

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2025, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada

Caracterización del acuífero profundo de la subcuenca del río Salinas, Nuevo León, mediante la aplicación del método magnetotelúrico

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Luis Gerardo Alvarado Izarraras

Ensenada, Baja California, México

2025

Tesis defendida por

Luis Gerardo Alvarado Izarraras

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Diego Ruiz Aguilar
Director de tesis

Dr. Enrique Gómez Treviño

Dr. Pedro Gilberto López Mariscal

Dr. Gabriel Chávez Cabello

Dr. Sóstenes Méndez Delgado



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Luis Gerardo Alvarado Izarraras como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Caracterización del acuífero profundo de la subcuenca del río Salinas, Nuevo León, mediante la aplicación del método magnetotelúrico

Resumen aprobado por:

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Director de tesis

La exploración y evaluación de acuíferos profundos representa un reto, esto se debe a la complejidad geológica a mayores profundidades y a la necesidad de contar con fuentes de agua dulce en regiones donde el recurso hídrico puede estar comprometido. En este contexto, los métodos geofísicos, como los Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs), Transitorios electromagnéticos (TEM) y, el método magnetotelúrico (MT), han demostrado ser técnicas geofísicas efectivas para exploración hidrogeológica, siendo el MT especialmente útil para la caracterización de estructuras geológicas profundas. Este trabajo de tesis consiste en caracterizar la distribución de resistividades del subsuelo en la porción central de la Subcuenca del Río Salinas, ubicada en el estado de Nuevo León, México, una región compuesta por rocas sedimentarias marinas plegadas. Para ello, se aplicaron sondeos magnetotelúricos distribuidos por la zona de estudio con la finalidad de identificar zonas geoeléctricas de interés asociadas al acuífero. Se adquirieron 25 sondeos magnetotelúricos, estos fueron procesados utilizando dos algoritmos para estimar las funciones de transferencia magnetotelúricas. Posteriormente, se aplicaron técnicas de inversión 1D y 3D para generar modelos de la variación de resistividad eléctrica del subsuelo. Además, se realizó un análisis de dimensionalidad mediante el tensor de fase, con el objetivo de evaluar la complejidad estructural de la zona. Para validar la confiabilidad de las interpretaciones, se realizó un análisis de sensibilidad considerando el modelo inverso que se obtuvo. Los modelos inversos presentan zonas geoeléctricas de interés que se asociaron con el acuífero profundo confinado, alojado en rocas carbonatadas del Cretácico inferior.

Palabras clave: Magnetotelúrica, Acuíferos profundos, Inversión 3D, Resistividad eléctrica, Subcuenca del Río Salinas

Abstract of the thesis presented by Luis Gerardo Alvarado Izarraras as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Characterization of a deep aquifer in the Salinas river sub-basin, Nuevo Leon, through the application of magnetotellurics

Abstract approved by:

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Thesis Director

The exploration and evaluation of deep aquifers represent a significant challenge, mainly due to the geological complexity at greater depths and the need to secure freshwater sources in regions where water resources may be compromised. In this context, geophysical methods such as Vertical Electrical Soundings (VES), Transient Electromagnetics (TEM), and Magnetotellurics (MT) have proven to be effective tools for hydrogeological exploration, with MT being particularly useful for the characterization of deep geological structures. This thesis aims to characterize the subsurface resistivity distribution in the central portion of the Río Salinas Sub-basin, located in the state of Nuevo León, Mexico, a region composed of folded marine sedimentary rocks. For this purpose, magnetotelluric soundings were carried out across the study area to identify geoelectric zones of interest associated with the aquifer. A total of 25 MT soundings were acquired and processed using two algorithms to estimate the magnetotelluric transfer functions. Subsequently, 1D and a 3D inversion schemes were applied to generate geoelectrical models. Additionally, a dimensionality analysis was performed the phase tensors. To validate the reliability of the interpretations, a sensitivity analysis was conducted. The resulting inversion models revealed geoelectric zones of interest, which were associated with a confined deep aquifer hosted in Lower Cretaceous carbonate rocks.

Keywords: Magnetotelluric, Deep aquifers, Electrical resistivity, 3D inversion, Salinas River Basin

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, y a la División de Ciencias de la Tierra, por permitirme formar parte de esta institución y realizar mis estudios de posgrado, así como por la excelente formación académica recibida.

A la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI), por el apoyo económico brindado para la realización de mis estudios de posgrado.

A mi director de tesis, Dr. Diego Ruiz Aguilar, por brindarme la oportunidad de trabajar con él, por su orientación a lo largo de este proceso y por compartir con generosidad sus conocimientos. Su apoyo ha sido valioso para fortalecer mi formación académica y personal.

A los miembros del comité de tesis, Dr. Enrique Gómez Treviño, Dr. Pedro Gilberto López Mariscal, Dr. Gabriel Chávez Cabello y Dr. Sóstenes Méndez Delgado, por sus valiosos comentarios que contribuyeron significativamente a mejorar este trabajo.

Al equipo de trabajo de campo, Dr. Gabriel Chávez Cabello, Dr. Sóstenes Méndez Delgado, Dr. Óscar Mario Romero de la Cruz y M. C. Daniel Garza Rocha, por compartir sus experiencias y por la grata convivencia durante la campañas de adquisición de datos.

A Yasmin Hernández Aburto, por su apoyo y disposición para resolver mis dudas durante el procesamiento de datos magnetotélúricos.

A mis compañeros de posgrado, por los buenos momentos compartidos en Ensenada, tanto en la vida académica como fuera de ésta. Gracias por las charlas, el apoyo, risas y por hacer mi estadía más amena durante la maestría. Me alegra que hayan formado parte de esta etapa tan significativa.

A mi familia, en especial a mis padres y hermanos, por su apoyo incondicional, paciencia y por estar siempre conmigo, incluso en la distancia. Han sido un pilar valioso y constante en mi vida, brindándome fuerza, motivación y confianza en cada paso de este camino que me ha llevado a ser la persona que soy hoy.

A Esmeralda, por su amor, paciencia y apoyo incondicional a lo largo de este proceso. Gracias por acompañarme en los momentos difíciles, celebrar los logros conmigo y recordarme siempre la importancia de seguir adelante. Tu presencia ha sido un refugio y una inspiración constante.

A la familia Ochoa Maciel, en especial al Sr. Alejandro Ochoa y a la Sra. Marta Maciel, por su generoso apoyo y hospitalidad durante estos dos años en Ensenada. Su acompañamiento hizo que este camino fuera más llevadero y significativo, y siempre les estaré profundamente agradecido.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Agradecimientos	iv
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xi
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Antecedentes	1
1.2. Justificación	3
1.3. Hipótesis	4
1.4. Objetivos	4
1.4.1. Objetivo general	4
1.4.2. Objetivos específicos	4
Capítulo 2. Fundamentos teóricos	
2.1. Ecuaciones de Maxwell	5
2.2. Ecuaciones de Onda y de Helmholtz	7
2.2.1. Aproximación Cuasiestática	9
2.2.2. Profundidad de Penetración	10
2.3. Método Magnetotelúrico	10
2.3.1. Tensor de impedancias	13
2.3.2. Tensor de fase	14
2.3.3. Funciones de transferencia geomagnética	16
2.4. Dimensionalidad geoelectrica	18
2.4.1. Caso 1D	19
2.4.2. Caso 2D	20
2.4.3. Caso 3D	21
2.5. Teoría de inversión	22
2.5.1. Inversión 1D	22
2.5.1.1. Inversión tipo Occam	22
2.5.1.2. Inversión tipo Marquardt-Levenberg	24
2.5.2. Inversión 3D	26
Capítulo 3. Área de estudio	
3.1. Marco hidrológico	28
3.2. Marco geológico	28
3.2.1. Estratigrafía y geología superficial	30
Capítulo 4. Procesamiento y análisis de datos	
4.1. Campaña de adquisición de datos	38
4.2. Procesamiento de datos MT	41

4.2.1. Procesamiento robusto	44
4.2.2. Depuración de las respuestas	45

Capítulo 5. Inversión de datos 1D y 3D

5.1. Análisis de tensores de fase y vectores de inducción	48
5.1.1. Tensor de fase	48
5.1.2. Vectores de inducción	50
5.2. Modelado inverso	52
5.2.1. Modelado inverso 1D	52
5.2.2. Modelado inverso 3D	56
5.3. Análisis de sensibilidad	67
5.3.1. Squeeze test	67

Capítulo 6. Discusión e interpretaciones

Capítulo 7. Conclusiones

Literatura citada	78
Anexos	83

Lista de figuras

Figura	Página
1. Mecanismo de propagación de ondas electromagnéticas desde la fuente (tormentas eléctricas, fuente para frecuencias mayores a 1 Hz) a la zona de estudio.	12
2. Mecanismo de propagación de ondas electromagnéticas incidentes.	12
3. a) Visualización del tensor de fase (Cadwell et al., 2004). b) Ejemplos típicos del comportamiento del tensor de fase para medio 1D, 2D y 3D.	16
4. Representación esquemática de un semiespacio con un cuerpo conductor embebido. En la superficie se ilustran las partes reales de las flechas de inducción bajo la convención de Wiese, donde los vectores apuntan en dirección opuesta a la ubicación del cuerpo conductor. Modificado de Simpson & Bahr (2005).	18
5. Representación de los tres tipos de dimensionalidad en magnetotelúrica: a) modelo 1D, donde la resistividad varía únicamente con la profundidad; b) modelo 2D, con variación en profundidad y en una dirección horizontal, mostrando una estructura elongada que define un strike geoeléctrico; y c) modelo 3D, donde la resistividad varía en las tres direcciones, representando una distribución compleja de cuerpos conductores y resistivos.	19
6. Representación esquemática de un modelo bidimensional (2D) con una discontinuidad lateral de resistividad que define la dirección del strike geoeléctrico. Se ilustran las orientaciones de los campos eléctricos y magnéticos para los modos de polarización TE (transversal eléctrico) y TM (transversal magnético). Modificado de Simpson & Bahr (2005).	21
7. a) Regiones hidrológicas de México y ubicación de la RH Río Bravo-Conchos; b) Ubicación de la Cuenca Río Bravo-San Juan; c) Ubicación de la Subcuenca Río Salinas. Elaborado con archivos vectoriales de INEGI (2006).	29
8. Afloramiento de la Formación Cupido en el flanco noreste del anticlinal de Potrero Chico. (a) Fósil de amonite incrustado en caliza. (b) Vista hacia el noroeste desde la entrada a Potrero Chico, donde se observa el afloramiento de la caliza Cupido. (c) Exposición de caliza de la Formación Cupido con vista hacia el sureste desde la entrada a Potrero Chico. (d) Afloramiento de roca caliza perteneciente a la parte superior de la Formación Cupido.	32
9. Columna estratigráfica de la zona de estudio, mostrando la distribución de las unidades litológicas desde el Jurásico hasta los depósitos recientes. Elaborado con información del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2008, 2017).	34
10. Mapa de la geología superficial de la zona de estudio y distribución de los sitios de medición MT en puntos de color azul con claves MT1 a MT23 (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008, 2017).	36
11. Ubicación de los sitios de medición MT.	38
12. Esquema de la configuración de electrodos y bobinas de inducción para la medición de los campos eléctricos y magnéticos en una estación magnetotelúrica.	40
13. Equipo utilizado durante la adquisición de datos magnetotelúricos. a) Electrodo no polarizable empleado en campo. b) Bobina de inducción orientada horizontalmente. c) Unidad digitalizadora ADU-07e. d) Instalación de la bobina de inducción orientada verticalmente.	41
14. Ejemplo de la selección de respuestas consistentes para el sitio MT10.	46

Figura	Página
15. Representación gráfica del tensor de fase para distintos periodos en los diferentes sitios de medición. Se incluye además la geología estructural marcando la presencia de anticlinales y sinclinales.	49
16. Distribución de los vectores de inducción para distintos periodos seleccionados. La longitud y dirección de las flechas representan la magnitud y orientación del vector de inducción en cada estación. Se incluye la geología estructural de la zona (anticlinales y sinclinales).	51
17. Resultados de inversión 1D para el sondeo MT22. a) Modelo obtenidos mediante inversión tipo Occam utilizando regularización de primera derivada (R1, línea verde) y segunda derivada (R2, línea negra), así como el modelo resultante de la inversión tipo Marquardt (línea roja) y sus modelos equivalentes (líneas grises). Los valores de importancia para los parámetros de resistividad y espesor se muestran en rojo y azul, respectivamente. b) Comparación entre los datos observados (puntos negros) y los datos calculados (líneas) para resistividad aparente y fase, mostrando el buen ajuste alcanzado por el modelo. . .	54
18. Modelos inversos 1D resultantes. a) Modelos inversos de los sondeos MT10, MT11 y MT13, en estos modelos se puede observar una anomalía de baja resistividad en la última capa. b) Modelos inversos de los sondeos MT01, MT02 y MT17, a diferencia del primer grupo, en este se tiene una anomalía resistiva (o de alta resistividad) en su última capa.	57
19. Discretización del dominio empleado para la inversión 3D. a) Vista en planta del modelo, mostrando el área de discretización más fina en la zona central y la ubicación de los sondeos magnetotelúricos. b) Vista en perfil del modelo, en esta se puede identificar las capas superiores que representan la topografía. c) Vista general del modelo tridimensional completo. En cada figura se muestran las celdas que conforman la malla del modelo. . .	58
20. a) Principales modificaciones en los esquemas de inversión utilizados; al final del proceso se obtiene el modelo inverso resultante. b) Escala de covarianza; valores cercanos a 0 permiten un mejor ajuste del modelo a los datos, mientras que valores cercanos a 1.0 generan modelos más suaves.	60
21. Ajuste entre los datos observados (puntos) y los datos calculados (líneas continuas) para los sitios MT15 y MT20. Se muestran las curvas de resistividad aparente y fase para las componentes del tensor de impedancia.	61
22. Cortes horizontales del modelo inverso 3D a distintas profundidades, desde -0.130 kilómetros hasta 3.274 kilómetros. Las tonalidades azules representan zonas de alta resistividad, mientras que las tonalidades cálidas (amarillo rojo) indican anomalías conductoras. Se destacan las principales zonas de baja resistividad en la región noreste y suroeste del área de estudio, delimitadas por rectángulos.	62
23. Perfil 1 (A–A'). Corte vertical con orientación NE–SW, que muestra la distribución de resistividades a lo largo de los sondeos MT13 a MT20 hasta una profundidad de 4 km. Se identifican principalmente tres anomalías conductoras (C1, C2 y C3) y dos anomalías resistivas (R1 y R2).	64
24. Perfil 2 (B–B'). Corte vertical con orientación NE–SW (aproximadamente 44 km.), correspondiente a los sondeos MT01 a MT11. Se observan anomalías conductoras (C1, C2 y C3) y resistivas (R1, R2 y R3).	65

Figura	Página
25. Perfil 3 (C–C'). Perfil con orientación NE–SW que abarca sondeos ubicados entre el anticlinal Los Pastores y la Sierra de Picachos. Se presenta una extensa anomalía conductora (C1), que inicia a poca profundidad y se hace más profunda hacia el suroeste. También se identifica una anomalía resistiva (R1) de menor contraste que las resistivas observadas en otros perfiles.	66
26. Resultados de la prueba de squeeze test para evaluar la sensibilidad del modelo 3D a distintas profundidades. En los mapas se muestra la ubicación de los sondeos MT (círculos), donde el color representa el valor de la diferencia absoluta del RMS.	68
27. Ubicación de la zona suroeste y zona noreste en el área de estudio.	70
28. Perfiles extraídos del modelo inverso 3D, correspondientes a las líneas A–A' (perfil 1), B–B' (perfil 2) y C–C' (perfil 3). Se muestran las principales anomalías conductoras interpretadas como posibles zonas de la presencia del acuífero profundo. También se incluye la ubicación de los anticlinales presentes en el área de estudio.	74
29. Resultados de inversión 1D para el sondeo MT25. Se identifica una anomalía de baja resistividad la cual se asocia al acuífero profundo, en este caso representado por la Formación Cupido.	75
30. Tensor de fase y vectores de inducción para el rango de periodos entre 0.0316s y 0.2154s.	83
31. Tensor de fase y vectores de inducción para el rango de periodos entre 0.3162s y 2.1544s.	84
32. Tensor de fase y vectores de inducción para el rango de periodos entre 3.1623s y 21.5443s.	85
33. Modelos inversos 1D resultantes para los sondeos MT01 a MT12.	86
34. Modelos inversos 1D resultantes para los sondeos MT13 a MT24.	87
35. Ajuste entre los datos observados y los datos calculados en el modelo inverso 3D, para los sondeos MT01 a MT13.	88
36. Ajuste entre los datos observados y los datos calculados en el modelo inverso 3D, para los sondeos MT14 a MT24.	89
37. Rango de valores de resistividad eléctrica de rocas y minerales comunes, en la parte inferior se muestra el valor para rocas sedimentarias. Tomado de Dentith & Mudge (2014).	90

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Principales formaciones geológicas del área de estudio, con su litología y los espesores reportados por Wall et al. (1961) y Bishop (1970) en zonas vecinas a la SRS.	35
2. Selección de respuestas calculadas con EMERALD, BIRRP y respuestas combinadas con ambos procesamientos.	47

Capítulo 1. Introducción

En los últimos años, el mundo se ha enfrentado a un número cada vez mayor de sequías y problemas de escasez de agua debido a diversos factores como el cambio climático, la sobreexplotación de las fuentes de agua superficiales y el crecimiento demográfico; así como la creciente demanda del recurso hídrico, que aumenta 1 % anualmente. Estos desafíos resaltan la importancia de identificar y gestionar eficazmente recursos hídricos, ya sea de fuentes superficiales o aguas subterráneas. El agua subterránea, particularmente la de acuíferos profundos, desempeña un papel importante en el sustento de la agricultura y las poblaciones humanas en tiempos de escasez de agua superficial.

Los métodos geofísicos han sido utilizados para mapear las estructuras del subsuelo e identificar posibles reservorios de agua subterránea. Entre estos, el método magnetotelúrico se destaca como una técnica poderosa que puede proporcionar información valiosa sobre la presencia y las características de los acuíferos profundos. Los métodos geofísicos se han convertido en herramientas esenciales para la exploración de acuíferos; la elección del método geofísico a utilizar depende principalmente del contexto geológico, ya que estas técnicas estudian las propiedades físicas de los distintos materiales del subsuelo, bajo el contexto de exploración de acuíferos se estudia particularmente las propiedades eléctricas de las rocas. El agua subterránea suele encontrarse entre los poros o fracturas de las rocas, los distintos materiales geológicos con agua entre sus poros actúan como un material conductor hasta cierto punto; sin embargo, su conductividad o resistividad (inverso de la conductividad) varían según su naturaleza, ya sea que los materiales geológicos se encuentren compactos, secos, fracturados o húmedos.

La resistividad de un material se refiere a su capacidad para oponerse al flujo de una corriente eléctrica, al implementar métodos geofísicos para estudiar valores de resistividad en función de la profundidad se puede deducir o estimar aspectos importantes del acuífero; por ejemplo, profundidad, extensión y espesor de la unidad geológica que lo contiene.

1.1. Antecedentes

En muchas regiones del mundo, la escasez de agua se ha convertido en un problema serio que afecta tanto a comunidades urbanas como rurales. La disponibilidad de agua dulce se relaciona directamente con el desarrollo y la calidad de vida de las poblaciones, por lo que en regiones donde los cuerpos de agua superficiales y acuíferos someros se encuentran sobreexplotados o agotados, puede representar un rezago en el desarrollo. Por ello, la búsqueda de fuentes de agua que puedan satisfacer la demanda resulta crucial

(Naciones Unidas, 2023). En el caso de México, la disponibilidad de agua enfrenta desafíos complejos que incluyen la degradación de los ecosistemas vinculados al agua, el cambio climático, la urbanización y la falta de gestión y gobernanza. Según las proyecciones, para 2050, la disponibilidad de agua podría disminuir entre 10 % y 17 % debido al cambio climático, con las zonas del norte y centro del país siendo las más afectadas (Herrera-Pantoja & Hiscock, 2015; Ramírez Sánchez et al., 2022; Olvera-López et al., 2024).

En el estado de Nuevo León, y en particular en la zona metropolitana de Monterrey, se han presentado problemas de desabasto de agua. Este déficit ha sido resultado de varios factores, como el crecimiento exponencial de la población, el desarrollo de numerosas industrias y los periodos prolongados de sequía. Además, los niveles de presas como La Boca, El Cuchillo, Cerro Prieto y otras fuentes superficiales de agua han disminuido drásticamente (Sosa & Constantino, 2023).

La crisis de agua no es un problema reciente en el estado de Nuevo León, a lo largo de las últimas décadas ha experimentado distintos periodos de sequía, descenso de precipitaciones y desabasto de agua. Esto refleja la vulnerabilidad de sus fuentes, en específico las superficiales. Uno de estos eventos significativos ocurrió en la década de 1990, cuando la combinación de sequías y la creciente demanda llevó al estado a una situación de emergencia. Durante ese periodo se llevaron a cabo medidas de racionamiento, además de inversiones significativas en infraestructura para la captación y distribución de agua (Ortega-Gaucin, 2013).

En años más recientes, la situación se ha agravado; las sequías son más frecuentes y severas. En 2011, 2012, y nuevamente en 2021 y 2022, Nuevo León experimentó niveles de precipitación por debajo del promedio (Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey, 2023), reduciendo significativamente los niveles de los embalses principales como la Presa Cerro Prieto y la Presa La Boca, que en 2022 alcanzaron un 2.7 % y un 8.9 % de su capacidad, respectivamente, llegando a un mínimo histórico. Esto provocó restricciones en el suministro de agua y afectó tanto a la población como a las actividades industriales y agrícolas (Sosa & Constantino, 2023; Sistema Nacional de Información del Agua (SINA), 2022). Este episodio destaca la necesidad de buscar fuentes alternativas de agua, ya que las reservas superficiales no son suficientes para satisfacer la demanda durante una sequía.

Ante esta problemática, resulta necesario explorar nuevas fuentes de agua subterránea, específicamente acuíferos profundos, que son unidades geológicas que contienen agua ubicadas a mayores profundidades que los acuíferos someros, ofreciendo una solución a largo plazo para el abastecimiento de agua. Por otro lado, la identificación y caracterización de acuíferos profundos es una tarea complicada debido a

la heterogeneidad y complejidad geológica del subsuelo, además de la falta de estudios geofísicos en la región. Frente a estos desafíos históricos y actuales como los mencionados anteriormente, la búsqueda de acuíferos profundos mediante métodos geofísicos se presenta como una solución viable ya que puede proporcionar una fuente de agua más resiliente y menos susceptible a las variaciones climáticas.

1.2. Justificación

Como ya se mencionó previamente, en los últimos años el estado de Nuevo León ha presentado el problema de la escasez de agua, esto se ha convertido en una preocupación importante debido a la creciente demanda de recursos hídricos para uso doméstico e industrial. El estado de Nuevo León consume aproximadamente 2,040 hm³ por año, donde un 56 % (1,137 hm³) proviene de cuerpos de agua superficiales, el 44 % restante (903 hm³) proviene de fuentes subterráneas (Comision Nacional del Agua (CONAGUA), 2024c). Esto pone en evidencia que ambas fuentes de agua son importantes; sin embargo, la vulnerabilidad de las fuentes de agua superficiales en los últimos años compromete el cumplimiento de la demanda. Asimismo, las únicas dos fuentes de agua subterránea profundas importantes en el estado de Nuevo León se encuentran sobreexplotadas (Campo Buenos Aires y Mina, que son los principales acuíferos que abastecen el Área Metropolitana de Monterrey); además, diversos pozos someros del acuífero metropolitano se encuentran abatidos (Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey, 2022).

Tradicionalmente se han empleado métodos de exploración geofísica para caracterizar acuíferos; sin embargo, estos métodos a menudo enfrentan la problemática de identificar acuíferos profundos debido a sus limitaciones en profundidad de penetración, por ejemplo los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y Transitorios Electromagnéticos (TEM). Una alternativa a los sondeos eléctricos verticales es el uso de sondeos magnetotelúricos, ya que una de las principales ventajas de este método es su capacidad de penetración a grandes profundidades. Un aspecto a considerar es que el cambio climático puede alterar patrones de recarga de embalses y acuíferos someros. Debido a esto, resulta de interés la búsqueda de nuevas fuentes de agua subterráneas, en específico los acuíferos profundos que son menos vulnerables a los efectos climatológicos. El método magnetotelúrico puede ser implementado para explorar y caracterizar acuíferos profundos, los cuales están menos expuestos a las variaciones climáticas, a diferencia de las fuentes superficiales o los acuíferos someros o libres.

En este sentido, se propone el uso del método magnetotelúrico, el cual resulta en una técnica geofísica que ha demostrado ser efectiva en la exploración y caracterización de acuíferos profundos o confinados

(Giroux et al., 1997; Favetto et al., 2011; Asaue et al., 2012; Ruthsatz et al., 2018), por lo tanto, con el estudio propuesto en este trabajo de tesis se busca identificar y determinar la distribución a profundidad de un posible acuífero profundo contenido en una secuencia de rocas sedimentarias marinas plegadas presente en la Subcuenca Río Salinas.

1.3. Hipótesis

El acuífero que se encuentra en la Subcuenca Río Salinas puede ser identificado mediante el modelado inverso 1D y 3D a través de las anomalías de baja resistividad identificadas a partir de sondeos magnetotelúricos.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Caracterizar la distribución de resistividades del subsuelo de una porción de la Subcuenca Río Salinas (SRS) en el estado de Nuevo León, mediante el uso de datos magnetotelúricos para identificar un posible acuífero confinado contenido en una secuencia de rocas sedimentarias marinas plegadas.

1.4.2. Objetivos específicos

- Recolección de datos magnetotelúricos en campo para caracterizar la región de estudio.
- Aplicar técnicas de inversión 1D y 3D a los datos magnetotelúricos para desarrollar modelos de resistividad del subsuelo.
- Analizar los modelos de inversión para identificar zonas geoelectricas de interés.
- Interpretar los modelos 1D y 3D resultantes para identificar la unidad acuífera.
- Integrar los resultados con la información geológica regional y generar información hidrogeológica del acuífero profundo.

Capítulo 2. Fundamentos teóricos

Las ecuaciones de Maxwell son un conjunto de cuatro ecuaciones que describen el comportamiento de campos eléctricos y magnéticos, así como su interacción con la materia. Estas ecuaciones son la base de la teoría electromagnética clásica y son esenciales para describir fenómenos electromagnéticos en diferentes disciplinas. En el contexto de la geofísica, las ecuaciones de Maxwell son esenciales para comprender los métodos electromagnéticos que se emplean para estudiar la estructura interna de la Tierra. En el caso del método magnetotelúrico, que se basa en la medición de campos eléctricos y magnéticos que son producidos de forma natural en la superficie terrestre, resulta importante conocer los fundamentos teóricos para inferir la conductividad eléctrica del subsuelo de los materiales geológicos en función de la profundidad (Nabighian, 1991).

2.1. Ecuaciones de Maxwell

Los métodos electromagnéticos (ME) estudian la interacción entre campos electromagnéticos y materiales del subsuelo para inferir propiedades del interior de la Tierra. La base teórica de los ME está regida por las ecuaciones de Maxwell, las cuales describen cómo se generan y propagan los campos eléctricos y magnéticos a través de diferentes medios como el subsuelo (Nabighian, 1988). Las ecuaciones se describen a continuación:

Ley de Faraday:

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

donde \mathbf{E} es la intensidad del campo eléctrico $\left(\frac{V}{m}\right)$ y \mathbf{B} es la inducción magnética $\left(\frac{Wb}{m^2}\right)$. La Ley de Faraday describe que un campo magnético \mathbf{B} variante en el tiempo induce fluctuaciones en el campo eléctrico \mathbf{E} .

Ley de Ampere:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{j}, \quad (2)$$

donde \mathbf{H} es la intensidad del campo magnético $\left(\frac{A}{m}\right)$, \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico $\left(\frac{C}{m^2}\right)$ y \mathbf{j} es la densidad de corriente eléctrica $\left(\frac{A}{m^2}\right)$. La ley de Ampere establece que el campo magnético alrededor de una espira cerrada es directamente proporcional a la corriente que pasa por la espira. En términos matemáticos relaciona el campo magnético con la corriente eléctrica que lo genera.

Ley de Gauss para campo magnético:

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

La Ley de Gauss para el campo magnético establece que el flujo magnético a través de una superficie cerrada es proporcional a la intensidad de las fuentes magnéticas encerradas por esa superficie. En otras palabras, el flujo magnético total a través de una superficie cerrada es igual a cero, ya que no existen monopolos magnéticos (fuentes o sumideros magnéticos) en la naturaleza. En otras palabras, la Ley de Gauss para el campo magnético establece que los monopolos magnéticos no existen.

Ley de Gauss para campo eléctrico:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho_v, \quad (4)$$

donde ρ_v es la densidad de carga eléctrica $\left(\frac{C}{m^3}\right)$. La Ley de Gauss para el campo eléctrico establece que el flujo total del campo eléctrico a través de una superficie cerrada es proporcional a la carga neta encerrada por esa superficie.

Cuando se trata del subsuelo, materiales como rocas, sedimentos, minerales y fluidos pueden afectar el comportamiento de los campos electromagnéticos. Las ecuaciones constitutivas en electromagnetismo establecen relaciones entre los campos eléctricos y magnéticos y las propiedades de los materiales. Para el caso de estudios del subsuelo estas ecuaciones son implementadas para modelar respuestas de campos electromagnéticos relacionadas a estructuras del subsuelo.

Ecuaciones constitutivas:

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

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0 \mathbf{E}, \quad (6)$$

y

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}, \quad (7)$$

donde σ es la conductividad eléctrica $\left(\frac{S}{m}\right)$, $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \left(\frac{C}{Vm}\right)$ es la permitividad eléctrica del vacío y $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \left(\frac{H}{m}\right)$ es la permeabilidad magnética del vacío. Para el caso de que el medio no sea isotrópico, estas propiedades pueden ser representadas por tensores, lo que significa que pueden variar en diferentes direcciones.

2.2. Ecuaciones de Onda y de Helmholtz

En el método magnetoteléurico consideramos que las ondas electromagnéticas inciden en la Tierra como ondas planas, por lo tanto se puede expresar el comportamiento de ambos campos en términos de ecuaciones de onda. Tomando la Ecuación 1 y Ecuación 2 para aplicarles el rotacional nos queda:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\nabla \times \left(\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}\right), \quad (8)$$

y

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = \nabla \times \left(\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{j}\right). \quad (9)$$

Sustituimos las ecuaciones constitutivas en las ecuaciones 8 y 9, donde σ , ε_0 y μ_0 son independientes del tiempo:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\nabla \times \left(\frac{\partial}{\partial t} (\mu_0 \mathbf{H})\right), \quad (10)$$

y

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = \nabla \times \left(\frac{\partial}{\partial t} (\varepsilon_0 \mathbf{E}) + (\sigma \mathbf{E})\right). \quad (11)$$

Reescribimos las ecuaciones 10 y 11:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\mu_0 \nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}, \quad (12)$$

y

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = \varepsilon_0 \nabla \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \sigma \nabla \times \mathbf{E}. \quad (13)$$

Siempre que las funciones vectoriales \mathbf{H} y \mathbf{E} sean continuas por partes y posean primera y segunda derivada continuas, los operadores $\nabla \times$ y $\frac{\partial}{\partial t}$ pueden ser intercambiados, por lo tanto las Ecuaciones 12 y 13 quedan de la siguiente forma:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{H}), \quad (14)$$

y

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = \varepsilon_0 \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{E}) + \sigma \nabla \times \mathbf{E}. \quad (15)$$

Si sustituimos las ecuaciones 1 y 2 en el lado derecho de la igualdad de las ecuaciones 14 y 15 obtenemos que:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (16)$$

y

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = -\varepsilon_0 \mu_0 \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \sigma \mu_0 \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}. \quad (17)$$

Usando la relación $\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{a} - \nabla^2 \mathbf{a}$ (identidad vectorial válida en coordenadas cartesianas) y teniendo en cuenta que $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$ y $\nabla \cdot \mathbf{H} = 0$ para regiones homogéneas (sin fuentes en el subsuelo), entonces las ecuaciones 16 y 17 quedan de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} + \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (18)$$

y

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \varepsilon_0 \mu_0 \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} + \sigma \mu_0 \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}. \quad (19)$$

Las Ecuaciones 18 y 19 son las ecuaciones de onda para los campos eléctrico y magnético en el dominio del tiempo. Al aplicar la transformada de Fourier con respecto al tiempo se obtienen las ecuaciones de

onda en el dominio de la frecuencia, comúnmente conocidas como las ecuaciones de Helmholtz:

$$\nabla^2 \hat{\mathbf{E}} = (i\mu_0\sigma\omega - \mu_0\epsilon_0\omega^2) \hat{\mathbf{E}}, \quad (20)$$

y

$$\nabla^2 \hat{\mathbf{H}} = (i\mu_0\sigma\omega - \mu_0\epsilon_0\omega^2) \hat{\mathbf{H}}, \quad (21)$$

donde $\hat{\mathbf{E}}$ y $\hat{\mathbf{H}}$ representan el campo eléctrico complejo y el campo magnético complejo, respectivamente, ambos en el dominio de la frecuencia. De estas ecuaciones se puede identificar la constante de propagación k como:

$$k^2 = i\mu_0\sigma\omega - \mu_0\epsilon_0\omega^2. \quad (22)$$

Esta constante de propagación es un número complejo que caracteriza la atenuación y la fase de la onda electromagnética que se propaga en el medio conductor.

2.2.1. Aproximación Cuasiestática

La aproximación cuasiestática o aproximación magnetotelúrica es una simplificación de las Ecuaciones 20 y 21 donde se considera que las corrientes de conducción ($\mu_0\sigma\omega$) tienen un peso mayor que las corrientes de desplazamiento ($\mu_0\epsilon_0\omega^2$). Esta condición se cumple para la mayoría de las conductividades del subsuelo y para ondas electromagnéticas con frecuencias menores a 1MHz; por lo tanto, las corrientes de desplazamiento se descartan y las Ecuaciones 20 y 21 se convierten en ecuaciones de difusión para campos electromagnéticos provenientes de fuentes externas y que se difunden en la Tierra:

$$\nabla^2 \hat{\mathbf{E}} = (i\mu_0\sigma\omega) \hat{\mathbf{E}}, \quad (23)$$

y

$$\nabla^2 \hat{\mathbf{H}} = (i\mu_0\sigma\omega) \hat{\mathbf{H}}. \quad (24)$$

En una dimensión (1D) la solución de estas ecuaciones son funciones exponenciales de la forma:

$$F(z, w) = F_0^+ e^{-ikz}, \quad (25)$$

y

$$F(z, w) = F_0^+ e^{-i\sqrt{\frac{\mu_0\sigma\omega}{2}}z} e^{-\sqrt{\frac{\mu_0\sigma\omega}{2}}z}, \quad (26)$$

donde F_0^+ es la amplitud del campo electromagnético. La función $F(z, w)$ puede representar indistintamente el campo eléctrico E o el campo magnético H . Para el caso de la aproximación cuasiestática k está dada por:

$$k = \sqrt{-i\mu_0\sigma\omega} = (1 + i)\sqrt{\frac{\mu_0\sigma\omega}{2}}. \quad (27)$$

2.2.2. Profundidad de Penetración

La profundidad de penetración nominal δ , conocida también como Skin Depth, describe la profundidad en la cual una onda electromagnética se reduce a $\frac{1}{e}$ de su amplitud inicial (aproximadamente el 37%). En la práctica, la profundidad de penetración en el subsuelo depende de la frecuencia de la onda electromagnética y la conductividad del medio y se define como la inversa de la parte real de k :

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu_0\sigma\omega}} \approx 503\sqrt{\frac{1}{f\sigma}}. \quad (28)$$

La ecuación 28 se expresa en metros y describe cómo las ondas electromagnéticas se atenúan en función de la frecuencia f , la permeabilidad magnética del vacío μ_0 y la conductividad eléctrica σ del medio.

2.3. Método Magnetotelúrico

De acuerdo con Aboud et al. (2023), el método magnetotelúrico (MT) fue desarrollado a mediados del siglo XX. Este método es una técnica de exploración geofísica electromagnética que mide las variaciones naturales de los campos eléctrico y magnético en la superficie terrestre para investigar la estructura del subsuelo, basándose en la resistividad eléctrica de diferentes secuencias geológicas. Este método utiliza fuentes naturales como señales de origen externo, generadas por diversos fenómenos electromagnéticos

(en un rango de frecuencias de 10^{-4} hasta 10^4 Hz) como la actividad meteorológica (tormentas eléctricas), que van de 1 a 10^4 Hz, o la interacción entre el viento solar y la magnetósfera, menores a 1 Hz (Vozoff, 1990).

Como ya lo mencionamos, las ondas electromagnéticas que permiten la aplicación del método MT se generan de fuente naturales que, por lo general, se encuentran lejos de la zona de estudio. Para frecuencias mayores a 1 Hz, las ondas viajan a través de la cavidad de Schumann, la cual es una región formada entre la ionosfera y la superficie terrestre y representa un medio donde las ondas electromagnéticas pueden propagarse grandes distancias con mínima atenuación, ya que la mayor parte de la energía electromagnética es reflejada. A modo de ejemplo, en la Figura 1, se muestra el mecanismo de propagación de las ondas EM desde la fuente (tormenta eléctrica, fuente para frecuencias mayores a 1 Hz) hasta la zona de estudio. Al llegar a la zona de estudio, una pequeña fracción de la onda electromagnética ($\ll 1\%$) se transmite al subsuelo, donde interactúa con los materiales geológicos, siguiendo un ciclo regido por las ecuaciones de Maxwell descritas en la sección 2.1. En la Figura 2 se muestra un diagrama de la interacción de las ondas EM en el subsuelo, en términos generales se describe de la siguiente forma:

1. **Fuente:** Las ondas electromagnéticas viajan largas distancias desde su fuente hasta su punto de incidencia a través de la cavidad de Schumann.
2. **Onda Incidente:** Cuando el frente de onda llega a la superficie de nuestra zona de estudio, una pequeña parte es transmitida al subsuelo.
3. **Inducción de campo eléctrico (E) por el campo magnético (H):** De acuerdo con la Ley de Faraday (Ecuación 1), una variación del campo magnético en el tiempo induce un campo eléctrico en el subsuelo.
4. **Generación de una densidad de corriente (J):** De acuerdo con la Ley de Ohm (Ecuación 5). El campo eléctrico inducido en el subsuelo genera una densidad de corriente J en los materiales geológicos.
5. **Inducción de un nuevo campo magnético H debido a la corriente J :** De acuerdo con la Ley de Ampere (Ecuación 2), la densidad de corriente J y la variación del campo eléctrico inducen un nuevo campo magnético H .
6. **Generación de un nuevo campo eléctrico E :** El nuevo campo magnético generado vuelve a inducir un campo eléctrico adicional, cerrando el ciclo de propagación dentro del subsuelo.

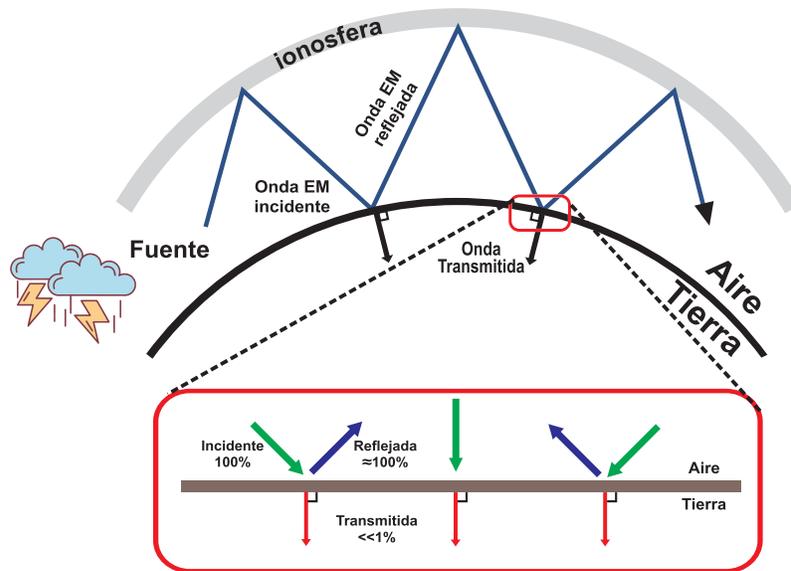


Figura 1. Mecanismo de propagación de ondas electromagnéticas desde la fuente (tormentas eléctricas, fuente para frecuencias mayores a 1 Hz) a la zona de estudio.

En la práctica del método MT es bien sabido que, la conductividad del suelo y la frecuencia en la que se miden los campos son aspectos importantes a considerar, ya que los medios conductores atenúan la penetración más que los medios resistivos. Por otro lado, las frecuencias más bajas se atenúan a mayores profundidades en comparación con las frecuencias más altas. Al analizar los componentes de las variaciones medidas del campo eléctrico y magnético, se puede obtener una sección de profundidad contra resistividad, lo que permite determinar discontinuidades geológicas. Las aplicaciones del método MT son diversas e incluyen la definición de contactos entre unidades geológicas, localizar zonas fracturadas y discontinuidades, delinear regiones afectadas por intrusión salina, realizar estudios geotérmicos, localizar yacimientos minerales e identificar niveles freáticos (Kumar-Roy, 2020).

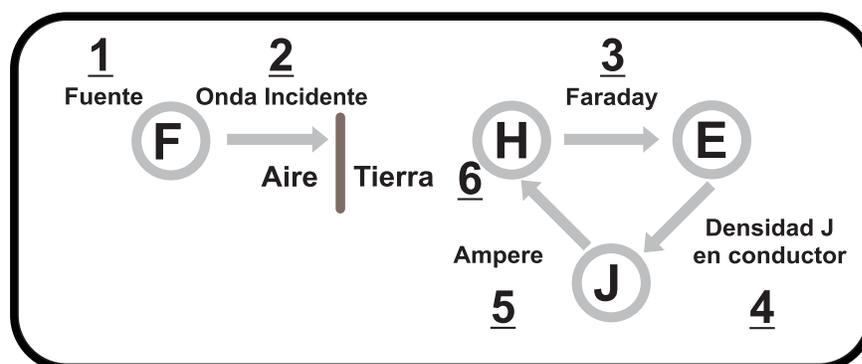


Figura 2. Mecanismo de propagación de ondas electromagnéticas incidentes.

2.3.1. Tensor de impedancias

En el método MT, el tensor de impedancia \mathbf{Z} es una matriz compleja 2×2 que describe cómo las componentes del campo eléctrico (\mathbf{E}) y magnético (\mathbf{H}) están relacionadas entre sí:

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \cdot \mathbf{H}, \quad (29)$$

representado en su forma matricial:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}, \quad (30)$$

donde los campos están en función de la frecuencia, por ende, las componentes del tensor de impedancia también. Suponiendo una onda electromagnética plana incidiendo sobre un semiespacio homogéneo, Cagniard (1953) demostró que la impedancia en la superficie del semiespacio se expresa como:

$$Z_{ij} = \frac{\omega\mu_0}{k} = \frac{E_i}{H_j} = \frac{-E_j}{H_i}. \quad (31)$$

De la Ecuación 31 podemos despreciar el término relacionado con las corrientes de desplazamiento, lo cual es justificable para los materiales del subsuelo en las frecuencias de 10^{-4} a 10^4 (rango de operación del método MT), por lo tanto la Ecuación 31 queda como:

$$Z_{ij} = \frac{\omega\mu_0}{\sqrt{i\omega\mu_0\sigma_{ij}}} = \sqrt{\omega\mu_0\rho_{ij}}(e^{i\pi/4}), \quad (32)$$

donde σ es la conductividad eléctrica del semiespacio, ρ es su inverso (la resistividad eléctrica), la fase de la impedancia es de 45° (para un medio homogéneo) con E_x liderando a H_y . De la Ecuación 32 nos interesa saber la resistividad ρ , aplicando algo de álgebra se obtiene lo siguiente:

$$|Z_{ij}|^2 = \omega\mu_0\rho_{ij}, \quad (33)$$

y

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}|^2 = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_i}{H_j} \right|^2. \quad (34)$$

La Ecuación 34 representa la resistividad (ρ) del subsuelo, también se suele expresar en términos del

periodo mediante la siguiente expresión:

$$\rho_{a\ ij} = \frac{T}{2\pi\mu_0} |Z_{ij}|^2 = 0.2T |Z_{ij}|^2, \quad (35)$$

donde $ij \in \{x, y\}$ y T es el periodo en segundos. La Ecuación 35 representa la resistividad aparente del subsuelo, a primera vista parecería que la resistividad depende de la frecuencia pero no es así porque la expresión es válida solo para un medio homogéneo. Cuando los campos no corresponden a un medio homogéneo la resistividad calculada se le denomina resistividad aparente. El término resistividad aparente se utiliza en el método MT y otros métodos geofísicos para describir una resistividad calculada a partir de las mediciones de campo eléctrico y magnético en la superficie terrestre. Esta resistividad no es la resistividad verdadera del subsuelo en un punto específico, sino una resistividad promedio que refleja las propiedades eléctricas de una cierta profundidad y volumen del subsuelo.

La fase ϕ de cada componente del tensor de impedancia se calcula mediante una relación entre la parte imaginaria y la parte real de ese componente en específico, esta resulta en el ángulo conformado por el número complejo con el eje real en el plano complejo, esto se expresa de la siguiente forma:

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{b}{a} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right), \quad (36)$$

donde ϕ es la fase del número complejo, a es la parte real del número complejo ($\text{Re}(\mathbf{Z})$) y b es la parte imaginaria del número complejo ($\text{Im}(\mathbf{Z})$). En la práctica se analiza tanto la resistividad aparente como la fase, donde para medios homogéneos los valores de fase están en 45° , fases mayores a 45° son indicativas de un incremento en la conductividad del subsuelo, en caso contrario, indican un incremento en la resistividad.

El análisis del tensor de impedancia resulta importante en la práctica del método MT, ya que permite determinar la resistividad aparente del subsuelo en función de la frecuencia o periodo (Ecuación 34 y 35) y la fase de impedancia de ambos campos (Ecuación 36).

2.3.2. Tensor de fase

De acuerdo con Caldwell et al. (2004), una forma de analizar la dimensionalidad y la anisotropía de la estructura geoelectrica en el subsuelo es mediante el tensor de fase magnetotelúrico, este tiene la

particularidad de no ser influenciado por efectos estáticos, independiente de las distorsiones galvánicas¹; se puede aplicar para identificar estructuras del subsuelo 1D, 2D o 3D, por lo que es de gran ayuda en brindar información sobre variaciones laterales de la conductividad del subsuelo.

Matemáticamente, el tensor de fase se puede definir como una matriz donde relacionamos la parte real e imaginaria del tensor de impedancia \mathbf{Z}_{ij} , este puede ser expresado de la siguiente forma:

$$\Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y}, \quad (37)$$

donde \mathbf{X} e \mathbf{Y} son la parte real y la parte imaginaria del tensor de impedancia \mathbf{Z} , respectivamente; es decir, $\mathbf{X} = \text{Re}(\mathbf{Z})$ y $\mathbf{Y} = \text{Im}(\mathbf{Z})$. En el artículo de Caldwell et al. (2004) se deriva la expresión matricial del tensor de fase de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{pmatrix} = \frac{1}{\det(\mathbf{X})} \begin{pmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{pmatrix}, \quad (38)$$

donde $\det(\mathbf{X}) = X_{xx}X_{yy} - X_{yx}X_{xy}$. De acuerdo con Bibby (1986), un tensor bidimensional que no es simétrico puede representarse de forma gráfica a través de una elipse. Para poder visualizar el tensor de fase, es necesario calcular cuatro parámetros.

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}}\right). \quad (39)$$

El ángulo α indica la dirección del eje principal mayor de la elipse (Φ_{max}) con respecto a un sistema de coordenadas de referencia.

$$\beta = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}}\right). \quad (40)$$

Por otro lado, el ángulo β representa la distorsión o asimetría del tensor de fase. Para un tensor simétrico, β es igual a cero (relacionado a estructuras conductoras 1D y 2D). Sin embargo, para estructuras del subsuelo más complejas (3D), el ángulo β difiere de cero. Los semiejes de la elipse se calculan de la siguiente forma:

$$\Phi_{max} = \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2} + \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2}, \quad (41)$$

$$\Phi_{min} = \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2} - \sqrt{\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2}, \quad (42)$$

$$\Phi_1 = \frac{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}}{2}, \quad (43)$$

¹Efectos locales causados por heterogeneidades superficiales que desvían las corrientes inducidas, alterando la amplitud y dirección del campo eléctrico medido, lo que puede distorsionar la resistividad aparente sin afectar el campo magnético.

$$\Phi_2 = \sqrt{\Phi_{xx}\Phi_{yy} - \Phi_{xy}\Phi_{yx}}, \quad (44)$$

y

$$\Phi_3 = \frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{2}, \quad (45)$$

donde Φ_{max} y Φ_{min} representan el semieje mayor y menor de la elipse, respectivamente. Como se mencionó anteriormente, el tensor de fase magnetoteléurico permite evaluar la dimensionalidad del subsuelo en el sitio de medición para una determinada frecuencia. Esto quiere decir que para cada estación MT se obtiene un tensor distinto para cada frecuencia objetivo. La interpretación del tensor de fase se realiza mediante su representación gráfica (Figura 3a). En un semiespacio homogéneo y simple, el tensor de fase toma la forma de un círculo, es decir $\Phi_{max} = \Phi_{min}$, con un valor de β igual a cero. En caso de estructuras bidimensionales $\Phi_{max} \neq \Phi_{min}$, por lo que el tensor de fase se representa con una elipse con un semieje mayor. El ángulo β se mantiene igual a cero y, además, el eje mayor o menor de la elipse se alinea con la dirección del strike geoelectrico. Para estructuras tridimensionales, el tensor de fase también se representa mediante una elipse, pero con $\beta \neq 0$ y se suele representar con el color de la elipse (Figura 3b).

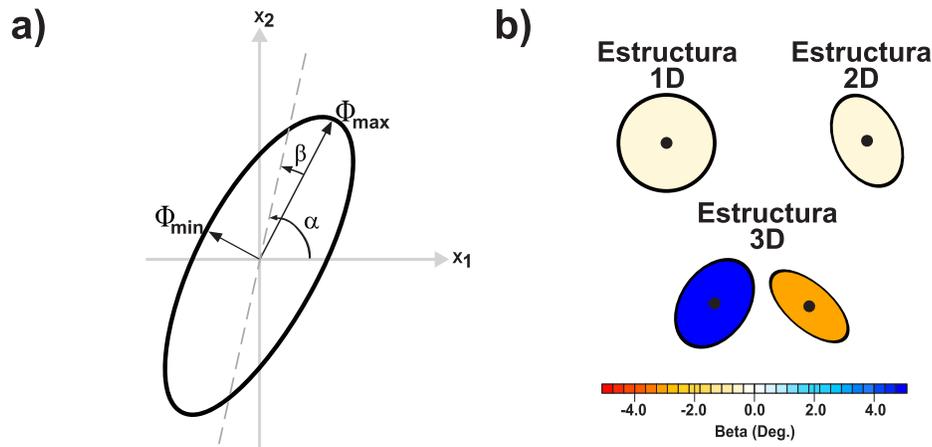


Figura 3. a) Visualización del tensor de fase (Cadwell et al., 2004). b) Ejemplos típicos del comportamiento del tensor de fase para medio 1D, 2D y 3D.

2.3.3. Funciones de transferencia geomagnética

La función de transferencia geomagnética, conocida como tipper (T) es un vector complejo dependiente de la frecuencia y es otro tipo de función de transferencia que se puede estimar a partir de sondeos magnetoteléuricos. Esta describe la relación entre la componente vertical del campo magnético (H_z) y

sus componentes horizontales (H_x, H_y) a una frecuencia específica (Vozoff 1972; Gamble et al., 1980). El análisis del tipper permite identificar variaciones laterales en la conductividad eléctrica del subsuelo y se representa matemáticamente de la siguiente forma:

$$H_z(\omega) = \begin{bmatrix} T_x(\omega) & T_y(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (46)$$

La forma común de representar este vector es a través de las llamadas flechas de inducción o vectores de inducción, estos consisten en dos vectores adimensionales (correspondientes a la parte real e imaginaria de la función de transferencia geomagnética) proyectados en el plano horizontal (XY):

$$\vec{T}_{re}(\omega) = (\text{Re}(T_x), \text{Re}(T_y)), \quad (47)$$

y

$$\vec{T}_{im}(\omega) = (\text{Im}(T_x), \text{Im}(T_y)). \quad (48)$$

La representación gráfica facilita la interpretación espacial del tipper, con esta podemos visualizar tanto la magnitud como la dirección de las anomalías tridimensionales en la conductividad del subsuelo. Existen dos convenciones principales para representar los vectores de inducción: la convención de Parkinson (1962) y la convención de Wiese (1962). En la primera, los vectores apuntan hacia los cuerpos conductores, mientras que en la segunda, apuntan en sentido opuesto a dichas estructuras. Durante el análisis de los vectores de inducción hay que tener en cuenta que estos no entregan información directa sobre los valores absolutos de la conductividad eléctrica del subsuelo. Sin embargo, son de gran ayuda para identificar la presencia de variaciones laterales de la conductividad, esto se debe a que la componente vertical del campo magnético (H_z), a partir de la cual se calcula el tipper, se genera únicamente en respuestas a gradientes laterales de conductividad (Nabighian, 1991). En la Figura 4 se muestra la representación de las partes reales de los vectores de inducción con la convención de Wiese sobre un semiespacio con un cuerpo conductor embebido. Algunas de las bondades del tipper son las siguientes:

1. Infiere estructuras conductoras fuera del punto de medición: el tipper es capaz de responder a anomalías laterales de conductividad, esto permite detectar cuerpos conductores que no necesariamente se encuentren por debajo del punto de medición.
2. Sensibilidad a contrastes tridimensionales de conductividad: indicador de estructuras 3D, debido a que el campo magnético vertical inducido se genera en presencia de gradientes laterales.
3. Robusto ante efectos estáticos y ruido superficial: al derivarse de campos magnéticos, el tipper

no se ve afectado por distorsiones estáticas locales, que si afectan al campo eléctrico, como la presencia de suelos conductores superficiales.

4. Visualización e interpretación cualitativa: mediante mapas de flechas de inducción se puede realizar una interpretación cualitativa sin necesidad de realizar inversión.

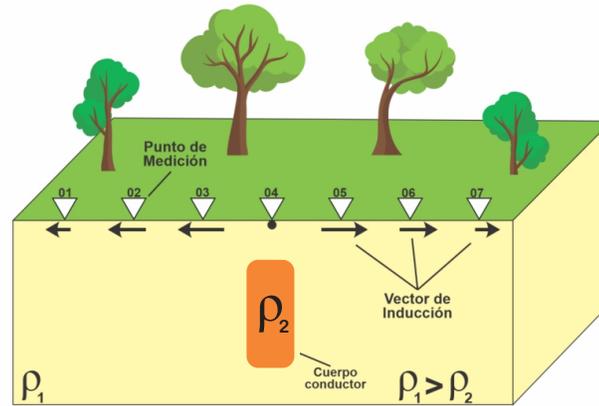


Figura 4. Representación esquemática de un semiespacio con un cuerpo conductor embebido. En la superficie se ilustran las partes reales de las flechas de inducción bajo la convención de Wiese, donde los vectores apuntan en dirección opuesta a la ubicación del cuerpo conductor. Modificado de Simpson & Bahr (2005).

2.4. Dimensionalidad geoelectrica

La dimensionalidad del tensor de impedancia está vinculada con la complejidad estructural del subsuelo, su análisis permite inferir esta complejidad en función de la frecuencia en cada sitio de medición. Dado que la impedancia MT refleja la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo, su comportamiento puede ser clasificado en modelos unidimensionales (1D), bidimensionales (2D) o tridimensionales (3D) (Figura 5). Esta clasificación no es estática, sino que para un determinado rango de frecuencias podemos encontrar un medio 1D, y para otro rango de frecuencias puede cambiar a un medio 3D.

El carácter del tensor de impedancia \mathbf{Z} proporciona no solo información sobre la direccionalidad eléctrica del subsuelo, sino también sobre su grado de anisotropía² y complejidad geométrica. En contextos simples, como un medio 1D, las relaciones entre las componentes del tensor se simplifican, mientras que para medios 2D o 3D estas relaciones se vuelven más complejas. Otro punto a tomar en cuenta son las heterogeneidades superficiales, como cuerpos conductores cerca de superficie, estas pueden distorsionar las respuestas magnetotélúricas e invalidar suposiciones simplificadas. Como ya lo mencionamos

²Propiedad de un material que varía según la dirección en que se mide.

anteriormente, el tensor de fase puede ser empleado para evaluar la dimensionalidad y orientación de las estructuras geoelectricas.

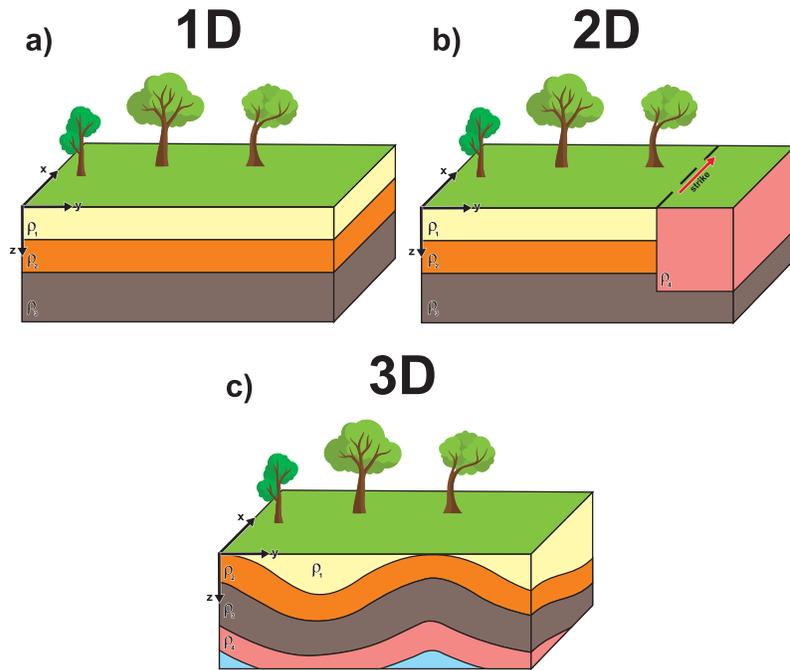


Figura 5. Representación de los tres tipos de dimensionalidad en magnetotelúrica: a) modelo 1D, donde la resistividad varía únicamente con la profundidad; b) modelo 2D, con variación en profundidad y en una dirección horizontal, mostrando una estructura elongada que define un strike geoelectrico; y c) modelo 3D, donde la resistividad varía en las tres direcciones, representando una distribución compleja de cuerpos conductores y resistivos.

2.4.1. Caso 1D

En un modelo unidimensional (1D), la resistividad eléctrica del subsuelo varía exclusivamente con la profundidad, sin presentar cambios laterales (Figura 5a). Bajo esta condición, las funciones de transferencia magnetotelúricas (como el tensor de impedancia) son invariantes ante la rotación del sistema de referencia, y dependen únicamente de la frecuencia. Como resultado, las componentes diagonales del tensor de impedancias son nulas:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0, \quad (49)$$

mientras que las componentes anti-diagonales presentan la misma magnitud pero con signos opuestos:

$$Z_{xy} = -Z_{yx}. \quad (50)$$

De manera análoga, el tensor de fase asociado también es simétrico, con componentes anti-diagonales nulas y componentes diagonales iguales, lo que implica que el ángulo β es cero y su representación gráfica estaría dada por un círculo (Figura 3b). Esta característica permite identificar un medio 1D y distinguirlo de configuraciones más complejas.

2.4.2. Caso 2D

En un medio bidimensional (2D) ideal, la conductividad eléctrica del subsuelo se mantiene constante en una dirección horizontal específica, conocida como strike geoelectrico, y varía únicamente en la dirección vertical y en la dirección horizontal perpendicular al strike (Figura 5b). En este contexto, los campos eléctricos y magnéticos inducidos son ortogonales entre sí. El campo eléctrico que es paralelo al strike genera únicamente campos magnéticos perpendiculares a dicha dirección, y viceversa, el campo magnético paralelo al strike induce campos eléctricos perpendiculares. Al tener un sistema de referencia alineado con el strike, en esta geometría, hace que el tensor de impedancia se simplifique de tal forma que las componentes diagonales (Z_{xx} y Z_{yy}) son cero:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0, \quad (51)$$

mientras que las componentes anti diagonales (Z_{xy} y Z_{yx}) son diferentes entre sí debido a la variación lateral de la conductividad:

$$Z_{xy} \neq Z_{yx}. \quad (52)$$

Esta configuración geométrica permite derivar la respuesta magnetotelúrica de dos modos de polarización independientes, el modo transversal eléctrico (TE), dada por la expresión:

$$E_x = Z_{TE}H_y, \quad (53)$$

en este modo el campo eléctrico es paralelo al strike, mientras que el campo magnético es perpendicular a este. Por otro lado, el modo transversal magnético (TM):

$$E_y = Z_{TM}H_x, \quad (54)$$

donde el campo magnético es paralelo al strike y el campo eléctrico es perpendicular.

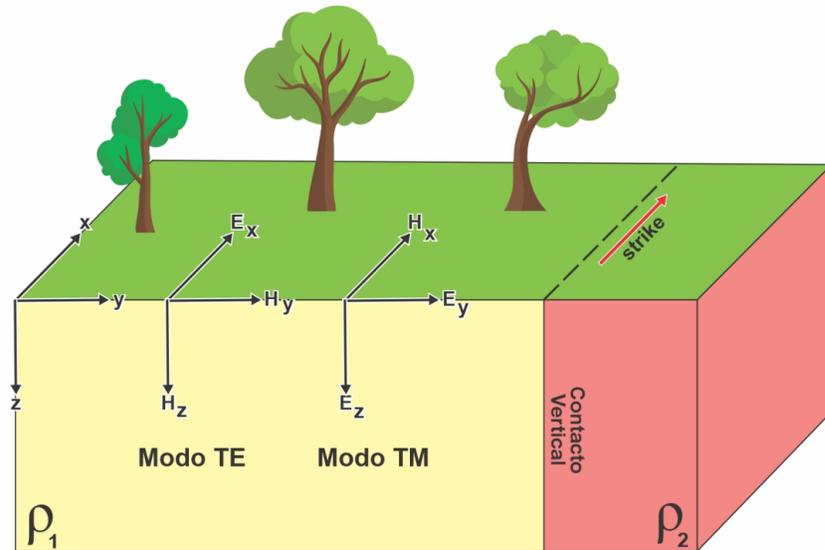


Figura 6. Representación esquemática de un modelo bidimensional (2D) con una discontinuidad lateral de resistividad que define la dirección del strike geoelectrico. Se ilustran las orientaciones de los campos eléctricos y magnéticos para los modos de polarización TE (transversal eléctrico) y TM (transversal magnético). Modificado de Simpson & Bahr (2005).

2.4.3. Caso 3D

En el caso tridimensional (3D), que representa el escenario más general y común en estudios magnetoteléuricos, la conductividad eléctrica del subsuelo varía en las tres direcciones espaciales (Figura 5c). Como resultado, todas las componentes del tensor de impedancia (Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} y Z_{yx}) son diferentes entre sí y distintas de cero, lo que impide cualquier simplificación formal del tensor. En este contexto, no existe un sistema de referencia en el que las componentes de la diagonal del tensor puedan anularse o aproximarse a cero, como sucede en los casos 1D o 2D. Por lo tanto, es indispensable analizar todas las componentes del tensor para cada frecuencia considerada.

Este caso complejo de la respuesta electromagnética del subsuelo exige la aplicación de técnicas de inversión tridimensional (3D) para obtener una representación precisa de la estructura eléctrica del medio, como lo mencionan diversos autores, entre ellos Tietze & Ritter (2013), Muturia Lichoro (2013) y Oryński et al. (2022). Este enfoque permite identificar de mejor forma las heterogeneidades profundas y realizar interpretaciones más precisas.

2.5. Teoría de inversión

En geofísica, la teoría de inversión es un proceso matemático que es utilizado para construir modelos del subsuelo basados en datos geofísicos. Esto implica la obtención de un modelo que represente las propiedades físicas del subsuelo como la densidad, elasticidad o en el caso de prospección MT, la conductividad eléctrica, o su inverso, la resistividad eléctrica. En términos generales, el proceso de inversión de datos MT es buscar un modelo que represente la distribución de resistividades del subsuelo que mejor explique los datos observados en superficie, buscando minimizar la diferencia entre los datos observados y los datos predichos por el modelo mediante un proceso iterativo.

La inversión de datos MT implica resolver el problema directo, el cual consiste en calcular la respuesta de un modelo dado que simulen mediciones en la superficie, estas respuestas son comparadas con los datos observados para evaluar el ajuste del modelo. Un problema inverso puede escribirse de la siguiente forma:

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e}, \quad (55)$$

donde \mathbf{d} representa un vector de datos observados (e.g., resistividades aparentes y fases), \mathbf{m} representa el vector de parámetros del modelo del subsuelo, F representa la función que calcula el modelo directo y \mathbf{e} es el vector de incertidumbre de los datos observados.

La relación entre el problema directo e inverso es iterativa, cada problema informa al otro, de tal forma que la solución del problema inverso proporciona un modelo del subsuelo que explica los datos observados; por otro lado, el problema directo se utiliza para calcular las respuestas para este modelo del subsuelo. Si las respuestas calculadas a partir del modelo no coinciden con los datos observados se ajusta (i.e., inversión por prueba y error) y se vuelve a resolver el problema inverso, dando lugar a un proceso iterativo hasta que se obtiene un modelo satisfactorio, con base en el RMS, por ejemplo.

2.5.1. Inversión 1D

2.5.1.1. Inversión tipo Occam

El método de inversión Occam 1D es una técnica ampliamente utilizada para el procesamiento e interpretación de datos geofísicos, especialmente en estudios magnetotelúricos. Este enfoque busca generar

un modelo de resistividad suave que se ajuste adecuadamente a los datos observados, sin introducir complejidad innecesaria. El principio de Occam, en el que se basa este método, establece que entre todas las soluciones posibles que explican los datos dentro de un margen de error aceptable, debe preferirse la más simple (Constable et al., 1987).

De acuerdo con Constable et al. (1987), la función objetivo que se minimiza en el proceso de inversión es la siguiente:

$$U = \|\partial \mathbf{m}\|^2 + \gamma^{-1} \|\mathbf{W}(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))\|^2, \quad (56)$$

donde el primer término del lado derecho controla la suavidad del modelo, penalizando variaciones bruscas en los valores de resistividad, y el segundo término representa el ajuste a los datos, minimizando la diferencia entre los datos observados \mathbf{d} y los calculados $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ mediante la función directa. El parámetro γ actúa como un multiplicador de Lagrange y regula el compromiso entre el ajuste a los datos y la suavidad del modelo.

La suavidad o rugosidad del modelo puede definirse mediante la norma de la primera o segunda derivada de los valores del modelo:

$$R_1 = \|\partial \mathbf{m}\|^2, \quad (57)$$

y

$$R_2 = \|\partial^2 \mathbf{m}\|^2, \quad (58)$$

donde \mathbf{m} representa el modelo de resistividad, y ∂ es una matriz de diferencias finitas que aproxima derivadas respecto a la profundidad. Esta matriz está definida como:

$$\partial = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ -1 & 1 & 0 & \ddots & \vdots \\ 0 & \ddots & \ddots & \ddots & 0 \\ \vdots & \ddots & -1 & 1 & 0 \\ 0 & \cdots & 0 & -1 & 1 \end{pmatrix}. \quad (59)$$

Estos términos de suavidad actúan como restricciones adicionales que limitan la complejidad del modelo final. Por su parte, \mathbf{W} es una matriz diagonal $M \times M$ que contiene los pesos de los datos, definidos en función de sus incertidumbres individuales σ_i :

$$\mathbf{W} = \begin{pmatrix} 1/\sigma_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & 1/\sigma_M \end{pmatrix}. \quad (60)$$

El proceso iterativo de inversión se detiene cuando el desajuste alcanza un nivel de error aceptable, generalmente determinado por un valor objetivo de χ^2 , el cual depende del número de datos y sus incertidumbres. Este control asegura que el modelo no sobreajuste los datos más allá del nivel justificable por la calidad de las observaciones.

Durante cada iteración, el modelo se actualiza resolviendo un sistema de ecuaciones lineales que incorpora tanto el ajuste a los datos como las restricciones de suavidad. La solución de este problema consiste en encontrar el mínimo de la función, por lo tanto, la siguiente expresión representa la solución de un modelo perturbado en cada iteración:

$$\Delta \mathbf{m}_k = [(\mathbf{WJ}_k)^T \mathbf{WJ}_k + \lambda \mathbf{R}^T \mathbf{R}]^{-1} (\mathbf{WJ}_k)^T \mathbf{W} \hat{\mathbf{d}}_k, \quad (61)$$

donde \mathbf{J}_k es la matriz Jacobiana del modelo en la iteración k , \mathbf{R} es la matriz que impone la restricción de suavidad (por ejemplo, la matriz de diferencias ∂), λ es el parámetro de regularización, y $\hat{\mathbf{d}}_k = \mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k)$ es el vector de residuos entre los datos observados y los datos calculados por el modelo actual. Finalmente, el modelo se actualiza como:

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \Delta \mathbf{m}_k. \quad (62)$$

2.5.1.2. Inversión tipo Marquardt-Levenberg

El algoritmo de Marquardt-Levenberg, también conocido como método de mínimos cuadrados amortiguados (damped least squares), se utiliza para resolver problemas de mínimos cuadrados no lineales, particularmente en aplicaciones de ajuste de curvas. Este algoritmo es una variante del método de Gauss-Newton y permite minimizar, de forma iterativa, la diferencia entre una curva modelo y datos observados. A diferencia del algoritmo de Gauss-Newton, el método de Marquardt-Levenberg es más robusto, lo que le permite converger incluso cuando la solución inicial está lejos del mínimo óptimo. Sin embargo, se debe tener en cuenta que su uso es más común en problemas con un número reducido de parámetros

del modelo (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963).

Partiendo de la siguiente función de costo:

$$\Phi_d(\Delta \mathbf{m}_k) = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k) - \mathbf{J}\Delta \mathbf{m}_k)^T \mathbf{W}_d^2 (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k) - \mathbf{J}\Delta \mathbf{m}_k), \quad (63)$$

donde \mathbf{J} es la matriz Jacobiana, la cual describe la sensibilidad de los datos con respecto a una pequeña perturbación en los parámetros del modelo. \mathbf{W} es una matriz diagonal que contiene la ponderación asociada a la incertidumbre de los datos observados. Por último, el término $\Delta \mathbf{m}_k$ representa la actualización del modelo en cada iteración. Al calcular la derivada de la Ecuación 63 con respecto a $\Delta \mathbf{m}_k$, se obtiene la forma clásica del método de Gauss-Newton:

$$\Delta \mathbf{m}_k = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k)), \quad (64)$$

Las modificaciones realizadas por Levenberg (1944) a la ecuación de Gauss-Newton (Ecuación 64) resultó en evitar la divergencia a la solución de la ecuación original, posteriormente fue mejorada por Marquardt (1963). El algoritmo resultante, conocido como Marquardt-Levenberg, puede representarse mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta \mathbf{m}_k = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 \mathbf{J} + \beta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 \mathbf{W}_d (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_k)), \quad (65)$$

donde \mathbf{I} y β es un parámetro de regularización (también conocido como multiplicador de Lagrange), el cual controla el grado de amortiguamiento del sistema. Este término adicional se utiliza para evitar que el sistema se vuelva mal condicionado o singular. La actualización del modelo se realiza sumando la perturbación $\Delta \mathbf{m}_k$ al modelo actual \mathbf{m}_k en cada iteración, es decir:

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \Delta \mathbf{m}_k. \quad (66)$$

Este procedimiento se repite hasta que se cumple un criterio de convergencia.

Una forma de evaluar la calidad del modelos obtenido mediante la inversión es la descomposición en valores singulares (SVD) de la matriz Jacobiana (\mathbf{J}). Esta descomposición permite analizar la sensibilidad del modelo respecto a los datos observados, ya que los valores singulares resultantes indican qué combinaciones lineales de parámetros del modelo están mejor determinadas por los datos. Esto quiere decir que los valores singulares mayores están asociados a aquellos parámetros que bien determinados; por otro lado, los valores más pequeños representan parámetros que están pobremente determinados. De esta forma, es posible identificar cuales son más confiables y cuales presentan una mayor incertidumbre.

Los valores singulares se ordenan de forma decreciente y su importancia puede normalizarse dentro de un rango entre 0 y 1, donde los valores más cercanos a 1 indican una mayor contribución a la sensibilidad del modelo.

2.5.2. Inversión 3D

Para realizar la inversión 3D se utilizará el método de Gradientes Conjugados No Lineales (NLCG), esta técnica permite resolver el problema inverso y se ha utilizado para hacer inversión de datos magnetotelúricos en 2D y en 3D; además, este método es conocido por ser más eficiente numéricamente que otros métodos tradicionales como Gauss-Newton (Rodi & Mackie, 2001; Kelbert et al., 2014).

Con la función de costo definida por:

$$\Phi = \Phi_d + \lambda \Phi_m, \quad (67)$$

donde Φ_d y Φ_m son funciones de costo del ajuste y de la suavidad del modelo respectivamente; el parámetro de regularización λ se implementa para balancear ambas funciones, por lo que encontrar un valor óptimo de λ evitará que Φ_d o Φ_m dominen la función de costo total (Ecuación 67).

Las funciones de costo Φ_d y Φ_m se definen de la siguiente forma:

$$\Phi_d = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})), \quad (68)$$

y

$$\Phi_m = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (69)$$

donde $(\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))$ es la diferencia entre los datos observados (\mathbf{d}) y los calculados mediante el problema directo ($\mathbf{F}(\mathbf{m})$). \mathbf{C}_d representa una matriz diagonal de la incertidumbre de los datos observados, \mathbf{m}_0 representa un modelo inicial, \mathbf{m} es un vector que contiene los parámetros del modelo, \mathbf{C}_m es una matriz de covarianza que describe la suavidad del modelo.

El método de gradientes conjugados utiliza un enfoque que consiste en acercarse gradualmente a la solución a lo largo de una trayectoria (o dirección de búsqueda) determinada por el gradiente de la

función de costo de la Ecuación 67:

$$\nabla \Phi = \nabla \Phi_d + \lambda \nabla \Phi_m. \quad (70)$$

Para este trabajo de tesis se utilizará el programa ModEM, con el cual se realizará el proceso de inversión 3D de datos magnetotelúricos. La metodología de este programa consiste en minimizar una función costo mediante el método NLCG (Kelbert et al., 2014):

$$\Phi = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0). \quad (71)$$

Capítulo 3. Área de estudio

3.1. Marco hidrológico

México cuenta con 37 regiones hidrológicas, estas se definen por parteaguas regionales donde cada región se encuentra dividida en cuencas, y a su vez, cada cuenca está conformada por subcuencas. La región hidrológica de mayor área es la denominada Río Bravo-Conchos (229,740 km²) ubicada al norte de México (con clave 24 en el mapa de la Figura 7), cubriendo parte de los estados de Nuevo León, Tamaulipas, Coahuila y Chihuahua (Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Instituto Nacional de Ecología (INE), & Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2007; Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2018). La zona de estudio donde se desarrolla este trabajo de tesis pertenece a la región hidrológica Río Bravo-Conchos (RH-24), que a su vez contiene a la Cuenca Río San Juan (RH-24B), y a la Subcuenca Río Salinas (RH-24Bd), al norte del Área Metropolitana de Monterrey (ver Figura 7).

El acuífero que se relaciona con la Subcuenca Río Salinas (SRS) es el acuífero Carmen-Salinas-Victoria, este se localiza a 35 km al norte de Monterrey, cubriendo una extensión de 3,618 km² de superficie. Este comprende en su totalidad los municipios de El Carmen, Ciénega de Flores, General Zuazua y Pesquería, y parcialmente los municipios de Marín, Salinas Victoria, Hidalgo, Abasolo, General Escobedo, Apodaca, Higuera, Doctor González, Los Ramones, Cadereyta Jiménez, Juárez, Mina y García en el estado de Nuevo León. El nivel estático del acuífero somero presenta una profundidad más o menos constante entre 10 y 15 metros, mientras que hacia las proximidades de las sierras la profundidad puede alcanzar los 40 metros, aunque en su zona noreste (Sierra de Gomas), el nivel estático toma una profundidad de más de 100 metros (Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2024a).

3.2. Marco geológico

La Subcuenca del Río Salinas se ubica en el sector de las cuencas de antepaís de la Sierra Madre Oriental (SMO) y está conformada principalmente por rocas sedimentarias marinas del Jurásico Medio-Cretácico hasta el Eoceno. La SMO se extiende desde el sureste del estado de Texas en Estados Unidos, cubriendo una gran parte en México, presentándose en los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis

Potosí, Guanajuato, llegando hasta regiones centrales de México como el noroeste de Veracruz y norte de Puebla (Padilla y Sánchez, 1982; Suter, 1987).

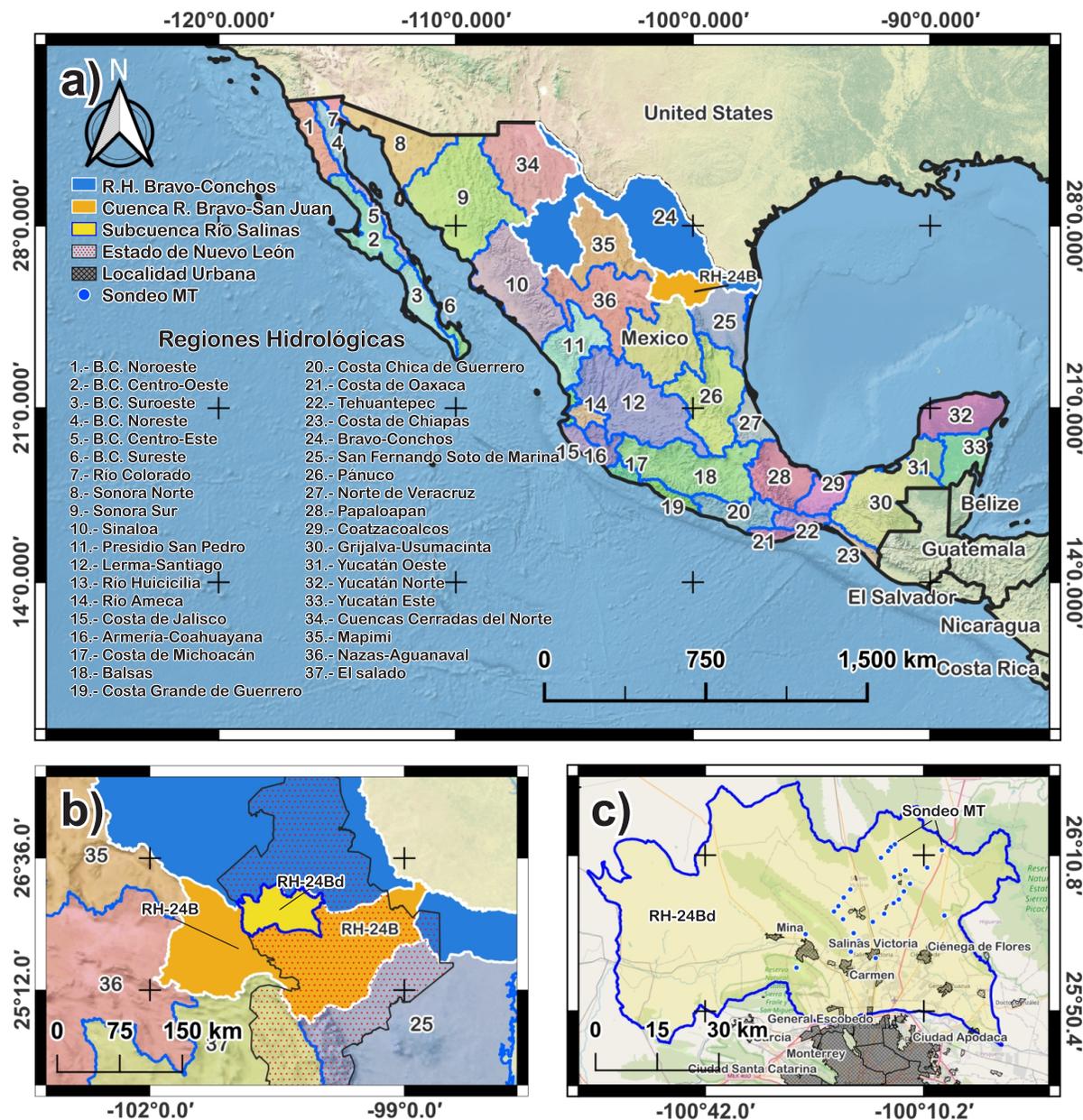


Figura 7. a) Regiones hidrológicas de México y ubicación de la RH Río Bravo-Conchos; b) Ubicación de la Cuenca Río Bravo-San Juan; c) Ubicación de la Subcuenca Río Salinas. Elaborado con archivos vectoriales de INEGI (2006).

La SMO se caracteriza por presentar una topografía accidentada de valles y montañas, siendo un cinturón plegado y cabalgado con anticlinales aproximadamente paralelos entre sí. El rumbo de estas estructuras presenta cambios en distintas zonas de la SMO: para la porción noreste se tiene una orientación preferencial NW-SE, en la porción centro (entre Torreón y Saltillo) la orientación cambia a WNW-ESE,

para la región denominada Curvatura de Monterrey (entre Saltillo y Monterrey) las estructuras cambian gradualmente de una orientación de SW-NE a NW-SE, definiendo una estructura convexa hacia el norte. Por otro lado, la parte sur de la SMO (entre Monterrey y la región Zongolica de Veracruz) predominan dirección NNW-SSE (Chávez Cabello et al., 2011). En el caso del estado de Nuevo León, la cadena montañosa de la SMO atraviesa el estado de noroeste a sureste, la SRS se encuentra ubicada en los límites de las cuencas de antepaís de Sabinas y La Popa de la SMO; en esta región las estructuras plegadas presentan una orientación NW-SE, además la SRS se encuentra en una zona de transición con las provincias fisiográficas de las Grandes Llanuras de Norteamérica y la Llanura Costera del Golfo Norte.

La evolución geológica de la SMO involucra procesos tectónicos complejos y que dan resultado al paisaje actual. La SMO y sus cuencas de antepaís fueron fuertemente deformadas durante la orogenia Laramide (Cretácico tardío a Paleógeno) o durante lo que recientemente fue redefinido como Orógeno mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018), este evento tectónico resultó en el plegamiento y fallamiento de las rocas sedimentarias que la conforman, creando una serie de anticlinales y sinclinales que dan forma a la topografía actual (Eguiluz et al., 2000).

3.2.1. Estratigrafía y geología superficial

Con respecto a la estratigrafía, las rocas que componen el basamento de la SMO corresponden al Precámbrico y Paleozoico; aunque no presentes en la SRS, estas rocas incluyen gneises, esquistos, filitas y cuarcitas. La mayor parte de la SMO está compuesta principalmente por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico depositadas sobre el basamento del Paleozoico y Precámbrico. La estratigrafía de la SRS está conformada principalmente por rocas sedimentarias del Cretácico inferior y superior (ver Figura 9), destacando las formaciones Taraises, Cupido, La Peña, Aurora, Cuesta del Cura, Agua Nueva (Eagle Ford), San Felipe (Austin) y Méndez (Upson), y que afloran en el área conformada por la SRS, específicamente en la Sierra Minas Viejas, Sierra de Picachos y Sierra El Fraile (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008) (ver Figura 10).

Las rocas más antiguas de la zona de estudio corresponden al Jurásico, del Calloviano al Tithoniano. En la base de la columna estratigráfica se encuentra una secuencia de rocas evaporíticas constituida por yesos con horizontes de calizas arcillosas. Además, se encuentra fuertemente deformada, conformando la Formación Minas Viejas. Sobreyaciendo a esta formación, se halla una secuencia de estratos gruesos a masivos de roca caliza con ooides, correspondiente a la Formación Zuloaga. A su vez, sobre la Formación

Zuloaga se encuentra la Formación La Casita, la cual contiene amonites y está compuesta por capas de lutita y lutita calcárea pero principalmente caliza arcillosa; además de que en su miembro superior se han encontrado fragmentos de corales y conchas de pelecípodos (Weidie & Wolleben, 1969).

Cabe mencionar que estas tres formaciones (Fm. Minas Viejas, Fm. Zuloaga y Fm. La Casita) representan las rocas más antiguas de la zona de estudio y afloran en los anticlinales de Minas Viejas y el El Fraile, ubicados en la Sierra de San Miguel y la Sierra El Fraile, respectivamente.

Las unidades correspondientes al Jurásico subyacen a la Formación Taraises. En un inicio Kellum (1936) dividió a la Formación Taraises en dos miembros litológicos; el miembro inferior lo describe como calizas grises; por otro lado, el miembro superior lo define como estratos delgados de caliza y caliza arcillosa, además de identificar la presencia de fósiles. En términos generales, esta formación consiste en una caliza arcillosa de color gris oscuro, con intercalaciones de margas y lutitas en estratos de medianos a gruesos.

Sobre esta formación se depositaron las rocas de la Formación Cupido, de edad Hauteriviano-Aptiano, la cual fue inicialmente definida por Imlay (1937) como una unidad de caliza que sobreyace a la Formación Taraises. Esta se caracteriza por la presencia de horizontes de caliza con capas gruesas a masivas, con espesores de entre 0.6 y 2.7 metros. Además, cabe mencionar que parte de la caliza ha sido dolomitizada, un proceso químico-geológico que transforma la caliza en dolomía, implicando la sustitución de los minerales de carbonato de calcio (calcita) por carbonato de magnesio (dolomita). En cuanto a su grosor total, Bishop (1970) menciona que esta puede alcanzar un espesor de más de 500 metros, dependiendo de la región donde se encuentre; por otro lado Humphrey et al. (2003) reportaron espesores de 775 y hasta 1,200, en la Sierra del Fraile y Sierra de Minas Viejas, respectivamente; aunque durante reconocimiento geológico en la campaña de campo, se observaron espesores de aproximadamente 900 metros en el anticlinal de Potrero Chico y Potrero Grande. En la Figura 8 se muestra el afloramiento de la Formación Cupido en el flanco noreste del anticlinal de Potrero Chico.

Más arriba en la secuencia estratigráfica se localiza la Formación La Peña, del Aptiano superior, que consiste en depósitos alternantes de caliza arcillosa de estratificación delgada, intercalada con lutita calcárea. Sobreyaciendo concordante y abruptamente a la Formación La Peña se reconoce a la Formación Aurora, inicialmente descrita por Burrows (1910) como caliza semipura en capas gruesas, con numerosos nódulos de hierro y pedernal, además de contenido de fósiles. Posteriormente, Humphrey et al. (2003) la caracterizó como caliza de estratificación delgada a masiva, de tonalidades que varían de gris y ocre, con cantidad variable de nódulos de pedernal irregulares de color gris a negro.

A la Formación Aurora le sobreyace la Formación Kiamichi en la Cuenca de Sabinas, del Albiano medio-

superior, la cual está integrada por una sucesión de caliza arcillosa interestratificada con lutita y arcilla. Sin embargo, esta formación es cubierta por las rocas de la Formación Cuesta del Cura en el flanco sur del anticlinal de Minas Viejas y la Sierra de El Fraile, que datan del Albiano superior al Cenomaniano inferior y está compuestas de caliza y lutita con lentes y nódulos de pedernal.

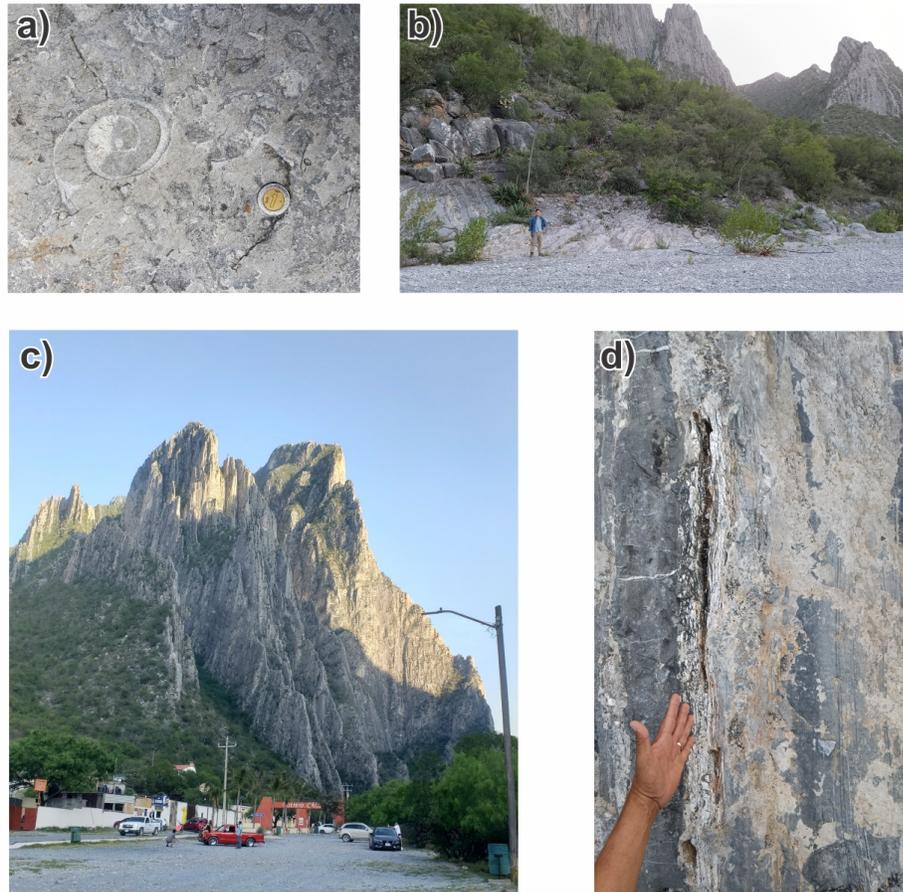


Figura 8. Afloramiento de la Formación Cupido en el flanco noreste del anticlinal de Potrero Chico. (a) Fósil de amonite incrustado en caliza. (b) Vista hacia el noroeste desde la entrada a Potrero Chico, donde se observa el afloramiento de la caliza Cupido. (c) Exposición de caliza de la Formación Cupido con vista hacia el sureste desde la entrada a Potrero Chico. (d) Afloramiento de roca caliza perteneciente a la parte superior de la Formación Cupido.

Entre la sierra de Picachos y Gomas, la Formación Cuesta del Cura está reemplazada por el Grupo Washita, integrado por las formaciones George Town, Del Río y Buda, compuestas por intercalaciones de lutita y caliza con variables contenidos de pedernal en nódulos y lentes. A este Grupo de rocas les sobreyace concordante y tansicionalmente la Formación Eagle Ford, cuya edad abarca del Cenomaniano superior al Turoniano. De acuerdo con González Betancourt et al. (2020) esta formación fue documentada por primera vez por Roemer (1852), quien la describe como una lutita de composición calcáreo-carbonosa con estratificación laminar y tonalidades que van del gris oscuro al negro. Estudios posteriores la han

caracterizado como una lutita negra con intercalaciones rítmicas de caliza arcillosa, clástica o bioclástica; además de arenisca con cemento carbonatado, presentando una alternancia distintiva entre capas de caliza y lutita (Sanchez-Bermeo et al., 2002; Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008; González Becancourt et al., 2020). En contacto transicional y concordante le sobreyace la Formación Austin, del Coniaciano-Santoniano, la cual presenta horizontes interestratificados de caliza arcillosa y lutita, en el área de estudio presenta inclusive intercalaciones de tobas bentónicas de color verde.

Posteriormente, la Formación Upson (Fm. Méndez), del Campaniano, sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Austin en la región de Sierra de Picachos y Sierra de Papagayos. Consiste de lutita calcárea con intercalaciones de limolita; además, se menciona que para la parte norte de la Sierra de Picachos tiene un espesor de 400 metros. Sin embargo, se indica que la mayor parte de su espesor total podría haber sido erosionada, y se estima que originalmente podría haber alcanzado entre 900 y 1,200 metros (Bishop, 1970; Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008). Afloramientos importantes de esta formación están expuestos en la terminación periclinal del anticlinal de Minas Viejas, sobre la carretera que conecta las cabeceras municipales de Salinas Victoria y El Carmen, N.L.

Estas tres últimas unidades forman la parte superior de la secuencia marina de la Cuenca de Sabinas. Es importante resaltar que, a nivel regional, las formaciones Cupido y Aurora, del Cretácico, constituyen las principales unidades acuíferas profundas y confinadas, y ambas presentan espesores significativos de varios cientos de metros (ver Tabla 1). Esta característica las convierte en reservorios importantes de agua subterránea en la región

Cubriendo de forma discordante a las unidades del Cretácico superior previamente mencionadas, se encuentran depósitos de materiales no consolidados, resultado de la erosión de rocas preexistentes. Estos depósitos rellenan las zonas de baja topografía y las llanuras aluviales, comenzando desde el pie de las sierras hasta partes centrales de la cuenca. Entre estas unidades destacan el coluvión, compuesto por materiales caóticos y mal soportados dentro de una matriz de caliche altamente deleznable; es decir, frágil, poco consolidada y fácilmente desmoronable. Esta unidad suele distribuirse en áreas de pie de monte y en las estribaciones de las sierras. Por otro lado, los depósitos de arena y grava, que no presentan cementación, se acumulan en las partes más bajas de la zona de estudio. Los sedimentos de tamaño arena-limo se localizan en áreas planas y en las llanuras aluviales de la SRS. Finalmente, los materiales aluviales rellenan las zonas de menor altitud, como los lechos de arroyos y ríos, concluyendo así la secuencia estratigráfica. En la Figura 9 y la Tabla 1 se presenta un resumen de las formaciones geológicas presentes en la Subcuenca del Río Salinas y espesores reportados en las zonas vecinas.

SIMBOLOGÍA CUATERNARIO

Qhoal	ALUVIÓN
Qho ar-lm	ARENA - LIMO
Qho ar-gv	ARENA - GRAVA
Qptco	COLUVIÓN

CRETÁCICO SUPERIOR

Km Tpa Lm-Ld	LIMOLITA - LODOLITA
Km Ar-Lm	ARENISCA - LIMOLITA
Kcom Lu-Ar	LUTITA - ARENISCA
Kc Lu-Lm	LUTITA - LIMOLITA
Kcoss Cz-Lu	CALIZA - LUTITA
Kcet Lu-Cz	LUTITA - CALIZA

CRETÁCICO INFERIOR

Kace Cz-Lu	CALIZA - LUTITA
Ka Lu-Cz	LUTITA - CALIZA
Ka Cz-Do	CALIZA-DOLOMÍA
Kap Cz-Lu	CALIZA - LUTITA
Khap Cz	CALIZA
Kbeh Cz-Lu	CALIZA - LUTITA

JURÁSICO SUPERIOR

Jkt Lu-Cz	LUTITA - CALIZA
JoCz	CALIZA
Jco Y-Cz	YESO - CALIZA

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

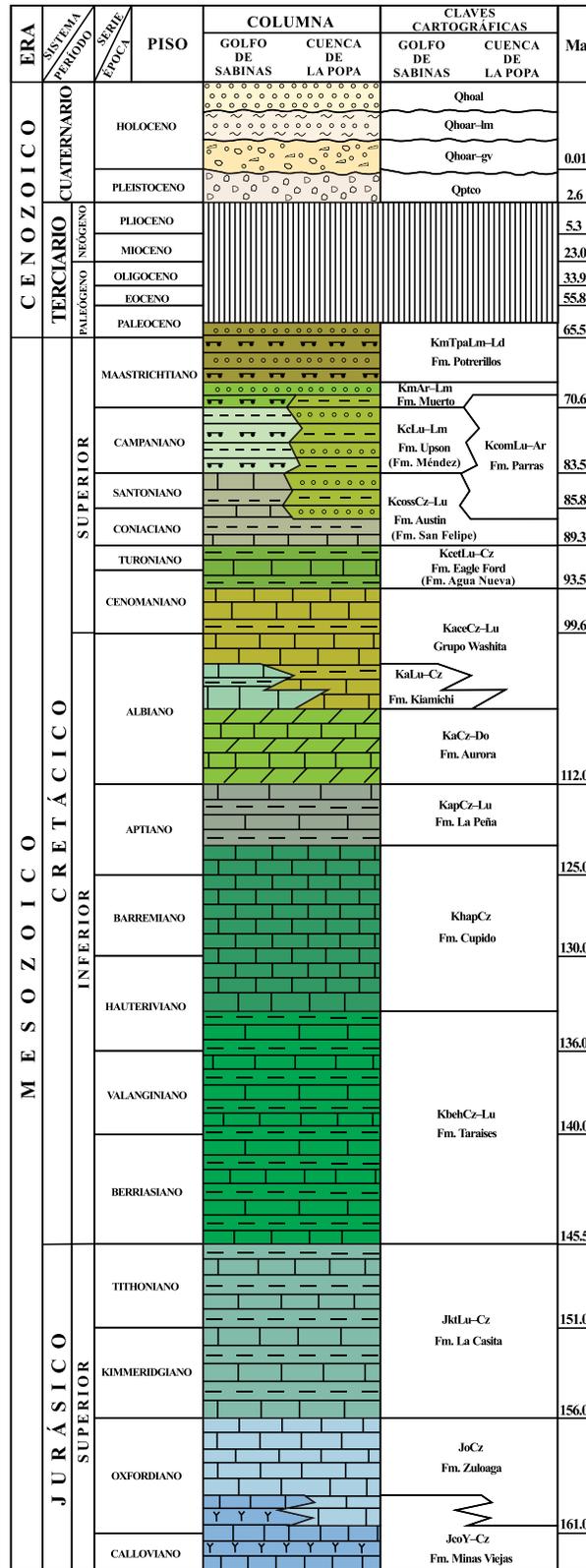


Figura 9. Columna estratigráfica de la zona de estudio, mostrando la distribución de las unidades litológicas desde el Jurásico hasta los depósitos recientes. Elaborado con información del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2008, 2017).

Tabla 1. Principales formaciones geológicas del área de estudio, con su litología y los espesores reportados por Wall et al. (1961) y Bishop (1970) en zonas vecinas a la SRS.

Periodo	Formación	Litología	Espesor
Jurásico Superior	Minas Viejas	Grupo constituido por tres secuencias: (1) Yesos y anhidrita (2) Yesos con sal (3) Unidad inferior de sal	Perforación en la Sierra del Fraile: (1): 610 m (2): 275 m (3): 2,134 m
	Zuloaga	Caliza	Afloramiento Sierra el Fraile: 60 m
	La Casita	Lutitas con intercalaciones de arenisca y caliza	Afloramiento Sierra el Fraile: 1,050 m
Cretácico Inferior	Taraises	Caliza con intercalaciones de lutitas	Afloramiento Sierra el Fraile: 480 m
	Cupido	Caliza cristalina con lechos gruesos a masivos	Afloramiento Sierra el Fraile: 920 m
	La Peña	Caliza y lutita arcillosa	En Sierra el Fraile: 30 m En Sierra de Picachos: 61–88 m
	Aurora	Caliza gris de estratificación gruesa	En el potrero García: 247 m
	Cuesta del Cura	Calizas con intercalación de lutitas, de estratificación delgada	En el potrero García: 84 m En Sierra de Picachos: 101 m
Cretácico Superior	Eagle Ford y Austin	Calizas con intercalación de lutitas, de estratificación delgada	En Sierra de Picachos: 343 m
	Méndez	Lutitas - Limolitas	En Sierra de Picachos: >400 m

Desde el punto de vista estructural, la zona de estudio se encuentra en la parte SE del Cinturón Plegado de Coahuila, una provincia tectónica de edad Eoceno. Esta región se distingue por la presencia de anticlinales de doble buzamiento, cuya orientación preferente sigue un eje NW-SE. Los anticlinales presentes en el área de estudio muestran características particulares ya que están fuertemente comprimidos y separados por sinclinales amplios (Chávez-Cabello, 2005).

El núcleo de los anticlinales está conformado por rocas evaporíticas del Jurásico, que en algunos casos afloran en los núcleos de anticlinales debido a la erosión, como ocurre en los anticlinales Minas Viejas, Potrero Chico y Potrero García. En contraste, sus flancos están constituidos por rocas carbonatadas del Cretácico superior, descritas en la sección anterior. Cabe mencionar que existen sinclinales entre las estructuras anticlinales, cuyos núcleos se encuentran cubiertos por sedimentos continentales del reciente (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2017; Bernales-Azocar & Aguillón-Torres, 2017).

Con base en estas características, se reconocen dos tipos de deformación en la zona, dúctil y dúctil-frágil. La deformación dúctil se refleja principalmente en la formación de pliegues anticlinales y sinclinales, destacando estructuras como los anticlinales Minas Viejas, Enmedio, Gomas, Onofre, Los Pastores y Mamulique, las cuales definen el relieve más abrupto del área (Figura 10). Es importante mencionar que tanto el anticlinal Minas Viejas como la Sierra de Picachos representan zonas de recarga del acuífero profundo, ya que en estas zonas afloran las unidades geológicas que, a nivel regional, conforman el acuífero profundo y confinado.

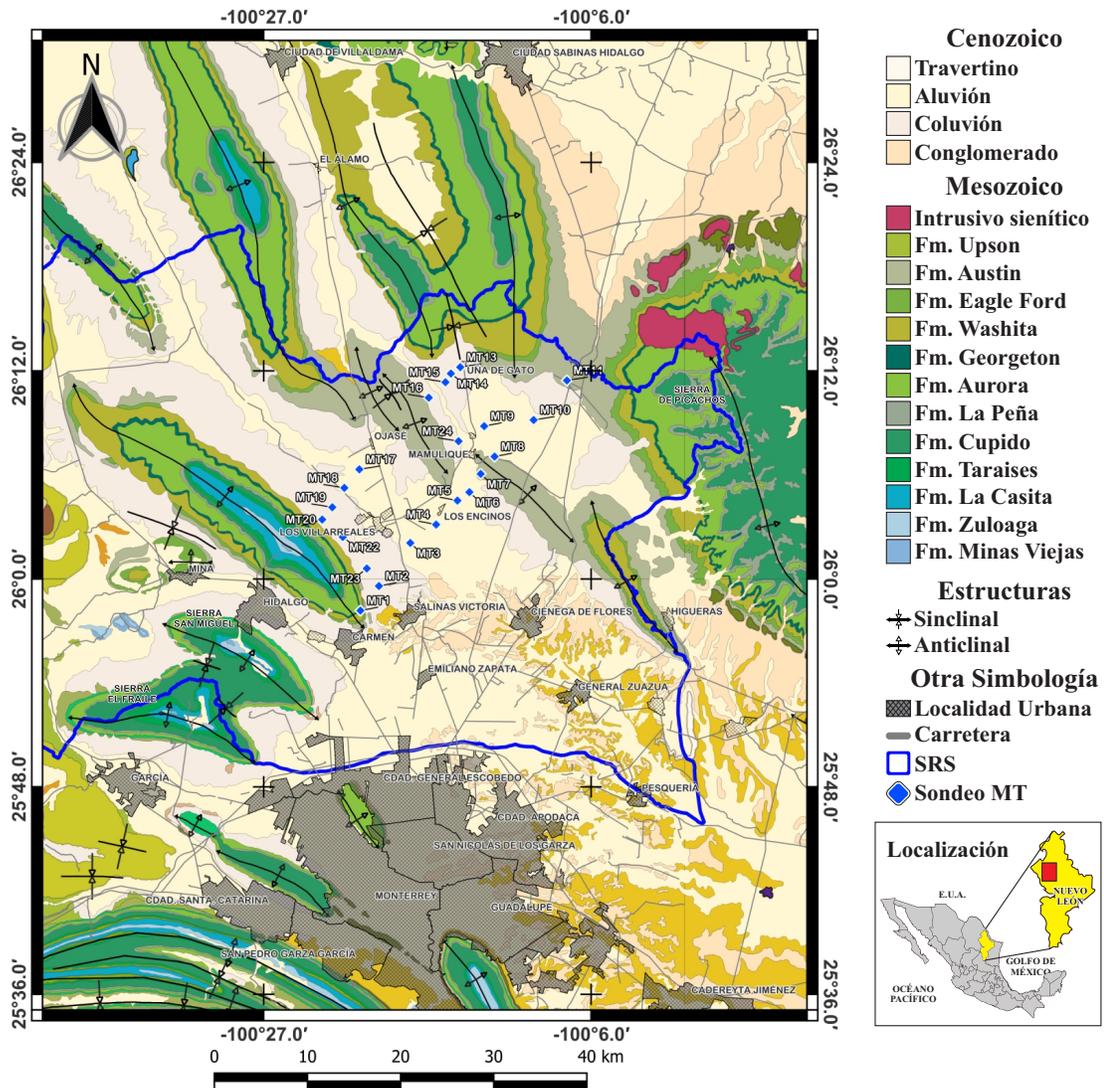


Figura 10. Mapa de la geolog3a superficial de la zona de estudio y distribuci3n de los sitios de medici3n MT en puntos de color azul con claves MT1 a MT23 (Servicio Geol3gico Mexicano (SGM), 2008, 2017).

Adem3s de los anticlinales, en la zona de estudio tambi3n se desarrollan sinclinales, los cuales se localizan principalmente en los valles y est3n recubiertos por dep3sitos continentales no consolidados del Cuater-

nario. Estos pliegues, al igual que los anticlinales, presentan una orientación dominante en dirección NW-SE. Es importante destacar que la formación de estas estructuras se originó durante el intervalo comprendido entre el Cretácico tardío y el Paleógeno, como resultado del evento de deformación laramídico. Este proceso tectónico afectó la región y dio lugar a los cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y la Sierra Madre Oriental (Eguiluz et al., 2000; Bernales-Azocar & Aguillón-Torres, 2017; Fitz-Díaz et al., 2018)

En síntesis, en la zona de estudio predominan estructuras asociadas a un régimen dúctil-frágil, caracterizadas por pliegues simétricos y asimétricos, algunos de ellos recumbentes. Estas deformaciones se generaron bajo los esfuerzos compresivos del evento laramídico, el cual también propició el desarrollo de fallamiento lateral subordinado.

Capítulo 4. Procesamiento y análisis de datos

4.1. Campaña de adquisición de datos

La adquisición de los datos de campo que se utilizan en este trabajo de tesis se realizó en una campaña durante el mes de abril de 2024. En esta se realizaron 26 sondeos MT (ver ubicaciones en la Figura 11), en donde se registraron las variaciones de las componentes horizontales del campo eléctrico y las tres componentes del campo magnético.

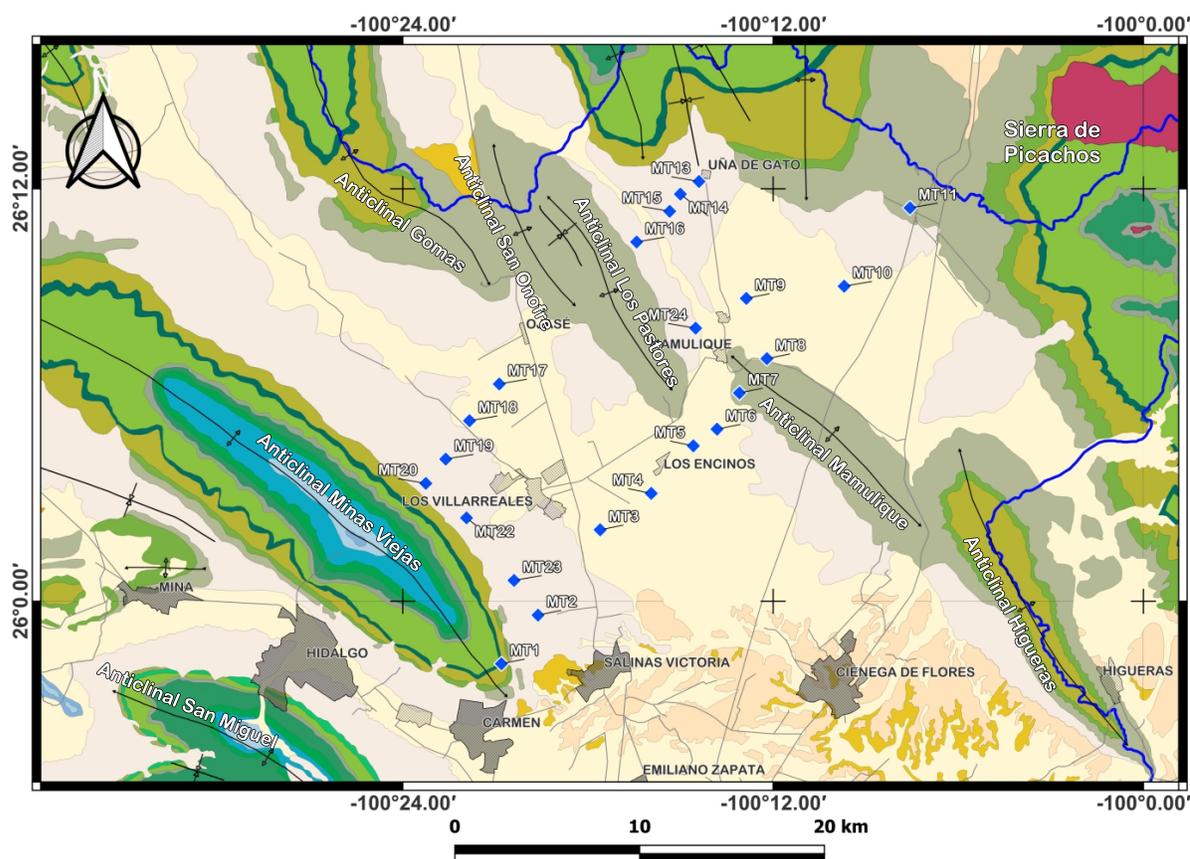


Figura 11. Ubicación de los sitios de medición MT.

Para este estudio se registraron las señales magnetotelélicas con dos diferentes frecuencias de muestreo, 4096 Hz para las altas frecuencias (HF), y de 128 Hz para las bajas frecuencias (LF). Las mediciones se realizaron con dos equipos ADU-07e de la marca Metronix, este incluye un convertor analógico-digital, un par de dipolos eléctricos con longitudes de 100 metros (para medir el campo eléctrico), tres bobinas de inducción (para medir el campo magnético en tres componentes), además de un GPS. La Figura 12

presenta un esquema de la distribución y orientaciones de los dipolos eléctricos y las bobinas. El tiempo de medición fue variado, donde para la mayoría de los sondeos el tiempo fue de 6 horas para las bajas frecuencias, y de 30 minutos para las altas frecuencias.

La distribución de los sondeos MT se realizó en la parte central de la Subcuenca del Río Salinas como se muestra en el mapa de la Figura 11, nótese que la mayoría de los sondeos se encuentran ubicados sobre unidades geológicas recientes y en zonas comprendidas entre anticlinales. En términos generales, la metodología que se siguió en campo fue la siguiente:

1. Planificación de la campaña

Antes de salir al campo, se definió:

- Ubicación de los sitios de medición, considerando accesibilidad y objetivos a lograr durante el estudio.
- Instrumentación necesaria: bobinas de inducción, electrodos, cables, baterías, GPS, así como herramienta de campo.
- Duración de la medición, en función de la profundidad objetivo, para este punto se puede realizar un sondeo de prueba.

2. Instalación del equipo

- Colocación de los electrodos: se instalan en configuración de dipolos ortogonales con orientación Norte-Sur y Este-Oeste. Estos son instalados de tal modo que mantengan contacto directo con el suelo y para reducir la resistencia de contacto se puede agregar agua (ver Figura 13a).
- Colocación de las bobinas de inducción (ver Figura 13b y d): Se entierran o se fijan en el suelo para medir los campos magnéticos, estas deben ser orientadas Norte-Sur (H_x), Este-Oeste (H_y) y vertical (H_z Figura 12).
- Conexión del sistema de adquisición: Se conectan los sensores a la unidad digitalizadora (ver Figura 12c).
- Verificar la correcta orientación y conexión de los sensores para evitar malas estimaciones durante el procesamiento.

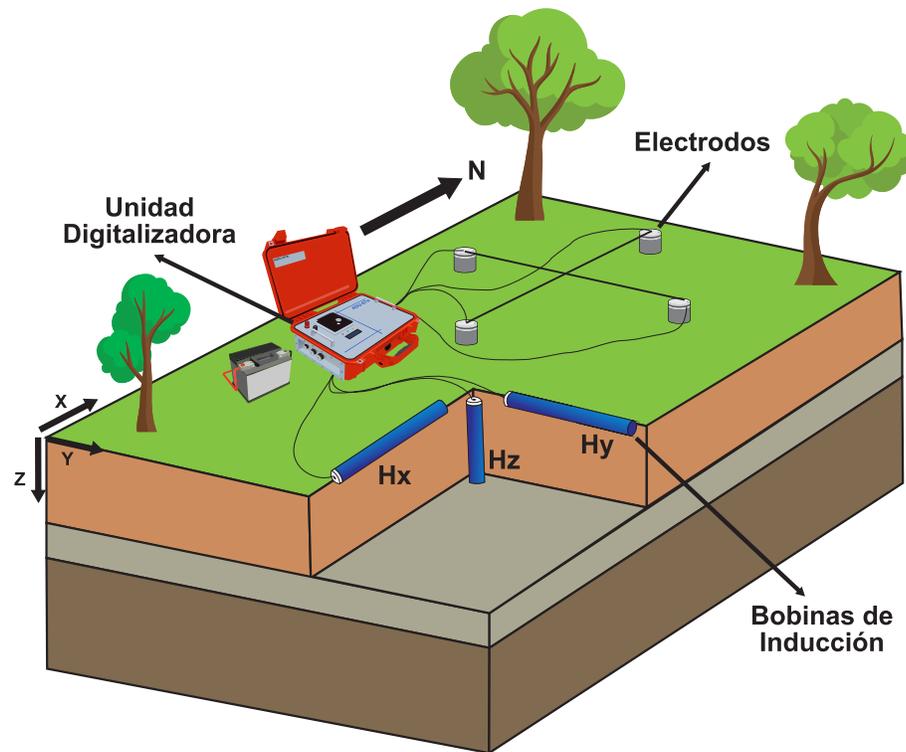


Figura 12. Esquema de la configuración de electrodos y bobinas de inducción para la medición de los campos eléctricos y magnéticos en una estación magnetotelúrica.

3. Programación y registro

- Se inicia el equipo y se realiza una comprobación de los componentes conectados (Figura 13).
- Se programa el tiempo de medición para LF y HF y se comienza la medición. Las mediciones MT suelen durar varias horas.

4. Recolección de datos

- Una vez terminada la medición, se regresa a campo y se verifica que la medición haya terminado satisfactoriamente.
- Se respalda la información en dispositivos externos (laptop de campo). Esto es importante para no perder los registros realizados, además de liberar espacio de almacenamiento en la unidad digitalizadora.
- Se desmonta todo el equipo y continuamos al siguiente punto de adquisición donde se repite nuevamente la metodología descrita.

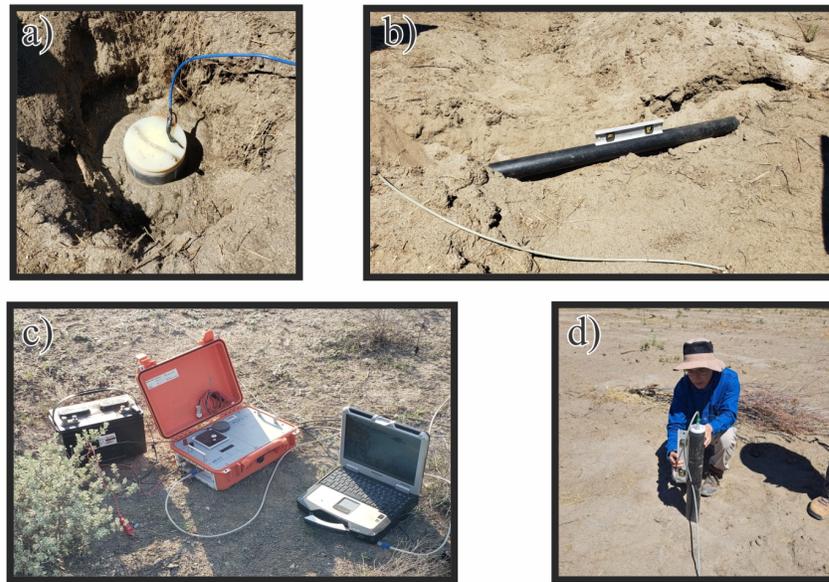


Figura 13. Equipo utilizado durante la adquisición de datos magnetotelúricos. a) Electrodo no polarizable empleado en campo. b) Bobina de inducción orientada horizontalmente. c) Unidad digitalizadora ADU-07e. d) Instalación de la bobina de inducción orientada verticalmente.

4.2. Procesamiento de datos MT

Para obtener los modelos geoelectrónicos en este trabajo de tesis, se utilizaron las impedancias y tipper, ya que ambas funciones de transferencia contienen información sobre la resistividad eléctrica del subsuelo. Para calcular el tensor de impedancia magnetotelúrico, es necesario procesar las series de tiempo registradas en campo para cada uno de los sitios de medición; dichas series deben ser transformadas al dominio de la frecuencia. El procesamiento consiste en obtener las funciones de transferencia para cada sitio y frecuencia objetivo. En estudios magnetotelúricos, una de las funciones de transferencia más utilizadas es el tensor de impedancia, el cual puede calcularse mediante distintos algoritmos y programas de procesamiento. En este trabajo se emplearon dos software de procesamiento robusto: BIRRP (Bounded Influence, Remote Reference Processing), desarrollado por Chave & Thomson (2004), y EMERALD (ElectroMagnetic Equipment, Raw Data and Locations Database; Ritter et al., 1998; Weckmann et al., 2005).

En términos generales, el procesamiento de las series de tiempo registradas en campo se resume en los siguientes pasos:

1. Recolección de las series de tiempo registradas en campo y cambio de formato (en caso de ser

necesario).

2. Se aplica filtro notch para atenuar el ruido producido por líneas de corriente eléctrica, por lo regular se busca eliminar picos de frecuencia de 50 y 60 Hz y sus armónicos.
3. Las series de tiempo son divididas en segmentos de duración fija, por lo regular de longitud igual a una potencia de 2. Esto se hace para aplicar de forma eficiente la Transformada Rápida de Fourier (FFT).
4. Previo a la aplicación de la FFT, se realiza un análisis preliminar en el dominio del tiempo, este análisis consiste en la eliminación de la tendencia y errores en la medición (ruido, errores por falla instrumental, picos de señal, etc).
5. Para cada intervalo de tiempo (2^n) se aplica una ventana, usualmente la de Hanning, con la finalidad de reducir el efecto de fuga espectral (leakage), luego, a cada segmento se le calcula la FFT para obtener los coeficientes espectrales, esto se aplica a cada canal.
6. Se hace una calibración de las señales registradas utilizando las funciones de respuesta de los sensores con la finalidad de que los datos queden expresados en unidades físicas (nT y mV/km).
7. Se hace una selección de frecuencias objetivo, usualmente de 6 a 10 por década. Las frecuencias objetivo son en las cuales se busca estimar la impedancia.
8. Se aplican ventanas de Parzen en el dominio de la frecuencia, centradas en cada frecuencia objetivo, con el propósito de suavizar la estimación espectral. Este procedimiento permite obtener un valor promedio ponderado a partir de las frecuencias cercanas a la frecuencia objetivo, en lugar de considerar únicamente su valor exacto.
9. Para cada frecuencia objetivo se construyen matrices espectrales de autoespectros y espectros cruzados. Dado que se tienen múltiples intervalos, estas matrices se apilan. Para este punto se pueden aplicar métodos de procesamiento robusto que asignan pesos a los diferentes intervalos, dependiendo de ciertos parámetros estadísticos.
10. Por último, se estiman las funciones de transferencia mediante la resolución del sistema de ecuaciones.

Para encontrar los valores de Z_{ij} se cuenta con un sistema de dos ecuaciones y cuatro incógnitas que se deriva de la ecuación 30:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad (72)$$

y

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y. \quad (73)$$

Para resolver el sistema de ecuaciones de manera adecuada, es necesario contar con un número suficiente de ecuaciones independientes. Por esta razón, se realiza una separación en bandas de frecuencia (paso 8 del procesamiento de las series de tiempo), ya que las amplitudes de la señal magnetoteléfrica pueden variar considerablemente a lo largo del espectro. Durante el procesamiento, se asume que el tensor de impedancia Z_{ij} permanece constante dentro de un conjunto de frecuencias que pertenecen a una misma banda. Esta suposición permite aumentar el número de ecuaciones disponibles en relación con las incógnitas. Con base en lo anterior, la Ecuación 72 queda de la siguiente forma:

$$\langle E_x L^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x L^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y L^* \rangle, \quad (74)$$

y

$$\langle E_x G^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x G^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y G^* \rangle, \quad (75)$$

y la Ecuación 73:

$$\langle E_y L^* \rangle = Z_{yx} \langle H_x L^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y L^* \rangle, \quad (76)$$

y

$$\langle E_y G^* \rangle = Z_{yx} \langle H_x G^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y G^* \rangle, \quad (77)$$

donde L^* y G^* representan los complejos conjugados de cualquier par de componentes de campo, puede ser H_x , H_y , E_x o E_y . El operador $\langle \cdot \rangle$ indica el promedio espectral de los espectros cruzados y/o auto-espectros alrededor de una frecuencia objetivo, utilizando varias estimaciones obtenidas a partir de ventanas dentro de una banda de frecuencias. Las componentes que comúnmente se usan son las del campo magnético (H_x y H_y), al resolver el sistema de ecuaciones considerando estas componentes se obtienen los elementos del tensor de impedancias:

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}, \quad (78)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}, \quad (79)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}, \quad (80)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}, \quad (81)$$

Las componentes del tensor de impedancia calculadas durante el procesamiento se utilizan para calcular la resistividad aparente y fase. Las expresiones correspondientes para ambas ya fueron presentadas en la Sección 2.3, específicamente en las Ecuaciones 35 y 36

4.2.1. Procesamiento robusto

Como se mencionó anteriormente, los datos magnetotelúricos fueron procesados utilizando software basado en técnicas de procesamiento robusto. Estas técnicas, que forman parte de los métodos estadísticos, resultan especialmente útiles para mitigar el efecto del ruido presente en los datos. Su objetivo principal es reducir el sesgo introducido por observaciones atípicas o no representativas, mejorando así la calidad de las estimaciones (Simpson & Bahr, 2005).

El procesamiento robusto se basa en algoritmos de mínimos cuadrados ponderados iterativos, los cuales consideran las desviaciones respecto a una distribución gaussiana de errores. A través de la comparación entre la distribución esperada y la distribución observada de los residuos, se implementa un esquema adaptativo que ajusta las ponderaciones asignadas a cada punto de datos. Aquellos valores que se desvían significativamente del comportamiento esperado reciben ponderaciones menores, reduciendo su influencia en el resultado final del ajuste:

$$\sum_{i=1}^{2N} w_i r_i^2. \quad (82)$$

Los pesos w_i asignados a cada punto de datos son inversamente proporcionales a su varianza, es decir, $w_i = 1/\sigma^2$, donde σ^2 representa la varianza del i -ésimo dato respecto a la media, y r_i corresponde a su residuo. La distribución de estos residuos se aproxima a una gaussiana en su centro, pero presenta colas más gruesas (tipo laplaciana) debido al truncamiento de valores extremos. Cuando los puntos de datos con pesos por debajo de un umbral predefinido se excluyen del proceso de apilamiento, se reduce el número de grados de libertad del sistema. Sin embargo, esta exclusión de datos ruidosos tiende a mejorar la coherencia de las estimaciones, lo que a su vez disminuye la magnitud de los errores asociados. En consecuencia, se establece un equilibrio entre la pérdida de grados de libertad y la ganancia en coherencia del conjunto de datos procesados.

La coherencia es una medida espectral que describe el grado de correlación entre los campos eléctrico y magnético en el dominio de la frecuencia. Se define a partir del cociente entre el espectro cruzado $\langle E^* H \rangle$, que representa la correlación entre ambas señales, y la raíz cuadrada del producto de sus autoespectros, $\langle E^* E \rangle$ y $\langle H^* H \rangle$:

$$\psi = \frac{\langle E^* H \rangle}{(\langle E^* E \rangle \langle H^* H \rangle)^{1/2}}. \quad (83)$$

Esta variable es adimensional, toma valores entre 0 y 1, y proporciona una indicación de la calidad de la señal, valores cercanos a 1 indican una alta coherencia entre las componentes, lo cual se asocia con datos más fiables. El uso de técnicas de procesamiento robusto permite obtener estimaciones más consistentes y precisas de las funciones de transferencia magnetoteléuricas, en comparación con los métodos convencionales, ya que mejora la detección y supresión de señales contaminadas o incoherentes.

4.2.2. Depuración de las respuestas

Una vez calculadas las respuestas de impedancia, así como los valores de resistividad aparente y fase resultantes para ambos software de procesamiento, se procedió a depurar los resultados obtenidos en cada caso. La depuración de los resultados consistió en seleccionar rangos de mejor respuesta entre las obtenidas con BIRRP y EMERALD, generando respuestas combinadas, esto quiere decir que para un mismo sitio se eligieron rangos de frecuencias provenientes de ambos procesamientos con el fin de construir una única respuesta integrada.

A modo de ejemplo, en la Figura 14 se muestra la curva de resistividad aparente y fase correspondiente al sitio MT10, obtenida a partir del procesamiento con los programas EMERALD y BIRRP. Como se puede observar, en este caso se obtuvo una mejor respuesta con el programa BIRRP, especialmente en el rango de frecuencias entre 10^{-2} y 10^1 s. No obstante, los resultados de EMERALD fueron más consistentes en el intervalo de 10^{-3} a 10^{-2} s. Con base en estas observaciones, se construyó una respuesta combinada, integrando los rangos de frecuencias con mejor calidad de cada procesamiento. El resultado final para este caso se presenta en la gráfica MT10 (DEPURADO) de la Figura 14

El procedimiento de evaluación se aplicó a todos los sitios, aunque solo en los sitios MT04, MT06, MT08, MT09, MT10, MT16 y MT21 fue necesario construir una respuesta combinada. En cada caso, se

inspeccionaron las respuestas calculadas por ambos programas y se seleccionaron los rangos de frecuencia con mejor calidad, considerando criterios como la coherencia de fase, la menor dispersión y el comportamiento físico esperado. A partir de esta evaluación se integraron las secciones más representativas de ambos procesamientos para generar una única respuesta depurada por sitio.

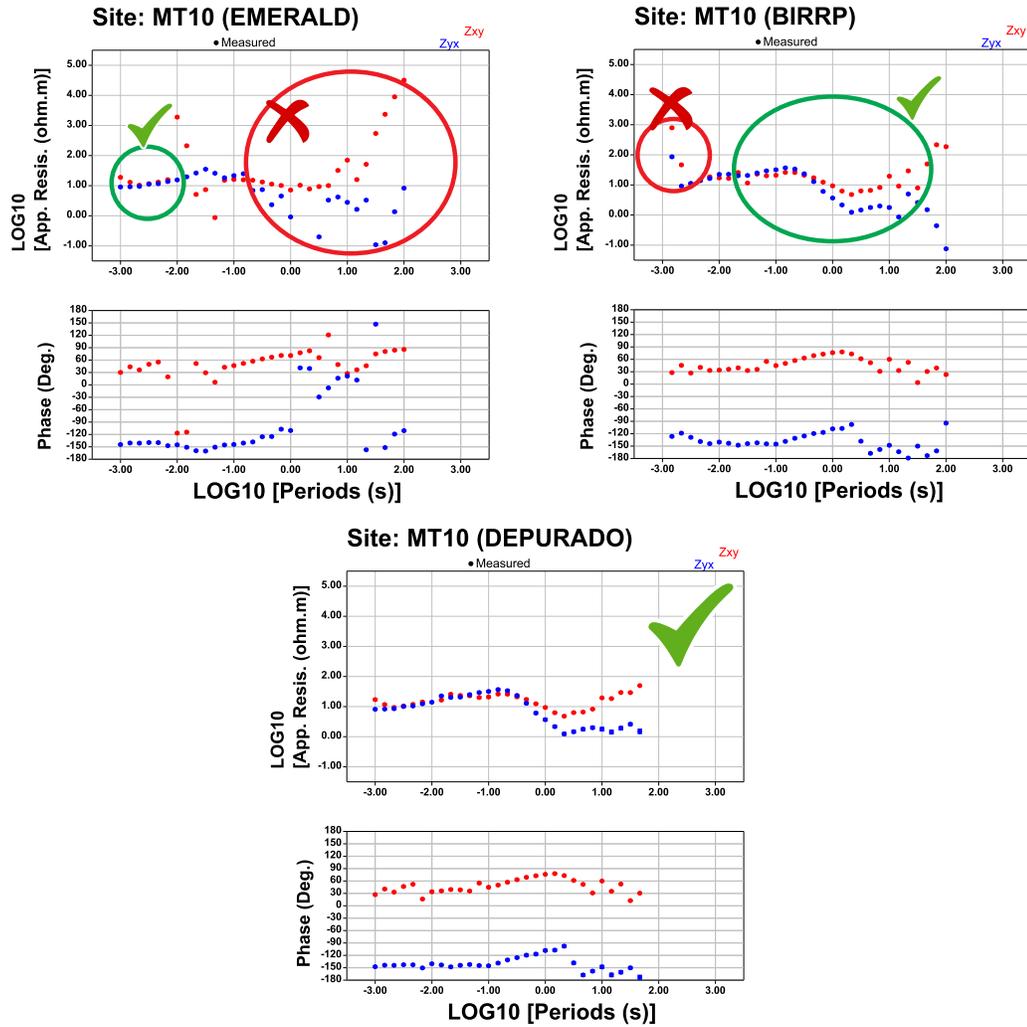


Figura 14. Ejemplo de la selección de respuestas consistentes para el sitio MT10.

En la Tabla 2 se muestra la selección de la mejor respuesta, ya sea con EMERALD, BIRRP o una combinada con ambos procesamientos. Los sondeos MT25 y MT26 no se incluyen en el modelado inverso 3D debido a su lejanía con el resto de los sondeos. Esta exclusión busca mantener la coherencia espacial del modelo y evitar posibles distorsiones en la inversión causadas por la dispersión de los datos. En el modelado inverso 3D se busca una red de sondeos más homogénea, permitiendo una mejor resolución y confiabilidad.

Tabla 2. Selección de respuestas calculadas con EMERALD, BIRRP y respuestas combinadas con ambos procesamientos.

EMERALD	BIRRP	EMERALD-BIRRP
MT01	MT02	MT04
MT11	MT03	MT06
MT12	MT05	MT08
MT13	MT07	MT09
MT14	MT15	MT10
MT17	MT18	MT16
MT20	MT19	MT21
MT24	MT22	
	MT23	

Capítulo 5. Inversión de datos 1D y 3D

En este capítulo se presentan y analizan los resultados obtenidos a partir del proceso de inversión de las respuestas magnetoteléuricas adquiridas en la zona de estudio. Como primera parte de este capítulo, se realiza un análisis de los tensores de fase y los vectores de inducción (descritos en el Capítulo 4). Este análisis es necesario para comprender la complejidad estructural del medio. Posteriormente se presentan algunos modelos inversos 1D resultantes, que permiten tener una primera aproximación de la variación vertical de resistividades. Después, se presenta el modelo inverso 3D obtenido, el cual fue considerado en mayor medida para identificar zonas geoelectricas de interés, así como para las interpretaciones geofísicas. Para la parte final de este capítulo, se presenta una evaluación del modelo inverso 3D mediante pruebas de factibilidad y análisis de sensibilidad mediante la técnica denominada *Squeeze test*.

5.1. Análisis de tensores de fase y vectores de inducción

5.1.1. Tensor de fase

Para analizar la dimensionalidad estructural del subsuelo en la SRS se utilizó el tensor de fase magnetoteléurico, el cual tiene la ventaja de no verse afectado por distorsiones galvánicas. En la Figura 15 se presentan una serie de mapas con la representación gráfica del tensor de fase para los distintos sitios y periodos. Utilizando la Figura 3b como apoyo para la interpretación, y considerando los tres casos típicos del tensor de fase: un círculo indica un comportamiento 1D, elipses con valores de β cercanos a cero se asocian a estructuras 2D, mientras que elipses con valores de β significativamente diferentes de cero indican estructuras 3D. Con base en estos criterios, se procede a realizar el análisis de la dimensionalidad.

Se calculó el tensor de fase para todos los periodos disponibles; sin embargo, en esta sección solo se presentarán aquellos periodos más representativos, que en términos generales, reflejan el comportamiento observado para el resto de los periodos, en el Anexo A se presenta el tensor de fase para el resto de los periodos.

Como primer acercamiento, y realizando un análisis visual preliminar de los distintos tensores de fase mostrados en la Figura 15, se puede observar una respuesta predominantemente asociada a una dimensionalidad 3D, ya que la mayoría de los tensores de fase se presentan mediante elipses con $\beta \neq 0$ (nótese que se incluye la geología estructural de la zona de estudio en cada mapa de la Figura 15).

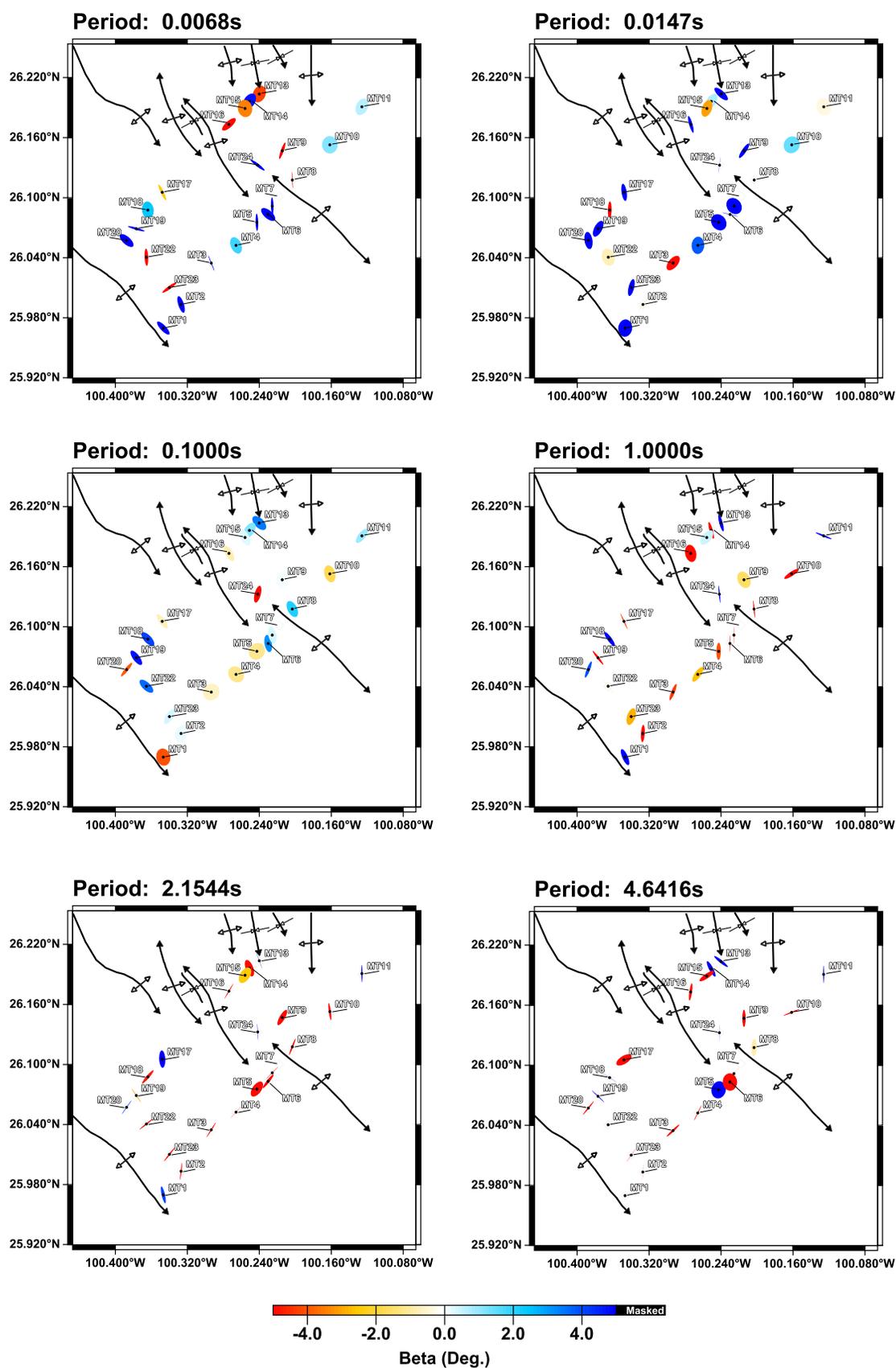


Figura 15. Representación gráfica del tensor de fase para distintos periodos en los diferentes sitios de medición. Se incluye además la geología estructural marcando la presencia de anticlinales y sinclinales.

Para los periodos más cortos (0.0068s y 0.0147s), que corresponden a la parte somera de la zona de estudio, los tensores de fase también son representados por elipses con $\beta \neq 0$. Una excepción ocurre en los sondeos MT10 y MT11, donde, para estos periodos, el tensor de fase se aproxima a una forma circular con valores de β cercanos a cero, esto indica una estructura más simple con comportamiento 1D. Una explicación a esta respuesta podría deberse a la presencia de un mayor espesor de sedimentos aluviales en esta zona, lo cual podría presentar una distribución predominantemente horizontal.

Para los periodos intermedios (0.1 s y 1 s), los tensores de fase también son representados por elipses con valores de $\beta \neq 0$, lo que indica predominantemente una estructura tridimensional. Sin embargo, al igual que en los periodos más cortos, se presentan algunas excepciones en los sondeos MT2, MT3, MT4 y MT5, donde el tensor de fase tiende a adoptar una forma circular con valores de β cercanos a cero, sugiriendo una estructura 1D. Cabe destacar que esta respuesta unidimensional se presenta principalmente en el periodo de 0.1 s y en los periodos subsiguientes, mientras que al alcanzar el periodo de 1 s estas excepciones desaparecen, observándose una transición hacia una respuesta 3D. Este cambio de respuesta podría interpretarse como un cambio de la complejidad estructural conforme aumenta la profundidad para esta región, revelando una mayor heterogeneidad a mayor profundidad.

Por último, para los periodo más largos (2.1544s, 4.6414 s y siguientes), los tensores de fase se representan mediante elipses con valores de $\beta \neq 0$, indicando la presencia de estructuras tridimensionales. Este comportamiento se observa de forma consistente en todos los sondeos. Además, se aprecia que las elipses presentan una marcada elongación, con un eje menor significativamente más corto, esto puede sugerir una fuerte anisotropía en la respuesta electromagnética. Esta anisotropía puede estar asociada a la presencia de contactos entre unidades geológicas con resistividades muy contrastantes (Heise et al., 2006).

5.1.2. Vectores de inducción

Como ya se mencionó en la Sección 2.3.3, esta herramienta permite detectar desviaciones laterales del campo magnético, lo cual ofrece un indicio sobre la presencia de estructuras conductoras sin la necesidad que estas se encuentren por debajo de la estación de medición. En este trabajo de tesis, los vectores de inducción se presentan de acuerdo con la convención de Wiese (1962), donde las flechas apuntan en dirección contraria a cuerpos conductores. Se calcularon los vectores de inducción para todos los periodos disponibles, en esta sección presentamos los periodos más representativos (Figura 16).

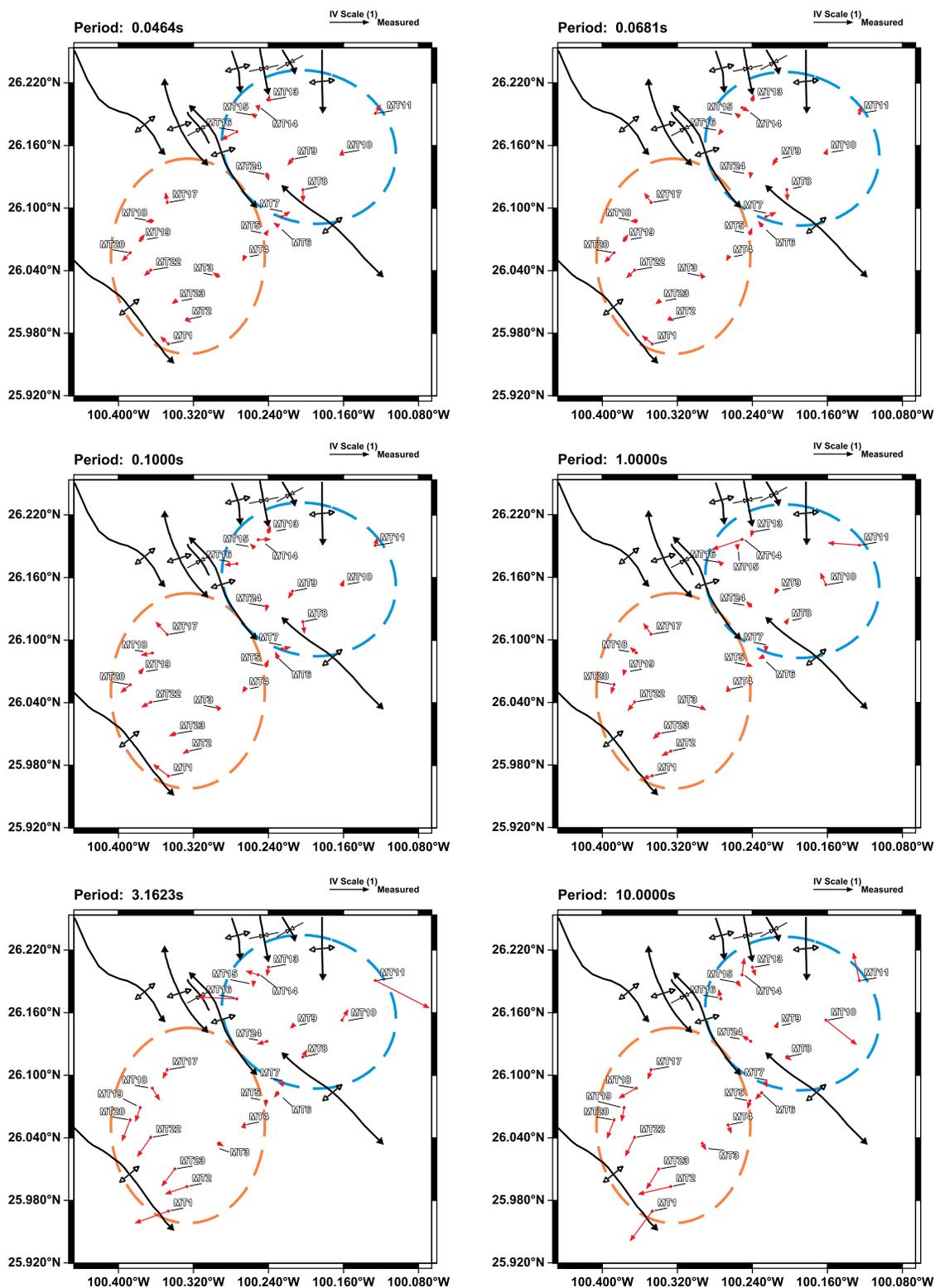


Figura 16. Distribución de los vectores de inducción para distintos periodos seleccionados. La longitud y dirección de las flechas representan la magnitud y orientación del vector de inducción en cada estación. Se incluye la geología estructural de la zona (anticlinales y sinclinales).

Como primer paso, se puede realizar un análisis general de los vectores de inducción para distintos periodos presentados en la Figura 16. Al comparar los vectores obtenidos para diferentes periodos, es posible identificar dos agrupaciones principales, cada grupo con comportamientos similares en cuanto a su dirección y su magnitud.

El primer grupo, señalado mediante un círculo naranja, está conformado por los sondeos ubicados en la parte suroeste del área de estudio. Este grupo se distingue por mostrar una dirección relativamente consistente en los distintos periodos analizados. La mayoría de los vectores en esta zona apuntan hacia afuera del círculo, siguiendo la convención de Wiese, indicando la presencia de una anomalía conductora en dicha región. Además, se observa un incremento en la magnitud de los vectores para periodos más largos (3.1623 s y 10 s), lo que sugiere que el efecto conductor proviene de estructuras más profundas, mientras que en los periodos más cortos (<1 s), la respuesta es de una menor magnitud.

El segundo grupo, señalado mediante el círculo azul, está conformado por los sondeos ubicados en la parte noreste del área de estudio. A diferencia del primer grupo, este presenta la característica de que los vectores de inducción no muestran una dirección dominante y, en general, presentan magnitudes menores. Este comportamiento puede deberse a una menor variación de la resistividad lateral del medio en esta región. Otra explicación es que algunos de estos sondeos podría encontrarse directamente sobre anomalías conductoras. En tales casos, se ve reducido un contraste lateral en la resistividad, dando lugar a vectores de baja intensidad y sin orientación clara, ya que no existe un gradiente de resistividad definido que determine una dirección preferida. Al igual que con el tensor de fase, los vectores de inducción para los periodos restantes se encuentran en el Anexo A (representados con flechas centradas en el tensor de fase).

5.2. Modelado inverso

5.2.1. Modelado inverso 1D

Para obtener los modelos inversos 1D se utilizaron las técnicas de inversión descritas en la Sección 2.5. En general, todo proceso de inversión requiere ser alimentado con un modelo inicial, y en el caso de la inversión unidimensional de datos magnetotélúricos, es necesario proporcionar las curvas de resistividad aparente y de fase para cada uno de los periodos. Si hablamos de la inversión tipo Occam, se aplicaron dos esquemas de regularización: R1 y R2, correspondientes a la primera y segunda derivada, respectivamente.

Además, se empleó un modelo inicial homogéneo compuesto por entre 40 y 50 capas, con una resistividad constante de 100 ohm-m.

En este trabajo se utilizaron los datos de resistividad aparente y fase correspondientes a la componente Z_{xy} . A estos datos se les asignó errores de 2.5 % para la resistividad aparente y de 10 % para la fase, de forma general. Además, los valores de resistividad aparente utilizados para la inversión 1D ya presentan la corrección por *static shift*. Esta corrección consiste en un ajuste vertical de la curva de resistividad aparente obtenida durante el procesamiento, el cual puede deberse a la presencia de cuerpos conductores cercanos a la superficie que afectan a la medición. La corrección se realizó a partir de modelos de resistividad eléctrica de la zona somera del subsuelo, contruidos con datos de sondeos eléctricos verticales (SEV) llevados a cabo en los mismos puntos donde se realizaron las mediciones MT. Es importante recordar que los modelos resultantes mediante la inversión tipo Occam no son utilizados directamente para las interpretaciones geofísicas en esta tesis, sino que sirvieron como punto de partida para generar un modelo inicial para la inversión tipo Marquardt, la cual sí presenta una mayor dependencia del modelo inicial, a diferencia de la inversión tipo Occam, que no es tan sensible a esta condición.

Por otro lado, la inversión tipo Marquardt requiere de un modelo con un menor número de parámetros, lo que implica trabajar con un menor número de capas. Para evaluar la calidad del modelo inverso obtenido con este método, se emplean dos enfoques: la descomposición en valores singulares de la matriz Jacobiana (descrita previamente), y el cálculo de modelos equivalentes.

Por su parte, los modelos equivalentes se utilizan para evaluar la estabilidad del modelo obtenido. Esta metodología consiste en perturbar aleatoriamente los parámetros del modelo inverso dentro de un rango porcentual definido. Si el desajuste resultante se mantiene dentro de un umbral aceptable, el modelo perturbado se guarda como equivalente. En el caso contrario, el modelo perturbado se toma como nuevo modelo inicial y se repite el proceso de inversión tipo Marquardt. De esta manera, se genera un conjunto de modelos equivalentes que permite estimar la calidad de los parámetros del modelo final. En términos generales, se busca que estos modelos equivalentes sean similares al modelo resultante obtenido mediante la inversión tipo Marquardt, lo que indicaría que la solución es estable y confiable.

Los modelos 1D fueron calculados utilizando el software EMUPLUS, el cual implementa los algoritmos de inversión previamente descritos. La Figura 17 muestra un ejemplo correspondiente al sondeo MT22. En dicha figura se visualizan los modelos inversos 1D en un gráfico donde el eje horizontal representa la resistividad (en ohm-m) y en el eje vertical la profundidad (en metros).

Este tipo de representaciones 1D se realizan comúnmente mediante un gráfico “escalonado”, en el que

cada escalón corresponde a una capa con su respectiva resistividad. En la Figura 17a se incluyen los modelos resultantes de la inversión tipo Occam con regularizaciones de primera y segunda derivada (líneas verde y negra, respectivamente), así como el modelo obtenido mediante la inversión tipo Marquardt (línea roja), acompañado por sus modelos equivalentes (líneas grises).

Los valores de importancia se muestran a los costados de cada capa: en color rojo se indican los correspondientes al parámetro de resistividad, y en color azul, los asociados al parámetro de profundidad. Analizando el modelo Marquardt, se puede identificar una configuración de cuatro capas, cada una con su respectivo espesor y valor de resistividad calculados. En este modelo se observa que la tercera capa presenta una disminución notable en la resistividad, lo que en geofísica se le denomina comúnmente como anomalía de baja resistividad (ver Figura 17a). Esta anomalía, en el contexto de este trabajo de tesis, puede considerarse como una zona geoelectrica de interés.

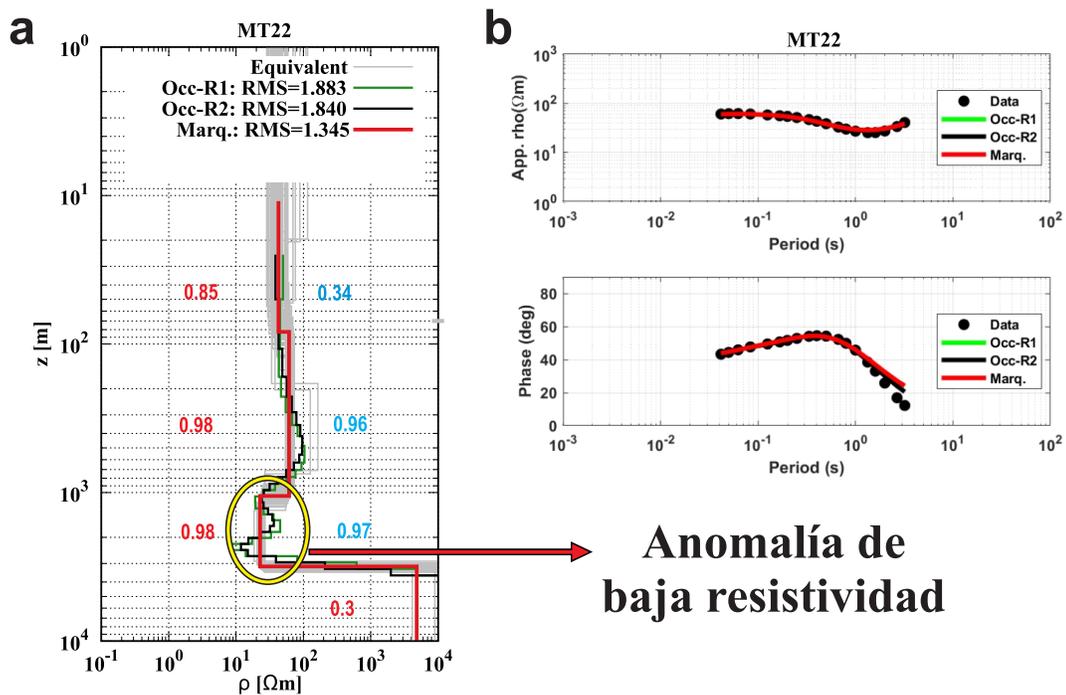


Figura 17. Resultados de inversión 1D para el sondeo MT22. a) Modelos obtenidos mediante inversión tipo Occam utilizando regularización de primera derivada (R1, línea verde) y segunda derivada (R2, línea negra), así como el modelo resultante de la inversión tipo Marquardt (línea roja) y sus modelos equivalentes (líneas grises). Los valores de importancia para los parámetros de resistividad y espesor se muestran en rojo y azul, respectivamente. b) Comparación entre los datos observados (puntos negros) y los datos calculados (líneas) para resistividad aparente y fase, mostrando el buen ajuste alcanzado por el modelo.

Por otra parte, la Figura 17b presenta el ajuste entre los datos calculados y los datos observados, tanto para la resistividad aparente como para la fase. En este ejemplo, se observa que los datos calculados mediante el proceso de inversión presentan un buen ajuste con respecto a los datos observados (curvas

de resistividad y de fase), lo cual indicaría que el modelo obtenido reproduce de buena forma la respuesta del subsuelo. Este ajuste se puede cuantificar mediante el valor del RMS (Root Mean Square), este es una medida que se utiliza para cuantificar la diferencia promedio entre los datos observados (los que se obtienen en campo) y los datos calculados (los que produce el modelo durante la inversión). En otras palabras el RMS mide que tan bien se ajusta el modelo generado a los datos reales, este se calcula utilizando la siguiente fórmula:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - \hat{d}_i}{\sigma_i} \right)^2}, \quad (84)$$

donde N es el número total de datos, d_i representa los datos observados, \hat{d}_i los datos calculados por el modelo, y σ_i la incertidumbre o error asociado a cada dato de d_i . Para evaluar si un valor de RMS es adecuado, se pueden considerar los siguientes tres casos:

1. Valores de $RMS \approx 1$ indican que el modelo ajusta los datos dentro del rango de error esperado; este sería el caso que estaríamos buscando.
2. Valores de $RMS \ll 1$ puede sugerir un sobreajuste, esto quiere decir que el modelo ha sido forzado a seguir los datos.
3. Valores de $RMS \gg 1$ indican que el modelo no logró ajustar de forma adecuada a los datos.

Una vez descritos los aspectos más relevantes relacionados con los modelos 1D, a continuación se presentan algunos modelos inversos 1D correspondientes al resto de los sondeos. Con el objetivo de facilitar la comprensión de la distribución de resistividades en el área de estudio, estos modelos se organizaron en dos grupos, según las similitudes observadas en la variación de la resistividad con la profundidad. Esta agrupación se puede tomar como punto de partida para una primera aproximación de la distribución geoelectrica del subsuelo en la zona de estudio.

En la Figura 18a se presentan los sondeos MT10, MT11 y MT13. Estos sondeos son representativos de los ubicados en la parte noreste del área de estudio (MT10, MT11, MT13, MT14, MT15 y MT16), y se caracterizan por presentar modelos de tres capas con similitudes tanto en los espesores como en los valores de resistividad de cada una. Una característica relevante que comparten estos modelos es la presencia de una última capa asociada a una anomalía de baja resistividad ($\rho \approx 1 \text{ ohm} \cdot \text{m}$), ubicada

aproximadamente a 1,000 metros de profundidad, aunque en el caso del sondeo MT13 aparece a una mayor profundidad (en el Anexo B se presentan los modelos inversos 1D resultante para cada sitio).

Estos valores de baja resistividad pueden considerarse como anomalías conductoras, y puede interpretarse como una capa de lutitas, la cual tiene la característica de presentar valores bajos de resistividad (ver Anexo D). Por otro lado, también se obtuvieron modelos 1D con respuestas diferentes a las del primer grupo. Este segundo grupo (ver Figura 18b) se caracteriza por estar conformado por modelos con más de tres capas y por mostrar un incremento gradual de la resistividad con la profundidad, especialmente en los sondeos MT02 y MT17, donde se alcanza valores superiores a $1,000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$. Un caso particular es el sondeo MT01, MT19, MT22 y MT23 en los cuales se identifica una anomalía conductora con valores de resistividad entre 15 y $25 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ y espesores mayores a 800 metros. Esta capa conductora podría considerarse como zonas geoelectricas de interés y es la que se asocia a la presencia del acuífero profundo constituido en rocas calizas. Si observamos el rango de valores de resistividad de las calizas podemos darnos cuenta que suelen ser altos, mayores a $1,000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ para calizas secas (ver Anexo D), en el caso de las calizas saturadas con agua estos valores se ven reducidos, ya que el agua contenida en poros o fracturas de los materiales geológicos reduce significativamente la resistividad. Por debajo de esta capa conductora encontramos una unidad más resistiva.

5.2.2. Modelado inverso 3D

Para llevar a cabo el modelado inverso 3D se utilizó el programa ModEM (Kelbert et al., 2014). La metodología para realizar la inversión de los datos magnetotelúricos en tres dimensiones comienza con definir el dominio tridimensional del modelo. Como primera parte, es necesario establecer las dimensiones del semiespacio a modelar. ModEM utiliza el método de diferencias finitas para modelar las respuestas electromagnéticas del subsuelo, esta técnica de diferencias finitas que implica dividir el volumen del subsuelo en pequeñas celdas o bloques con dimensiones definidas, cada celda o bloque representa una propiedad del subsuelo homogénea, en este caso es la resistividad eléctrica.

Sin embargo, esta discretización no se realiza de manera uniforme en todo el dominio. En su lugar, debe diseñarse estratégicamente para satisfacer los objetivos del estudio, satisfacer la distribución de los sondeos en superficie y optimizar el desempeño computacional, de tal forma que se llegue a un equilibrio entre el nivel de detalle necesario y eficiencia en el cálculo numérico.

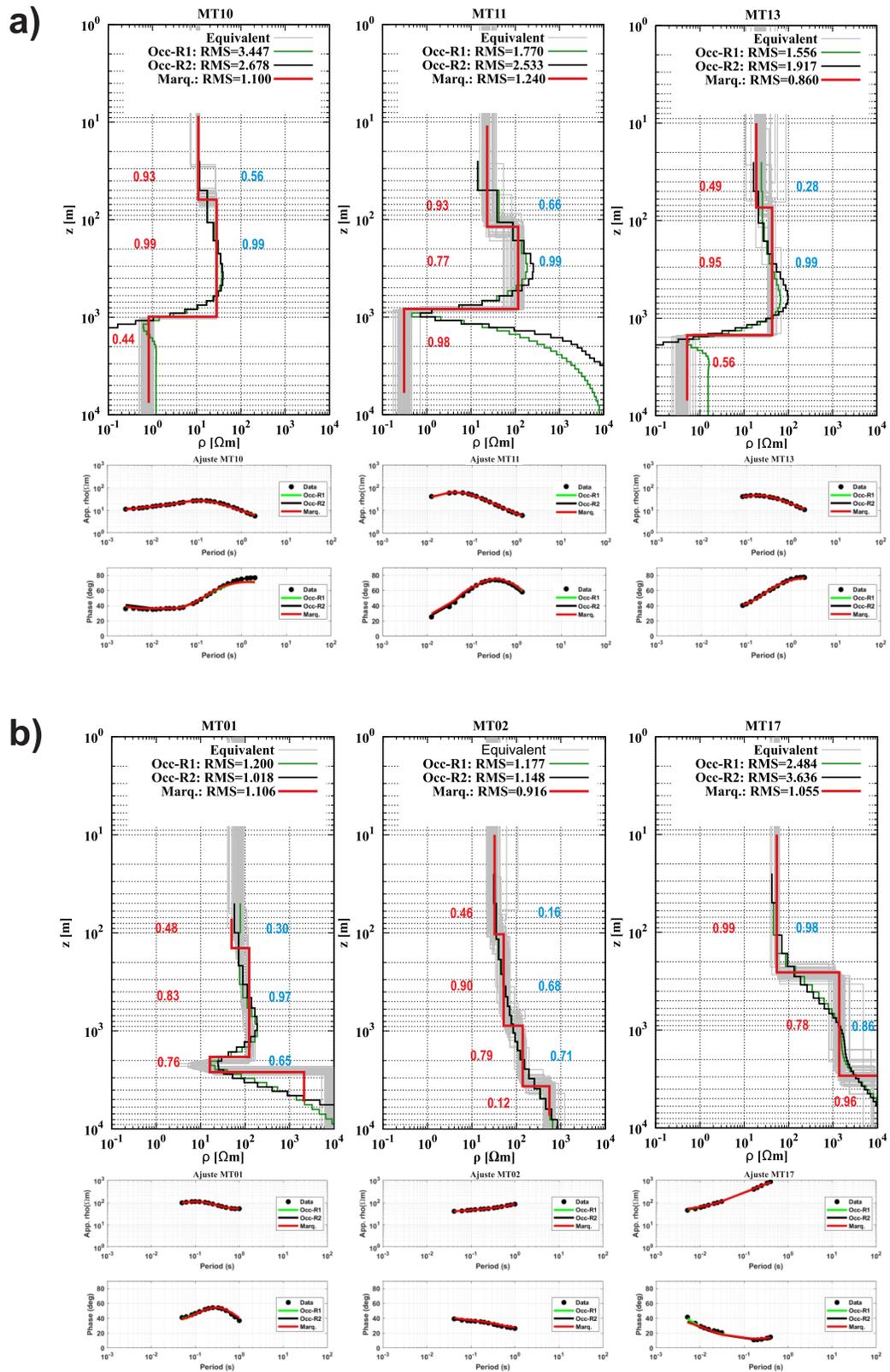


Figura 18. Modelos inversos 1D resultantes. a) Modelos inversos de los sondes MT10, MT11 y MT13, en estos modelos se puede observar una anomalía de baja resistividad en la última capa. b) Modelos inversos de los sondes MT01, MT02 y MT17, a diferencia del primer grupo, en este se tiene una anomalía resistiva (o de alta resistividad) en su última capa.

Para este trabajo de tesis, el dominio tridimensional del modelo está compuesto por $61 \times 61 \times 51$ celdas en las direcciones **X**, **Y** y **Z**, respectivamente (incluyendo capas para la topografía). La parte central del modelo, donde se ubica los sondeos magnetotelúricos en campo, fue discretizada con celdas más finas de 900 metros en las direcciones X y Y, esto se hace con la finalidad de mejorar la resolución en la zona de interés. Esta porción central está compuesta por 31×31 celdas, mientras que hacia los bordes del dominio, el tamaño de las celdas incrementa en un factor de crecimiento de 1.3. Esto permite extender el modelo con la finalidad de satisfacer las condiciones de frontera.

Para la dirección **Z**, las primeras 11 celdas del modelo representan la topografía de la zona de estudio, cada una con un espesor de 20 metros. Es importante mencionar que al incluir la topografía al modelado inverso 3D, ya no es necesario aplicar las correcciones al posible efecto de *static shift*. A partir de estas 11 celdas, el espesor de las celdas aumenta progresivamente con la profundidad, iniciando con una capa de 10 metros, y cada capa subsiguiente incrementa su espesor en un factor de 1.2, lo que significa que la segunda capa tiene un espesor de 12 metros, la tercera de 14.4 metros, y así sucesivamente. En la Figura 19 podemos observar el modelo discretizado que fue utilizado para el proceso de inversión 3D, además de una vista en planta de la porción central con una discretización fina, cabe mencionar que las dimensiones totales del modelo son de $340 \times 340 \times 147$ kilómetros en las direcciones **X**, **Y** y **Z**, respectivamente.

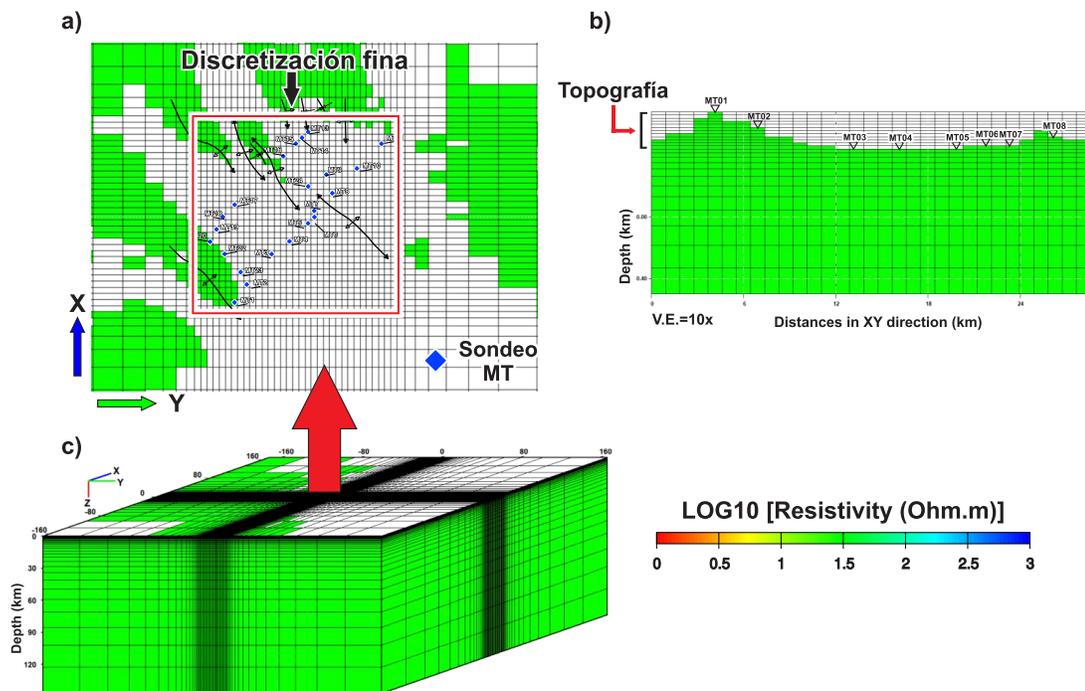


Figura 19. Discretización del dominio empleado para la inversión 3D. a) Vista en planta del modelo, mostrando el área de discretización más fina en la zona central y la ubicación de los sondeos magnetotelúricos. b) Vista en perfil del modelo, en esta se puede identificar las capas superiores que representan la topografía. c) Vista general del modelo tridimensional completo. En cada figura se muestran las celdas que conforman la malla del modelo.

El algoritmo de inversión 3D del programa ModEM requiere como entrada diversa información, entre la que se incluyen las características de los modelos previamente descritas, las respuestas observadas del tensor de impedancias y de las funciones de transferencia magnética (tipper), así como una matriz de covarianza, la cual define el grado de suavizado aplicado a los modelos durante el proceso de inversión.

La obtención del modelo inverso 3D se realiza de manera iterativa, lo que significa que se llega a la solución de forma progresiva, acercándose paso a paso al modelo cuyas respuestas mejor ajuste a los datos. Una estrategia común para este proceso consiste en modificar gradualmente el esquema de inversión, por lo general se comienza con un modelo homogéneo e incluyendo únicamente las componentes antidiagonales del tensor de impedancia. El modelo resultante de este primer paso se utiliza posteriormente como modelo inicial para un nuevo esquema de inversión, en el que se ajusta la matriz de covarianza y, si es factible, se incorpora el tensor de impedancia completo. Esta metodología de introducir de forma gradual la información es necesaria ya que permite un proceso de inversión más estable y facilita la convergencia del algoritmo.

Para comprender mejor cómo se modificó el esquema de inversión a lo largo del proceso y así obtener el modelo inverso 3D, en la Figura 20a se presenta un diagrama que describe este proceso. En el Esquema 1, se comienza con un modelo inicial de resistividad homogénea, incluyendo la topografía. En esta etapa, se dan valores de covarianza de 0.5 y, posteriormente una de 0.3 en una segunda corrida. Además, se utilizan únicamente las componentes antidiagonales del tensor de impedancias. Al aplicar este esquema se obtiene un primer modelo inverso. Para el Esquema 2 se toma como modelo inicial el resultado obtenido en el esquema anterior y a diferencia del primero, ahora se incluyen las cuatro componentes del tensor de impedancias. Este nuevo conjunto se somete nuevamente al proceso de inversión, lo que da lugar a un segundo modelo inverso. Finalmente, para el Esquema 3, se continúa con el modelo obtenido en el segundo esquema pero ahora se incluyen tanto el tensor de impedancias completo como las componentes del tipper. Nuevamente se aplican dos matrices de covarianza, con valores de 0.5 y 0.3. El modelo resultante del último esquema de inversión fue el utilizado para determinar las zonas geoeléctricas de interés, así como las interpretaciones.

Además, en la Figura 20b se presenta una escala que va de 0 a 1, la cual representa los posibles valores de covarianza que se pueden utilizar durante el proceso de inversión. En general, cuando se emplean valores de covarianza cercanos a 1 se obtienen modelos más suaves, esto quiere decir que se obtienen variaciones más graduales de los valores de resistividad entre celdas. Por otro lado, valores cercanos a 0 resultan en un mayor ajuste entre los datos calculados y los datos observados, resultando en un modelo con cambios menos graduales en los valores de resistividad entre celdas.

Una vez descritos los aspectos clave del modelo inverso 3D, se procedió a llevar a cabo el proceso de inversión. Una práctica común y recomendable al iniciar este proceso consiste en realizar pruebas con distintos modelos homogéneos. En nuestro caso se evaluaron modelos iniciales con valores de resistividad de 10, 30 y 100 $ohm \cdot m$. El objetivo de esta prueba es identificar cual de los modelos iniciales resulta en un mejor ajuste inicial tras aplicar el primer esquema de inversión.

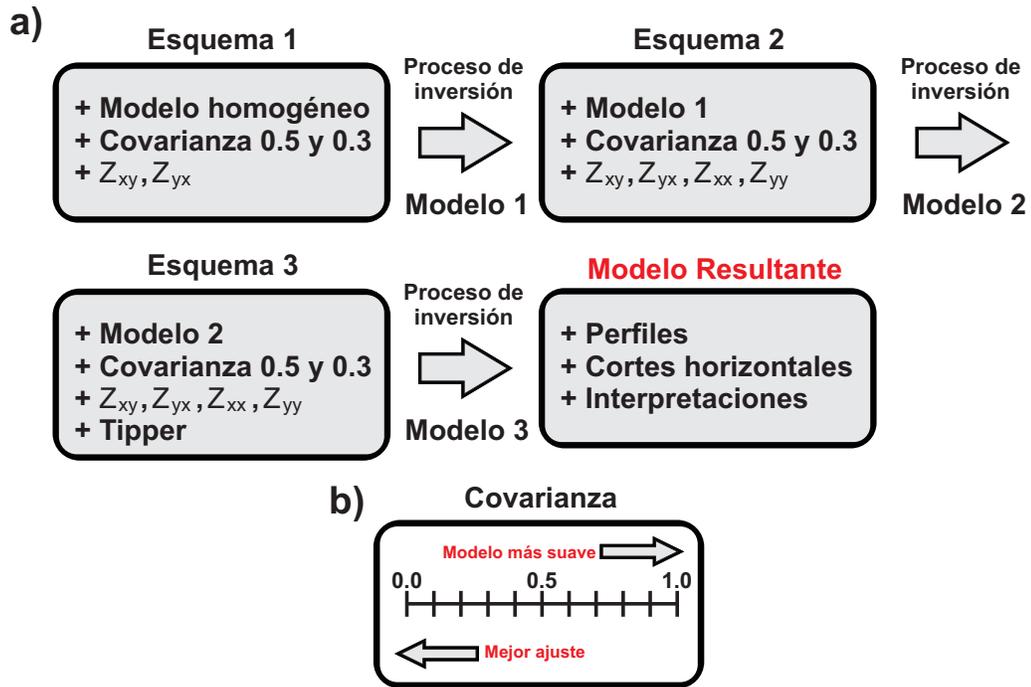


Figura 20. a) Principales modificaciones en los esquemas de inversión utilizados; al final del proceso se obtiene el modelo inverso resultante. b) Escala de covarianza; valores cercanos a 0 permiten un mejor ajuste del modelo a los datos, mientras que valores cercanos a 1.0 generan modelos más suaves.

Con este primer resultado, se seleccionó como modelo inicial el de 30 $ohm \cdot m$, ya que presentó el mejor ajuste, específicamente se obtuvo un valor de RMS de 15.27 en la primera iteración, que disminuyó a 7.27 en la última iteración de este primer esquema. Con este primer resultado se continúa con la aplicación de los esquemas de inversión sucesivos, tal como se muestra en la Figura 19.

Para esta inversión 3D se utilizaron las respuestas magnetotelúricas de 22 estaciones MT; además, a los datos se les asignó una incertidumbre del 5% de su valor absoluto para las componentes antidiagonales del tensor de impedancia y del 10% para las componentes diagonales. En el caso de las componentes del tipper se consideró una incertidumbre del 5%.

A continuación, se presentan los resultados del modelo inverso 3D, obtenidos tras 115 iteraciones. El proceso alcanzó un RMS de 3.09 para el ajuste del tensor de impedancia, un RMS de 2.59 para las

componentes del tipper, y un valor promedio de 2.86 entre ambos, lo cual se considera un ajuste aceptable. En la Figura 21 se muestra una comparación entre los datos calculados (línea continua) y los datos observados (puntos) para los sitios MT15 y MT20. En esta Figura puede apreciarse que los datos modelados son consistentes con las observaciones, mostrando buen ajuste. En términos generales, el resto de los sitios presenta un comportamiento similar, cuyos resultados completos pueden consultarse en el Anexo C.

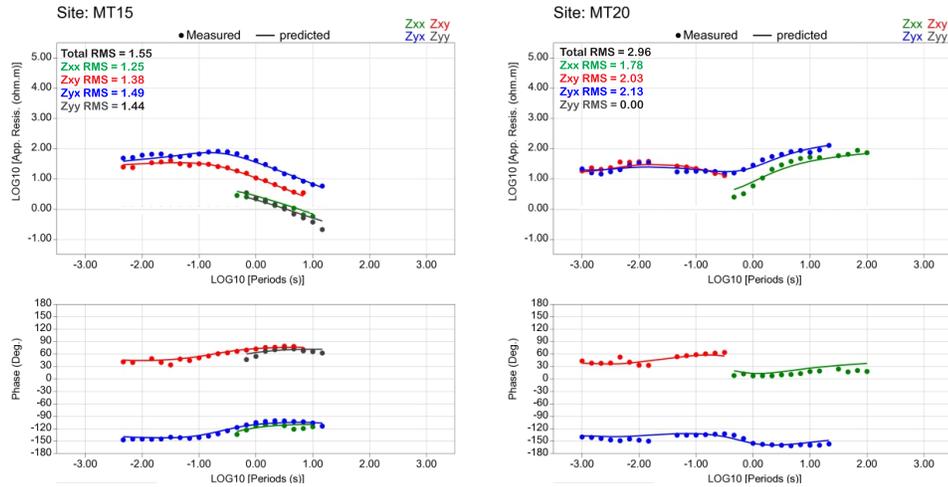


Figura 21. Ajuste entre los datos observados (puntos) y los datos calculados (líneas continuas) para los sitios MT15 y MT20. Se muestran las curvas de resistividad aparente y fase para las componentes del tensor de impedancia.

Para visualizar los resultados del modelo inverso se utilizan perfiles 2D extraídos del modelo 3D, así como cortes horizontales a distintas profundidades. Como primera parte se presentarán los cortes horizontales mostrados en la Figura 22, los cuales abarcan desde los -0.130 kilómetros hasta los 3.274 kilómetros de profundidad (las profundidades con signo negativo indican ubicaciones por encima del nivel del mar; como referencia, el sondeo con la menor altitud es el MT04, posicionado a -0.440 kilómetros o a 440 metros sobre el nivel del mar, y el de mayor altitud es el MT01, ubicado a -0.680 kilómetros, o a 680 metros sobre el nivel del mar).

La visualización mediante cortes horizontales permite una primera aproximación a la distribución espacial de las resistividades del subsuelo, en estas imágenes es posible identificar anomalías de alta resistividad (representadas con tonos azules) y anomalías de baja resistividad (en tonalidades que van del amarillo al rojo). Al observar la Figura 22, las zonas marcadas con rectángulos muestran agrupaciones de anomalías de baja resistividad (cercanas a $1 \text{ ohm}\cdot\text{m}$), destacando especialmente aquellas ubicadas en la zona noreste del área de estudio debido a su extensión. Esta anomalía en la zona noreste comienza a manifestarse a partir de los 0.059 kilómetros de profundidad, ganando relevancia espacial en los niveles más profundos.

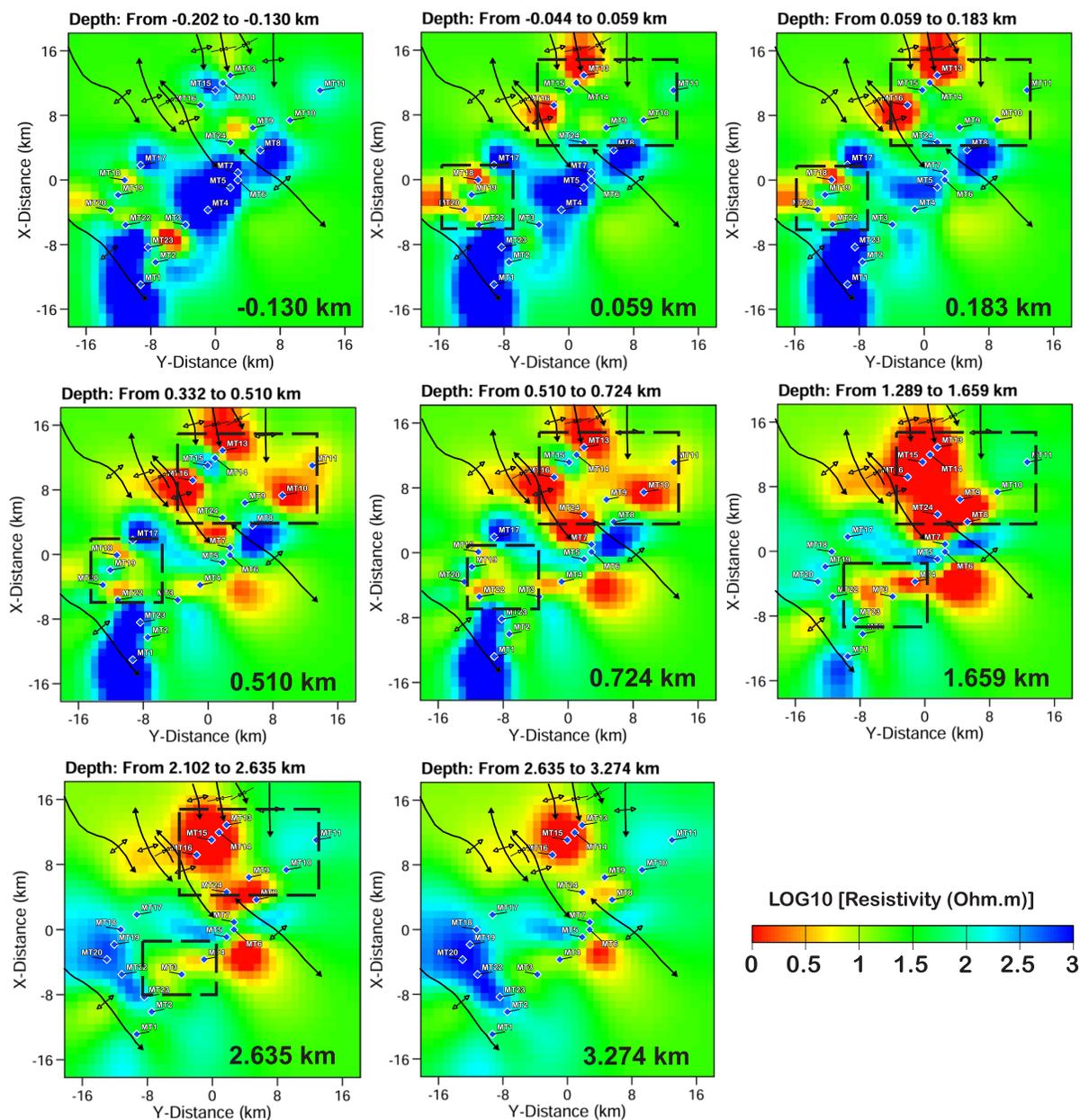


Figura 22. Cortes horizontales del modelo inverso 3D a distintas profundidades, desde -0.130 kilómetros hasta 3.274 kilómetros. Las tonalidades azules representan zonas de alta resistividad, mientras que las tonalidades cálidas (amarillo rojo) indican anomalías conductoras. Se destacan las principales zonas de baja resistividad en la región noreste y suroeste del área de estudio, delimitadas por rectángulos.

Por lado, en la zona suroeste también se identifican anomalías de baja resistividad, aunque en comparación con las del noreste, estas presentan una menor extensión y muestran una menor continuidad o uniformidad a diferencia de la parte noreste. Un ejemplo de estas anomalías se observa a partir de los 0.059 kilómetros de profundidad, en la región comprendida entre los sondeos MT18, MT20 y MT22, donde las bajas resistividades se mantienen relativamente constantes al menos hasta los 0.724 kilómetros.

Otro caso se presenta a partir de los 0.724 kilómetros de profundidad, entre los sondeos MT03, MT04 y MT23, donde también se presenta una zona conductora.

Por otra parte, también se identifican zonas de alta resistividad, representadas con tonalidades azules (valores cercanos a los $1,000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$). Estas anomalías resistivas se localizan principalmente en la parte central y en la zona suroeste-oeste del área de estudio, y se presentan tanto en profundidades someras como en niveles más profundos, Un ejemplo notable es el cuerpo resistivo que aparece a los 2.635 kilómetros de profundidad, el cual presenta una forma alargada con orientación noroeste-sureste (NW-SE), paralela al anticlinal de Minas Viejas.

Además de los cortes horizontales, a continuación se presentan tres perfiles verticales extraídos del modelo 3D (Figuras 23, 24 y 25). Estos perfiles fueron definidos siguiendo la alineación de varios sondeos en superficie, ya que serían las zonas donde se tiene una mayor sensibilidad. Cada perfil presenta una longitud y orientación particular, y a continuación se describen sus características más relevantes.

- **Perfil 1:**

El perfil 1 (A-A') tiene una longitud de aproximadamente 29 kilómetros, con una orientación NE-SW, y se alcanza una profundidad de 4 kilómetros. Este perfil atraviesa los sondeos MT13 a MT20 (ver Figura 23). En él se observan tres anomalías conductoras, señaladas con las etiquetas "C", y dos anomalías resistivas, marcadas como "R".

En cuanto a las anomalías conductoras C1, C2 y C3, se aprecia que comienzan aproximadamente a los 0 kilómetros de profundidad. Las anomalías C1 y C2 presentan dimensiones menores en comparación con C3, la cual se encuentra en la parte noreste del perfil.

Una característica importante a mencionar de C3 es su espesor, que alcanza un máximo de aproximadamente 3.5 kilómetros. Este valor podría ser exagerado y corresponder más a un artefacto del proceso de interpolación o a un problema de equivalencia durante la inversión que a una estructura geológica de ese espesor. Es importante considerar que, debido a la naturaleza del método magnetoteléurico, no es común identificar cuerpos conductores con tanto espesor, ya que las ondas electromagnéticas tienden a permanecer confinadas dentro de estos cuerpos y no seguir propagándose en profundidad.

Además, si revisamos las curvas de resistividades de los sondeos MT13 a MT16, podemos notar que, para los periodos más largos (que corresponden a mayores profundidades) no se observa un incremento significativo en los valores de resistividad. Esto sugiere que es posible que el modelo no tenga sensibilidad suficiente para detectar un cambio en la resistividad en esas profundidades,

esto podría sustentar que el espesor de C3 podría no estar bien resuelto; sin embargo, hay algo con lo que debemos quedarnos, y es la evidente presencia de un cuerpo conductor en esta zona y su profundidad de inicio.

Por otro lado, las anomalías R1 y R2, con resistividades del orden de $1,000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$, se presentan a diferentes profundidades a lo largo del perfil. La anomalía R1 comienza aproximadamente a los 1.4 kilómetros de profundidad y se extiende desde el inicio del perfil (0 kilómetros) hasta los 9 kilómetros de longitud. En cambio, la anomalía R2 tiene una extensión menor, aparece a profundidades más someras y se ubica entre los 9 y 12 kilómetros a lo largo del perfil.

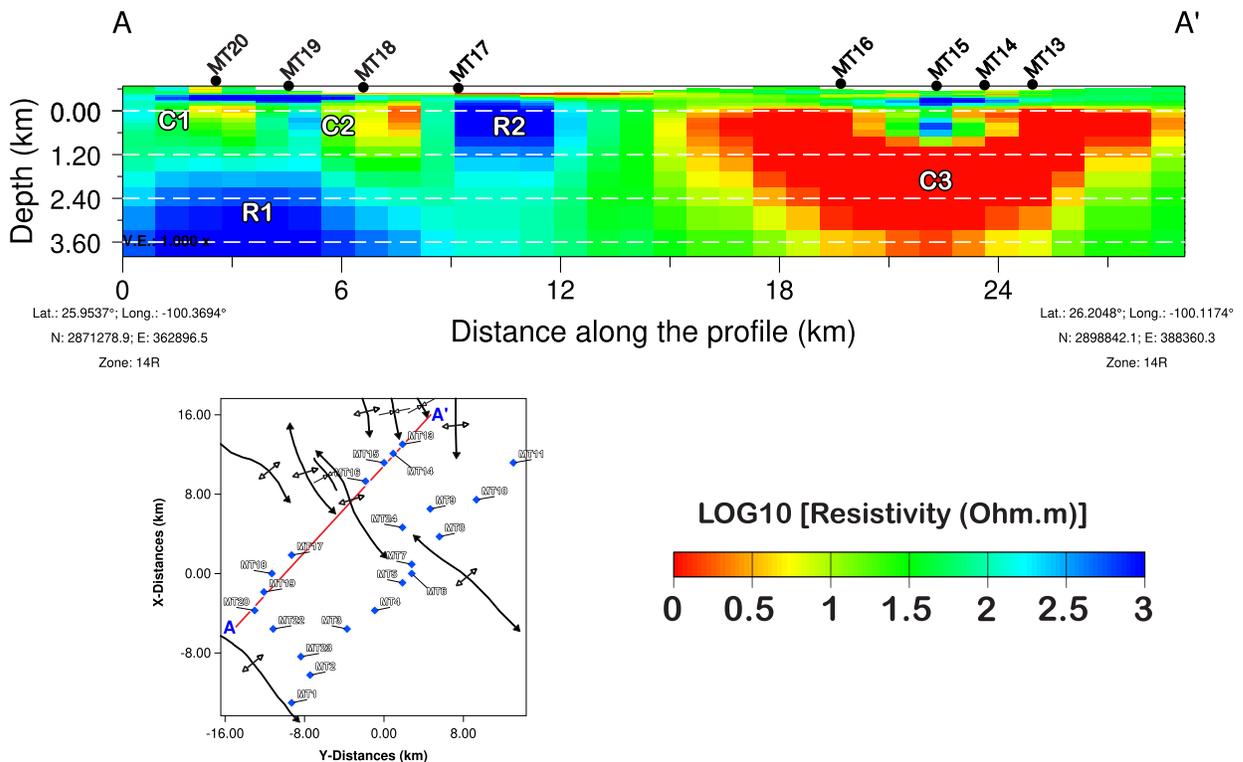


Figura 23. Perfil 1 (A–A'). Corte vertical con orientación NE–SW, que muestra la distribución de resistividades a lo largo de los sondes MT13 a MT20 hasta una profundidad de 4 km. Se identifican principalmente tres anomalías conductoras (C1, C2 y C3) y dos anomalías resistivas (R1 y R2).

■ Perfil 2:

El perfil 2 (B–B'), con orientación noreste-sureste (NE–SW), tiene una longitud de aproximadamente 44 kilómetros y una profundidad de 5 kilómetros. Este perfil abarca los sondes MT01 a MT11 y en este se identifican tanto anomalías conductoras como resistivas.

Las anomalías conductoras más notorias son C2 y C3, las cuales se localizan a profundidades de aproximadamente 0.4 kilómetros y presentan un espesor variable. En particular, C3 se caracteriza

por se una anomalía alargada que se extiende desde aproximadamente el kilómetro 26 del perfil hasta el final del mismo. Además, se puede notar que esta anomalía profundiza por debajo del sondeo MT08.

Por otro lado, la anomalía U1 y C1 también se considera conductora, aunque muestra valores de resistividad en torno a $25 \text{ ohm} \cdot \text{m}$, y se ubica entre los sondeos MT01 y MT03. Si observamos esta anomalía en una vista en planta (ver corte horizontal a 1.659 kilómetros de profundidad en la Figura 22) notamos que se extiende hacia el noroeste (NW) y termina conectándose con la anomalía C2.

En el caso de las anomalías resistivas, se identifican principalmente tres cuerpos: R1, R2 y R3. La anomalía R1 se encuentra justo por debajo del sondeo MT01 y se extiende de forma continua hasta por lo menos 1.4 kilómetros de profundidad. En esta misma zona aparece también la anomalía R2, aunque a profundidades mayores. Esta inicia en el extremo inicial del perfil (0 kilómetros) y se extiende aproximadamente hasta los 11 kilómetros de longitud. Al final del perfil se encuentra la anomalía resistiva R3, extendiéndose desde los 32 kilómetros hasta los 40 kilómetros.

Por su parte, la anomalía R4 se presenta entre los 20 y 33 kilómetros del perfil, con una forma alargada, observándose a profundidades someras bajo el sondeo MT08 y se hunde progresivamente hasta alcanzar mayores profundidades bajo los sondeos MT05 y MT06.

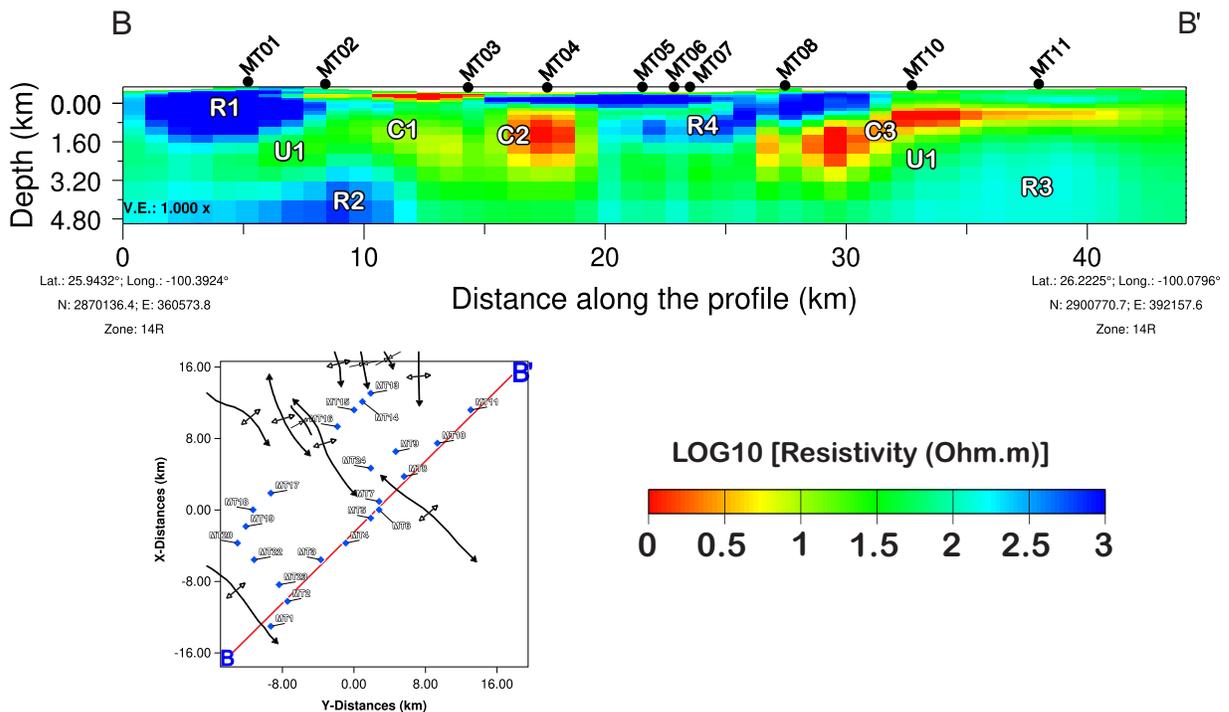


Figura 24. Perfil 2 (B-B'). Corte vertical con orientación NE-SW (aproximadamente 44 km.), correspondiente a los sondeos MT01 a MT11. Se observan anomalías conductoras (C1, C2 y C3) y resistivas (R1, R2 y R3).

■ Perfil 3

El perfil 3 (C-C'), con orientación noreste-suroeste (NE-SW), es el de menor longitud, con aproximadamente 22 kilómetros. Se ubica en la parte noreste del área de estudio, entre el anticlinal los Pastores y la Sierra de Picachos.

En este perfil se identifica una anomalía conductora (C1) con forma alargada que se extiende a lo largo de casi todo el perfil. Esta anomalía inicia aproximadamente a los 0.1 kilómetros de profundidad. A medida que avanza hacia el suroeste, por debajo de los sondeos MT09 y MT24, se torna más profunda, alcanzando los 0.350 kilómetros, y su espesor aumenta notablemente.

También se identifica la anomalía resistiva R1, ubicada entre los sondeos MT10 y MT11, por debajo de la anomalía C1. Esta presenta resistividades del orden de $160 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ y destaca por tener un valor menor en comparación con las otras anomalías resistivas del modelo, que alcanzan resistividades cercanas a los $1,000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$.

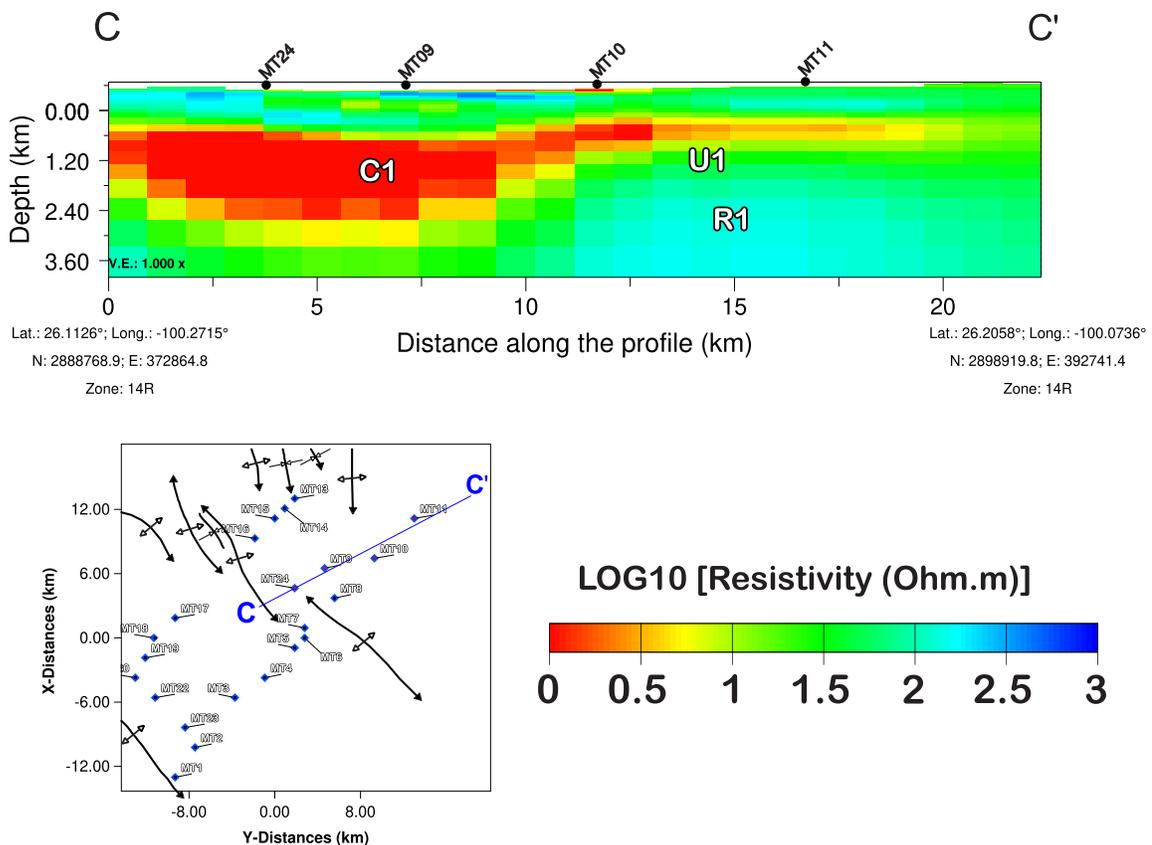


Figura 25. Perfil 3 (C-C'). Perfil con orientación NE-SW que abarca sondeos ubicados entre el anticlinal Los Pastores y la Sierra de Picachos. Se presenta una extensa anomalía conductora (C1), que inicia a poca profundidad y se hace más profunda hacia el suroeste. También se identifica una anomalía resistiva (R1) de menor contraste que las resistivas observadas en otros perfiles.

Cabe mencionar que, de acuerdo con los objetivos de este trabajo de tesis, las zonas geoelectricas de interés corresponden a aquellas donde se identifican anomalías de baja resistividad, como las descritas previamente en los cortes horizontales y en los perfiles 2D (tonalidades verdes con valores de resistividad entre 25 y 40 $\text{ohm} \cdot \text{m}$). Estas anomalías suelen encontrarse a profundidades entre 0.0 a 0.8 kilómetros, y se localizan principalmente en dos sectores, al noreste de la zona de estudio, donde destaca una anomalía conductora de mayor volumen y continuidad, y al suroeste, donde las anomalías conductores aparecen de forma más dispersa y con menor extensión.

5.3. Análisis de sensibilidad

5.3.1. Squeeze test

Otra forma de evaluar el modelo inverso 3D y determinar hasta que profundidad se conserva sensibilidad en los datos es mediante la prueba conocida como squeeze test (Allen & Tromp, 2005; Ruiz-Aguilar et al., 2020). La práctica del squeeze test consiste en modificar los parámetros del modelo inverso 3D de tal forma que, a partir de cierta profundidad, se sustituye el valor de resistividad de las celdas por un valor homogéneo inicial ($30 \Omega \cdot \text{m}$). Posteriormente, se lleva a cabo una nueva inversión, en la que se le indica al software que esas celdas modificadas permanecerán fijas. Esto quiere decir que el proceso de inversión se enfocará a actualizar los parámetros del modelo por encima de la zona fijada.

Una vez finalizado este nuevo proceso de inversión, se calcula el RMS para cada sitio MT. Al indicarle al programa que solo actualice los parámetros del modelo por encima de cierta profundidad, los datos de periodos sensibles a esas profundidades tendrán un buen ajuste. Haciendo esto se tienen valores de RMS altos, ya que las respuestas de los periodos más largos, que están asociados con estructuras profundas, no se actualizan.

Por último, se calcula la diferencia absoluta entre el RMS de cada sitio obtenido en esta inversión y el RMS del modelo inverso utilizado para las interpretaciones. Si se observa una diferencia significativa en el RMS para una determinada profundidad, esto sugiere que son necesarias estructuras más profundas para poder ajustar adecuadamente los datos observados. Este proceso se realizó para distintas profundidades del modelo inverso 3D. De esta forma, es posible identificar hasta que profundidad se tiene sensibilidad en cada uno de los sondeos. Cuando la diferencia absoluta de RMS es igual o cercana a cero, esto indica que ese sitio no requiere estructuras más profundas para satisfacer los datos y no se tendría sensibilidad

a más profundidad.

En la Figura 26 se muestran los resultados de la prueba de squeeze test. En esta figura se presentan cuatro mapas con la ubicación de los sondeos MT (círculos); el color de cada círculo indica el rango de valores de la diferencia absoluta del RMS para cada sitio; además, debajo de cada mapa se incluye un perfil del modelo modificado con resistividades fijas.

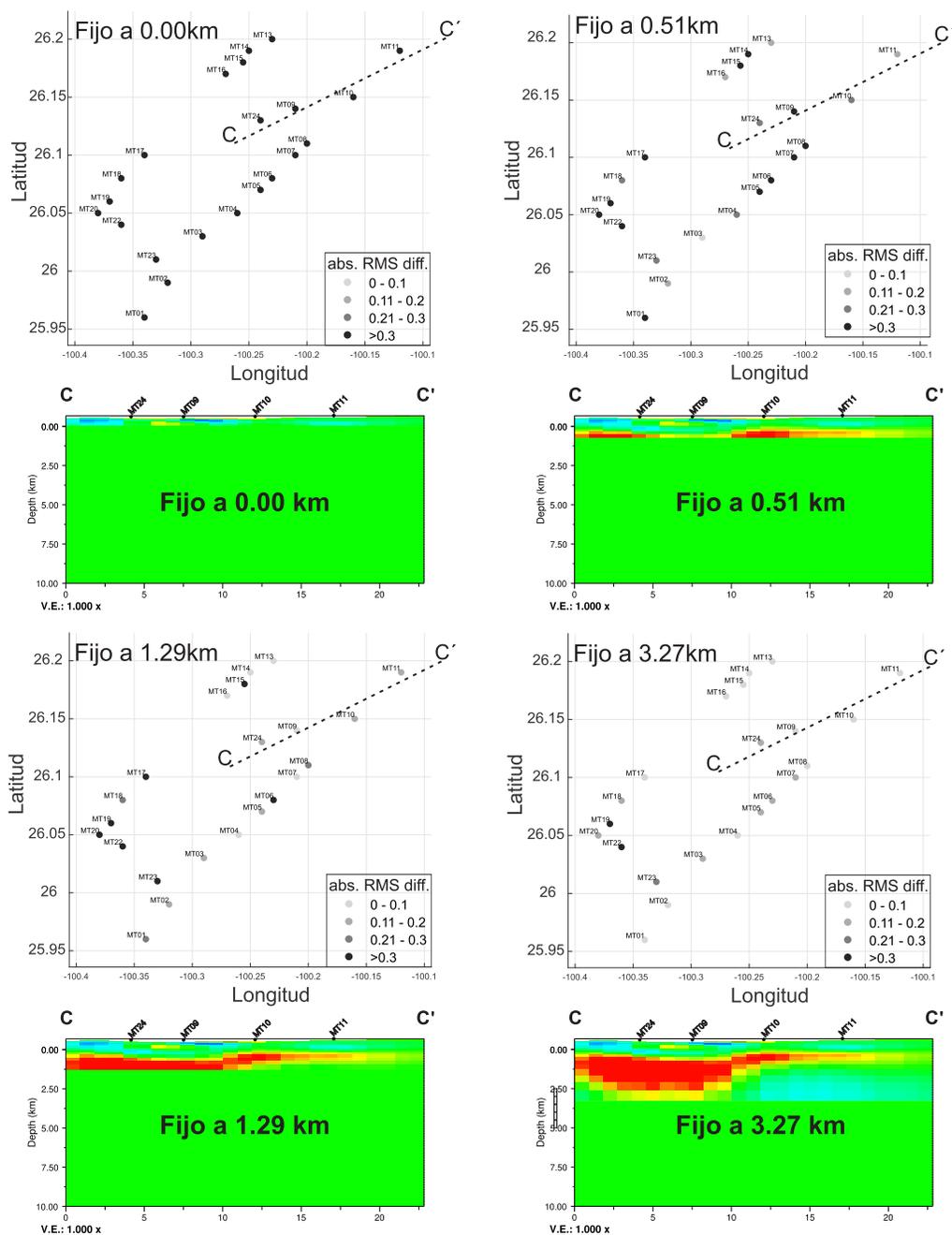


Figura 26. Resultados de la prueba de squeeze test para evaluar la sensibilidad del modelo 3D a distintas profundidades. En los mapas se muestra la ubicación de los sondeos MT (círculos), donde el color representa el valor de la diferencia absoluta del RMS.

Como primer punto hay que observar los valores de la diferencia absoluta del RMS cuando las resistividades se fijan desde 0.00 kilómetros de profundidad. En este caso se identifica que la mayoría de los sitios presentan una diferencia absoluta mayor a 0.3, lo que indica que se requiere de estructuras más profundas para satisfacer los datos.

En el caso de profundidades entre 0.51 y 1.29 kilómetros, la diferencia absoluta del RMS comienza a disminuir, aunque aún se mantiene cierta sensibilidad en varios sondeos, por ejemplo los sondeos MT05, MT06, MT08, MT10, MT15, ente otros.

Para profundidades mayores, por ejemplo a 3.27 kilómetros, los valores de la diferencia absoluta disminuyen en la mayoría de los sondeos, excepto en el MT19 y MT22, donde aún se observan valores superiores a 0.3. Esto tiene sentido, ya que al revisar las curvas de resistividad aparente y de fase, se puede notar que estos sondeos presentan datos para periodos más largos, lo que sugiere que aun se tiene sensibilidad a estructuras más profundas.

En términos generales, podemos considerar que se tiene sensibilidad en nuestro modelo por lo menos hasta los 3.27 kilómetros de profundidad, a excepción de la región comprendida por los sondeos MT19 y MT20, donde es posible que exista sensibilidad a mayores profundidades.

Capítulo 6. Discusión e interpretaciones

En este capítulo se presentan las interpretaciones derivadas principalmente del modelo inverso 3D obtenido a partir de los datos magnetoteléuricos. El análisis realizado se enfoca especialmente en anomalías de baja resistividad descritas en el capítulo anterior, con el objetivo de relacionarlas con la geología de la zona de estudio, en especial la litología conocida así como las estructuras geológicas presentes. En este sentido, se retomarán los resultados más representativos de los perfiles mostrados, con énfasis en las zonas geoelectricas de interés previamente identificadas.

Como primer punto, es importante mencionar que en toda el área de estudio se identifican distintas anomalías de baja resistividad. Para facilitar el análisis y las interpretaciones resulta conveniente dividir el área de estudio en dos sectores, estos se encuentran delimitados por los principales anticlinales y la Sierra de Picachos. La primera de estas zonas, que denominaremos *zona suroeste*, está limitada al suroeste por el anticlinal de Minas Viejas, y al noreste por los anticlinales centrales Mamulique y Los Pastores. Por otro lado, la segunda zona, *zona noreste*, se delimita por los mismos anticlinales centrales en su porción suroeste, y por la Sierra de Picachos y otras estructuras plegadas ubicadas al norte y noreste del área de estudio. Para una mayor claridad puede consultarse el mapa de la Figura 27, así como la Figura 28, que muestra los perfiles de resistividad a modo de interpretación.

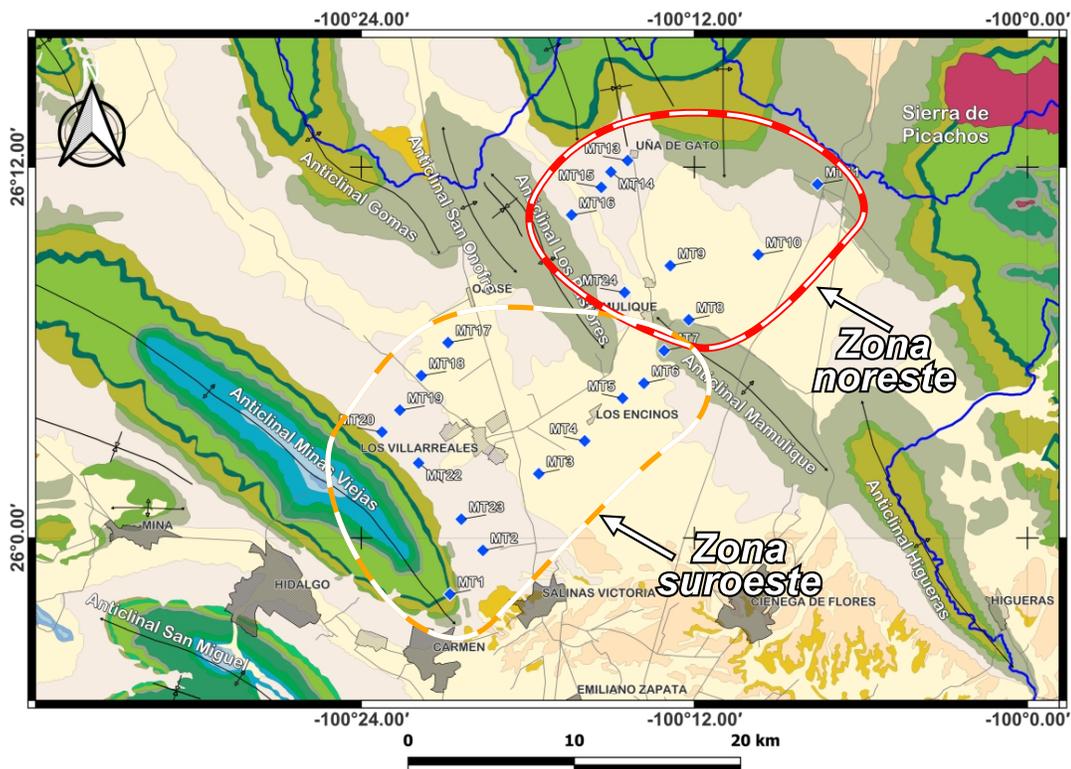


Figura 27. Ubicación de la zona suroeste y zona noreste en el área de estudio.

■ Zona suroeste

Habiendo dicho esto, comenzamos describiendo algunas características observadas en el modelo inverso 3D correspondientes a la *zona suroeste*. En términos generales, se identifican dos grupos de anomalías de baja resistividad según los valores de resistividad que presentan: el primer grupo, con valores inferiores a $5\Omega \cdot m$ (representados con tonalidades de naranja a rojo), y un segundo grupo, menos conductor, con resistividades que oscilan entre 25 y $35\Omega \cdot m$ (tonalidades verdes), las cuales se pueden asociar al acuífero profundo.

En primera instancia, al observar las anomalías conductoras con valores inferiores a $5\Omega \cdot m$ (tonalidades naranja-rojo), se nota que estas se distribuyen de forma dispersa dentro de la *zona suroeste*. Además, suelen encontrarse a profundidades variables, desde aproximadamente 500 metros a lo largo del perfil A-A' (anomalía "C2a"), hasta más de 1,000 metros, como se observa a lo largo del perfil B-B' (anomalía "C2b"). Por otro lado, las anomalías con valores entre 25-35 $\Omega \cdot m$ (tonalidades verdes) tienden a ser más consistentes, presentándose de forma continua (anomalías "U1a", "U1b" y "C1b") tanto en el perfil A-A' como en el perfil B-B'. Estas se ubican a profundidades mayores que las del primer grupo. Por ejemplo, la anomalía "U1a" se localiza a aproximadamente 1.0 kilómetro de profundidad bajo los sondeos MT20 y MT22; a unos 1.3 kilómetros bajo los sondeos MT19 y MT18; y alcanza los 1.5 kilómetros de profundidad bajo los sondeos MT02 (anomalía "C1b"). En este caso, fue posible estimar el espesor de esta unidad, que varía entre 1,200 y 1,300 metros bajo los sondeos MT02, MT19, MT20 y MT22, los cuales, según las pruebas de sensibilidad presentadas previamente resultaron ser los sondeos que mostraron mayor respuesta a estructuras profundas.

Las unidades conductoras "U1a", "U1b" y "C1b" se asocian a una misma estructura geológica, ya que presentan valores de resistividad similares (25-35 $\Omega \cdot m$) y se interpreta como una unidad de caliza saturada con agua, probablemente relacionada a la Formación Cupido y parte de la Aurora, con espesores estimados entre 1.1 y 1.2 kilómetros en el flanco NE del anticlinal de Minas Viejas. Por debajo de esta unidad, se observa un incremento gradual en los valores de resistividad, alcanzando rangos que van de 400 a $1,000\Omega \cdot m$ (anomalía "R1a" y "R2b"), representadas en tonalidades que van de azul claro a azul oscuro.

Estas anomalías resistivas se asocian a las unidades geológicas más antiguas, correspondientes a las expuestas en núcleos de los anticlinales, específicamente a la secuencia de rocas del Jurásico (Formaciones La Casita, Zuloaga y Minas Viejas). De estas, la Formación Minas Viejas es la más antigua y estaría compuesta principalmente por rocas evaporíticas, las cuales se caracterizan por presentar altos valores de resistividad, debido a la ausencia de agua en sus poros así como a la

escasa presencia de minerales conductores (en Anexo D se muestra un gráfico con el rango de valores de resistividad para minerales y rocas comunes presentado por Dentith & Mudge (2014)).

■ Zona noreste

En la *zona noreste* también es posible distinguir dos grupos de anomalías conductoras mencionados previamente (aquellas con valores $<5\Omega \cdot m$ y de 25 a $35\Omega \cdot m$). En el caso de las anomalías $<5\Omega \cdot m$ (tonalidades naranja-rojo) suelen presentarse como un único cuerpo conductor que se extiende desde la parte noroeste hacia el sureste de la zona, siguiendo una dirección paralela a los anticlinales Mamulique y Los Pastores, como se aprecia en los perfiles A-A', B-B' y C-C' señalado con las etiquetas "C3a", "C3b" y "C1c" (ver delimitaciones en la Figura 28 indicada con la barra horizontal que marca la *zona noreste*).

Debido a su baja resistividad eléctrica, esta unidad se interpreta como una capa de lutitas, caracterizada por contener minerales arcillosos que las hace conductoras eléctricas. Estas se encuentran a profundidades menores en la porción noroeste que en la porciones sureste; por ejemplo, debajo de los sondeos MT13, MT14, MT15 y MT16 esta unidad se localiza entre 500 y 600 metros, mientras que en su porción este-sureste, por debajo de los sondeos MT10 y MT11, esta unidad (anomalía "C3b") se encuentra a una profundidad mayor, entre 700 y 800 metros, aunque podría llegar a profundidades mayores para el centro de la *zona*, específicamente debajo del sondeo MT09, donde se encuentra a 1,200 metros por debajo de este (anomalía "C1c" en perfil C-C').

Este comportamiento de profundización podría explicarse por un buzamiento en las unidades geológicas. Una posible explicación, considerando la deformación dúctil observada en la zona de estudio, es la existencia de un sinclinal en la porción centro-oeste de la *zona noreste*, con orientación NW-SE, paralelo a los anticlinales de Los Pastores y Mamulique. Esta posible estructura sinclinal ha sido señalada tanto en el perfil B-B' como en el perfil 3 (C-C').

Asimismo, es posible que las unidades geológicas adquieran una disposición más horizontal hacia la porción este, entre los sondeos MT10 y MT11, como lo sugieren las anomalías en esa sección. En cuanto al espesor de esta unidad solo pudo estimarse por debajo de los sondeos MT10 y MT11, con valores aproximados de 600 y 500 metros, respectivamente. Se esperarían valores similares para el resto de la zona.

Por otro lado, las unidades conductoras "U2b" y "U1c" con valores de resistividad entre 25- $35\Omega \cdot m$ (perfil B-B' y C-C') serían las equivalentes a las anomalías "U1a", "U1b" y "C1b" descritas previamente, por tanto, se interpretan como una misma unidad geológica compuesta por

roca caliza saturada en agua. En este caso, de acuerdo con lo observado en los perfiles, esta unidad presenta un espesor menor, del orden de 900 metros.

Por debajo de dicha unidad se encuentra una anomalía más resistiva (etiqueta “R3b” y “R1c”) que comienza aproximadamente a la misma profundidad que la anomalía “R2b”. Sin embargo, en este caso, los valores de resistividad son menores, lo que podría reflejar una variación en las propiedades litológicas para esta zona.

En un informe técnico publicado por Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2024b), realizado al norte del área de estudio, mencionan que en esta región hay dos unidades hidrogeológicas:

- Formación hidrogeológica I: Está comprendida por depósitos aluviales, conformados por materiales granulares mal clasificados embebidos en una matriz de grano fino que disminuye su porosidad con la profundidad. El espesor de los aluviones es delgado y se encuentran en zonas centrales de los valles delimitados por anticlinales. La profundidad al nivel estático es más o menos constante, entre 10 y 15 metros, aunque hay zonas que puede llegar hasta los 40 metros. La descarga en el acuífero se efectúa principalmente por la extracción de pozos, generalmente de productividad baja. Esta unidad hidrogeológica actúa como un acuífero libre y somero.
- Formación hidrogeológica II: Constituida por las calizas de la Formación Aurora y Formación Cupido, mencionan que presentan una alta permeabilidad primaria y secundaria, presentando fracturas abiertas producidas por esfuerzos tensionales y de corte. También se menciona que existen puntos de descarga de esta unidad hidrogeológica; por ejemplo, hay varios manantiales que afloran a pie de la sierra de Gomas, además de un pozo profundo ubicado en la terminación periclinal sureste del anticlinal de Mamulique. Además, se hace mención que esta unidad actúa como un acuífero confinado de alto potencial, el resto de las unidades litológicas en la región, por la baja permeabilidad que presentan, no podrían constituir acuíferos aunque sí acuícludos.

Habiendo identificado las unidades hidrogeológicas de la región, y con base en las interpretaciones presentadas en este capítulo, así como en los espesores litológicos reportados por Bishop (1970), es posible asociar las zonas de baja resistividad, con valores entre $25\text{-}35\Omega \cdot m$ (etiquetas “U1a”, “U1b”, “C1b”, “U2b” y “U1c”), a las formaciones geológicas que alojan el acuífero profundo. Esta unidad, representada con tonalidades verdes, muestra espesores que varían entre 0.9 y 1.2 kilómetros, y se asocia principalmente a la Formación Cupido, la cual presenta espesores de aproximadamente 920 metros en la Sierra del Fraile, al sur del anticlinal San Miguel, y se caracteriza por estar constituida de calizas con

lechos gruesos a masivos (Figura 29). Cabe destacar que también podría considerarse la inclusión de la Formación Aurora, con un espesor aproximado de 247 metros. Ambas unidades pertenecen a la secuencia de rocas carbonatadas del Cretácico inferior, y se encuentran separadas por la Formación La Peña, la cual presenta espesores menores, de poco más de 30 metros en esta región, actuando como una unidad estratigráfica intermedia.

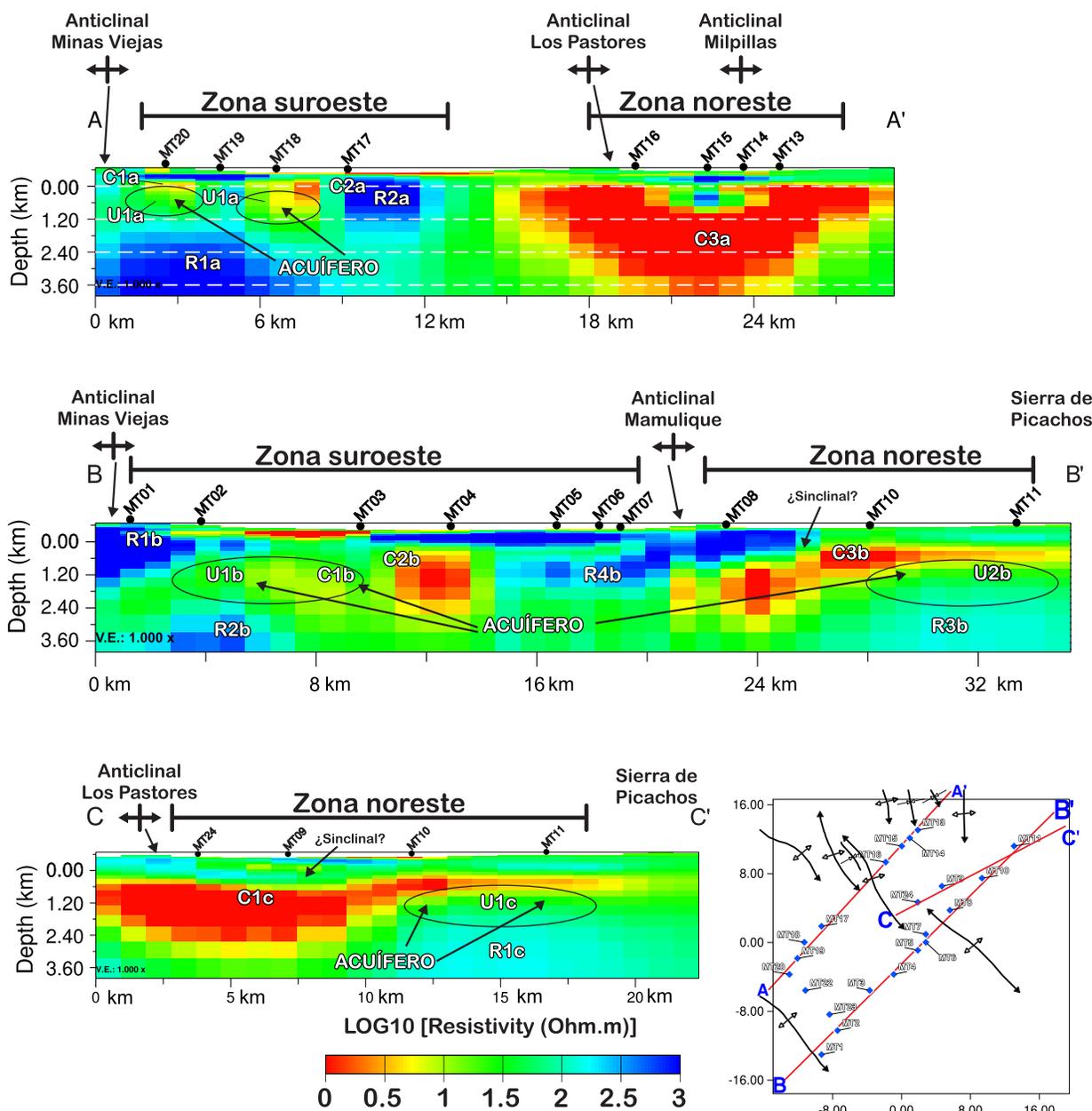


Figura 28. Perfiles extraídos del modelo inverso 3D, correspondientes a las líneas A–A' (perfil 1), B–B' (perfil 2) y C–C' (perfil 3). Se muestran las principales anomalías conductoras interpretadas como posibles zonas de la presencia del acuífero profundo. También se incluye la ubicación de los anticlinales presentes en el área de estudio.

Además, el sondeo MT25 se llevó a cabo sobre un pozo profundo actualmente en operación, el cual extrae agua de estas unidades geológicas. El modelo inverso 1D obtenido a partir de los datos del sondeo revela una anomalía de baja resistividad, en torno a los $25\Omega \cdot m$, ubicada aproximadamente a 1.1 km de profundidad y con un espesor estimado de 0.8 km. Esta anomalía puede interpretarse como la presencia del acuífero profundo constituido en las unidades geológicas previamente mencionadas (ver MT25 en Figura 29).

Por otro lado, el sondeo MT12 se realizó sobre un pozo profundo que resultó seco (ver MT12 en Figura 29). El modelo inverso 1D resultante a partir de los datos presenta tres capas con valores de resistividad que aumentan con la profundidad y, en este caso, no muestra una anomalía de baja resistividad como la observada en el MT25. Estos dos sondeos paramétricos resultan de gran importancia, ya que permiten distinguir las anomalías de baja resistividad asociadas al acuífero profundo.

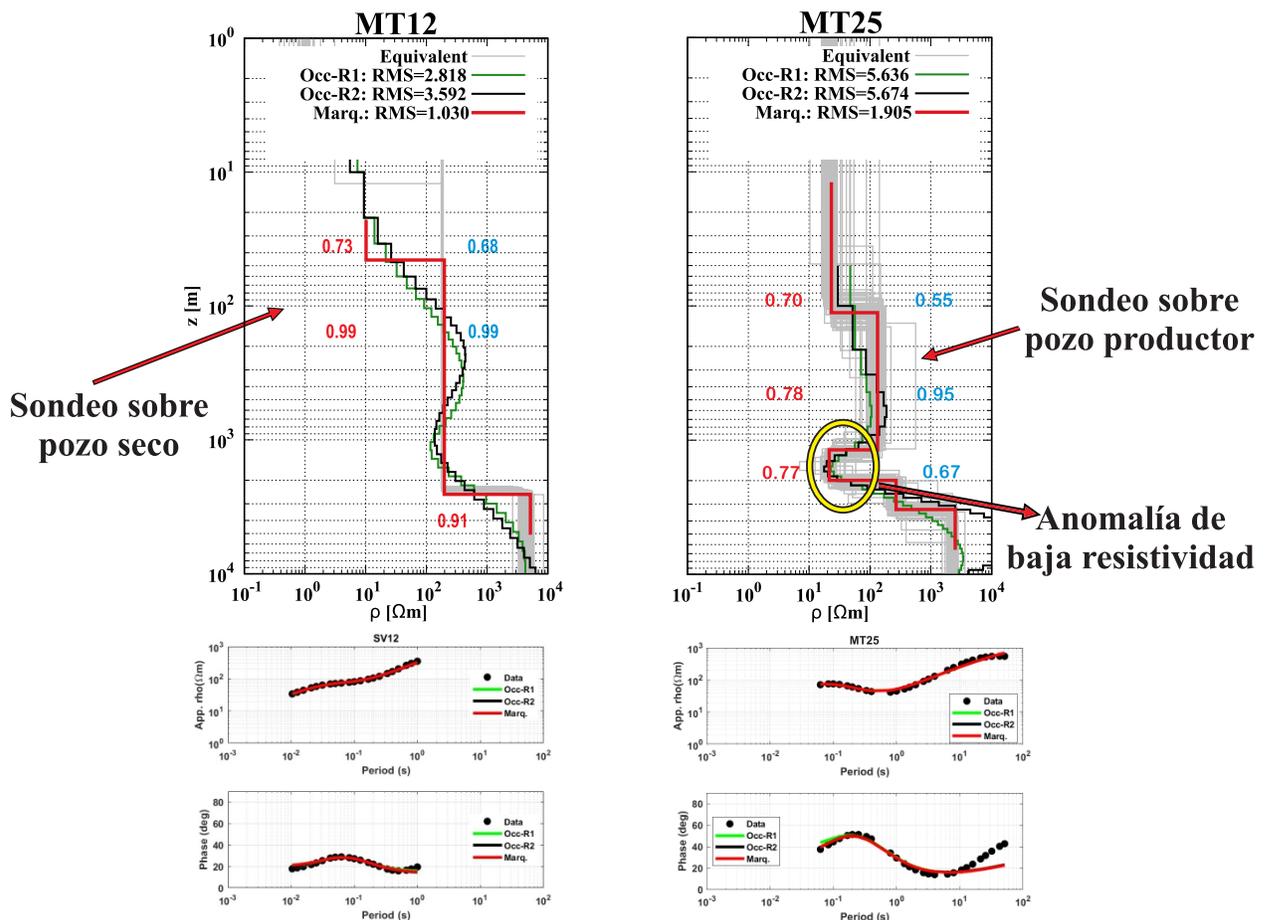


Figura 29. Resultados de inversión 1D para el sondeo MT25. Se identifica una anomalía de baja resistividad la cual se asocia al acuífero profundo, en este caso representado por la Formación Cupido.

Capítulo 7. Conclusiones

Los modelos inversos derivados de los datos magnetotelúricos resultaron útiles para caracterizar de forma geoelectrica la porción central de la Subcuenca del Río Salinas. En estos modelos fue posible identificar zonas geoelectricas de interés, en especial aquellas que presentaban valores bajos de resistividad, las cuales se asocian a la presencia del acuífero profundo y confinado en rocas calizas de la Formación Aurora y Formación Cupido.

A continuación se hace un repaso de lo presentado en este trabajo de tesis a modo de conclusión:

Sensibilidad del modelado inverso 3D: El análisis realizado con la prueba de *squeeze test* permitió determinar hasta que profundidades se tiene sensibilidad en nuestro modelo inverso 3D. En términos generales se pudo establecer que se tuvo sensibilidad hasta profundidades de al menos 3.27 kilómetros. Sin embargo, se tienen zonas en las cuales existe una sensibilidad mayor (por ejemplo debajo de los sondeos MT19 y MT20), en los cuales se pudo identificar anomalías resistivas profundas (mayores a $1,000 \Omega \cdot m$).

División de las anomalías de baja resistividad: Como ya se mencionó en el Capítulo 6, las anomalías de baja resistividad que se interpretaron como las posibles zonas saturadas se dividieron en dos grupos (*zona suroeste* y *zona noreste*), y se encuentran separadas por los anticlinales Mamulique y Los Pastores. A pesar de que las dos zonas compartan la misma roca contenedora, estas podrían no interactuar de forma directa debido a su barrera geográfica dada por los anticlinales centrales.

Zona suroeste: En esta zona se observó que las anomalías conductoras con valores $< 5\Omega m$ se encuentran de forma dispersa, además de una tendencia a profundizarse desde el noroeste hacia el sureste. Por otro lado, las anomalías de baja resistividad con valores $25 - 35\Omega m$ (tonalidades verdes) son las que se asocian a la presencia del acuífero profundo y en la porción debajo de los sondeos MT20 y MT22 se pudo estimar espesores de aproximadamente de 900-1,000 metros y se asocia principalmente a la Formación Cupido. Por otro lado, hubieron zonas que no se pudieron determinar sus espesores debido a falta de datos de periodos más largos (por ejemplo, debajo de los sondeos MT04 y MT03), pero se esperarían espesores similares para el resto del área de estudio.

Zona noreste: A diferencia de su contraparte, en esta zona se pudo observar una anomalía conductora más uniforme, con valores $< 5\Omega m$ (tonalidades naranja-rojo), que se extiende de noroeste a sureste, paralela a los anticlinales presentes. Esta se interpretó como una capa de lutitas con valores de resistividad $< 5\Omega m$. Para esta misma zona se identificó una segunda unidad conductora con valores de $25 - 35\Omega m$

(tonalidades verdes) y es la equivalente a la descrita en la *zona suroeste*, por lo que sería la unidad hidrogeológica que contiene el acuífero profundo, con espesores de aproximadamente 0.9 kilómetros por debajo de los sondeos MT10 y MT11.

Las anomalías de baja resistividad (etiquetas "U1a", "U1b", "C1b", "U2b" y "U1c") se asociaron a las unidades hidrogeológicas reconocidas en la región (Formación Aurora y Formación Cupido) mencionadas en el informe por Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2024b), compuestas por rocas carbonatadas del Cretácico inferior, las cuales podrían presentar condiciones propias para contener el acuífero profundo y confinado.

Profundidades de las anomalías de baja resistividad: Las anomalías asociadas al acuífero profundo se encuentran a distintas profundidades y varían en función de la zona. En la *zona suroeste*, estas pueden localizarse a profundidades de aproximadamente 1.0 kilómetros, para el flanco NE del anticlinal Minas Viejas pero pueden tornarse más profundas para el centro de la cuenca. Por otra parte, en la *zona noreste*, las anomalías presentan profundidades de inicio que pueden oscilar entre 1.3 y 1.5 kilómetros, por debajo de los sondeos MT11 y MT10, pero puede ser mayor en la zona por debajo del sondeo MT09. Estos cambios de profundidad podrían estar controlados por el buzamiento de las unidades acuíferas hacia el sureste.

Literatura citada

- Aboud, E., Arafa-Hamed, T., Alqahtani, F., Marzouk, H., Elbarbary, S., Abdulfaraj, M., & Elmasry, N. (2023). The geothermal magmatic system at the northern Rahat volcanic field, Saudi Arabia, revealed from 3D magnetotelluric inversion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 437, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107794>.
- Allen, R. M. & Tromp, J. (2005). Resolution of regional seismic models: Squeezing the Iceland anomaly. *Geophysical Journal International*, 161(2), 373–386. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02600.x>.
- Asaue, H., Kubo, T., Yoshinaga, T., & Koike, K. (2012). Application of magnetotelluric (MT) resistivity to imaging of regional three-dimensional geologic structures and groundwater systems. *Natural Resources Research*, 21, 383–393. <https://doi.org/10.1007/s11053-012-9184-2>.
- Bernales-Azocar, J. & Aguillón-Torres, J. (2017). *Informe de la Carta Geológico-Minera Mina Clave G14-A85, Escala 1: 50000, Estado de Nuevo León*. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/CartografiaWeb/T192017BEAM0001_01.PDF.
- Bibby, H. (1986). Analysis of multiple-source bipole-quadrupole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor. *Geophysics*, 51(4), 972–983. <https://doi.org/10.1190/1.1442155>.
- Bishop, B. (1970). Stratigraphy of Sierra de Picachos and vicinity, Nuevo León, Mexico. *AAPG Bulletin*, 54(7), 1245–1270. <https://pubs.geoscienceworld.org/aapg/aapgbull/article-abstract/54/7/1245/36706/Stratigraphy-of-Sierra-de-Picachos-and-Vicinity?redirectedFrom=fulltext>.
- Burrows, R. (1910). Geology of northern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7(1), 85–103. <https://doi.org/10.18268/BSGM1910V7N1A12>.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>.
- Chave, A. D. & Thomson, D. J. (2004). Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophysical Journal International*, 157(3), 988–1006. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x>.
- Chávez-Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*. [Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio Institucional <https://repositorio.unam.mx/contenidos/71471>.
- Chávez Cabello, G., Torres Ramos, J. A., Porras Vázquez, N. D., Cossio Torres, T., & Aranda Gómez, J. J. (2011). Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 253–270. <https://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v63n2/v63n2a9.pdf>.
- Comision Nacional del Agua (CONAGUA) (2018). *Atlas de Agua en México, Edición 2018*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. <https://files.conagua.gob.mx/conagua/publicaciones/Publicaciones/AAM2018.pdf>.
- Comision Nacional del Agua (CONAGUA) (2024a). *Actualización de la Disponibilidad Media Anual de Agua en el Acuífero El Carmen-Salinas-Victoria (1924), Estado de Nuevo León*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/nleon/DR_1924.pdf.

- Comision Nacional del Agua (CONAGUA) (2024b). *Actualización de la Disponibilidad Media Anual de Agua en el Acuífero Lampazos-Villaldama (1901) Estado de Nuevo León*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/nleon/DR_1901.pdf.
- Comision Nacional del Agua (CONAGUA) (2024c). *Estadísticas del Agua en México 2023*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/Descargas/pdf/EAM2023_f.pdf.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, *52*(3), 289–300. <https://doi.org/10.1190/1.1442303>.
- Dentith, M. & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- Eguiluz, S., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *53*(1), 1–26. [http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca03/5301/5301-\(1\)Eguiluz.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca03/5301/5301-(1)Eguiluz.pdf).
- Favetto, A., Curcio, A., & 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.005>.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, *183*, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>.
- Gamble, T., Goubau, W., Goldstein, N., & Clarke, J. (1980). Referenced magnetotellurics at cerro prieto. *Geothermics*, *9*(1-2), 49–63. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(80\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(80)90023-1).
- Giroux, B., Chouteau, M., Descloîtres, M., & 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. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(97\)00016-5](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(97)00016-5).
- González Betancourt, A. Y., González Partida, E., Piedad Sánchez, N., Carrillo Chávez, A., González Ruiz, L. E., & González Ruiz, D. (2020). Diagenésis de la Formación Eagle Ford y sus marcadores térmicos como productora de gas no convencional. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *72*(2), 1–24. <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n2a151219>.
- Heise, W., Caldwell, T., Bibby, H., & Brown, C. (2006). Anisotropy and phase splits in magnetotellurics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *158*(2-4), 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.021>.
- Herrera-Pantoja, M. & Hiscock, K. (2015). Projected impacts of climate change on water availability indicators in a semi-arid region of central Mexico. *Environmental Science and Policy*, *54*, 81–89. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.06.020>.
- Humphrey, E., Díaz, T., Wilson, J., & Jordan, C. (2003). *Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico*. Number 267. Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin. <https://doi.org/10.23867/RI0267D>.
- Imlay, R. W. (1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, *48*(5), 587–630. <https://doi.org/10.1130/GSAB-48-587>.

- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2006). *Red Hidrográfica Digital de México Escala 1:250 000*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463598428>.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Instituto Nacional de Ecología (INE), & Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2007). *Documento técnico del mapa de Cuencas hidrográficas de México (escala 1: 250 000)*. INEGI, INE y CONAGUA. <https://www.agua.org.mx/wp-content/uploads/2009/01/delimitacion%20cuencas%20ine.pdf>.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., & Tandon, K. (2014). ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, *66*, 40–53. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>.
- Kellum, L. B. (1936). Evolution of the Coahuila peninsula, Part III. Geology of the mountains west of the Laguna district. *GSA Bulletin*, *47*(7), 1091–1152. <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1039>.
- Kumar-Roy, K. (2020). *Natural Electromagnetic Fields in Pure and Applied Geophysics*. Springer Geophysics. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-38097-7>.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of applied mathematics*, *2*(2), 164–168. <https://doi.org/10.1090/qam/10666>.
- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, *11*(2), 431–441. <https://doi.org/10.1137/01111030>.
- Muturia Lichoro, C. (2013). *Multi-dimensional interpretation of electromagnetic data from Silali geothermal field in Kenya: Comparison of 1-D, 2-D and 3-D MT inversion*. [Tesis de Maestría, Faculty of Earth Sciences, School of Engineering and Natural Sciences, University of Iceland]. Repositorio Institucional <https://hdl.handle.net/1946/14485>.
- Nabighian, M. N. (1988). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory*. Society of Exploration Geophysicists.
- Nabighian, M. N. (1991). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists.
- Naciones Unidas (2023). *Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2023: Alianzas y cooperación por el agua*. Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000386807>.
- Olvera-López, S., Menchaca-Dávila, S., & López-Romero, R. (2024). Disponibilidad del agua: Caudales, percepción y opinión en la microcuenca del río Pixquiac, Veracruz, México. *UVserva: revista electrónica de la Coordinación Universitaria de Observatorios de la Universidad Veracruzana*, *17*, 266–287. <https://doi.org/10.25009/uvs.vi17.3025>.
- Ortega-Gaucin, D. (2013). Impacto de las sequías en Nuevo León, *CienciaAUNL*. *16*(63), 8-16. <http://eprints.uanl.mx/id/eprint/3631>.
- Oryński, S., Józwiak, W., Nowożyński, K., & Klityński, W. (2022). Comparison of 3D, 2D, and 1D Magnetotelluric Inversion Results on the Example of Data from Fore-Sudetic Monocline. *International Journal of Geophysics*, *2022*(1), 1–19. <https://doi.org/10.1155/2022/3400950>.

- Padilla y Sánchez, R. (1982). *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico*. [Tesis de Doctorado, The University of Texas at Austin]. Repositorio Institucional <https://repositories.lib.utexas.edu/items/c41a0004-040c-48ad-9352-4103aac994ed>.
- Parkinson, W. (1962). The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophysical Journal International*, 6(4), 441–449. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1962.tb02992.x>.
- Ramírez Sánchez, H., Fajardo Montiel, A., Ortiz Bañuelos, A., & De la Torre Villaseñor, O. (2022). Impacts of Climate Change on the Water Sector in Mexico. *Asian Journal of Environment & Ecology*, 17(2), 37–57. <https://doi.org/10.9734/ajee/2022/v17i230289>.
- Ritter, O., Junge, A., & Dawes, G. J. (1998). New equipment and processing for magnetotelluric remote reference observations. *Geophysical Journal International*, 132(3), 535–548. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00440.x>.
- Rodi, W. & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174–187. <https://doi.org/10.1190/1.1444893>.
- Roemer, F. (1852). *Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse*. A. Marcus. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.15015>.
- Ruiz-Aguilar, D., Tezkan, B., Arango-Galván, C., & Romo-Jones, J. (2020). 3D inversion of MT data from northern Mexico for geothermal exploration using TEM data as constraints. *Journal of Applied Geophysics*, 172, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103914>.
- Ruthsatz, A. D., Sarmiento Flores, A., Diaz, D., Salazar Reinoso, P., Herrera, C., & Brasse, H. (2018). Joint TEM and MT aquifer study in the Atacama Desert, North Chile. *Journal of Applied Geophysics*, 153, 7–16. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.04.002>.
- Sanchez-Bermeo, G., Jiménez Hernández, A., & Caballero Martínez, J. (2002). *Informe de la Carta Geológica Minera Manuel Benavides Clave H13-9, Escala 1: 250000, Estados de Coahuila y Chihuahua*. Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Geología y Geoquímica Saltillo. https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/CartografiaWeb/T082002SABG0001_01.PDF.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2008). *Carta Geológico-Minera Monterrey G14-7 Nuevo León y Coahuila*, (2a ed.). Servicio Geológico Mexicano. Recuperado de: https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/72_G14-7_GM.pdf.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2017). *Carta Geológico-Minera Mina G14-A85 Nuevo León*. Servicio Geológico Mexicano. Recuperado de: https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/1494_G14-A85_GM.pdf.
- Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey (2022). *Plan Estratégico de Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey, I.P.D.* Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey. <https://pfiles.sadm.gob.mx/Files/Uploads/Documentos/2941.pdf>.
- Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey (2023). *Conferencia de Prensa del 18 de enero de 2023, Panorama Hídrico 2023*. Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey. https://www.sadm.gob.mx/SADM/archivos/uploaded_files/01_NUEVO_LEON_INFORMA_01_DE_FEBRERO_2023.pdf.
- Simpson, F. & Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Sistema Nacional de Información del Agua (SINA) (2022). Monitoreo de las Principales Presas de México. Consultado el día 13 de agosto de 2025, de <https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/Presas/>.

- Sosa, F. & Constantino, R. (2023). *Sequía en México*. Universidad Autónoma Metropolitana. <https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2023/12/Red-AgUAM-Sequia.pdf>.
- Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 249–264. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<249:STATSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<249:STATSM>2.0.CO;2).
- Tietze, K. & Ritter, O. (2013). Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice—the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California. *Geophysical Journal International*, 195(1), 130–147. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt234>.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1), 98–141. <https://doi.org/10.1190/1.1440255>.
- Vozoff, K. (1990). Magnetotellurics: Principles and practice. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 99, 441–471. <https://doi.org/10.1007/BF02840313>.
- Wall, J. R., Murray, G. E., & Diaz, T. (1961). Geology of the Monterrey area, Nuevo Leon, Mexico. *GCAGS Transactions*, 11, 57–71. <https://archives.datapages.com/data/gcags/data/011/011001/0057.htm?q=%2BtextStrip%3Ario+textStrip%3Asalado+textStrip%3Abasin+textStrip%3Aargentina>.
- Weckmann, U., Magunia, A., & Ritter, O. (2005). Effective noise separation for magnetotelluric single site data processing using a frequency domain selection scheme. *Geophysical Journal International*, 161(3), 635–652. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02621.x>.
- Weidie, A. & Wolleben, J. (1969). Upper Jurassic Stratigraphic relations Near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico. *AAPG Bulletin*, 53(12), 2418–2420. <https://pubs.geoscienceworld.org/aapg/aapgbull/article-abstract/53/12/2418/36621/Upper-Jurassic-Stratigraphic-Relations-Near>.
- Wiese, v. H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung Der Untergrundstrukturen Des Elektrischen Widerstandes, Erschlossen Aaus Geomagnetischen Variationen. *Geofisica pura e applicata*, 52, 83–103. <https://doi.org/10.1007/BF01996002>.

Anexos

Anexo A

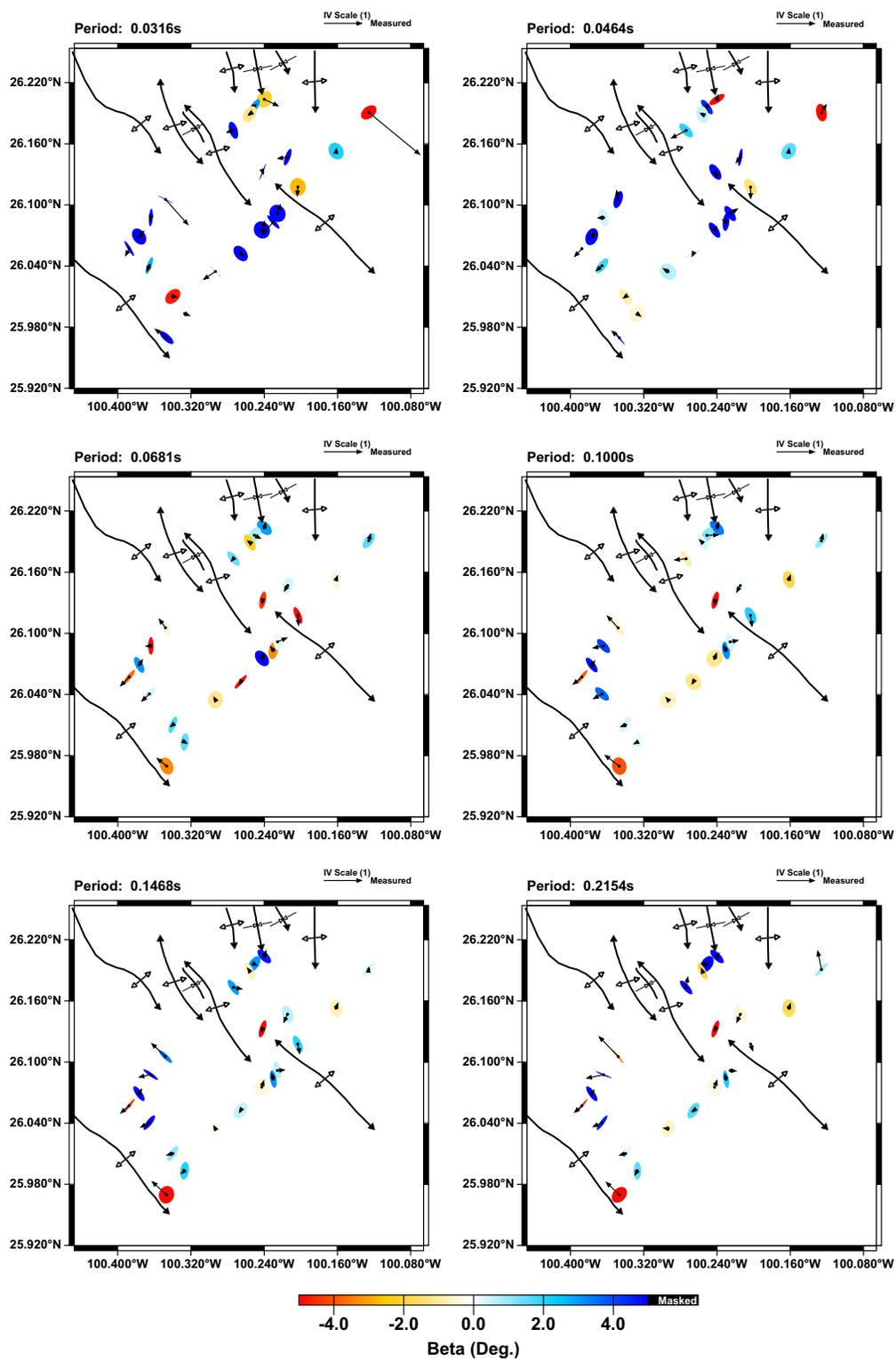


Figura 30. Tensor de fase y vectores de inducción para el rango de periodos entre 0.0316s y 0.2154s.

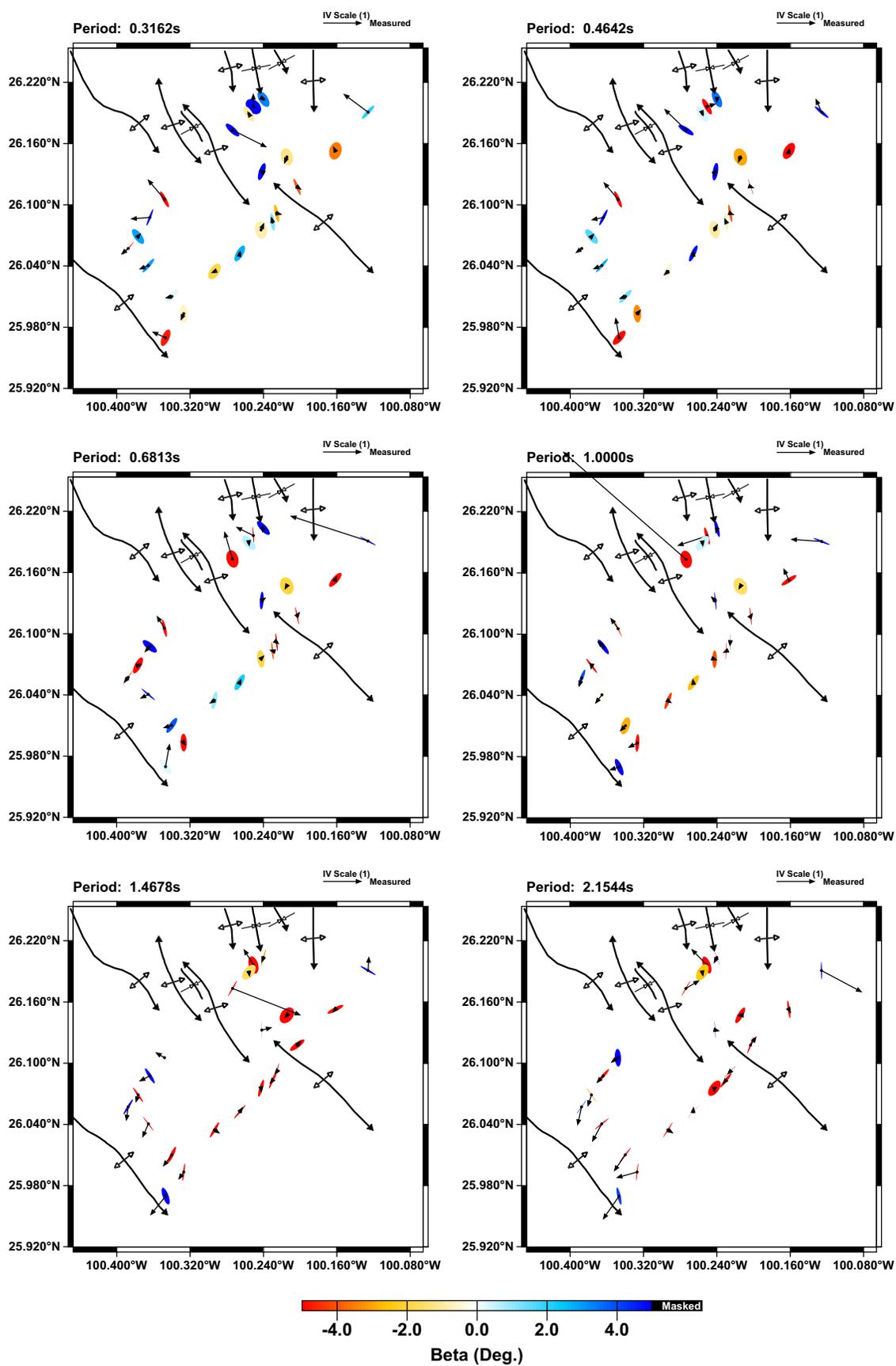


Figura 31. Tensor de fase y vectores de inducción para el rango de periodos entre 0.3162s y 2.1544s.

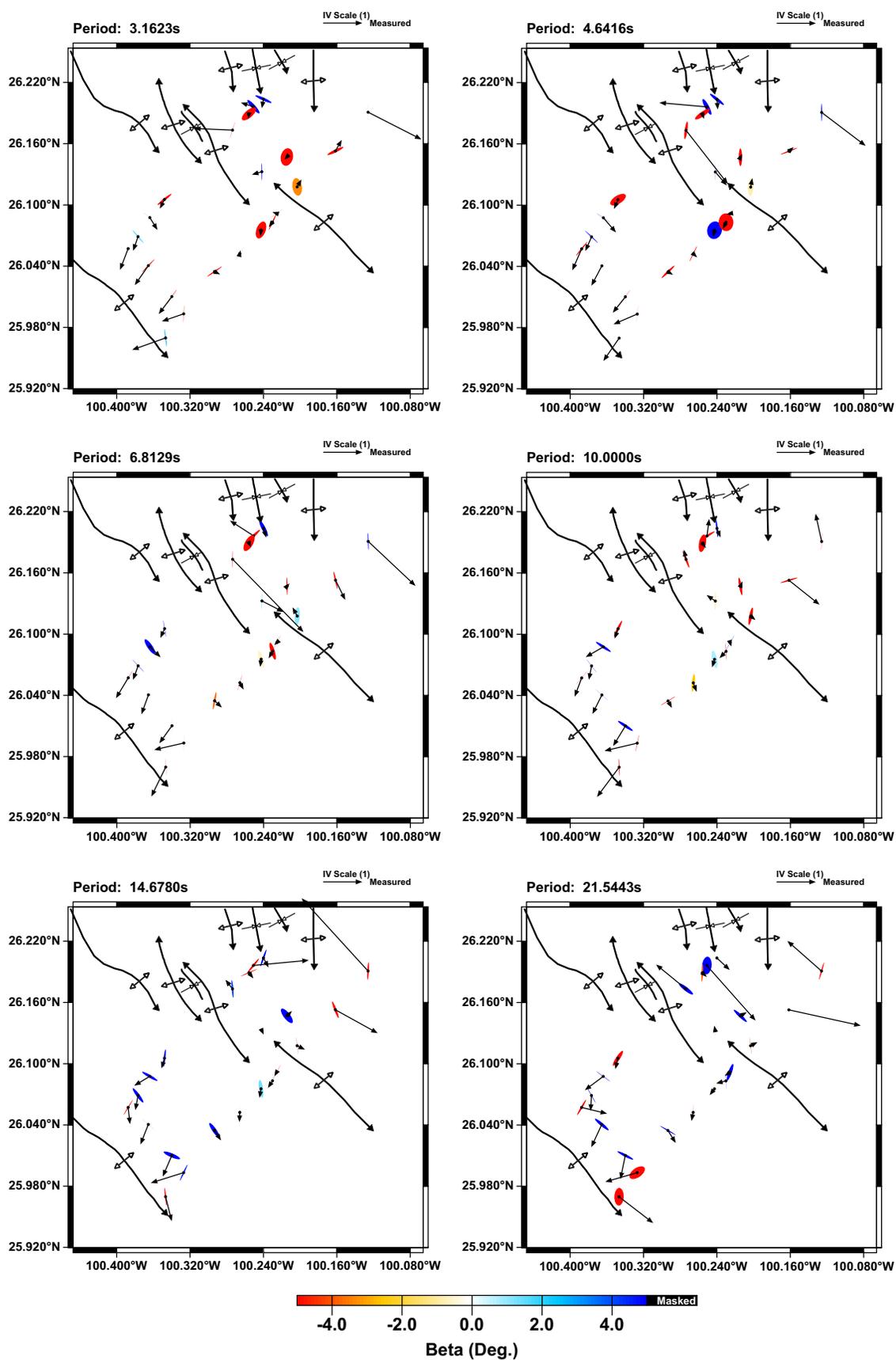


Figura 32. Tensor de fase y vectores de inducción para el rango de periodos entre 3.1623s y 21.5443s.

Anexo B

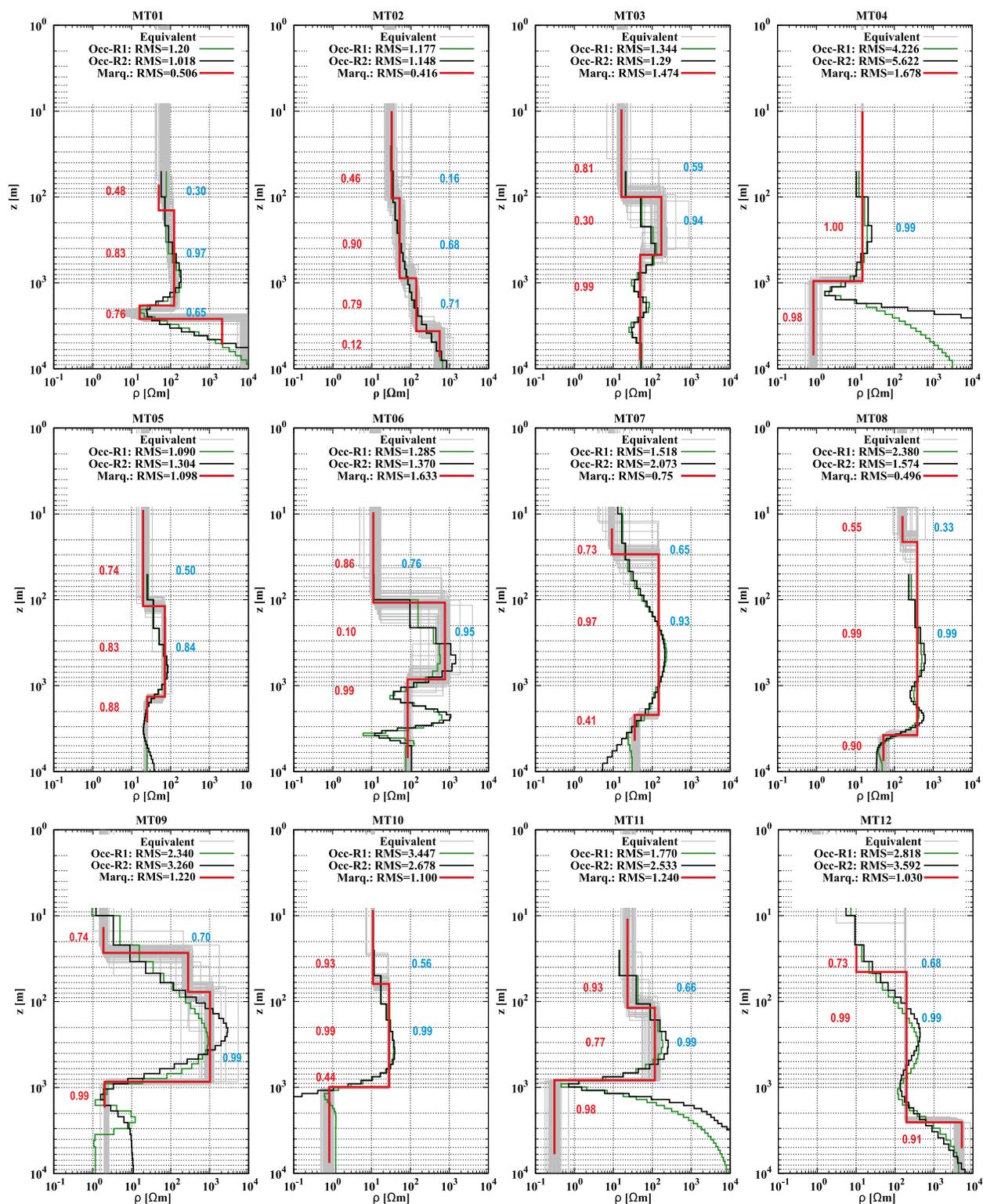


Figura 33. Modelos inversos 1D resultantes para los sondes MT01 a MT12.

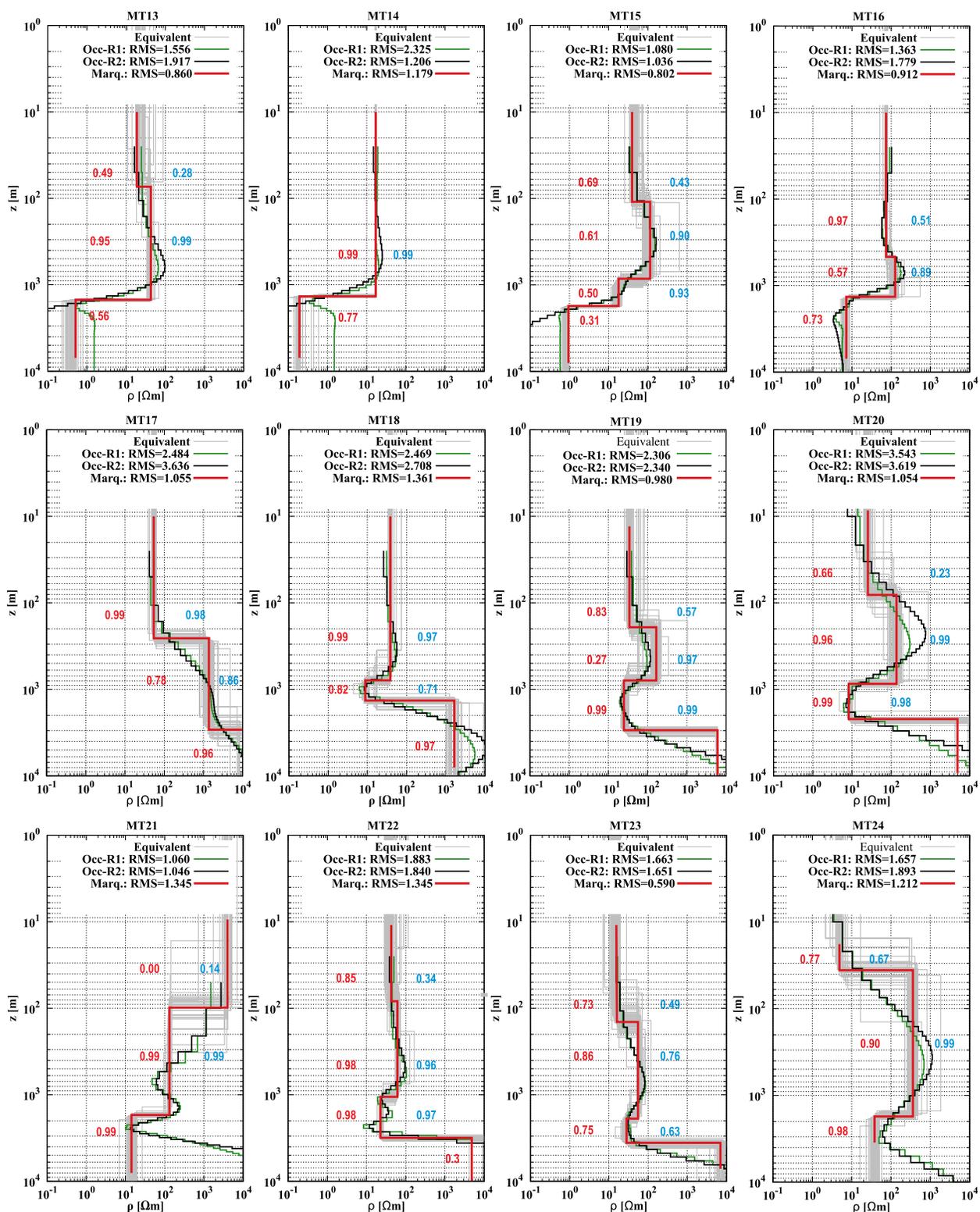


Figura 34. Modelos inversos 1D resultantes para los sondes MT13 a MT24.

Anexo C

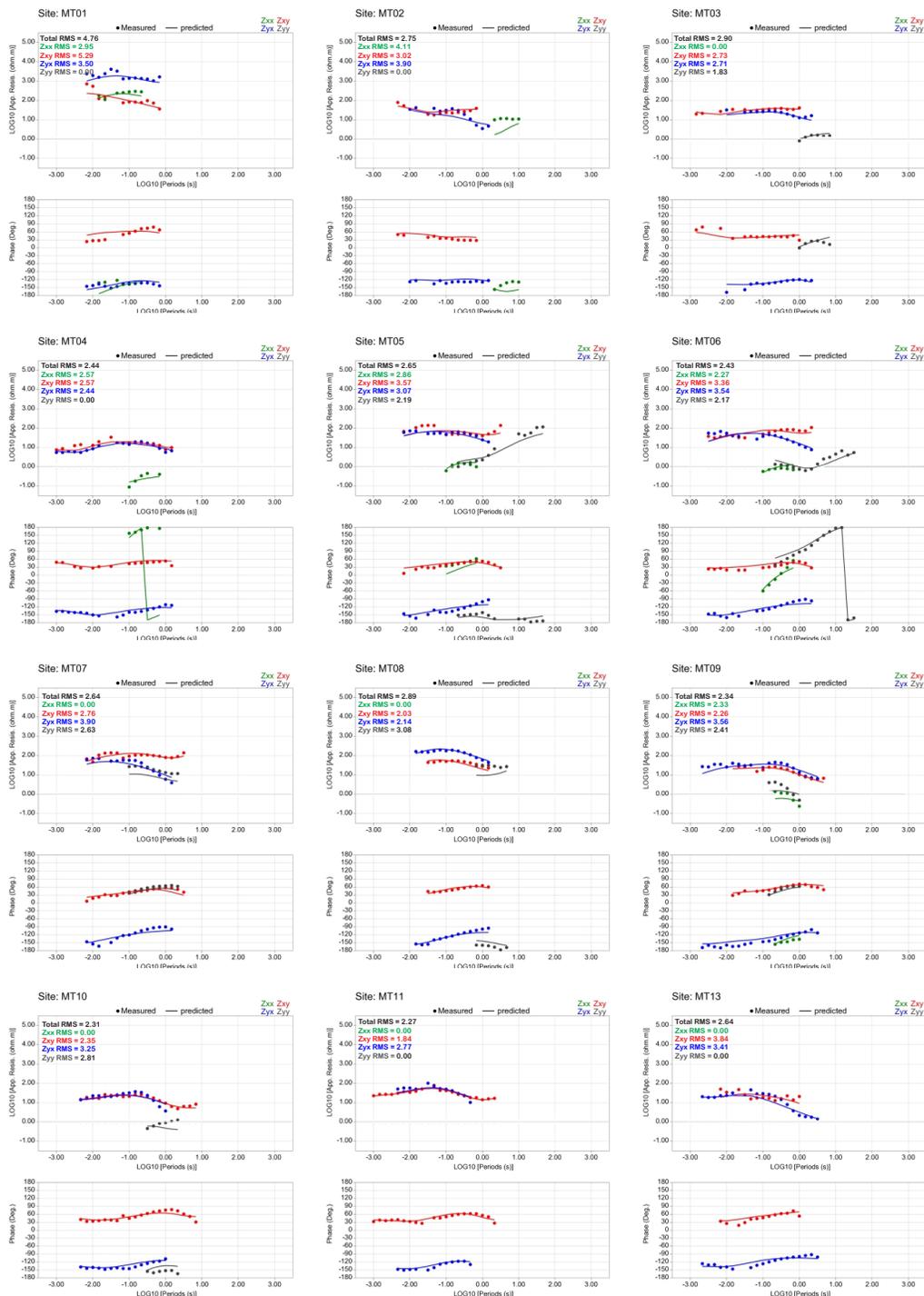


Figura 35. Ajuste entre los datos observados y los datos calculados en el modelo inverso 3D, para los sondeos MT01 a MT13.

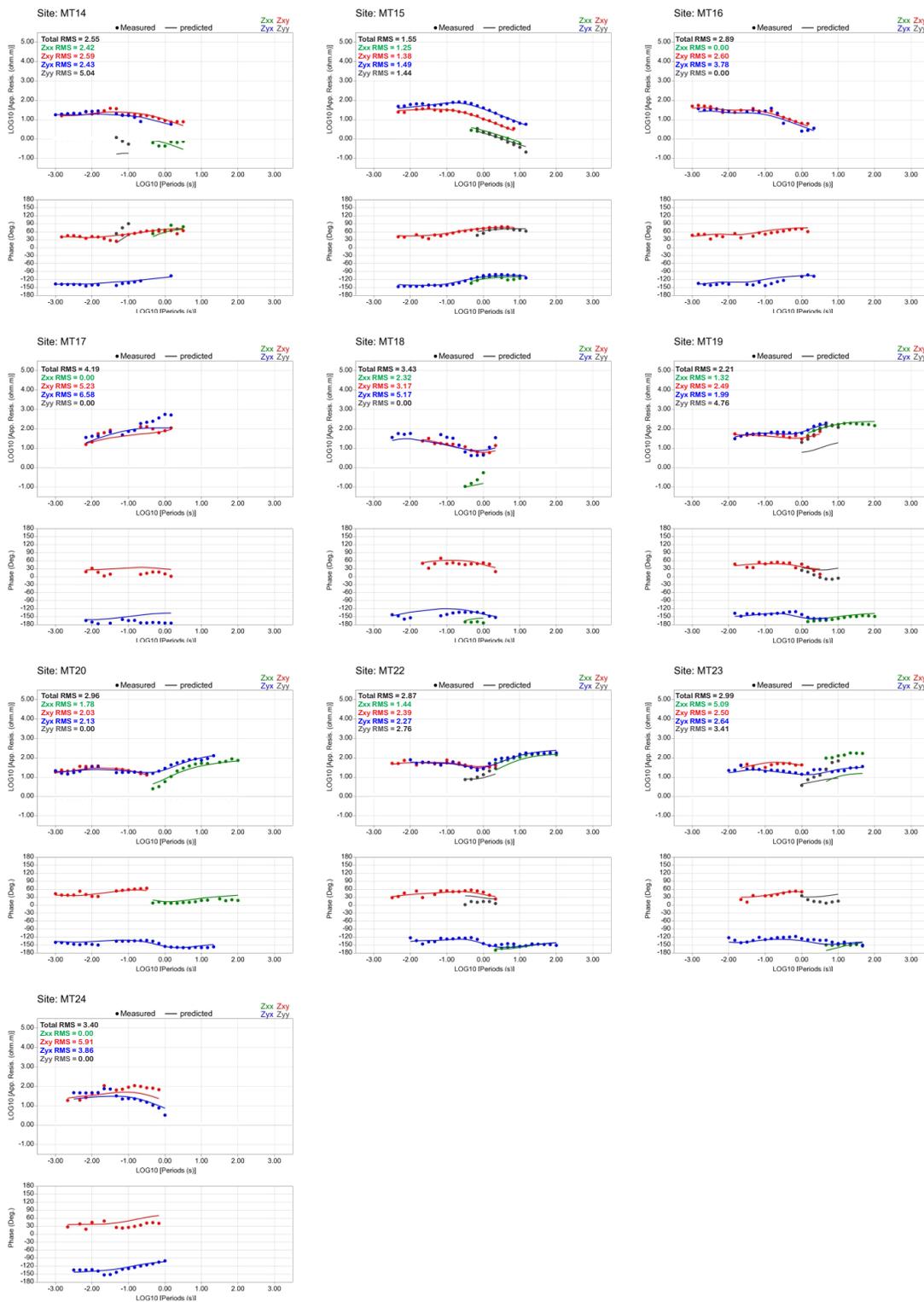


Figura 36. Ajuste entre los datos observados y los datos calculados en el modelo inverso 3D, para los sondeos MT14 a MT24.

Anexo D

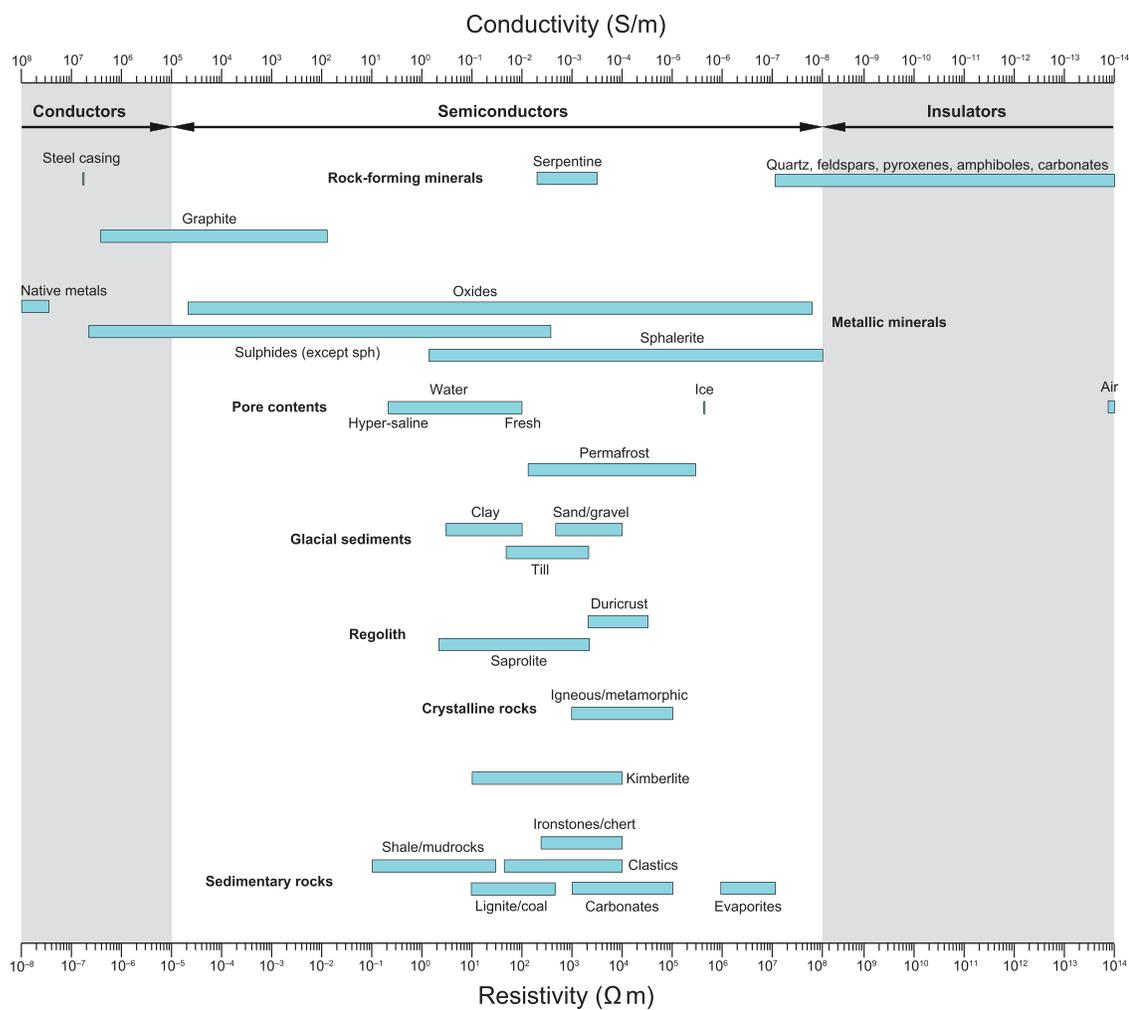


Figura 37. Rango de valores de resistividad eléctrica de rocas y minerales comunes, en la parte inferior se muestra el valor para rocas sedimentarias. Tomado de Dentith & Mudge (2014).