fallas principalmente en la dirección longitudinal y algunas fallas transversales (Battaglia, 1982). En particular los sedimentos de las Fm. Guasayán y Las Cañas se encuentran ligeramente plegados en anticlinales y sinclinales con rumbo N-S. Battaglia delimita la presencia de una falla curva inferida que fue incluida en la Figura 2.2 por estar presente en el área de estudio.

La importancia económica de la región, particularmente asociada al turismo hasta el momento, se debe a que es un área geotermal de baja entalpía que fue reconocida

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

a partir de la información de los pozos. El termalismo es explicado mediante el gradiente térmico anómalo que es el doble que el gradiente medio (Baldís y cols., 1983; Mon, 1987). Las Sierras Pampeanas yacen sobre el segmento de subducción horizontal pampeano, región caracterizada por la ausencia del arco volcánico Cuaternario donde el flujo de calor es producido por una cuña astenosférica (Ramos y cols., 2002).

Estudios geofísicos previos

La estructura de la cuenca sedimentaria ha sido estudiada mediante diferentes métodos geofísicos. En 1991, Pomposiello y cols. realizaron un modelo preliminar de la cuenca con datos gravimétricos y en 2002, Pomposiello y cols. estudiaron la misma con datos magnetotéluricos. Sobre este último, a partir de dos transectas MT a las longitudes $27^{\circ} 10' S$ y $27^{\circ} 39' S$, respectivamente, los autores definieron la profundidad del basamento y las profundidades y espesores de las unidades geoelectricas relacionadas a las formaciones de edad Miocena y Pliocena. En particular, el estudio determinó que en la parte más profunda de la cuenca la unidad asociada al Mioceno alcanza una profundidad máxima de 2500 m. Sin embargo, el modelo no pudo definir el contacto entre las unidades Terciarias y Cuaternarias. Por otra parte, Cristallini y cols. (2004), con secciones sísmicas reprocesadas, interpretaron las estructuras regionales por encima de los 50 km de profundidad. Dichos resultados fueron utilizados por Favetto y cols. (2007), quienes realizaron un modelo 2D con datos magnetotéluricos a la latitud $27^{\circ} S$. Los resultados obtenidos por Cristallini y cols. (2004) permitieron a los autores restringir el modelo para obtener una mejor determinación de las unidades sedimentarias. En 2011, Iaffa y cols. utilizando datos sísmicos reprocesados describieron la estructura, la evolución deposicional de la cuenca y determinaron la profundidad del basamento. Las estructuras inferidas cercanas a la zona de estudio fueron incluidas en la Figura 2.2 Finalmente, debido a la ubicación y a la escala de profundidad, cabe destacar el trabajo realizado por Sainato y cols. (2001). A partir de datos audiomagnetotéluricos escalares en el rango de frecuencias 2500-10 Hz, realizaron un modelo 2D alrededor de la ciudad de Taco Ralo, con un perímetro de 40 km de longitud, que les permitió describir los primeros 500 m de profundidad. Los autores definieron la presencia de las unidades geoelectricas de edad Pliocena y Pleistocena, pero no pudieron determinar la base de esta última ni la unidad Miocena. Este estudio local también presenta resultados sobre el análisis de muestras de agua tomadas de los pozos; en particular, concentración de iones, conductividad eléctrica y temperatura.

Como ya fue mencionado, numerosos pozos abastecen con agua a la región de estudio y sus alrededores. Parte de la información sobre los mismos puede ser encontrada en el catálogo de manifestaciones termales de la República Argentina (Pesce y Miranda, 2003), el cual describe principalmente la profundidad, la temperatura, la conductividad eléctrica y la composición química de sus aguas, pero no provee la columna estratigráfica de los pozos. Algunos esquemas de perforación fueron proporcionados por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). En diferente medida, los esquemas indican la litología, los acuíferos atravesados y la calidad de sus aguas. En general, la composición litológica descrita alterna entre arcillas arenosas rojas y areniscas calcáreas o micáceas y en dos ellos se determinó la presencia de yeso a los 50 m de profundidad. Los esquemas también describen que los pozos en general atraviesan dos acuíferos de mala

2.3. Campañas de audiomagnetotelúrica

calidad y dos con agua fresca, donde el más profundo es el que presenta características termales. En la región, los acuíferos de buena calidad pertenecen a la formación de edad Pliocena [Tineo y cols. \(1999\)](#). Luego, el límite entre las unidades geoelectricas del Pleistoceno y el Plioceno será inferido de nuestro modelo como un cambio en la resistividad debido al cambio de contenido de calidad agua. Además, la información del catálogo, en particular profundidad y conductividad de las aguas, será utilizada para validar el modelo final.

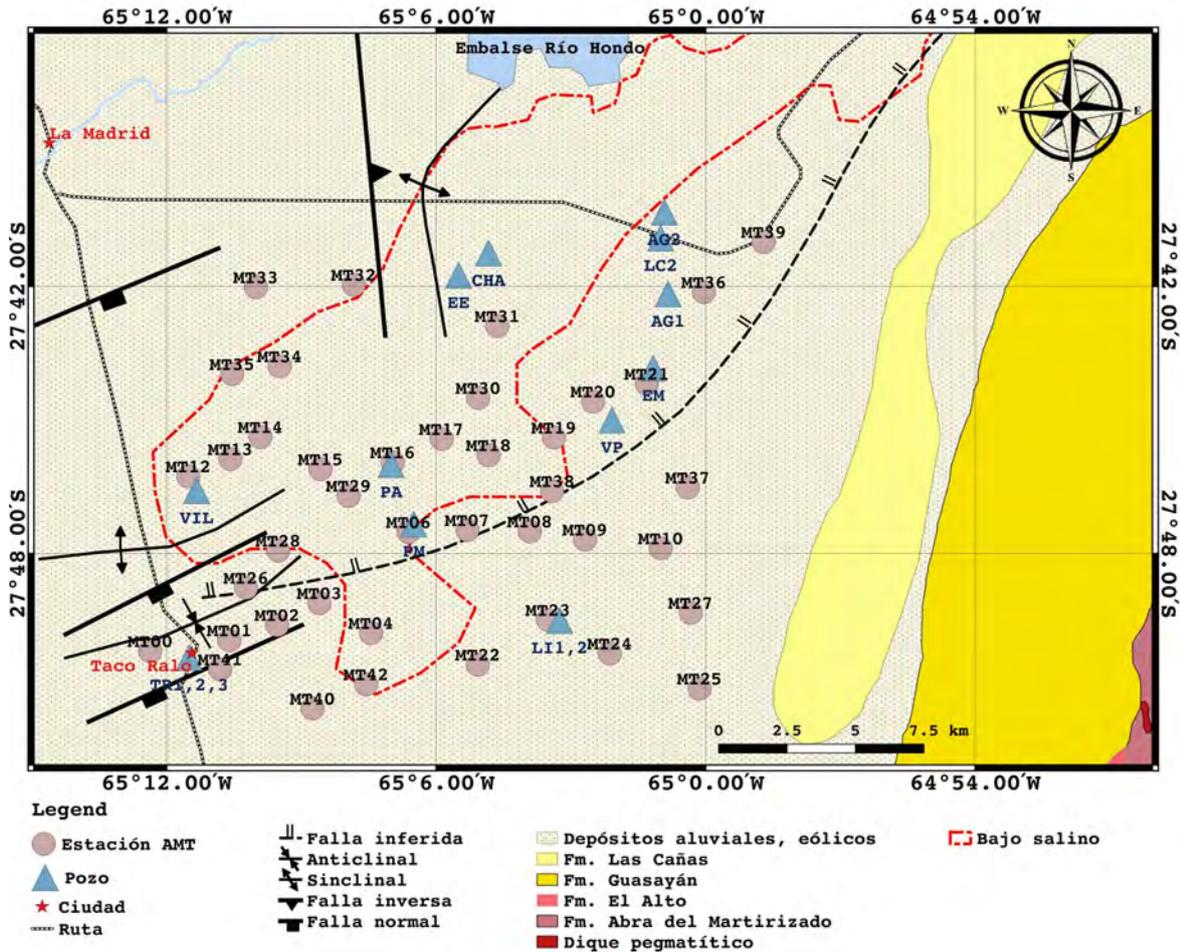


Figura 2.2. Mapa geológico que muestra los sitios AMT (círculos rosados), los pozos (triángulos azul claro) y las características estructurales (líneas negras) determinadas por [Battaglia \(1982\)](#) y [Iaffa y cols. \(2011\)](#).

2.3. Campañas de audiomagnetotelúrica

En el año 2017, por medio de dos Servicios Tecnológicos de Alto Nivel (STAN) realizados para el SEGEMAR se registraron 41 estaciones audiomagnetotelúricas en la zona de estudio. Con el objetivo de la inversión 3D de los datos, se planificó que la ubicación espacial de las estaciones fuese lo más homogénea posible, pero al tratarse de una área urbanizada el acceso a ciertos sitios de interés en muchos casos se vió limitado.

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

Otra desventaja asociada a la zona es el ruido que introducen en las mediciones las antenas de comunicación, las líneas de alta y media tensión y las bombas de agua. La Figura 2.3 muestra imágenes de la adquisición, del instrumental utilizado y del equipo de personas del Ingeis y del SEGEMAR que llevamos a cabo las campañas.

El instrumental empleado para el registro de las estaciones fue el Geometrics STRATAGEM en su configuración clásica. El software Geometrics IMAGEM fue utilizado para el seteo de la adquisición, el registro y el procesamiento de los datos. Para prospectar en el rango de las altas frecuencias del equipo (10 a 10^4 Hz), los sensores magnéticos utilizados fueron las bobinas de inducción BF6, fabricadas por Electromagnetic Instruments EMI, perteneciente a Schlumberger. Para el campo eléctrico, por su parte, se utilizaron dos dipolos de 50 m de longitud con electrodos metálicos. Para el equipo configurado para registrar en las bajas frecuencias (0.1 a 10^3 Hz), las bobinas magnéticas utilizadas fueron las BF4 (EMI) y para el campo eléctrico se utilizaron dos dipolos de 60 m de longitud con electrodos impolarizables de Pb-PbCl_2 . Todos los sensores fueron orientados en la configuración ortogonal, siguiendo las direcciones N-S y O-E magnéticos. Finalmente, aunque esta sección fue descripta en términos de frecuencia, en lo que sigue del trabajo para referirnos a la dependencia temporal del dato utilizaremos su inversa, el período.



Figura 2.3. Imágenes del instrumental utilizado, de la adquisición de los datos y del equipo que realizó las campañas.

2.4. Análisis de dimensionalidad de los datos

Como fue introducido en la Subsección 1.2.7 el tensor de fase Φ es una herramienta importante dado que no se encuentra afectado por las estructuras locales. Es decir,

mientras que la amplitud del campo eléctrico observado puede verse distorsionado por heterogeneidades superficiales, el tensor de fase será el mismo que se observaría en ausencia de las mismas. Luego, a partir de su análisis se puede inferir información sobre la orientación preferencial de la estructura regional (Caldwell y cols., 2004; Booker, 2014).

El ángulo de sesgo normalizado Ψ es uno de los parámetros invariantes frente a rotaciones que se obtiene a partir de las componentes del tensor de fase. Valores de $|\Psi|$ mayores que 6° indican simetría 3D, mientras que para valores menores la impedancia regional puede ser considerada ‘cuasi-2D’ permitiendo justificar la interpretación 2D de los datos. Pero ésta es una condición necesaria que garantiza un comportamiento 2D pero no suficiente, debido a que estructuras 3D pueden generar localmente valores pequeños de Ψ . Las elipses, que son la representación gráfica del tensor de fase, también aportan información valiosa dado que la orientación de su eje principal puede ser interpretada como el rumbo geoelectrico regional. La representación de las mismas, coloreadas con el valor correspondiente de $|\Psi|$, es mostrada en la Figura 2.4 para cada estación y período. Como puede observarse, para la mayoría de los casos $|\Psi|$ es menor que 6° (aproximadamente para el 82 % de los datos) y sólo algunas estaciones para altas y bajas frecuencias muestran $|\Psi|$ mayor que 6° . De la figura también se observa que la dirección preferencial del eje mayor para la mayoría de las elipses es N-S, NNE-SSO, o su perpendicular, coincidiendo aproximadamente el rumbo regional con la orientación del sistema de medición.

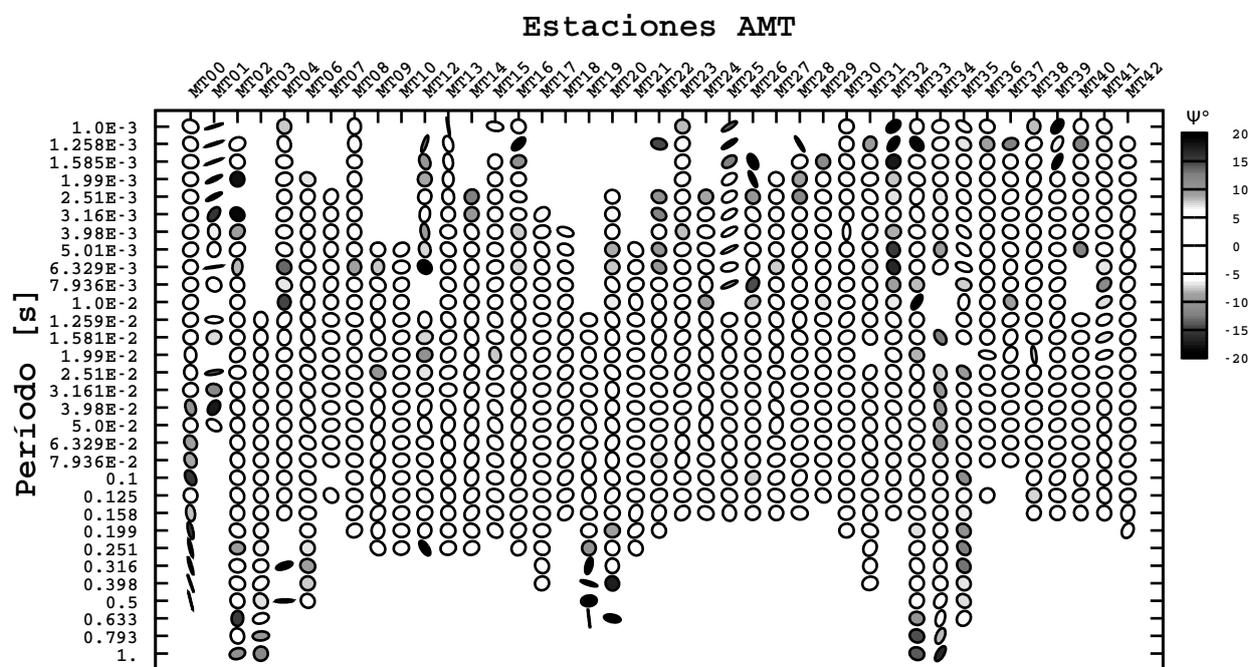


Figura 2.4. Elipses del tensor de fase por estación y período, coloreadas con el ángulo de sesgo normalizado representado en escala de grises. La mayoría de las estaciones presentan $|\Psi| < 6^\circ$.

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

La magnitud de las componentes del tensor de fase en un sistema de coordenadas particular pueden ser analizadas para estimar de forma concluyente la dimensionalidad del dato (Booker, 2014). Si en dicho sistema, las componentes fuera de la diagonal de Φ son despreciables respecto de las diagonales, la impedancia regional puede ser considerada 2D y la orientación del sistema (o su perpendicular) indica el rumbo geoelectrico. Del cálculo y de la comparación de las magnitudes del tensor en el sistema de medición se observó que las componentes fuera de la diagonal son pequeñas y al menos un orden de magnitud menor que las diagonales para el 62.5% de los datos.

Del análisis realizado se concluye que se puede asumir un comportamiento regional 2D de las impedancias. Luego, las componentes diagonales del tensor no tendrán una influencia significativa sobre la inversión 3D y considerar sólo las componentes fuera de la diagonal en la orientación del rumbo geoelectrico no compromete a los resultados (Kiyan y cols., 2014).

2.5. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final

Para realizar la inversión 3D de los datos se utilizó el código ModEM (Egbert y Kelbert, 2012; Kelbert y cols., 2014), que se paraleliza por período usando la Interfaz de Transmisión de Mensajes estándar (MPI, por Message Passing Interface, su nombre en inglés). Es un código de inversión determinista que utiliza el método de las DF para el modelado y el método del gradiente conjugado no lineal (NLCG) como estrategia de minimización. La relación a minimizar, conocida como función penalidad, depende de los datos observados y predichos, de la covarianza de los datos, del modelo de referencia inicial y de la covarianza del modelo. El modelo de referencia inicial y la covarianza del modelo desempeñan un papel clave en la inversión, son parámetros necesarios que deben ser especificados y testeados debido a que el modelo final depende de ellos, pero además, son los que permiten considerar toda la información geológica previa. Para la construcción de ambos se utilizó el software 3D Grid proporcionado por Násir Meqbel (comunicación personal). Este código también fue utilizado para generar el archivo de entrada de los datos.

La grilla del modelo consiste en $64 \times 69 \times 110$ celdas en las direcciones x , y y z , respectivamente, donde el eje x apunta hacia el norte geográfico, el eje y hacia el este y el eje z es positivo hacia abajo. En la región donde yacen las estaciones, la longitud seleccionada para las direcciones horizontales de las celdas fue de 750 m, permitiendo garantizar al menos una celda entre estaciones. Por fuera de la región, las mismas se incrementaron en un factor lineal de 1.2. En la vertical, el espesor seleccionado para la primera celda fue de 5 m y el incremento aplicado también fue lineal pero en un factor de 1.05. Dado que el área es lo suficientemente plana, no se tuvo en cuenta la topografía.

Respecto de los datos observados, como fue mencionado en la Sección 2.3 se registraron dos bandas de períodos que se solapan. Dado que del resultado del análisis de dimensionalidad se concluyó que se pueden invertir las componentes fuera de la diagonal en el sistema de coordenada de medición sin pérdida de información, los datos fueron analizados y procesados con el software WinGLink (Rodi y Mackie, 2001). Dicho

software permite combinar los datos de ambas bandas, así como editarlos y calcular curvas de resistividad aparente y de fase suavizadas, obtenidas con diferentes técnicas, que permiten verificar si las mismas son consistentes. Para la inversión se consideraron 32 períodos entre 0.001 y 1.259 s de las componentes fuera de la diagonal del tensor de impedancia en el sistema de coordenadas de medición. El error establecido para las mismas fue del 5 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{1/2}$.

La correcta elección del modelo de referencia inicial permite obtener el modelo final con el mínimo local que mejor ajusta los datos y que a su vez permite explicar las estructuras presentes. La covarianza del modelo forma parte del término de regularización diseñado para penalizar las desviaciones de los parámetros del modelo inicial y toma valores entre 0 y 1, donde los valores cercanos a 1 definen modelos suaves con estructuras resistivas que varían lentamente de una celda a otra y, a medida que el parámetro se aproxima a 0, el modelo determina cambios de resistividad más abruptos en las celdas cercanas. En el código ModEM se pueden configurar diferentes valores en direcciones horizontales y verticales, respectivamente. En el presente trabajo primero se investigaron los parámetros del modelo de referencia inicial, una vez seleccionado el que se consideró que mejor permitía explicar tanto los datos como las estructuras geológicas esperadas en la zona, se testearon los valores de la covarianza con las mismas consideraciones.

Para testear el modelo de referencia inicial se consideraron tres configuraciones de resistividad diferentes, capas de 10 Ωm (a), 30 Ωm (b) y 100 Ωm (c) hasta 1 km de profundidad, respectivamente, y por debajo un semiespacio de 500 Ωm . Para tal fin, la covarianza del modelo seleccionada fue de 0.3 en todas las direcciones. El nRMS final obtenido para cada modelo resultante fue de 1.6, 1.57 y 1.77, respectivamente. Como se puede observar en la Figura 2.5 los modelos (a) y (b) son muy diferentes del modelo (c), a pesar de todos tener nRMS similares. De acuerdo con la estratigrafía descrita en la sección 2.2 al menos tres formaciones y el basamento están presentes en el área de estudio. El modelo obtenido de considerar como modelo de referencia inicial 30-500 Ωm muestra las estructuras de resistividad esperadas en el área. Cabe destacar que todos los modelos de referencia considerados definen la base de la Fm. Guasayán, pero ninguno de ellos puede definir la resistividad eléctrica del basamento. Para las inversiones realizadas, el parámetro de compromiso λ inicial seleccionado fue de 100, cuya actualización a su décima parte se implementa cuando la diferencia entre dos iteraciones sucesivas es menor a un valor también preestablecido. Considerando que dicha diferencia en el ajuste global sea menor a 2×10^{-3} , en general se observa que el 90 % de las iteraciones son realizadas para valores de λ de 100, 10, 1 y 0.1, donde para λ igual a 1 es donde tienen lugar la mayoría de las iteraciones. Esta situación se repite en las inversiones realizadas en los próximos capítulos.

Para probar la covarianza del modelo se consideraron valores entre 0.2, y 0.6, con paso 0.1, en todas las direcciones. Los modelos resultantes muestran mayor nRMS a medida que la covarianza aumenta. Para valores de 0.5 y 0.6 los modelos finales son muy suaves y no presentan contrastes claros de resistividad. Un modelo estratificado es mejor definido para valores de 0.2 y 0.3, mientras que 0.4 define estructuras un poco más suaves. Luego, los valores para la covarianza del modelo seleccionados en x e y fueron de 0.4 y en z de 0.3, lo que permite obtener variaciones suaves de resistividad en las direcciones horizontales y un mayor contraste en la vertical.

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

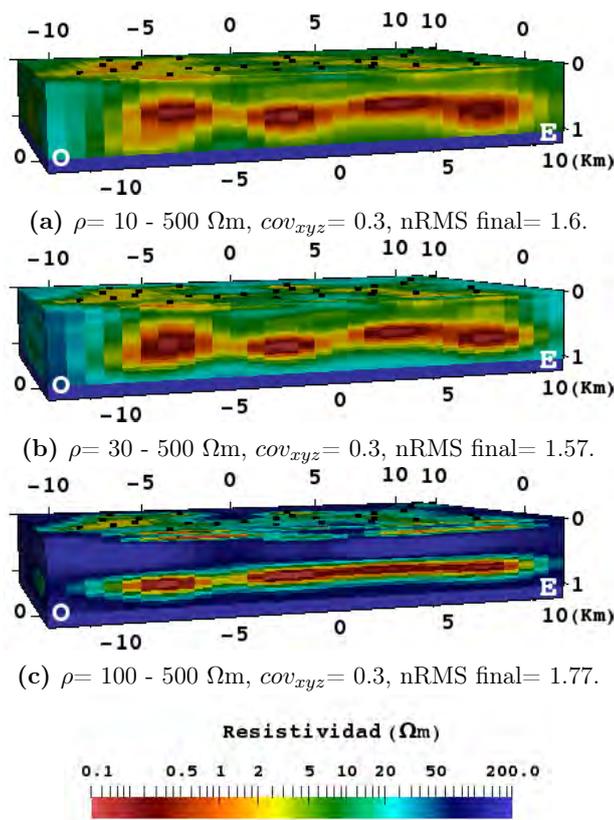


Figura 2.5. Los modelos finales de considerar 10-500 Ωm (a), 30-500 Ωm (b) y 100-500 Ωm (c) como modelos de referencia inicial. La covarianza considerada fue la misma para todos los modelos e igual a 0.3.

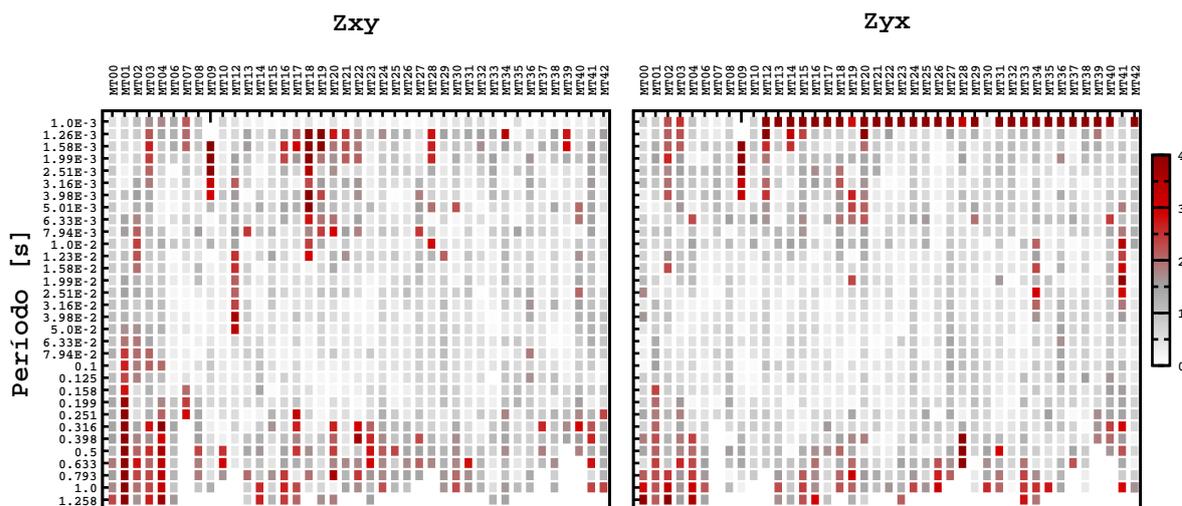


Figura 2.6. Representación del ajuste de las componentes Z_{xy} y Z_{yx} por estación y período. La escala coloreada representa el valor absoluto de la diferencia entre las componentes observadas y la respuesta del modelo dividido por el error para cada período.

Para la inversión final se consideró un modelo de referencia inicial compuesto por una capa de 1 km de espesor con una resistividad de $30 \Omega\text{m}$ y un semiespacio de $500 \Omega\text{m}$ debajo. La covarianza del modelo seleccionada fue de 0.4 en la horizontal y 0.3 en la vertical. El modelo final fue obtenido luego de 124 iteraciones, con un nRMS final de 1.69. La Figura 2.6 muestra el nRMS calculado para cada estación y período en una escala de color que varía entre 1 y 4, donde 1 es representado con blanco y 4 con rojo oscuro. El mismo fue calculado como el valor absoluto entre el dato observado y la respuesta del modelo dividido por el error para cada período en cada estación. De la figura se observa que los valores más altos son obtenidos para las estaciones cercanas a la ciudad de Taco Ralo, región donde la contaminación por ruido es esperable (para la ubicación de las estaciones ver Figura 2.2). En la Sección A.1 se muestran las curvas de ajuste.

2.6. Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos del análisis del modelo 3D final. La Figura 2.7 muestra cinco perfiles hasta 1 km de profundidad en la dirección S-N, denominados con las letras de A a E. Para una mejor descripción, los mismos fueron interpretados utilizando líneas blancas continuas para los límites de unidades geoelectricas, mientras que para el techo y la base de la primera y la última unidad, al no ser considerados límites fiables, se utilizaron líneas blancas discontinuas. A su vez, las unidades geoelectricas fueron numeradas. La mínima longitud de penetración para el modelo es de 50 m, no siendo capaz de definir estructuras confiables a menor profundidad. Por otro lado, debido a la alta conductividad de la unidad más profunda, para el rango de períodos considerados en la inversión, el modelo no puede definir estructuras debajo y el límite inferior de dicha unidad puede no coincidir con la base de la misma.

La primera unidad geoelectrica (1) definida por el modelo tiene un espesor aproximadamente constante y presenta una resistividad que varía de 5 a $20 \Omega\text{m}$. Por debajo, el modelo define una segunda unidad (2) con espesor y profundidad variables y con una resistividad entre 1 y $10 \Omega\text{m}$. Una tercera unidad (3) con resistividades de 15 a $40 \Omega\text{m}$ es observada en los perfiles A y B, mientras que en el C se vuelve más delgada, no observándose en el perfil D, pero sí al norte del E. La ausencia de esta unidad en el perfil D puede deberse a la falta de estaciones en el área. Finalmente, el modelo define una cuarta unidad (4) de espesor variable con resistividad menor a $1 \Omega\text{m}$.

2.7. Discusión e interpretación

Las unidades geoelectricas descriptas en los resultados pueden ser correlacionadas con las formaciones y sus características estructurales presentadas en la Subsección 2.2 y con la información pertinente del catálogo de manifestaciones termales. Dicha información es provista en la Tabla 2.1, donde sólo fueron considerados los pozos cercanos a las estaciones y donde se incluye la profundidad alcanzada por los mismos, la resistividad y la temperatura de sus aguas, y si los mismos son surgentes.

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

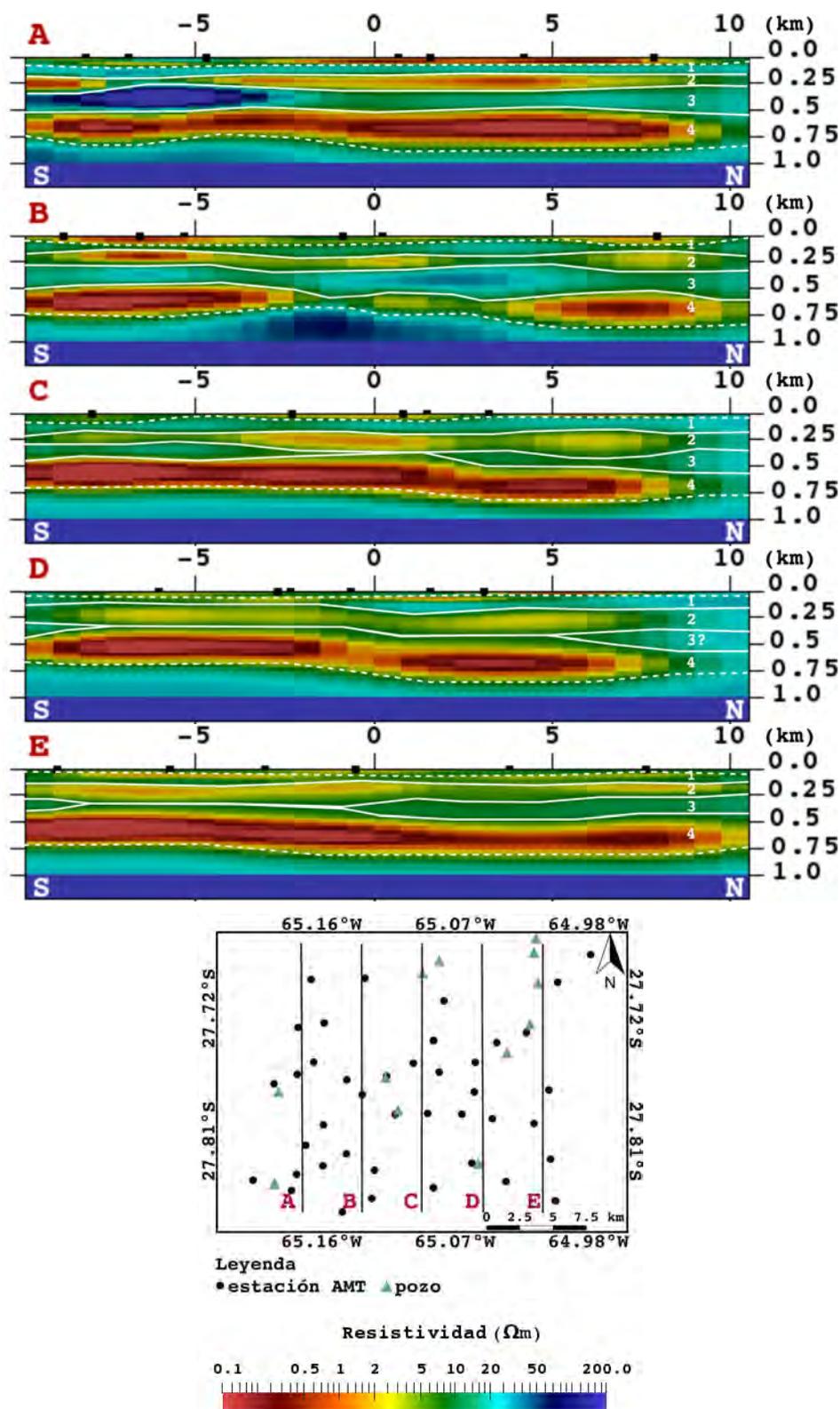


Figura 2.7. (izquierda) Secciones N-S del modelo 3D final hasta 1 km de profundidad. Las principales unidades de resistividad geoelectrica fueron interpretadas. (derecha) Mapa esquemático con la ubicación de las secciones, las estaciones y los pozos.

La primera unidad geoelectrica (1) presente en la Figura 2.7 se correlaciona con los depósitos loésicos y de limos pertenecientes a la unidad Pleistocena. La resistividad variable definida por el modelo podría deberse al deterioro de sus aguas superficiales causado por el bajo salino (ver Figura 2.2). La segunda unidad (2) se correlaciona con los conglomerados limolíticos y limoarcillosos y arenas y areniscas correspondientes a la Fm. Las Cañas de edad Pliocena. Es en esta unidad que se encuentra el acuífero termal. La resistividad aparente asociada a dicha capa es relativamente baja. Se considera que la misma es la respuesta volumétrica de una unidad que contiene sedimentos limoarcillosos intercalados con arenas con aguas de baja calidad y con aguas termales, factores que contribuyen a una disminución de la resistividad. Para explicar la presencia de la tercera unidad recurrimos a los resultados presentados por Iaffa y cols. (2011). De las líneas sísmicas interpretadas en su trabajo, dos de ellas siguen las rutas que limitan al norte y al oeste la zona de estudio aquí presentada. De acuerdo con sus resultados, la Fm. India Muerta, también de edad Pliocena, yace entre la Fm. Las Cañas y la Fm. Guasayán. Si bien sólo encontramos referencia de su presencia en este trabajo, la misma es reconocida en otras regiones de la cuenca tucumana (ver por ejemplo, Zapata y cols., 2019). Luego, la tercera unidad geoelectrica (3) del modelo se correlaciona con la Fm. India Muerta, compuesta principalmente por areniscas grises y lutitas fluviales (Bossi y cols., 1998). Por último, la cuarta unidad (4) se correlaciona con la Fm. Guasayán de edad Miocena compuesta por limolitas verdes yacíferas parcialmente amarillas y rojizas y por bancos de yeso. Esta formación es de origen marino y posee arcillas producto de alteración mineralógica. La presencia de sales disueltas así como la capacidad de intercambio de los cationes débilmente ligados en las superficies de los minerales de arcillas (Ussher y cols., 2000) permiten explicar su muy baja resistividad. Finalmente, dadas las unidades geológicas y los rasgos hidrogeológicos presentes, las unidades geoelectricas determinadas por el modelo son comparables con las de otros ambientes geotermales no volcánicos con características geológicas similares. En particular se estableció correspondencia con las determinadas por Muñoz y cols. (2010).

En la Figura 2.8 se muestran secciones en la dirección O-E del modelo 3D final sobre los cuales las estructuras de fallas y pliegues descriptas por Iaffa y cols. (2011) y Battaglia (1982) fueron superpuestas en color negro con la finalidad de correlacionarlas con el mismo. Se observa que en el perfil del centro del modelo la falla curva inferida coincide en profundidad con una leve variación lateral de la resistividad en la unidad asociada a la Fm. Guasayán, rasgo señalado con una línea negra curva vertical. También se observa que al este de la falla inferida el techo de la Fm. Las Cañas, señalado con líneas blancas discontinuas, es más superficial que al oeste. Es decir, en una primera instancia el modelo permite inferir que el acuífero termal podría encontrarse a menor profundidad al este de la misma. Otro rasgo estructural observado son las suaves ondulaciones formando anticlinales y sinclinales de la unidad geoelectrica asociada a la Fm. Guasayán, rasgo delimitado con líneas blancas continuas. Por otro lado, en el extremo sudoeste del modelo se observa un cuerpo de alta resistividad debajo de las estructuras determinadas por Iaffa y cols. (2011), región donde los autores describen un basamento fallado. Siendo que la zona de estudio presenta características estructurales complejas, consideramos que el bloque resistivo, señalado en el modelo con signos de interrogación, podría deberse a fallas que estarían levantando el basamento. Por último, cabe destacar que de las secciones se observa que hacia el sudeste de la

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

región la Fm. India Muerta no es definida por el modelo.

Con la finalidad de establecer la correspondencia entre la resistividad determinada por el modelo y la inferida con la información de los pozos, en la Figura 2.9 se muestran cortes en profundidad a 256-273, 273-292 y 400-425 m. En la vecindad de los pozos se observan resistividades que varían entre 1 y 10 Ωm , mientras que la resistividad del agua de los pozos a 20° C obtenida del catálogo de manifestaciones termales varía entre 7 y 21 Ωm (ver Tabla 2.1).

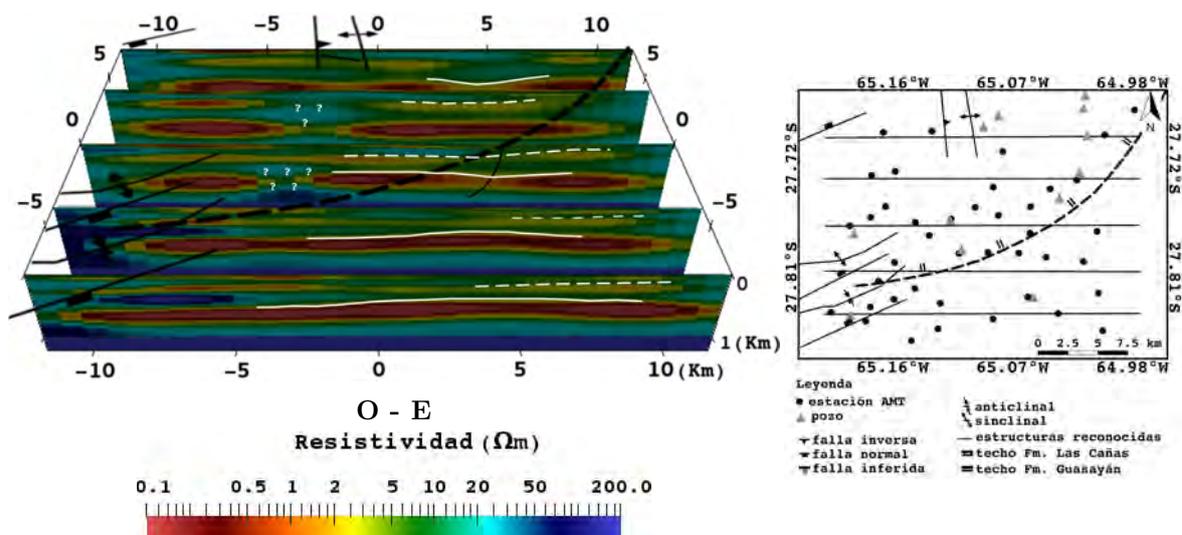


Figura 2.8. (izquierda) Secciones O-E del modelo 3D final hasta 1 km de profundidad. (derecha) Mapa esquemático con la ubicación de las secciones, las estaciones y los pozos. Fueron superpuestas las características estructurales determinadas por Battaglia (1982) y Iaffa y cols. (2011).

Nombre del pozo	ID	prof. (m)	ρ_{pozo} (Ωm)	T (°C)	surgente
Árboles Grandes 1	AG1	262-290	21.41	35.5	sí
El Mojón	EM	430	7.87	41	sí
La Iguana 1	LI1	269	—	27	no
La Iguana 2	LI2	412	6.54	42.5	no
Paez	PA	276	12.09	46	sí
Puesto del Medio	PM	412	10.90	50	sí
Taco Ralo 1	TR1	265 - 269	8.35	32	no
Taco Ralo 2	TR2	399	14.53	41	no
Taco Ralo 3	TR3	392 -402	15.43	41.5	no
Villa Pugio	VP	273	10.82	36.5	sí
Viltrán	VI	419	12.61	44.5	sí

Tabla 2.1. Datos de los pozos cercanos a las estaciones AMT donde se indica la profundidad del acuífero explotado, la resistividad (a 20°C) y la temperatura (medida en cabeza de pozo) del agua y si los mismos son surgentes.

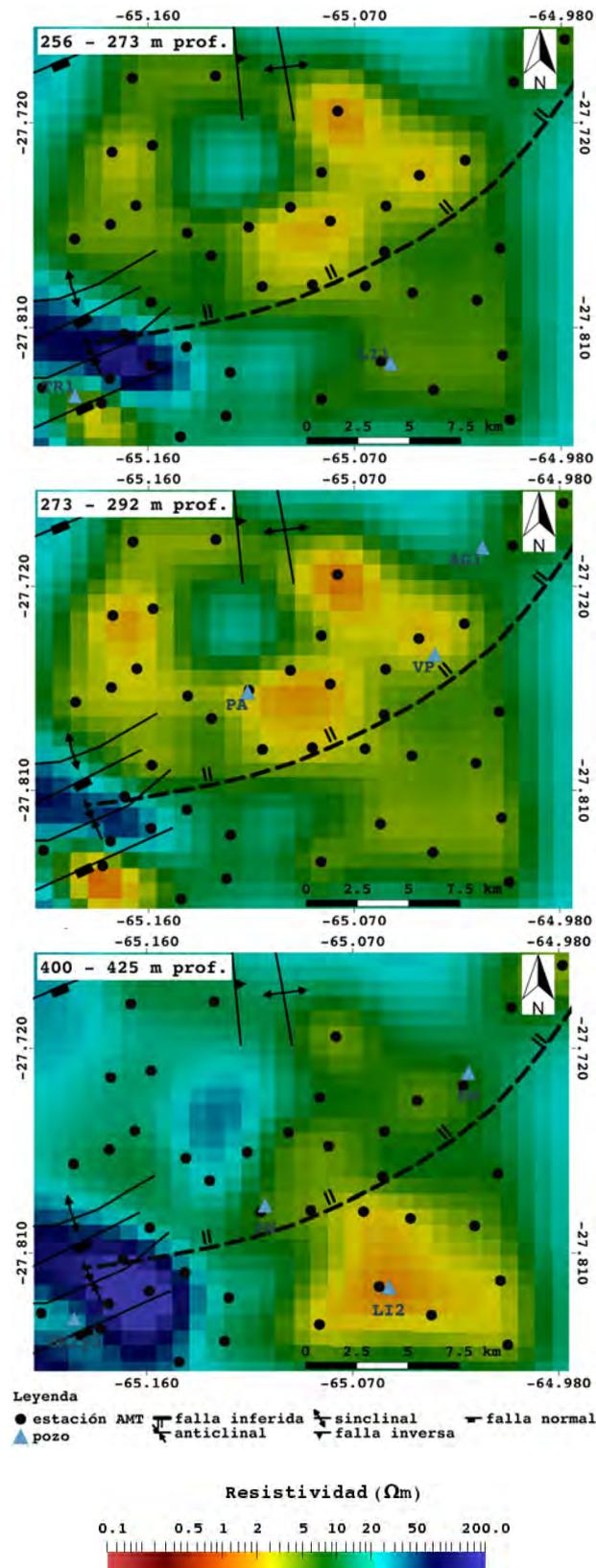


Figura 2.9. Cortes del modelo 3D final a las profundidades de los pozos cercanos a las estaciones. Fueron superpuestas las características estructurales determinadas por Battaglia (1982) y Iaffa y cols. (2011).

2. Caracterización geoelectrica 3D del área geotermal en la cuenca de Tucumán

El fluido poral afecta significativamente a la resistividad aparente de las rocas. La ley empírica de Archie $\rho_a = \rho_f \phi^{-m} S^{-n}$, (Archie 1942) relaciona la resistividad aparente de la roca ρ_a , con su porosidad ϕ , su saturación poral S , y con la resistividad del fluido poral ρ_f , mediante el exponente de saturación n , y el exponente que controla la geometría del poro m (Bedrosian 2007). Si se contara con estudios de laboratorio para acceder a todos los parámetros, esta ley permitiría validar nuestros resultados, pero desafortunadamente sólo se sabe, a partir de los esquemas de las perforaciones, que las unidades están compuestas por areniscas rojizas de grano fino a medio ligeramente arcillosas micáceas y calcáreas, y si bien hay parámetros medios que podríamos considerar, en general los mismos varían considerablemente para diferentes formaciones de características similares (ver por ejemplo Tabla 1 de Worthington 1993). Cabe señalar que las resistividades indicadas en la Tabla 2.1 en general presentan valores acordes a los determinados por el modelo.

Finalmente, una vez más se observa la correspondencia del modelo con las estructuras presentes. En particular, se observan cambios en la resistividad a ambos lados de la falla curva inferida, donde los pozos ubicados al noroeste son los surgentes.

Capítulo 3

Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

El estratovolcán Socompa se ubica en la Zona Volcánica Central de los Andes, región de interés para la búsqueda de recursos geotérmicos debido a la presencia de volcanes activos. En sus alrededores se llevó a cabo el Prospecto Geotérmico Socompa con el objetivo de detectar manifestaciones termales relacionadas a un sistema geotermal activo, pero los resultados obtenidos a partir de diferentes técnicas no fueron concluyentes. Con el objetivo principal de delimitar el reservorio de las aguas geotermales circulantes, en este capítulo se presenta un modelo geoelectrico 3D obtenido de la inversión de datos audiomagnetotelúricos registrados sobre un área de 16 km² que cubre el bajo topográfico en el que se encuentran la laguna Socompa y la Quebrada del agua, ambas con presencia de manantiales termales. El rasgo más distintivo determinado por el modelo es una capa de baja resistividad (menor a 10 Ω m) a una profundidad de 400-500 m y al menos de 200 m de espesor, que debido al ambiente geológico puede ser explicada por dos escenarios posibles. La misma podría deberse a un acuífero salino que albergue las aguas circulantes. Pero hay indicios que señalan que el bajo topográfico podría coincidir con una cripto-caldera de edad Miocena, y por lo cual el escenario de una capa de arcillas desarrollada durante el período de actividad no puede ser descartada. A partir de los datos audiomagnetotelúricos fue posible la caracterización de las unidades superficiales presentes en el área de estudio, así como la estimación en una primera aproximación de la profundidad a la que se encontraría el reservorio hidrotermal.

3.1. Motivación del área de estudio

El Socompa es uno de los estratovolcanes más voluminoso y de mayor altura de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (Figura 3.1b). La región se caracteriza por su arco volcánico activo relacionado con la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana en un ambiente de altiplanicie y con condiciones climáticas de semi-áridas a áridas (Stern 2004). Estudios termomecánicos del estado de los Andes determinaron que la región presenta el mayor flujo de calor así como la menor profundidad de la isoterma de Curie (Ibarra y Prezzi 2019). El vulcanismo activo convierte a la ZVC atractiva para la exploración de sistemas geotermales (ver por ejemplo, Bissig y cols. 2001; Tassi y cols. 2009; McCoy-West y cols. 2011; Lahsen y cols. 2015; Munoz-

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

(Saez y cols., 2018; Filipovich y cols., 2020; Chiodi y cols., 2019) y aunque su gran potencial permite considerar la explotación de energía geotermal, en el presente sólo la planta del Proyecto Cerro Pabellón en Antofagasta, Chile, se encuentra operando.

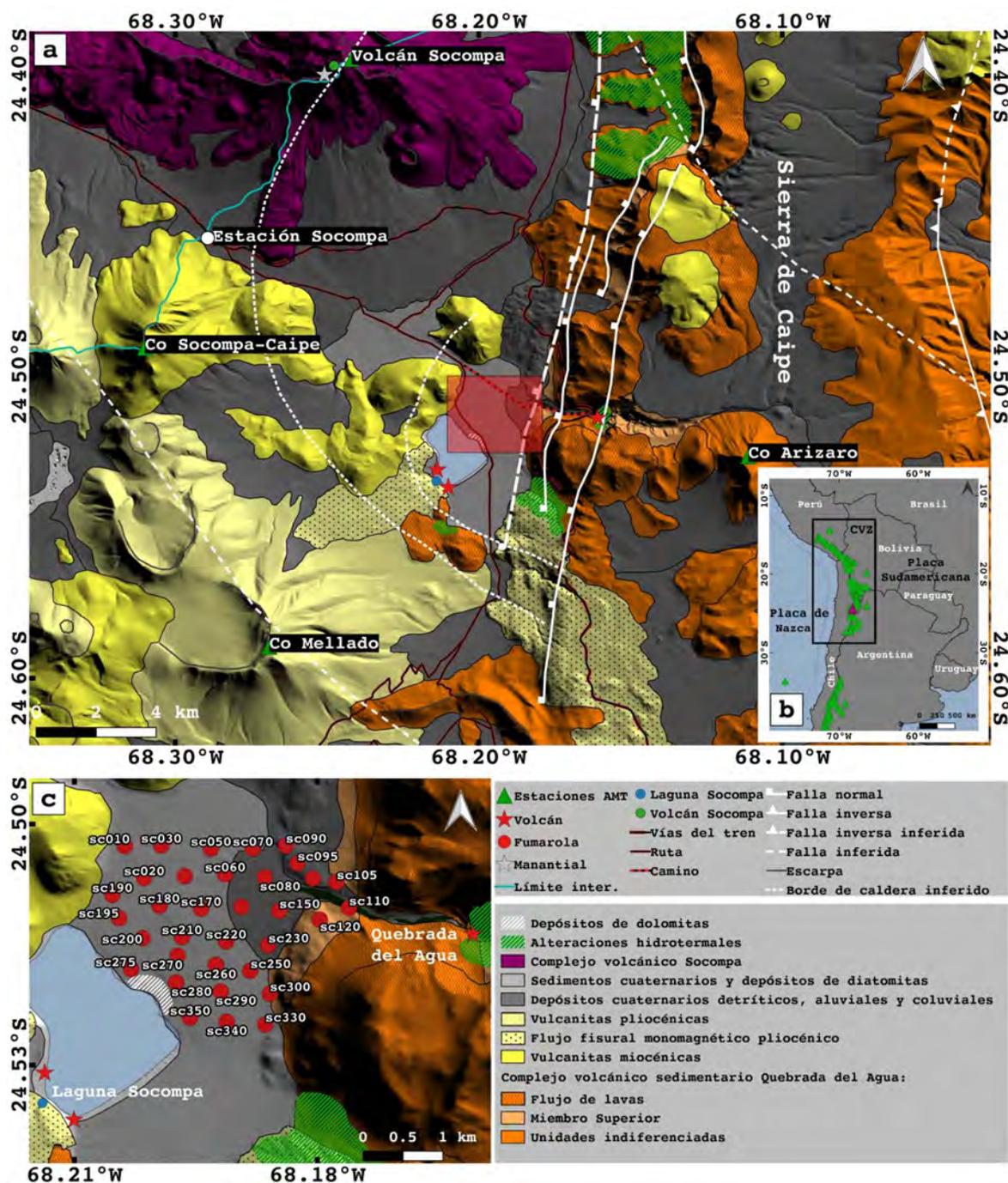


Figura 3.1. Mapa geológico y topográfico del área de estudio (a y c). En (a) el área del relevamiento AMT fue señalizada con un rectángulo rosa y en (c) se muestra la disposición de las estaciones con círculos rojos. Los principales rasgos estructurales, las manifestaciones termales, los caminos de acceso y los lugares relevantes fueron incluidos. Mapa de la Zona Volcánica Central de los Andes (b).

Estudios realizados en los alrededores del volcán sugieren características geológicas e hidrogeológicas favorables para un sistema geotermal ciego caracterizado por una fuente de calor relacionada al sistema magmático actual del volcán, reservorios y sellos dentro de un posible sistema de estructuras de caldera, así como la disponibilidad de agua proveniente de diferentes zonas de alimentación (Galliski y cols., 1987; Seggiaro y Apaza, 2018; Lelli, 2018; Raco, 2018; Conde Serra y cols., 2020). Los estudios más recientes fueron llevados a cabo en el marco del Prospecto Geotérmico Socompa (PGS) que se ubica en el bajo topográfico con altitud media de 3500-3800 m.s.n.m., situado entre el flanco sudeste del volcán y el límite occidental de la sierra de Caipe (Figura 3.1a). El bajo contiene a la laguna Socompa, cuyas aguas son hipersalinas y posee una profundidad media de un metro (Farías y cols., 2013). Las principales manifestaciones son los manantiales termales presentes en los alrededores de la laguna y en las cercanías de la localidad Quebrada del Agua y las rocas de edad Pliocena con alteración producida por los fluidos circulantes, ubicadas en la falla Quebrada del Agua (Figura 3.1c) (Seggiaro y Apaza, 2018).

Los métodos electromagnéticos son ampliamente utilizados para la exploración y la caracterización de ambientes asociados a sistemas geotermales (Arnason y cols., 2000; Harinarayana y cols., 2006; Farquharson y Craven, 2009; Amatyakul y cols., 2015; Blake y cols., 2016; Barcelona y cols., 2019). Como fue mencionado en la Sección 1.1, varios factores influyen de manera significativa sobre la conductividad de las rocas, entre las que se destacan la temperatura, la porosidad, la permeabilidad, el fluido poral y los minerales de arcillas (Spichak y Manzella, 2009). La conductividad del fluido, a su vez, generalmente aumenta con la concentración de sales, llegando a tomar valores extremos de $0.01 \Omega\text{m}$ para fluidos hipersalinos con concentración de 25% en peso de NaCl (Bedrosian, 2007). Por otro lado, en rocas con presencia de minerales de arcillas, el mecanismo que explica la alta conductividad es la doble capa que se forma en la interfase del mineral de arcilla y el agua, contribución adicional conocida como conductividad superficial (Ussher y cols., 2000). El efecto de la conductividad superficial es generalmente más importante cuando la porosidad o permeabilidad es baja. Por último, la temperatura es el principal factor que influye sobre la alteración mineralógica.

En este capítulo se presenta un modelo audiomagnetotelúrico (AMT) de los primeros cientos de metros de profundidad de la región del PGS, comprendida entre la laguna Socompa y la localidad Quebrada del Agua. El principal objetivo fue restringir en profundidad la presencia del reservorio de las aguas geotermales circulantes y la caracterización de las estructuras geoelectricas que facilitan su circulación.

3.2. Geología y estudios previos

Geología

El volcán Socompa se ubica geográficamente a los 24.40°S y 68.25°O y posee una altitud media de 6032 m.s.n.m. Es un estratovolcán de edad Cuaternaria con un volumen de 100 km^3 y es conocido por su gran depósito de escombros de avalancha de 26 km^3 formado por el colapso de su flanco NO 7200 años AP (ver Wadge y cols., 1995, y referencias). Las unidades posteriores al colapso, conformadas por flujos de lava da-

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

cíticas y domos, han reconstruido parcialmente el edificio, y junto con la presencia de cráteres de explosión, depósitos piroclásticos y la débil actividad fumarólica, evidencia su actividad Holocena.

La columna estratigráfica de la región está compuesta de un basamento cristalino pre-Cenozoico sobre el que se apoyan unidades Cenozoicas, abarcando desde el Paleogeno hasta el Cuaternario. El basamento, que no aflora localmente en los alrededores del PGS, está compuesto por rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico Inferior superpuestas por cuarcitas Devónicas, rocas volcánicas ácidas Pérmicas y arenas y arcillas del Cretácico Superior (Gardeweg y cols., 1993; Reutter y Munier 2006). El bajo topográfico en el que se ubica el PGS corresponde a la pared colgante de la falla Quebrada del Agua que define el límite occidental de la sierra de Caipe. El bajo se encuentra cubierto superficialmente por relleno de edad Cuaternaria de aproximadamente 100 m de espesor y compuesto principalmente por arenas, calizas, calizas limosas, depósitos de sulfato de sodio y cenizas volcánicas (Zappettini y Blasco 2001).

La sierra de Caipe, con tendencia N-S, está principalmente compuesta por el complejo volcano-sedimentario Quebrada del Agua (CVSQA). El mismo tiene asignada una edad Oligocena Superior-Miocena, pero debido a que parte de sus miembros se correlacionan con la Fm. Salín de edad Mio-Pliocena, registrada tanto al norte como al oeste del volcán, posiblemente se extienda hasta el Plioceno (Ramirez 1988). El CVSQA está compuesto por unidades piroclásticas, conglomerados y domos andesíticos, dacíticos y riolíticos (Galliski y cols., 1987; Zappettini y Blasco 2001). Localmente se reconocen tres miembros, inferior, medio y superior, con espesores estimados de 110 (no se observa la base localmente), 200 y 230 m, respectivamente (Seggiaro y Apaza 2018). El miembro inferior está compuesto por arenas y conglomerados con clastos andesíticos y graníticos y matriz limosa. El miembro medio está conformado por conglomerados polimícticos con clastos dacíticos y matriz de ceniza intercalados con lavas dacíticas, con depósitos piroclásticos ricos en piedra pómez y con depósitos piroclásticos reprocesados. El miembro superior corresponde a una sucesión de depósitos piroclásticos dacíticos integrados por depósitos de bloque y de flujo de cenizas, co-ignimbritas con piedra pómez y clastos líticos y depósitos piroclásticos de caída menores, en su mayoría de moderado a bien consolidados. Los miembros medio y superior son considerados equivalentes a la Fm Salín, compuesta por conglomerados, arenas y depósitos piroclásticos, de pobremente a no consolidados, con lentes lacustres y unidades evaporíticas que presentan un espesor máximo de 250 m (Ramirez 1988; Ramírez y cols. 1991; Gardeweg y cols., 1993; De Vries y cols., 2001). Finalmente, el CVSQA está cubierto por lavas andesíticas y dacíticas que son truncadas por la falla normal Quebrada del Agua.

Las Fm. Geste y Vizcachera, de edad Eocena Superior y Oligocena-Miocena, respectivamente, son unidades de gran extensión areal reconocidas en la región y que afloran al pie del flanco oriental y en el extremo sur de la sierra de Caipe, pero no fueron reconocidas en el bajo topográfico (Zappettini y Blasco 2001). Dichas formaciones podrían encontrarse por debajo del CVSQA. Pero unidades sedimentarias de 100 m de espesor compuestas por conglomerados y arenas poco consolidadas fueron asignadas a la Fm. Vizcachera en la localidad de Caipe ubicada a 30 km SE de la laguna; y presentan una relación transicional con las unidades volcánicas del CVSQA, que predomina en los miembros medio e inferior, y cubre las rocas graníticas de edad Paleozóica y

Paleógena (Zappettini y Blasco 2001; Seggiaro y Apaza 2018). Por otra parte, se considera que las unidades sedimentarias de la Fm. Vizcachera serían equivalentes a las unidades con conglomerados, arenas y arcillas de 500 m de espesor asignadas a las Fm. Tambores y San Pedro reconocidas en la cuenca de Moturaqui, que se ubica aproximadamente a 30 km O de la laguna. Estas últimas se encuentran entre el basamento cristalino y la Fm. Salín (Ramírez 1988; De Vries y cols. 2001).

Los principales rasgos estructurales de la región son la falla normal Quebrada del Agua, con tendencia N-S y presencia de fallas menores paralelas, y lineamientos de domos dacíticos que delimitan tanto al bajo topográfico como los alrededores del volcán. Estas últimas se consideran un posible sistema de calderas anidadas desarrolladas en un sistema de fallas trascurrentes (Seggiaro y Apaza 2018). A lo largo de la falla Quebrada del Agua se emplazan unidades volcánicas de edad Pliocena-Cuaternaria conformadas por flujos de lava basálticas, andesíticas y dacíticas y domos riolíticos. Algunas unidades llenan parcialmente la pared colgante en la que se encuentra el bajo topográfico (Zappettini y Blasco 2001; Galliski y cols. 1987). Otras estructuras, como lineamientos N-S y NO-SE, también fueron reconocidos (Zappettini y Blasco 2001).

Estudios previos para la identificación de manifestaciones geotermiales

Varios estudios y con diferentes técnicas fueron realizados en los alrededores del volcán. En relación a los de superficie, se registró evidencia de actividad geotermal donde vale la pena resaltar las unidades alinitizadas y silificadas del CVSQA, las áreas con alteración silícea y argílica pervasiva que se encuentran presentes a lo largo y al norte de la falla (donde actualmente se encuentra operando un proyecto minero), el domo riolítico de Quebrada del Agua, los depósitos de trabertinos al este de la laguna y los domos dacíticos al sur de la misma (ver Figura 3.1a y Figura 3.1c) (Galliski y cols. 1987; Seggiaro y Apaza 2018). La laguna posee depósitos estratificados de sulfato de sodio y niveles de diatomitas relacionados con la contribución silícea de las aguas hidrotermales que emergen de ésta (Cordini 1965), pero además, en su borde sudeste se encontraron estromatolitos (Farías y cols. 2013). La presencia de estos últimos en un ambiente tan hostil fue relacionada con sus aguas termales.

En la región, Conde Serra y cols. (2020) estudiaron la presencia de alteraciones hidrotermales en superficie mediante el análisis espectral de imágenes satelitales. A partir de los resultados pudieron determinar áreas de alteración silícea, propilítica y argílica. De dichas áreas, los autores tomaron muestras de campo que fueron analizadas por espectrometría de reflectancia y difracción de rayos X. Los resultados más destacados fueron la presencia de la asociación mineral argílica esmectita + kaolinita + cuarzo, que es un producto típico de fluidos de composición neutra y clorurada asociados con las zonas de escape de los sistemas geotérmicos (Vázquez y cols. 2014; Vazquez y cols. 2016; Maza y cols. 2018); la asociación por alteración argílica avanzada alunita + kaolinita + cristobalita, cuya presencia fue relacionada con fluidos ricos en HS^- y CO_2 generalmente asociados con manifestaciones superficiales de sistemas epitermales y/o flujo ascendente de sistemas geotérmicos (Gifkins y cols. 2005; Stimac y cols. 2015); y la presencia de las series de transformación de esmectita dioctaédricas a illita (I-S) y de esmectita trioctaédricas a clorita (C-S), que están principalmente relacionadas con

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

el metamorfismo térmico (Meunier 2005).

Lelli (2018) realizó un reporte del análisis químico e isotópico de 24 muestras de agua, entre las que se incluyen muestras de manantiales termales, fríos y con agua salina, de la laguna y de un pozo termal en el Salar de Lluillaillaco, pero por problemas climáticos, no pudo recolectar muestras de las fumarolas cercanas a la cima del volcán. Por medio de instrumentos portátiles, registró la temperatura, el pH, la alcalinidad y la conductividad eléctricas de las aguas. El autor determinó que la laguna presenta productos sólidos originados por la actividad hidrotermal y varias filtraciones que se mezclan con sus aguas hipersalinas. Los manantiales termales, ubicados al oeste y sudoeste de la misma, poseen temperaturas máximas de 26-27.6°C. Por otro lado, el manantial de Quebrada del Agua también fue considerado termal debido a que sus aguas poseen temperaturas de 18°C, valor muy superior a la media anual de -5°C (Houston y Hartley 2003). El agua que descarga del manantial se infiltra por debajo del terraplén del ferrocarril y emerge del lado opuesto, en el que se organiza un pequeño río que fluye hacia la laguna. Del análisis químico de las aguas termales, que establece que la salinidad de las mismas es baja, se determinó que no es posible identificar una tendencia clara de evolución geoquímica debido a que las características originales pueden haber sido alteradas por los depósitos de sal y por las infiltraciones de agua salina, dificultando el estudio de la evolución termal de las componentes profundas. Respecto de la geotermometría, todas las aguas termales fueron clasificadas como inmaduras. El autor concluye que a pesar de no poder identificar el origen del termalismo, el mismo no puede ser considerado despreciable.

Finalmente, Raco (2018) realizó un reporte sobre los fluidos geoquímicos, en particular sobre la desgasificación de CO₂ del suelo. La autora no pudo determinar la presencia de muestras que excedieran el umbral de fondo y que pudieran estar relacionadas con la contribución de una fuente profunda. La causa podría deberse a que la fuente no existe, o que hay una cubierta impermeable y eficiente que no permite el flujo de gas a través de ella.

3.3. Campaña de audiomagnetotelúrica

En diciembre del año 2017, por medio de un STAN realizado para el SEGEMAR, se registraron 34 estaciones audiomagnetotelúricas en el bajo topográfico situado entre la laguna Socompa y la localidad Quebrada del Agua. Dado que el interés era la caracterización geoelectrica 3D de los primeros cientos de metros, la distancia media seleccionada entre estaciones vecinas fue de 400 m, siguiendo una separación uniforme en el terreno. La adquisición, el registro y el procesamiento de los datos fue realizado con el mismo instrumental y siguiendo la misma configuración que la introducida en la Sección 2.3. La Figura 3.2 muestra imágenes del despliegue del instrumental en el campo, del grupo de trabajo del Ingeis y del SEGEMAR que realizamos la campaña y de los principales rasgos geomorfológicos.

Durante la campaña se adquirieron datos en los dos rangos de frecuencias en las que permite registrar el equipo. Ambos rangos se solapan y poseen una banda muerta, es decir, frecuencias a las cuales la señal es mínima. El rango de las altas frecuencias tiene la banda muerta alrededor de los 5 kHz y el de las bajas frecuencias la banda entre 0.5 y 5 Hz, con el mínimo en 1 Hz. Pero además, el ambiente geológico en el que

fueron registrados los datos (conglomerados y areniscas superficiales no consolidados) restringen el alcance de la técnica. Luego, la mayor frecuencia seleccionada tanto para el análisis de la dimensionalidad como para la inversión de los datos fue 1000 Hz, es decir, la mayor frecuencia del rango de las bajas frecuencias; y de los dos rangos prospectados fue considerado el que presentaba mejor relación señal-ruido.



Figura 3.2. Imágenes del viaje de campaña en las que se puede apreciar el instrumental y su distribución espacial, la laguna Socompa y el volcán Socompa, así como el equipo que realizó la campaña y la logística necesaria para la misma.

3.4. Análisis de dimensionalidad de los datos

Para estimar la estructura regional del dato se realizó el análisis de dimensionalidad con los parámetros obtenidos a partir del tensor de fase Φ siguiendo los criterios descriptos en la Sección 2.4.

La Figura 3.3 muestra las elipses del tensor de fase para cada estación y período coloreadas con el valor absoluto del ángulo de sesgo normalizado $|\Psi|$ en escala de grises. Como puede observarse, para períodos cercanos a 5.0×10^{-2} s hay un cambio en la tendencia de los valores de $|\Psi|$. Para la mayoría de las estaciones, para períodos menores, $|\Psi|$ es menor a 6° y la estructura regional del dato puede ser considerada 2D, pero para períodos mayores, en general $|\Psi|$ es mayor que 6° , indicando que los mismos responden a estructuras 3D. Con respecto a las elipses, para períodos menores a 5.0×10^{-2} s se observa una baja elipticidad, comportamiento típico de un subsuelo 1D. Pero a medida que éste aumenta, no sólo la elipticidad se ve incrementada, sino que además se observa que la orientación del eje principal de las elipses varía entre estaciones vecinas, no pudiéndose determinar un rumbo regional común a la mayoría de las estaciones, lo que también sugiere un subsuelo 3D. De los resultados se concluye la importancia de realizar la inversión 3D del tensor de impedancia completo.

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

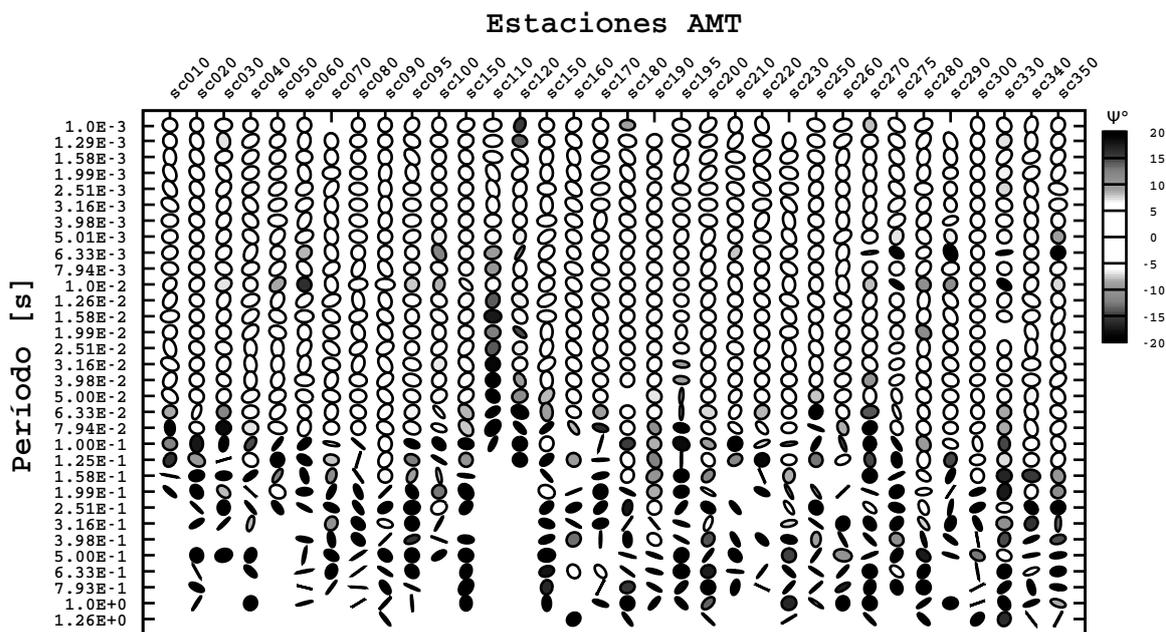


Figura 3.3. Elipses del tensor de fase por estación y período, coloreadas con el ángulo de sesgo normalizado representado en escala de grises.

3.5. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final

Como en la Sección 2.5 para la inversión 3D del tensor de impedancia se utilizó el código ModEM (Egbert y Kelbert 2012; Kelbert y cols. 2014). Luego, aquí nuevamente el modelo de referencia inicial será testeado para tratar de determinar dentro del espacio de los modelos los parámetros que permitan tanto explicar los datos como una buena caracterización de la región de estudio.

La longitud total del modelo, conformado por $55 \times 60 \times 130$ celdas, es de $16 \times 16 \times 10$ km en las direcciones x , y y z , respectivamente, donde el eje x apunta al norte geográfico, el eje y al este y el eje z se considera positivo hacia abajo. En el área en la que yacen las estaciones, la longitud de las celdas seleccionada para el plano horizontal fue de 170 m en x y 150 m en y , donde se consideró al menos una celda vacía entre estaciones vecinas, y para las estaciones por fuera del área, se aplicó un incremento lineal de 1.2. En la vertical, el espesor considerado para la primera celda fue de un metro y el incremento para las siguientes también fue lineal y en un factor de 1.05. La elección del espesor de la primera celda permitió incluir a la laguna Socompa como un cuerpo congelado, es decir, la inversión no tiene permitido modificar el valor de resistividad $0.1 \Omega\text{m}$ asignado a sus celdas, valor de referencia para el agua hipersalina de la laguna obtenido de Farías y cols. (2013).

Para la inversión se consideraron 32 períodos entre 0.001 y 1.26 s del tensor de impedancia en el sistema de coordenadas de medición. El error considerado para las

3.5. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final

componentes fuera de la diagonal fue de 5% de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{1/2}$ y para las componentes diagonales fue del 15% de su valor absoluto.

Respecto del modelo de referencia inicial, dado que en la región no se cuenta con estudios geológicos de detalle o estudios geofísicos cuya información pudiera ser incorporada al mismo, para determinar el modelo que permitiera obtener el modelo final más adecuado, se consideraron semiespacios de 30, 100 y 500 Ωm . El valor de 30 Ωm fue el seleccionado por ser el que definió las estructuras de resistividad esperadas para el ambiente en el que fueron registrados los datos. Además, fue el que obtuvo el mejor ajuste de los mismos. En todos los casos la covarianza del modelo fue de 0.3 en todas las direcciones, valor considerado dado que permite definir cambios abruptos de resistividad entre celdas vecinas.

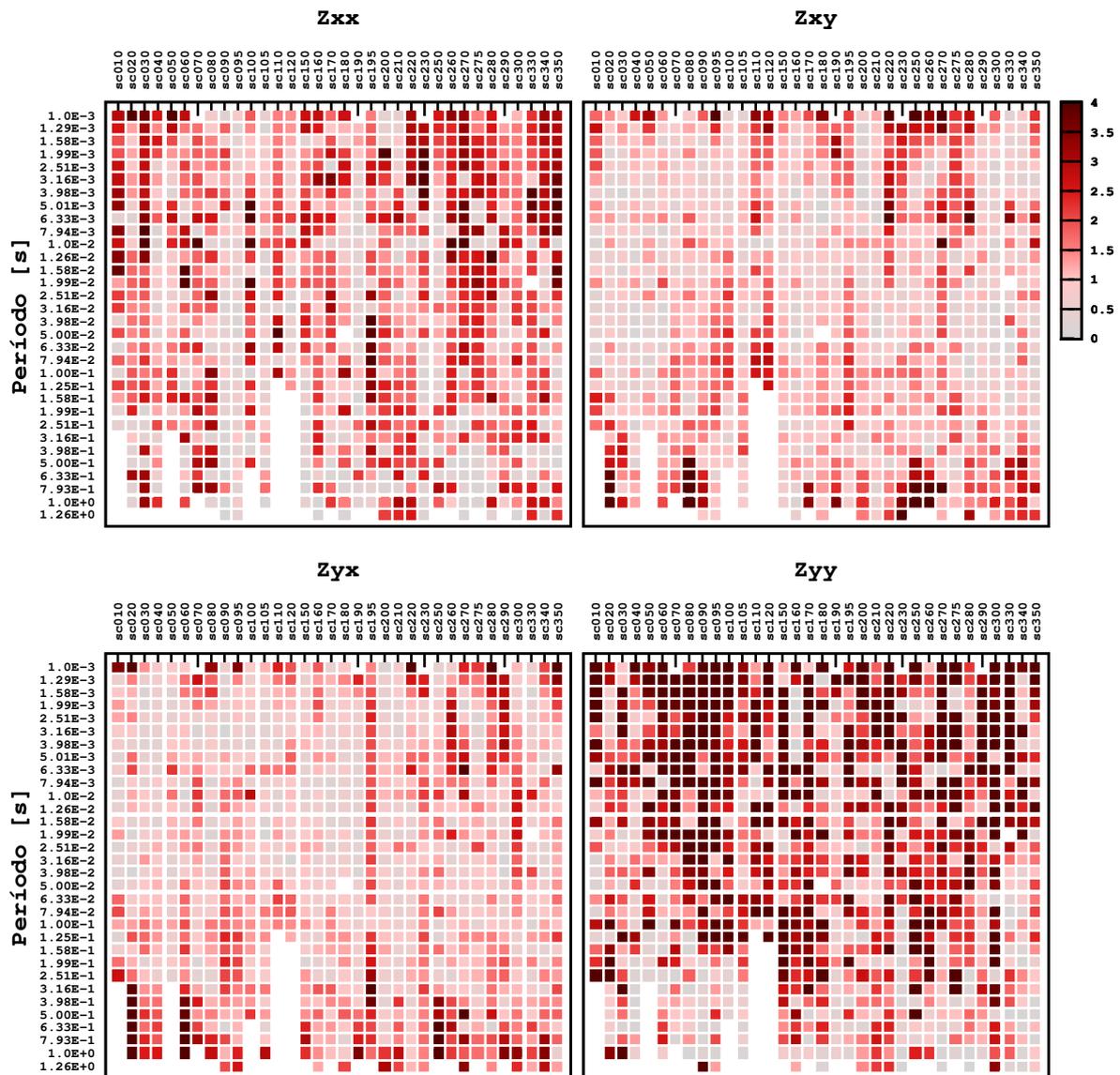


Figura 3.4. Representación del ajuste para cada componente de \mathbf{Z} por estación y período. La escala coloreada representa el valor absoluto de la diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo dividido por el error para cada período.

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

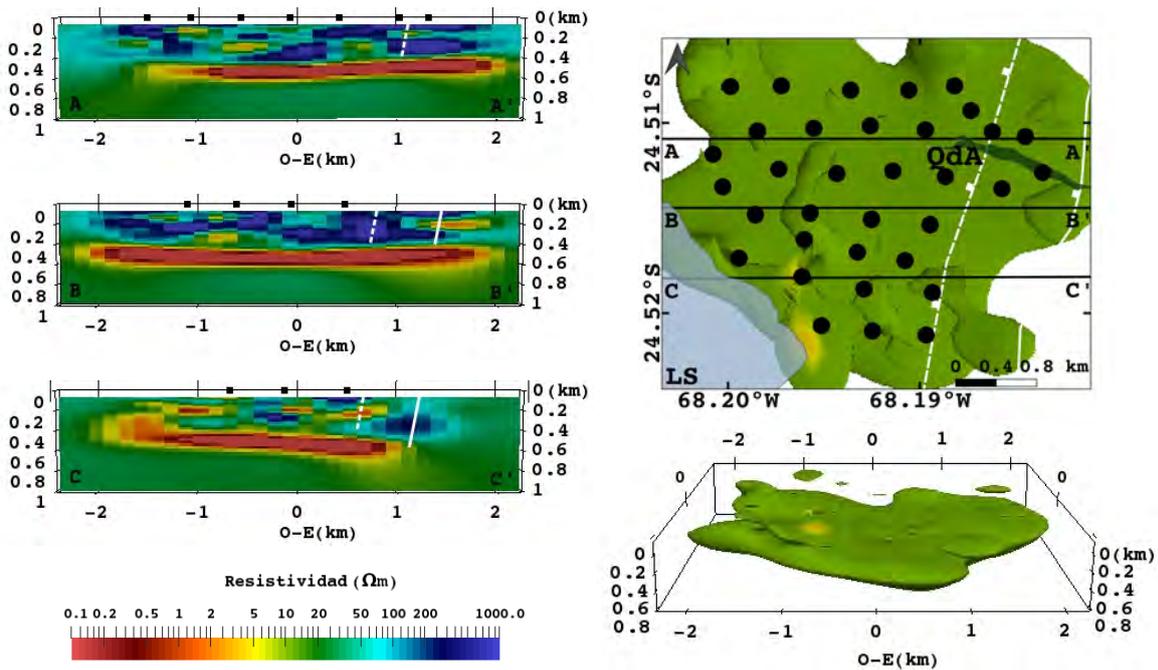
Para testear el incremento vertical de la grilla se utilizaron los resultados de la inversión 1D de cada estación calculados con el software WinGLinK (Rodi y Mackie 2001). Del análisis de los modelos 1D se observa que, en promedio, la resistividad disminuye drásticamente de cientos de Ωm a valores cercanos a 1 Ωm para las profundidades comprendidas entre 500 y 700 m. Luego, se consideró un segundo modelo de referencia, conformado por un semiespacio de 30 Ωm con una capa de 1 Ωm entre los 500 y los 700 m de profundidad, y se compararon los resultados de la inversión a partir de ambos modelos, modificando el incremento lineal vertical. Para un incremento inicial de 1.15, la mayor diferencia entre ambos modelos es la resolución del espesor de la capa conductiva. A medida que se consideraron incrementos menores, las diferencias entre los modelos finales fueron disminuyendo y para un valor de 1.05 se volvieron despreciables. Para todos los incrementos considerados, la profundidad de la capa conductiva no varió significativamente.

Para la inversión final se consideró un modelo de referencia inicial conformado por un semiespacio de 30 Ωm y una covarianza del modelo de 0.3 en todas las direcciones. El modelo final se obtuvo luego de 64 iteraciones con un nRMS de 3.1. En la Sección A.2 se muestran las curvas de resistividad aparente y de fase para los datos observados y predichos. La Figura 3.4 muestra el nRMS para cada componente del tensor de impedancia por estación y período, en una escala de color que varía entre 1 y 4, donde 1 es representado con blanco y 4 con rojo oscuro. De la figura se observa que las componentes fuera de la diagonal presentan un mejor ajuste que las componentes diagonales. Sobre estas últimas, y en particular para la componente Z_{yy} , se observa que para algunas estaciones y períodos el ajuste es mayor al deseado, pero dado que de los resultados de la Subsección 3.4 se estableció la importancia de invertir todas las componentes del tensor, se prefirió considerarlas sacrificando obtener un buen ajuste.

3.6. Resultados

Las estructuras geoelectricas definidas por el modelo son mostradas en la Figura 3.5. Dado que la mínima longitud de penetración es de aproximadamente 100 m, no pudiendo determinar rasgos confiables para profundidades menores, se muestran los resultados por debajo de esta profundidad. Como se observa de las secciones en la dirección E-O (Figura 3.5a), el modelo determina en los primeros cientos de metros estructuras con una resistividad mayor a 500 Ωm , con cuerpos inmersos de baja resistividad (o alta conductividad). En particular, se observan cuerpos conductivos cercanos a la laguna. Por debajo de la estructura de alta resistividad se observa una capa de muy alta conductividad que cubre toda el área, bajo la cual el modelo ya no es capaz de resolver rasgos. Finalmente, para resaltar los cuerpos conductivos, en la Figura 3.5b se muestran las estructuras con resistividades menores a 10 Ωm .

Con el objetivo de determinar si las estructuras conductivas definidas por el modelo final entre los 100 y los 400 m de profundidad son requeridas o son un artefacto de la inversión, se realizó el test aplicado por Burd y cols. (2014), que consiste en remover las estructuras a validar y calcular nuevamente en nRMS por estación y período. El parámetro P se define como el cociente entre en nRMS del modelo sin las estructuras y el nRMS del modelo no perturbado. $P = 1$ indica que no hubo variaciones significativas en el nRMS, $P < 1$ indica una disminución y $P > 1$ un aumento del nRMS respecto del



(a) Secciones en la dirección oeste-este.

(b) Cuerpos con resistividad menor a $10 \Omega\text{m}$.

Figura 3.5. Modelo 3D final. La ubicación de las secciones verticales que se muestran en a) se indican en b) como líneas negras. Para comprender mejor la ubicación de los cuerpos conductores, también se indican la laguna Socompa (LS) y la Quebrada del Agua (QdA).

modelo no perturbado, respectivamente. En la Figura 3.6 se muestran los valores de P calculados para 8 períodos comprendidos entre 3.16×10^{-3} y 6.33×10^{-1} s a partir de haber removido las estructuras y reemplazado su valor por el del semiespacio del modelo de referencia inicial ($30 \Omega\text{m}$). En la escala de color seleccionada los círculos sombreados representan valores de P menor a uno y los de color blanco valores cercanos a uno, e indican que el modelo no necesita de las estructuras para explicar los datos. Por otro lado, los círculos de color rojo oscuro representan a los valores de P mayores a 2, valor que se considera lo suficientemente grande para justificar la presencia de los cuerpos en el modelo. De la figura se observa que en general las estaciones presentan valores de P mayores a uno, especialmente para los períodos entre 1.58×10^{-2} y 3.16×10^{-2} s. Pero además, para las estaciones cercanas a la laguna, se observa que los valores de P se mantienen altos para todo el rango de períodos mostrado. Se concluye que las estructuras conductoras no son un artefacto del modelo, sino que son requeridas por los datos.

La Figura 3.7 muestra 9 cortes del modelo final a diferentes profundidades. Como puede ser observado, entre los 400 y 500 m de profundidad, el modelo define una capa de alta conductividad cóncava hacia arriba y dentro una estructura de alta resistividad. Dicha estructura de alta resistividad también fue validada con el mismo test. Primero se consideró para su reemplazo la resistividad del semiespacio del modelo de referencia. Del análisis de P por estación y período se observó que el parámetro se mantuvo cercano a uno, permitiendo inferir que la alta resistividad determinada por el modelo a estas profundidades no es requerida por los datos.

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

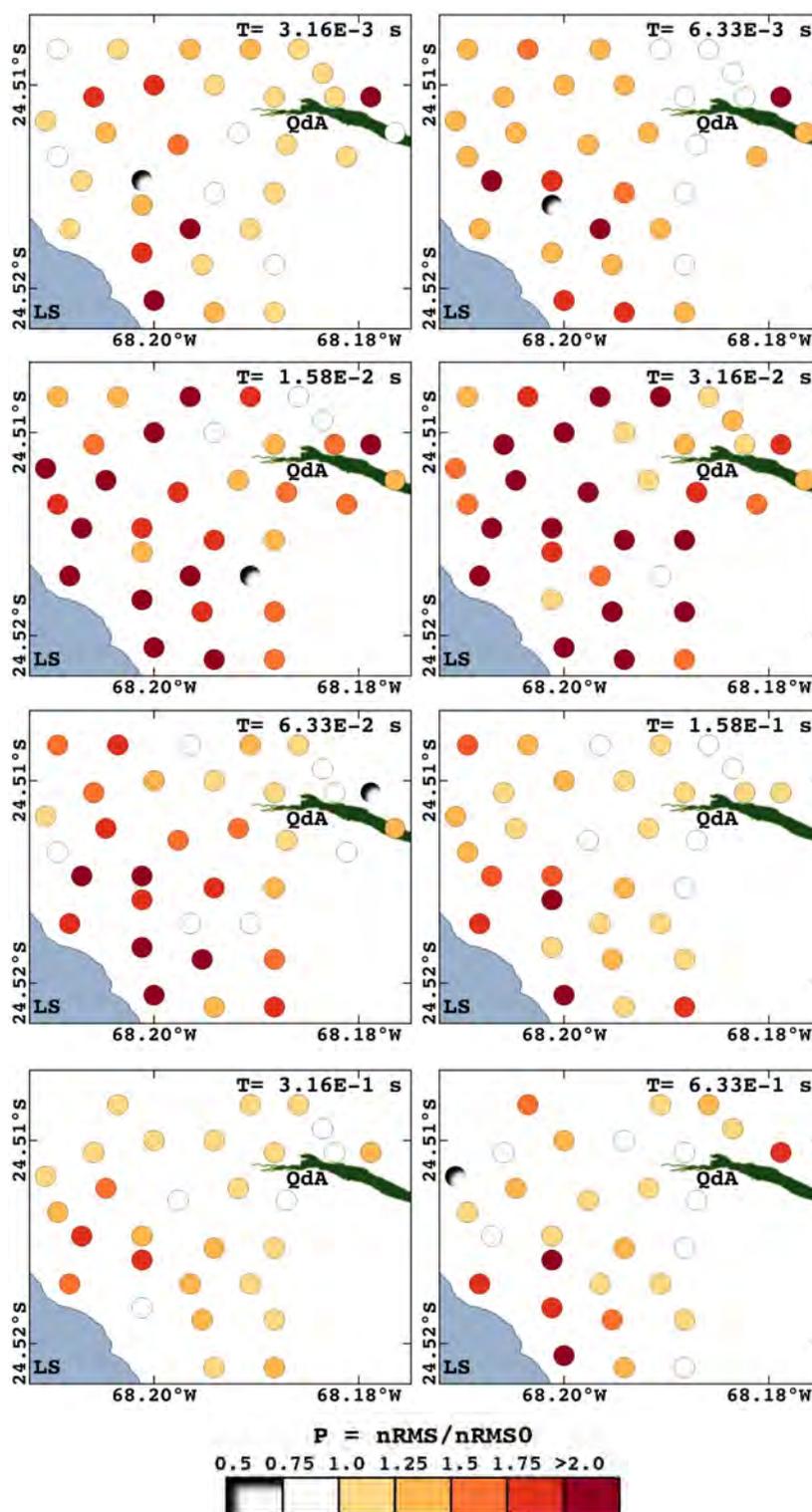


Figura 3.6. Estaciones AMT coloreadas con la escala de color del parámetro P para los períodos indicados en la figura. Como puede observarse, las estaciones cercanas a la laguna Socompa (LS) presentan $P > 2$, validando la presencia de los cuerpos determinados por el modelo. La laguna Socompa y la Quebrada del Agua (QdA) fueron incluidas.

A partir de estos resultados se reemplazó a la resistividad de la estructura por $5 \Omega\text{m}$, valor del orden de la capa conductiva por debajo. Los resultados obtenidos mostraron que, sólo para algunas estaciones para los períodos entre 1×10^{-2} y 1.58×10^{-2} s, los valores de P determinados fueron ligeramente mayores a 1.25. Se concluye que la estructura resistiva determinada entre los 400 y los 500 m de profundidad no sólo no es requerida por los datos, sino que además se considera que la estructura de alta conductividad podría estar cubriendo toda el área a partir de los 400 m de profundidad.

3.7. Discusión e interpretación

Para la descripción y la correlación de modelo con las formaciones y estructuras se utilizaron las Figuras 3.5 y 3.7. La alta resistividad determinada a los 100 m de profundidad es interpretada como la base de la cubierta sedimentaria Cuaternaria. Debajo, entre los 150 y 250 m de profundidad, la menor resistividad determinada por el modelo podría deberse a la presencia de un acuífero superficial. El bajo topográfico en el que se ubica la laguna se encuentra en la pared colgante de la falla normal Quebrada del Agua con un desplazamiento de al menos 200 m (Seggiaro y Apaza, 2018). El acuífero superficial aquí interpretado podría estar alojado en alguna unidad permeable, como por ejemplo, en las unidades piroclásticas no consolidadas registradas en las cercanías de la localidad Quebrada del Agua y asignadas al miembro superior del CVSQA. En la cuenca de Monturaqui, situada inmediatamente al oeste del volcán, el nivel freático se encuentra en la Fm. Salín entre los 100 y 200 m de profundidad (De Vries y cols., 2001). Como se describió en la Subsección 3.2, estas unidades son equivalentes al miembro superior del CVSQA.

La estructura de alta resistividad determinada a los 250 m de profundidad en el centro del modelo se asocia a los miembros medio y superior del CVSQA. Ambos miembros poseen un buen desarrollo de unidades volcánicas, como flujos de lavas y depósitos piroclásticos consolidados. A los 400-500 m de profundidad, el modelo determina una capa de baja resistividad. Esta capa se observa hasta los 750 m, profundidad a la cual el modelo ya no define estructuras. En el ambiente en el que los datos fueron registrados dos hipótesis permitirían explicar la presencia de una alta conductividad a las profundidades mencionadas: (i) un acuífero con alta concentración de sales y (ii) una capa de arcillas asociada a un sistema geotermal de edad Miocena.

Como fue mencionado previamente, la Fm. Vizcachera, compuesta principalmente por limolitas, tufas y yeso, fue descrita como un contacto transicional, de al menos 100 m, con el miembro inferior del CVSQA en la localidad de Caipe. A su vez, dicha formación fue correlacionada con la Fm. Tambores y la Fm. San Pedro en la cuenca de Monturaqui, donde se determinó la presencia de arcillas y de depósitos sedimentarios (Zappettini y Blasco, 2001; Seggiaro y Apaza, 2018). Luego, lo recién expuesto respalda a la hipótesis (i) en la que se considera que la capa con alta conductividad podría asociarse a un acuífero presente en las unidades con alta concentración de sales de la Fm. Vizcachera, donde la presencia de arcillas cooperaría a la conductividad determinada por el modelo.

Estudios geofísicos con técnicas electromagnéticas han sido utilizados para determinar acuíferos en regiones con condiciones similares. Guérin y cols. (2001) con sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo (TDEM) estudiaron la región

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

central del Altiplano de Bolivia con el objetivo de caracterizar los primeros cientos de metros del subsuelo. Los autores determinaron el límite entre agua fresca y agua salina a partir de una disminución de resistividad entre los 50 y 350 m de profundidad. A su vez, dado que la resistividad determinada por el modelo es menor a la esperada para ambientes sedimentarios, los autores sugieren que la formación con fluido salino puede contener arcillas. Por otro lado, [Ruthsatz y cols. \(2018\)](#) mediante inversión conjunta de datos magnetoteléuricos (MT) y electromagnéticos transitorios (TEM) caracterizaron los primeros cientos de metros del desierto de Atacama y determinaron la presencia de un acuífero salino que alcanza profundidades mayores a los 500 m en algunas partes de la región.

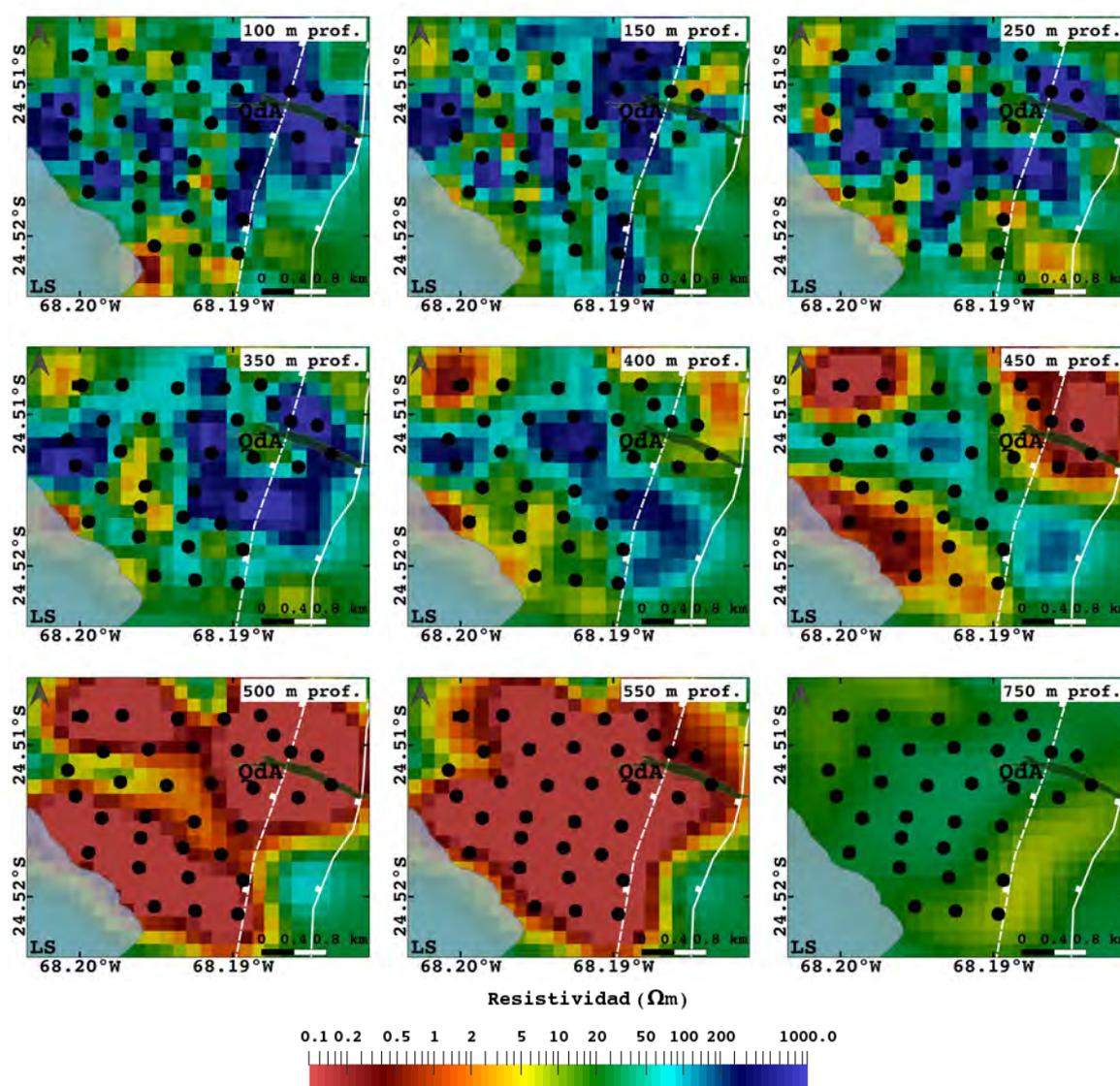


Figura 3.7. Secciones del modelo 3D final en el plano xy a diferentes profundidades. Las estaciones (círculos negros), la laguna Socompa (LS), la Quebrada del Agua (QdA) y las principales fallas (siguiendo los criterios de la Figura [3.1](#)) fueron incluidas.

Por otro lado, Seggiaro y Apaza (2018) describen rasgos estructurales vinculados a un sistema de fallas trastensional que junto con los depósitos piroclásticos bien desarrollados de facies proximales podrían ser considerados, en esta instancia, como la evidencia de una cripto-caldera cuyo desarrollo coincidiría con el bajo topográfico aquí estudiado. Según los autores, los domos dacíticos intruidos en los bordes de la caldera, los flujos de lavas de edad Mio-Pliocena, y las manifestaciones termales que afectaron a la unidad superior del CVSQA se habrían originado en la etapa posterior al colapso. Luego, estos resultados nos permiten avalar la hipótesis (ii) donde la alta conductividad determinada por el modelo podría asociarse a minerales de arcillas en la roca debido a procesos de alteración hidrotermal de un sistema geotermal de edad Miocena-Pliocena(?).

La presencia de alteraciones por sistemas hidrotermales viejos o activos en áreas cercanas a los bordes de caldera es una de las características más comunes de las calderas de la Puna, como por ejemplo Cerro Panizos, Incapillo, Coranzulí, Cerro Galán, Aguas Calientes, Laguna Amarga, Luingo, Cerro Blanco entre otras (Guzmán y cols., 2017 y referencias). Considerando que el bajo topográfico es una cripto-caldera, la actividad geotermal relacionada a la misma habría dado lugar a la alteración argílica que permitió el desarrollo de una capa gruesa de arcillas. Esta hipótesis está de acuerdo con la presencia de las diatomitas blancas estratificadas y con las estructuras de manantiales calientes (hornitos) ubicados en los bordes de la laguna y vinculados a la contribución silíceo de sus aguas termales (Galliski y cols., 1987). Además, los cuerpos conductivos superficiales determinados en el borde centro-este de la laguna pueden ser interpretados como fallas transversales menores a las fallas con rumbo N-S de primer orden asociadas a las estructuras de la caldera. Las fallas menores, inferidas a partir de alteraciones pervasivas registradas en superficie, habrían sido selladas por procesos hidrotermales (Dobson, 2016). La laguna pudo haber tenido contribuciones hidrotermales mucho mayores a las actuales que habrían sido selladas por la evolución del sistema.

La fuente de calor asociada al volcán Socompa podría estar calentando las aguas circulantes. Ibarra y Prezzi (2019) determinaron que en las cercanías del volcán el flujo de calor alcanza valores extremos de 150 mW/m² y hasta 260 mW/m². En el arco volcánico, las regiones con mayor flujo de calor coinciden con las profundidades más superficiales de la isoterma de Curie (<7 km) y viceversa. El Socompa pertenece a la región del arco en la que más volcanes activos se han informado y las altas conductividades y atenuaciones de onda P determinadas sugieren que los procesos convectivos y/o advectivos en forma de magma y fluidos que ascienden a través de la corteza han aumentado el transporte de calor (Ibarra y Prezzi 2019).

En profundidad, la base del reservorio estaría confinada por el contacto entre las unidades sedimentaria cenozoicas y el basamento cristalino pre-Cenozoico, que según trabajos previos en las áreas cercanas de Monturaqui y Caipe, estaría ubicado entre los 700 y los 1400 m de profundidad (De Vries y cols., 2001; Zappettini y Blasco, 2001; Seggiaro y Apaza, 2018). Para la hipótesis del acuífero salino, la capa de baja resistividad corresponde a la misma unidad sedimentaria que albergaría el reservorio. Para el escenario de la capa de arcillas, el reservorio estaría situado por debajo de la misma y en principio se esperaría que presente una resistividad mayor que la asociada a ésta.

3. Caracterización geoelectrica 3D del bajo topográfico en las cercanías del volcán Socompa

La Figura 3.8 muestra una sección O-E del modelo esquemático de la zona de estudio. Para una mejor interpretación, la estratigrafía, las características regionales principales, las áreas de alteración hidrotermal y la circulación de las aguas meteóricas y fluidos hidrotermales fueron incluidos. Como puede observarse, en la figura se consideraron los dos escenarios para explicar la capa de alta conductividad. Basados en la información disponible, las hipótesis de acuífero salino y de capa de arcillas de edad Miocena-Pliocena(?) se consideran igualmente válidas.

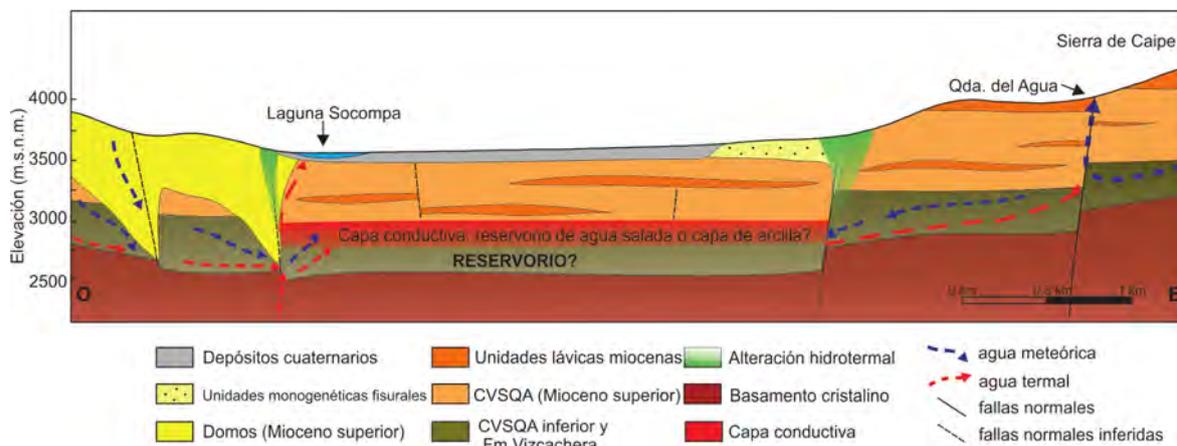


Figura 3.8. Modelo esquemático de la interpretación de los resultados para el área de estudio (cortesía de Facundo Domingo Apaza). La estratigrafía, las principales características regionales, las áreas con alteración hidrotermal, y la circulación de las aguas meteóricas y de los fluidos hidrotermales fueron incluidos.

Capítulo 4

Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

En este capítulo se muestran los resultados del modelo 3D final obtenido de la inversión de datos magnetotelúricos de largo período registrados en un perfil sobre el Cratón del Río de la Plata. La dimensionalidad de los datos, la escala de estudio, así como la falta de rasgos estructurales superficiales de la región, representaron un gran desafío por su difícil vinculación con la información previa que facilitara la interpretación. En el modelo geoelectrico, el Cratón del Río de la Plata es definido como un cuerpo de alta resistividad no homogénea con zonas laterales angostas de menor resistividad. Estas anomalías se correlacionan con zonas de cizalla de escala litosférica asociadas al lineamiento Transbrasiliano y al límite oriental del Canal Central Paranaense propuesto por Veroslavsky y cols. (2020), respectivamente. Finalmente, a partir de una disminución significativa en la resistividad a valores cercanos a 70 Ωm , del modelo se infiere el límite de la discontinuidad litósfera-astenosfera. Sin embargo, el mismo no define la capa eléctrica de espesor variable y de resistividades típicas entre 5 y 25 Ωm asociada a dicha discontinuidad (Eaton y cols. 2009).

4.1. Motivación del área de estudio

El basamento del Cratón del Río de la Plata (CRP) está conformado por rocas ígneas y metamórficas de entre 2200 y 2050 Ma y presenta dos juegos de diques máficos de 1800 y 1600 Ma que lo intruyeron cuando ya estaba cratonizado y cuya distribución areal no está bien establecida (Rapela y cols. (2007, 2011); Oyhantçabal y cols. (2018)). El cratón, que incluye rocas de un rango de edades de 150 Ma, debió haberse formado por una serie de eventos geológicos que incluye formación de arcos de islas oceánicas, colisiones arco-continente, colisiones continente-continente, fusión parcial y magmatismo intracontinental, como así lo indican los estudios de geoquímica y de geología isotópica (Rapela y cols. (2007, 2011); Oyhantçabal y cols. (2018)), pero al encontrarse en más de un 80 % cubierto por las secuencias sedimentarias de la cuenca Chaco-Paraná, se dificulta el reconocimiento de los eventos estructurales más significativos. Es decir, geológicamente es una zona de difícil caracterización por no presentar afloramientos ni rasgos estructurales distintivos, y sólo puede ser caracterizada a partir de métodos indirectos.

En general, la litósfera cratónica fría y estable es determinada como un cuerpo de

muy alta resistividad, lo que es consistente con las rocas secas máficas a bajas temperaturas (Chave y Jones, 2012). Sin embargo, los contrastes laterales angostos de conductividad que involucran a la corteza y al manto superior, extendiéndose a lo largo de la litósfera, y que suelen ser asociados a fallas, zonas de cizalla o suturas, no son aún bien entendidos. Es poco probable que un único mecanismo de conducción sea el responsable de variaciones de resistividad que incluyan a la corteza y al manto superior (Selway, 2018). Es decir, es posible que estos cuerpos conductores involucren un cambio de mecanismo de conducción con la profundidad, pasando de minerales y fluidos conductores en la corteza a minerales hidratados o granos de tamaño muy fino de minolita o ultraminolita para zonas de cizalla en el manto. El único mecanismo que podría tener lugar a lo largo de todo el espesor litosférico es la presencia de minerales conductores como el grafito interconectado y la mineralización de sulfuros, minerales que fueron detectados en análisis de rocas de zona de cizalla (Selway, 2018). En este capítulo se muestran los resultados de la inversión de datos magnetoteléuricos de largo período registrados en un perfil de 450 km de extensión sobre el Cratón del Río de la Plata en la región central de Argentina, abarcando el este de la provincia de Córdoba y las provincias de Santa Fe y Entre Ríos. El objetivo principal fue la caracterización geoelectrica del cratón, buscando en particular regiones de resistividad anómalas que podrían estar asociadas a los eventos tectónicos involucrados en su formación y/o evolución. Además, se estimó una primera aproximación del límite eléctrico superior de la discontinuidad litósfera-asténosfera (LAB), discontinuidad estructural de primer orden que acomoda el movimiento diferencial entre las placas tectónicas y el manto subyacente. Su detección es importante para los modelos de formación y evolución de continentes, pero no siempre posible debajo de los cratones. En caso de ser detectada, la LAB suele estar definida como una capa de resistividad con valores entre 5 y 25 Ωm y con un espesor que varía significativamente con el contenido de agua, pudiendo tomar valores menores a 20 km de encontrarse húmeda, o mayores a 50 km en caso de estar seca (Eaton y cols., 2009).

Finalmente, los datos aquí presentados muestran un comportamiento que en principio podría ser asociado a la respuesta de estructuras bidimensionales anisótropas, comportamiento ampliamente observado en estudios magnetoteléuricos en ambientes cratónicos. Sin embargo, a partir del desarrollo de códigos de inversión 3D, hoy en día no hay acuerdo actualmente sobre si es una respuesta que refleja una característica intrínseca de las propiedades del material (Evans y cols., 2011; Ye y cols., 2019) o si es debido al contacto entre cuerpos con diferente geometría y con gran contraste de resistividad (Bologna y cols., 2017; Padilha y cols., 2019). Luego, con el objetivo de comprender mejor la respuesta de los datos y analizar si la misma está aportando información sobre el estado de alguna región particular del subsuelo, se considera necesario investigar la presencia de anisotropía.

4.2. Geología de la región

El Cratón Arqueano-Proterozoico del Río de la Plata es el núcleo más antiguo y meridional de Sudamérica y es una de las piezas claves del ensamblaje cratónico del sudoeste de Gondwana (Rapela y cols., 2011). Al este, la zona de cizalla Sarandí Yí separa el cratón del Terreno Nico Pérez, mientras que el límite norte propuesto es el

Arco regional Asunción-Río Grande de orientación NO-SE (Rapela y cols., 2007; Dragone y cols., 2017). Respecto del límite occidental, estudios geofísicos y geocronológicos indican que el cratón está en contacto con las Sierras Pampeanas Orientales (Rapela y cols., 2007; Favetto y cols., 2008). El límite propuesto entre ambos terrenos es la extensión sur del lineamiento Transbrasiliano, una mega zona de cizalla relacionada al cierre del océano Goiás-Farusiano en el amalgamiento de Gondwana Occidental, que atraviesa Sudamérica desde el noreste de Brasil (NE-SO), pasando por Paraguay, hasta Argentina (NNE-SSO). La misma está formada por zonas de cizalla dúctil de gran extensión que se considera involucran a todo el espesor litosférico (Cordani y cols., 2013). Por debajo del cratón, entre los 27° y los 33°O, la subducción de la placa de Nazca es sub-horizontal (Barazangi e Isacks, 1976) y se extiende hasta los 64°O (Booker y cols., 2004). Este segmento de la placa, donde el arco volcánico se ve interrumpido, se caracteriza por la presencia de fallas que propagan la deformación 750 km al este de la trinchera oceánica (Ramos y cols., 2002; Brunetto y cols., 2019).

Como se observa en la Figura 4.1, la región de estudio se ubica en el centro-oeste de la cuenca Chaco-Paraná, que junto con la cuenca Paraná, conforman la cuenca intracratónica más grande de Sudamérica, abarcando gran parte del territorio de Argentina, Brasil, Uruguay y Paraguay. Las cuencas, que poseen deformación elíptica con su eje mayor orientado en dirección NNE, se encuentran separadas por el Arco Asunción-Río Grande (Veroslavsky y cols., 2020). Su origen y desarrollo fue a partir del rifting Proterozoico, la subsidencia térmica y las posteriores modificaciones causadas por la combinación de procesos térmicos profundos, intracratónicos y el efecto del margen activo del sudoeste del supercontinente Gondwana (Reinante y cols., 2014). En el área donde fueron desplegadas las estaciones, el Cratón del Río de la Plata constituye el basamento cristalino. La secuencia depositada con mayor potencia es del intervalo Carbonífero-Pérmico, se registra directamente por encima de las rocas Proterozoicas del CRP y fue detectada únicamente en pozos de profundidad en el subsuelo de las provincias de Córdoba, Santa Fe y Entre Ríos (Rapela y cols., 2007; Veroslavsky y cols., 2020). En los afloramientos de superficie clásicos del CRP, en Tandilia y en Uruguay, las rocas depositadas inmediatamente por encima son de edades Neoproterozoicas a Paleozoicas inferiores. Los depósitos del período Jurásico-Cretácico son de origen fluvio-eólicos. En el Cretácico Temprano, durante la ruptura del supercontinente Gondwana, grandes volúmenes de coladas basálticas, que afloran en el noreste de Argentina, oeste de Uruguay, este de Paraguay y sur de Brasil, cubrieron la cuenca. En ese período, en el cual también hubo intrusiones de sills y diques, ocurrió uno de los eventos volcánicos más grandes de la Tierra, constituyendo la provincia magmática Paraná-Etendeka. Las lavas intruidas en período Cretácico están asociadas a la ruptura del supercontinente Gondwana y su extensión en el noroeste argentino es incierta debido a la cubierta sedimentaria cuaternaria, pero información de pozos indican espesores de lava significativas, mayores a 1000 m (Peate 1997). Los sedimentos depositados durante el Neógeno son predominantemente de origen continental, aunque hay registro de dos transgresiones marinas (Reinante y cols., 2014).

Eventos convergentes durante el Paleozoico superior Tardío controlaron la evolución de la cuenca a partir del Pérmico, con una gran impronta de trascurrencia de desplazamiento, generando la reactivación de fallas que involucran basamento e invirtiendo hemigrábenes del Eopaleozoico. En el Jurásico tardío, la ruptura del supercontinente

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

Gondwana, dominado por zonas de cizalla con desplazamiento lateral y posteriormente la extensión cortical asociada a la apertura atlántica durante el Cretácico, fueron los eventos dominantes en la cuenca Chaco-Paraná (Reinante y cols., 2014).

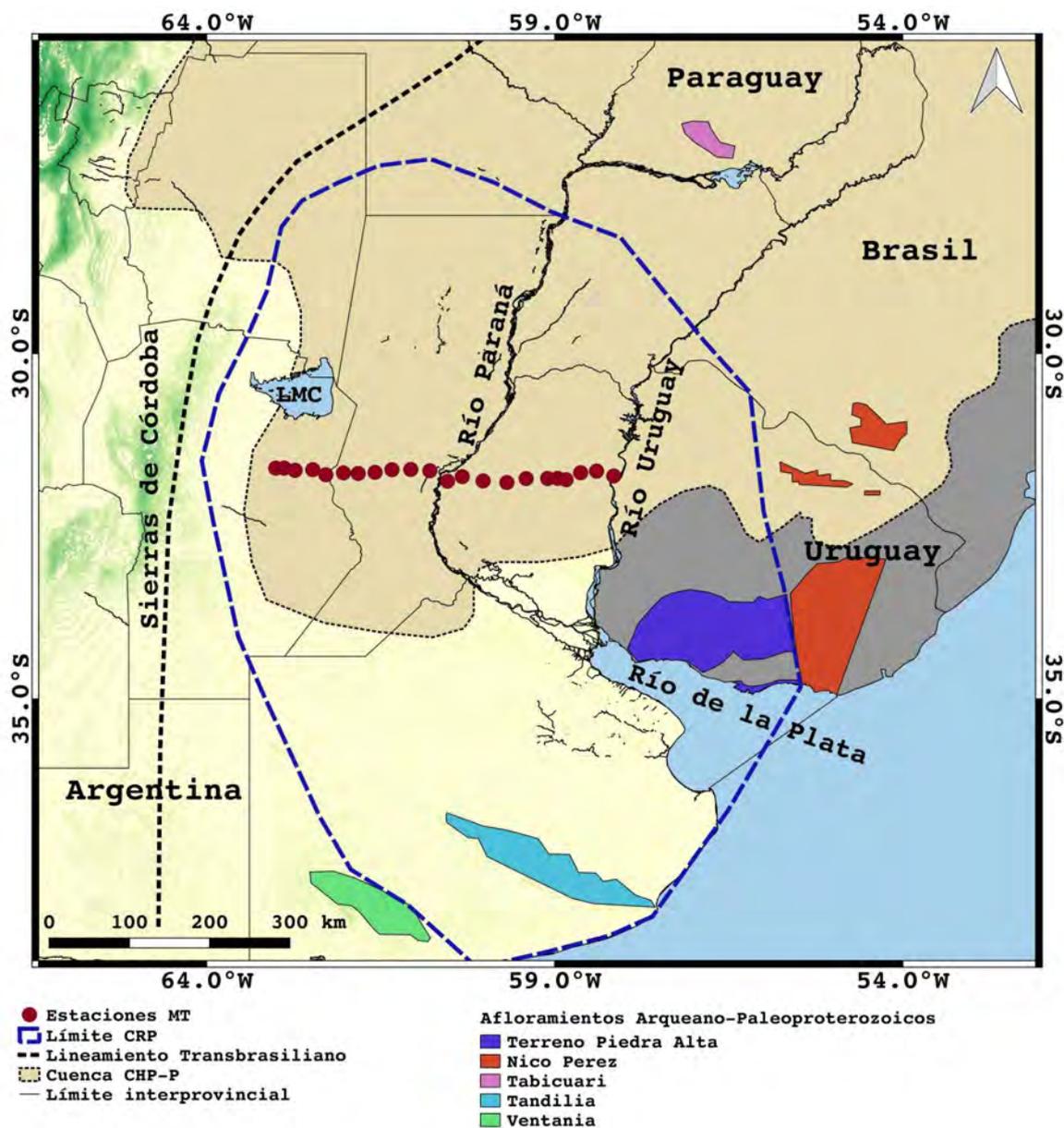


Figura 4.1. Mapa geográfico general de la región de estudio en el que se indica la distribución de las estaciones MT, el límite del CPR determinado por Rapela y cols. (2011), los afloramientos Arqueano-Paleoproterozoicos delimitados por Oy-hantçabal y cols. (2018), la extensión de las cuencas Chaco-Paraná y Paraná y el lineamiento Transbrasiliense. Los principales ríos, las Sierras de Córdoba y la Laguna Mar Chiquita (LMC), también fueron indicados.

En la región de estudio, las morfoestructuras principales son la depresión tectónica de la Laguna Mar Chiquita en Córdoba, el bloque Elevado de San Guillermo en Santa Fe y el bloque Elevado de Crespo en Entre Ríos (ver Figura 4.2) (Brunetto y cols. 2014). En lo que respecta a la estructura, existen rasgos tectónicos que podrían explicarse con la existencia de componentes de movimiento laterales, resultantes de la reactivación de fallamientos antiguos (Reinante y cols. 2014). El sistema de fallas Tostado-Selva (FTS) con actividad en el Pleistoceno Tardío es una de las principales estructuras de la región y es el límite occidental del bloque Elevado de San Guillermo (Brunetto y cols. 2019). El Bloque de Crespo, asociado al sistema de fallas del Paraná y a un conjunto de fallas de orientación NO-SE y NNO-SSE, posee rasgos de origen tectónico y un comportamiento estructural diferente al resto de la región (Brunetto y cols. 2014). Las fallas de orientación NO-SE que atraviesan el sur de Entre Ríos se caracterizan por un estilo de reactivación de fallas, probablemente Cretácico, con una cinemática actual de transpresión. Finalmente, Veroslavsky y cols. (2020) presentan el depocentro profundo Canal Central Panaraense (CCP), un corredor estructural controlado por fallas NNE-SSO que se extienden más de 600 km de largo, con un ancho medio de más de 50 km y que comunica a las cuencas Chaco-Paraná y Paraná. Éstas, presentan lineamientos con orientación NNE-SSO y NE-SO asociados a discontinuidades del basamento reactivadas por movimientos dextrales trascurrentes durante el Paleozoico Tardío que controlaron los emplazamientos de lavas Peate (1997).

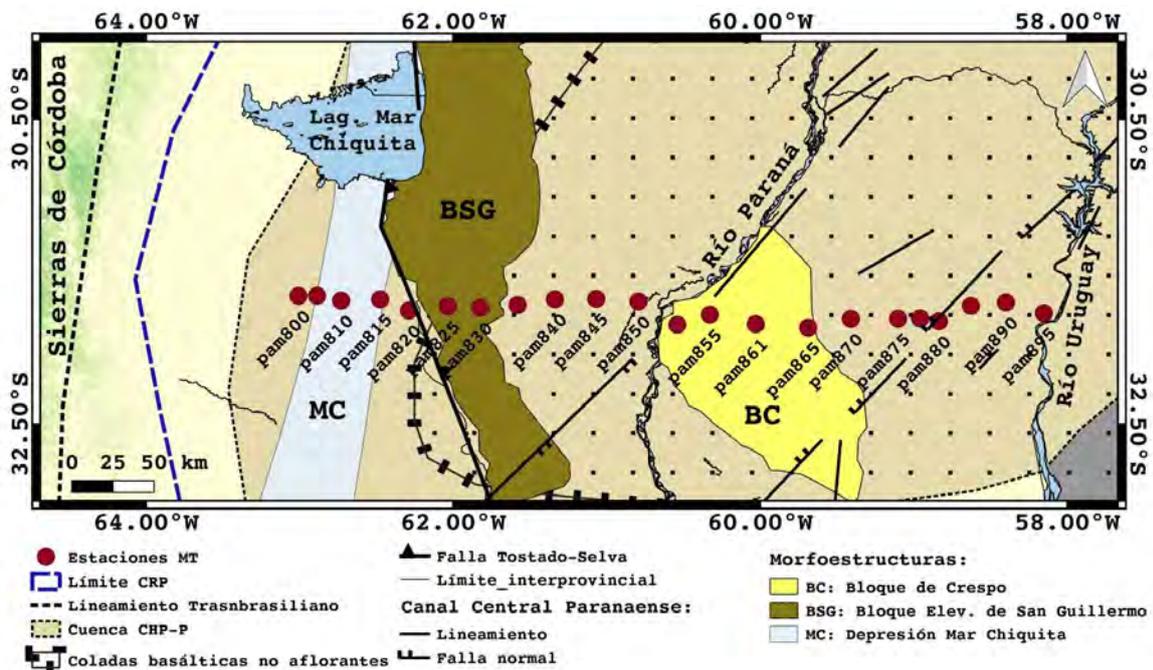


Figura 4.2. Mapa geográfico local de la zona de estudio donde además de los rasgos incluidos en la Figura 4.1 se consideraron los bloques morfoestructurales delimitados por Brunetto y cols. (2019), la falla Tostado-Selva, las fallas y lineamientos determinados por Veroslavsky y cols. (2020) y la extensión de las coladas basálticas no aflorantes obtenidas de (Lagorio y cols. 2016).

Provincia magmática Paraná-Etendeka: enjambre de diques y coladas basálticas sobre el CRP

Una de las provincias basálticas más grandes del mundo se desarrolló hace aproximadamente 135 Ma, previo a la apertura del océano Atlántico (Peate, 1997). La misma es conocida como la provincia magmática Paraná-Etendeka y cubre el noreste de Argentina, noroeste de Uruguay, este de Paraguay y sureste de Brasil. La Figura 4.2 muestra la extensión de las coladas basálticas no aflorantes sobre la región de estudio. A partir del magmatismo ocurrido, enjambres de diques intruyen el basamento Precámbrico y los sedimentos de las cuencas Chaco-Paraná y Paraná, cruzando las capas de flujos basálticos. En particular, enjambres de diques afloran en la región de Ponta Grossa, costa de Brasil, y en el occidente de Paraguay. Un relevamiento regional magnético reveló que gran parte del este de Paraguay y oeste del campo de lavas Paraná presenta enjambres de diques con orientación NO-SE (Peate, 1997). En Uruguay, también a partir de un relevamiento regional magnético, se determinó una extensión para el enjambre de diques Florida (con orientación N70°E) de más de 250 km de largo por 200 km de ancho y estiman que continúan más allá de la zona estudiada. Los diques se extenderían al suroeste hasta el territorio argentino, región donde lamentablemente no se dispone de datos magnéticos de alta resolución (Demarco y cols., 2020).

Dentro del Cratón del Río de la Plata pero fuera de los límites de la provincia magmática, fueron registradas dos intrusiones de enjambres de diques, una de tendencia E-O y de 2020 Ma de edad, y otra más joven, de orientación ONO-ESE y de 1588 Ma. A pesar de poseer algunas similitudes geoquímicas con el enjambre de diques Florida no son contemporáneos (Teixeira y cols., 2002). Sin embargo, ambos enjambres reflejan la extensión anorogénica posterior a la orogenia Paleoproterozoica en el Cratón del Río de la Plata (Oyhantçabal y cols., 2018).

4.3. Estudios geofísicos profundos previos

La profundidad del basamento cristalino en la provincia de Entre Ríos fue investigada con la técnica magnetotelúrica por Favetto y cols. (2011), a partir de tres perfiles con orientación NNE-SSO (P1), O-E (P2) y NO-SE (P3), respectivamente. De particular interés para el área de estudio aquí presentada son los resultados de los perfiles P2 y P3. El primero de éstos, cercano a los 32°S, determina una profundidad del basamento cercana a los 2500 m de profundidad en el centro-oeste, mientras que se observa una abrupta disminución de profundidad en el extremo este, determinando el basamento a tan sólo 500 m de profundidad. Por otro lado, el extremo sureste del perfil P3, que coincide con el extremo este de los datos presentados en este capítulo, determina una profundidad del basamento del orden de los 1000 m. Los autores también determinan que en general es difícil establecer la profundidad y el espesor de la capa de basaltos por estar fracturados y poseer agua salina, motivo por el cual en general la cuenca es determinada por el método como una unidad muy conductiva.

En 2008, Favetto y cols. realizaron un perfil magnetotelúrico de 450 km de longitud a los 31.5°S, buscando establecer en profundidad el límite entre las Sierras Pampeanas Occidentales y el Cratón del Río de la Plata, donde el sector oeste de los datos presentados en este capítulo se superponen con los datos del sector oriental de dicho perfil.

Del modelo geoelectrico 2D obtenido, junto con la información geológica disponible, los autores determinaron que el este de las Sierras de Córdoba representa en superficie el límite entre ambas unidades corticales. Por otra parte [Booker y cols. \(2004\)](#) con un perfil magnetotelúrico a los 31.5°S, entre los 65° y los 63°O, que abarca desde el oeste de la provincia de Córdoba al este de la provincia de Santa Fe, intentó contestar los interrogantes respecto de la geometría de subducción sub-horizontal de la placa de Nazca entre los 27° y los 33°S, esto es, qué ocurre con los volátiles de la placa y porqué finalmente la misma desciende abruptamente. A partir de la inversión 2D de los datos, los autores determinaron un aumento de conductividad a lo largo del sector este de la placa y lo relacionaron con la presencia de fusión parcial. Concluyen que ésta se produciría al menos hasta los 250 km y quizás hasta los 400 km de profundidad o que el fundido proviene de la discontinuidad de 410 km.

Por medio de tomografía de ondas superficiales, [Rosa y cols. \(2016\)](#) determinaron un espesor promedio de 35 km para la corteza debajo de la cuenca Chaco-Paraná. De la información proporcionada por los autores, se observa que a los 31.5°S, entre los 64° y los 58.5°O el espesor de la corteza coincide con el espesor promedio, pero hacia el este alcanza valores cercanos a los 42 km (ver Figura 13 [Rosa y cols. \(2016\)](#)). [Rocha y cols. \(2019\)](#) mediante tomografía del onda S telesísmica caracterizó los bloques litosféricos debajo de las cuencas Pantanal, Paraná y Chaco-Paraná. Si bien sus datos no tienen buena cobertura sobre la región sudoeste de la cuenca Chaco-Paraná, sus resultados no muestran la anomalía de alta velocidad que se esperaría observar en la zona del Cratón del Río de la Plata. Finalmente, [Celli y cols. \(2020\)](#) presenta un modelo de la corteza, el manto superior y la zona de transición debajo del océano Atlántico Sur, Sudamérica y África obtenido a partir de tomografía de ondas con datos masivos, lo que les permite definir estructuras detalladas de la litósfera. Cabe destacar que el modelo obtenido por los autores tampoco determinan una raíz cratónica gruesa debajo del área del Cratón del Río de la Plata.

4.4. Campaña Magnetotelúrica

Durante los años 2001 y 2010 se llevaron a cabo varias campañas magnetotelúricas en todo el país. Parte de los datos registrados son los presentados en este trabajo. Las 22 estaciones mostradas en la Figura [4.2](#) fueron registradas con sistemas de baja potencia y larga duración, los Sistemas Magnetotelúricos Inteligentes de Narod, NIMS de su siglas en inglés, para investigaciones de MT controladas por GPS. Las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético y las componentes verticales del campo magnético adquiridas fueron procesadas utilizando el análisis estadístico robusto de series de tiempo y el método de referencia remota en múltiples estaciones desarrollado por [Egbert \(1997\)](#), a partir del cual se obtuvieron las componentes del tensor de impedancia \mathbf{Z} , y las componentes verticales magnéticas, o vector de inducción \mathbf{T} , para cada estación.

4.5. Análisis de dimensionalidad de los datos

En esta sección, se presenta un análisis de dimensionalidad más minucioso que el desarrollado en los capítulos previos dado que además del tensor de impedancia, se

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

registró el vector de inducción, y que al ser la escala de prospección mucho mayor, los datos lo ameritan. En primer término presentamos un análisis general de las curvas de resistividad y de fase. Luego, se analizan las magnitudes y orientaciones del vector de inducción. Finalmente se muestran los resultados del análisis de dimensionalidad de los parámetros obtenidos del tensor de fase Φ y los resultados del análisis realizado con el código WALDIM (Martí y cols. 2009, 2010), que en su última actualización considera la respuesta a posible anisotropía. Los datos y sus derivados son mostrados para 20 períodos comprendidos entre 10 y 10204 s. Para más detalle sobre los análisis de dimensionalidad aquí presentados, ver Subsección 1.2.7

El análisis del comportamiento de las curvas de resistividad y de fase, obtenidas a partir del tensor de impedancia, permite estimar una primera aproximación del comportamiento de los datos. En la Sección A.5 se muestran las curvas, de las cuales se observa que la resistividad asociada a las componentes fuera de la diagonal es mayor que la asociada a las componentes diagonales. Por otro lado, para la mayoría de las estaciones, la fase asociada a las componentes de la diagonal presentan un corrimiento fuera de su cuadrante natural. Dicho corrimiento de fase puede ser explicado por datos afectados por distorsión galvánica, por estructuras 2D con grandes contrastes de resistividad, por cuerpos conductores 3D que generan fuerte canalización de corriente o por cuerpos 2D anisótropos no alineados con el rumbo regional (Martí 2014). Para una Tierra bidimensional anisótropa, la respuesta de las curvas es semejante a las de un medio 3D isótropo.

La magnitud y la orientación de los vectores de inducción también pueden proporcionar información sobre la estructura del subsuelo. Como fue descrito en la Subsección 1.2.5 los mismos aportan principalmente información sobre los contrastes laterales de resistividad. Para un modelo de Tierra bidimensional isótropa, una magnitud despreciable puede asociarse a una ausencia de variación lateral, mientras que en el contacto entre dos conductividades diferentes, los vectores son perpendiculares al mismo. Es también esperable que tengan una magnitud despreciable en el centro de la anomalía, revirtiendo los vectores su orientación. En la Sección A.3 se muestran los vectores de inducción en la convención de Wiese. De las figuras se observa que para períodos menores a 80 s, sólo los vectores de las estaciones al este del perfil presentan una amplitud considerable, apuntando hacia el SE. A medida que aumenta el período, también aumenta la magnitud de los vectores del sector occidental, que apuntan hacia el oeste para todos los períodos restantes, mientras que se observa una rotación paulatina de los vectores orientales en sentido antihorario, apuntando hacia el NE para 10204 s. Respecto de las estaciones del centro del perfil, se observa que en general presentan baja magnitud y un comportamiento de la orientación variable entre estaciones cercanas que hace difícil su descripción, excepto para períodos mayores a 2557 s para los cuales la misma empieza a incrementarse. Para 3412 s, las estaciones pam840 y pam845 poseen una gran magnitud con orientación NNO-SSE, pero para los períodos restantes la misma disminuye y su orientación cambia hacia el NE, orientación común para la mayoría de las estaciones del centro del perfil, que a su vez coincide con la de los vectores del sector oriental. Cabe mencionar que para un subsuelo con estructuras anisótropas, los vectores de inducción serán deflectados en mayor o menor medida, dependiendo de la profundidad y de su extensión, hacia la dirección preferencial de la conductividad. En estas circunstancias, la dirección del rumbo geoelectrico determinado a partir de los

vectores de inducción es inconsistente con el determinado con el tensor de impedancia [Martí \(2014\)](#). Las herramientas que calculan la dimensionalidad no sólo son útiles para los datos aquí presentados, sino también necesarias para una mejor comprensión e interpretación de los modelos que se obtengan a partir de la inversión.

Como en los casos de estudio presentados en los capítulos previos, se consideraron las herramientas de dimensionalidad obtenidas del tensor de fase Φ . La Figura [4.3](#) muestra las elipses coloreadas con el valor absoluto del ángulo de sesgo normalizado por período y estación MT. A períodos menores que 20 s se observa que, si bien la elipticidad es baja, no es posible determinar una orientación del eje principal general para todas las estaciones. Pero para mayores períodos las elipses de las estaciones correspondientes al centro-oeste del perfil muestran una orientación N-S y E-O, orientaciones complementarias por la ambigüedad de los 90° , mientras que para las estaciones orientales, su orientación general es NE-SO y NO-SE. Del valor de ángulo de sesgo normalizado se observa que para períodos menores a 1700 s las estaciones del centro del perfil, comprendidas entre pam834 y pam870, muestran valores pequeños, mientras que el resto de las estaciones presentan valores de $|\Psi| > 6^\circ$. Para períodos mayores a 1700 s todas las estaciones determinan un valor alto de $|\Psi|$.

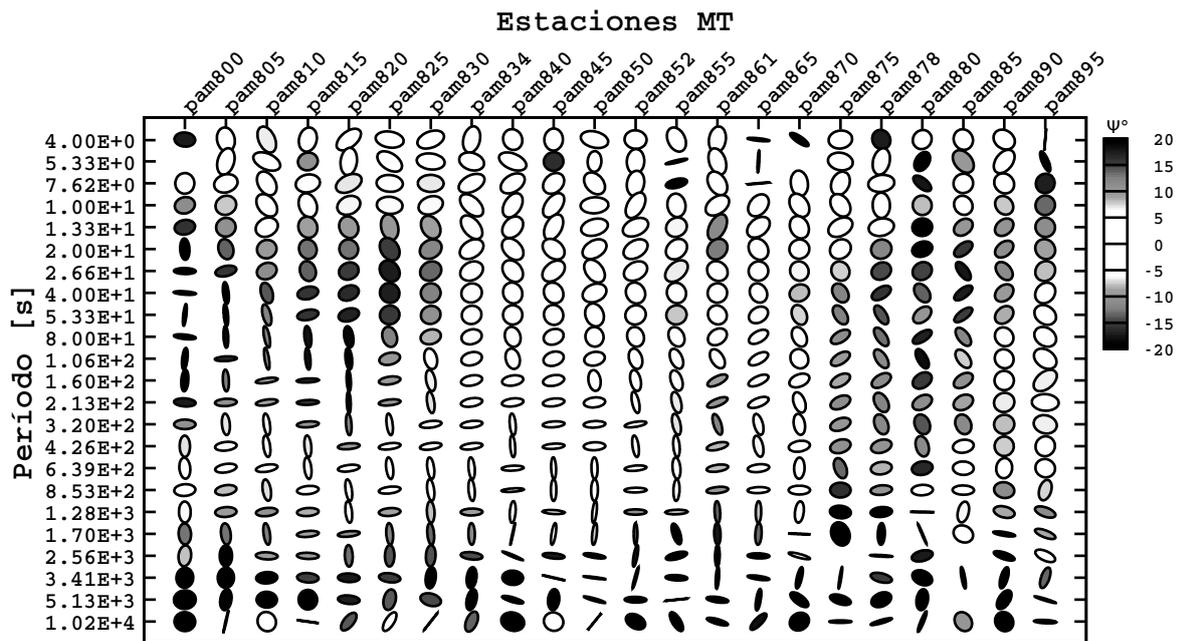


Figura 4.3. Elipses del tensor de fase para cada estación y período, coloreadas con el valor del ángulo de sesgo normalizado representado en escala de grises.

Por último, también se realizó el análisis de dimensionalidad con el código WALDIM. Para el mismo, los datos utilizados fueron el tensor de impedancia y el vector de inducción. El código calcula las invariantes rotacionales que permiten recuperar la mayor cantidad de información posible del tensor sin asumir ninguna dimensionalidad previa y se basa en la posible anulación de las mismas para la clasificación 1D, 2D, 2D perturbada por diferentes tipos de distorsión galvánica, geometría 3D afectada o no por

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

distorsión galvánica y posible anisotropía 1D ó 2D. La Figura 4.4 muestra los resultados del análisis en el cual se observa que en general los datos responden a estructuras 3D (cuadrados celestes). Para períodos cercanos a 400 s el análisis define una respuesta 2D afectada por distorsión de rotación (cuadrados naranjas) y por distorsión general (cuadrados verdes), pero para períodos medios, para las estaciones comprendidas entre pam834 y pam875, el análisis determina posible anisotropía 2D (cuadrados rojos). A partir del análisis de dimensionalidad WALDIM de la respuesta de modelos sintéticos 2D con anisotropía, Martí y cols. (2010) determinan que no es posible distinguir la respuesta de anisotropía de la causada por estructuras 3D. Luego, la posible anisotropía determinada en el análisis podría ser la respuesta de distribuciones tridimensionales de conductividad afectadas o no por distorsión galvánica, así como la respuesta 3D podría deberse a anisotropía 2D.

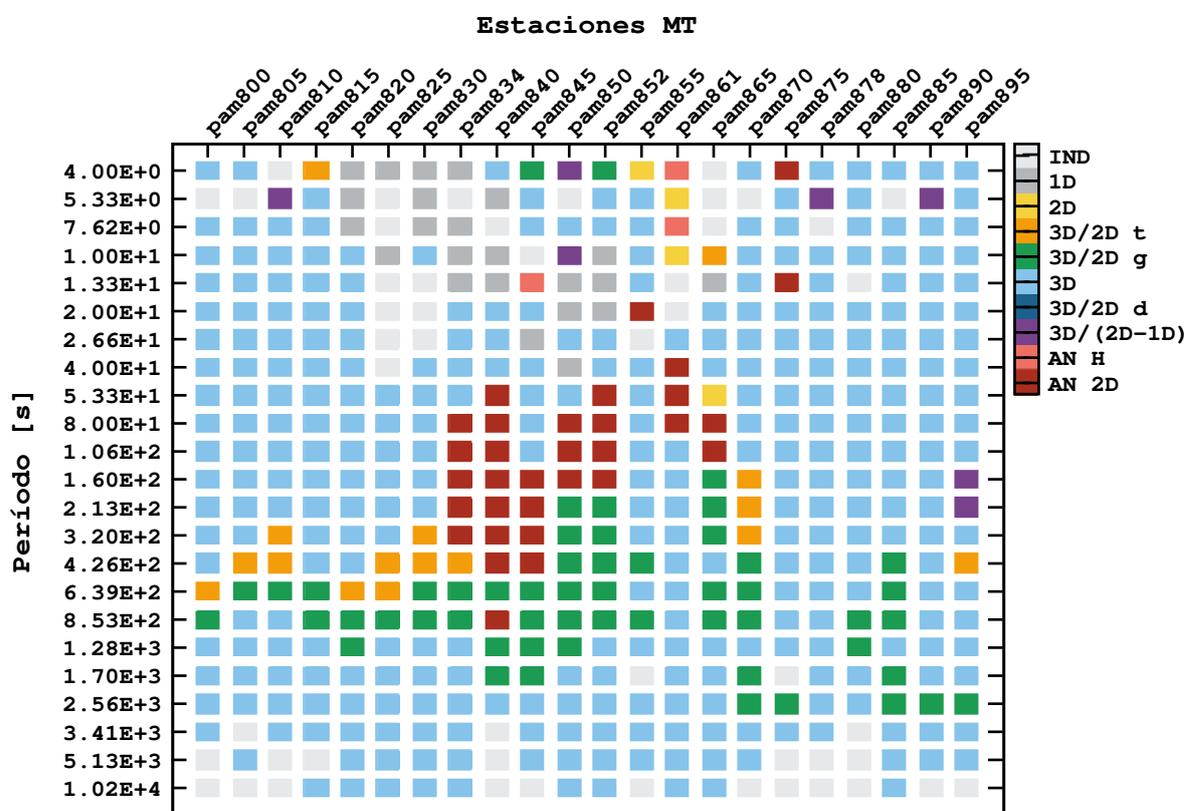


Figura 4.4. Análisis de dimensionalidad WALDIM por estación y período representado por escala de colores discretos. IND: indeterminado, 3D/2D t: 3D/2D con sólo giro, 3D/2D g: 3D/2D general, 3D/2D d: 3D/2D con tensor regional diagonalizable, 3D/(2D-1D): no distingue entre 3D/2D ó 3D/1D, AN H: posible anisotropía homogénea y AN 2D: posible anisotropía 2D. Para más detalle ver Martí y cols. (2010).

A partir de la orientación y magnitud de los vectores de inducción, de las elipses del tensor de fase y de los resultados del código WALDIM, se concluye que los datos muestran un comportamiento diferente en el centro del perfil respecto de sus extremos, observado como una baja magnitud y una orientación variable en las componentes ver-

tales, un bajo valor de ángulo de sesgo y posible anisotropía 2D, respectivamente. Sobre las estaciones en los extremos del perfil, se observa que muestran correspondencia entre la orientación de los vectores de inducción y el eje principal de las elipses. Finalmente, dado que el ángulo de sesgo toma valores mayores a 6° para largos períodos y que el análisis WALDIM en general determina un comportamiento de los datos 3D, se concluye que los mismos responden a estructuras profundas complejas y se destaca la importancia de realizar inversiones 3D del tensor de impedancia y del vector de inducción, a pesar de estar las estaciones distribuidas en un perfil. Sobre esto último, ya ha sido ampliamente demostrado que la inversión 3D de datos registrados en un perfil proporciona estructuras eléctricas realistas (ver por ejemplo [Bologna y cols., 2019](#) y referencias en el mismo).

4.6. Inversión de los datos y modelo geoelectrico 3D final

Como en los capítulos anteriores, para la inversión 3D de los datos se utilizó el código ModEM ([Egbert y Kelbert, 2012](#); [Kelbert y cols., 2014](#)). Aquí nuevamente diferentes modelos de referencia iniciales serán testeados para finalmente seleccionar el que se considere determina las estructuras más adecuadas para la región de estudio.

La grilla del modelo está conformada por $38 \times 110 \times 93$ celdas en las direcciones x , y y z , respectivamente, donde el eje x apunta hacia el norte geográfico, el eje y hacia el este y el eje z es positivo hacia abajo. El tamaño de la celdas en el plano horizontal es de 6000×6000 m en el área en la que yacen las estaciones y por fuera se consideraron 15 celdas incrementadas en un factor lineal de 1.3. En la vertical, el espesor de la primera celda es de 25 m y el incremento aplicado también es lineal y en un factor de 1.1.

Para la inversión se consideraron 22 estaciones y 20 períodos en el rango de 10 a 10204 s del tensor de impedancia y del vector de inducción en el sistema de coordenadas de medición. Para \mathbf{Z} el error establecido fue 5 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{1/2}$ y para \mathbf{T} fue del 5 % de la desviación estándar de cada componente.

Tanto para las pruebas del modelo de referencia inicial, así como para los demás modelos obtenidos, la covarianza del modelo seleccionada fue 0.3 por ser un valor que permite definir contrastes relativamente abruptos de resistividad. Para determinar el modelo de referencia inicial que posibilite obtener el modelo final con el mínimo local que mejor ajuste los datos y que a su vez permita explicar las estructuras presentes a partir de la información geológica de la región, en principio se consideraron tres modelos que consisten en una cubierta conductiva de 3 km de espesor con una resistividad de 10 Ωm como valor medio para los sedimentos de la cuenca Chaco-Paraná y por debajo, un semiespacio con resistividad de 50, 100 y 500 Ωm , respectivamente. La Figura [4.5](#) muestra los modelos finales obtenidos considerando en principio sólo el tensor de impedancia para la inversión. En nRMS final obtenido fue 2.36, 2.47 y 2.4, respectivamente. Sin bien el ajuste final es similar para los tres modelos y a grandes rasgos las estructuras definidas podrían considerarse similares, de la figura se observa la dependencia de las resistividades determinadas por el modelo final respecto del modelo de referencia inicial, donde el semiespacio de 100 Ωm es el que muestra los valores de resistividad esperados para todo el rango de períodos invertido y será el considerado.

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

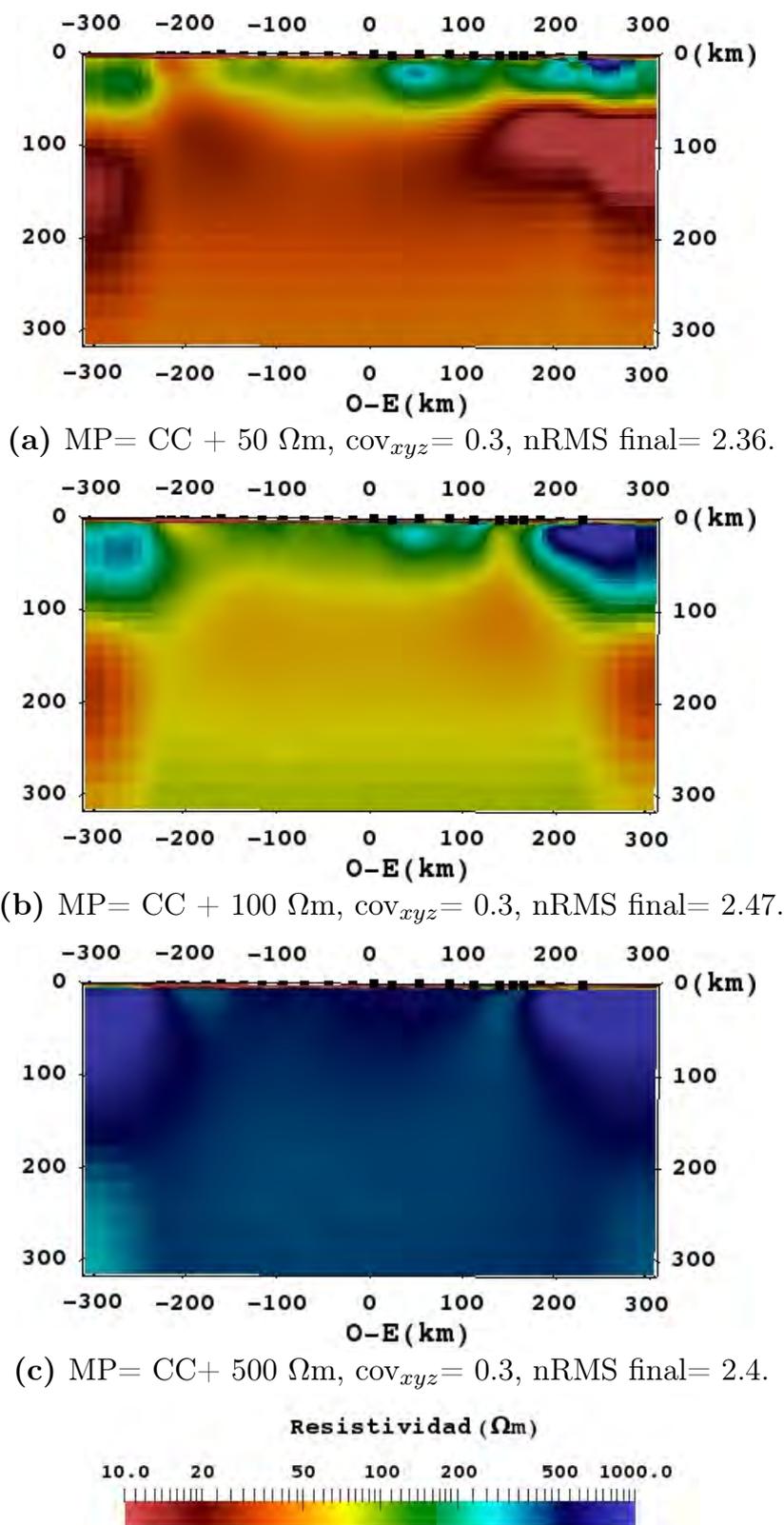


Figura 4.5. Modelos finales de considerar una cubierta de resistividad de 10 Ωm y 3 km de espesor para los sedimentos de la Cuenca Chaco-Paraná (CC) y por debajo valores de 50 Ωm (a), 100 Ωm (b) y 500 Ωm (c) como modelos de referencia iniciales. La covarianza considerada fue la misma para todos los modelos e igual a 0.3.

Una vez definido el valor de $100 \Omega\text{m}$ para el semiespacio del modelo de referencia con la cubierta conductiva, de ahora en más MR1, se decidió generar un nuevo modelo incorporando al mismo la placa de Nazca y la discontinuidad de los 410 km de profundidad, denominado MR2. Con tal fin, se consideraron los resultados obtenidos por Booker y cols. (2004). Para la placa se consideró una resistividad de $30 \Omega\text{m}$, valor determinado por los autores en la zona de descenso, y para la discontinuidad profunda una resistividad de $3 \Omega\text{m}$. Para la ubicación y geometría de la placa se utilizaron los resultados recién mencionados y los sismos de la región obtenidos del catálogo de hipocentros de terremotos de los Sistemas Sísmicos Nacionales Avanzados (ANSS). A partir de ambos modelos de referencia iniciales se realizó la inversión conjunta y separada de los datos, en donde se consideró (i) la inversión del vector de inducción; (ii) la inversión del tensor de impedancia; (iii) la inversión conjunta; (iv) la inversión del tensor de impedancia a partir del modelo final de la inversión del vector de inducción.

La Figura 4.6 muestra los 8 modelos finales con sus respectivos nRMS. En general todos los modelos definen estructuras resistivas y por debajo una menor resistividad, que es particularmente menor a lo largo de todo el perfil para los modelos finales obtenidos de MR1. En los modelos obtenidos a partir de MR2, la resistividad en el centro del perfil toma valores ligeramente mayores y se observa una alta conductividad en los alrededores de la placa. A su vez, respecto de la discontinuidad de los 410 km, se observa que los datos no son sensibles a la presencia de la misma. De la comparación entre los modelos finales a partir de los dos modelos de referencia y considerando los mismos sets de datos se destaca:

- (i) para la escala de resistividades seleccionada, la inversión del vector de inducción a partir del modelo MR1 (a) apenas es capaz de definir contrastes laterales de resistividad. En cambio, el modelo final a partir de MR2 (b) define en el centro del perfil una región de mayor conductividad respecto de los laterales.
- (ii) En la inversión del tensor de impedancia se observa que ambos modelos definen en los extremos del perfil bloques de alta resistividad, cuyo valor es mayor para los bloques del extremo oriental. En el centro del perfil, se observa que ninguno de los dos modelos define estructuras de alta resistividad como es de esperar en un ambiente cratónico. El modelo obtenido a partir de MR1 (c) define pequeñas estructuras ligeramente resistivas en la región centro-este, no así en el centro-oeste donde toma valores cercanos a $100 \Omega\text{m}$. Por su parte, el modelo final obtenido de MR2 (d) define en el centro una estructura aproximadamente continua, de espesor variable y resistividad cercana a los $350 \Omega\text{m}$ con regiones con mayor resistividad. Finalmente, se destaca que los bloques resistivos son determinados con mayor espesor en el modelo final a partir de MR2, alcanzando valores cercanos a los 100 km de profundidad.
- (iii) y (iv) Los modelos obtenidos de la inversión conjunta y de la inversión de \mathbf{Z} a partir de los modelos finales (a) y (b) presentan características similares. A su vez, los mismos también presentan grandes similitudes con los modelos (c) y (d). A igual que éstos últimos, los cuatro modelos definen bloques de alta resistividad en los extremos y una estructura más compleja en el centro del perfil. Dichos bloques también son determinados con mayor espesor para el modelo final a partir de MR2. Pero en particular, los modelos derivados de MR1, (e) y (g), son similares

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

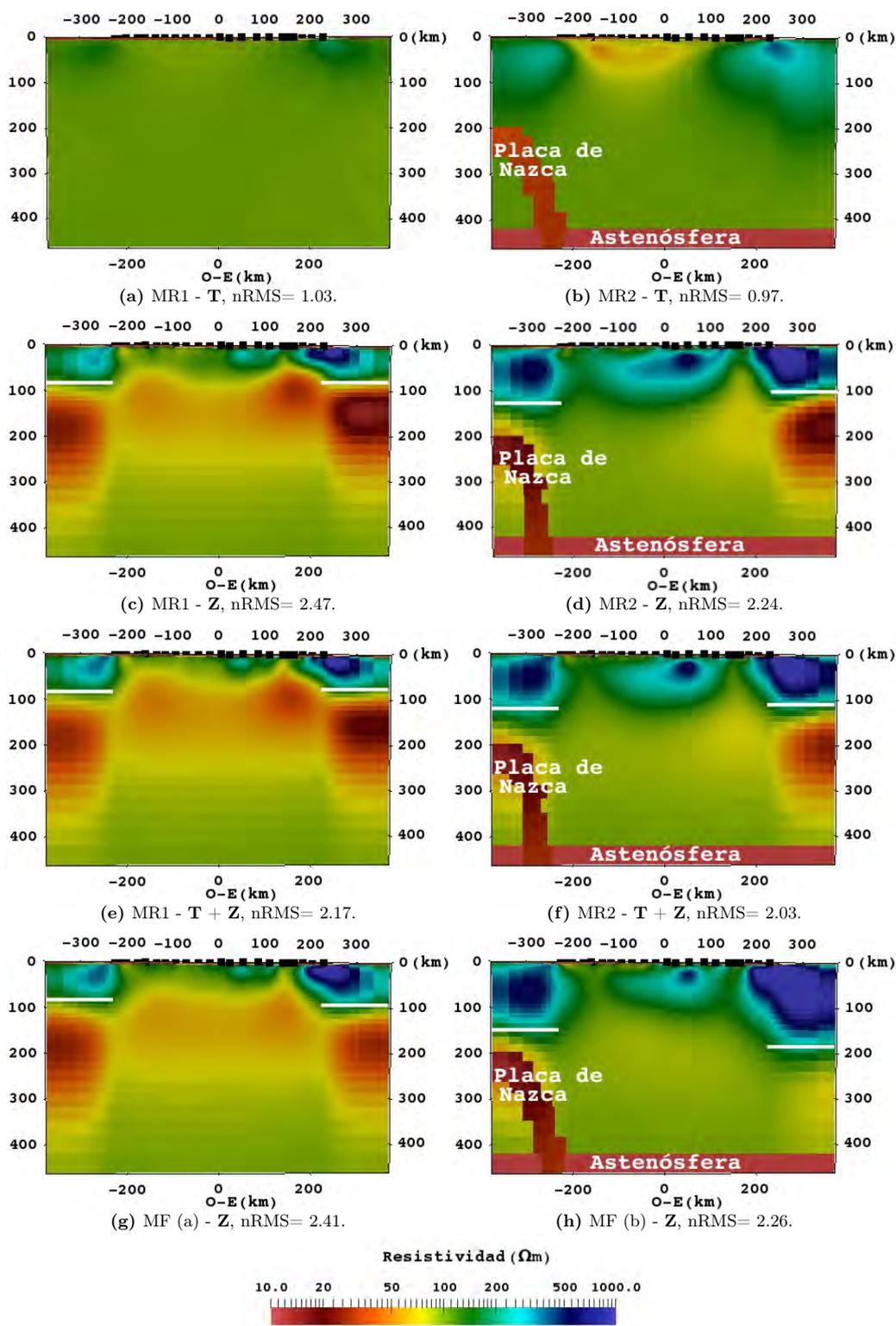


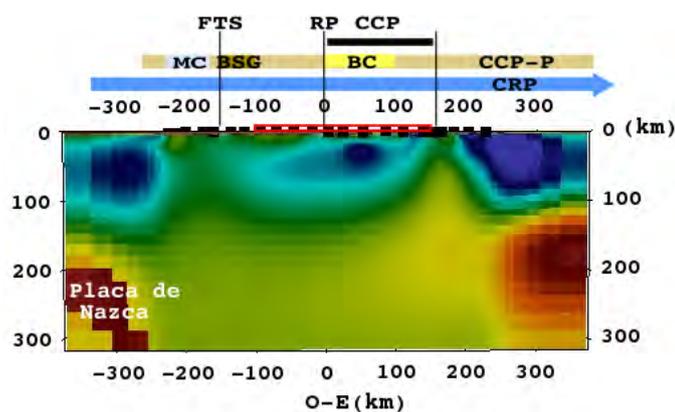
Figura 4.6. Modelos finales obtenidos a partir de diferentes configuraciones de **T** y **Z** para los modelos de referencia iniciales MR1: cubierta conductiva + 100 Ωm ; y MR2: cubierta conductiva + 100 Ωm + placa de Nazca (estructura conductiva profunda en el extremo occidental) + discontinuidad a los 410 km de profundidad, con parámetros obtenidos de [Booker y cols. \(2004\)](#).

a (c), lo que permite concluir, junto con los resultados del modelo (a), que para el modelo de referencia inicial MR1 el vector de inducción no aporta información considerable. Por su parte, los modelos derivados de MR2, (f) y (h), sí exhiben algunas diferencias. Mientras que el modelo (f) define una estructura de baja resistividad debajo de la región oriental del perfil, el modelo (h) no muestra esta característica, pero define el bloque de alta resistividad en dicho sector con un mayor espesor. Finalmente, se destaca que los modelos (d) y (f) son los que presentan características muy similares entre sí.

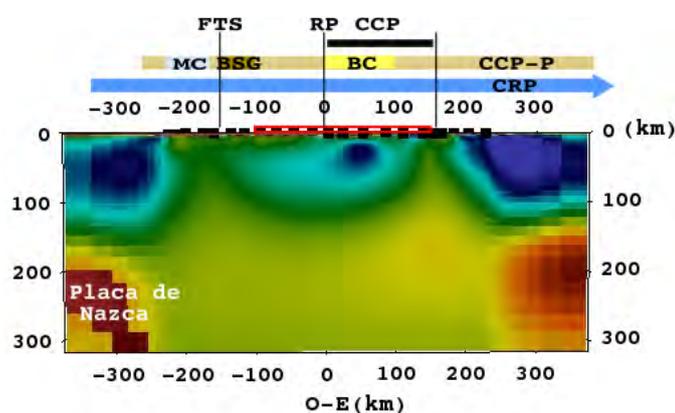
En la región de estudio se espera que los modelos definan estructuras de alta resistividad y de espesor medio de 100 km asociadas al Cratón del Río de la Plata, frío y estable. Por debajo, una capa de menor resistividad –variando entre 5 y 25 Ωm – para la discontinuidad litósfera-astenosfera y una resistividad ligeramente mayor para la astenosfera. De la descripción presentada se concluye que los modelos finales obtenidos de considerar como modelo de referencia inicial MR2 para la inversión de \mathbf{Z} (d), $\mathbf{T} + \mathbf{Z}$ (f) y \mathbf{Z} a partir de la inversión de \mathbf{T} (h), son los que presentan las estructuras resistivas más razonables para ser correlacionadas con el cratón. No así los modelos (c), (e) y (g) obtenidos a partir de MR1, que no son capaces de definir un contraste de resistividad significativo en la región central del modelo. A su vez, como ya fue mencionado, a diferencia de los modelos obtenidos a partir de MR2, los bloques resistivos en éstos son definidos con un espesor medio menor al esperado. Por debajo de los bloques resistivos no se observa la presencia de la LAB para ninguno de los 8 modelos presentados, resultado esperable dado que es un límite de difícil detección debajo de los cratones. Respecto de la astenosfera, todos los modelos la definen con una resistividad acorde a los valores típicos dentro del rango de 10-100 Ωm . Luego, el modelo de referencia inicial MR2 es el seleccionado y será el utilizado como modelo de referencia para realizar la inversión final.

Con la finalidad de determinar el set de datos para la inversión que permita obtener la mejor representación de la zona de estudio, como se puede observar en la Figura 4.7, a cada perfil de los tres modelos con las estructuras más razonables obtenidos a partir de MR2, se incorporó en su parte superior la información geológica y estructural disponible. A escala litosférica, una de las diferencias observadas entre el modelo (a), que considera sólo a \mathbf{Z} en la inversión, y los modelos (b) y (c), que consideran tanto a \mathbf{Z} como a \mathbf{T} , es la discontinuidad angosta vertical de resistividad ubicada en el extremo occidental del perfil. A su vez, si bien el modelo (a) es el que determina para el bloque central una resistividad más homogénea asociada al cratón, el modelo (b) es el que define el mayor valor de resistividad, con el bloque particularmente limitado por el Canal Central Paranaense. Respecto del modelo (c), se observa que de los tres es el que define una menor resistividad para el bloque central. A su vez, define un espesor medio mayor al esperado para el bloque oriental. A partir de lo expuesto, siendo que en rasgos generales los tres modelos son similares, pero considerando que ambos sets de datos aportan información y deben ser incluidos en la inversión, el set de datos que permitió obtener el modelo (b) es el seleccionado como el más representativo de la región de estudio y luego la inversión conjunta de \mathbf{Z} y \mathbf{T} será el set de datos a invertir para obtener el modelo 3D final.

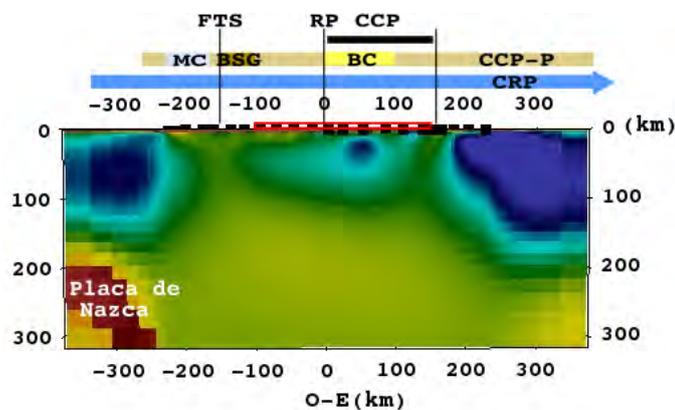
4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O



(a) MR2 - Z, nRMS final= 2.24.



(b) MR2 - T + Z, nRMS final= 2.03.



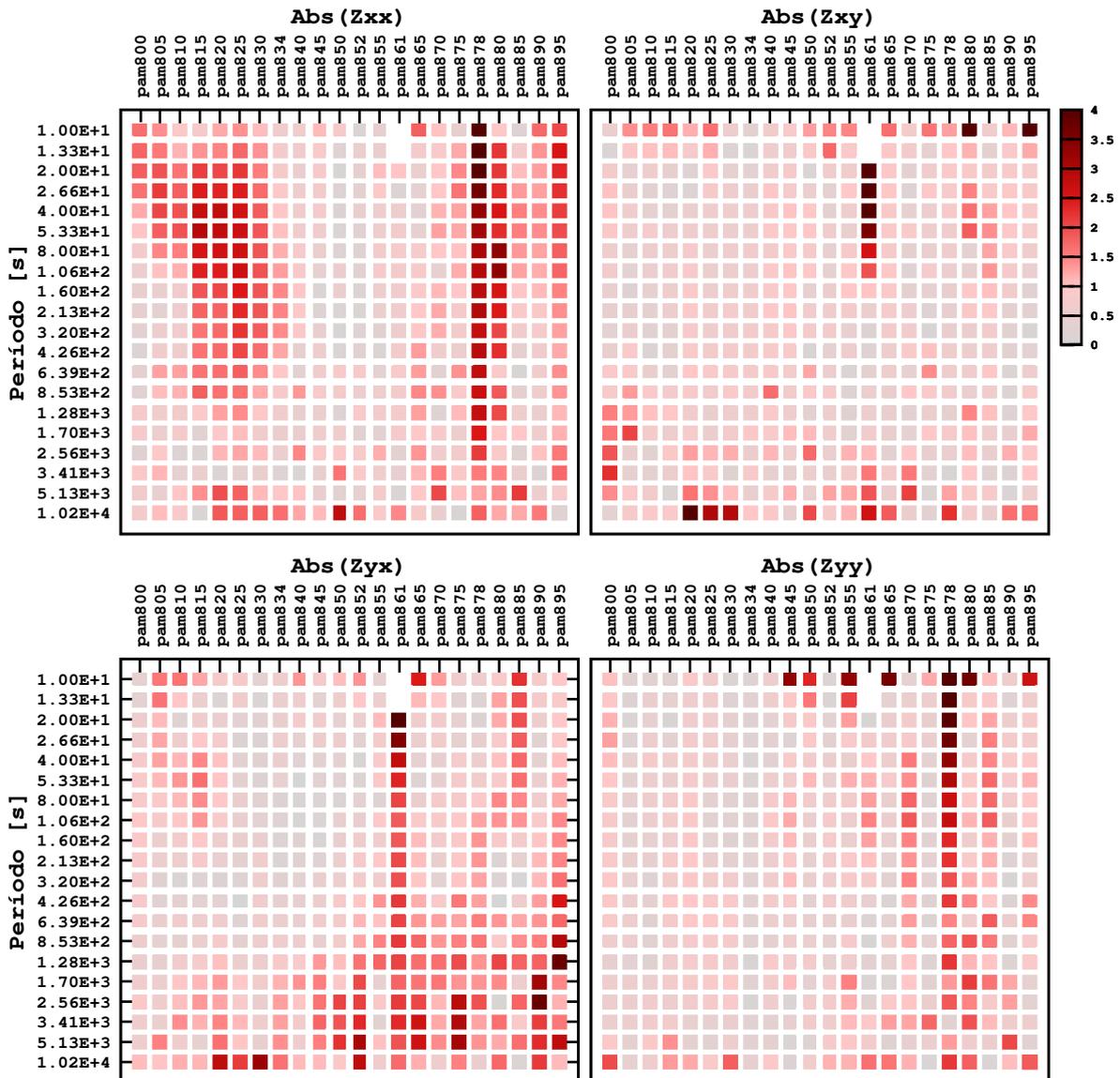
(c) T MR2 - Z, nRMS final= 2.26.



Figura 4.7. Comparación de los modelos obtenidos de la inversión de (a) **Z** y (b) **T + Z** con modelo de referencia inicial MR2 y de la inversión de (c) **Z** con modelo final de la inversión de **T** con MR2 (MR2: cubierta conductiva + 100 Ωm + placa de Nazca + discontinuidad a los 410 km de profundidad). Rasgos geológicos considerados: CRP: Cratón del Río de la Plata, CCP-P: cuencas Chaco-Paraná y Paraná, MC: Depresión Mar Chiquita, BSG: Bloque elevado de San Guillermo, BC: Bloque de Crespo, FTS: Falla Tostado-Selva, RP: Río Paraná, CCP: Canal Central Paranaense.

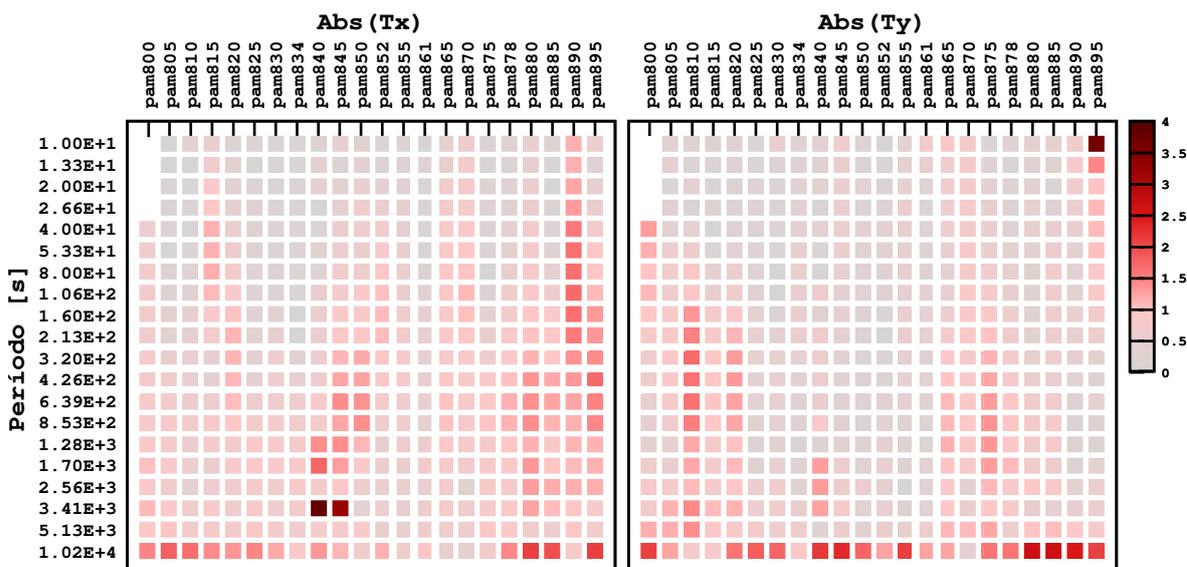
4.7. Resultados

Para el modelo final se consideró la inversión conjunta del vector de inducción y del tensor de impedancia del cual se removieron los dos primeros períodos de la estación pam861 por no presentar coherencia con el resto de los datos, no permitiendo un buen ajuste de la misma. El modelo de referencia inicial utilizado está conformado por una cubierta conductiva de resistividad $10 \Omega\text{m}$ con 3 km de espesor, por debajo una resistividad de $100 \Omega\text{m}$ hasta los 410 km de profundidad y de $3 \Omega\text{m}$ hasta la base del modelo. En el mismo se consideró la geometría de la placa de Nazca como un cuerpo de resistividad de $30 \Omega\text{m}$. La covarianza del modelo seleccionada fue de 0.3 en todas las direcciones. El modelo final fue obtenido luego de 104 iteraciones con un nRMS total de 1.54, donde para cada set de datos fue 1.14 para \mathbf{T} y de 1.7 para \mathbf{Z} .



(a) Representación del ajuste para cada componente de \mathbf{Z} por estación y período. La escala coloreada representa el valor absoluto de la diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo dividido por el error para cada período.

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O



(b) Representación del ajuste para cada componente de \mathbf{T} por estación y período. La escala coloreada representa el valor absoluto de la diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo.

Figura 4.8. Representación del ajuste de los datos para (a) cada componente del tensor de impedancia y (b) para cada componente del vector de inducción, por estación y período.

La Figura 4.8 muestra los ajustes por estación y período para cada componente considerada en la inversión, en la que se observa que, a pesar de haber removido de la estación pam861 el tensor de impedancia de los períodos 10 y 13.33 s, el ajuste de la componente Z_{xy} para los primeros períodos restantes sigue siendo alto. Finalmente, en la Secciones A.5 y A.4 se muestran las curvas de ajuste correspondientes.

La Figura 4.9 muestra el modelo 3D final en el que se señalaron los principales rasgos geoelectricos y sobre el que se consideró la información geológica pertinente y las estaciones que presentaron posible anisotropía en el análisis de dimensionalidad. En la figura se observa que en la región central el modelo determina una resistividad cercana a $100 \Omega\text{m}$, alcanzando una profundidad aproximada de 20 km debajo de las estaciones en el centro-oeste del perfil. A su vez se reconocen tres bloques de alta resistividad y de espesor medio de 100 km, uno al oeste (R1), uno en el centro-este (R2) y otro en el este (R3). Los bloques se encuentran separados por discontinuidades verticales de menor resistividad denominadas en el modelo como C1 y C2, y debajo de éstos determina una resistividad cercana a los $70 \Omega\text{m}$ y una estructura de aún menor resistividad al este del perfil. El límite estimado entre los bloques resistivos y la menor resistividad determinada debajo de ellos fue delimitada con una línea blanca discontinua.

4.8. Discusión e interpretación

Para la discusión e interpretación realizada a continuación se hará uso de la Figura 4.9. La estructura de baja resistividad superficial determinada hasta los 20 km de profundidad, principalmente en el centro-oeste del modelo, podría estar asociada a

los eventos intrusivos que sufrió la región. Como fue descrito en la Sección 4.2, la cuenca Chaco-Paraná fue intruida por una gran colada basáltica (Peate, 1997). Al este de la zona de estudio, sobre el terreno Piedra Alta, estudios recientes determinaron que el enjambre de diques Florida tiene una extensión de más de 250 km de largo por 200 km de ancho y se estima que la presencia de los mismos se extiende hacia el suroeste, donde se encontrarían debajo de los depósitos fanerozoicos (Halls y cols., 2001; Demarco y cols., 2020). Si los diques están presentes, los mismos permitirían explicar la presencia de anisotropía superficial. Por lo pronto es notable que dicha cubierta de menor resistividad sobre el bloque central de alta resistividad R2 coincide con las estaciones que presentan posible anisotropía, señaladas en la figura con un recuadro rojo.

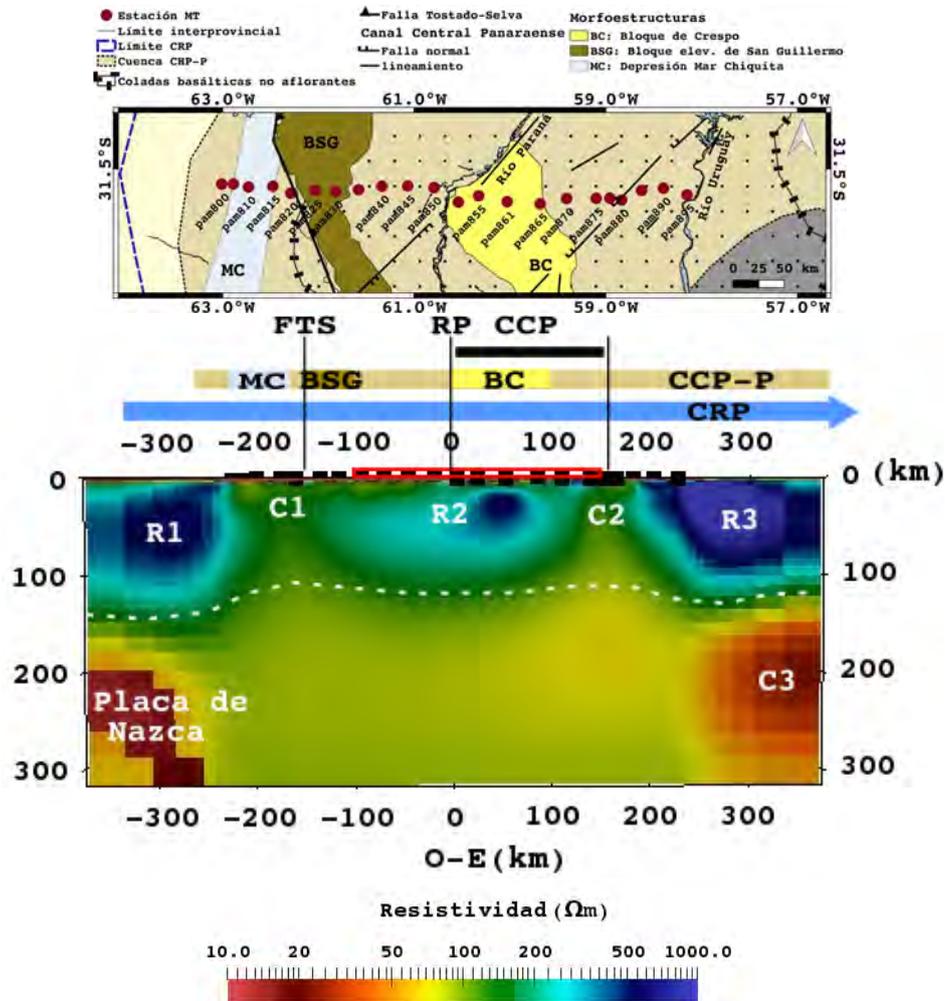


Figura 4.9. Modelo 3D final del área de estudio utilizado para la descripción de los resultados y para la interpretación. Sobre el modelo se consideraron las estaciones MT y los rasgos y la información geológica y estructural pertinente. A su vez, se señalaron con un recuadro rojo las estaciones que presentaron posible anisotropía en el análisis de dimensionalidad.

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

Los bloques de alta resistividad R1, R2 y R3 son asociados al Cratón del Río de la Plata, frío y estable. Respecto del bloque R2, se observa que presenta una resistividad media de 350 Ωm , menor a la esperada para un cratón, con un núcleo de alta resistividad en la región centro-este del mismo, y cuya extensión coincide en superficie con la determinada por Veroslavsky y cols. (2020) para el CCP. Los bloques R2 y R3 se encuentran separados por la discontinuidad de resistividad vertical C2, que involucra a la corteza y al manto superior, y coincide en superficie con los lineamientos y fallas con orientación NNE-SSO del CCP a 200 km al este del Río Paraná. Estas estructuras fueron asociadas a fallamientos profundos que involucran el basamento, reactivadas en el Cretácico con la ruptura de Gondwana Occidental. Luego, la discontinuidad lateral es interpretada como una zona de cizalla precámbrica relacionada con debilidad mecánica profunda, que fue reactivada durante el Cretácico, permitiendo la subsidencia de la cuenca y facilitando la intrusión y el desarrollo de las coladas basálticas. La menor resistividad podría estar asociada a la percolación de fluidos y a la precipitación de minerales conductores, como el grafito interconectado y la mineralización de sulfuros, durante el ascenso magmático a lo largo de viejas zonas de debilidad. Cabe destacar que en la región de la discontinuidad se determinaron grandes espesores de la cuenca Chaco-Paraná, que alcanzan valores entre 2500 y 3000 m constituyendo un depocentro (Favetto y cols., 2011). Resultados similares a los recién expuestos fueron determinados por Padilha y cols. (2015) en la cuenca Paraná. Mediante datos magnéticos y magnetotélúricos, los autores determinaron la presencia de un conductor vertical angosto con orientación NNE-SSO a 70 km al este del Río Paraná, región en donde se ubica el depocentro de la cuenca y que ha sido considerada como la ubicación probable del rift que permitió la subsidencia inicial de la misma (Zalán y cols., 1990; Peate, 1997).

La discontinuidad lateral de resistividad C1, que separa a los bloques R1 y R2, y que se extiende a lo largo de toda la litósfera, coincide en superficie con la depresión Mar Chiquita, la mayor cuenca endorreica Cuaternaria de la Argentina. Esta discontinuidad es asociada a una zona de cizalla dextral de edad Cámbrica. A escala cortical, la zona de daño por intensa cizalla durante cientos de millones de años podría generar una alta porosidad secundaria y la percolación de fluidos, y junto con la presencia de minerales conductivos, como el grafito o los sulfuros, podrían ser la explicación más razonable para la conductividad determinada. Pero a medida que aumenta la profundidad, y particularmente en el manto, el mecanismo que podría estar causando la resistividad observada es la presencia de granos de tamaño muy fino de minolita o ultraminolita, como ha sido establecido para zonas de cizalla.

Como fue mencionado en la Sección 4.2, el límite occidental del CRP fue determinado por Rapela y cols. (2007), quienes además propusieron un nuevo escenario para la evolución del supercontinente Gondwana. A partir del análisis de circones, determinaron que las secuencias metasedimentarias Cámbricas de las Sierras de Córdoba y del noroeste argentino (NOA) no poseen circones detríticos de 2200 Ma a pesar de estar adyacentes al CRP, pero sí presentan una secuencia bimodal de circones detríticos de 600 y 1000 Ma, como los presentes al sur del cratón de Kalahari (África). Los autores proponen una gran falla trascurrente dextral (falla de Córdoba) que desplazó el sector de las Sierras Pampeanas desde una posición cercana al sur del cratón de Kalahari hasta su posición actual contra el CRP por medio de una colisión oblicua durante el Cámbrico Inferior. La falla, que habría quedado debajo de los sedimentos de la cuen-

ca Chaco-Paraná, es inferida por los autores como la extensión sur del lineamiento Transbrasiliano. Luego, la falla aquí determinada podría asociarse al sistema de fallas dextrales del Transbrasiliano. Esta hipótesis permitiría en principio explicar la ausencia de secuencias previas al Devónico en el sector occidental y central del CRP. A partir de la información de los pozos en las provincias de Córdoba, Santa Fe y Entre Ríos, se sabe que las secuencias sedimentarias más antiguas que sobreyacen esta región del cratón comienzan en el Devónico y son principalmente Carboníferas y Pérmicas (Rapela y cols., 2007; Veroslavsky y cols., 2020). En cambio, en los afloramientos orientales del CRP, en Tandilia y en Uruguay, las rocas Paleoproterozoicas que lo componen están cubiertas por secuencias sedimentarias de edad Neoproterozoica y Paleozoica Inferior (Arrouy y cols., 2015). La gran transcurrancia dextral podría haber arrasado la secuencia Neoproterozoica original, ahora sólo preservada en el sector oriental. Por otra parte, Peri y cols. (2015) a partir de la inversión 2D de datos magnetoteléuricos en un perfil O-E a los 29°30' S determinaron la presencia de dos anomalías resistivas corticales, donde la oriental coincide con la latitud de la anomalía aquí interpretada, pero aproximadamente 200 km al norte. La mismas fueron asociadas por los autores al sistema de fallas dextrales del Transbrasiliano.

Otra característica observada en la Figura 4.9 es que el cratón posee un espesor medio de 100 km, es decir, el modelo no define la presencia de una raíz cratónica. Estudios previos de escala litosférica en la región ya habían obtenido resultados similares (Rocha y cols., 2019; Celli y cols., 2020). En particular, los resultados obtenidos por Celli y cols. (2020) destacan que los cratones Sao Luis y Luis Álves, también ubicados en el margen continental e involucrados en la apertura del Atlántico sur, tampoco poseen raíz. En la región centro-oeste del perfil, el cratón pudo haber sufrido erosión cratónica debido a la geometría de subducción sub-horizontal de la placa de Nazca (Axen y cols., 2018), pero esto no permitiría explicar la ausencia de raíz en la región este. Celli y cols. (2020) proponen que la falta de raíz podría deberse a que el Cratón del Río de la Plata pudo haber sufrido reelaboración durante el desamblaje de Gondwana Occidental. Como ya fue mencionado, al oeste del perfil tiene lugar el descenso abrupto de la placa de Nazca. En las regiones de subducción sub-horizontal el agua es liberada y transportada por la placa cientos de kilómetros al interior del continente y la fusión parcial sólo se predice en el extremo anterior de la región de subducción plana, donde una temperatura relativamente alta está presente debido al contacto con la astenósfera (Li, 2020). Booker y cols. (2004), a partir de la velocidad de convergencia, estimaron que desde los 400 km de profundidad hasta la superficie, la placa nunca ha estado por debajo del vulcanismo activo y puede haber retenido una cantidad importante de volátiles que causarían la fusión parcial del manto a medida que los fluidos se filtran, permitiendo explicar la baja resistividad asociada a la placa. El modelo 3D final no define la presencia de una cuña astenosférica, lo que nos permite considerar que el manto litosférico desplazado por la subducción sub-horizontal es lo suficientemente denso como para hundirse con la placa arrastrando los volátiles (Axen y cols., 2018). Éste, junto con la fusión parcial por la presencia de volátiles, podrían permitir explicar el ascenso astenosférico en la parte central del cratón. Cabe destacar que en la región de estudio no hay un gradiente térmico anómalo (Davies, 2013), pero el contenido de agua en el manto superior y en la astenósfera puede causar fusión parcial del manto litosférico a baja temperatura, que se manifiesta como una disminución de la resistividad (García

4. Caracterización geoelectrica del Cratón del Río de la Plata a los 31.5°S entre los 58° y 63°O

y cols., 2019). Este mecanismo permitiría explicar la resistividad observada en la parte central del cratón y podría estar colaborando a la pérdida de la raíz. Respecto del campo de tensiones generado por la subducción sub-horizontal, el mismo fue estudiado mediante estaciones permanentes en el marco de SIRGAS por Brunetto y cols. (2019). Los autores determinaron un patrón regional del campo de velocidades que sugiere un régimen traspresivo sobre la región estable del Cratón del Río de la Plata. El campo de velocidad determinado demuestra que los esfuerzos tectónicos del campo lejano afectan en el centro de la placa, más específicamente en la región del Río Paraná, que fue la zona de convergencia determinada.

Por debajo de los bloques resistivos asociados al Cratón del Río de la Plata, el modelo determina una disminución de la resistividad, tomando valores cercanos a 70 Ωm e incluso inferiores en el extremo oriental del perfil. Dicha disminución fue delimitada en la Figura 4.9 con una línea blanca discontinua. La misma es asociada al límite superior de la discontinuidad eléctrica litósfera-asténósfera. Pero en el modelo no se observa la capa de resistividad entre 5 y 25 Ωm asociada a dicha discontinuidad. Cuando hay presencia de agua debajo de los cratones, como ya fue establecido para esta región de estudio, la discontinuidad litósfera-asténósfera es abrupta, pudiendo tener menos de 20 km de espesor, lo que hace aún más difícil su detección. Desde la reología, el contenido de agua en la LAB reduce los esfuerzos de cizalla necesarios para acomodar los movimientos de las placas (Eaton y cols., 2009). Finalmente, si hay agua dentro de una zona de transición litosférica entre una litósfera superior completamente seca y rígida y la asténósfera, entonces surge la posibilidad que, en condiciones térmicas apropiadas, partes de esta zona de transición húmeda puedan desprenderse y hundirse en la asténósfera, creando potencialmente una topografía significativa en la LAB. La topografía tanto como el contenido de agua podrían ser los responsables del comportamiento 3D de los datos de largo periodo, causando anisotropía estructural y/o eléctrica, respectivamente.

4.9. Trabajo a futuro

En la Sección 4.5 se concluyó que los datos responden a estructuras profundas complejas, destacando la importancia de realizar su inversión 3D a pesar de estar las estaciones distribuidas en un perfil. Pero a su vez, también se considera necesario realizar inversiones 2D con anisotropía dado que si el comportamiento de los datos es debido a ésta, permitiría inferir información sobre las propiedades de la corteza y del manto superior.

En magnetotelúrica no todo lo que es presentado como evidencia de anisotropía es representativo de anisotropía intrínseca dado que existe una ambigüedad entre anisotropía intrínseca y estructural. La anisotropía estructural es una propiedad de volumen que resulta de una disposición específica de la fracción conductora dentro de la estructura debido a procesos geodinámicos, termodinámicos o geoquímicos (Pek y Verner 1997). Fracturas con fluido, fallas y diques son rasgos que siguen una orientación definida y son la causa más probable de anisotropía estructural en la corteza; sobre todo es una característica esperable en regiones tectónicas vinculadas a procesos divergentes, colisionales y volcánicos (Chavé y Jones, 2012). En la zona de estudio no hay rasgos superficiales distintivos debido a la presencia de la cubierta sedimentaria de la cuenca

Chaco-Paraná. Sin embargo, es una región compleja, cuya evolución de depocentros aún no está bien entendida y que ha sido sometida a esfuerzos tectónicos importantes, como por ejemplo los eventos extensivos relacionados al desamblaje del supercontinente Gondwana. Los mismos dejaron el registro de las coladas basálticas de la provincia magmática Paraná-Etendeka, generando a su vez el interrogante de posibles intrusiones de diques y sills, como fueron determinados en el extremo oriental del CRP a partir de estudios aeromagnéticos (Demarco y cols., 2020).

En el manto superior, las causas de anisotropía son tema de debate, con interrogantes desde si los datos están mostrando una propiedad intrínseca o el resultado de heterogeneidades regionales, hasta sobre las posibles causas de la anisotropía intrínseca, siendo en general asociada a la presencia de agua o de material fundido. En particular, el olivino seco es apenas anisótropo y dicha anisotropía se debe a que la difusión del hidrógeno es más rápida en una dirección particular. Sería esperable que la presencia de agua aumente la anisotropía, pero no está claro los niveles de agua requeridos por el manto litosférico cratónico para que produzca conductividades anisótropas significativas (Chave y Jones, 2012). A su vez, debajo de los cratones, el contenido de agua en la discontinuidad litósfera-astenosfera, dentro del manto superior, fue relacionada con los esfuerzos de cizalla necesarios para acomodar los movimientos de las placas, donde fue establecido que su presencia reduce los esfuerzos requeridos y el movimiento diferencial se acomoda dentro de una amplia zona astenosférica que se extiende desde la LAB hasta la parte superior de la zona de transición en el manto (Eaton y cols., 2009). Las estaciones MT aquí estudiadas están distribuidas en superficie sobre la región de descenso de la placa de Nazca, cuya subducción es sub-horizontal a la latitud de estudio. Como fue comentado en la Sección 4.3, Booker y cols. (2004) determinaron la presencia en profundidad de una estructura conductiva que fue asociada a fusión parcial en la placa descendente. A su vez, la interpretación del modelo aquí presentado también considera la presencia de agua en profundidad, lo que permitiría explicar en primera instancia el comportamiento complejo de los datos para largos períodos determinado a partir de los análisis de dimensionalidad, no pudiendo descartarse que el mismo podría deberse a anisotropía 2D.

Para analizar la posible anisotropía 2D que pueden estar reflejando los datos a dos escalas de profundidad, una dentro de los primeros 10 km de la corteza, relacionada a la presencia de diques proterozoicos y/o de diques, sills y coladas cretácicas, y otra a profundidades del manto superior, causada por la presencia de agua o la topografía de la discontinuidad litósfera-astenosfera, se realizará una inversión probabilística 2D, utilizando el código de modelado directo desarrollado por Pek y Verner (1997) que fue modificado para incorporar las librerías Pardiso (Alappat y cols., 2020) para una resolución del sistema lineal de ecuaciones eficiente. Para llevar a cabo la inversión probabilística se hará uso del método MCMC que se implementa mediante las librerías DREAM («Differential Evolution Adaptive Metropolis») (Vrugt y cols., 2008), que agrega características de los algoritmos de evolución diferencial, colaborando en la aceleración de la convergencia del algoritmo MCMC, que en problemas de alta dimensionalidad puede ser muy lenta.

Capítulo 5

Conclusiones

El método magnetotelúrico es ampliamente utilizado para la caracterización geoelectrica del subsuelo. Sin embargo, antes de realizar la inversión de datos adquiridos en el campo, es importante llevar a cabo el análisis de dimensionalidad de los mismos, dado que su resultado permite determinar el adecuado tratamiento posterior, considerarlo en los parámetros necesarios para la inversión e incluso conocer las limitaciones del modelo final obtenido para así realizar una mejor interpretación.

En lo que respecta a la inversión 3D determinista realizada con el código ModEM, que utiliza el método del gradiente conjugado no lineal como estrategia de minimización, se observa una gran dependencia del modelo final respecto del modelo de referencia inicial. Éste, junto con la covarianza del modelo, son parte del término de regularización que permite considerar tanto la información previa disponible como la variación espacial de las estructuras eléctricas que serán definidas en el modelo final. De las pruebas realizadas para los modelos de referencia iniciales se concluye la importancia de considerar diferentes valores de resistividad a fin de determinar el que permita obtener las estructuras esperadas en la región, lo que a su vez remarca la importancia de tener un conocimiento previo de las mismas a partir de la información geológica y geofísica disponible. Por otro lado, los valores más apropiados de la covarianza del modelo, que cuantifica cómo se espera que se correlacionen los diferentes parámetros del mismo, pueden ser determinados a partir de la información obtenida en el análisis de dimensionalidad. Cabe mencionar que el comportamiento observado del parámetro de compromiso λ en las distintas inversiones realizadas implica que éste desempeña un papel importante en la inversión, no permitiendo un gran apartamiento del modelo de referencia, lo que justifica la importancia de su correcta elección.

En el Capítulo 2 se presentó el área de estudio del sudeste de la cuenca de Tucumán, región que contiene al distrito termal ubicado entre la localidad de Taco Ralo, en la provincia de Tucumán, y la localidad de Termas de Río Hondo, en la provincia de Santiago del Estero. El modelo 3D obtenido determinó la presencia de cuatro unidades geoelectricas que fueron asociadas en profundidad a la unidad Pleistocena, a la Fm. Las Cañas y a la Fm. India Muerta, ambas de edad Pliocena, y a la Fm. Guasayán de edad Miocena, respectivamente. El modelo permitió la caracterización areal de dichas formaciones y en particular, restringir en profundidad y espesor a La Fm. Las Cañas, principal unidad geológica a caracterizar dado que es la que contiene el acuífero termal. Respecto de la Fm. India Muerta, se estableció que la misma no presenta una distribución areal constante, sino que desaparece hacia el sudeste del modelo, lo que permitiría explicar en primera instancia su ausencia en los afloramientos al borde de la cuenca. Cabe señalar que la presencia de esta última en la región sólo había sido reconocida previamente por Iaffa y cols. (2011) a partir de líneas sísmicas reprocesadas ubicadas

5. Conclusiones

siguiendo las rutas que limitan al norte y al oeste la zona de estudio. Respecto de la estructura, el modelo define a las capas levemente onduladas con rumbo N-S, estableciendo correspondencia con la presencia de anticlinales y sinclinales en dicha dirección (Battaglia, 1982). Finalmente, el modelo 3D confirmó la falla curva inferida determinada por Battaglia (1982). Los resultados recién expuestos, así como los presentados en el capítulo fueron presentados parcialmente en Guevara y cols. (2018b) y publicados en Guevara y cols. (2020).

El Capítulo 3 desarrolla la zona de estudio del bajo topográfico que contiene a la laguna Socompa, en las cercanías del volcán homónimo. El estudio realizado es el primer antecedente de una campaña geofísica llevada a cabo en dicha región y es parte de varios estudios realizados por el SEGEMAR dentro de lo que fue denominado Prospecto Volcán Socompa. Es un prospecto multidisciplinario aún vigente, que tiene como objetivo global establecer si el volcán Socompa tiene asociado un sistema geotermal ciego, según fue establecido por Galliski y cols. en un estudio de reconocimiento de la región publicado en el año 1987. El objetivo particular del estudio de AMT realizado fue tratar de delimitar en profundidad el reservorio de las aguas hidrotermales circulantes. Como fue presentado en el capítulo, el rasgo más distintivo determinado por el modelo es una capa de alta conductividad a los 400-500 m de profundidad y con un espesor de al menos 200 m. Dicha capa se correlaciona con la Fm. Vizcachera y con el miembro inferior del CVSQA. La baja resistividad observada podría deberse a un acuífero salino o a una capa de arcillas desarrollada en el Mioceno-Plioceno(?). Respecto al reservorio de las aguas hidrotermales, el mismo estaría confinado en profundidad entre el contacto de las unidades cenozoicas, de 700 m de espesor, y el basamento cristalino pre-Cenozoico, cuya base en la parte más profunda fue detectada a los 1400 m de profundidad. Si la capa de alta conductividad se debe a un acuífero salino, la misma podría estar albergando las aguas circulantes, pero si se debe a una capa de arcillas, se esperaría que el reservorio se encuentre debajo de ésta. Al momento, ambas hipótesis son igualmente válidas. Es importante destacar que los resultados presentados en este capítulo permitieron la caracterización geoléctrica de los primeros 750 m de profundidad de una región que aún no cuenta con estudios geológicos de detalle. Luego, los resultados obtenidos marcan un precedente que a su vez señalan la importancia de realizar trabajos futuros. Parte de los resultados fueron presentados en Guevara y cols. (2018a) y actualmente el trabajo se encuentra aceptado con correcciones menores y bajo nueva revisión en la revista «Journal of Volcanology and Geothermal Research».

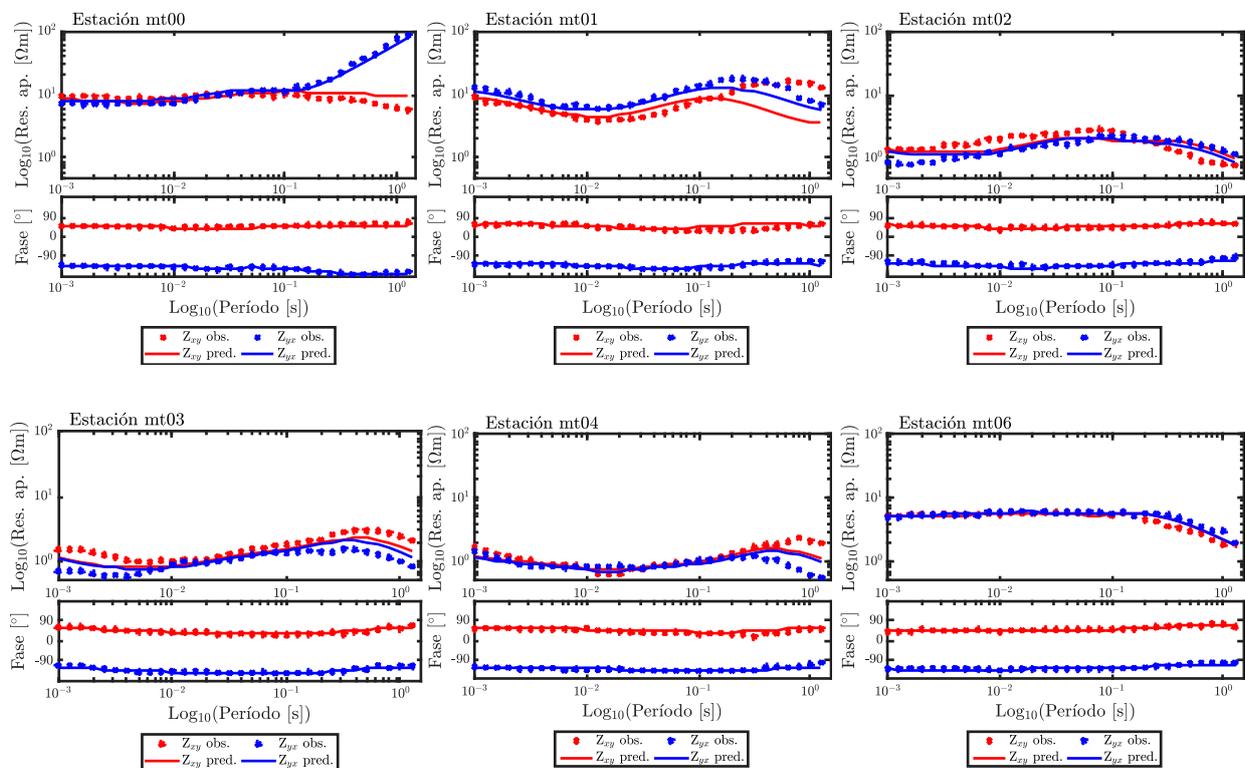
En el Capítulo 4 se presentaron los resultados obtenidos del perfil magnetotelúrico registrado en la región central del Cratón del Río de la Plata. Dichos resultados aportan nueva información que puede ser de gran utilidad para los estudios de la evolución del mismo. El modelo permitió establecer que el cratón no estaría conformado como un bloque único, sino que se distinguen tres bloques separados por dos regiones angostas de escala litosférica. La separación oriental, que coincide en superficie con el extremo este del Canal Central Panaraense, es aquí interpretada como una zona de cizalla precámbrica que puede haber jugado un rol clave en el desarrollo de la provincia magmática Paraná-Etendeka. Por su parte, la separación occidental fue asociada al sistema de fallas dextrales cámbricas relacionado a la mega zona de cizalla conocida como Lineamiento Trasbrasiliano, que se encontraría oculto debajo de los sedimentos de la cuenca Chaco-Paraná. La presencia de dicho sistema de fallas en la región de

estudio fue predicho por Rapela y cols. (2007) para explicar el contacto actual entre las Sierras Pampanas Orientales y el CRP, contacto ratificado posteriormente con el método magnetotelúrico por Favetto y cols. (2008). El resultado de nuestro modelo podría ser considerado la extensión oriental de dicho sistema de fallas. A su vez, los resultados también permitieron establecer una hipótesis sobre la causa de ausencia de raíz cratónica observada tanto en el modelo obtenido como a partir de otros métodos geofísicos. Finalmente, del modelo se pudo inferir una primera aproximación del límite litósfera-asténosfera, límite de gran importancia para los estudios de formación y evolución de continentes. Cabe destacar que el grupo de geofísica del INGEIS cuenta con una de las mayores contribuciones de estudios realizados para la caracterización del CRP.

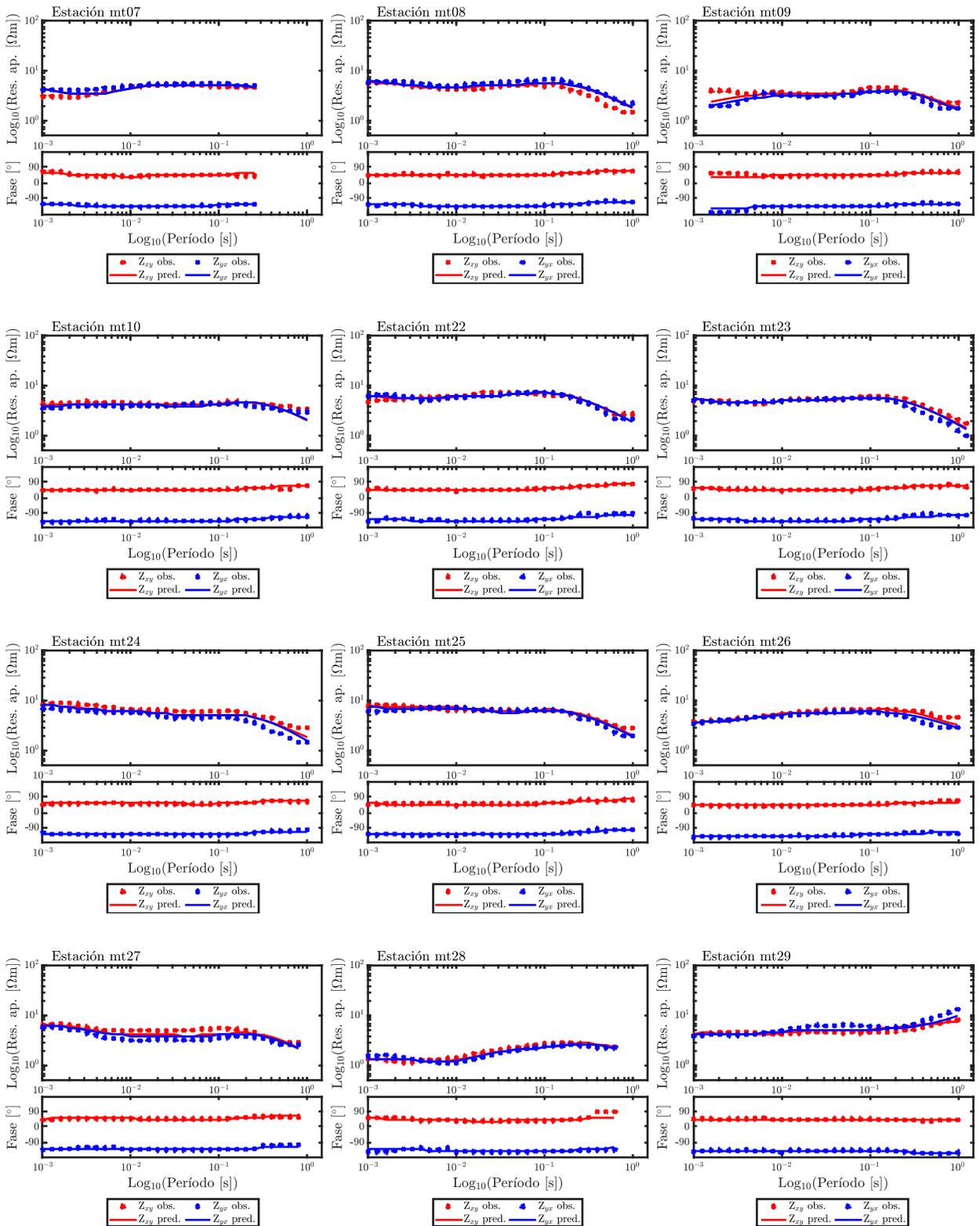
Apéndice A

Representación de datos observados y predichos

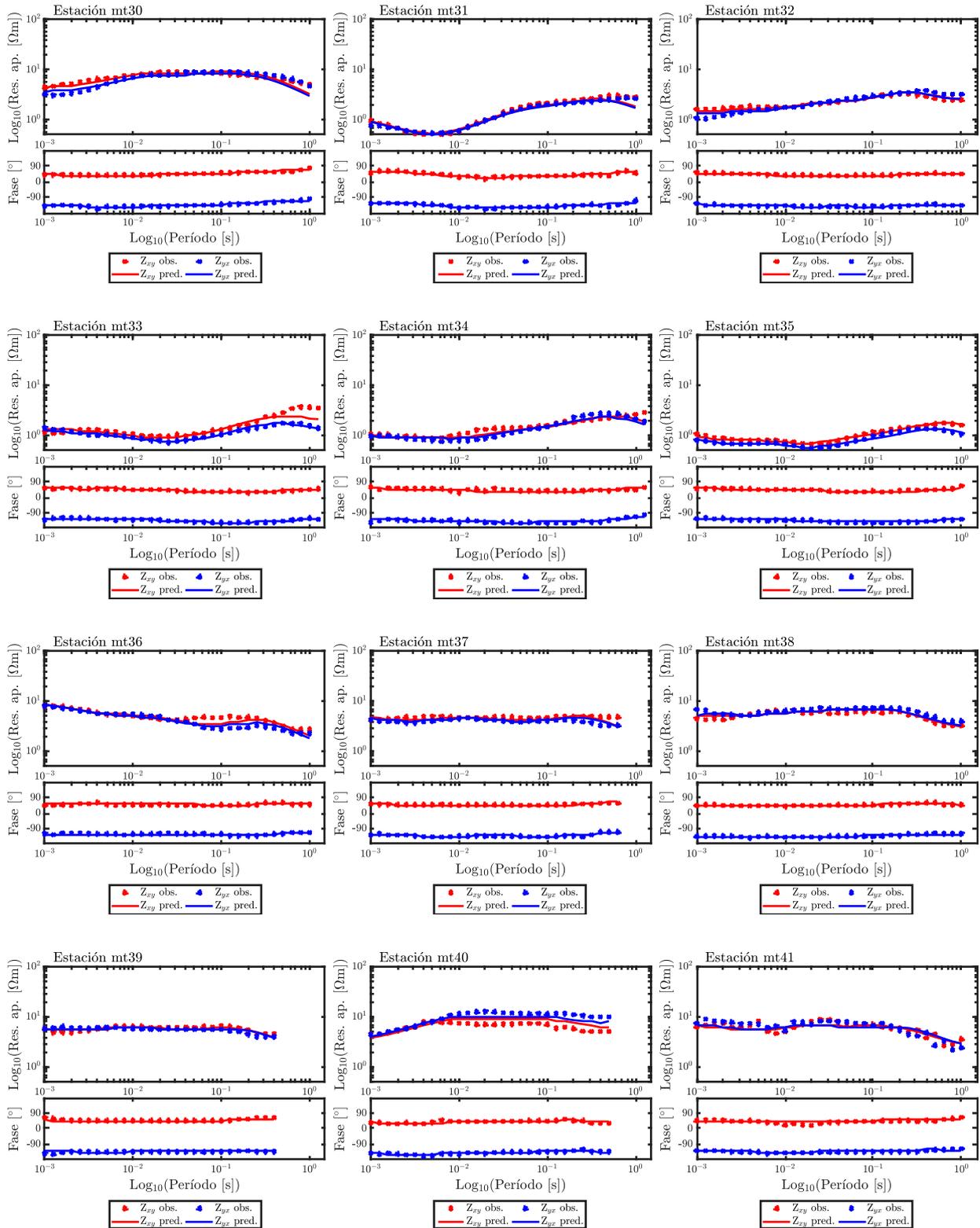
A.1. Curvas de ajuste de Z_{xy} y Z_{yx} - Sudeste de la cuenca de Tucumán



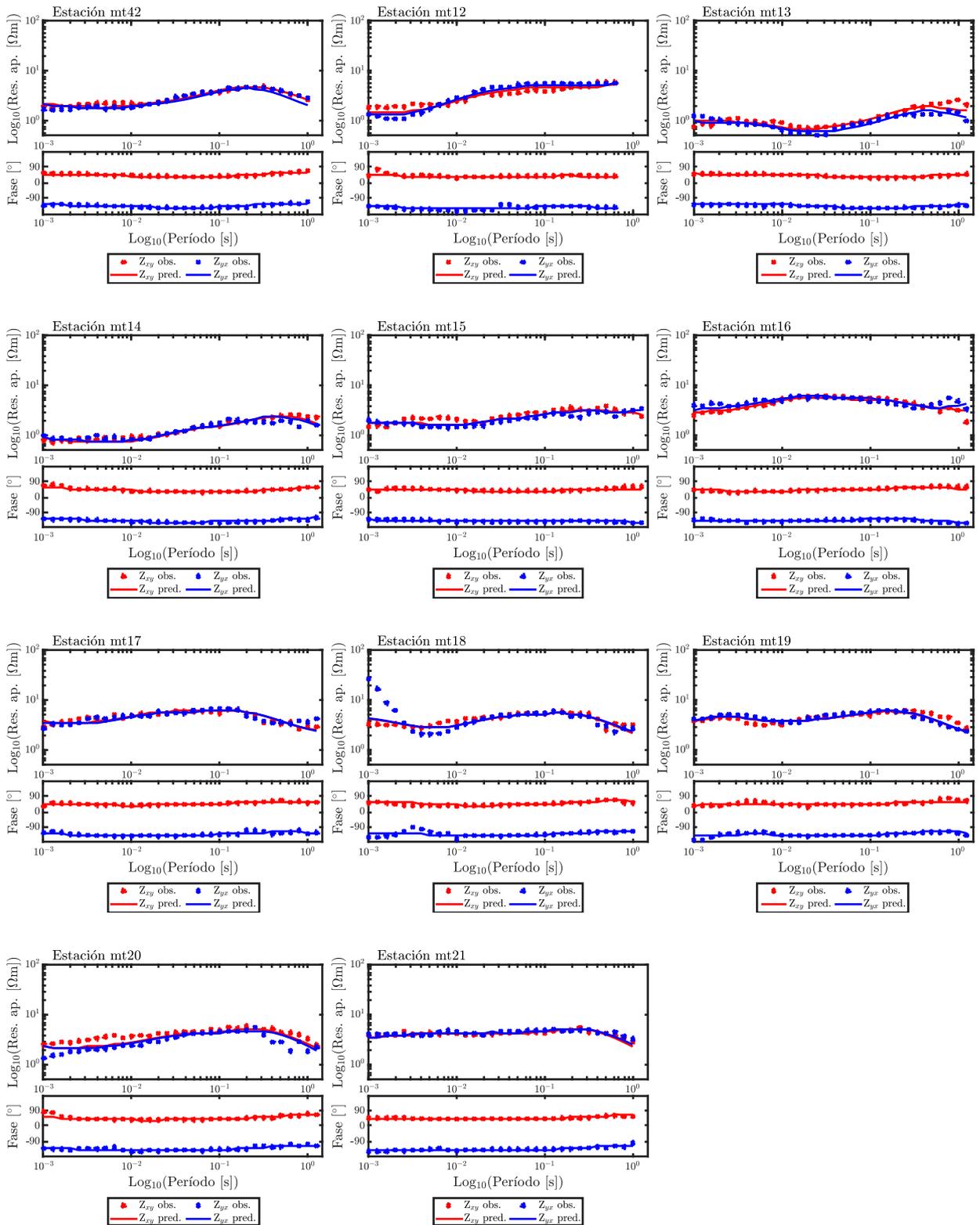
A. Representación de datos observados y predichos



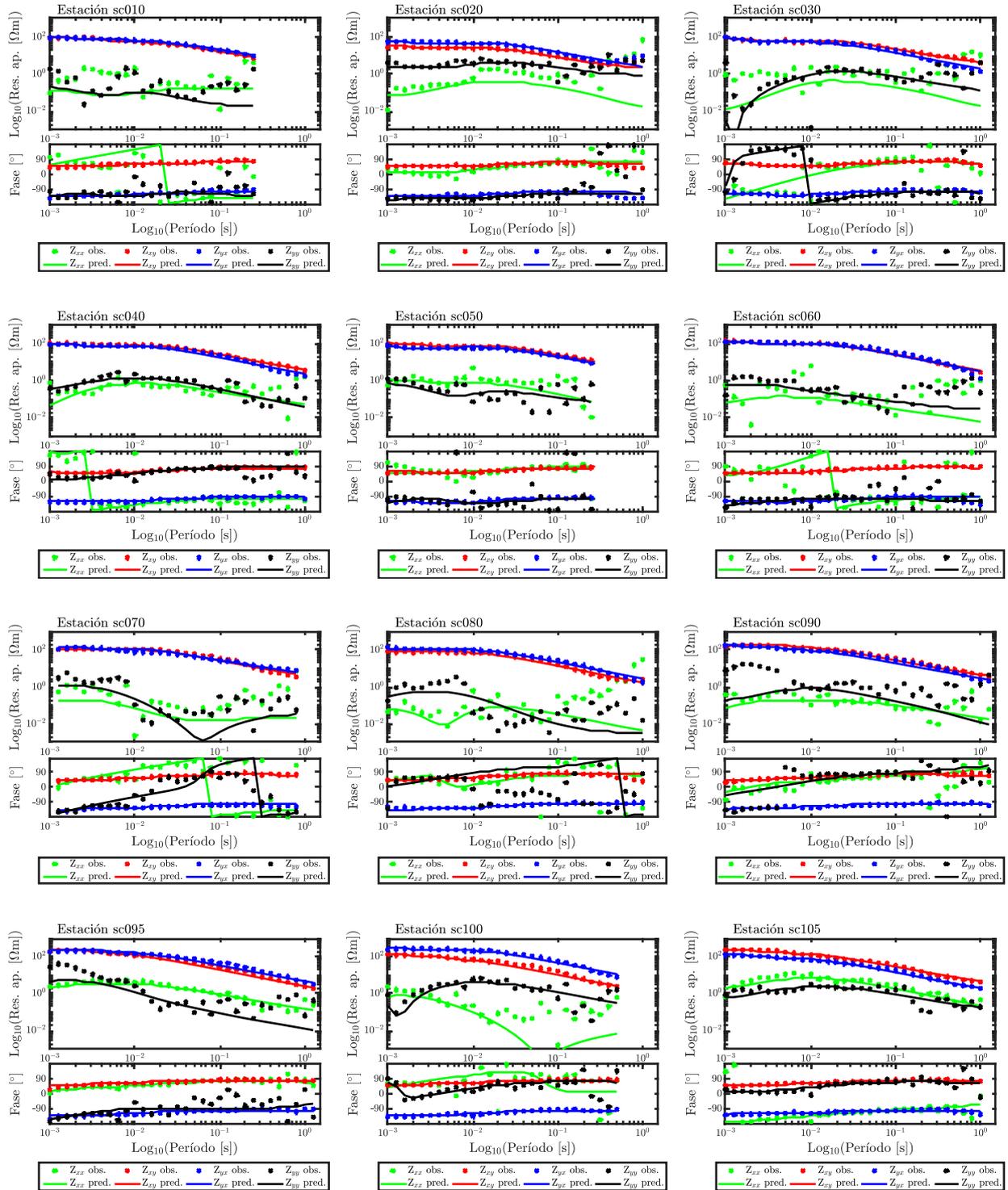
A.1. Curvas de ajuste de Z_{xy} y Z_{yx} - Sudeste de la cuenca de Tucumán



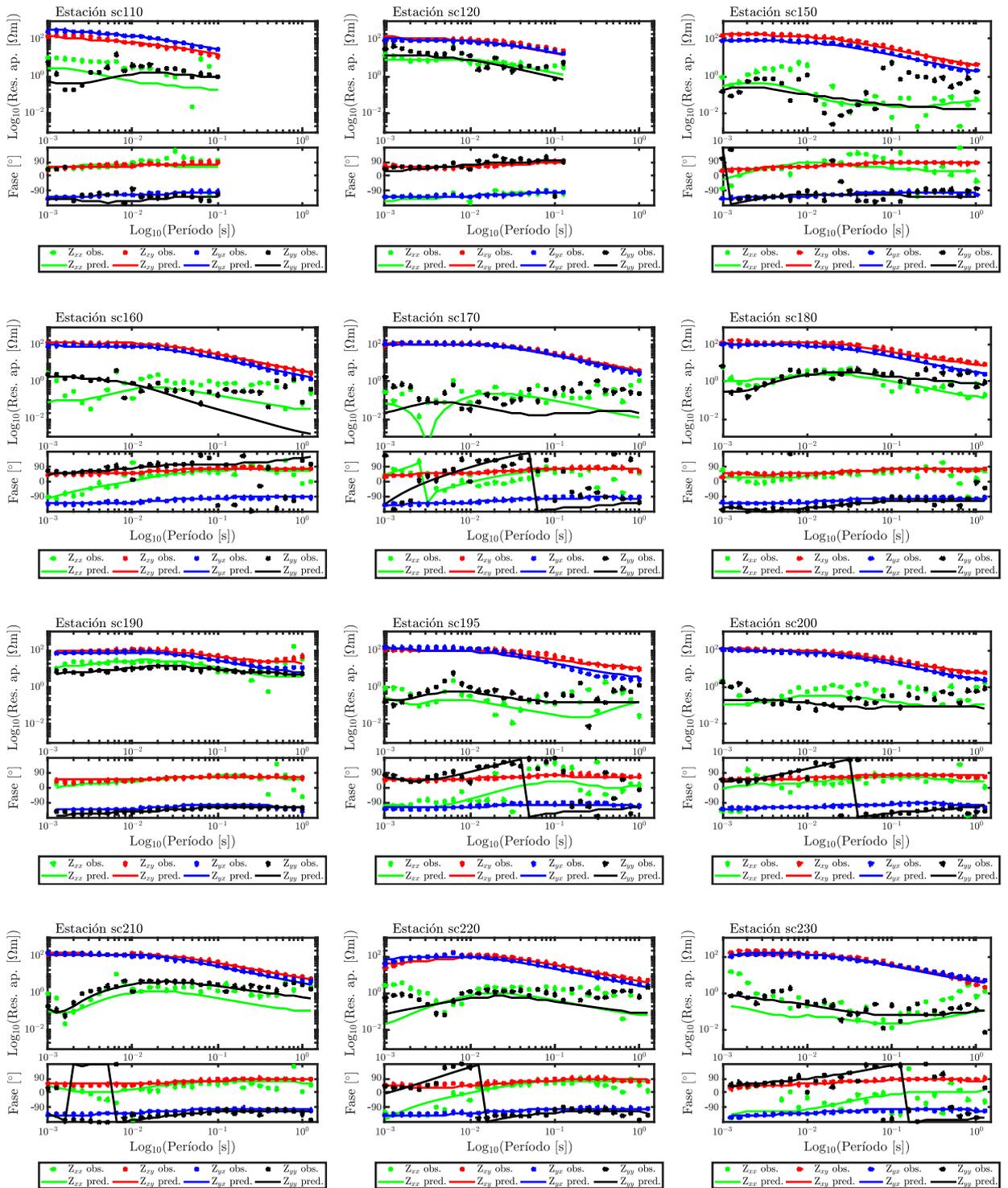
A. Representación de datos observados y predichos



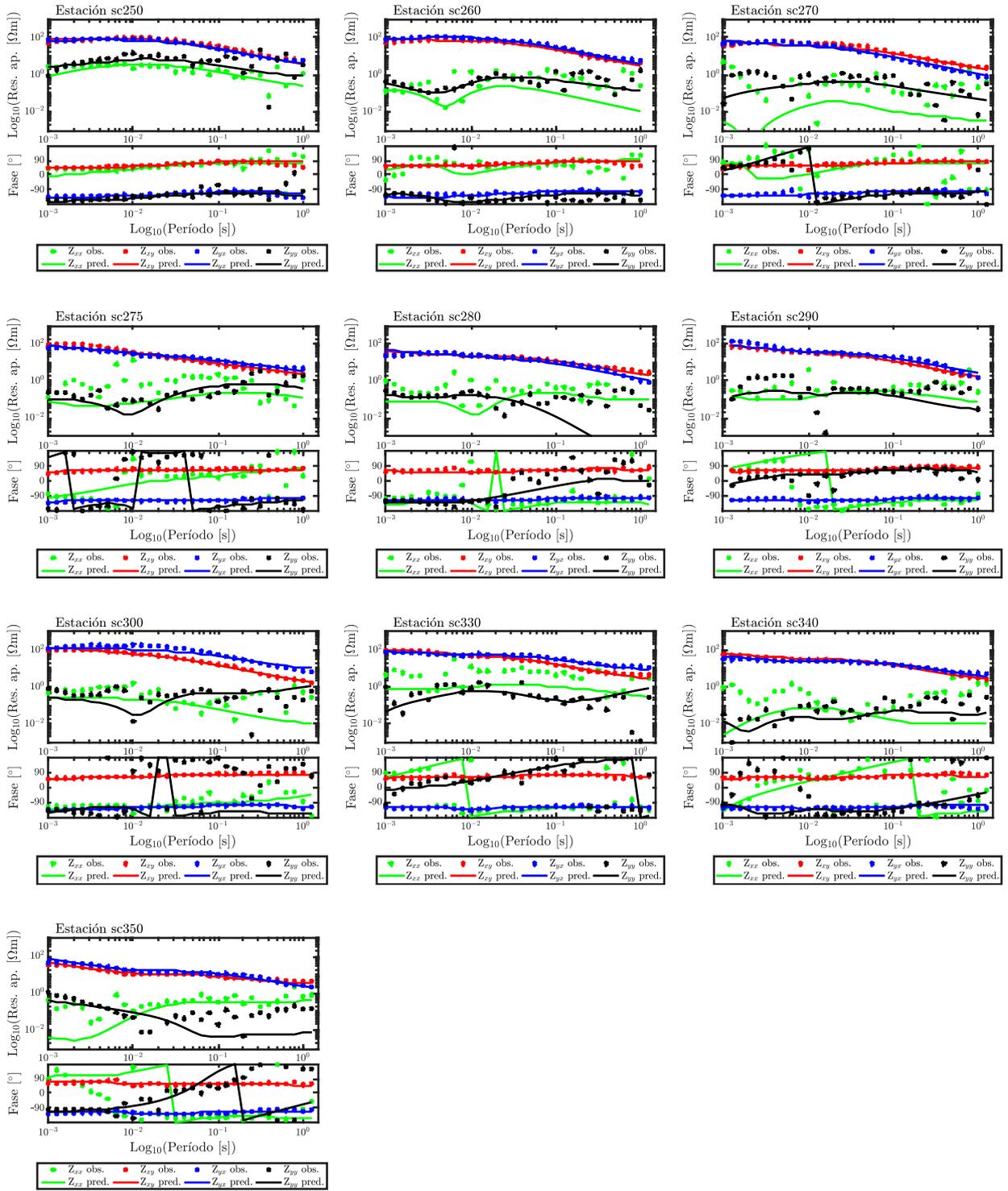
A.2. Curvas de ajuste de Z - Bajo topográfico Socompa



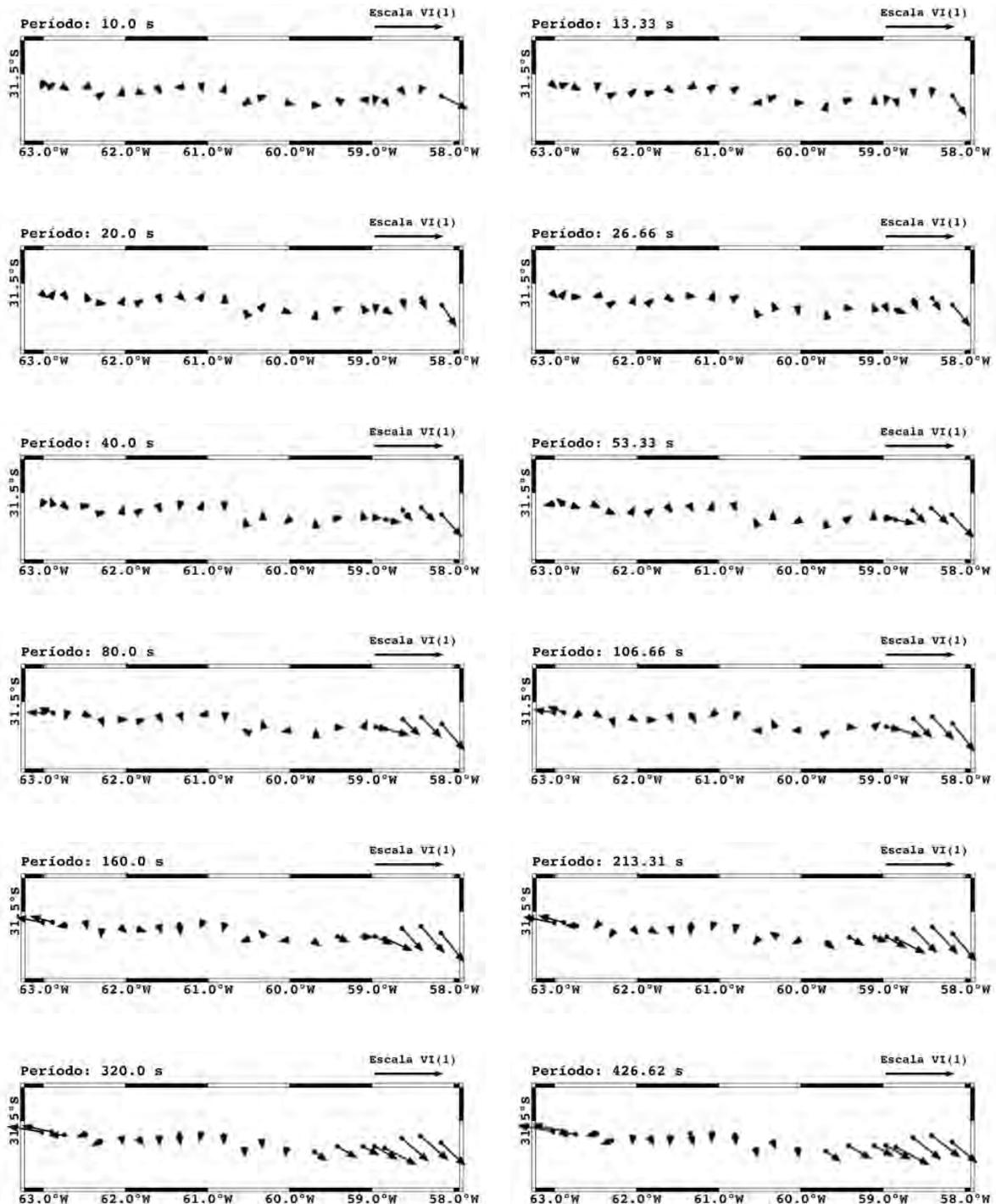
A. Representación de datos observados y predichos



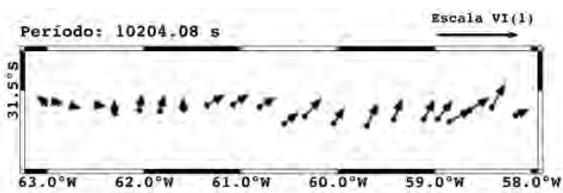
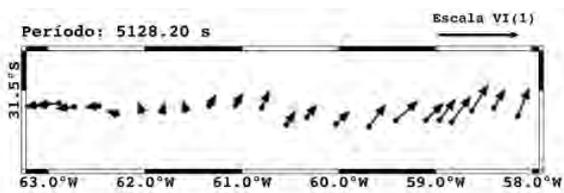
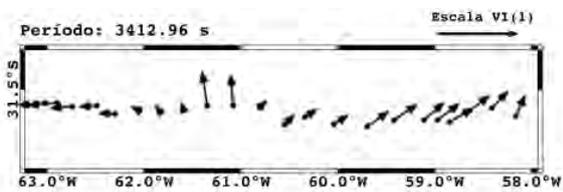
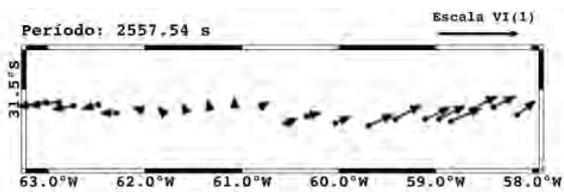
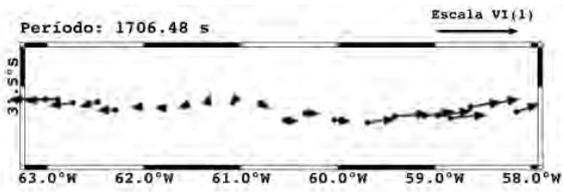
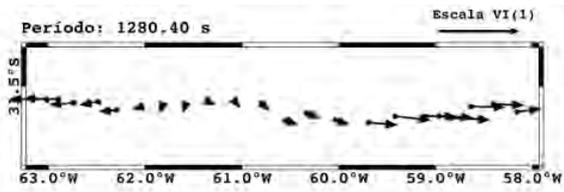
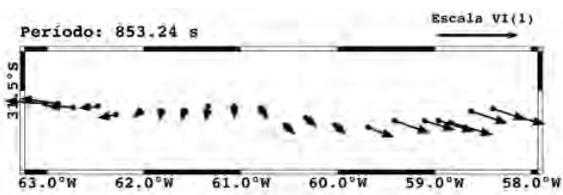
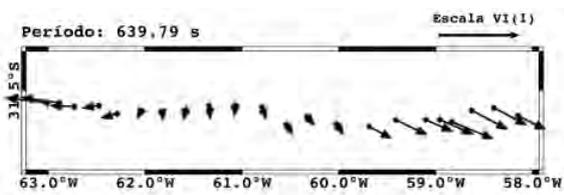
A.2. Curvas de ajuste de Z - Bajo topográfico Socompa



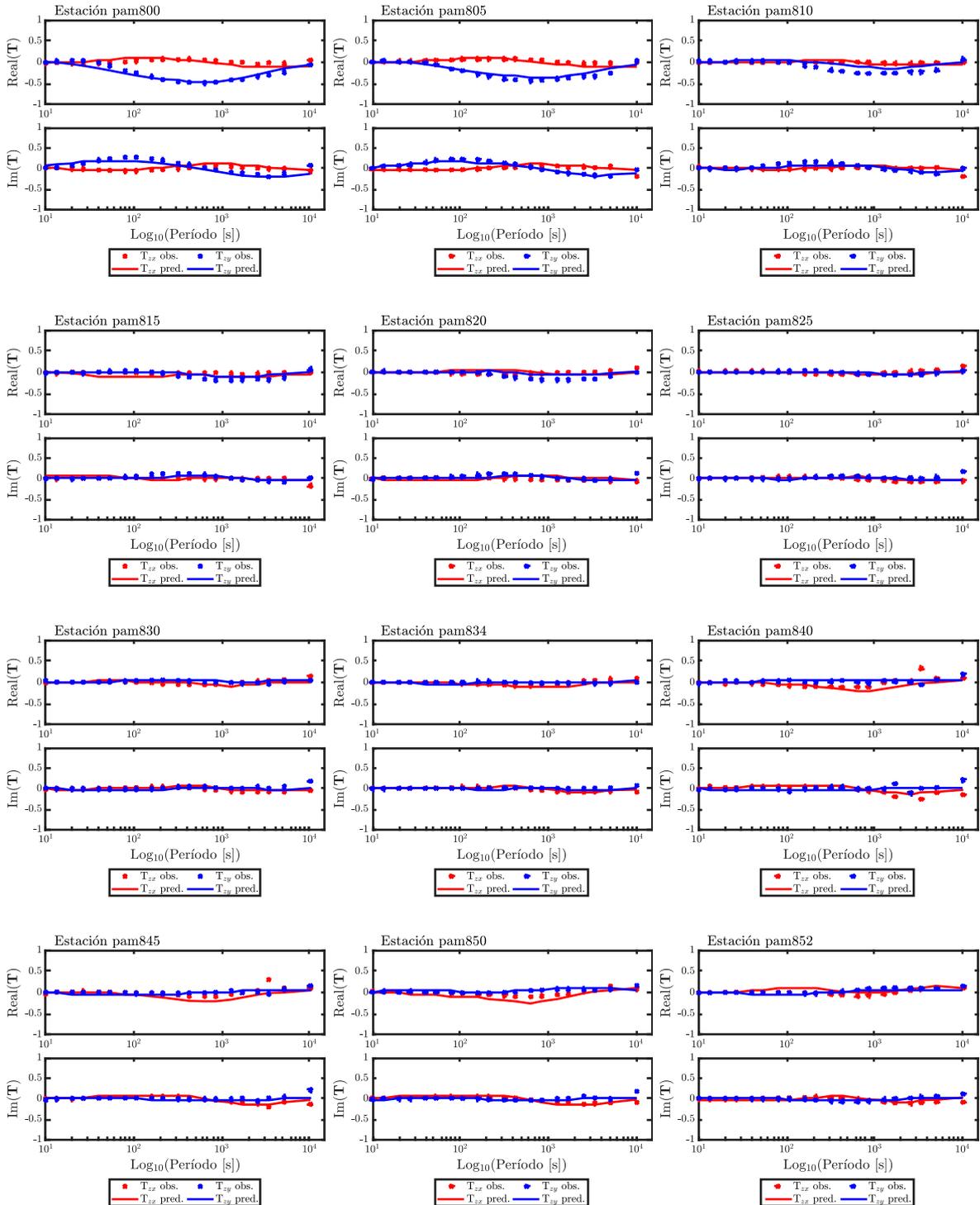
A.3. Vector de inducción observado - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O



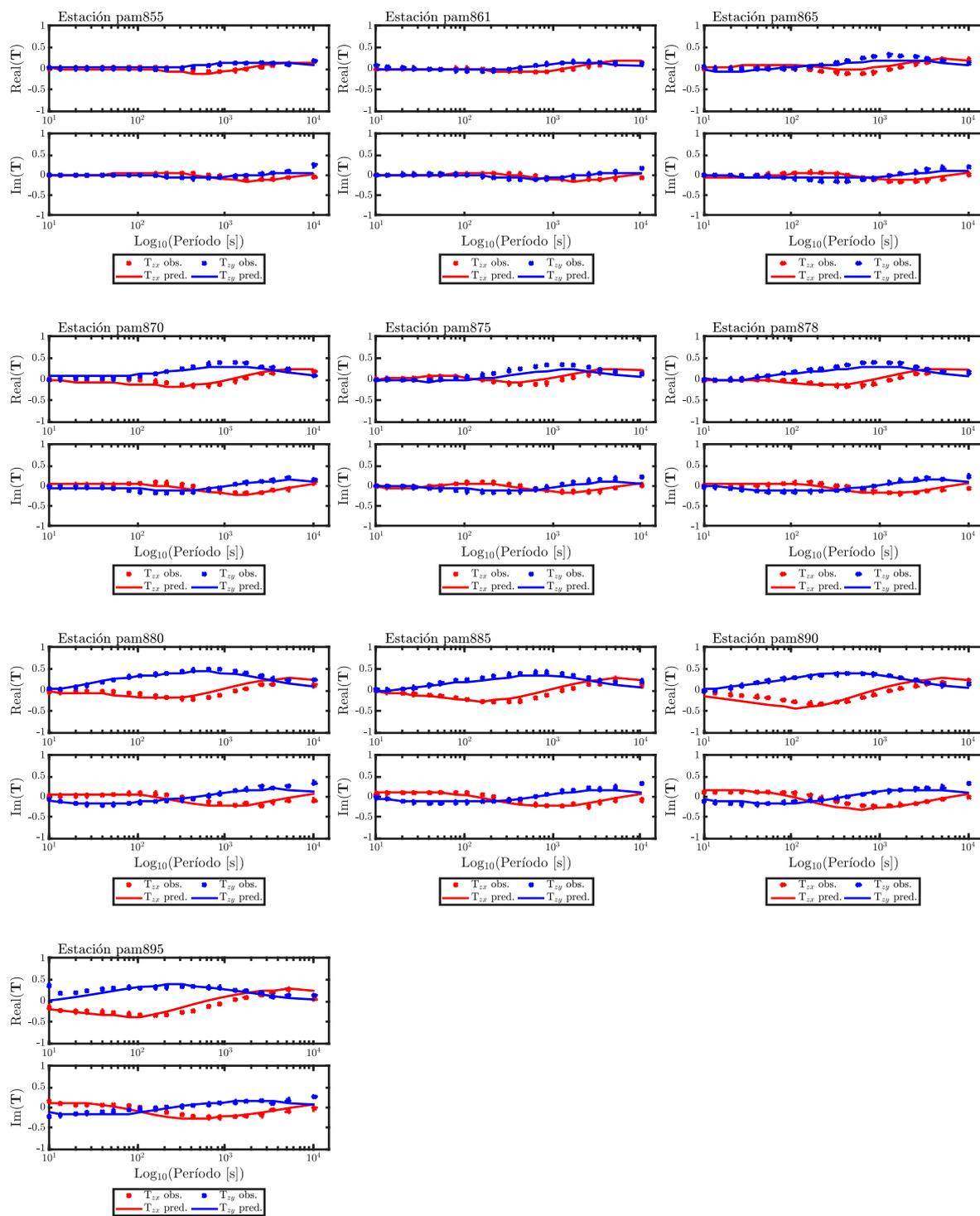
A.3. Vector de inducción observado - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O



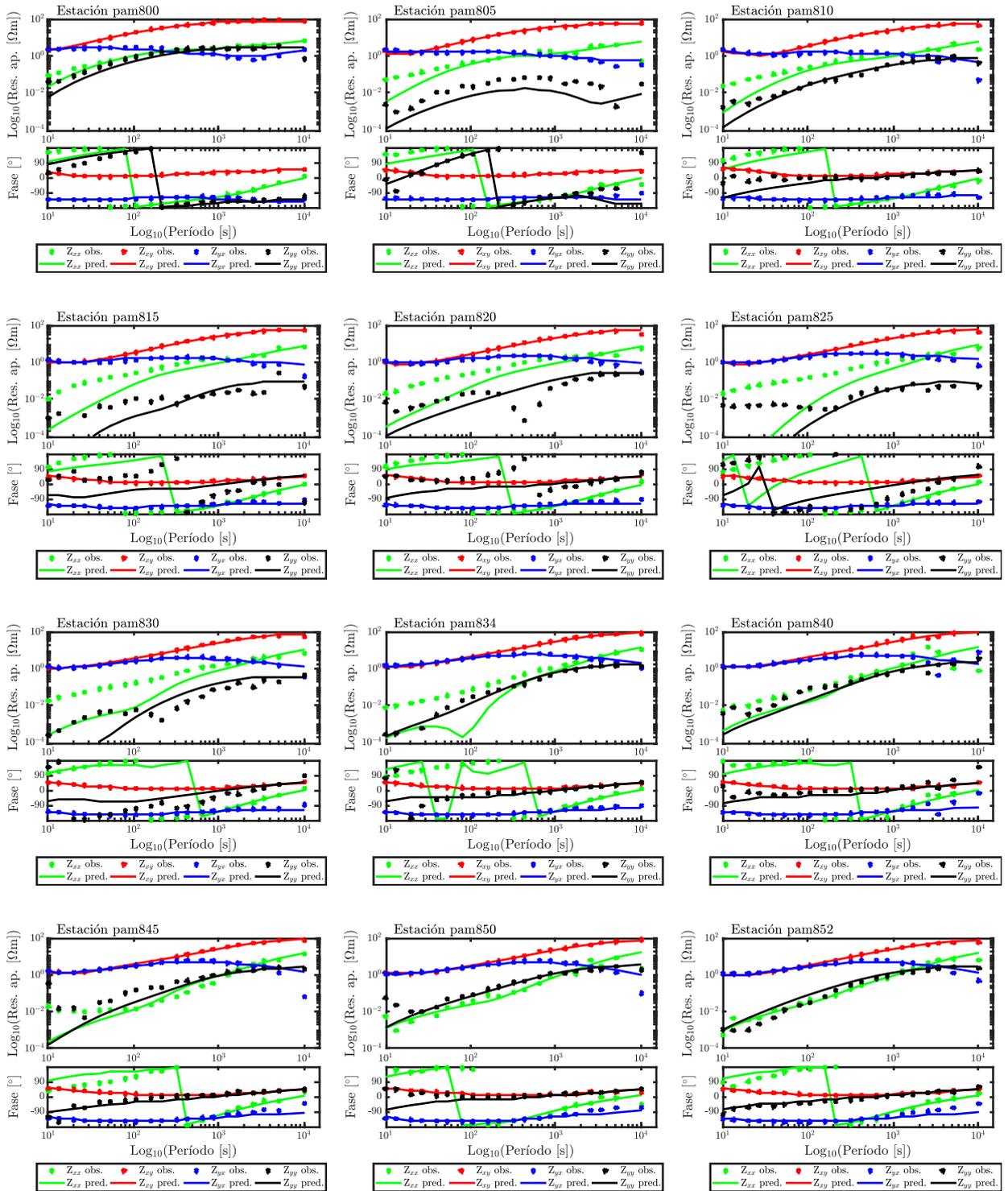
A.4. Curvas de ajuste de T - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O



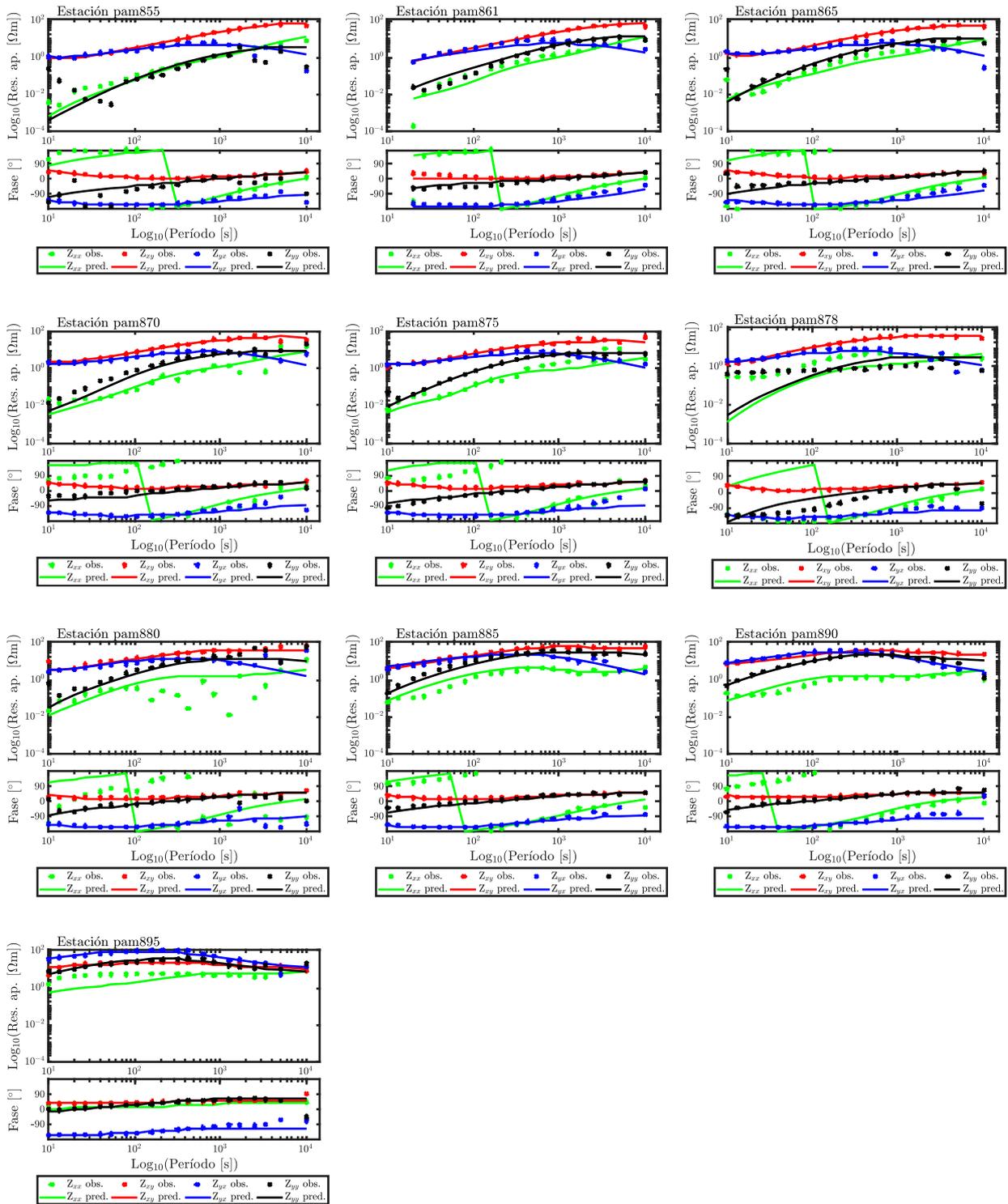
A.4. Curvas de ajuste de T - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O



A.5. Curvas de ajuste de Z - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O



A.5. Curvas de ajuste de Z - Cratón del Río de la Plata a 31.5°S entre 58° y 63°O



Referencias

- Alappat, C., Basermann, A., Bishop, A. R., Fehske, H., Hager, G., Schenk, O., Thies, J., y Wellein, G. (2020). A recursive algebraic coloring technique for hardware-efficient symmetric sparse matrix-vector multiplication. *ACM Trans. Parallel Comput.*, 7(3).
- Amatyakul, P., Rung-Arunwan, T., y Siripunvaraporn, W. (2015). A pilot magnetotelluric survey for geothermal exploration in Mae Chan region, northern Thailand. *Geothermics*, 55:31–38.
- Arango, C., Marcuello, A., Ledo, J., y Queralt, P. (2009). 3d magnetotelluric characterization of the geothermal anomaly in the Lluçmajor aquifer system (Majorca, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 68(4):479–488.
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01):54–62.
- Arnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinnsson, H., Flóvenz, Ó., y Gudlaugsson, S. T. (2000). The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland. En *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan*, pp. 923–928.
- Arrouy, M. J., Poire, D. G., Gómez Peral, L., y Canalicchio, J. (2015). Sedimentología y estratigrafía del grupo la providencia (nom. nov.): cubierta superior neoproterozoica, sistema de tandilia, argentina.
- Axen, G. J., van Wijk, J. W., y Currie, C. A. (2018). Basal continental mantle lithosphere displaced by flat-slab subduction. *Nature Geoscience*, 11(12):961–964.
- Baldis, B., Demicheli, J., Febrer, J., Fournier, H., Garcia, E., Gasco, J., Mamani, M., y Pomposiello, C. (1983). Magnetotelluric diversified results along a 1200km long profile showing at its north-west end an important geothermal area in the provinces of Tucumán and Santiago del Estero in Argentina. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 35(11-12):609–621.
- Barazangi, M. e Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *geology*, 4(11):686–692.
- Barcelona, H., Peri, G., Wincour, D., y Favetto, A. (2019). Audiomagnetotelluric survey at the Bañitos-Gollete geothermal area, main Andes Cordillera of San Juan, Argentina. *Geologica acta*, 17:0008.
- Battaglia, A. (1982). Hoja geológica 13f Río Hondo (Santiago del Estero).
- Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine Earth structure, physical state, and processes. *Surveys in geophysics*, 28(2-3):121–167.

REFERENCIAS

- Bibby, H. (1986). Analysis of multiple-source bipole-quadrupole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor. *Geophysics*, 51(4):972–983.
- Bissig, T., Lee, J. K., Clark, A. H., y Heather, K. B. (2001). The cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the central andean flat-slab region: new ^{40}Ar - ^{39}Ar constraints from the El Indio–Pascua Au (-Ag, Cu) belt, 29 20–30 30 S. *International Geology Review*, 43(4):312–340.
- Blake, S., Henry, T., Muller, M. R., Jones, A. G., Moore, J. P., Murray, J., Campañà, J., Vozar, J., Walsh, J., y Rath, V. (2016). Understanding hydrothermal circulation patterns at a low-enthalpy thermal spring using audio-magnetotelluric data: A case study from Ireland. *Journal of Applied Geophysics*, 132:1–16.
- Bologna, M., Dragone, G., Muzio, R., Peel, E., Nuñez-Demarco, P., y Ussami, N. (2019). Electrical structure of the lithosphere from rio de la plata craton to paraná basin: Amalgamation of cratonic and refertilized lithospheres in sw gondwanaland. *Tectonics*, 38(1):77–94.
- Bologna, M. S., Egbert, G. D., Padilha, A. L., Pádua, M. B., y Vitorello, Í. (2017). 3-D inversion of complex magnetotelluric data from an Archean-Proterozoic terrain in northeastern São Francisco Craton, Brazil. *Geophysical Journal International*, 210(3):1545–1559.
- Booker, J. R. (2014). The magnetotelluric phase tensor: a critical review. *Surveys in Geophysics*, 35(1):7–40.
- Booker, J. R., Favetto, A., y Pomposiello, M. C. (2004). Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature*, 429(6990):399–403.
- Bossi, G., Gavrilloff, I., y Esteban, G. (1998). Terciario, estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía. *Geología de Tucumán. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, Tucumán*, pp. 87–108.
- Brunetto, E., Kröhling, D., y Francisconi, C. (2014). La geomorfología de una región representativa de Pampa Norte y sur de la Mesopotamia en el contexto de los procesos endógenos. En *Aportes para el mapeo de áreas de llanura. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba*, pp. 2–6.
- Brunetto, E., Sobrero, F. S., y Gimenez, M. (2019). Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America). *Journal of South American Earth Sciences*, 91:332–351.
- Burd, A., Booker, J., Mackie, R., Favetto, A., y Pomposiello, M. C. (2014). Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú volcanic field in the Andean backarc of Argentina near 36.5 S: Evidence for decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International*, 198(2):812–827.

- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., y Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2):457–469.
- Celli, N., Lebedev, S., Schaeffer, A., Ravenna, M., y Gaina, C. (2020). The upper mantle beneath the South Atlantic ocean, South America and Africa from waveform tomography with massive data sets. *Geophysical Journal International*, 221(1):178–204.
- Chave, A. D. y Jones, A. G. (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Filipovich, R., Bustos, E., Galli, M. G., Suzaño, N., Ahumada, M. F., Viramonte, J. G., y Giordano, G. (2019). Preliminary conceptual model of the Cerro Blanco caldera-hosted geothermal system (Southern Puna, Argentina): Inferences from geochemical investigations. *Journal of South American Earth Sciences*, 94:102213.
- Conde Serra, A., Seggiaro, R., Apaza, F. D., Castro Godoy, S., Marquetti, C., Masa, S., Cozzi, G., Lelli, M., Raco, B., Guevara, L., Carrizo, N., Azcurra, D., y Carballo, F. (2020). Modelo conceptual geotermico preliminar del volcan Socompa, Departamento de los Andes, provincia de Salta, Argentina. Technical report, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Constable, S. C., Parker, R. L., y Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3):289–300.
- Cordani, U. G., Pimentel, M. M., de Araújo, C. E. G., y Fuck, R. A. (2013). The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of west Gondwana. *Brazilian journal of Geology*, 43(3):583–597.
- Cordini, I. R. (1965). *Los depósitos diatomíferos de Argentina*. Secretaría de Estado de Industria y Minería. Instituto Nacional de Geología.
- Cristallini, E. O., Comnguez, A. H., Ramos, V. A., y Mercerat, E. D. (2004). Basement double-wedge thrusting in the northern Sierras Pampeanas of Argentina (27S) constraints from deep seismic reflection.
- Dal Molin, C., Fernández, D., y L, E. (2003). Hoja geológica 2766iv Concepción, Provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero. 1.
- Davies, J. H. (2013). Global map of solid earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10):4608–4622.
- De Vries, B. V. W., Self, S., Francis, P., y Keszthelyi, L. (2001). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(3):225–247.
- Demarco, P. N., Masquelin, H., Prezzi, C., Aifa, T., Muzio, R., Loureiro, J., Peel, E., Campal, N., y Bettucci, L. S. (2020). Aeromagnetic patterns in Southern Uruguay:

REFERENCIAS

- Precambrian-Mesozoic dyke swarms and Mesozoic rifting structural and tectonic evolution. *Tectonophysics*, 789:228373.
- Dobson, P. F. (2016). A review of exploration methods for discovering hidden geothermal systems. *GRC Trans.*, pp. 695–706.
- Dragone, G. N., Ussami, N., Gimenez, M. E., Klinger, F. G. L., y Chaves, C. A. M. (2017). Western Paraná suture/shear zone and the limits of Río Apa, Río Tebicuary and Río de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, 291:162–177.
- Eaton, D. W., Darbyshire, F., Evans, R. L., Grütter, H., Jones, A. G., y Yuan, X. (2009). The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109(1-2):1–22.
- Egbert, G. y Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189(1):251–267.
- Egbert, G. D. (1997). Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130(2):475–496.
- Evans, R. L., Jones, A. G., Garcia, X., Muller, M., Hamilton, M., Evans, S., Fourie, C., Spratt, J., Webb, S., y Jelsma, H. (2011). Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal craton, southern Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4).
- Fariás, M. E., Rascovan, N., Toneatti, D. M., Albarracín, V. H., Flores, M. R., Poiré, D. G., Collavino, M. M., Aguilar, O. M., Vazquez, M. P., y Polerecky, L. (2013). The discovery of stromatolites developing at 3570 m above sea level in a high-altitude volcanic lake Socompa, Argentinean Andes. *PloS one*, 8(1).
- Farquharson, C. G. y Craven, J. A. (2009). Three-dimensional inversion of magnetotelluric data for mineral exploration: An example from the McArthur River uranium deposit, Saskatchewan, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 68(4):450–458.
- Favetto, A., Curcio, A., y Pomposiello, C. (2011). Magnetotellurics applied to the study of the Guaraní aquifer in Entre Ríos Province, N-E Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1):49–57.
- Favetto, A., Pomposiello, C., Booker, J., y Rossello, E. A. (2007). Magnetotelluric inversion constrained by seismic data in the Tucumán Basin (Andean Foothills, 27 S, NW Argentina). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9).
- Favetto, A., Pomposiello, C., de Luchi, M. G. L., y Booker, J. (2008). 2D magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics*, 459(1-4):54–65.
- Filipovich, R., Báez, W., Gropelli, G., Ahumada, F., Aldega, L., Becchio, R., Berardi, G., Bigi, S., Caricchi, C., y Chiodi, A. (2020). Geological map of the Tocomar basin (Puna Plateau, NW Argentina). Implication for the geothermal system investigation. *Energies*, 13(20):5492.

- Galliski, M., Arias, J., Coira, B., y Fuertes, A. (1987). Reconocimiento geotérmico del área de Socompa, provincia de Salta, República Argentina.
- García, X., Juliá, J., Nemocón, A. M., y Neukirch, M. (2019). Lithospheric thinning under the Araripe Basin (NE Brazil) from a long-period magnetotelluric survey: Constraints for tectonic inversion. *Gondwana Research*, 68:174–184.
- Gardeweg, M., R., C. F. R., y M., J. D. (1993). *Mapa geológico del área del Salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco, Región de Antofagasta*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Gifkins, C., Herrmann, W., y Large, R. R. (2005). *Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania.
- Giroux, B., Chouteau, M., Descloîtres, M., y Ritz, M. (1997). Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Applied Geophysics*, 38(2):77–96.
- Guérin, R., Descloîtres, M., Coudrain, A., Talbi, A., y Gallaire, R. (2001). Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrological processes*, 15(17):3287–3301.
- Guevara, L., Favetto, A., y Pomposiello, M. (2018a). 3-D magnetotelluric inversion for geothermal exploration in Socompa volcanic zone, NW Argentina. En *Abstract 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark*.
- Guevara, L., Pomposiello, C., y Favetto, A. (2020). Three-dimensional audio-magnetotelluric characterization of the geothermal area in Tucumán basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 97:102415.
- Guevara, L., Pomposiello, M., y Favetto, A. (2018b). Modelado magnetotélúrico 3-D en el área de los acuíferos geotermales en el sudeste de Tucumán, Argentina. Technical report, XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, X Congreso Argentino de Hidrogeología, Salta, Argentina.
- Guzmán, S., Grosse, P., Martí, J., Petrinovic, I. A., y Seggiaro, R. E. (2017). Calderas Cenozoicas Argentinas de la zona volcánica central de los Andes—procesos eruptivos y dinámica: una revisión.
- Halls, H. C., Campal, N., Davis, D. W., y Bossi, J. (2001). Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Río de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(4):349–361.
- Harinarayana, T., Azeez, K. A., Murthy, D., Veeraswamy, K., Rao, S. E., Manoj, C., y Naganjaneyulu, K. (2006). Exploration of geothermal structure in Puga geothermal field, Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric studies. *Journal of Applied Geophysics*, 58(4):280–295.

REFERENCIAS

- Houston, J. y Hartley, A. J. (2003). The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(12):1453–1464.
- Iaffa, D. N., Sàbat, F., Bello, D., Ferrer, O., Mon, R., y Gutierrez, A. (2011). Tectonic inversion in a segmented foreland basin from extensional to piggy back settings: The Tucumán basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4):457–474.
- Ibarra, F. y Prezzi, C. B. (2019). The thermo-mechanical state of the Andes in the Altiplano-Puna region: insights from Curie isotherm and effective elastic thickness determination. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76(4):352–362.
- Jiracek, G. R. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11(2-3):163–203.
- Jones, A. G. (1999). Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. En *Developments in Geotectonics*, pp. 57–80. Elsevier.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., y Tandon, K. (2014). ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66:40–53.
- Kiyan, D., Jones, A. G., y Vozar, J. (2014). The inability of magnetotelluric off-diagonal impedance tensor elements to sense oblique conductors in three-dimensional inversion. *Geophysical Journal International*, 196(3):1351–1364.
- Lagorio, S. L., Vizán, H., y Geuna, S. E. (2016). *Early Cretaceous Volcanism in Central and Eastern Argentina During Gondwana Break-Up*. Springer.
- Lahsen, A., Rojas, J., Morata, D., y Aravena, D. (2015). Exploration for high-temperature geothermal resources in the Andean countries of South America. En *Proceedings of the world geothermal congress, Melbourne, Australia*, pp. 19–25.
- Lelli, M. (2018). Socompa Geothermal Prospect. Report on water geochemistry. Technical report, Consiglio Nazionale delle Ricerche. Istituto de Geoscienze e Georisorse.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of applied mathematics*, 2(2):164–168.
- Li, Z.-H. (2020). Flat subduction versus big mantle wedge: contrasting modes for deep hydration and overriding craton modification. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(8):e2020JB020018.
- Mackie, R. L. y Madden, T. R. (1993). Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 115(1):215–229.
- Mackie, R. L., Smith, J. T., y Madden, T. R. (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example. *Radio Science*, 29(4):923–935.

- 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):179–218.
- Martí, A., Queralt, P., y Ledo, J. (2009). WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Computers & Geosciences*, 35(12):2295–2303.
- Martí, A., Queralt, P., Ledo, J., y Farquharson, C. (2010). Dimensionality imprint of electrical anisotropy in magnetotelluric responses. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 182(3-4):139–151.
- Maza, S., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Godoy, B., y Alvear, B. (2018). Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals*, 53(2):117–141.
- McCoy-West, A. J., Milicich, S., Robinson, T., Bignall, G., y Harvey, C. C. (2011). Geothermal resources in the Pacific Islands: the potential of power generation to benefit indigenous communities. En *Proceedings of the Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*.
- Meqbel, N. M. M. (2009). *The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data*. Tesis doctoral.
- Meunier, A. (2005). Hydrothermal process thermal metamorphism. *Clays*, pp. 379–415.
- Mon, R. (1987). The geothermal area of the eastern border of the Andes of North Argentina at Tucumán Province. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 35(1):87–93.
- Muñoz, G., Bauer, K., Moeck, I., Schulze, A., y Ritter, O. (2010). Exploring the Groß Schönebeck (Germany) geothermal site using a statistical joint interpretation of magnetotelluric and seismic tomography models. *Geothermics*, 39(1):35–45.
- Munoz-Saez, C., Manga, M., y Hurwitz, S. (2018). Hydrothermal discharge from the El Tatio basin, Atacama, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 361:25–35.
- Oyhantçabal, P., Cingolani, C. A., Wemmer, K., y Siegesmund, S. (2018). The Río de la Plata craton of Argentina and Uruguay. En *Geology of Southwest Gondwana*, pp. 89–105. Springer.
- Padilha, A. L., Vitorello, Í., Antunes, C. E., y Pádua, M. B. (2015). Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic sedimentary basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(7):4702–4719.

REFERENCIAS

- Padilha, A. L., Vitorello, Í., de Pádua, M. B., y Fuck, R. A. (2019). Magnetotelluric images of Paleoproterozoic accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic reworking processes in the northern São Francisco Craton, central-eastern Brazil. *Precambrian Research*, 333:105416.
- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka province. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, pp. 217–246.
- Pek, J. y Verner, T. (1997). Finite-difference modelling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic media. *Geophysical Journal International*, 128(3):505–521.
- Peri, V. G., Barcelona, H., Pomposiello, M. C., y Favetto, A. (2015). Magnetotelluric characterization through the Ambargasta-Sumampa Range: The connection between the northern and southern trace of the Río de La Plata Craton–Pampean Terrane tectonic boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 59:1–12.
- Pesce, A. y Miranda, F. (2003). Catálogo de manifestaciones termales de la República Argentina, Región Noroeste. 1.
- Pomposiello, M., Mon, R., y Díaz, M. (1991). The gravity field of the Tucumán plain and its implications in structural geology. *Géodynamique*, 6(1):3–8.
- Pomposiello, M. C., Favetto, A., Sainato, C., Booker, J., y Li, S. (2002). Imaging the sedimentary basin of the Tucumán Plain in the northern Pampean Ranges, Argentina. *Journal of applied geophysics*, 49(1-2):47–58.
- Raco, B. (2018). Socompa Geothermal Prospect. Report on fluid geochemistry (soil CO₂ degassing). Technical report, Consiglio Nazionale delle Ricerche. Istituto de Geoscienze e Georisorse.
- Ramírez, C., Gardeweg, M., Davidson, J., y Pino, H. (1991). Mapa geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Documentos de trabajo*, 4(1).
- Ramirez, C. F. (1988). *The geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, northern Chile*. Tesis doctoral, Open University.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., y Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1):59–78.
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., y Baldo, E. G. (2011). The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20(4):673–690.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C., y Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1-2):49–82.

- Reinante, S., Olivieri, G., Salinas, A., Lovecchio, J., y Basile, Y. (2014). La cuenca Chacoparaná: Estratigrafía y recursos de hidrocarburos. En *XIX Congreso geológico Argentino Córdoba, Relatorio.*, pp. 895–912.
- Reutter, K.-J. y Munier, K. (2006). Digital geological map of the Central Andes between 20 S and 26 S. En *The Andes*, pp. 557–558. Springer.
- Rocha, M., Assumpção, M., Affonso, G., Azevedo, P., y Bianchi, M. (2019). Teleseismic p wave tomography beneath the Pantanal, Paraná, and Chaco-Paraná basins, SE South America: Delimiting lithospheric blocks of the SW Gondwana assemblage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7):7120–7137.
- Rodi, W. y Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1):174–187.
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., y Sánchez, G. (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66:1–14.
- Ruthsatz, A. D., Flores, A. S., Diaz, D., Reinoso, P. S., Herrera, C., y Brasse, H. (2018). Joint TEM and MT aquifer study in the Atacama Desert, North Chile. *Journal of Applied Geophysics*, 153:7–16.
- Sainato, C., Pomposiello, C., Galindo, G., y Picicelli, R. (2001). Estudio audiomagnetotélurico de los acuíferos geotermiales del Sudeste de Tucumán y la zona limítrofe entre Santiago del Estero. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 14(1-2):46–58.
- Santos, F. A. M., Dupis, A., Afonso, A. R. A., y Mendes-Victor, L. A. (1996). An audiomagnetotelluric survey over the Chaves geothermal field (NE Portugal). *Geothermics*, 25(3):389–406.
- Seggiaro, R. y Apaza, F. (2018). Geología y estructuras relacionadas al proyecto geotermico Socompa. Internal technical report, Servicio Geologico Minero Argentino.
- Selway, K. (2018). Electrical discontinuities in the continental lithosphere imaged with magnetotellurics. *Lithospheric discontinuities*, pp. 89–109.
- Simpson, F. y Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., y Lenbury, Y. (2002). Numerical accuracy of magnetotelluric modeling: a comparison of finite difference approximations. *Earth, planets and space*, 54(6):721–725.
- Spichak, V. y Manzella, A. (2009). Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics*, 68(4):459–478.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2):161–206.

REFERENCIAS

- Stimac, J., Goff, F., y Goff, C. J. (2015). Intrusion-related geothermal systems. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 799–822. Elsevier.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM.
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Medina, E., Tedesco, D., Huertas, A. D., Poreda, R., y Kojima, S. (2009). The magmatic and hydrothermal dominated fumarolic system at the active crater of Lascar volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 71(2):171–183.
- Teixeira, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernandez, R., Renne, P., y Heaman, L. (2002). Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, Argentina: U–Pb, Sm–Nd, and Rb–Sr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research*, 119(1-4):329–353.
- Tineo, A., Falcón, C., Garcia, J., DÁ´Urso, C., Galindo, G., y Rodriguez, C. (1999). Capítulo hidrogeología en geología de Tucumán. *Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, segunda edición*.
- Unsworth, M. (2015). Magnetotelluric studies of lithospheric structure beneath western Canada: insights into plate tectonics both past and present. *Department of physics, University of Alberta, Edmonton, Canada*, pp. 28–32.
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., y Anderson, E. (2000). Understanding the resistivities observed in geothermal systems. En *proceedings world geothermal congress*, pp. 1915–1920. Kyushu.
- Vazquez, M., Bauluz, B., Nieto, F., y Morata, D. (2016). Illitization sequence controlled by temperature in volcanic geothermal systems: The Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera, Central Chile. *Applied Clay Science*, 134:221–234.
- Vázquez, M., Nieto, F., Morata, D., Droguett, B., Carrillo-Rosua, F., y Morales, S. (2014). Evolution of clay mineral assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: an XRD and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282:43–59.
- Veroslavsky, G., Rossello, E. A., López-Gamundí, O., de Santa Ana, H., Assine, M. L., Marmisolle, J., y Perinotto, A. d. J. (2020). Late Paleozoic tectono-sedimentary evolution of eastern Chaco-Paraná Basin (Uruguay, Brazil, Argentina and Paraguay). *Journal of South American Earth Sciences*, p. 102991.
- Vrugt, J. A., Hyman, J. M., Robinson, B. A., Higdon, D., Ter Braak, C. J., y Diks, C. G. (2008). Accelerating Markov chain Monte Carlo simulation by differential evolution with self-adaptive randomized subspace sampling. Technical report, Los Alamos National Lab.(LANL), Los Alamos, NM (United States).
- Wadge, G., Francis, P., y Ramirez, C. (1995). The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4):309–336.

- Wait, J. R. (1954). On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. *Geophysics*, 19(2):281–289.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., y SanFilipo, W. A. (1984). Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layered earths using integral equations. *Geophysics*, 49(1):60–74.
- Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., y Rijo, L. (1987). A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophysical Journal International*, 88(1):277–296.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., y Lilley, F. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141(2):321–336.
- Weidelt, Peter and Oristaglio, M and Spies, B and others (1999). 3-d conductivity models: implications of electrical anisotropy. *Three-dimensional electromagnetics*, 7:119–137.
- Worthington, P. F. (1993). The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics*, 30(3):215–228.
- Ye, G., Unsworth, M., Wei, W., Jin, S., y Liu, Z. (2019). The lithospheric structure of the Solonker Suture Zone and adjacent areas: Crustal anisotropy revealed by a high-resolution magnetotelluric study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(2):1142–1163.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Concelcao, J. C. J., Appi, V. T., Neto, E. V., Cerqueira, J. R., y Marques, A. (1990). The Paraná basin, Brazil: Chapter 33: Part II. selected analog interior cratonic basins: Analog basins.
- Zapata, S., Sobel, E. R., del Papa, C., Muruaga, C., y Zhou, R. (2019). Miocene fragmentation of the Central Andean foreland basins between 26 and 28 S. *Journal of South American Earth Sciences*, 94:102238.
- Zappettini, E. O. y Blasco, G. (2001). Hoja Geologica 2569-11, Socompa, Provincia de Salta, Republica Argentina. Technical report, Servicio Geologico Minero Argentino. Buletin 26:65.
- Zhdanov, M., Varentsov, I. M., Weaver, J., Golubev, N., y Krylov, V. (1997). Methods for modelling electromagnetic fields results from COMMEMI the international project on the comparison of modelling methods for electromagnetic induction. *Journal of applied geophysics*, 37(3-4):133–271.
- Zyserman, F., Guarracino, L., y JE, S. (1999). A hybridized mixed finite element domain decomposed method for two dimensional magnetotelluric modelling. *Earth, planets and space*, 51(4):297–306.
- Zyserman, F. I. y Santos, J. E. (2000). Parallel finite element algorithm with domain decomposition for three-dimensional magnetotelluric modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 44(4):337–351.