

**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**

**Interpretación de datos electromagnéticos marinos
de fuente controlada sobre la cresta volcánica
Tortuga, Golfo de California**

Tesis

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

Presenta:

Fernando Córdoba Ramírez

Ensenada, Baja California, México

2018

Tesis defendida por

Fernando Córdoba Ramírez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Director de tesis

Dr. Enrique Gómez Treviño

Dr. Antonio González Fernández

Dr. Luis Zavala Sansón



Dr. Jonás De Dios De Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Director de Estudios de Posgrado

Fernando Córdoba Ramírez © 2018

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta Fernando Córdoba Ramírez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Interpretación de datos electromagnéticos marinos de fuente controlada sobre la cresta volcánica Tortuga, Golfo de California

Resumen aprobado por:

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Director de tesis

Se realizó el procesamiento e inversión de dos perfiles de datos electromagnéticos marinos de fuente controlada (mCSEM), adquiridos en el Golfo de California frente a las costas de Santa Rosalía, Baja California Sur. Esta zona es interesante desde el punto de vista geotérmico por su cercanía a la Cuenca de Guaymas, a la Caldera de la Reforma y al volcán Tres Vírgenes, la primera con intensas manifestaciones hidrotermales submarinas y el último un campo geotérmico en producción. El estudio consistió en la colocación de 10 receptores electromagnéticos de fondo marino (OBEM), distribuidos en dos perfiles de aproximadamente 12 km de longitud cada uno. Estos sensores registraron las dos componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético. La fuente consistió en un bipolo eléctrico horizontal de 200 m de longitud, arrastrada por el buque oceanográfico *Alpha-Helix* del CICESE sobre los receptores OBEM, manteniendo una altura de 100 m sobre el fondo marino. Los datos crudos fueron procesados con el fin de ligar las posiciones y tiempos del transmisor (el bipolo eléctrico) con las posiciones y tiempos de los receptores (campos electromagnéticos medidos). La inversión multifrecuencia de los campos eléctricos se realizó con el programa MARE2DEM, que utiliza una discretización tipo elemento finito y el método de inversión Occam. A los modelos obtenidos se les hicieron pruebas de sensibilidad, para conocer cuan constreñidas están las estructuras identificadas por los datos. Para validar el modelo y ofrecer una interpretación geológica, se compararon los resultados con la información de otras metodologías geofísicas, presentando un buen ajuste entre ellos. La información obtenida con los datos mCSEM y recabada de otros trabajos (batimetría, magnetometría, gravimetría y sísmica de reflexión) se utiliza para conocer el potencial geotérmico en la zona. Se propusieron dos interpretaciones de los datos. Primero, considerando el modelo conceptual de un sistema geotérmico de origen volcánico. Este modelo presentó coincidencias con los datos electromagnéticos. Segundo, considerando el emplazamiento de estructuras tipo diques y *sill*, también fue consistente con los datos. De ambas se concluye la existencia fluidos hidrotermales y flujo de calor. Este trabajo forma parte del proyecto "Campaña intensiva de Exploración Geotérmica de las Cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del sistema de Rifts del Golfo de California (CeMIE-Geo P03)".

Palabras clave: Golfo de California, CSEM, Marino, Energía, Geotérmica

Abstract of the thesis presented by Fernando Córdoba Ramírez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Applied Geophysics.

Interpretation of marine controlled source electromagnetic data over Tortuga Volcanic Ridge, Gulf of California

Abstract approved by:

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Thesis Director

It was carried out the processing and inversion of two marine controlled source electromagnetic data profiles (mCSEM), acquired in the Gulf of California off the coast of Santa Rosalía, Baja California Sur. This area is interesting from the geothermal point of view due to its proximity to the Guaymas Basin, the Caldera de la Reforma and the Tres Vírgenes volcano, the first with intense submarine hydrothermal manifestations and the last one a geothermal field in production. The survey consisted of the placement of 10 Ocean Bottom Electromagnetic receivers (OBEM), distributed in two profiles of approximately 12 km in length each one. These sensors recorded the two horizontal components of the electric and magnetic fields. The source consisted of a finite horizontal electric dipole of 200 m in length, towed by the B/O Alpha-Helix of the CICESE over the OBEM, maintaining a height of 100 m above the seabed. The raw data were processed to link the positions and times of the transmitter (the electric dipole) with the locations and times of the OBEM (measured electromagnetic fields). The multifrequency inversion of the electric fields was carried out with the program MARE2DEM, which uses a finite element discretization and the Occam inversion method. The models obtained were tested for sensitivity, to know how constrained are the structures by the data. To validate the model and offer a geological interpretation, the results were compared with the information from other geophysical methodologies, presenting a good fit between them. The information obtained with the mCSEM data and collected from other works (bathymetry, magnetometry, gravimetry and seismic reflection) is used to know the geothermal potential in the area. Two interpretations of the data are proposed. First, considering the conceptual model of a geothermal system of volcanic origin. This model presented coincidences with electromagnetic data. Second, considering the emplacement of dyke and sill structures, it was also consistent with data. For both, the existence of hydrothermal fluids and heat flow is concluded. This work is part of the project "Intensive Geothermal Exploration Campaign of the Wagner, Consag, Delfín, Guaymas and Alarcón Basins of the Gulf of California Rifts System (CeMIE-Geo P03)."

Keywords: Gulf of California, CSEM, Marine, Geothermal, Energy

Dedicatoria

A mis padres Ismael y M. Guadalupe

A mis hermanos Diana, Ismael y Dunia

A la salud de papá Ismael

Epígrafe

Capítulo 1: "My thought is me: that's why I can't stop. I exist because I think and I can't stop myself from thinking. At this very moment - it's frightful - if I exist, it is because I am horrified at existing. I am the one who pulls myself from the nothingness to which I aspire"

-Jean-Paul Sartre

Capítulo 2: "Navego en el mar de las cosas exactas"

-Rodrigo González

Capítulo 3: "I've been here and I've been there and I've been in between"

-Peter Sinfield

Capítulo 4: "Errors using inadequate data are much less than those using no data at all"

-Charles Babbage

Capítulo 5: "Remember that all models are wrong; the practical question is how wrong do they have to be to not be useful."

-George P. Box

"I think I did pretty well, considering I started out with nothing but a bunch of blank paper"

-Steve Martin

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por permitirme desarrollarme académicamente y hacer uso de sus instalaciones.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario: 587240.

A mi tutor el Dr. Carlos Francisco Flores Luna, por aceptarme como estudiante, transmitirme todo el conocimiento que pudo, guiarme y siempre tener la puerta abierta para darme parte de su valioso tiempo.

A los miembros de mi comité evaluador, Dr. Enrique Gómez Treviño, Dr. Luis Zavala Sansón y Dr. Antonio González Fernández, gracias por los comentarios y el tiempo invertido en este trabajo. Dr. Enrique Gómez Treviño muchas gracias por todas las charlas, despertar curiosidad y transmitir una cantidad impresionante de conocimiento. Dr. Antonio González Fernández muchas gracias por permitirme trabajar en su proyecto y el apoyo otorgado. Dr. Luis Zavala muchas gracias por los comentarios para mejorar este trabajo, también gracias por abrirme los ojos y hacerme ver cosas que había pasado por alto.

A todos los profesores que durante mi estancia en el CICESE me han dado algo de su tiempo y conocimiento.

Al personal administrativo y técnicos de la División de Ciencias de la Tierra, su trabajo y actitud hacen que estar en ese edificio sea muy agradable.

A la planta administrativa del CeMIE-Geo, por ayudarme en cualquier tramite. Al proyecto Campaña intensiva de exploración geotérmica de las cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del sistema de rifts del Golfo de California (CeMIE-Geo P03) y su responsable el Dr. Antonio González Fernández. Al proyecto transversal de

Formación de Recursos Humanos del CeMIE-Geo, por el apoyo económico otorgado para finalizar este trabajo.

Al Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado y CeMIE-Geo por permitirme utilizar el cluster *lamb* para procesar los datos. Infinitas gracias a Gabriel Mejía por toda la orientación en ese proceso.

A la tripulación del buque *Alpha Helix*.

A Steven Constable por recibirme en su institución y aclararme dudas sobre los datos y el trabajo que se tenía que hacer. Muchísimas gracias a Peter Kannberg por siempre estar dispuesto a resolver mis dudas. Valeria muchas gracias por ayudarme en lo que pudiste, recibirme y facilitar mi estancia.

A los amigos que se quedaron lejos en distancia pero cerca en pensamiento. También a los nuevos amigos que conocí en estas tierras, hicieron que Ensenada se sintiera como casa.

A mi familia, que sin importar la distancia estuvieron conmigo, me apoyaron en esta experiencia y les debo todo.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xvii

Capítulo 1. Introducción

1.1. Introducción	1
1.2. Marco Geológico	3
1.3. Zona de Estudio	5
1.4. Estudios Previos	9
1.4.1. Gravimetría y Magnetometría	9
1.4.2. Reflectividad	10
1.4.3. Batimetría	12
1.5. Justificación y objetivos	13
1.5.1. Justificación	13
1.5.2. Objetivo General	13
1.5.3. Objetivos particulares	13

Capítulo 2. Principios del Método

2.1. Marco Teórico	14
2.2. Método CSEM	18
2.2.1. Transmisor	20
2.2.2. Receptores	21
2.3. Teoría de Inversión	24
2.3.1. Método Occam	26

Capítulo 3. Metodología

3.1. Adquisición	28
3.2. Procesamiento	31
3.3. Inversión de Datos	38

Capítulo 4. Resultados

4.1. Pseudosecciones	40
4.1.1. Perfil norte	41
4.1.2. Perfil central	43
4.2. Secciones de resistividad eléctrica	46
4.2.1. Perfil norte	46
4.2.2. Perfil central	51

4.3. Sensibilidad del modelo	57
------------------------------	----

Capítulo 5. Discusión

5.1. Dipolo y Bipolo Eléctrico	62
5.2. Inversiones 1D	64
5.3. mCSEM y Sísmica de Reflexión	71
5.4. Datos de MT	74
5.5. Interpretación Geológica	77
5.5.1. Modelo conceptual geotérmico	77
5.5.2. Edificios volcánicos, cuerpos magmáticos e intrusivos	79
5.5.3. Sumario	84

Capítulo 6. Conclusiones

Literatura citada	88
Anexo A	95
Anexo B	106

Lista de figuras

Figura

Página

1. Modelos conceptuales de un sistema geotérmico de origen volcánico. a) Modelo conceptual propuesto por Pellerin <i>et al.</i> (1996), se pueden identificar 4 rasgos principales. El más somero es roca sin alterar, seguido de la <i>clay cap</i> compuesta de minerales arcillosos como la esmectita, esta capa es la que presenta menor resistividad. A profundidades y temperaturas mayores la esmectita es menor, presentándose illita que tiene una respuesta más resistiva, por último se encuentra el reservorio que tiene una resistividad de 10 a 60 Ωm . b) Modelo propuesto por Cumming <i>et al.</i> (2000), se observa la capa de arcillas tipo esmectita, debajo de esta se muestra el flujo principalmente ascendente de fluidos (<i>Upflow</i>), este tipo de modelo conceptual presentan flujos $>250^{\circ}C$. Un gradiente pequeño en las temperaturas (líneas blancas) sugiera una alta permeabilidad, el reservorio se encuentra en la zona de alteración propilítica. c) Modelo conceptual de Cumming <i>et al.</i> (2000), este es muy similar al modelo anterior, sin embargo, en este el flujo de fluidos es principalmente horizontal (<i>Outflow</i>) y de temperaturas $<200^{\circ}C$. En los últimos dos casos se indican manifestaciones superficiales.	2
2. Secciones de resistividad eléctrica en campos geotérmicos. a) y b) Campo Geotérmico Hengill en Islandia, se muestran pozos y rangos de temperaturas alcanzados por ellos. Modificado de Gasperikova <i>et al.</i> (2015) c) Campo geotérmico Coso en Estados Unidos, se observa la capa de arcillas y las anomalías resistivas por debajo de la misma. Modificado de Muñoz (2014). d) Campo geotérmico Glass Mountain en Estados Unidos, también se observa el bajo resistivo correspondiente a la zona de alteración hidrotermal, debajo de este, el reservorio, con respuesta resistiva. Modificado de Muñoz (2014).	3
3. Golfo de California. Se muestran las principales estructuras que son parte de la Península y Golfo de California. En líneas negras las diferentes cuencas presentes en el Golfo de California, fallas en líneas discontinuas, la parte sombreada muestra la Provincia Extensional del Golfo. Tomado de Piñero-Lajas (2008).	5
4. Mapa Geológico. Se muestran las rocas del Mioceno a Cuaternario del distrito de Santa Rosalía. Modificado de Conly <i>et al.</i> (2005).	6
5. Batimetría de la zona de estudio. Se muestra la Cresta Volcánica Tortuga y las diferentes estructuras que la componen, la isóbata de 1,000 m evidencia la cresta, esta alcanza la Cuenca de Guaymas en su extensión SE. Tomado de Díaz-López (2017).	7

6. Mapa estructural de la parte central de Golfo de California. Se presenta de fondo la anomalía gravimétrica de aire libre con intervalos de 10 mGal. La zona sombreada sobre Cuenca de Guaymas muestra la extensión interpretada de corteza transicional (Albertin, 1989). Fallas cartografiadas como líneas continuas y gruesas, áreas sombreadas adjuntas a cada falla representan la caída relativa y la dirección del echado. Abreviaturas: FT, Falla Transforme; PNI, Pedro Nolasco Isla; IT, Isla Tortuga; AGT, Alto Gravimétrico Tortuga; CVT, Cresta Volcánica Tortuga. Modificado de Aragón-Arreola (2006).	8
7. Anomalía de aire libre y anomalía magnética sobre el Alto Vírgenes. A) Anomalía de aire libre, se puede notar el máximo de aproximadamente 30 mGal que corresponde a la Cresta Volcánica Tortuga, se nota el ajuste entre los datos medidos (cruces) y los calculados con el modelo obtenido (línea continua). B) Anomalía magnética residual, se pueden ver los efectos de los cuerpos con susceptibilidad magnética anómala, datos medidos (cruces) y datos calculados (línea continua). C) Modelo ajustado de densidad y susceptibilidad utilizado para generar los perfiles de gravedad y magnetismo mostrados en A) y B). D) Muestra una porción del perfil del Alto Vírgenes sin exageración vertical. CT, Línea de costa. Modificado de Delgado-Argote (2000).	10
8. A) Imagen de reflectividad. La interpretación de estas imágenes considera que las rocas cristalinas se observan en colores oscuros, mientras que una superficie de sedimentos suaves sin consolidar presentan tonos claros. B) Interpretación estructural de la imagen de reflectividad. Se observa la estructura curvilínea. C) Perfil que indica fallamiento normal, así como cuerpos intrusivos someros. D) Diagrama de rosa mostrando tendencias de lineamientos NW y NE. Los lineamientos NW son paralelos a la Cresta Volcánica Tortuga. Modificado de Delgado-Argote (2000).	11
9. Batimetría de la zona de estudio. Las estrellas indican los sitios donde se presentó interrupción acústica de la señal, efecto asociado a la posible presencia de manifestaciones hidrotermales o depósitos de gas. Modificado de Díaz-López (2017).	12
10. Adquisición de datos electromagnéticos marinos. Se muestran los receptores de fondo marino (OBEM, por sus siglas en inglés), los cuales van a registrar los campos eléctricos y magnéticos de fuente natural, así como los generados por el transmisor. Modificado de Constable (2010).	20
11. Transmisor CSEM. El DUESI está equipado con un <i>Valeport Limited</i> CTDV, el cual proporciona las características físicas de la columna de agua durante el experimento (conductividad eléctrica, temperatura y velocidad acústica) así como la presión a la que está sujeto, el altímetro manda información en tiempo real sobre la altura del transmisor respecto el fondo marino, buscando que esta sea 100 m durante toda la adquisición, el sistema de telemetría es el encargado de medir los tiempos de viaje de una onda acústica entre DUESI y el barco.	22

12. Receptor OBEM. Se muestran los diferentes sistemas y elementos que componen a los receptores electromagnéticos de fondo marino, las dimensiones del OBEM son 1 m por lado, el peso de equipo es alrededor de 100 kg (en aire) sin ancla.	23
13. Ubicación de estaciones. Se muestran las 20 estaciones instaladas, estas adquirieron datos de MT. 10 estaciones registraron datos de fuente controlada (puntos negros). Se obtuvieron dos perfiles, el perfil central (estaciones 2 - 6) y el perfil norte (estaciones 10 - 14).	29
14. Onda transmitida por el receptor. La forma de onda doblemente simétrica tiene simetría impar en el cuarto de onda y simetría par al centro. La frecuencia fundamental es 1 Hz, la onda inicia con 27.75 A de corriente y termina con 19.9 A.	30
15. Serie de Tiempo de la estación 11. Se observan 20 min de los 7 canales registrados durante la adquisición de datos. Los canales B_x , B_y e Hidrófono (canales 1, 2 y 7) presentan pulsos de ruido. La presencia de ruido en estos canales es debido al movimiento de los instrumentos por las corrientes marinas.	31
16. Perfil batimétrico central. El transmisor (línea roja) siguió la batimetría (línea azul) a una altura constante de 100 m sobre ella, en los extremos se puede notar que el traslado de un perfil a otro se hace en la superficie.	32
17. Esquema de adquisición. Se muestran las distancias e información necesaria para encontrar la posición del transmisor y receptores. Modificado de Weitemeyer y Constable (2014).	33
18. Inversión de datos acústicos del sitio 11. La inversión tuvo un RMS de 0.314, la posición obtenida con el proceso de inversión se encuentra a 36 m horizontales de la coordenada donde fue liberado el OBEM. a) En cada posición conocida del barco se lanzó una señal acústica al receptor, se muestra la posición encontrada con la inversión (tache) y la coordenada donde fue liberado el instrumento (círculo). b) Ajuste entre los tiempos de viaje doble medidos y calculados con el modelo. c) Residuales obtenidos en la inversión. La estación más alejada del punto donde fue liberado el OBEM es la 5, con 50.03 m.	34
19. Función de Transferencia de la estación 4. Se muestran las componentes E_x y E_y del campo eléctrico (asteriscos), con sus respectivas desviaciones estándar (línea discontinua) para cada una de las frecuencias empleadas. El comportamiento de la amplitud esta en función del medio, la frecuencia y el <i>offset</i> . Se puede observar que el decaimiento de la señal es más rápido cuando la frecuencia aumenta. La relación señal ruido alcanza el valor de 1 para los <i>offset</i> mayores de cada frecuencia.	35

20. Funciones de transferencia. Se muestra la frecuencia de 1 Hz de las funciones de transferencia rotadas del perfil norte. Se observa que la estación 14 solo tiene los datos correspondientes al <i>out-tow</i> , mientras que la estación 10 únicamente tiene la porción <i>in-tow</i> . Se observa que las estaciones tienen empalme de datos en regiones.	36
21. Discretización del perfil norte. En la región B los datos van a tener mayor influencia, por tal motivo los triángulos son más pequeños (≈ 300 m), mientras que en la región A aumentarán su tamaño hacia los extremos.	39
22. Pseudosecciones del perfil norte. Se muestra la pseudosección obtenida para cada una de las frecuencias. Los datos han sido normalizados usando la mediana de los datos de todas las estaciones, para cada frecuencia. Se utilizaron regiones o bin de 100×100 m para obtener las medianas, el valor de 2 en la escala de colores muestra las zonas más anómalas de las pseudosecciones. En el eje x la coordenada Este de los centros de cada bin, en el eje y el <i>offset</i> en km entre el transmisor y receptor.	42
23. Pseudosecciones del perfil central. Se muestra la pseudosección obtenida para las 4 frecuencias (1, 3, 7 y 13 Hz). Los datos fueron normalizados por la mediana de las estaciones. El tamaño del bin fue el mismo que en el caso del perfil norte. En el eje x la coordenada Este de los centros de cada bin, en el eje y el <i>offset</i> en km entre el transmisor y receptor, se puede considerar este último como una pseudopropundidad.	44
24. Comportamiento del proceso de inversión del perfil norte. a) Desajuste de los datos (RMS) obtenido en cada iteración. La línea discontinua indica el RMS objetivo (1.5). b) Comportamiento de la rugosidad en las iteraciones. Las primeras 3 iteraciones tienen un valor de rugosidad cercano a 0, debido a que se parte de un modelo homogéneo de resistividad eléctrica. c) Disminución en porcentaje del RMS obtenido en cada iteración respecto del RMS inicial. El programa esta diseñado para terminar la iteración cuando el RMS disminuye en más del 15 % del valor con el que inicia la iteración. d) Curva L (Hansen, 1999), en la iteración 7 se alcanzó el máximo de rugosidad (≈ 80), en la siguiente iteración disminuyó a ≈ 70	47
25. Sección de resistividad eléctrica del perfil norte. El modelo se obtuvo en la octava iteración con un RMS de 1.498. Las diferentes estructuras encontradas se nombraron con una letra seguida del sufijo "c" o "r" tratándose de un cuerpo conductor o resistivo respectivamente. Son 9 las estructuras presentes en el modelo. Debajo del Alto Vírgenes se identifican tres estructuras resistivas a diferentes profundidades, mientras que hacia los extremos se observan estructuras planas y conductoras que siguen la batimetría. Los espesores de estos horizontes conductores van de algunos cientos de metros hasta casi un kilómetro en el caso de la estructura Ac. Se muestran las estaciones que componen el perfil (círculos blancos) y el camino que siguió el transmisor sobre la batimetría (triángulos). Exageración vertical 1.14.	48

26. Ajuste a los datos medidos. Se observa el ajuste entre los datos medidos (puntos) y calculados (línea continua) con el proceso de inversión. Las estaciones de izquierda a derecha son 14 (azul), 13 (verde), 12 (rojo), 11 (turquesa) y 10 (morado).	49
27. Pseudosección de residuales del perfil norte. Se observa que el ajuste entre los datos medidos y calculados en general fue bueno. En el centro del perfil, cerca de la estación 12 y el extremo SW del perfil son las regiones que presentan el peor ajuste de los datos.	51
28. Comportamiento de la inversión del perfil central. a) Muestra la disminución del RMS durante la inversión, el RMS objetivo fue 1.77. b) Incremento de la rugosidad en las iteraciones, se parte de un medio homogéneo cuya rugosidad es 0. c) Disminución del RMS en porcentaje. d) Curva L de RMS vs. rugosidad, se observó en los modelos obtenidos que la rugosidad enfatizó los límites entre estructuras, conservando la misma cantidad de las mismas.	53
29. Sección de resistividad eléctrica del perfil central. El modelo se obtuvo en la séptima iteración con un RMS de 1.702. Las estructuras son nombradas con la misma nomenclatura que el perfil norte (Figura 25). Se observa la estructura resistiva Dr por debajo del Monte Reforma, la cual presenta una extensión denominada Hr hacia el NE del perfil. La estructura Dr interactúa con las estructuras conductoras Fc y Ec, existiendo una posible conexión entre ellas. En los extremos del perfil se observan las estructuras Ac y Gc2 (bajos resistivos). Ambas estructuras presentan un contacto con un cuerpo de resistividad eléctrica mayor, interrumpiendo la continuidad entre estructuras conductoras. En el caso de Ac-Cc es interrumpida la continuidad por Br, mientras que Gc1 y Gc2 por Hr. Se muestran las estaciones como círculos blancos y el camino que siguió el transmisor como los triángulos blancos. Exageración vertical 1.94.	54
30. Ajuste a los datos medidos. Se observa el ajuste entre los datos medidos (puntos) y los calculados (línea continua). Las estaciones de izquierda a derecha 2 (azul), 3 (verde), 4 (rojo), 5 (turquesa) y 6 (morado).	55
31. Pseudosección de residuales del perfil central. Se observa que el ajuste entre los datos medidos y calculados en general fue bueno. En el centro del perfil, cerca de la estación 4 se observan residuales altos. Para <i>offset</i> mayores a 4 km en la frecuencia de 3 Hz se observan residuales altos también. La zona donde se eliminaron los datos (posición 389 km Este) aún muestran residuales negativos, también en la posición 395 km Este se observa un no muy buen ajuste para las frecuencias 3, 7 y 13 Hz.	56
32. Modelo de resistividad eléctrica modificado. Se modificó el valor de resistividad eléctrica de la estructura Br (Figura 29). La estructura Br presentaba una resistividad eléctrica de 8 Ωm en el modelo original, este valor fue modificado por 0.5 Ωm . Exageración vertical 1.91.	58

33. Comparación de los datos producto de la prueba de sensibilidad. En rojo se muestran los datos medidos en campo, en color azul los calculados en la inversión preferida (Figura 29) y en verde los calculados del modelo modificado (Figura 32). Las estaciones de izquierda a derecha son 2, 3, 4, 5 y 6. El modelo modificado obtiene datos con menor amplitud que los datos medidos para la estación 2 en las frecuencias 1, 3 y 13 Hz, mientras que para la estación 3 tiene mejor ajuste el modelo modificado que el obtenido con la inversión. La baja amplitud en los datos sugiere la existencia de una pequeña porción resistiva, cubierta por una estructura conductora. El hecho de que los dos modelos ajusten los datos sugiere que la sensibilidad de los datos donde se localiza la estructura Br no es del todo confiable.	59
34. Campo eléctrico producido por un dipolo y bipolo eléctrico. Se observa el modelo utilizado para el cálculo de campo eléctrico. El receptor es el cuadro sobre el fondo marino, la trayectoria del transmisor (línea discontinua) fue de izquierda a derecha. Se muestra la porción <i>out-tow</i> de los datos calculados. Se puede observar que las curvas se unen a una distancia de aproximadamente la longitud del bipolo. Para el <i>offset</i> de 1 km las curvas son prácticamente iguales.	63
35. Contacto vertical entre un medio de 1 Ωm y 100 Ωm . Se colocan tres receptores para analizar el comportamiento del campo eléctrico y la inversión 1D de los datos. Zoom a la estación Rx2, se desplazó 1 m a la derecha y se encuentra sobre un medio de 30 Ωm	65
36. Respuesta del campo eléctrico a un contacto vertical. Se observa la diferencia entre la amplitud del campo eléctrico producto de un medio conductor o resistivo. La estación Rx1 sufre un rápido decaimiento, mientras que la estación Rx3 tiene una amplitud considerablemente mayor, incluso para <i>offset</i> más grandes. En las tres estaciones es evidente el cambio de pendiente en los datos cuando el transmisor pasa de un medio al otro. . .	66
37. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación Rx1. El modelo inicial se muestra en azul y fue un semiespacio homogéneo de 1 Ωm . La inversión de los datos <i>in-tow</i> requirió de dos iteraciones, la porción <i>out-tow</i> una.	67
38. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación Rx2. En el caso de los datos <i>in-tow</i> las primeras iteraciones se aproximan al valor de 1 Ωm , después la inversión se vuelve inestable y el modelo tiene que colocar una capa a 2 km de profundidad de $10^{-3} \Omega m$, la cual no tiene ningún sentido. La inversión no convergió. La inversión de los datos <i>out-tow</i> si convergió en la iteración 64 con un RMS de 1.46. El modelo obtenido recupera la resistividad de 100 Ωm a una profundidad de 1 a 2 km, después disminuye a 10 Ωm de 2 a 3 km. Por último introduce una capa de 0.01 Ωm a 3 km de profundidad.	67

39. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación Rx3. La inversión de los datos <i>in-tow</i> alcanzó el número máximo de iteraciones sin lograr converger. El modelo final presenta una resistividad de 30 Ωm en la parte más somera del modelo. Después muestra una resistividad de 2 Ωm hasta los 2.5 km y empieza a incrementar hasta 30 Ωm . En el caso del modelo <i>out-tow</i> el modelo se recuperó en la iteración número 4.	68
40. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación 4 perfil central. Se pueden observar similitudes entre ambos modelos hasta una profundidad de 1.5 km. A partir de ahí el modelo <i>out-tow</i> obtiene una capa de 0.3 Ωm y el <i>in-tow</i> una de 100 Ωm . El comportamiento de los modelos es similar al del contacto vertical.	69
41. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación 6 perfil central. Los modelos <i>in-tow</i> y <i>out-tow</i> no muestran similitud entre ellos, pero si un comportamiento muy similar al de la estación Rx2 del contacto vertical (Figura 38). De la sección del perfil central se sabe que esa zona presenta un contacto vertical entre las estructuras Hr y Gc2. El modelo de los datos <i>out-tow</i> recupera la estructura Hr en profundidad y valor de resistividad eléctrica.	70
42. Sección de resistividad eléctrica y sección de sísmica de reflexión del perfil norte. Se puede ver una correlación entre las zonas que muestran estratigrafía con los bajos resistivos en los costados del Alto Vírgenes. También se observa un buen ajuste entre el basamento acústico y la anomalía resistiva en la parte NE de la sección. En el Alto Vírgenes la sísmica es incapaz de identificar estructuras, salvo por algunas zonas con reflectores en la porción SW y central del edificio volcánico.	72
43. Sección de resistividad eléctrica y sección de sísmica de reflexión del perfil central. Se puede observar correlación entre reflectores y resistividades bajas en -3 km. Desde esta posición y hacia el SW se pierde la señal sísmica, coincidiendo con una anomalía conductora. En el lado NE del Monte Reforma se observa una secuencia de reflectores que coinciden con anomalías conductoras bajo las estaciones 5 y 6. Entre ambas la respuesta electromagnética cambia a un resistivo y la sísmica no muestra cambios en los reflectores. Después de la estación 6 se pierde la señal sísmica, coincidiendo con una anomalía conductora de dimensiones importantes. A profundidad estructuras resistivas ajustan con el basamento acústico.	73

44. Secciones de resistividad eléctrica del método MT. En la parte superior se encuentra el Perfil 1 (en este trabajo nombrado perfil norte). Se observa el cuerpo resistivo proveniente del SW que se extiende lateralmente hacia el NE hasta el límite del Alto Vírgenes (aproximadamente la estación 11), debajo del Alto Vírgenes se identifica un levantamiento en este cuerpo resistivo. La segunda sección de resistividad es el denominado Perfil 2 (perfil central) que muestra la misma estructura proveniente del SW que se extiende hasta aproximadamente la estación 6. Por último el perfil 3, del cual no se obtuvieron datos mCSEM. Se identifica que la estructura resistiva sigue el mismo patrón que los perfiles anteriores. Modificado de Montiel-Álvarez (2018).	76
45. Mapa batimétrico y zonas con interrupción acústica. Se muestra la localización de los OBEMs (puntos negros) empleados para el estudio de mCSEM y ubicación de zonas de interrupción acústica en los datos de batimetría monohaz, asociadas a la emanación de fluidos (estrellas). Modificado de Díaz-López (2017).	82
46. Modelo conceptual perfil norte. Se ilustran los elementos del perfil norte que tienen una doble interpretación. Los principales rasgos son las estructuras resistivas debajo del Alto de las Vírgenes. Una interpretación les da el carácter de reservorios mientras que la segunda de cuerpos intrusivos o cámaras magmáticas. Por encima de ellos se observa el horizonte conductor que corresponde a la capa de arcillas en la primera interpretación. La segunda indica que se trata de rocas volcánicas fracturadas y saturadas de agua marina. En el extremo NE el horizonte conductor puede tratarse de alteración hidrotermal o sedimentos saturados, mientras que a profundidad la estructura Gr se trata de <i>outflow</i> o un <i>sill</i> . En ambos debe existir una fuente de calor (a los reservorios) o una cámara magmática que proporcionó el material intrusivo.	86

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Análisis de sensibilidad de las estructuras presentes en el perfil norte. RMS original 1.49.	60
2. Análisis de sensibilidad de las estructuras presentes en el perfil central. RMS original 1.70	61
3. Resumen de resultados de la interpretación del perfil norte.	85

Capítulo 1. Introducción

1.1. Introducción

La energía geotérmica ha surgido como una alternativa amistosa con el medio ambiente para la generación de energía eléctrica. Actualmente el país es el cuarto productor de energía geotérmica en el mundo, con una capacidad instalada de 1,018 MWe y una producción de 6,071 GWh, distribuidos en 4 campos geotérmicos; Cerro Prieto (720 MWe), Los Humeros (94 MWe), Los Azufres (194 MWe) y Las Tres Vírgenes (10 MWe) (Bertani, 2016). Estimaciones recientes indican que México tiene importantes recursos geotérmicos, que oscilan entre 5 y 25 GW de recursos convencionales y no convencionales sin explotar. Por esta razón, el gobierno mexicano se impuso el ambicioso objetivo de generar el 35 % de su energía de fuentes renovables para el año 2024 (Flores-Espino *et al.*, 2017), en consecuencia, es importante conocer y localizar los recursos geotérmicos con los que cuenta el país.

Para alcanzar este objetivo, en marzo de 2014 se realizó una alianza academia-industria con el apoyo de la Secretaría de Energía (SENER) y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), para crear el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) (Jones y Kretzschmar, 2017). Uno de los proyectos encargados de desarrollar técnicas innovadoras de exploración y prospeccionar el potencial geotérmico en la zona del Golfo de California, es el llamado "Campaña intensiva de exploración geotérmica de las cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del sistema de rifts del Golfo de California (P03)", cuyo responsable es el Dr. Antonio González Fernández.

En el marco del proyecto mencionado, se realiza este trabajo cuyo tema principal es conocer el potencial geotérmico en la parte central del Golfo de California, empleando el método electromagnético marino de fuente controlada (mCSEM, por sus siglas en inglés). Ha sido documentado que la resistividad eléctrica es una de las propiedades físicas más variables de los materiales, sin embargo, es el parámetro geofísico más útil en la búsqueda de recursos geotérmicos (Ussher *et al.*, 2000).

La mayoría de los campos geotérmicos se encuentran en rocas volcánicas, aunque dos de los más grandes se localizan en rocas sedimentarias (Salton Trough y Cerro Prieto). Los campos geotérmicos de origen volcánico comparten características, las

cuales se describen en modelos conceptuales. Estos modelos se establecen con información geológica, geofísica, geoquímica, de temperatura y presión, con el fin de poder explicar el tipo de fuente de calor, localización de zonas de recarga y principales canales de flujo en el sistema geotérmico (Axelsson, 2013). Como se mencionó, la resistividad eléctrica es utilizada como un indicador indirecto de fluidos geotérmicos (Pellerin *et al.*, 1996).

Los modelos conceptuales de sistemas geotérmicos en zonas volcánicas, en función de la respuesta electromagnética, son descritos por Pellerin *et al.* (1996) en la Figura 1a y Cumming *et al.* (2000) en las Figuras 1b y c.

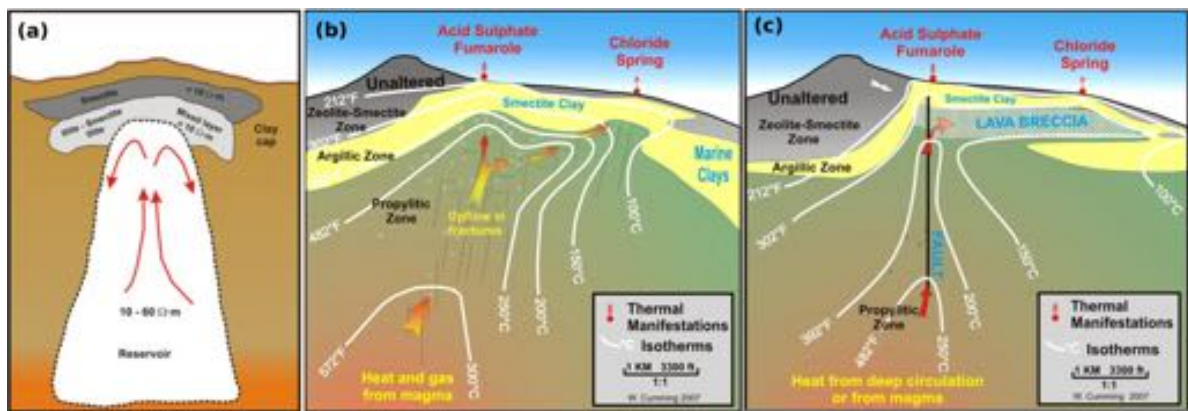


Figura 1. Modelos conceptuales de un sistema geotérmico de origen volcánico. a) Modelo conceptual propuesto por Pellerin *et al.* (1996), se pueden identificar 4 rasgos principales. El más somero es roca sin alterar, seguido de la *clay cap* compuesta de minerales arcillosos como la esmectita, esta capa es la que presenta menor resistividad. A profundidades y temperaturas mayores la esmectita es menor, presentándose illita que tiene una respuesta más resistiva, por último se encuentra el reservorio que tiene una resistividad de 10 a 60 Ωm . b) Modelo propuesto por Cumming *et al.* (2000), se observa la capa de arcillas tipo esmectita, debajo de esta se muestra el flujo principalmente ascendente de fluidos (*Upflow*), este tipo de modelo conceptual presentan flujos $>250^{\circ}C$. Un gradiente pequeño en las temperaturas (líneas blancas) sugiera una alta permeabilidad, el reservorio se encuentra en la zona de alteración propilítica. c) Modelo conceptual de Cumming *et al.* (2000), este es muy similar al modelo anterior, sin embargo, en este el flujo de fluidos es principalmente horizontal (*Outflow*) y de temperaturas $<200^{\circ}C$. En los últimos dos casos se indican manifestaciones superficiales.

Ambos modelos comparten similitudes, sin embargo, el modelo de Pellerin *et al.* (1996) solamente contempla los valores de resistividad que van a presentar los diferentes componentes del sistema geotérmico, mientras que en los modelos de Cumming *et al.* (2000) se considera la permeabilidad, dirección del flujo de fluidos y manifestaciones superficiales.

Los modelos presentan una capa superior de roca sin alterar y debajo de esta se localiza una capa de arcillas alteradas por presencia de fluidos hidrotermales. Esta al-

teración se puede generar a un amplio rango de temperaturas, desde menos de 100°C hasta más de 200°C. A bajas temperaturas (70°- 150°C) la alteración es caracterizada por esmectita (Muñoz, 2014). Esta capa conductora puede alcanzar la superficie o no, en función de la migración de fluidos hidrotermales (Figura 1b y c). A mayores temperaturas (180°C) la illita aumenta sus proporciones, generando una mezcla entre illita y esmectita (Anderson *et al.*, 2000). Al aumentar la temperatura el contenido de esmectita cada vez disminuye más, dando lugar a la presencia de minerales menos conductores como la clorita y epidota en la zona de alteración propilítica (Ussher *et al.*, 2000). Esta zona de resistividad alta (10 a 60 Ωm) es asociada a la producción de fluidos geotérmicos o reservorio (Gasperikova *et al.*, 2015).

En la Figura 2 se muestran algunos ejemplos de campos geotérmicos prospectados con el método Magnetotelúrico (MT). Se pueden observar las similitudes con los modelos conceptuales descritos anteriormente.

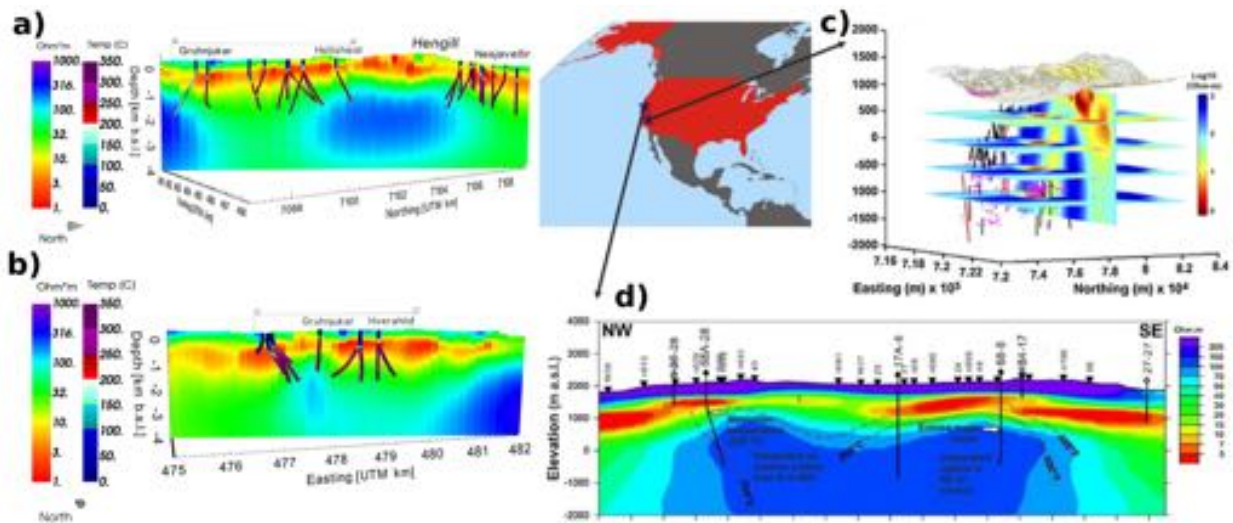


Figura 2. Secciones de resistividad eléctrica en campos geotérmicos. a) y b) Campo Geotérmico Hengill en Islandia, se muestran pozos y rangos de temperaturas alcanzados por ellos. Modificado de Gasperikova *et al.* (2015) c) Campo geotérmico Coso en Estados Unidos, se observa la capa de arcillas y las anomalías resistivas por debajo de la misma. Modificado de Muñoz (2014). d) Campo geotérmico Glass Mountain en Estados Unidos, también se observa el bajo resistivo correspondiente a la zona de alteración hidrotermal, debajo de este, el reservorio, con respuesta resistiva. Modificado de Muñoz (2014).

1.2. Marco Geológico

La evolución geológica del noroeste mexicano ha sido marcada por dos eventos tectónicos y magmáticos: el primero de ellos fue un proceso de subducción y la formación de arcos volcánicos en Sonora, Sinaloa y la ahora península de Baja California

y el segundo fue el episodio extensional que culminó con la ruptura de la litosfera continental a lo largo del Golfo de California (Martín-Barajas, 2014).

El primer evento empezó durante el Jurásico tardío al Cretácico tardío (163 - 90 Ma). La actividad magmática y tectónica del Cretácico tardío en la región de la península de Baja California, consistió en una subducción de la placa Farallón - Guadalupe debajo de la placa de Norte América, a lo largo del margen oriental de Baja California (Lonsdale 1989; Martín-Barajas 2014). Esta actividad produce intenso volcanismo por grandes intrusiones magmáticas en el margen occidental de América del Norte. Las raíces de estas intrusiones son cuerpos graníticos bastante documentados (Delgado-Argote 2000; Martín-Barajas 2014) y forman el Batolito Peninsular de Baja California.

El segundo evento consistió en un proceso de *Rift* que produjo la formación del Golfo de California, con la separación de la península del continente formando la porción oeste de la Provincia Extensional del Golfo de California (Aragón-Arreola, 2006) (Figura 3). El *rift* presente en el Golfo de California es el límite transtensivo entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica (Fenby y Gastil 1991; Lonsdale 1989; Aragón-Arreola 2006) integrado por un sistema escalonado de fallas normales unidas por fallas transformes, provocando la generación de centros de dispersión o cuencas tipo *pull-apart* con geometría *en echelon*.

La apertura del Golfo de California inició aproximadamente hace 12.3 Ma (Mioceno medio) y actualmente registra un desplazamiento relativo entre la placa de Norte América y Pacífico de $\sim 51 \pm 0.4$ mm/año (Plattner *et al.*, 2007). Las características del *rift* son diferentes dependiendo de la latitud, en la parte norte del Golfo de California las cuencas Altar, Wagner, Consag, Delfín, Adair-Tepoca y Tiburón se encuentran debajo de aproximadamente 5 km de sedimentos provenientes del río Colorado, en corteza continental y/o transicional (González-Fernández *et al.*, 2005). En la parte central y sur del Golfo, las cuencas de Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero y Alarcón tienen algunos centenares de metros de sedimentos y abundante actividad magmática. De estas cuencas únicamente Alarcón presenta generación de aproximadamente 135 km de corteza oceánica con un espesor de 6 km (Lizarralde *et al.*, 2007), el resto se localiza en corteza transicional.

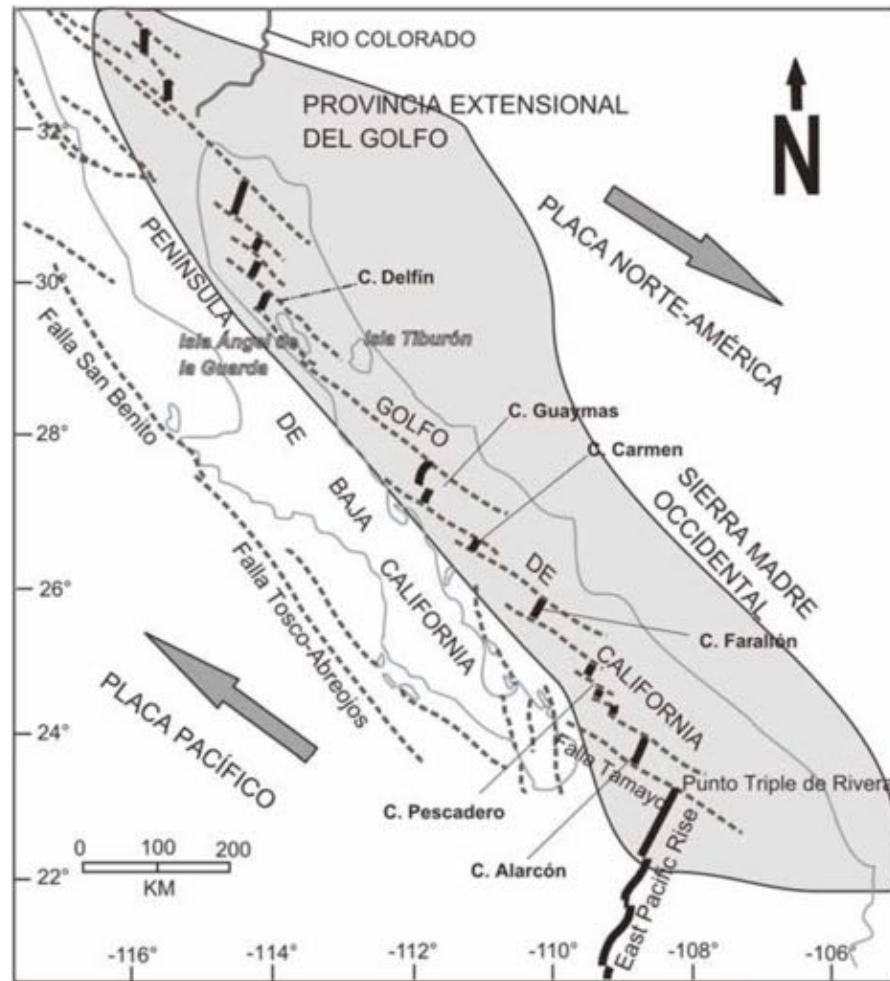


Figura 3. Golfo de California. Se muestran las principales estructuras que son parte de la Península y Golfo de California. En líneas negras las diferentes cuencas presentes en el Golfo de California, fallas en líneas discontinuas, la parte sombreada muestra la Provincia Extensional del Golfo. Tomado de Piñero-Lajas (2008).

1.3. Zona de Estudio

La zona de estudio se encuentra a 20 km al noreste de la costa de Santa Rosalía Baja California Sur y a 60 km al noroeste de la Cuenca de Guaymas, entre las latitudes norte 27 y 28.

La importancia del sitio de estudio es la cercanía con dos lugares donde se han identificado valores altos de flujo de calor, el primero de ellos es cuenca de Guaymas, la cual es un centro de dispersión que ha reportado numerosas manifestaciones hidrotermales (Williams *et al.* 1979; Lonsdale y Becker 1985; Von Damm *et al.* 1985) y el segundo es el volcán Las Tres Vírgenes, donde actualmente se encuentra el campo geotérmico del mismo nombre en explotación (Bertani 2016; Méndez *et al.* 2011).

En la región de Santa Rosalía se ha podido documentar, por medio de perforaciones en el campo volcánico Las Tres Vírgenes, que el basamento está constituido por rocas graníticas del Cretácico tardío (Sánchez-Velasco, 1996). Se tiene presencia también de rocas metasedimentarias del Paleozoico que afloran cerca del golfo. Estas rocas están cubiertas por la secuencia andesítica del Oligoceno de la Sierra La Giganta, por lavas Andesíticas a Dacíticas y rocas piroclásticas del Mioceno al Pleistoceno del campo volcánico Las Tres Vírgenes (Delgado-Argote, 2000). Estas últimas sirven como límite norte a noroeste de la Cuenca Santa Rosalía (Figura 4). El límite sur está dado por aluvión del Cuaternario y el este se encuentra a una distancia desconocida de la costa, pero se extiende al menos hasta la isla de San Marcos (Conly *et al.*, 2005).

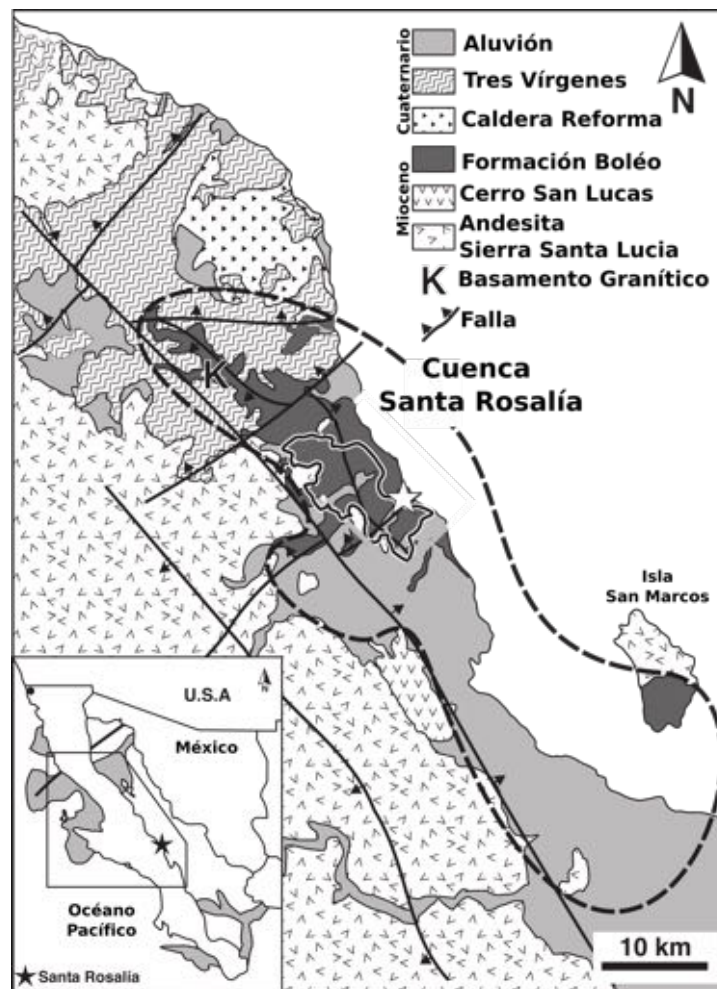


Figura 4. Mapa Geológico. Se muestran las rocas del Mioceno a Cuaternario del distrito de Santa Rosalía. Modificado de Conly *et al.* (2005).

En la parte marina el rasgo geomorfológico más prominente es Isla Tortuga, su descripción está registrada en Batiza (1978). Isla Tortuga es una isla volcánica localizada

sobre corteza oceánica a transicional proveniente del centro de dispersión de Guaymas, es un volcán compuesto de flujos de lava basáltica toleítica, tobas vítreas y volúmenes menores de andesita toleítica (Batiza, 1978). Datos batimétricos muestran que isla Tortuga es parte de una cresta orientada hacia el NW cuyo extremo SE es la Cuenca de Guaymas, la cresta adquiere el nombre de Cresta Volcánica Tortuga y tiene una orientación de 300° , alcanzando una extensión de casi 80 km de largo y por lo menos 7 km de ancho (Fabriol et al. 1999; Díaz-López 2017).

Son 4 las estructuras submarinas que forman la Cresta Volcánica Tortuga, Díaz-López (2017) las nombra Monte Reforma, Monte Amet, Alto Vírgenes y La Cuarta Virgen, todas de origen volcánico debido a su forma cónica y sustrato rocoso (Figura 5). La anomalía de aire libre (Figura 6) muestra un alto gravimétrico de aproximadamente 40 mGal, coincidente con la Cresta Volcánica Tortuga.

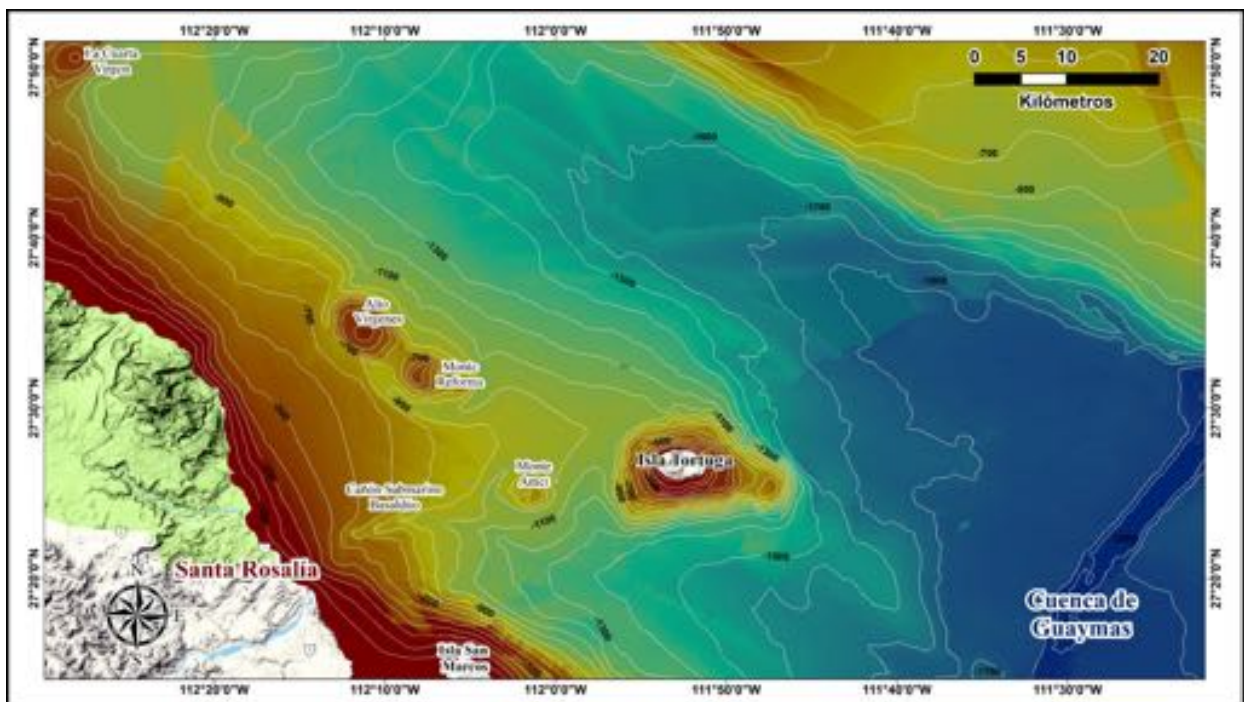


Figura 5. Batimetría de la zona de estudio. Se muestra la Cresta Volcánica Tortuga y las diferentes estructuras que la componen, la isóbata de 1,000 m evidencia la cresta, esta alcanza la Cuenca de Guaymas en su extensión SE. Tomado de Díaz-López (2017).

Como se mencionó anteriormente se considera que la corteza en la parte central del Golfo de California es transicional. En la Figura 6 se puede observar que el límite NW de esta corteza transicional es Isla Tortuga. También es posible ver que la Cuenca de Guaymas está dividida en lo que se podrían considerar dos centros de dispersión.

Lonsdale (1989) menciona que estos dos centros de dispersión tienen la misma actividad hidrotermal, sin embargo se encuentran en diferentes etapas de un ciclo ($\sim 10,000$ años) en el que se alternan breves pérdidas de calor asociada al enfriamiento de una cámara magmática, con un período prolongado en el que el crecimiento de la misma repone el suministro de calor. Es posible inferir una relación entre esta separación del centro de dispersión con la existencia de la Cresta Volcánica Tortuga (Figura 6).

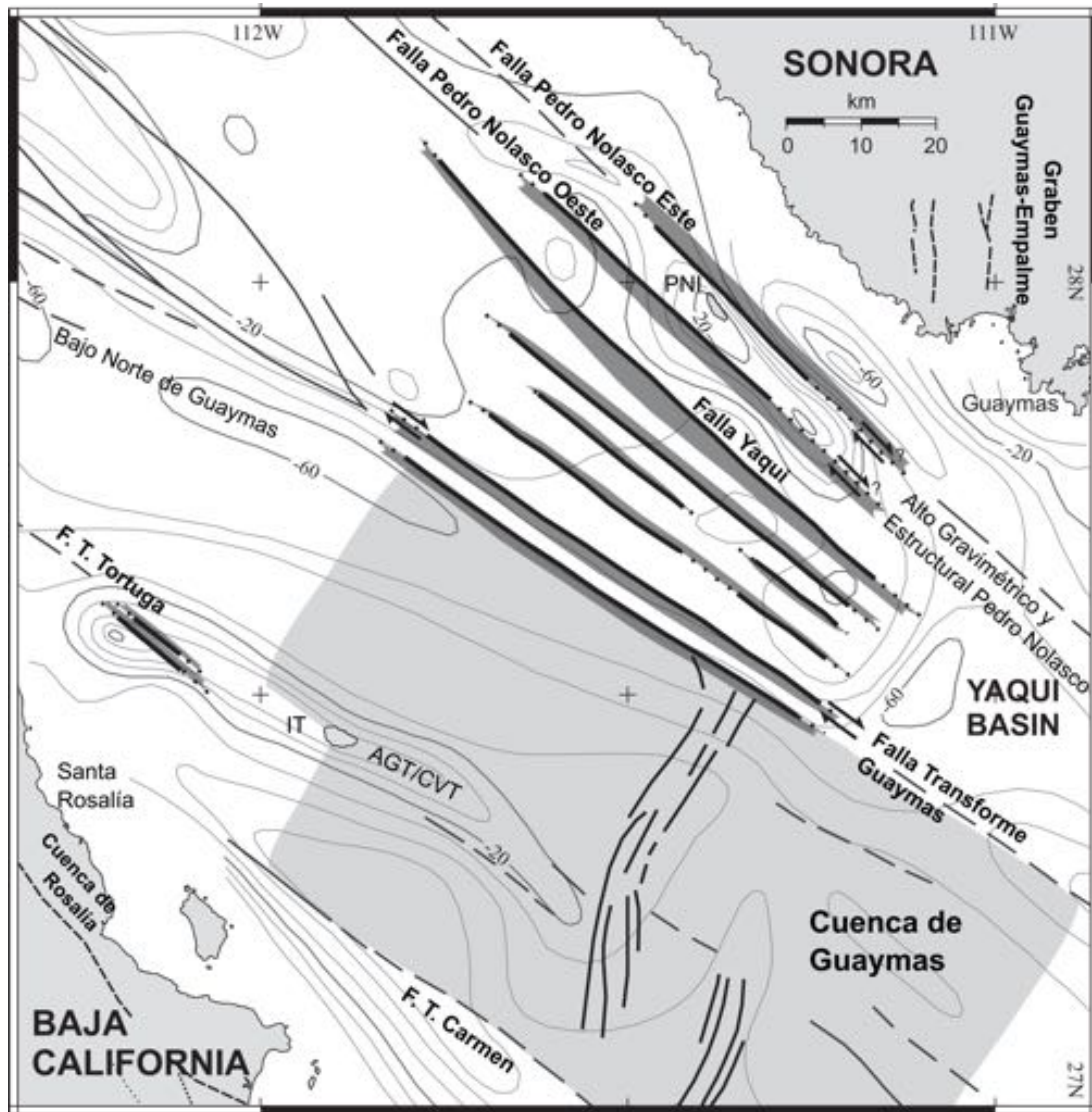


Figura 6. Mapa estructural de la parte central de Golfo de California. Se presenta de fondo la anomalía gravimétrica de aire libre con intervalos de 10 mGal. La zona sombreada sobre Cuenca de Guaymas muestra la extensión interpretada de corteza transicional (Albertin, 1989). Fallas cartografiadas como líneas continuas y gruesas, áreas sombreadas adjuntas a cada falla representan la caída relativa y la dirección del echado. Abreviaturas: FT, Falla Transforme; PNI, Pedro Nolasco Isla; IT, Isla Tortuga; AGT, Alto Gravimétrico Tortuga; CVT, Cresta Volcánica Tortuga. Modificado de Aragón-Arreola (2006).

1.4. Estudios Previos

La información geofísica presente en la zona de estudio es abundante, se cuenta con información de la campaña oceanográfica CORTES-P96 (*Crustal Offshore Research Transect by Extensive Seismic Profiling*) (Dañobeitia *et al.*, 1997) donde se adquirieron más de 3,000 km de perfiles geofísicos que incluyen batimetría multihaz, imágenes de reflectividad, gravimetría, magnetometría y sísmica multicanal de reflexión y refracción. Fabriol *et al.* (1999) utilizaron los datos adquiridos durante la campaña y, ofrecen diferentes modelos geológicos. En este trabajo nos centraremos en un perfil de gravimetría y magnetometría así como una imagen de reflectividad, los datos fueron adquiridos de manera perpendicular a la Cresta Volcánica Tortuga, en específico sobre el Alto Vírgenes.

1.4.1. Gravimetría y Magnetometría

La Figura 7 muestra las anomalías de aire libre y magnética, así como el modelo que ajusta a los datos. La interpretación reportada en Fabriol *et al.* (1999) indica la existencia de dos capas sedimentarias. La capa superior, formada por arenas, arenisca y flujos piroclásticos, se caracteriza por una densidad de $1,900 \text{ kg/m}^3$ y una susceptibilidad magnética de $25 \cdot 10^{-6} \text{ e.m.u.}$ Los autores indican que a partir de información litológica proveniente de perforaciones del campo volcánico de Las Tres Vírgenes, la siguiente capa esta formada por aproximadamente un kilómetro de rocas volcánicas del Grupo Comondú y Andesita Santa Lucía. Esta segunda unidad presenta una densidad de $2,300 \text{ kg/m}^3$ y una susceptibilidad magnética de $120 \cdot 10^{-6} \text{ e.m.u.}$ Por último ambas capas sobreyacen a un basamento granítico cuya densidad es de $2,700 \text{ kg/m}^3$ y una susceptibilidad de $500 \cdot 10^{-6} \text{ e.m.u.}$ Las anomalías magnéticas sugieren la existencia de tres cuerpos en el interior del Alto Vírgenes, que se extienden desde 0.8 km hasta 3 km por debajo del nivel medio del mar (Figura 7C), estos cuerpos interpretados como cámaras magmáticas fósiles o intrusivos, presentan una densidad de $2,800 \text{ kg/m}^3$ y una contrastante susceptibilidad magnética de $10,000 \cdot 10^{-6} \text{ e.m.u.}$

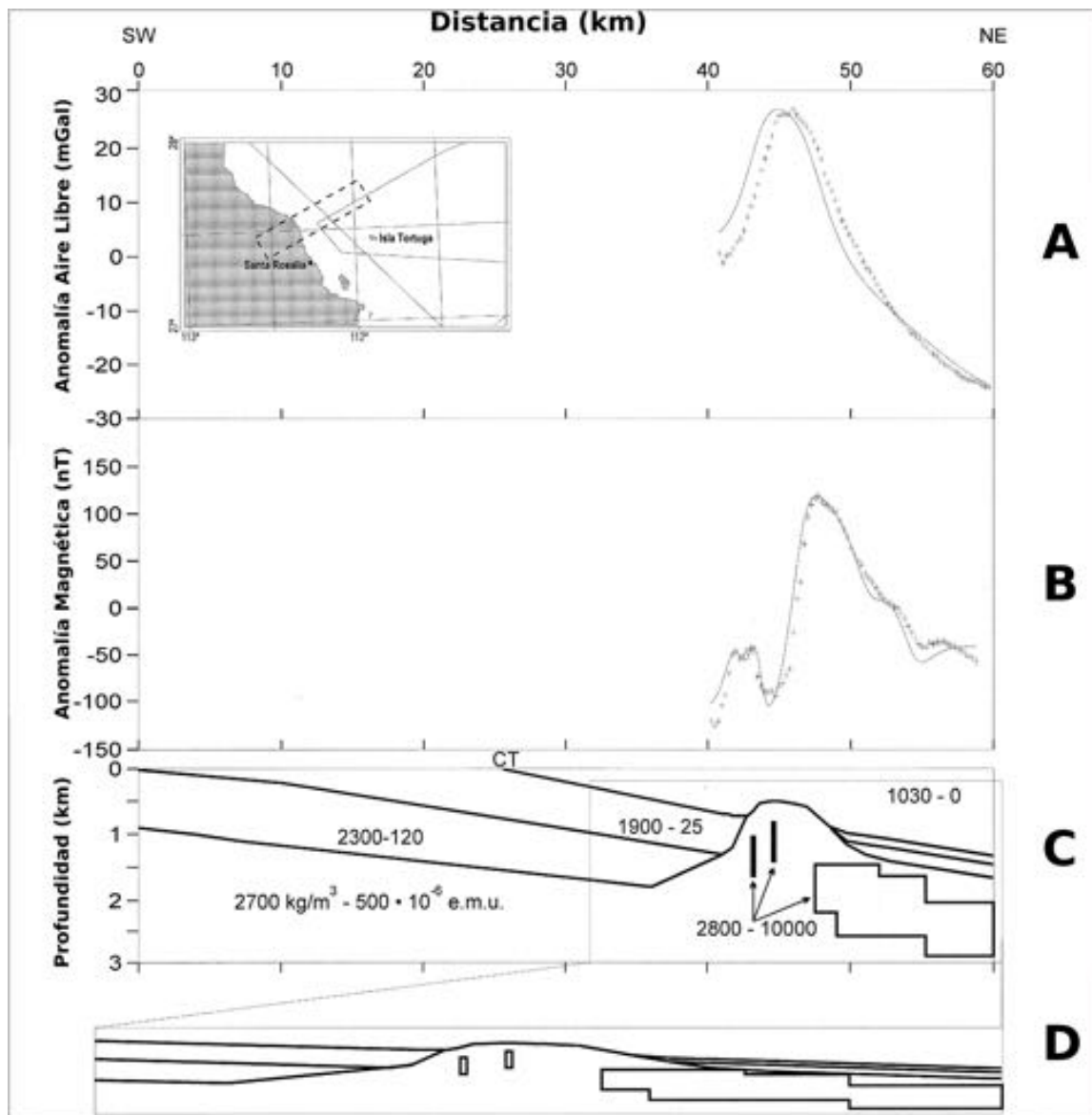


Figura 7. Anomalía de aire libre y anomalía magnética sobre el Alto Vírgenes. A) Anomalía de aire libre, se puede notar el máximo de aproximadamente 30 mGal que corresponde a la Cresta Volcánica Tortuga, se nota el ajuste entre los datos medidos (cruces) y los calculados con el modelo obtenido (línea continua). B) Anomalía magnética residual, se pueden ver los efectos de los cuerpos con susceptibilidad magnética anómala, datos medidos (cruces) y datos calculados (línea continua). C) Modelo ajustado de densidad y susceptibilidad utilizado para generar los perfiles de gravedad y magnetismo mostrados en A) y B). D) Muestra una porción del perfil del Alto Vírgenes sin exageración vertical. CT, Línea de costa. Modificado de Delgado-Argote (2000).

1.4.2. Reflectividad

La sección de reflectividad reportada en Delgado-Argote (2000) es casi perpendicular a la orientación de la Cresta Volcánica Tortuga y corta al monte submarino más prominente (Alto Vírgenes). Este monte submarino tiene un diámetro en la base de ~6.5 km, en la parte occidental tiene una diferencia de altura de casi 200 m con res-

pecto al fondo marino y una pendiente de 17° , la parte oriental se eleva 400 m respecto del fondo marino con una pendiente de 10° .

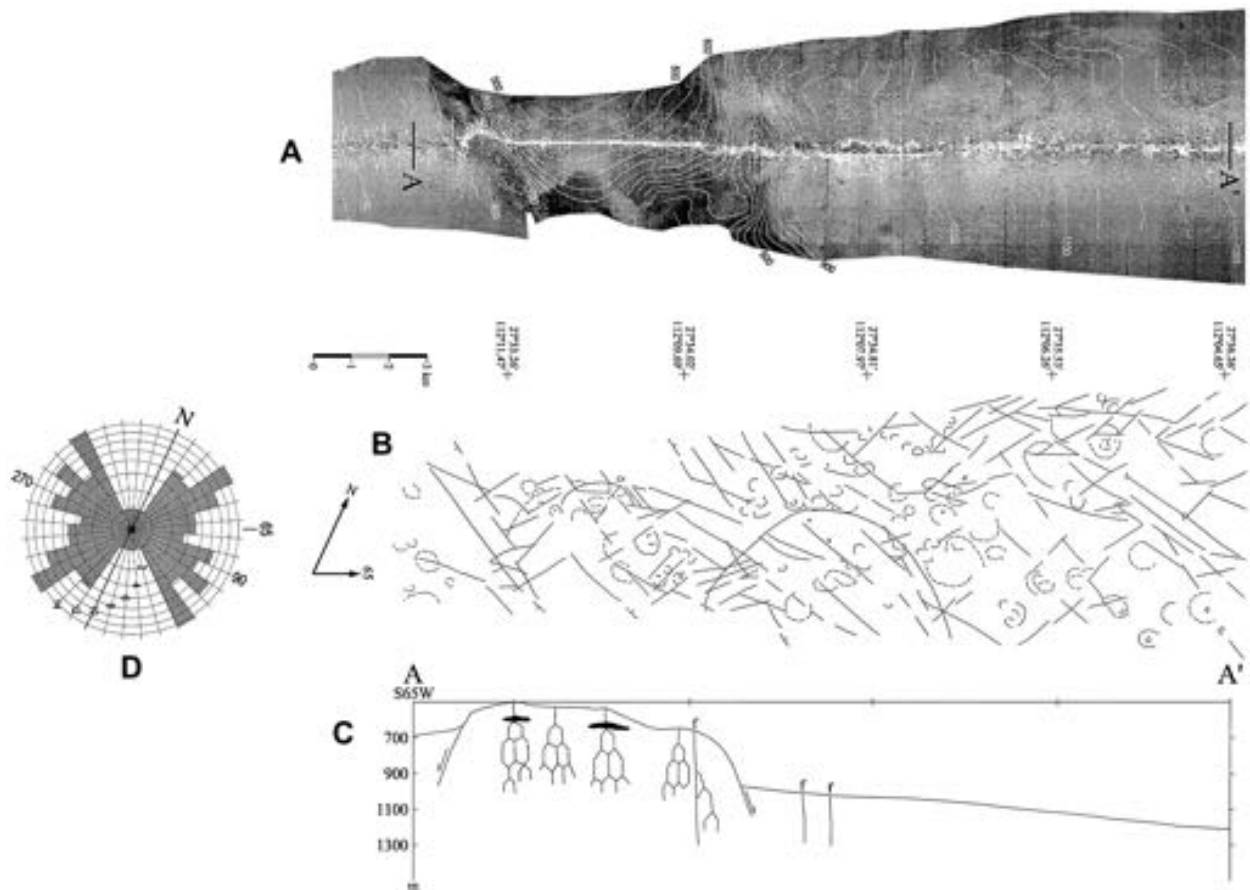


Figura 8. A) Imagen de reflectividad. La interpretación de estas imágenes considera que las rocas cristalinas se observan en colores oscuros, mientras que una superficie de sedimentos suaves sin consolidar presentan tonos claros. B) Interpretación estructural de la imagen de reflectividad. Se observa la estructura curvilínea. C) Perfil que indica fallamiento normal, así como cuerpos intrusivos someros. D) Diagrama de rosa mostrando tendencias de lineamientos NW y NE. Los lineamientos NW son paralelos a la Cresta Volcánica Tortuga. Modificado de Delgado-Argote (2000).

El complejo volcánico está elongado hacia 300° y ligeramente basculado hacia el oriente (Delgado-Argote, 2000), en la cima presenta una serie de lineamientos curvilíneos de origen volcánico y subvolcánico. La Figura 8C sugiere la existencia de un edificio volcánico complejo delimitado por fallas normales, similares a una estructura tipo *horst*, la misma figura muestra una serie de diques alimentadores que dan explicación a los rasgos estructurales curvilíneos inferidos en la Figura 8A. Hacia el oriente del Alto Vírgenes se observa una estructura curvilínea de aspecto parecido a una meseta de 6 km de diámetro, cubierta por sedimentos, lo que supone que la meseta es más antigua que el Alto Vírgenes (Figuras 8A, B). El diagrama de rosa Figura 8D muestra que la mayoría de las estructuras tienen una dirección de 30° y 300° , que se correla-

cionan claramente con la orientación de la Cresta Volcánica Tortuga (Delgado-Argote, 2000).

1.4.3. Batimetría

Díaz-López (2017) indica que la presencia de actividad hidrotermal o depósitos potenciales de gas, se puede determinar a partir de datos batimétricos monocanal, en zonas donde la geomorfología (estructural) sea evidencia de la existencia de estos o, donde se presenten interrupciones en la señal de la ecosonda. En la Cresta Volcánica Tortuga indicó sitios donde la batimetría presenta interrupciones laterales de los reflectores someros y una mayor rugosidad del fondo marino.

En la zona se interpretó un área entre el Monte Reforma e Isla Tortuga donde la batimetría es más suave y presenta la mayoría de estas anomalías en los datos batimétricos. En esta zona se reportan 11 puntos asociados a la presencia de manifestaciones hidrotermales o depósitos de gas, otros tres puntos fueron reportados entre Isla Tortuga y Cuenca de Guaymas (Figura 9).

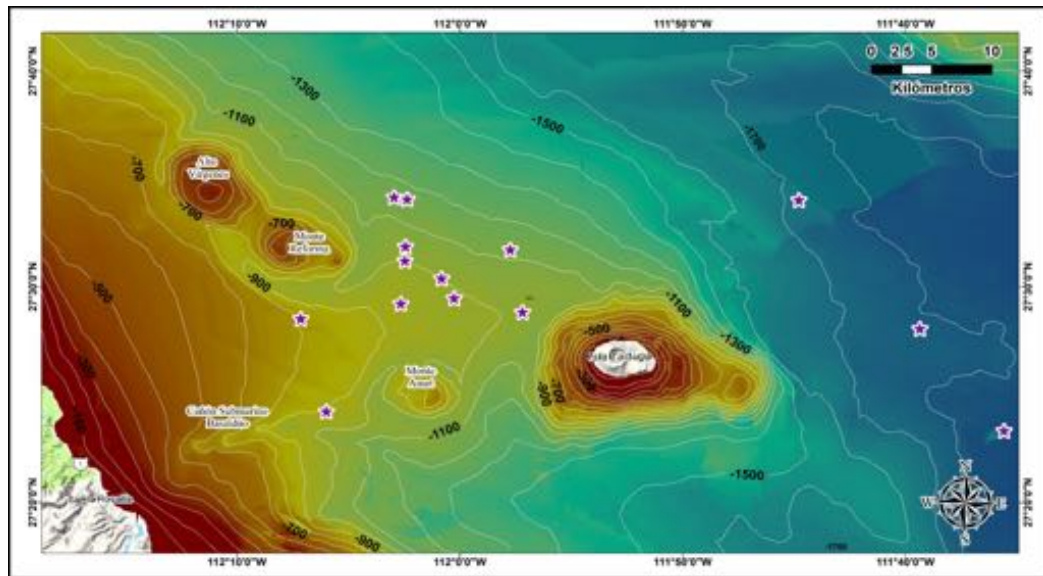


Figura 9. Batimetría de la zona de estudio. Las estrellas indican los sitios donde se presentó interrupción acústica de la señal, efecto asociado a la posible presencia de manifestaciones hidrotermales o depósitos de gas. Modificado de Díaz-López (2017).

1.5. Justificación y objetivos

1.5.1. Justificación

Conocer la riqueza energética del país es un tema fundamental para el desarrollo económico de la nación. En ese sentido los métodos de exploración geofísica adquieren un papel protagónico, debido a su capacidad para ofrecer información del subsuelo midiendo diferentes parámetros físicos con relativa facilidad.

Este trabajo es oportuno dada la necesidad de conocer e identificar el potencial geotérmico en la porción central del Golfo de California.

1.5.2. Objetivo General

Determinar la existencia de potencial geotérmico en la parte central del Golfo de California mediante el método electromagnético marino de fuente controlada.

1.5.3. Objetivos particulares

Obtener secciones con la distribución espacial de resistividad eléctrica debajo de la Cresta Volcánica Tortuga.

Analizar la fiabilidad de los modelos obtenidos mediante el análisis de sensibilidad de los datos medidos.

Correlacionar los resultados obtenidos del método electromagnético marino de fuente controlada, con las interpretaciones de otros métodos geofísicos en la zona de estudio.

Capítulo 2. Principios del Método

2.1. Marco Teórico

La física que gobierna los métodos electromagnéticos en un modelo de conductividad eléctrica 3D, isotrópico $\sigma(x, y, z)$, con una fuente eléctrica o magnética y suponiendo una variación temporal $e^{i\omega t}$, está descrita por las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmann, 1988). Estas indican las relaciones y el comportamiento de cuatro funciones vectoriales: El campo eléctrico $\mathbf{E}$ (V/m), inducción magnética $\mathbf{B}$ (T), desplazamiento eléctrico $\mathbf{D}$ (C/m²) y el campo magnético $\mathbf{H}$ (A/m):

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q, \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega \mathbf{B} = \mathbf{M}_s, \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \sigma \mathbf{E} = \mathbf{J}_s, \quad (4)$$

donde $\mathbf{J}_s$ y $\mathbf{M}_s$ son fuentes eléctricas y magnéticas, q es la densidad de carga (C/m³), el operador ∇ es el gradiente espacial $\left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}\right)$, ω es la frecuencia angular ($2\pi f$), f es frecuencia (Hz) y σ es la conductividad eléctrica compleja ($\sigma = \hat{\sigma} - i\omega\epsilon$) con unidades (S/m). Es posible establecer relaciones entre las funciones vectoriales, conocidas como relaciones constitutivas (Griffiths, 1999)

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}, \quad (5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (6)$$

donde ϵ es la permitividad eléctrica (F/m) y μ es la permeabilidad magnética (H/m). Generalmente se utiliza el valor de la permeabilidad magnética en el vacío, para materiales que carecen de un gran contenido de magnetita (Constable, 2010), por lo tanto la relación constitutiva (6) resulta

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

La incorporación de estas relaciones en las ecuaciones de Maxwell, permite considerar las propiedades electromagnéticas de los materiales presentes en la Tierra.

En los métodos de inducción electromagnética es práctica común adquirir los datos

a lo largo de un perfil y suponer que la resistividad eléctrica no varía en la dirección perpendicular al perfil. A esta dirección se le conoce como rumbo eléctrico, asignándole aquí la dirección x . Entonces, en este planteamiento bidimensional (2D) del parámetro físico, el objetivo es estimar la distribución de la resistividad eléctrica en las direcciones y y z . Sin embargo, puesto que la fuente produce campos tridimensionales (3D) [$\mathbf{J}_s(x,y,z)$ y $\mathbf{M}_s(x,y,z)$], a este problema se le conoce como 2.5D (dos y media dimensiones). El problema 2.5D va a requerir que las ecuaciones (3) y (4) sean transformadas a un espacio en 2D, la manera de conseguir esto es por medio de la transformada de Fourier con respecto al rumbo eléctrico, es decir, una transformada al dominio del número de onda (Sugeng *et al.*, 1993):

$$\hat{\mathbf{F}}(k_x, y, z) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{F}(x, y, z) e^{-ik_x x} dx, \quad (8)$$

donde k_x es el número de onda espacial en la dirección del rumbo x , el símbolo (^) denota que la cantidad se encuentra en el dominio del número de onda (k_x, y, z).

Los campos electromagnéticos se pueden expresar en términos de campos primarios ($\mathbf{E}^p$ y $\mathbf{H}^p$), inducidos por un dipolo eléctrico horizontal en un medio de conductividad primaria $\sigma_p(z)$ (modelo estratificado sin cuerpo anómalo) y, campos secundarios ($\mathbf{E}^s$ y $\mathbf{H}^s$) producto de heterogeneidades en la conductividad eléctrica $\sigma_s = \sigma - \sigma_p(z)$ (Li y Key, 2007):

$$\nabla \times \mathbf{E}^s = -i\omega\mu_0 \mathbf{H}^s, \quad (9)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}^s - \sigma \mathbf{E}^s = \sigma_s \mathbf{E}^p. \quad (10)$$

Aplicando a las ecuaciones (9) y (10) la transformada de Fourier (8) se obtienen las siguientes ecuaciones en función de los campos $\mathbf{E}^s$ y $\mathbf{H}^s$ (Hohmann, 1988):

$$\hat{E}_y^s = \frac{1}{k_e^2} \left(-ik_x \frac{\partial \hat{E}_x^s}{\partial y} - i\omega\mu_0 \frac{\partial \hat{H}_x^s}{\partial z} + k_a^2 \hat{E}_y^p \right), \quad (11)$$

$$\hat{E}_z^s = \frac{1}{k_e^2} \left(-ik_x \frac{\partial \hat{E}_x^s}{\partial z} + i\omega\mu_0 \frac{\partial \hat{H}_x^s}{\partial y} + k_a^2 \hat{E}_z^p \right), \quad (12)$$

$$\hat{H}_y^s = \frac{1}{k_e^2} \left(-ik_x \frac{\partial \hat{H}_x^s}{\partial y} + \sigma \frac{\partial \hat{E}_x^s}{\partial z} + ik_x \sigma_s \hat{E}_z^p \right), \quad (13)$$

$$\hat{H}_z^s = \frac{1}{k_e^2} \left(-ik_x \frac{\partial \hat{H}_x^s}{\partial z} - \sigma \frac{\partial \hat{E}_x^s}{\partial y} - ik_x \sigma_s \hat{E}_y^p \right), \quad (14)$$

$$\frac{\partial \hat{E}_y^s}{\partial z} - \frac{\partial \hat{E}_z^s}{\partial y} = -i\omega\mu_0 \hat{H}_x^s, \quad (15)$$

$$\frac{\partial \hat{H}_y^s}{\partial z} - \frac{\partial \hat{H}_z^s}{\partial y} = \sigma \hat{E}_x^s + \sigma_s \hat{E}_x^p, \quad (16)$$

donde

$$k_a^2 = -i\omega\mu_0\sigma_s$$

y

$$k_e^2 = k_x^2 - k^2 = k_x^2 + i\omega\mu_0\sigma.$$

Combinando las ecuaciones (11) a (16) se obtienen dos ecuaciones diferenciales que expresan las componentes paralelas al rumbo eléctrico $\hat{E}_x^s$ y $\hat{H}_x^s$:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \left(\frac{\sigma}{k_e^2} \nabla \hat{E}_x^s \right) - \sigma \hat{E}_x^s + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{ik_x}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_x^s}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{ik_x}{k_e^2} \frac{\partial \hat{H}_x^s}{\partial y} \right) \\ = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{ik_x \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_y^p \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{ik_x \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_z^p \right) + \sigma_s \hat{E}_x^p, \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \left(\frac{i\omega\mu_0}{k_e^2} \nabla \hat{H}_x^s \right) - i\omega\mu_0 \hat{H}_x^s - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{ik_x}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_x^s}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{ik_x}{k_e^2} \frac{\partial \hat{E}_x^s}{\partial y} \right) \\ = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{i\omega\mu_0 \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_z^p \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{i\omega\mu_0 \sigma_s}{k_e^2} \hat{E}_y^p \right). \end{aligned} \quad (18)$$

El operador nabla se aplica únicamente sobre el plano transversal después de la transformada de Fourier $[\nabla = (\frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})]$. Debido a los valores de conductividad eléctrica de la Tierra ($\sigma \gg \epsilon\omega$) y, el rango de frecuencias empleado en los métodos de inducción electromagnética (1 – 10 Hz), únicamente se considera el término real $\hat{\sigma}$ de la conductividad eléctrica, a esto se le conoce como aproximación cuasi estática (Ward y Hohmann, 1988).

La solución de las ecuaciones (11) a (18) se obtiene con métodos numéricos, para ello es necesario realizar una discretización del espacio con un esquema de diferen-

cias finitas (Newman y Alumbaugh, 1995) o elemento finito (Ward y Hohmann 1988; Key y Ovall 2011), este último ampliamente usado debido a su capacidad para representar mejor la topografía o batimetría (Schwalenberg y Edwards 2004; Li y Constable 2007). Otra característica de elemento finito es que permite representar cuerpos más complejos, caracterizando mejor estructuras geológicas (Li y Key, 2007).

El problema numérico 2D requiere el cálculo preciso de los campos en el plano normal al rumbo $\hat{E}_y^s, \hat{E}_z^s, \hat{H}_y^s$ y $\hat{H}_z^s$ [ecuaciones (11) a (14)] a partir de los campos paralelos al rumbo eléctrico $\hat{E}_x$ y $\hat{H}_x$ [ecuaciones (17) y (18)], esto para cada número de onda (Li y Key, 2007). Generalmente 30 valores de número de onda son necesarios para obtener respuestas precisas, espaciados logarítmicamente de 10^{-6} a $10^{-1}m^{-1}$ (Key y Ovall, 2011). Finalmente los campos 2D en el dominio del número de onda tienen que convertirse al dominio espacial 3D, para esto se hace uso de la transformada inversa de Fourier

$$\mathbf{F}(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{\mathbf{F}}(x, y, z) e^{ik_x x} dk_x. \quad (19)$$

Puesto que en esta tesis también se manejó el modelo de capas horizontales estratificadas, aquí se presentan brevemente sus bases teóricas.

El comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos en un espacio 1D ha sido ampliamente estudiado (Ward y Hohmann 1988; Key 2009). En ellos se supone un medio estratificado con N capas de conductividad isotrópica σ_i donde $i = 1, \dots, N$. El sistema coordenado sigue la regla de la mano derecha con el eje z apuntando hacia abajo.

Considerando una fuente eléctrica infinitesimal, con variación temporal $e^{-i\omega t}$ para frecuencias que cumplen con la aproximación cuasi estática, es posible obtener modelos matemáticos para el campo eléctrico y magnético. Partiendo de la ecuación (2), el vector inducción magnética se puede expresar como el rotacional de un vector potencial magnético (Jackson, 2007)

$$\mathbf{B} = \nabla \times \mathbf{A}. \quad (20)$$

Con las ecuaciones (3), (4), (20) y las condiciones de calibración de Lorenz, es posible

expresar el campo eléctrico en función del vector potencial magnético (Key, 2009)

$$\mathbf{E} = i\omega\mathbf{A} + \frac{1}{\mu\sigma}\nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}). \quad (21)$$

El vector potencial magnético puede ser obtenido de la solución de la transformada de Hankel

$$\mathbf{A}(\mathbf{r}) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \hat{\mathbf{A}}(\lambda, z) J_0(\lambda r) \lambda d\lambda, \quad (22)$$

donde

$$\lambda^2 = k_x^2 + k_y^2,$$

J_0 es la función de Bessel de orden cero y primera especie, k_x y k_y son los números de onda espacial en sus respectivas direcciones y r es la distancia horizontal entre la posición de la fuente y el punto de observación. Obtener $\mathbf{A}$ requiere de la solución analítica de la ecuación de difusión en el espacio del número de onda

$$-\frac{d^2 \hat{\mathbf{A}}}{dz^2} + \gamma^2 \hat{\mathbf{A}} = \mu \hat{\mathbf{J}}_s, \quad (23)$$

donde

$$\gamma^2 = \lambda^2 - i\omega\mu\sigma.$$

De la ecuación (23) se obtiene $\hat{\mathbf{A}}$ en las direcciones y y z . Si la fuente se localiza sobre el eje y , la transformada de Hankel (22) se evalúa con el método de filtros digitales de manera recursiva, para así obtener la solución espacial del vector potencial magnético (Key, 2009). En la práctica los campos eléctrico y magnético se obtienen sustituyendo la ecuación (22) en las ecuaciones (20) y (21).

Los conceptos anteriores nos permitirán entender la física del método electromagnético marino de fuente controlada y poder dar una interpretación correcta a los datos que se trabajan.

2.2. Método CSEM

El desarrollo de las técnicas electromagnéticas marinas como el método magnetotélúrico (MT) y de fuente controlada (CSEM) inició en la década de los 80's, en investigaciones militares que buscaban conocer el efecto de las capas resistivas y superficia-

les de la corteza oceánica en las comunicaciones de submarinos (Constable y Srnka, 2007). Las investigaciones académicas han tenido diferentes propósitos, mientras que trabajos como Cox *et al.* (1986) y Flosadóttir y Constable (1996) se enfocaron en el estudio de la litósfera oceánica, otros se orientaron en la respuesta electromagnética de las dorsales oceánicas (Evans *et al.* 1994; MacGregor *et al.* 1998). A finales de los años 90's se dieron los primeros indicios del potencial que presenta el método en la exploración de hidrocarburos (Ellingsrud *et al.* 2002; Weitemeyer *et al.* 2006; Myer *et al.* 2012; Alcocer *et al.* 2013; Fanavoll *et al.* 2014). Los resultados positivos de la técnica en esta industria han impulsado su popularidad incrementando el desarrollo teórico e instrumental durante los últimos 20 años.

Una de las ventajas más importantes de los métodos electromagnéticos es el control de la profundidad de investigación, la cual en gran medida va a depender de la fuente que se esté empleando. La fuente del método MT son ondas electromagnéticas generadas en la parte superior de la atmósfera, por la interacción del viento solar con el campo magnético terrestre (Key, 2003). La intensidad de estas ondas electromagnéticas va a depender del medio por el cual se propaguen. El parámetro que cuantifica la propagación de una onda por un medio es el *skin depth*, que se define como

$$\delta = \sqrt{\frac{1}{\pi \mu \sigma f}} \approx 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}}. \quad (24)$$

De la ecuación anterior se puede notar que la propagación de una onda electromagnética estará en función de la frecuencia y resistividad eléctrica (ρ) del medio por el que viaja.

En el caso del método MT marino las ondas electromagnéticas van a sufrir atenuación importante durante su viaje a través de la columna de agua, esto es debido a la alta conductividad que tiene este material, por lo tanto, la capa de agua actúa como un filtro pasa bajas (Chave *et al.*, 1991). Los campos cuyo *skin depth* sean menores que el espesor de la columna de agua serán fuertemente atenuados. Por lo general, las frecuencias que se emplean para MT en el ambiente marino rondan 0.001 a 0.05 Hz (Key y Constable, 2002), sin embargo, esto va a depender del espesor de la columna de agua para cada sitio de exploración.

El método de fuente controlada surge de la necesidad de recuperar las frecuencias

de 1 a 10 Hz que el método MT pierde debido a la capa de agua. Con ellas es posible obtener la respuesta del medio con mayor resolución en los primeros kilómetros del fondo marino. Esto se logra empleando una fuente eléctrica o magnética, horizontal o vertical, transmitiendo una señal variante en el tiempo (Constable, 2013). El análisis de este método es en el dominio de las frecuencias.

Pese a la amplia participación de diferentes instituciones científicas y empresas privadas en el diseño instrumental y de metodologías de adquisición, en este trabajo se expondrá el método desarrollado en *Scripps Institution of Oceanography*, el cual utiliza un bipolo eléctrico horizontal transportado a una altura constante sobre el fondo marino. La Figura 10 ilustra el método mCSEM.

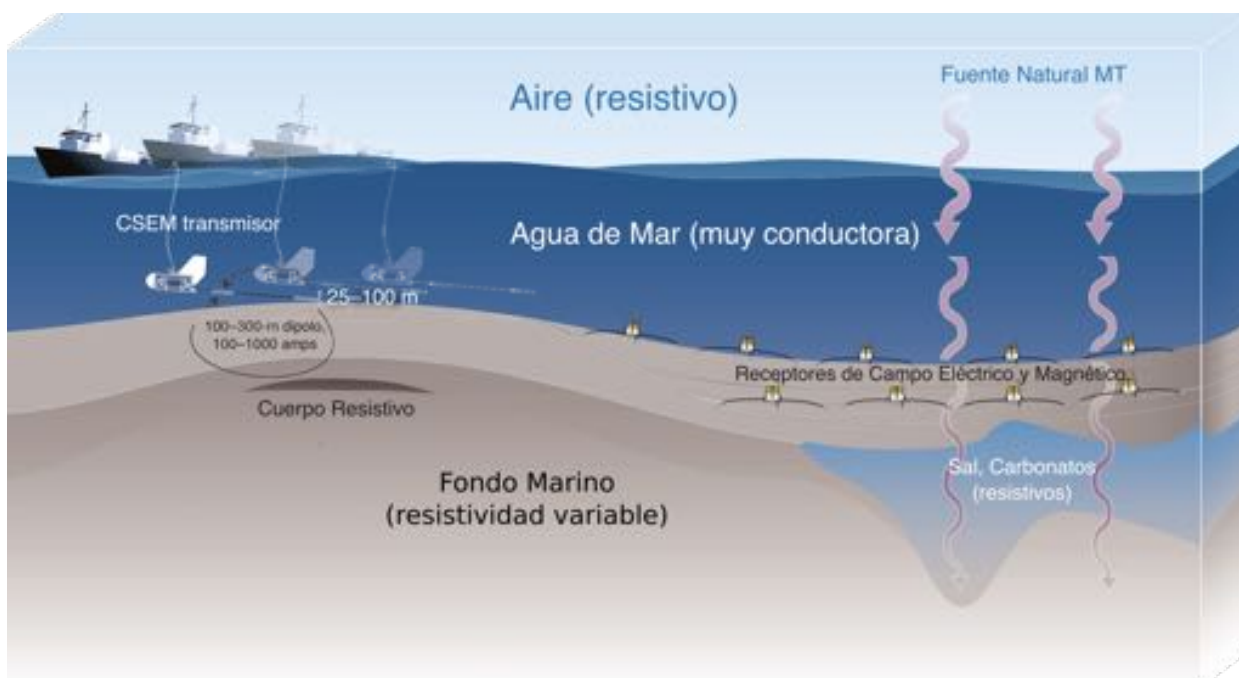


Figura 10. Adquisición de datos electromagnéticos marinos. Se muestran los receptores de fondo marino (OBEM, por sus siglas en inglés), los cuales van a registrar los campos eléctricos y magnéticos de fuente natural, así como los generados por el transmisor. Modificado de Constable (2010).

2.2.1. Transmisor

El transmisor es el instrumento que genera el campo eléctrico a determinadas frecuencias, que va a interactuar con el fondo marino. Como se mencionó anteriormente, las frecuencias a emplear serán aquellas perdidas con la atenuación electromagnética debido a la capa de agua.

La respuesta del sistema Tierra va a ser diferente dependiendo de la frecuencia

con la que se esté trabajando. Por este motivo, una técnica común es transmitir en un rango amplio de frecuencias, lo cual va a permitir delimitar mejor la estructura geológica, que solamente usando una frecuencia o unas pocas frecuencias estrechamente espaciadas (Myer *et al.*, 2011).

Como se puede notar en la Figura 10, el transmisor sigue el derrotero a una determinada altura sobre el fondo marino. Para mantener la antena a una altura constante es necesario un sistema de flotación. Este consiste en un plástico de baja densidad como un elastómero termoplástico, que va a permitir mantener la antena neutralmente flotante (Constable, 2013). En la Figura 11 se puede observar el transmisor DUESI (*Deployed Undersea Electromagnetic Source Instrument*) y los elementos que lo componen. La señal empleada se obtiene de la corriente trifásica del buque, a la cual se le incrementa el voltaje para su transmisión a la unidad submarina por medio del cable de remolque, después se disminuye el voltaje y se incrementa la intensidad de corriente, por último, la corriente alterna se rectifica a una forma de onda binaria o ternaria de baja frecuencia que será transmitida. Las características de la forma de onda se analizarán en el siguiente capítulo.

Los campos eléctricos y magnéticos producidos son proporcionales al momento dipolar del transmisor. En el caso del bipolo eléctrico está dado por la longitud del transmisor multiplicado por la intensidad de corriente inyectada al medio. En la adquisición la antena tuvo una longitud de 200 m e inyectó aproximadamente 12.5 A, con esto el momento dipolar en nuestro estudio fue de 2.5 kAm.

2.2.2. Receptores

Los receptores empleados durante la adquisición de los datos son conocidos como OBEM (*Ocean Bottom Electromagnetic*). A partir de las mediciones que realizan es posible cuantificar los campos eléctrico (**E**) y de inducción magnética (**B**). Las mediciones se realizan por medio de dos tipos de sensores. En el caso de campo eléctrico se utilizan dos dipolos de 10 m de longitud normales entre ellos, con los cuales se obtienen dos componentes horizontales de campo eléctrico. En los extremos de cada uno de los dipolos se localiza un electrodo de composición Ag-AgCl inmerso en una solución de cloruro de sodio, con ello se previene la corrosión de los materiales en un ambiente

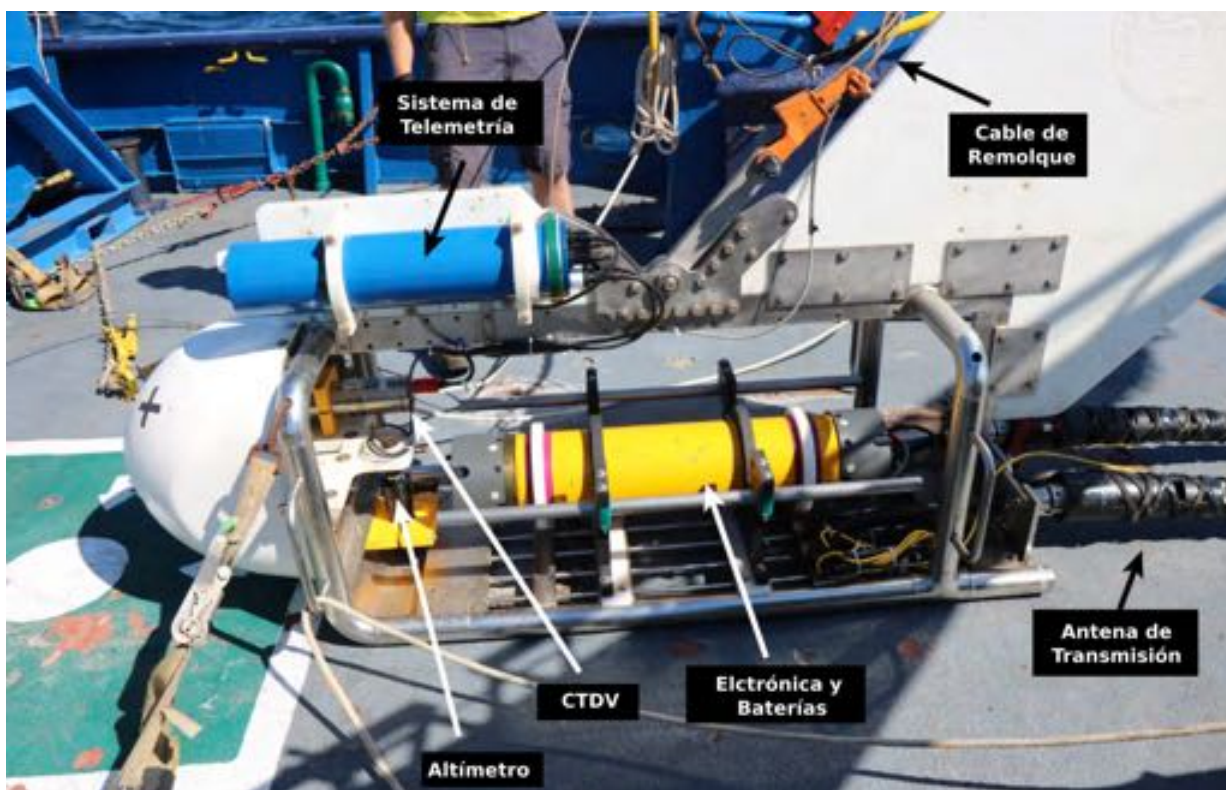


Figura 11. Transmisor CSEM. El DUESI está equipado con un *Valeport Limited* CTDV, el cual proporciona las características físicas de la columna de agua durante el experimento (conductividad eléctrica, temperatura y velocidad acústica) así como la presión a la que está sujeto, el altímetro manda información en tiempo real sobre la altura del transmisor respecto el fondo marino, buscando que esta sea 100 m durante toda la adquisición, el sistema de telemetría es el encargado de medir los tiempos de viaje de una onda acústica entre DUESI y el barco.

tan agresivo como es el marino (Constable, 2013). El ruido que pudiera presentar el campo eléctrico en sus componentes horizontales E_x y E_y con estos instrumentos es $0.1 \text{ nV/m}/\sqrt{\text{Hz}}$ a 1 Hz.

Para el campo magnético se utilizan dos magnetómetros de bobina de inducción, perpendiculares entre si para poder obtener B_x y B_y . Los magnetómetros de bobina de inducción tienen un nivel de ruido cercano a $0.1 \text{ pT}/\sqrt{\text{Hz}}$ a 1 Hz. Dado que la mayoría de los estudios de mCSEM son en el rango de frecuencias de 1 - 10 Hz, estos magnetómetros y electrodos son óptimos.

Los dispositivos OBEM (Figura 12) son capaces de registrar actualmente hasta 8 canales de datos, a una resolución de 24 bits con un muestreo de hasta 1,000 Hz, la capacidad de almacenaje la proporcionan memorias flash de hasta 64 Gb de capacidad. La alimentación de baterías de litio permite registrar datos durante 200 días usando 4 canales y un muestreo de 125 Hz (Constable, 2013). En los estudios marinos

actuales la cantidad de receptores puede ser bastante amplia. Debido a que cada uno de los instrumentos es independiente del resto, es necesario sincronizarlos en tiempo, para después poder correlacionar la información de todos los instrumentos. Esto se logra por medio de GPS durante la calibración de los receptores en el barco, antes de la liberación. Esta calibración permite una precisión de 1 a 10 microsegundos. Internamente el sistema de registro tiene un reloj de cuarzo el cual va a seguir funcionando durante la adquisición. Al concluirla se verifica este reloj para poder conocer la deriva o error, el cual suele rondar 4 ms por día (Marine Electromagnetic Laboratory, 2009).

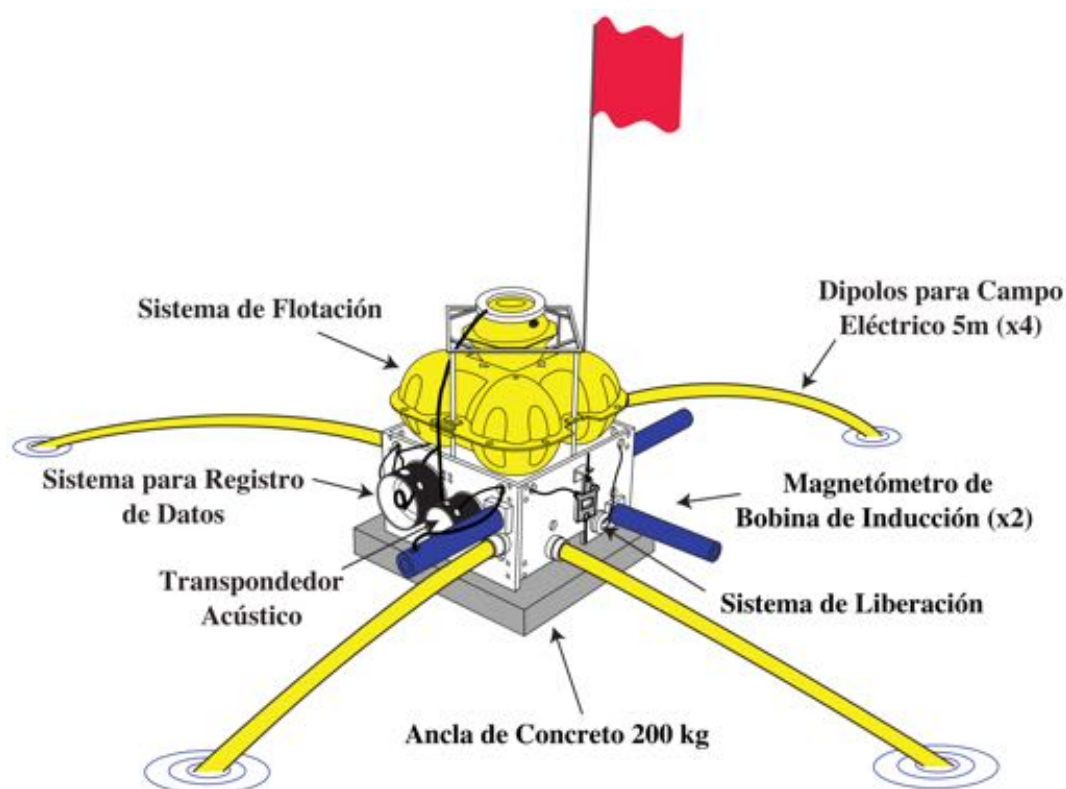


Figura 12. Receptor OBEM. Se muestran los diferentes sistemas y elementos que componen a los receptores electromagnéticos de fondo marino, las dimensiones del OBEM son 1 m por lado, el peso de equipo es alrededor de 100 kg (en aire) sin ancla.

Un ancla de concreto permite al OBEM llegar al fondo marino a una velocidad de 60 m/minuto, corrientes marinas pueden provocar que el instrumento se desvíe desde el punto donde fue liberado, presentando típicamente una deriva de 100 m por kilómetro de columna de agua (Myer *et al.*, 2012). Estos dispositivos están diseñados para soportar presiones a 6,000 m de profundidad.

La orientación que el OBEM tiene al mantener una posición fija en el fondo marino es conocida por medio de una brújula electrónica. El instrumento está programado para registrar una medición de la orientación e inclinación del equipo cada hora durante un día después de la liberación, de esta manera es posible conocer la orientación respecto al campo magnético terrestre en la que adquirió los datos.

Terminada la adquisición de datos la recuperación del instrumento es posible por medio de tres sistemas en el OBEM. El primero es el transductor acústico. Este recibe una señal proveniente del barco a una determinada frecuencia, con ello se activa el sistema encargado de la liberación, que consiste en un impulso de 10 V, que, junto a la salinidad del agua, genera una reacción química de corrosión sobre el alambre que une el OBEM con la placa de concreto; por último, liberado el OBEM del ancla, inicia sus funciones el sistema de flotación, el cual va a conducir al receptor hacia la superficie a una velocidad de 20 m/minuto.

2.3. Teoría de Inversión

En el mundo de la Geofísica los científicos frecuentemente estudian las relaciones entre parámetros físicos que describen un modelo m , con mediciones realizadas d . El vínculo entre m y d son leyes físicas que describen el fenómeno de interés, denominándose G

$$G(m) = d, \quad (25)$$

G puede ser considerado una función si m y d son vectores y puede tener muchas formas, en algunos casos puede ser una ecuación diferencial ordinaria, parcial o un sistema lineal o no lineal de ecuaciones algebraicas (Aster *et al.*, 2011).

Tarantola (2005) indica que el procedimiento científico para el estudio de un sistema físico puede dividirse en tres pasos, la parametrización del sistema, modelado directo y modelado inverso. La parametrización del sistema es determinar el número finito de parámetros, n , que definen al modelo. Los parámetros en Geofísica pueden ser la densidad, resistividad eléctrica, velocidad sísmica, etc. Podemos expresar los parámetros del modelo como un vector $\mathbf{m}$ de n elementos. El modelado directo es el proceso en el cual vamos a obtener m cantidad de resultados $\mathbf{d}$, evaluando $G(\mathbf{m})$ para parámetros $\mathbf{m}$ conocidos. El modelado inverso es obtener los valores de los paráme-

tros del modelo $\mathbf{m}$ a partir de los datos $\mathbf{d}$.

En Geofísica empleamos diferentes métodos de inversión para poder obtener un modelo de la Tierra, partiendo de mediciones que hacemos en la superficie con diferentes instrumentos. La calidad del proceso de inversión debe ser cuantificada, esto se logra midiendo el desajuste entre los datos reales y las predicciones teóricas del modelado directo. La manera más común de medir este desajuste es empleando el criterio de mínimos cuadrados ponderados

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^m (\mathbf{d}_j - G_j(\mathbf{m}))^2 / \sigma_j^2, \quad (26)$$

donde σ_j es el error estándar de cada uno de los datos. Las ecuaciones (26) y (25) hacen referencia a un problema lineal, sin embargo la mayoría de los casos en geofísica son problemas no lineales. Los modelos matemáticos no lineales surgen cuando los parámetros de interés tienen una relación inherentemente no lineal con los observables. Esta situación se produce comúnmente, por ejemplo, en problemas de campos electromagnéticos, en los que se desea relacionar los parámetros del modelo geométrico como el espesor de la capa, con las propiedades de los campos observados (Aster *et al.*, 2011). Para realizar la inversión de problemas directos no lineales a menudo linealizamos el problema con un modelo inicial $\mathbf{m}_0$.

$$\mathbf{d} = f(\mathbf{m}_1) = f(\mathbf{m}_0 + \Delta\mathbf{m}) \approx f(\mathbf{m}_0) + \mathbf{J}\Delta\mathbf{m}, \quad (27)$$

donde

$$\Delta\mathbf{m} = \mathbf{m}_1 - \mathbf{m}_0,$$

$\Delta\mathbf{m}$ es una perturbación del modelo a partir de un modelo inicial, f es la función para el modelo directo (no lineal) y $\mathbf{J}$ es la matriz Jacobiana, compuesta de las derivadas parciales de cada dato con respecto cada parámetro del modelo:

$$J_{ji} = \frac{\partial f(\mathbf{x}_j, \mathbf{m})}{\partial m_i}. \quad (28)$$

Se introdujeron los elementos $\mathbf{x}_j$ que representan las variables independientes que describen cada uno de los datos (frecuencia, posición, componente compleja, etc.) y la obtención de la matriz jacobiana se puede realizar de manera analítica o numérica

(Constable *et al.*, 2015). Sustituyendo las ecuaciones (27) y (28) en la ecuación (26) obtenemos nuestra expresión para cuantificar el desajuste de una inversión no lineal

$$\chi^2 = \|\mathbf{W}\mathbf{d} - \mathbf{W}[f\mathbf{m}_0 + \mathbf{J}\Delta\mathbf{m}]\|^2, \quad (29)$$

donde $\mathbf{W}$ es una matriz de $m \times m$ elementos cuya diagonal principal son los cocientes $\{1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_m\}$.

2.3.1. Método Occam

El método de Occam (Constable *et al.*, 1987), es una variante de la minimización no lineal Gauss-Newton que también buscará minimizar el desajuste sujeto a una cierta restricción, a esto se le conoce como regularización Tikhonov (Tikhonov *et al.*, 1977).

La principal característica del método de Occam es que en lugar de buscar ajustar los datos tanto como se pueda (eso maximiza la rugosidad del modelo), busca el modelo más suave que ajuste los datos dentro de una cierta tolerancia (Constable *et al.*, 1987), para esto se introduce un término de rugosidad definido como la primera o segunda derivada espacial de los parámetros. La función de costo que se minimiza es la siguiente:

$$U = \|\partial\mathbf{m}\|^2 + \|\mathbf{P}(\mathbf{m} - \mathbf{m}_*)\|^2 + \mu^{-1} [\|\mathbf{W}(\mathbf{d} - f(\mathbf{m}))\|^2 - \chi_*^2]. \quad (30)$$

El primer término de la ecuación (30) es la norma de la rugosidad del modelo, se calcula empleando un operador de derivada sobre el vector de parámetros del modelo, en nuestro caso $\log_{10}(\rho)$. La parametrización con el $\log_{10}(\rho)$ asegura que la resistividad siempre sea positiva durante la inversión (Key, 2009). El segundo elemento permite la introducción de un modelo *a priori*, conocido por alguna otra metodología y que permita la obtención de un modelo más real. El tercer elemento de la función de costo es el encargado del ajuste a los datos. En él se evalúan los datos medidos contra los datos calculados con el modelado directo, una de las características más importantes del método de Occam es la introducción del término χ_*^2 , que el usuario lo determina con base en la distribución de errores presentes en los datos experimentales. Es importante notar que este término va a indicar cuando nuestro proceso de inversión esté dentro de una región de desajuste de los datos aceptable, a partir de ese momento el proceso de inversión buscará el modelo más suave. μ es un operador de Lagrange, implementado para poder obtener una función de costo U sin restricciones (Constable

et al., 1987). Este operador tiene dos funciones, por un lado va a regularizar el proceso de inversión volviéndolo más estable, evitando que el sistema de ecuaciones se vuelva singular (Tikhonov *et al.*, 1977). La segunda función de μ es administrar la importancia que se le dará al ajuste de los datos o a la suavidad del modelo, en la ecuación (30) podemos ver que para valores grandes de μ se le dará más peso a buscar la suavidad del modelo, mientras que si μ tiene un valor pequeño se busca un mayor ajuste a los datos. La manera en que el método de Occam trabaja es buscar primero el ajuste a los datos, no poniendo mucho interés en la rugosidad del modelo, una vez que se alcanza el mínimo desajuste aceptable busca encontrar el modelo más suave para dicho ajuste. Con lo dicho anteriormente es posible garantizar que el modelo real de la Tierra deberá ser al menos tan rico en estructura como el modelo que se obtiene con el método Occam, pero nunca menos complejo en estructura (Constable *et al.*, 1987).

Capítulo 3. Metodología

La metodología que se siguió en la elaboración de este trabajo se divide en tres secciones. En la primera se da una breve explicación de la adquisición de los datos, incluyendo el diseño del estudio y algunos problemas que se presentaron durante su realización. La segunda parte es sobre el procesamiento que se le dio a los datos, el tratamiento a diferentes mediciones que se hicieron para conocer la posición del transmisor e inversión de datos acústicos para obtener la ubicación definitiva de los receptores. En la sección tres se habla sobre el software empleado para la inversión de los datos adquiridos.

3.1. Adquisición

El estudio se realizó en el Golfo de California a 25 km de las costas de Santa Rosalía, Baja California Sur. Como se hizo notar en el Capítulo 1, la zona de estudio es interesante desde el punto de vista geotérmico debido a la cercanía a la cuenca de Guaymas, la caldera La Reforma y al volcán Tres Vírgenes.

La adquisición consistió en instalar 20 receptores OBEM, distribuidos espacialmente en tres perfiles. Cada uno de estos receptores estaba equipado con 7 canales, los canales 1 y 2 registraron campo magnético B_x y B_y respectivamente, canales 3 y 4 campo eléctrico en sus componentes E_x y E_y , los canales 5 y 6 son también de campo eléctrico pero calibrados con diferentes ganancias y amplificadores, el séptimo canal es un hidrófono. Los instrumentos midieron fuente natural del 14 de mayo al 1 de junio de 2016. Los datos correspondientes a fuente controlada se adquirieron en un lapso de tiempo del 30 al 31 de mayo, en el Buque Oceanográfico *Alpha Helix*, propiedad del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Los tres perfiles de instrumentos fueron colocados de manera perpendicular a la Cresta Volcánica Tortuga, como se comentó en el Capítulo 1, es la estructura más importante de la zona de estudio.

Debido a diferentes dificultades instrumentales y a los tiempos programados en el buque, la adquisición de datos de fuente controlada se vio afectada. De los tres perfiles proyectados solamente se pudieron realizar dos y no de manera completa, en

la Figura 13 se muestran la totalidad de los OBEM y también se ilustran las estaciones que registraron datos de fuente controlada.

El perfil norte tiene una longitud de 12.4 km, mientras que el perfil central tiene 14 km aproximadamente, ambos perfiles cuentan con 5 receptores, los cuales registraron las componentes horizontales de campo eléctrico y magnético. La frecuencia de muestreo a la que se calibraron los receptores fue 125 Hz.

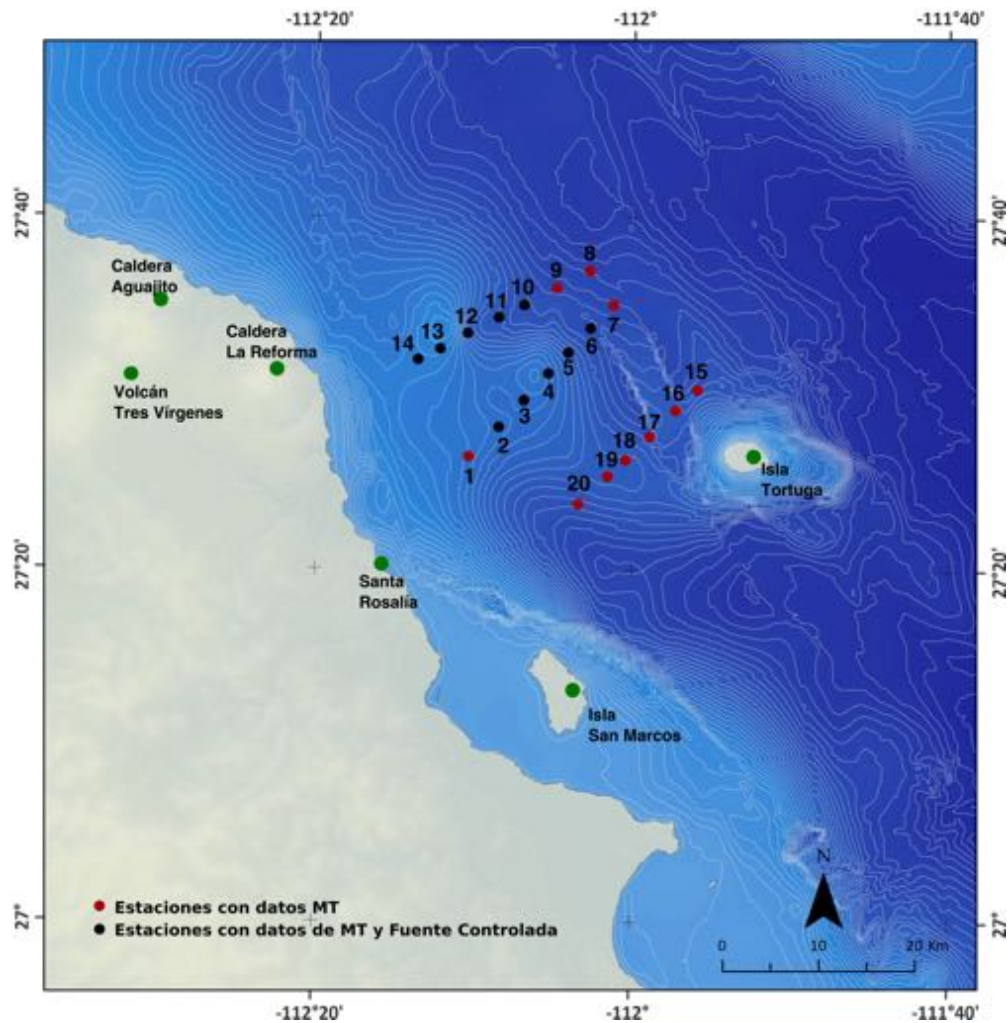


Figura 13. Ubicación de estaciones. Se muestran las 20 estaciones instaladas, estas adquirieron datos de MT. 10 estaciones registraron datos de fuente controlada (puntos negros). Se obtuvieron dos perfiles, el perfil central (estaciones 2 - 6) y el perfil norte (estaciones 10 - 14).

La forma de onda empleada es descrita en Myer *et al.* (2011). Es una forma de onda doblemente simétrica con simetría par en la mitad de la onda y simetría impar en los cuartos. Considerando la teoría de Fourier (Hsu y Hsu, 1984) este tipo de onda está compuesta solamente de armónicos impares y al no presentar períodos de apagado es no polarizable, lo cual ayuda a distribuir la energía solamente en los armónicos de

interés y no en la componente de corriente continua (DC). Esto se traduce en una mejora de la relación señal ruido para los armónicos empleados y evita que los electrodos sufran daños por corrosión galvánica (Myer *et al.*, 2011).

En la Figura 14 se muestra 1 segundo de la onda empleada en la adquisición. Esta tiene como frecuencia fundamental 1 Hz y utiliza los armónicos 3, 7 y 13. El emplear varias frecuencias tiene como fundamento que el sistema Tierra va a responder de diferente manera a cada frecuencia. Al no conocer de manera *a priori* la frecuencia que va definir mejor la geología, es conveniente utilizar una gama amplia de frecuencias. Myer *et al.* (2011) diseñaron esta onda dando mayor amplitud a los armónicos 3 y 7. La explicación de esto es que la frecuencia fundamental es la que menos se atenúa, sin importar la amplitud que esta tenga (según lo descrito por la ecuación 24) y dará, entonces, una descripción geológica del medio más general, mientras que las frecuencias mayores que definen las estructuras más superficiales se atenúan más rápido. Por consiguiente, es necesario incrementar su amplitud mejorando así la relación señal ruido.

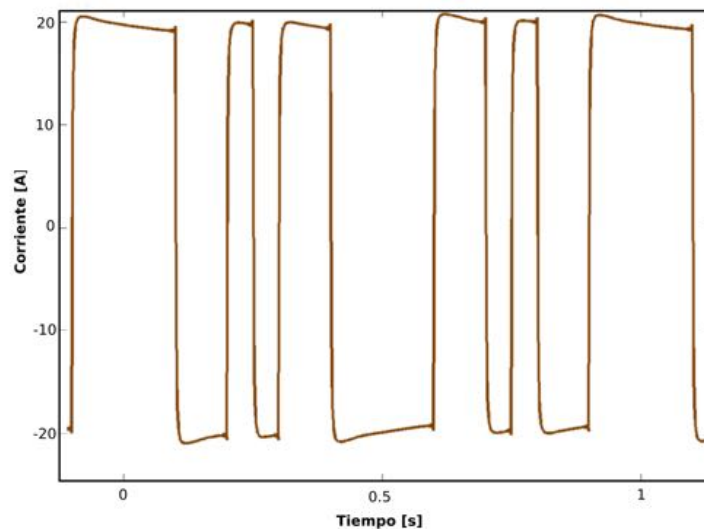


Figura 14. Onda transmitida por el receptor. La forma de onda doblemente simétrica tiene simetría impar en el cuarto de onda y simetría par al centro. La frecuencia fundamental es 1 Hz, la onda inicia con 27.75 A de corriente y termina con 19.9 A.

Durante la adquisición se tuvieron problemas instrumentales derivados del diseño del transmisor. Debido a ello y para poder realizar el estudio, fue necesario desconectar el sistema que registra la corriente. Pruebas en el barco, antes de sumergir el transmisor, permitieron conocer el comportamiento de la corriente en superficie.

También, conociendo el valor de conductividad eléctrica a diferentes profundidades y suponiendo un comportamiento lineal entre la corriente y la conductividad, permitieron conocer la corriente eléctrica aplicada por el transmisor a profundidad.

La serie de tiempo registrada por el OBEM muestra los 7 canales (Figura 15), se puede identificar la saturación de la señal del canal a medida que el transmisor se acerca al OBEM, hasta alcanzar un máximo y empezar a disminuir cuando el transmisor se aleja.

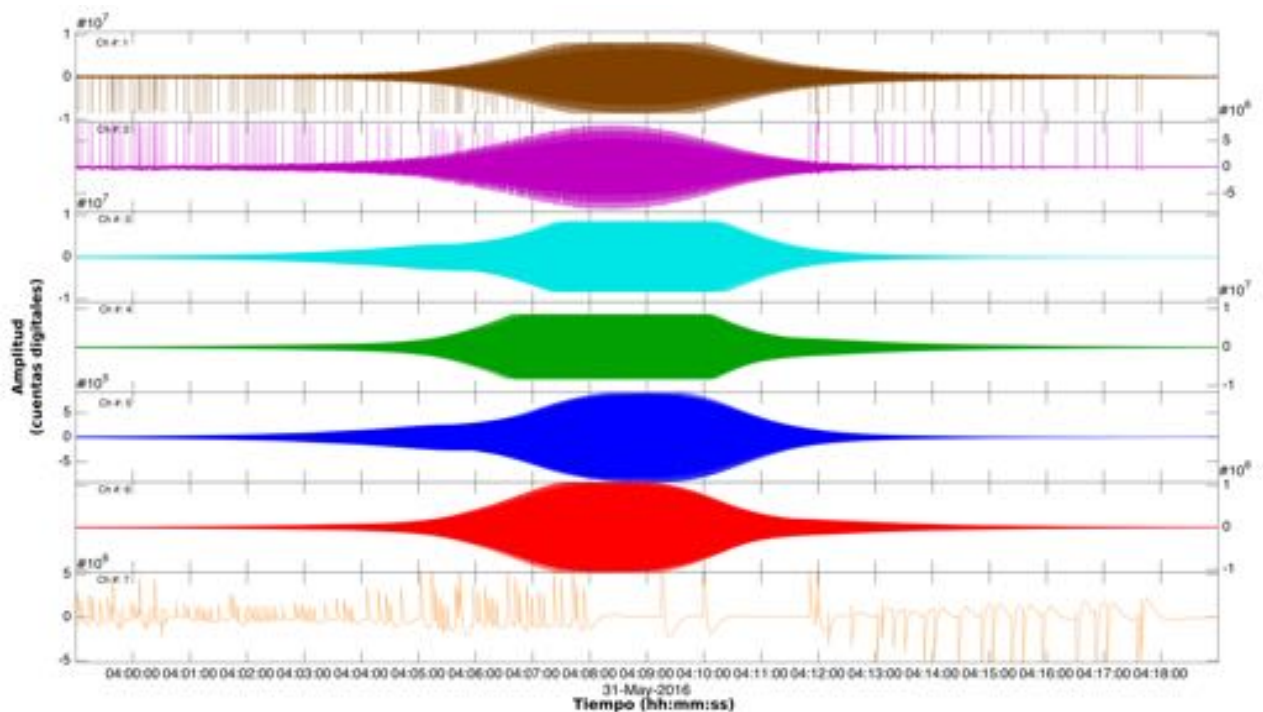


Figura 15. Serie de Tiempo de la estación 11. Se observan 20 min de los 7 canales registrados durante la adquisición de datos. Los canales B_x , B_y e Hidrófono (canales 1, 2 y 7) presentan pulsos de ruido. La presencia de ruido en estos canales es debido al movimiento de los instrumentos por las corrientes marinas.

3.2. Procesamiento

El aspecto geométrico es uno de los factores más importantes en el método mC-SEM. Por ese motivo se monitorean varios parámetros durante la adquisición que van a permitir identificar las posiciones tanto del transmisor como los receptores.

El transmisor estuvo equipado con dos manómetros, uno en la cabeza o DUESI y otro al final de la antena. Los datos de presión a la que son sometidos los instrumentos se pueden traducir en profundidad (Saunders y Fofonoff, 1976), información relevante

para poder conocer la coordenada del transmisor en cada instante. En la Figura 16 se muestra el perfil batimétrico central y la posición del transmisor durante la adquisición.

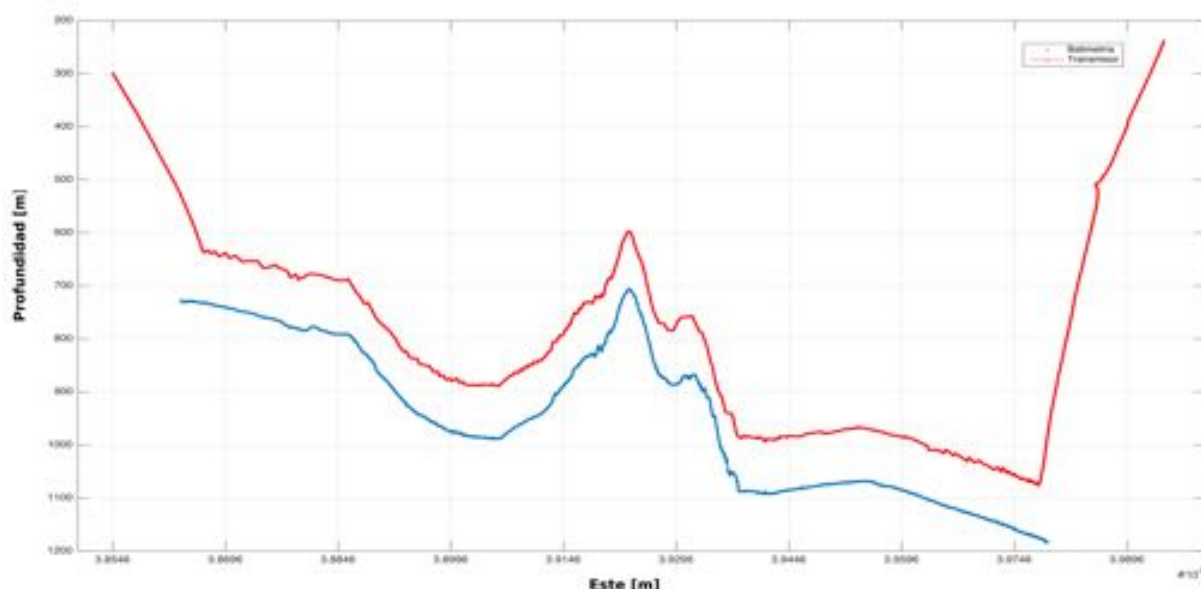


Figura 16. Perfil batimétrico central. El transmisor (línea roja) siguió la batimetría (línea azul) a una altura constante de 100 m sobre ella, en los extremos se puede notar que el traslado de un perfil a otro se hace en la superficie.

El tiempo es el parámetro que vincula los datos medidos en los OBEM y la posición del transmisor. En la Figura 17 se muestra los elementos involucrados para poder calcular la coordenada central de la antena en cada instante. La coordenada GPS conocida es del barco y se considera que el transmisor sigue por detrás al barco en todo momento. Myer *et al.* (2012) encontraron una relación entre la variación lateral del transmisor y la marea en el sitio de estudio. Para cambios en la marea de 7 m ellos reportan variaciones laterales del transmisor por encima de los 100 m. En Santa Rosalía, Baja California Sur la marea durante la adquisición tuvo un máximo de 1.8 m (datos de marea, Redmar CICESE <http://redmar.cicese.mx/emmc/DATA/SNQN/MIN/>). Por lo tanto la suposición de que el transmisor sigue el derrotero estimado es razonable. Conociendo la distancia entre el barco y el transmisor por medio de la comunicación acústica y la profundidad del transmisor con los manómetros, es posible saber la distancia horizontal detrás del barco en la que se encuentra el DUESI, también al conocer la longitud de la antena para cada instante (la antena no será completamente horizontal, depende de la batimetría y la pendiente de la zona) se pueden calcular coordenadas X_a , Y_a y Z_a del centro de la antena para cada momento.

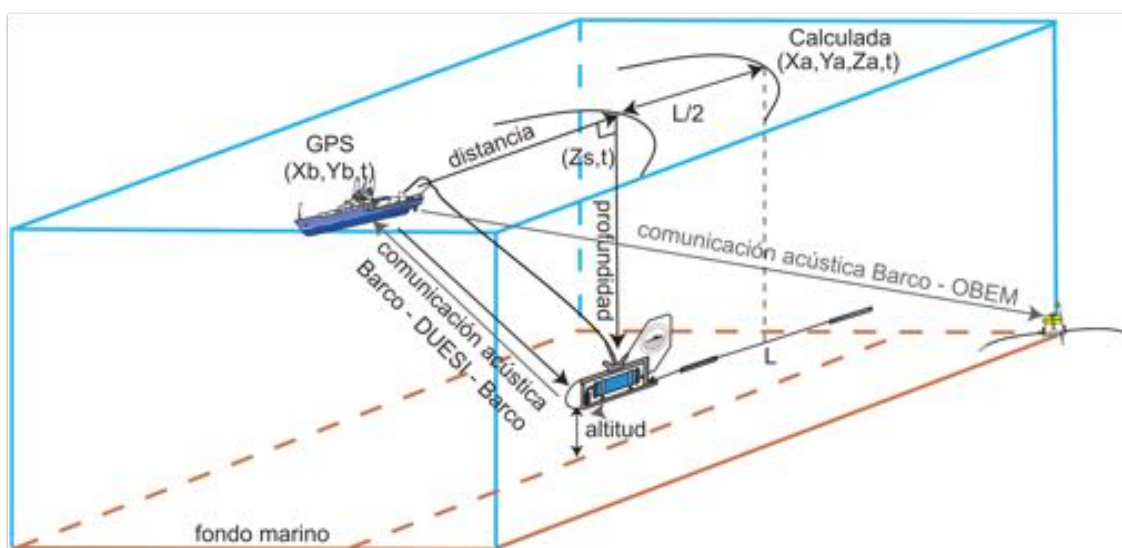


Figura 17. Esquema de adquisición. Se muestran las distancias e información necesaria para encontrar la posición del transmisor y receptores. Modificado de Weitemeyer y Constable (2014).

Durante la recuperación de los instrumentos el barco transmitió señales acústicas a los receptores, con la finalidad de activar el sistema de liberación. Estos tiempos de viaje y de respuesta fueron registrados y con un proceso de inversión es posible calcular las coordenadas de los receptores. El código *NavReceivers* desarrollado por David Myer utiliza un método de inversión Levenberg-Marquardt, cuya función de costo es igual a la ecuación [26](#) vista en el capítulo [2](#). Este método se caracteriza por buscar únicamente el ajuste de los datos, sin importar la rugosidad del modelo (a diferencia del método Occam). La matriz jacobiana se forma utilizando la teoría de rayos (Shearer, 2009). Al tratarse de un problema no lineal es necesario un modelo inicial, que es la coordenada de liberación del instrumento. La Figura [18](#) muestra los resultados de la inversión para la estación 11.

El procesamiento de las series de tiempo de los OBEM siguió lo establecido en el trabajo de Myer *et al.* (2011). Este procesamiento implica estimar la función de transferencia entre la entrada o señal transmitida y lo registrado por los OBEM. En este caso es necesario convertir los datos que están en el dominio del tiempo al dominio de las frecuencias. Antes de aplicar la transformada de Fourier a los datos es necesario realizar algunas transformaciones debido a los instrumentos empleados.

La instrumentación registra los datos en cuentas digitales. Para convertir los datos a unidades de campo es necesario un archivo de calibración. Con él se obtienen las

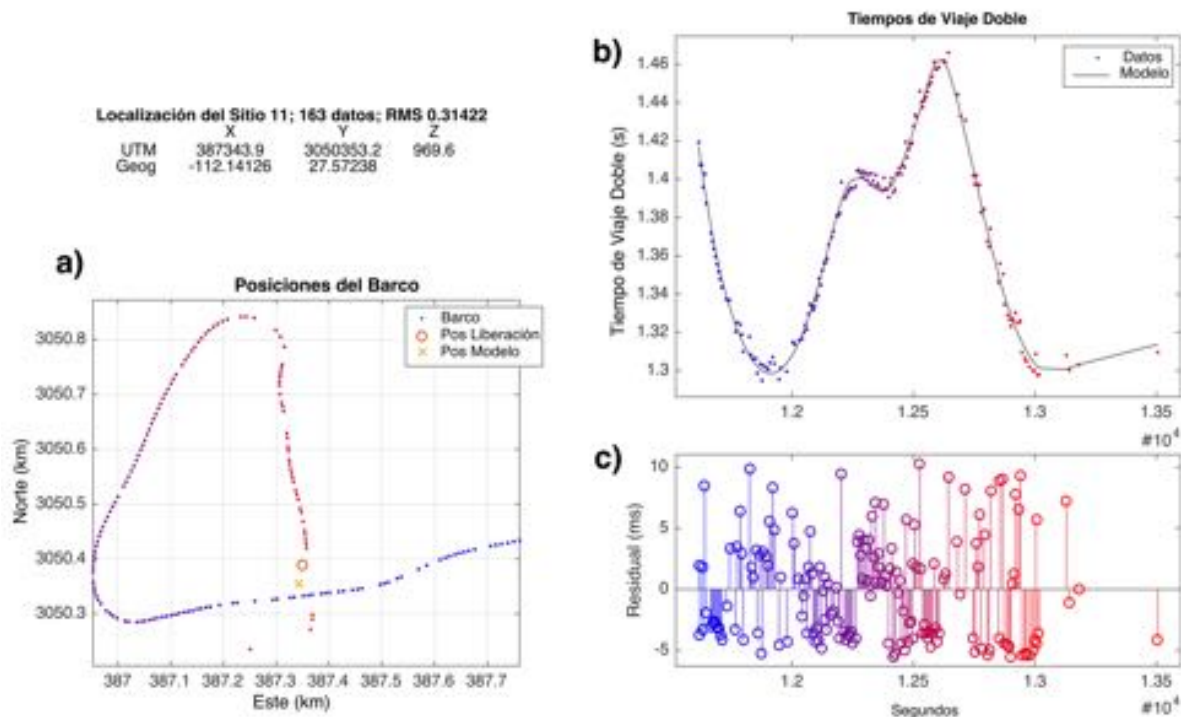


Figura 18. Inversión de datos acústicos del sitio 11. La inversión tuvo un RMS de 0.314, la posición obtenida con el proceso de inversión se encuentra a 36 m horizontales de la coordenada donde fue liberado el OBEM. a) En cada posición conocida del barco se lanzó una señal acústica al receptor, se muestra la posición encontrada con la inversión (tache) y la coordenada donde fue liberado el instrumento (círculo). b) Ajuste entre los tiempos de viaje doble medidos y calculados con el modelo. c) Residuales obtenidos en la inversión. La estación más alejada del punto donde fue liberado el OBEM es la 5, con 50.03 m.

series de tiempo con las unidades respectivas, siendo V/m campo eléctrico y T para campo magnético. Es necesario eliminar en los datos los periodos más grandes no filtrados por la columna de agua, que corresponden a señales de MT. El método es aplicar un pre-blanqueamiento de primera diferencia a los datos, este va a funcionar como un filtro pasa altas. Por lo tanto se establece que la frecuencia de corte sea la frecuencia fundamental de la forma de onda que transmite la fuente empleada, en nuestro caso 1 Hz. Con este proceso los datos van a presentar distorsiones en amplitud debido al comportamiento exponencial de los datos. Para corregir este efecto es necesario realizar un post-oscurecimiento. Este proceso se efectúa a los datos en el dominio de la frecuencia, con él se eliminan las distorsiones en amplitud y fase de los datos. Una vez que los datos se encuentran en el dominio de la frecuencia deben ser normalizados por el momento dipolar, con ello se obtienen las funciones de transferencia para ventanas de 1 s.

Myer *et al.* (2011) muestran un método para determinar la varianza de los datos si

estos son apilados para un determinado lapso de tiempo, en este caso se empleó un apilamiento de 120 s. La justificación es que la velocidad del barco durante la adquisición fue aproximadamente 2 nudos (1 ms^{-1}), por lo tanto 120 s de serie de tiempo representa menos que la longitud de la antena (200 m). A partir de la varianza calculada durante el apilamiento se puede obtener la desviación estándar y a su vez se puede determinar el ruido de piso del instrumento. El ruido de piso se puede interpretar como la señal medida sin la intervención del transmisor y depende de la calibración del instrumento, navegación y corrientes marinas (Reyes, 2016). Por tal motivo cuando la señal del transmisor ya no es percibida por el receptor este se va a un valor constante. En la Figura 19 se puede observar la función de transferencia de la estación 4, los datos se muestran en amplitud contra *offset*. Los datos que se encuentran en los *offset* negativos en lo subsecuente se nombrarán *in-tow* y los positivos *out-tow*, el término *in-tow* significa que el movimiento del bipolo transmisor es hacia el receptor, mientras que *out-tow* es cuando el bipolo se aleja del mismo.

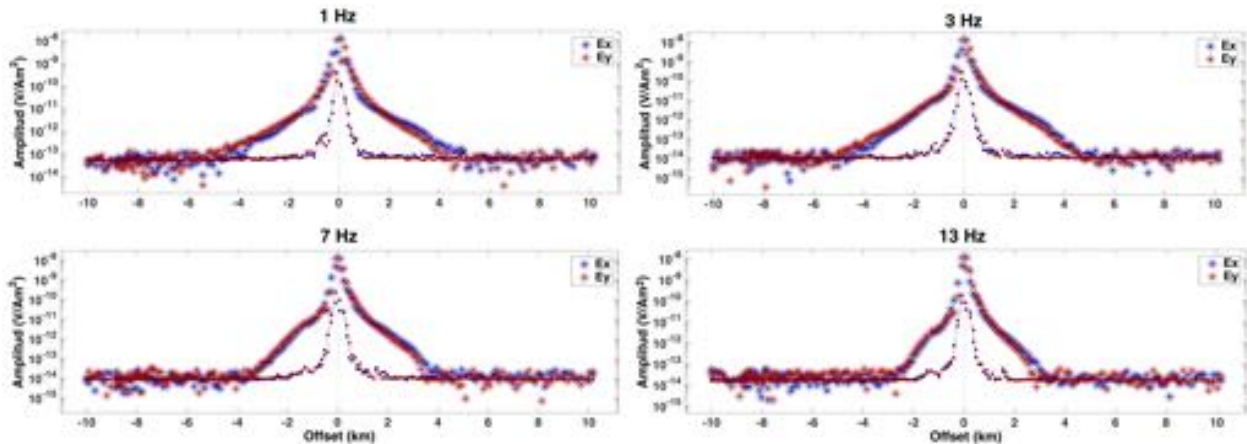


Figura 19. Función de Transferencia de la estación 4. Se muestran las componentes E_x y E_y del campo eléctrico (asteriscos), con sus respectivas desviaciones estándar (línea discontinua) para cada una de las frecuencias empleadas. El comportamiento de la amplitud esta en función del medio, la frecuencia y el *offset*. Se puede observar que el decaimiento de la señal es más rápido cuando la frecuencia aumenta. La relación señal ruido alcanza el valor de 1 para los *offset* mayores de cada frecuencia.

Como se mencionó anteriormente la orientación que los OBEM tuvieron durante la adquisición de datos es importante y los instrumentos están equipados para medir este parámetro. La adquisición de los datos se realizó en el modo *in line*, es decir, los receptores se colocaron como un perfil y el transmisor pasó sobre ellos. En el capítulo 2 se definió que el rumbo eléctrico es el eje x, por lo tanto, el perfil a lo largo de los receptores es perpendicular a dicho eje. Debido a que los receptores se colocan con

direcciones aleatorias en el fondo marino, es necesario rotar los datos con el fin de que la componente y del campo eléctrico, se encuentre alineada con las posiciones del transmisor y el perfil de adquisición. En la Figura 20 se muestran las funciones de transferencia rotadas del perfil norte, frecuencia de 1 Hz.

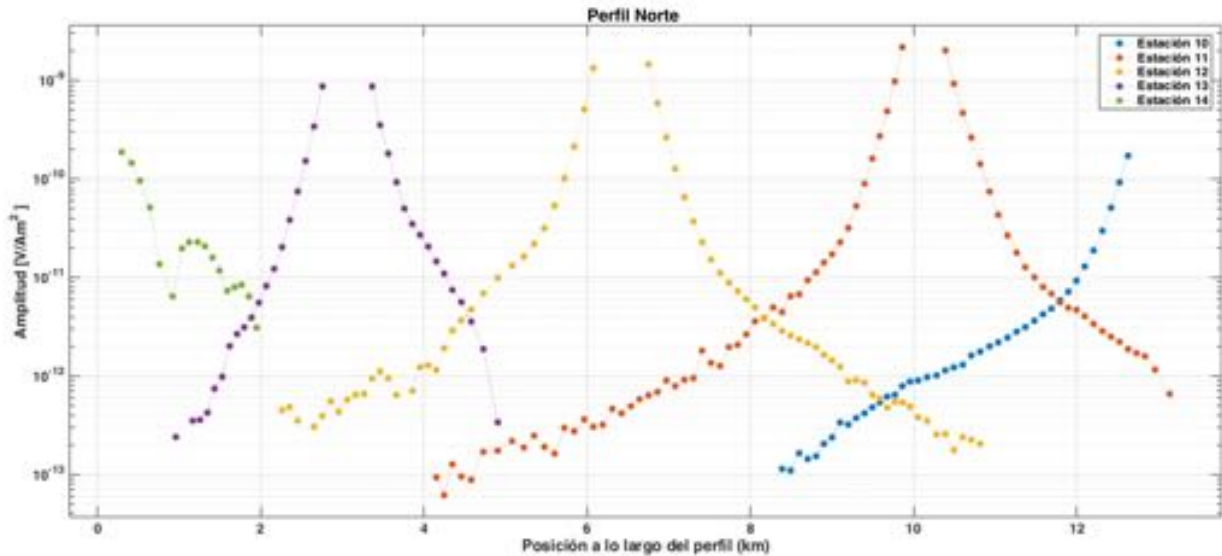


Figura 20. Funciones de transferencia. Se muestra la frecuencia de 1 Hz de las funciones de transferencia rotadas del perfil norte. Se observa que la estación 14 solo tiene los datos correspondientes al *out-tow*, mientras que la estación 10 únicamente tiene la porción *in-tow*. Se observa que las estaciones tienen empalme de datos en regiones.

Es importante mencionar que los datos originalmente se encuentran en sus componentes real e imaginaria y la desviación estándar calculada se supone isotrópica, es decir, ambas componentes tendrán la misma. Wheelock *et al.* (2015) muestran con datos sintéticos las ventajas de utilizar en un proceso de inversión el logaritmo de la amplitud de los datos, en lugar de invertir los datos en su forma compleja o únicamente como amplitud. El convertir los datos a una escala logarítmica implica analizar el comportamiento de las desviaciones estándar en dicha escala.

Los datos son números complejos de la forma:

$$Z = (x + X) + i(y + Y), \quad (31)$$

donde x y y son los valores sin error, mientras que X y Y son el error en el dato. Si buscamos trabajar con las amplitudes de los datos obtenemos:

$$A = \sqrt{(x + X)^2 + (y + Y)^2}. \quad (32)$$

El método estándar de cálculo de la propagación lineal de errores utiliza los términos de primer orden en una expansión en serie de Taylor de nuestras funciones, en este caso la amplitud A

$$\delta f(x) \approx \frac{df(x)}{dx} \delta x, \quad (33)$$

si $f(x) = L = \log_{10}(A)$ la expresión (33) queda

$$\delta L \approx \frac{d \log_{10}(A)}{dA} \delta A, \quad (34)$$

derivando el logaritmo se obtiene que la desviación estándar de los datos es

$$\delta L \approx 0.4343 \frac{\delta A}{A}, \quad (35)$$

donde δA es la desviación estándar calculada durante el procesamiento de los datos y A es la magnitud del campo eléctrico.

En nuestro caso se trabajó únicamente con los datos de amplitud de campo eléctrico. Las fases se descartaron debido a que hay incertidumbre en los tiempos del transmisor y los receptores, como se mencionó anteriormente el reloj de los receptores tienen una cierta deriva que incrementa con el paso de los días. Partiendo de la definición de fase ($2\pi f t_{err}$), con un error de 20 ms entre el transmisor y el receptor, se presenta un cambio de 7.2° para la frecuencia fundamental y hasta 93.6° para la mayor frecuencia. Generalmente este problema es resuelto realizando la adquisición de datos de fuente controlada en cuanto los receptores se activen, evitando así el incremento en la deriva, situación que no fue posible en este trabajo. Los datos de campo magnético tampoco se usaron debido a problemas instrumentales. Constable (1990) menciona que los datos de campo magnético suelen presentar ruido debido al movimiento del instrumento por las corrientes marinas, Key (2009) muestra que la inversión conjunta de datos eléctricos y magnéticos en un modelo 1D no presenta mejoría comparado con la inversión de los campos individualmente, sin embargo menciona que los efectos de invertir ambos campos en modelos 2D y 3D aún no se ha estudiado a profundidad.

3.3. Inversión de Datos

Una vez que se tienen sincronizados los datos en tiempo y se conoce la geometría de adquisición, se utilizó el programa MARE2DEM desarrollado por Key y Owall (2011), para obtener las secciones de resistividad eléctrica.

El programa utiliza un esquema de elemento finito para dar solución numérica a las ecuaciones de Maxwell vistas en el capítulo 2. El código es libre y se encuentra paralelizado; sin embargo, requiere de recursos computacionales considerables. En nuestro caso se utilizó el cluster *lamb* perteneciente al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica. Las inversiones requirieron 6 nodos con 20 procesadores cada uno, encontrar el modelo que ajustara a los datos tomó aproximadamente una hora por perfil. El programa utiliza una variación del método de Occam descrito por Constable *et al.* (1987) para el proceso de inversión, este nuevo algoritmo llamado *Fast Occam* (Key, 2016) prueba una menor cantidad de valores para μ y se queda con el valor que reduzca el RMS en algún porcentaje establecido por el usuario, el tiempo de código se ve disminuido de esta manera. El código MARE2DEM se puede descargar de manera gratuita desde la página http://mare2dem.ucsd.edu/?page_id=24.

El código cuenta con el script Mamba2D escrito en lenguaje *Matlab*. Este programa permite crear el espacio que se va a discretizar en triángulos de manera automática, también es posible con este programa incluir un archivo con el perfil batimétrico de la zona de estudio. El uso de elemento finito facilita considerablemente la representación de batimetría o estructuras geológicas complejas, a diferencia de una discretización muy fina y costosa computacionalmente utilizando el esquema de diferencias finitas.

La región A que se creó para ambos perfiles es un cuadrado de 200 por 200 km, estas dimensiones se deben a las condiciones de frontera (Dirichlet), las cuales dicen que los campos deben ser cero en las fronteras, por lo tanto la región se debe extender hasta el infinito lejos de las fuentes, lugar donde los campos cumplirán dicha condición (Streich, 2009).

La región A se dividió en tres segmentos, el primero corresponde a la capa de aire, su resistividad es $1e9 \Omega m$ y se extiende de los -100 km a los 0 m, el segundo es la capa de agua de $0.3 \Omega m$ que va desde los 0 m hasta la batimetría, por último, el

fondo marino con resistividad de $1 \Omega m$ que inicia en la batimetría y termina a los 100 km de profundidad. Dentro de este espacio se generó otra región (B) más pequeña. Esta tiene una profundidad de 6 km iniciando en la interfase aire - agua y se extiende lateralmente 20 km (Figura 21). La zona de interés es la región B, por lo tanto la discretización es más fina y se hace con triángulos de aproximadamente 300 m de longitud, mientras que en la región exterior (A) los triángulos incrementan su tamaño hacia los extremos.

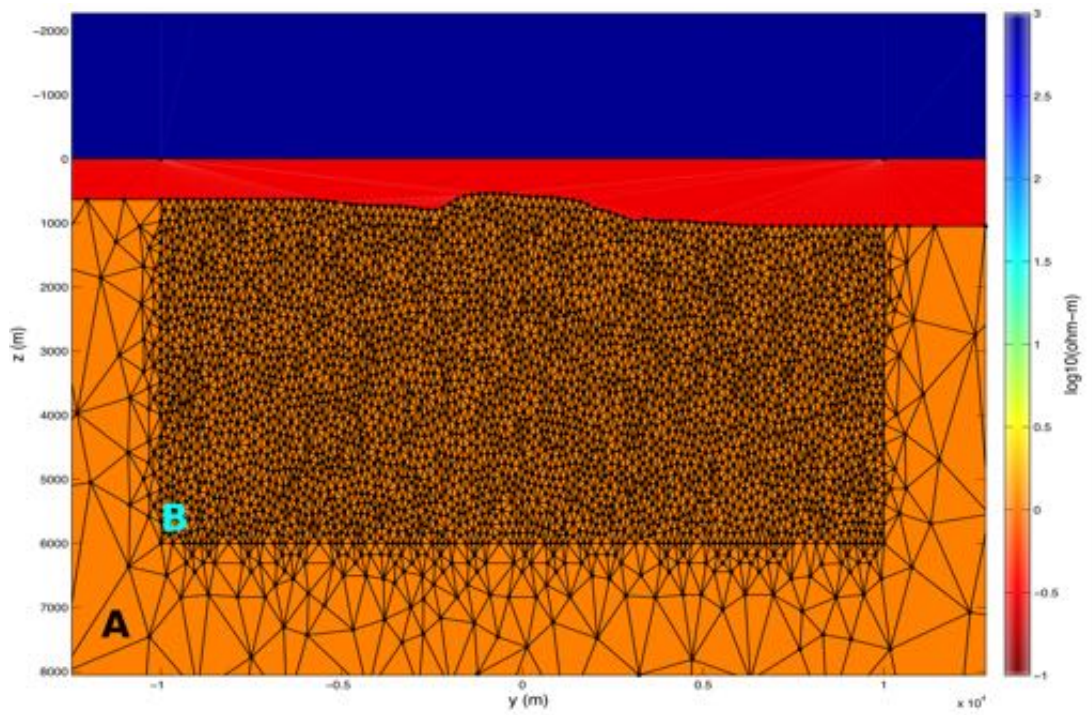


Figura 21. Discretización del perfil norte. En la región B los datos van a tener mayor influencia, por tal motivo los triángulos son más pequeños (≈ 300 m), mientras que en la región A aumentarán su tamaño hacia los extremos.

Los segmentos capa de aire y capa de agua se establecen como parámetros fijos, esto quiere decir que durante el proceso de inversión van a presentar un valor constante de resistividad que no va a cambiar. Para el perfil norte el fondo marino se dividió en 7,669 triángulos. Estos son parámetros libres, por lo tanto cada uno de los triángulos va a cambiar su valor de resistividad eléctrica durante la inversión, hasta obtener un valor que reproduzca los datos medidos con los instrumentos. En el caso del perfil central el fondo marino se dividió en 7,853 parámetros libres, de igual manera se mantuvieron fijos la capa de aire y agua.

Capítulo 4. Resultados

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos con el proceso de inversión de los datos, así como la interpretación e identificación de estructuras fundamentada en los valores de resistividad eléctrica del modelo. También se presentan las pseudosecciones de cada uno de los perfiles, con la finalidad de identificar las anomalías presentes en los datos. Por último se muestran los resultados de un análisis de sensibilidad para conocer qué tan confiable es el modelo obtenido.

4.1. Pseudosecciones

La representación gráfica de amplitud normalizada de los datos como pseudosecciones, permite analizar las anomalías presentes en los datos, ubicarlas espacialmente, identificar variaciones laterales y, ofrece un método para examinar el desempeño de las frecuencias empleadas (Myer *et al.*, 2012).

No es fácil representar los datos como pseudosecciones. Para ello, se usaron los conceptos de las pseudosecciones de resistividad aparente del método conocido como tomografía de resistividad eléctrica. En una representación gráfica el eje x (horizontal) representa la distancia intermedia entre el transmisor y el receptor (*offset*) y en el eje y (vertical) una pseudoprofundidad, que es aproximadamente la separación entre transmisor y receptor. En estas pseudosecciones el atributo que se muestra es resistividad aparente, la cual se calcula fácilmente relacionando la geometría receptor-transmisor, con el voltaje y corriente medidos (Loke, 1996). Sin embargo, hay diferencias importantes entre las pseudosecciones de resistividad aparente y las pseudosecciones de datos mCSEM. Primero, no hay modelo matemático para calcular de manera directa la resistividad aparente para mCSEM, por lo tanto las pseudosecciones son de campo eléctrico o magnético y segundo, la profundidad en mCSEM está en función del *offset* y la frecuencia.

Para obtener las pseudosecciones en el caso mCSEM es necesario normalizar los datos. Un método para normalizar es utilizar un modelo 1D de capas planas, sin embargo, generar este modelo requiere de un amplio conocimiento geológico/geofísico *a priori*. Otro método consiste en calcular la mediana del conjunto de estaciones que componen el perfil. Después, los datos de cada una de las estaciones son normalizados

con la mediana calculada. Para el cálculo de las pseudosecciones se utilizó el segundo método. El principal motivo es la cercanía que existe entre las estaciones, lo cual permite la existencia de empalmes en datos para algunos *offset*. Esto implica que más de una estación es sensible a la misma estructura en el subsuelo. El segundo motivo es permitir que los datos medidos en la zona sean los que discriminen las anomalías, a diferencia del modelo 1D, que pudiera ser construido a partir de una interpretación errónea de otras metodologías geofísicas o, tratar de generar un modelo 1D siendo que se tienen estructuras geológicas más complejas en la zona de estudio.

Una vez normalizados se calculó la mediana de los datos en una región o bin de 100x100 m. La posición del centro de cada bin corresponde al eje x u horizontal en el gráfico y es la coordenada Este del punto medio de la distancia entre el transmisor y receptor, mientras que en el eje y (vertical) se tiene el *offset* entre transmisor y receptor, esta puede ser considerada como una pseudoprofundidad (Figura 22). Al tratarse de magnitudes normalizadas los valores mayores a 1 (colores cálidos) en la escala indican las zonas más anómalas, mientras que menores a 1 (colores fríos) son bajos anómalos en referencia a la mediana de todas las estaciones. Las pseudosecciones se obtuvieron utilizando el programa *csemPlotPseudosection* desarrollado por Myer (2009).

4.1.1. Perfil norte

En la Figura 22 se muestran las pseudosecciones para el perfil norte. Se puede observar la disminución en la densidad de los datos en función de la frecuencia y *offset*. La frecuencia de 1 Hz presenta datos para *offset* mayores a 5 km, mientras que la frecuencia de 13 Hz no alcanza los 3 km. Sin embargo, como se comentó en el capítulo 3, utilizar un rango amplio de frecuencias permite caracterizar el medio de una manera más completa, ya que cada frecuencia nos dará información en particular.

La frecuencia de 1 Hz identifica para *offset* menores a 2 km tres anomalías A, B y C. En la parte central se observan las anomalías A y B, a *offset* de 1.5 y 0.8 km respectivamente. Hacia la parte NE del perfil, al mismo *offset* que B, se identifica la anomalía C.

La pseudosección de 3 Hz presenta la anomalía D, que se pudiera considerar como

la unión de las tres anomalías identificadas con la frecuencia de 1 Hz. Esta frecuencia también identifica una anomalía en la parte central y de menor *offset* del perfil (E), a menos de 1 km hacia NE de la estación 12. La anomalía E tiene presencia también en la pseudosección de la frecuencia de 1 Hz, por encima de la anomalía B.

La frecuencia de 7 Hz muestra la anomalía D, la cual coincide parcialmente en forma y posición a la pseudosección de 3 Hz, la principal diferencia es la extensión y amplitud de la anomalía. Debido a la amplitud que presenta la anomalía, probablemente se trate de la frecuencia más sensible a la estructura presente en la zona de estudio. En el perfil de 7 Hz no es posible identificar la anomalía E debido a la insuficiencia de datos.

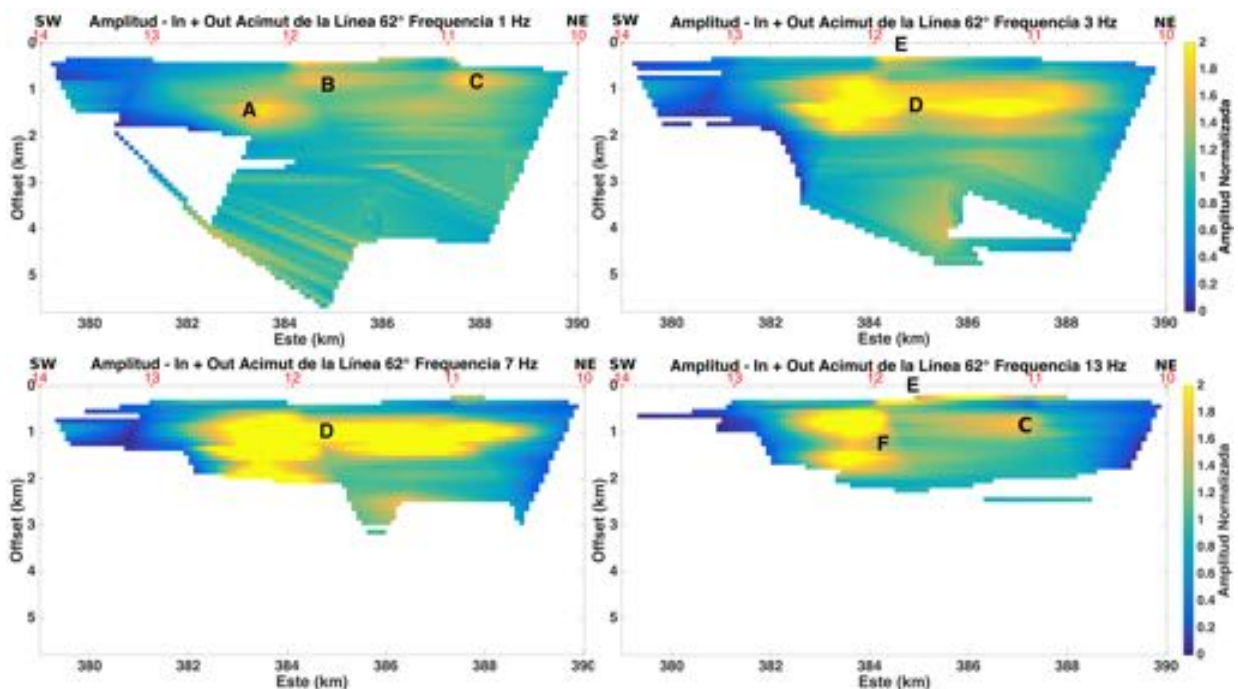


Figura 22. Pseudosecciones del perfil norte. Se muestra la pseudosección obtenida para cada una de las frecuencias. Los datos han sido normalizados usando la mediana de los datos de todas las estaciones, para cada frecuencia. Se utilizaron regiones o bin de 100x100 m para obtener las medianas, el valor de 2 en la escala de colores muestra las zonas más anómalas de las pseudosecciones. En el eje x la coordenada Este de los centros de cada bin, en el eje y el *offset* en km entre el transmisor y receptor.

Por último, la pseudosección de 13 Hz muestra la segmentación de la anomalía D, presente en las pseudosecciones de 3 y 7 Hz. En la posición 384 km Este se observan dos anomalías (F), una sobreyaciendo a otra. Este comportamiento también se puede apreciar con la frecuencia de 7 Hz. Sin embargo, dicha pseudosección presenta una pobre cobertura de datos para *offset* mayores, lo cual impide visualizarlo de manera clara. La frecuencia de 13 Hz presenta mayor sensibilidad a las estructuras más

someras, por lo cual se puede identificar la anomalía E con una mayor amplitud.

Podemos concluir de las pseudosecciones que todas las frecuencias son sensibles a prácticamente las mismas estructuras. En algunos casos las anomalías se homogenizan, mostrándose como una gran zona anómala. Se puede observar que la región más anómala es la parte central del perfil, la cual es la zona con mayor cantidad de datos y empalme entre estaciones.

4.1.2. Perfil central

En la Figura 23 se pueden apreciar las pseudosecciones obtenidas con las estaciones 2, 3, 4, 5 y 6. Al igual que en la pseudosección del perfil norte, se observa la disminución de la cobertura en función de la frecuencia, alcanzando los 5.5 km de *offset* para la menor frecuencia y 2.5 km para la mayor (13 Hz).

En la pseudosección de 1 Hz se pueden identificar las anomalías A y B. La anomalía A se localiza entre las estaciones 3 y 4, presentando un alargamiento hacia la estación 5 en un *offset* de 1.5 km. La anomalía A parece tener continuidad hacia *offset* mayores. Sin embargo, falta de datos impide visualizarla de manera completa. Se identifica también la zona anómala B, que se localiza cercana a la estación 3. En la pseudosección se puede identificar que para *offset* mayores a 1.5 km hay una pérdida de datos de la parte central del perfil hacia el SW, los datos en esa región se eliminaron debido a su mala calidad.

La anomalía A es el principal rasgo que se observa en la pseudosección de 3 Hz. La diferencia respecto a la frecuencia de 1 Hz es la dimensión de la zona anómala, siendo mayor en este caso. De manera similar a la pseudosección de 1 Hz, se puede observar el alargamiento de la anomalía hacia la estación 5 para el *offset* de 1.5 km. En este caso no se puede identificar la anomalía B debido a falta de datos, sin embargo, a diferencia de la frecuencia de 1 Hz, sí se cuenta con información en los *offset* de 3 a 4 km en la parte central del perfil, con ello se confirma que la anomalía A tiene continuidad hacia *offset* mayores.

La pseudosección de 7 Hz muestra la anomalía A, con la misma extensión hasta los 395 km Este, debajo de la estación 5, tal como las frecuencias anteriores. En este caso

fue posible identificar la anomalía B de la pseudosección de 1 Hz.

En el caso de la pseudosección de 13 Hz la anomalía B tiene una mayor amplitud. Al ser la frecuencia que menos profundiza y es más sensible a estructuras someras, se puede concluir que la anomalía B es bastante somera. Del mismo modo la anomalía A es identificada en su totalidad por esta frecuencia, por lo tanto también se trata de una estructura anómala somera.

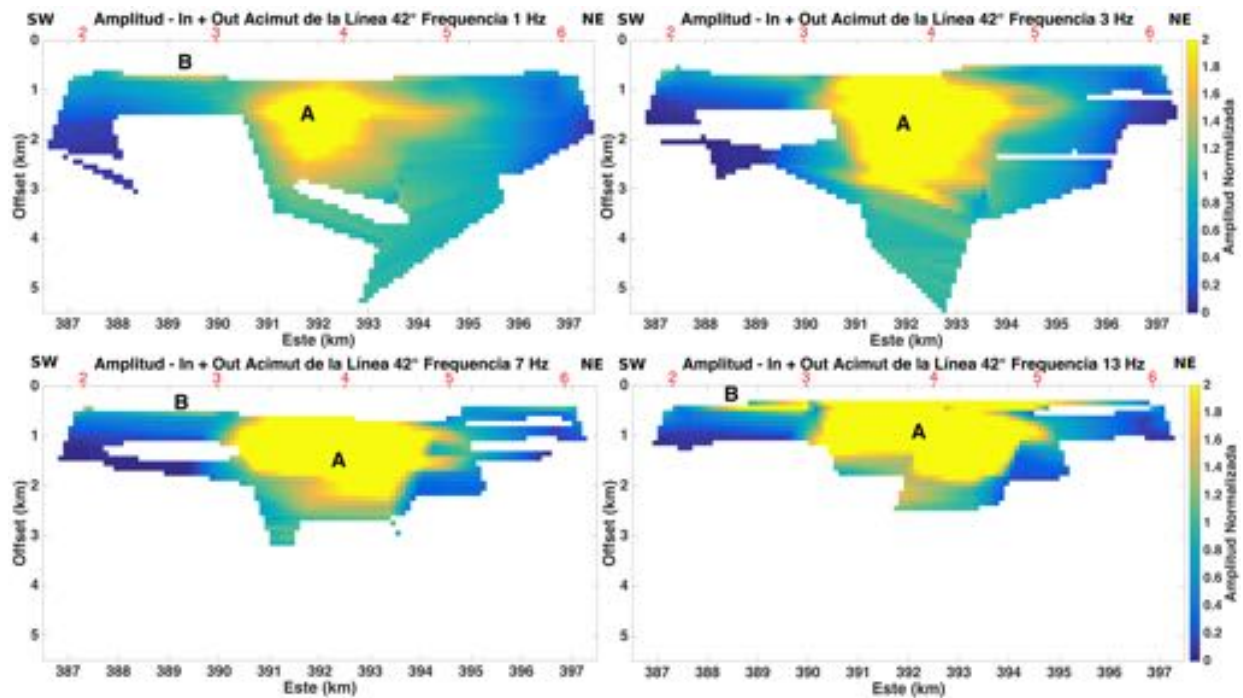


Figura 23. Pseudosecciones del perfil central. Se muestra la pseudosección obtenida para las 4 frecuencias (1, 3, 7 y 13 Hz). Los datos fueron normalizados por la mediana de las estaciones. El tamaño del bin fue el mismo que en el caso del perfil norte. En el eje x la coordenada Este de los centros de cada bin, en el eje y el offset en km entre el transmisor y receptor, se puede considerar este último como una pseudopropundidad.

Las anomalías detectadas en el perfil central, a diferencia del perfil norte, no varían sustancialmente en función de la frecuencia. En ambas líneas las principales anomalías se encuentran en la parte central del perfil, zona que tiene la mayor densidad de datos y una mayor cobertura de los mismos debido al empalme entre estaciones. Esta característica convierte a la zona central en la de mayor confianza y sensibilidad a las estructuras presentes.

Hacia los extremos de todas las pseudosecciones se aprecia que las amplitudes de las anomalías son menores a 1, tratándose de un bajo anómalo. En los datos se puede observar que los extremos de los perfiles no cuentan con mucha información,

por ejemplo, el perfil norte (Figura 20) solo tiene el *out-tow* de la estación 14 y el *in-tow* de la estación 10. Este pudiera ser un motivo de la baja amplitud en la zona. Las estaciones centrales son las que tienen los datos más anómalos, por lo que al calcular la mediana de las estaciones, estos podrían eclipsar las anomalías en los extremos de los perfiles, mostrándolos con un bajo anómalo.

Los altos anómalos encontrados se atribuyen a cuerpos resistivos. El fundamento de esta aseveración es que el campo eléctrico es inversamente proporcional a la conductividad eléctrica de los materiales. La presencia de cuerpos resistivos aumenta la amplitud del campo, mientras que un cuerpo conductor la disminuye. Para constatar lo anterior, se utiliza la expresión que describe el campo eléctrico producto de un dipolo eléctrico horizontal, orientado en el eje x sobre un semiespacio homogéneo (Ward y Hohmann, 1988):

$$E_x = \frac{P}{2\pi\sigma R^3} [1 + (1 + i\gamma R)e^{-i\gamma R}], \quad (36)$$

donde $\gamma^2 = -i\omega\mu_0\sigma$, P es el momento dipolar [Am] y R es la distancia en metros de la fuente al punto de observación u *offset*. Si se considera un momento dipolar P igual a $1 Am$, una distancia $R = 5 m$, una frecuencia de $1 Hz$ y dos casos de conductividad eléctrica, $\sigma_1 = 1 S/m$ y $\sigma_2 = 0.01 S/m$, el campo eléctrico es:

$$|E_{\sigma 1}| = 0.0025 [V/m],$$

$$|E_{\sigma 2}| = 0.2546 [V/m].$$

De lo anterior se puede notar que el campo eléctrico E es 100 veces mayor cuando el medio es 100 veces más resistivo. Considerando lo anterior se puede determinar que los bajos anómalos en los extremos de las pseudosecciones, corresponden a zonas con una menor resistividad eléctrica.

Sin embargo, es necesario realizar un análisis de los datos para conocer la sensibilidad que estos tienen a determinadas regiones del perfil.

4.2. Secciones de resistividad eléctrica

Se presentan los resultados del proceso de inversión de los datos. En cada una de las inversiones se muestran las características de las iteraciones, el modelo obtenido y la distribución de los residuales. Para el proceso de inversión de ambos perfiles se utilizó el programa MARE2DEM. El programa de acceso libre MARE2DEM (Modeling with Adaptively Refined Elements for 2.5D EM) fue desarrollado por Key y Ovall (2011).

4.2.1. Perfil norte

Se invirtieron 748 datos de campo eléctrico. La inversión de los datos se logró con el cluster *lamb* utilizando 120 procesadores, requiriendo aproximadamente 1 hora para converger. El proceso de inversión del perfil norte constó de 8 iteraciones, el comportamiento de la inversión se puede observar en la Figura 24. Se estableció según lo dicho en el capítulo 3 que el RMS objetivo fuera de 1.5, el cual se alcanzó en la iteración número 7 (Figura 24a). Después se realizó una iteración más que buscó disminuir la rugosidad del modelo, logrando un RMS final de 1.498 (Figura 24b). En la Figura 24c se observa la disminución en porcentaje del RMS durante las iteraciones, teniendo un rápido descenso (mayor al 30 %) en las primeras 5 iteraciones. La Figura 24d corresponde a la curva L (Hansen, 1999), en ella se puede observar la disminución del RMS a costa de la rugosidad del modelo, no obstante, en la iteración 8 se observa la disminución de esta última.

En la Figura 25 se muestra el modelo obtenido con el proceso de inversión para el perfil norte. Se identificaron diferentes estructuras tanto conductoras como resistivas. La notación empleada introduce el sufijo “c” o “r” si se trata de una estructura conductora o resistiva respectivamente. La Figura 26 muestra el ajuste a los datos por estación y frecuencia, en magnitud contra *offset*.

Se identifica el horizonte conductor nombrado Ac. Este se extiende desde la estación 14 (-6.204 km) hasta más allá de la estación 13 (-3.663 km), una longitud mayor a 2.5 km. El valor de resistividad eléctrica de este horizonte ronda los 0.5 Ωm , valor similar a la resistividad eléctrica del agua (0.3 Ωm). La estructura Ac presenta un espesor variable que va desde 300 m por debajo de la estación 14 hasta casi 900 m en

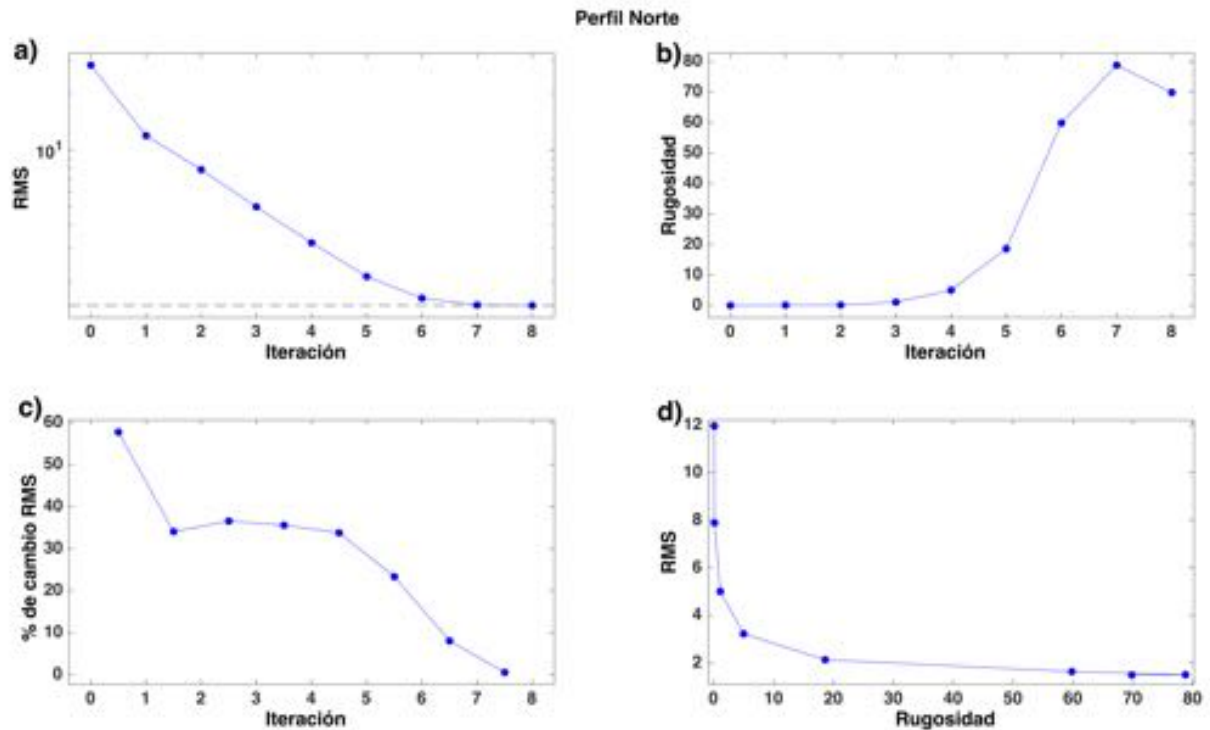


Figura 24. Comportamiento del proceso de inversión del perfil norte. a) Desajuste de los datos (RMS) obtenido en cada iteración. La línea discontinua indica el RMS objetivo (1.5). b) Comportamiento de la rugosidad en las iteraciones. Las primeras 3 iteraciones tienen un valor de rugosidad cercano a 0, debido a que se parte de un modelo homogéneo de resistividad eléctrica. c) Disminución en porcentaje del RMS obtenido en cada iteración respecto del RMS inicial. El programa está diseñado para terminar la iteración cuando el RMS disminuye en más del 15 % del valor con el que inicia la iteración. d) Curva L (Hansen, 1999), en la iteración 7 se alcanzó el máximo de rugosidad (≈ 80), en la siguiente iteración disminuyó a ≈ 70 .

la estación 13. Este horizonte se ve interrumpido en la posición -2.70 km por una estructura más resistiva de $4 \Omega m$, para después encontrar la estructura Bc la cual tiene una resistividad de $1.2 \Omega m$ y un espesor de 230 m aproximadamente.

En la parte somera del Alto Vírgenes se encuentra la estructura Cc, la cual es un conductor de aproximadamente $1.2 \Omega m$ que pudiera ser la continuación de Bc. Sin embargo, entre ambas estructuras conductoras se localiza la porción más somera del cuerpo Er. La estructura Cc pudiera tener continuidad hacia zonas más profundas, entrando en contacto con Hc. Valores similares a la estructura Cc se encuentra en la zona somera del Alto Vírgenes en dirección hacia el NE. Esta zona tiene un espesor de casi 400 m en su parte más ancha y sufre de un adelgazamiento hasta casi desaparecer cerca de la estación 11. No obstante, después de dicha estación, su espesor incrementa hacia la estación 10 (Dc), hasta alcanzar aproximadamente 400 m con $0.39 \Omega m$ de resistividad eléctrica.

En la parte central del perfil se observa la estructura Er. Esta es un cuerpo resistivo localizado desde -2.54 km hasta -0.27 km, entre las estaciones 13 y 12. Tiene presencia verticalmente desde una profundidad de 3 km hasta prácticamente la superficie por debajo de la estación 12, entre las estructuras Bc y Cc. Presenta una resistividad eléctrica variable que va desde los 40 hasta 70 Ωm . Esta estructura se encuentra a un costado de la estructura Fr, divididas por el bajo resistivo Hc. Este último, como se comentó antes, pudiera tener continuidad con la estructura Cc. La estructura Fr se localiza entre las posiciones 0.29 y 2.41 km. Su cima se encuentra a una profundidad aproximada de 1.5 km y tiene presencia hasta una profundidad poco mayor a 4 km. El valor de resistividad eléctrica que presenta es variable en su estructura siendo de 30 a 60 Ωm .

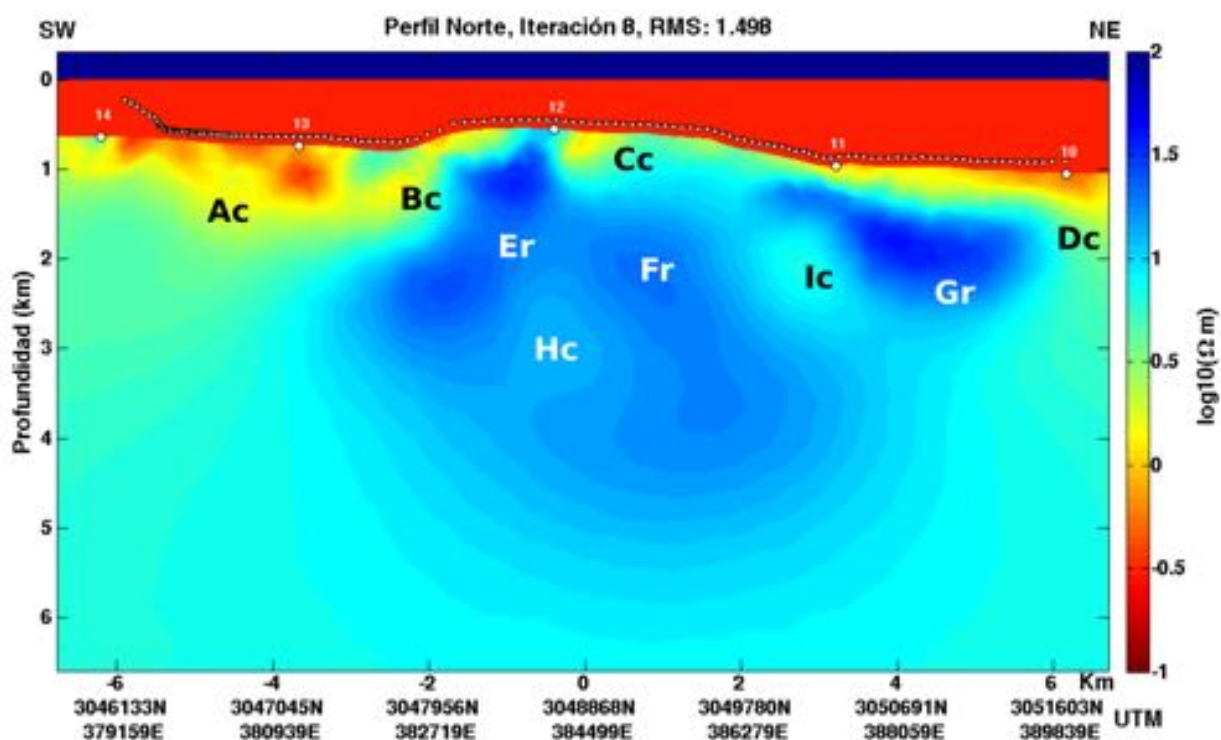


Figura 25. Sección de resistividad eléctrica del perfil norte. El modelo se obtuvo en la octava iteración con un RMS de 1.498. Las diferentes estructuras encontradas se nombraron con una letra seguida del sufijo “c” o “r” tratándose de un cuerpo conductor o resistivo respectivamente. Son 9 las estructuras presentes en el modelo. Debajo del Alto Vírgenes se identifican tres estructuras resistivas a diferentes profundidades, mientras que hacia los extremos se observan estructuras planas y conductoras que siguen la batimetría. Los espesores de estos horizontes conductores van de algunos cientos de metros hasta casi un kilómetro en el caso de la estructura Ac. Se muestran las estaciones que componen el perfil (círculos blancos) y el camino que siguió el transmisor sobre la batimetría (triángulos). Exageración vertical 1.14.

Se identifica otra estructura nombrada Gr, la cual se extiende lateralmente hacia el NE, más allá del Alto Vírgenes. Su presencia se identifica a menos de 1 km al SW

de la estación 11 y alcanza la posición de 6 km hacia el NE, casi por debajo de la estación 10. La estructura Gr presenta un valor de resistividad eléctrica de $70 \Omega m$. El cuerpo se identifica a una profundidad de 1.4 km y se extiende, de forma variable, hasta los 3 km en su parte más profunda. Esta estructura se encuentra separada de la estructura Fr por el bajo resistivo Ic ($7 \Omega m$), el cual pudiera tener continuidad en superficie alcanzando la estructura Cc.

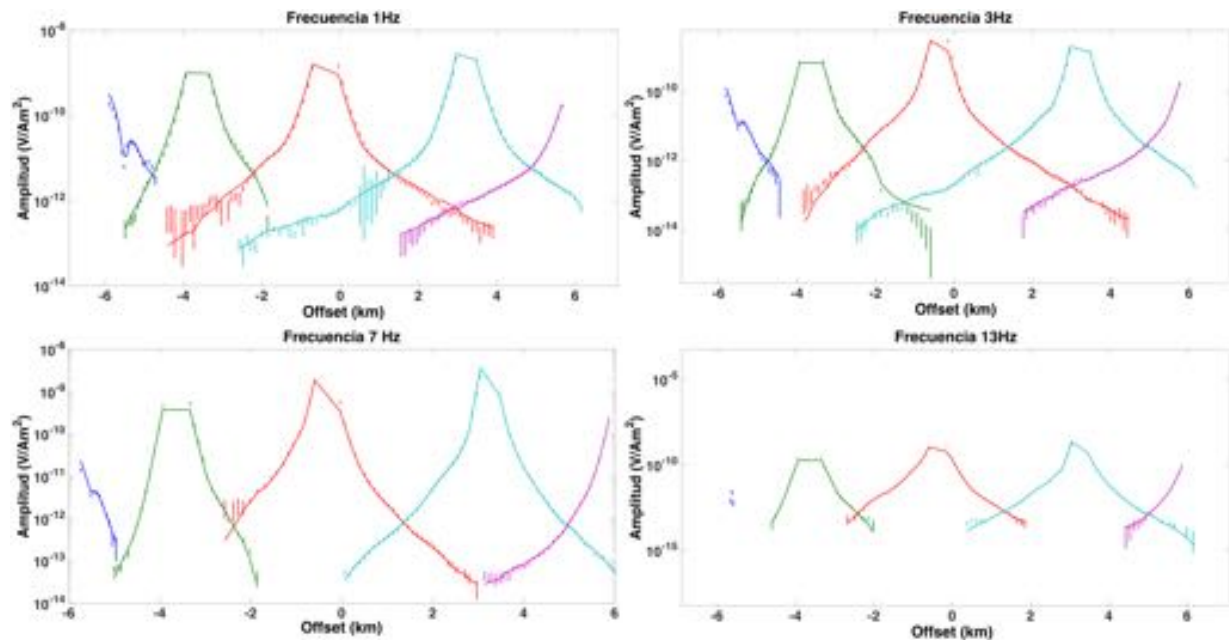


Figura 26. Ajuste a los datos medidos. Se observa el ajuste entre los datos medidos (puntos) y calculados (línea continua) con el proceso de inversión. Las estaciones de izquierda a derecha son 14 (azul), 13 (verde), 12 (rojo), 11 (turquesa) y 10 (morado).

En general se pueden identificar tres altos resistivos en el perfil norte, dos por debajo del Alto Vírgenes (Er y Fr) y uno que se extiende hacia el NE (Gr). Estos cuerpos resistivos se encuentran separados por estructuras menos resistivas (Hc e Ic), que pudieran tener continuidad hacia la parte superior del Alto Vírgenes al unirse con el bajo resistivo somero Cc.

En los extremos del Alto Vírgenes se identifican estructuras (Ac, Bc y Dc) que se extienden lateralmente hasta el inicio y final del perfil. Estas siguen la batimetría plana y presentan espesores variables, con una resistividad eléctrica similar a la capa de agua ($0.3 \Omega m$).

Para observar el comportamiento de los datos durante el proceso de inversión y evaluar el ajuste de los mismos al modelo obtenido, se presentan pseudosecciones

similares a las pseudosecciones de amplitud normalizada. Sin embargo, el atributo que van a mostrar las actuales serán los residuales o diferencias entre los datos calculados y los datos medidos en campo. Estos residuales son normalizados por la desviación estándar de cada dato.

En las pseudosecciones de residuales los colores cálidos significan que el dato medido tiene mayor amplitud que el dato calculado (Figura 26), de manera inversa, los colores fríos significan que el dato medido tiene menor amplitud que el dato calculado. Los valores cercanos a cero implican un buen ajuste del modelo a los datos medidos.

La Figura 27 muestra la pseudosección de residuales para el perfil norte. Esta pseudosección tiene las mismas zonas sin datos que la pseudosección de amplitud normalizada. Para las cuatro frecuencias se puede observar que los valores son cercanos a cero, lo cual indica que el modelo obtenido reproduce los datos medidos. Sin embargo, se observan regiones donde los residuales adquieren valores mayores a cero, tal es el caso de la región debajo de la estación 12, para todas las frecuencias. En dicha región los datos que tienen influencia son los correspondientes a *offset* menores (< 1 km).

Es importante mencionar que el programa de inversión MARE2DEM permite definir al transmisor como un bipolo finito o un dipolo. El desarrollador del software menciona que los datos dentro de una región de 200 m a los costados del receptor y sobre el rumbo eléctrico (x) no se podrán calcular con precisión, independientemente de que se utilice el bipolo o dipolo, debido a una singularidad de la fuente. Por otro lado, definir la fuente como un bipolo eléctrico implica un alto costo computacional porque requiere de resolver una integral utilizando el método de cuadratura de Gauss. En el caso de definir la fuente como un dipolo implica que los datos que se encuentren dentro de un diámetro de 3 a 4 veces la longitud del transmisor, alrededor de un receptor, serán difíciles de ajustar. Tomando en cuenta las desventajas de ambos se optó por emplear un dipolo eléctrico y eliminar los datos de mayor amplitud, hasta el punto donde el *offset* permita utilizar como fuente un dipolo eléctrico. Se sabe que la región de mayor amplitud (y menor *offset*) en las funciones de transferencia, corresponde a la geometría del bipolo y a la parte más somera del medio (Constable 2006; LI 2010; Connell y Key 2013). En el capítulo 5 se muestra un experimento para conocer el *offset* donde el comportamiento de un dipolo eléctrico es igual a un bipolo con la longitud real del transmisor utilizado.

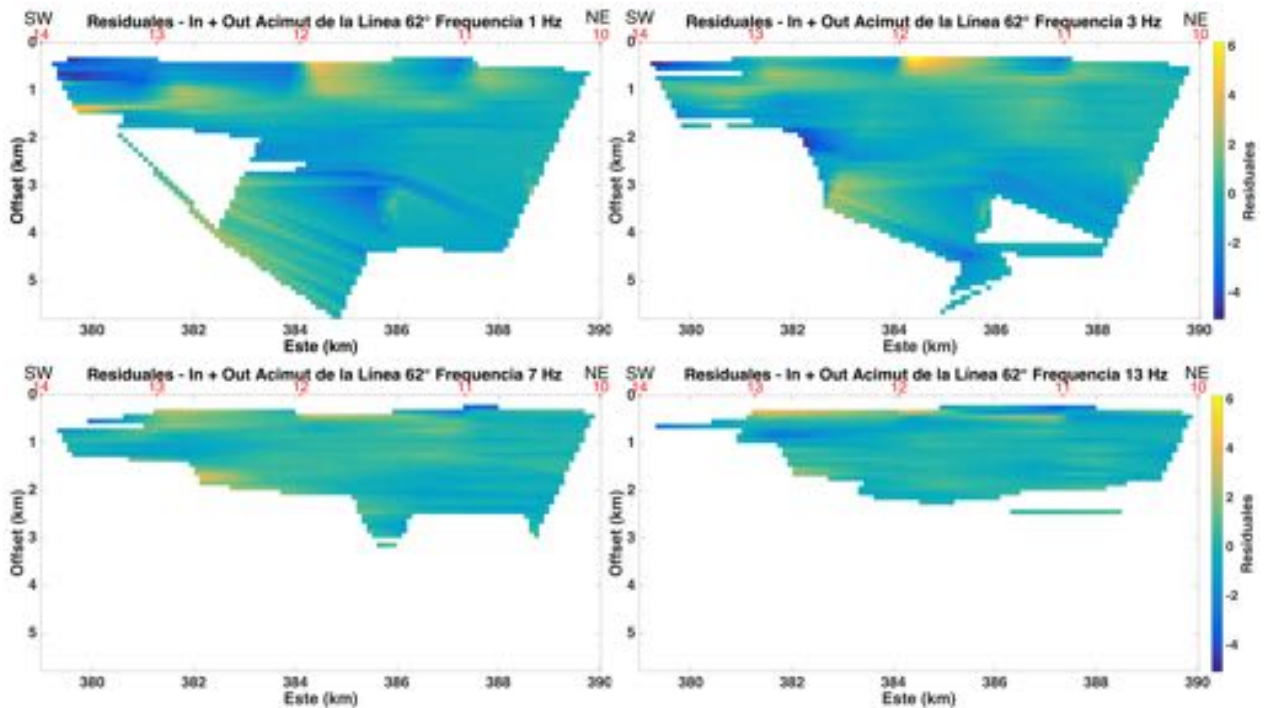


Figura 27. Pseudosección de residuales del perfil norte. Se observa que el ajuste entre los datos medidos y calculados en general fue bueno. En el centro del perfil, cerca de la estación 12 y el extremo SW del perfil son las regiones que presentan el peor ajuste de los datos.

Por lo tanto, el ajuste sesgado en la región somera y central en los residuales del perfil norte, se deba quizás a este problema geométrico de la fuente. En la Figura 26 se observa el comportamiento de los datos medidos y calculados. Las barras de error son más pequeñas en esos datos, por lo tanto si el dato calculado no es similar al medido se observará un mayor residual.

El extremo SW de la pseudosección muestra un desajuste con residuales de amplitud mayor y menor, para todas las frecuencias. Esto se debe a la falta de datos y la mala calidad de los que se tienen en la estación 14. En la Figura 25 se puede observar que la estación 14 adquirió datos cuando el transmisor descendía a través de la columna de agua. Los datos de la estación 14 corresponden solamente a la porción *out-tow*.

4.2.2. Perfil central

En el caso del perfil central se invirtieron 718 datos de campo eléctrico, se emplearon al igual que en el perfil norte 120 procesadores, requiriendo aproximadamente 1

hora para converger. El proceso de inversión del perfil central se muestra en la Figura 28 y consistió en 7 iteraciones. Se puede observar en la Figura 28a la disminución del RMS, en el caso de este perfil se estableció el RMS objetivo como 1.77, el cual se alcanzó en la iteración número 7. La Figura 28b muestra el comportamiento de la rugosidad, esta no disminuyó después de alcanzar el RMS objetivo. El programa de inversión busca un valor de μ [ecuación (30)] que disminuya o mantenga el RMS y reduzca la rugosidad. En este caso durante la iteración número 8 el programa probó 21 valores de μ , para 19 obtuvo un RMS mayor al de la iteración 7. En los dos casos restantes el RMS disminuyó pero la rugosidad obtenida fue mayor al valor de la iteración anterior, por lo tanto la inversión se detuvo. La disminución en porcentaje del RMS se muestra en la Figura 28c, se puede observar una disminución mayor al 30 % en las primeras 5 iteraciones. La curva L se muestra en la Figura 28d, la iteración 7 tiene la mayor rugosidad y el menor desajuste (RMS).

El modelo de la séptima iteración, pese a ser el más rugoso, no muestra una diferencia muy notoria con aquellos que tienen valores menores de rugosidad. Se debe tener presente que la inversión de Occam busca obtener el modelo más suave que ajuste a los datos, argumentando que el modelo obtenido será no menos rico en estructura que el modelo real. Sin embargo, es posible que esta inversión suavizada no defina estructuras existentes. En el caso del perfil central las iteraciones anteriores a la séptima mostraron las mismas estructuras, solamente enfatizando los límites entre ellas.

En la Figura 29 se muestra el modelo obtenido con el proceso de inversión de datos del perfil central. La nomenclatura seguida es la misma que en el caso del perfil norte. En la Figura 30 se observa el ajuste entre los datos medidos y calculados en magnitud contra *offset*.

Se observa la estructura Ac, que corresponde a un cuerpo conductor en el extremo SW del perfil. Este se encuentra por debajo de la estación 2 y tiene una resistividad de 0.2 a 0.5 Ωm , similar a la capa de agua. La estructura tiene presencia desde los 0.7 km hasta una profundidad de 2.6 km, presentando la menor resistividad a una profundidad de 1.5 km. Lateralmente dicha estructura se identifica de manera continua desde la posición -9.66 km hasta -5.43 km hacia el NE. En contacto con esta estructura se observa desde la parte somera y hasta los 2.3 km de profundidad el cuerpo Br. La

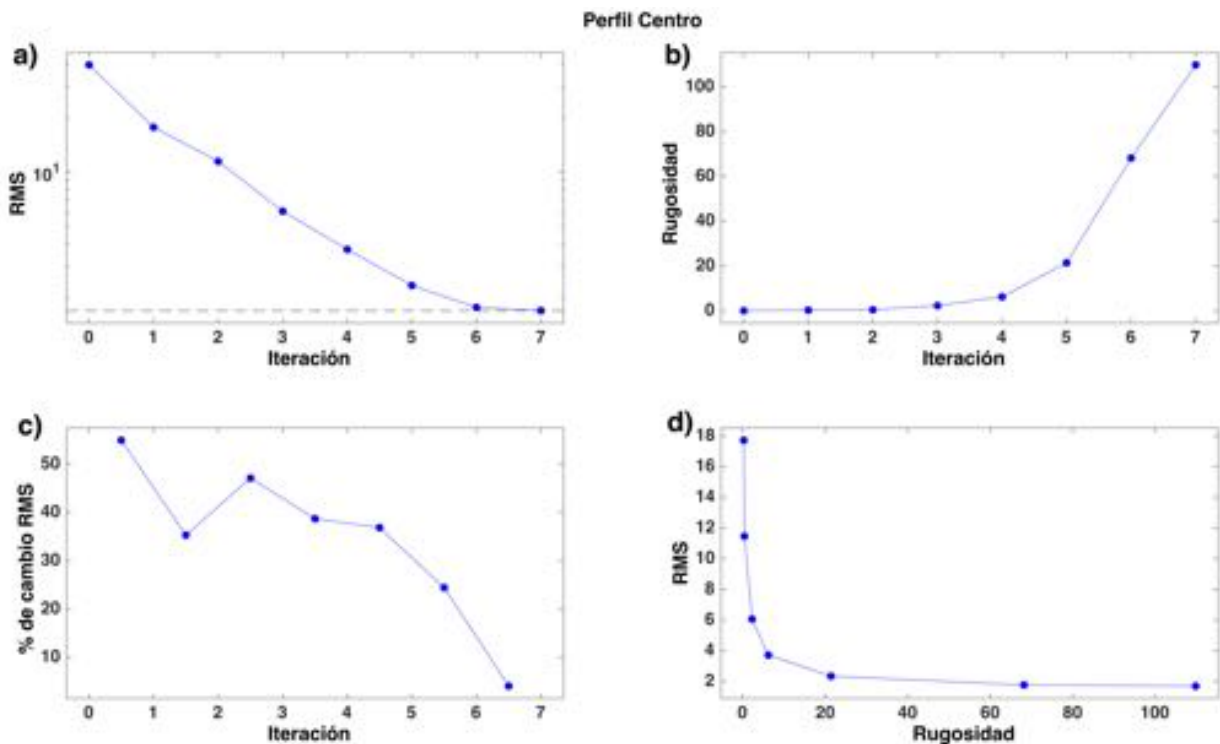


Figura 28. Comportamiento de la inversión del perfil central. a) Muestra la disminución del RMS durante la inversión, el RMS objetivo fue 1.77. b) Incremento de la rugosidad en las iteraciones, se parte de un medio homogéneo cuya rugosidad es 0. c) Disminución del RMS en porcentaje. d) Curva L de RMS vs. rugosidad, se observó en los modelos obtenidos que la rugosidad enfatizó los límites entre estructuras, conservando la misma cantidad de las mismas.

resistividad de este ronda el valor de $8 \Omega m$ y separa las estructuras Ac y Cc.

El cuerpo Cc es somero y se localiza debajo de la estación 3. Esta estructura se extiende poco más de 2.5 km lateralmente, mientras que de manera vertical se extiende hasta una profundidad de 1.4 km. Sin embargo, la traza de un bajo resistivo se extiende por debajo de la estructura Br uniéndose con la estructura Ac e interactuando hacia el NE con la estructura Dr. El valor de resistividad de Cc en los primeros 1.4 km de profundidad es de $0.31 \Omega m$, mientras que en la zona más profunda debajo de Br es de $2 \Omega m$.

Por debajo del Monte Reforma se identifican 3 estructuras, la primera de ellas es un alto resistivo nombrado Dr. Este tiene una resistividad eléctrica que varía de los 25 hasta $100 \Omega m$. Se localiza lateralmente desde los -3 km hasta 4 km, presentando una forma compleja y alcanzando 4 km en su porción más profunda. Dentro de esta estructura se identifica en la parte más somera el bajo resistivo Fc. Este tiene una resistividad $1.5 \Omega m$ y una longitud lateral de 500 m con un espesor de 250 m, no

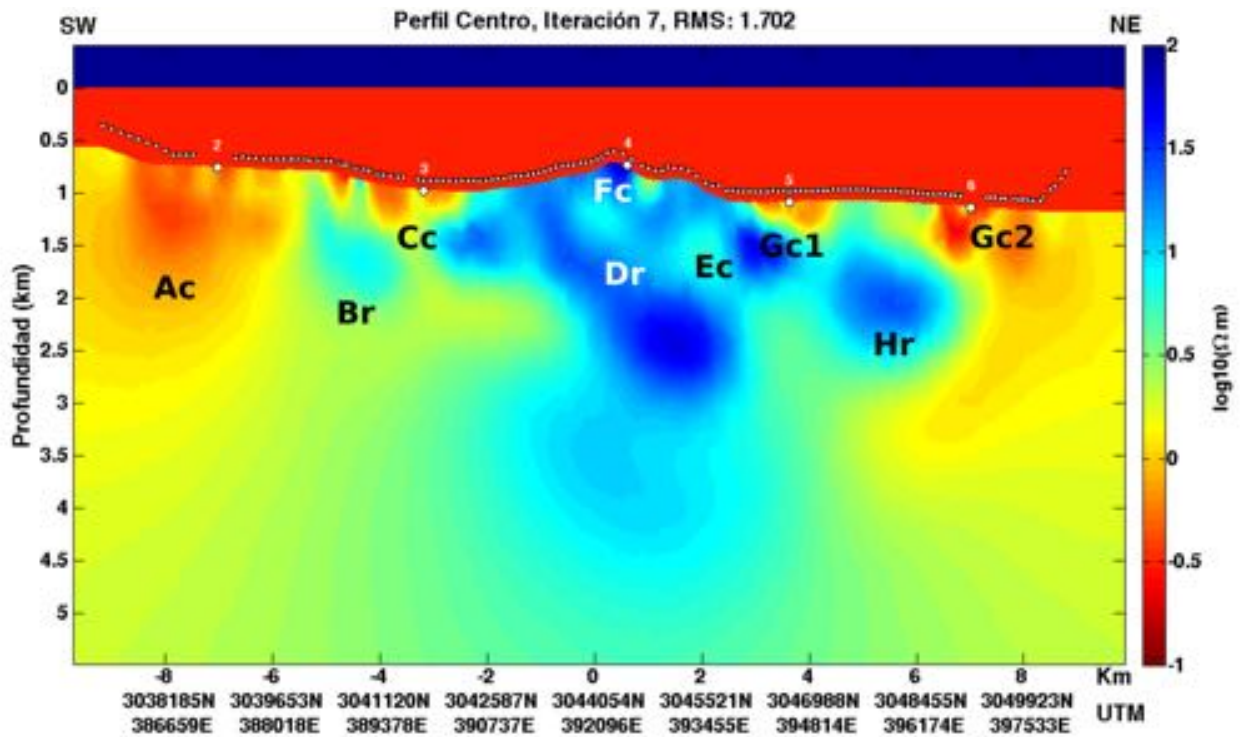


Figura 29. Sección de resistividad eléctrica del perfil central. El modelo se obtuvo en la séptima iteración con un RMS de 1.702. Las estructuras son nombradas con la misma nomenclatura que el perfil norte (Figura 25). Se observa la estructura resistiva Dr por debajo del Monte Reforma, la cual presenta una extensión denominada Hr hacia el NE del perfil. La estructura Dr interactúa con las estructuras conductoras Fc y Ec, existiendo una posible conexión entre ellas. En los extremos del perfil se observan las estructuras Ac y Gc2 (bajos resistivos). Ambas estructuras presentan un contacto con un cuerpo de resistividad eléctrica mayor, interrumpiendo la continuidad entre estructuras conductoras. En el caso de Ac-Cc es interrumpida la continuidad por Br, mientras que Gc1 y Gc2 por Hr. Se muestran las estaciones como círculos blancos y el camino que siguió el transmisor como los triángulos blancos. Exageración vertical 1.94.

obstante, esta estructura pudiera tener continuidad con la tercera estructura Ec de 6 Ωm a una profundidad de 1.5 km. Debajo de las estaciones 5 y 6 se identifican las estructuras Gc1 y Gc2. Estructuras someras que alcanzan 1.4 y 1.9 km de profundidad respectivamente. Estas presentan valores de resistividad similares (0.3 Ωm), sin embargo, se ven separadas en superficie por un horizonte más resistivo (1.5 - 3 Ωm). Este horizonte resistivo se observa a profundidad como la estructura Hr (50 Ωm). La mayor presencia de Hr se encuentra a una profundidad de 2 km y se extiende desde el límite de la estructura Ec en la parte SW (posición 2 km) hasta 7 km hacia el NE, presentando un espesor de 1 km en su parte más ancha. La estructura Hr se presenta como una extensión de la estructura Dr. En el extremo NE del perfil se identifica una disminución de la resistividad eléctrica que pareciera estar conectada a la estructura Gc2, no obstante, al ser el límite del perfil, es la zona con menor densidad de datos.

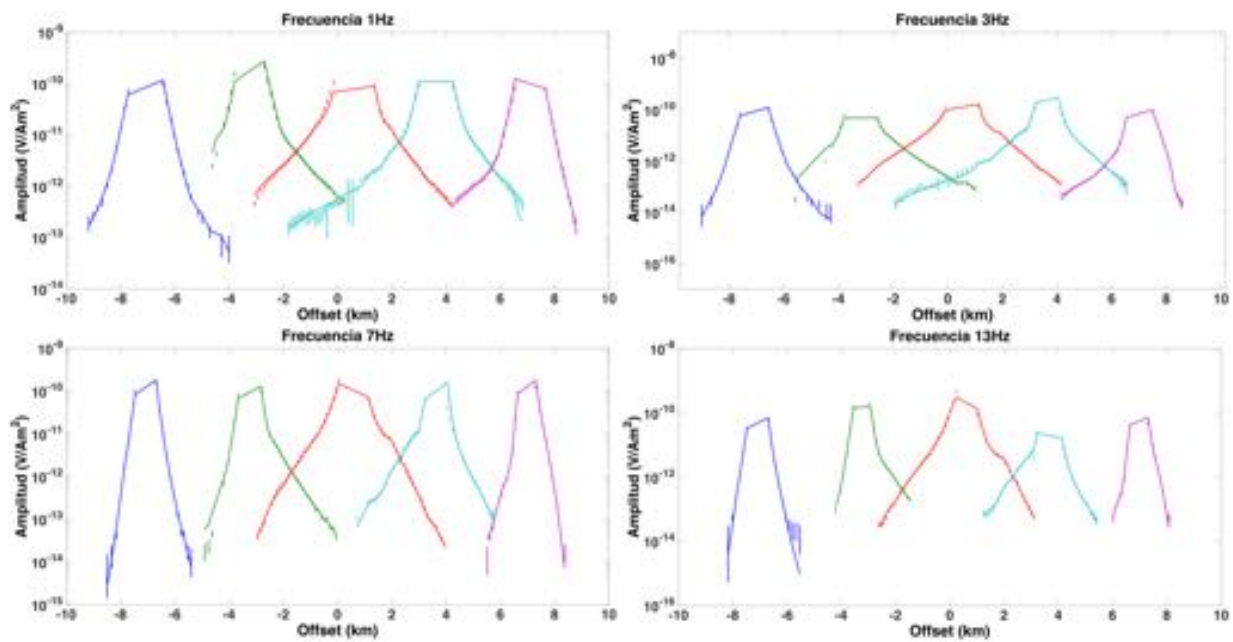


Figura 30. Ajuste a los datos medidos. Se observa el ajuste entre los datos medidos (puntos) y los calculados (línea continua). Las estaciones de izquierda a derecha 2 (azul), 3 (verde), 4 (rojo), 5 (turquesa) y 6 (morado).

De manera similar a la sección de resistividad eléctrica del perfil norte se puede observar una estructura resistiva (D_r) por debajo del cuerpo volcánico llamado Monte Reforma. En este perfil también es posible observar disminución en los valores de resistividad eléctrica en diferentes zonas bajo el Monte Reforma, cortando el cuerpo resistivo. En los márgenes SW y NE del Monte Reforma se observan estructuras con valores similares a la resistividad de la capa de agua que siguen la batimetría, pero en este caso y a diferencia del perfil norte presentan intercalaciones con valores de resistividad mayores (B_r y H_r). Es notoria la baja resistividad eléctrica en ambos extremos de la sección, caracterizada por las estructuras A_c y G_c2 .

En la Figura 31 se aprecia la distribución de residuales. La zona en blanco entre las estaciones 2 y 3 a diferentes *offset* en esta pseudosección y en la correspondiente a las amplitudes normalizadas, se debe a un mal ajuste en los datos. Se trabajó con los datos completos de la estación 3, sin embargo, en diferentes inversiones y modelos obtenidos se observó que el ajuste a los datos era muy malo (residuales con valor de -30, RMS 2.6, 9 iteraciones con 748 datos). Se realizó una inversión removiendo 23 datos, la mayoría en la zona mencionada, más algunos que se observó presentaban un mal ajuste. En esta se obtuvo un RMS de 1.97 en 9 iteraciones, presentando aún residuales disparados. Se procedió a observar los residuales y se determinó eliminar

otros 7 datos. Esta inversión obtuvo el modelo que se muestra en el trabajo (Figura 29). La falta de datos se puede observar en la Figura 30. Se compararon los tres modelos obtenidos y resultaron ser bastantes similares. Los tres mostraron las estructuras conductoras en los extremos de la sección y el cuerpo resistivo por debajo del Monte Reforma. Las principales diferencias son en la ubicación de la estructura Hr y las dimensiones del cuerpo Br. En el caso de la primera el modelo seleccionado ubica la estructura Hr a una profundidad de 2 km, mientras que usando todos los datos la inversión lo ubica a 1 km de profundidad, si embargo, los datos eliminados no tienen demasiado peso en esa región. En el caso de la estructura Br, que sí se encuentra en la zona de influencia de los datos eliminados, el modelo obtenido con todos los datos la ubica desde el inicio del fondo marino hasta una profundidad de 1.5 km, sobreyaciendo a una estructura de menor resistividad (similar a Ac), mientras que el modelo escogido la coloca también desde el inicio del fondo marino hasta una profundidad de 2.3 km.

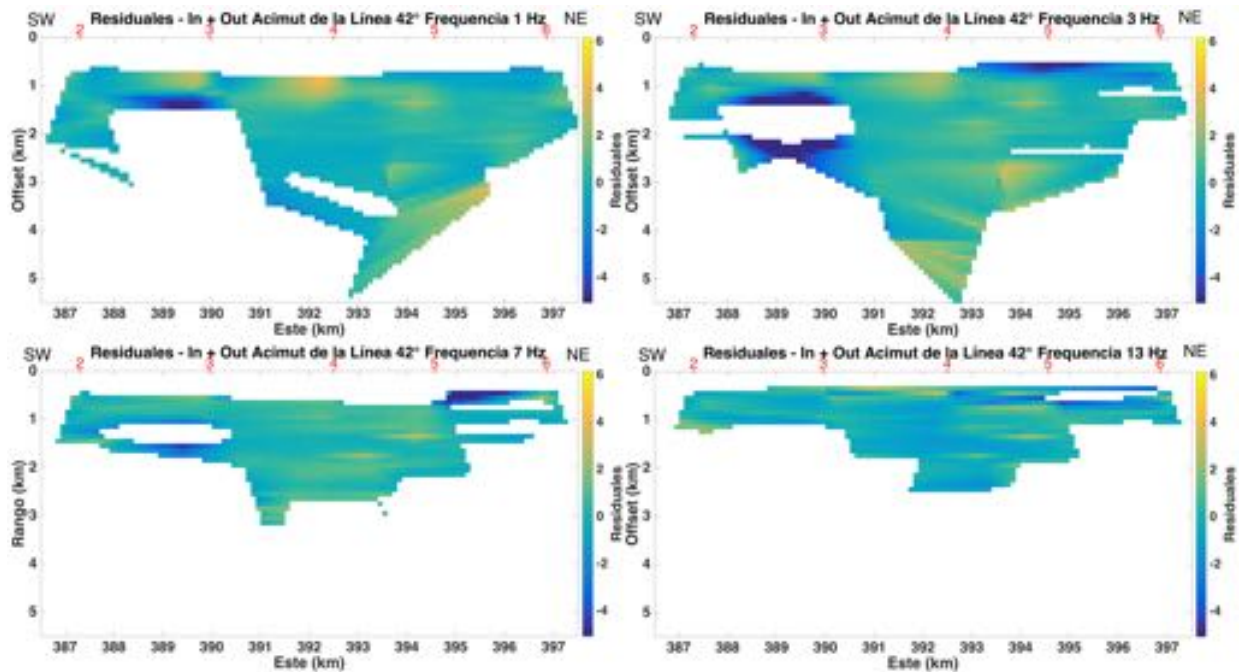


Figura 31. Pseudosección de residuales del perfil central. Se observa que el ajuste entre los datos medidos y calculados en general fue bueno. En el centro del perfil, cerca de la estación 4 se observan residuales altos. Para *offset* mayores a 4 km en la frecuencia de 3 Hz se observan residuales altos también. La zona donde se eliminaron los datos (posición 389 km Este) aún muestran residuales negativos, también en la posición 395 km Este se observa un no muy buen ajuste para las frecuencias 3, 7 y 13 Hz.

En conclusión, la pérdida de esos datos no tuvo una gran influencia en los resultados obtenidos. Aunque se removieron esos datos, aún se pueden observar en la Figura

31 para las frecuencias 1, 3 y 7 residuales lejanos a cero. También se puede observar en la parte central de las pseudosecciones colores cálidos, similares a los del perfil norte. Bajo la estación 5 para las frecuencias 3, 7 y 13 se observa una región con valores negativos. En la frecuencia de 3 Hz para *offset* mayores a 4.3 km se observa que los residuales tienen una tendencia marcada hacia valores positivos mayores a 3.

4.3. Sensibilidad del modelo

Se realizaron pruebas de sensibilidad de los modelos obtenidos para ambos perfiles. En el capítulo 2 se habló de la inversión de los datos y se mencionó que una característica del proceso de inversión es la no unicidad. Esta señala que diferentes modelos pueden ajustar los datos de la misma manera (Tarantola, 2005). Teniendo en consideración la no unicidad, el objetivo del análisis de sensibilidad es conocer regiones en el modelo donde variaciones de resistividad eléctrica no afectan el desajuste con los datos medidos. Lo anterior se traduce como regiones donde los datos no son capaces de constreñir el modelo obtenido y por lo tanto son regiones donde no se puede confiar plenamente en el modelo.

La prueba consistió en modificar las estructuras del modelo obtenido con el proceso de inversión, para después realizar un modelado directo y obtener datos que responden al modelo modificado. Después se comparan los datos medidos con los calculados del modelo modificado y se cuantifica la diferencia entre ellos. Si los datos no son sensibles a la región modificada, el RMS calculado será igual o muy similar al RMS obtenido con el proceso de inversión. Si la estructura modificada está muy bien fundamentada en los datos, el RMS calculado será muy diferente al RMS obtenido con la inversión. Se establece que si el cambio en el RMS es mayor al 10% la estructura esta bien constreñida por los datos, mientras que si está por debajo de ese valor, no hay certeza en el modelo.

Se realizaron pruebas de sensibilidad para todas las estructuras identificadas en ambos modelos, las cuales se pueden consultar en el Anexo A. Como muestra de cómo se realizó el análisis de sensibilidad se presenta la prueba realizada para la estructura Br del perfil central. Anteriormente se comentó que en esa región del modelo se obtuvo una estructura conductora o resistiva, dependiendo de la cantidad de datos invertidos.

La estructura Br en el modelo final presenta una resistividad eléctrica de $8 \Omega m$. Se modificó este valor de resistividad eléctrica a $0.5 \Omega m$, porque la estructura Br se para los cuerpos conductores Ac y Cc, que presentan valores cercanos a este último. En la Figura 32 se muestra el modelo modificado en la región donde se identificó la estructura Br.

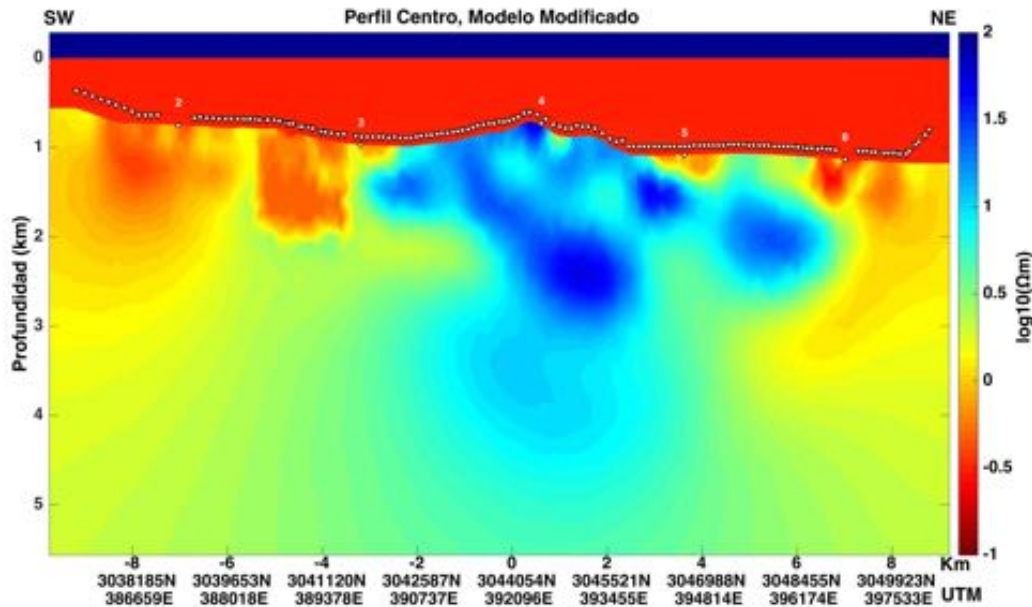


Figura 32. Modelo de resistividad eléctrica modificado. Se modificó el valor de resistividad eléctrica de la estructura Br (Figura 29). La estructura Br presentaba una resistividad eléctrica de $8 \Omega m$ en el modelo original, este valor fue modificado por $0.5 \Omega m$. Exageración vertical 1.91.

Los datos obtenidos del modelo directo se muestran en la Figura 33. Se puede observar el ajuste entre los datos medidos, los datos calculados resultado de la inversión y los datos producto del modelo modificado. El RMS de la inversión es 1.702, mientras que modificando el valor de resistividad eléctrica de la estructura Br se redujo a 1.652, esto equivale a un cambio de 2.93%. Se puede observar en la estación 2 (frecuencias 1, 3 y 13 Hz) en la región *out-tow* y de *offset* mayores, que los datos del modelo modificado presentan una menor amplitud, respecto a los datos medidos y los obtenidos con la inversión, esto por la presencia del cuerpo conductor. Para la estación 2 el ajuste es mejor durante la inversión, no obstante, los datos para esos *offset* son los que tienen mayor incertidumbre (desviación estándar) por lo tanto el modelo modificado también tiene buen ajuste estadístico. En el caso de la estación 3 se observa un mejor ajuste entre los datos del modelo modificado y los medidos para todas las frecuencias. Con lo observado en la prueba de sensibilidad se podría concluir que la estructura

conductora responde mejor a los datos. Sin embargo, la baja amplitud que se observa en la estación 2 sugiere la existencia de una pequeña porción más resistiva. Esto se fundamenta con la pseudosección de anomalía normalizada (Figura 23) que muestra un alto anómalo somero en la posición donde se encuentra Br.

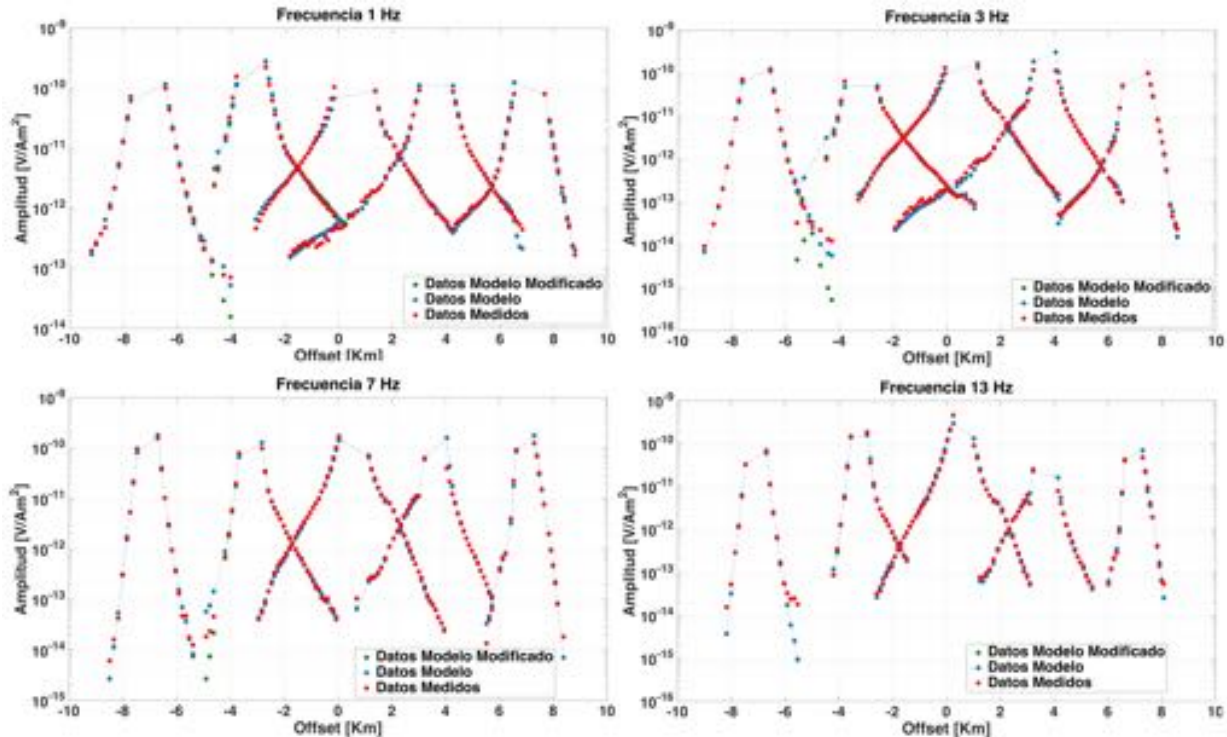


Figura 33. Comparación de los datos producto de la prueba de sensibilidad. En rojo se muestran los datos medidos en campo, en color azul los calculados en la inversión preferida (Figura 29) y en verde los calculados del modelo modificado (Figura 32). Las estaciones de izquierda a derecha son 2, 3, 4, 5 y 6. El modelo modificado obtiene datos con menor amplitud que los datos medidos para la estación 2 en las frecuencias 1, 3 y 13 Hz, mientras que para la estación 3 tiene mejor ajuste el modelo modificado que el obtenido con la inversión. La baja amplitud en los datos sugiere la existencia de una pequeña porción resistiva, cubierta por una estructura conductora. El hecho de que los dos modelos ajusten los datos sugiere que la sensibilidad de los datos donde se localiza la estructura Br no es del todo confiable.

Dado que ambas estructuras ajustan a los datos, se puede concluir que en esa región los datos no tienen mucha sensibilidad y por lo tanto, no se puede tener plena confianza en esa región del modelo obtenido. La existencia de las estructuras Ac y Cc sugiere que la zona entre ambas debiera ser conductora, lo cual ajusta a los datos. Sin embargo, esta región debe tener una pequeña porción resistiva ya que los cálculos del modelo modificado en las frecuencias de 1, 3 y 13 Hz muestran una amplitud baja respecto a los datos medidos.

Se muestran a continuación tablas con la información sintetizada del análisis de sensibilidad. Como se mencionó anteriormente, se establece que la estructura está

constreñida por los datos, si el cambio en el RMS es mayor al 10 %. Las propuestas de conexión (canal) entre estructuras (p. ej., canal Bc Cc) están constreñidas y no es posible su existencia si presentan un cambio en RMS mayor al 10 %, si este es menor al 10 % se considera mal constreñido y los datos permiten la existencia de la estructura.

Tabla 1. Análisis de sensibilidad de las estructuras presentes en el perfil norte. RMS original 1.49.

Estructura	Resistividad Eléctrica Original [Ω m]	Resistividad Eléctrica Cambio [Ω m]	RMS	Porcentaje de Cambio	Calificación
Ac	0.5	10	8.428	462.61 %	Constreñido
Bc	1.2	15	2.308	54.07 %	Constreñido
Cc	1.2	15	5.621	275.24 %	Constreñido
Dc	0.3	15	7.148	377.16 %	Constreñido
Er	40 - 70	5	2.145	43.19 %	Constreñido
Fr	30 - 60	5	1.861	24.23 %	Constreñido
Gr	30 - 60	5	4.312	187.85 %	Constreñido
Hc	10	25	1.50	0.233 %	Mal constreñido
Ic	7	25	1.65	10.48 %	Constreñido
Canal Cc Hc	15	7	1.473	1.38 %	Mal constreñido
Canal Cc Ic	15	5	1.568	4.67 %	Mal constreñido
Canal Bc Cc	30	1	3.694	146.59 %	Constreñido

Tabla 2. Análisis de sensibilidad de las estructuras presentes en el perfil central. RMS original 1.70

Estructura	Resistividad Eléctrica Original [Ω m]	Resistividad Eléctrica Cambio [Ω m]	RMS	Porcentaje de Cambio	Calificación
Ac	0.4	5	5.604	229.25 %	Constreñido
Br	8	0.5	1.652	2.93 %	Mal constreñido
Cc	2	10	5.967	250.58 %	Constreñido
Dr	25 - 100	15	2.027	19.09 %	Constreñido
Ec	13	25	1.767	3.81 %	Mal constreñido
Fc	1.5	25	2.005	17.80 %	Constreñido
Gc1	0.3	10	6.092	257.93 %	Constreñido
Gc2	0.3	10	9.415	453.17 %	Constreñido
Hr	7	50	1.873	10.04 %	Constreñido
Canal Ec Fc	20	5	2.019	18.66 %	Constreñido
Canal Gc1 Gc2	1.5 - 3	0.3	5.310	211.98 %	Constreñido

Capítulo 5. Discusión

En el presente capítulo se discuten los resultados obtenidos de la comparación entre un bipolo y dipolo eléctrico. También se muestran los resultados de una inversión 1D, para datos sintéticos de un modelo bidimensional. Se discute sobre los resultados obtenidos y las similitudes con los datos de nuestro estudio. Así mismo se muestran estudios alternos de reflexión sísmica y MT coincidentes con los perfiles electromagnéticos mCSEM. Estos datos se comparan con el modelo de resistividad eléctrica obtenido. Por último, se describe la interpretación geológica de los datos y se discute, con base en la información recabada, el potencial geotérmico en la zona.

5.1. Dipolo y Bipolo Eléctrico

Ward y Hohmann (1988) mencionan que un bipolo eléctrico puede ser tratado como un dipolo, si la distancia entre este y un punto de observación, es mucho mayor que 5 veces la longitud del bipolo. En la práctica, las mediciones se realizan más cerca de lo que dictan estos autores, por lo tanto, es necesario tratar el bipolo eléctrico como la integración de los campos de un dipolo.

Se empleó el programa *Dipole1D* desarrollado por Key (2009). Este programa permite calcular las tres componentes de los campos eléctrico y magnético, producidos por un bipolo o dipolo eléctrico. La manera de calcular el efecto del bipolo eléctrico es por medio de la superposición de dipolos puntuales. Estos pueden estar equiespaciados en la longitud del bipolo o espaciados de manera óptima utilizando el método de cuadratura de Gauss. El programa funciona para semiespacios homogéneos y estratificados.

El modelo que se utilizó para comparar el comportamiento del bipolo y dipolo simula las condiciones de nuestro levantamiento; consistió en una columna de agua de 1 km, con una resistividad eléctrica de $0.3 \Omega m$, por encima de un semiespacio homogéneo de $1 \Omega m$ (Figura 34). Se colocó un receptor a 1 km de profundidad, en la interfase agua - fondo marino, el transmisor se desplazó lateralmente siempre 0.1 km por encima del fondo marino. La frecuencia empleada es de 1 Hz.

El transmisor tuvo dos longitudes, una infinitesimal y otra de 200 m. En la Figura 34

se pueden observar las curvas generadas con ambas fuentes. El dipolo presenta mayor amplitud que el bipolo, una diferencia de media década cuando el transmisor pasa por encima del receptor (mínima distancia transmisor - receptor 0.1 km). En el caso de 1 Hz, para aproximadamente un *offset* de 0.2 km, las dos curvas se unen. A ese *offset* es cuando se puede considerar que el dipolo tiene un comportamiento similar al bipolo. La diferencia entre los tipos de fuente disminuye al aumentar la frecuencia.

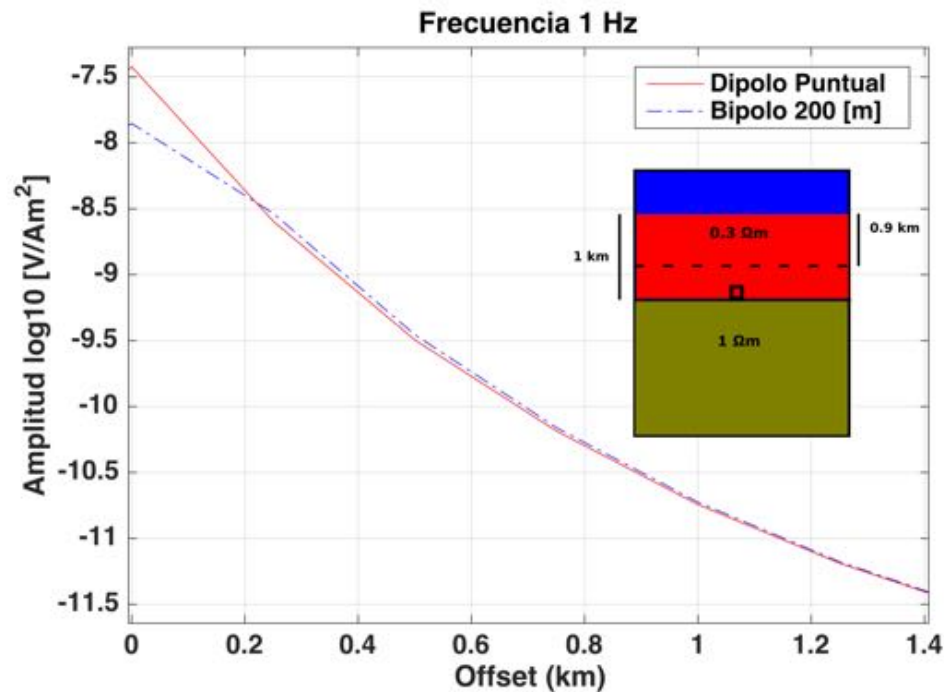


Figura 34. Campo eléctrico producido por un dipolo y bipolo eléctrico. Se observa el modelo utilizado para el cálculo de campo eléctrico. El receptor es el cuadro sobre el fondo marino, la trayectoria del transmisor (línea discontinua) fue de izquierda a derecha. Se muestra la porción *out-tow* de los datos calculados. Se puede observar que las curvas se unen a una distancia de aproximadamente la longitud del bipolo. Para el *offset* de 1 km las curvas son prácticamente iguales.

Las pseudosecciones de residuales del capítulo anterior muestran que se mantuvieron datos a *offset* de 500 m (p. ej., Figura 27 frecuencia de 1 Hz, estación 10) presentando un buen ajuste a los datos, también casos donde se removieron los datos menores a 800 m de *offset* (p. ej., Figura 31, frecuencia 1 Hz, estación 4) y el ajuste no fue el óptimo. Por lo tanto el buen o mal ajuste a los datos con menores *offset* no depende exclusivamente de las características de la fuente. En la Figura 27 se puede observar que el primer kilómetro de la pseudosección muestra la mayor cantidad de residuales máximos y mínimos. Esta región cumple con lo establecido por Ward y Hohmann (1988), respecto a la distancia de 5 veces la longitud del bipolo (1,000 m), sin embargo, eliminar esta región implicaría una reducción de 224 datos (28.57 %) en la

inversión del perfil norte. Es preferible utilizar los datos y estudiar el comportamiento de los residuales, después analizar la sensibilidad y estructuras en regiones donde el modelo no ajuste a los datos.

5.2. Inversiones 1D

Como un primer paso en la interpretación se realizaron inversiones 1D de los datos. La inversión 1D está restringida a modelos de capas planas horizontales, característica a la que responden muy pocas zonas en la Tierra (Hohmann y Raiche, 1988). Los inconvenientes de la inversión 1D abarcan desde la obtención de un modelo que realmente represente el medio bajo estudio, hasta problemas debido a la técnica con la que se adquirieron los datos. Por ejemplo, la estación 4 se encuentra en lo alto del Monte Reforma (perfil central), la inversión 1D va a tratar de ajustar un modelo de capas planas en una estructura que claramente es 2D (o 3D) que tiene en su porción SW una pendiente de 22° , incluso para algunos *offset* el transmisor se encuentra a una profundidad mayor al receptor, lo cual el software no puede modelar.

Por este motivo se hizo una prueba sintética para evaluar la inversión 1D en un modelo que se sabe es bidimensional. El modelo consistió en un contacto vertical entre un medio de resistividad eléctrica de $1 \Omega m$ y otro de $100 \Omega m$. Se coloca 1 km de capa de agua y la trayectoria del transmisor es 100 m sobre el fondo marino de izquierda a derecha. Se colocan tres receptores, Rx1 en el centro de la parte conductora (a 4 km del contacto vertical), Rx2 en el contacto y Rx3 en el centro de la parte resistiva, a 4 km del contacto (Figura 35). Para evitar problemas numéricos debido a la geometría receptor-transmisor y por el contacto entre resistividades tan contrastantes, la posición del receptor Rx2 se desplazó 1 m a la derecha sobre un cuerpo con una resistividad de $30 \Omega m$. Se empleó un dipolo eléctrico horizontal transmitiendo a las frecuencias 1, 3, 7 y 13 Hz.

Los datos sintéticos se muestran en la Figura 36. Se puede observar la diferencia en la forma de la amplitud en el campo eléctrico generada por un medio conductor o resistivo. A los datos se les agregó 10% de ruido aleatorio gaussiano y se estableció un ruido de piso de 10^{-15} V/Am^2 .

La inversión de los datos que corresponden a Rx1 se muestran en la Figura 37. Para

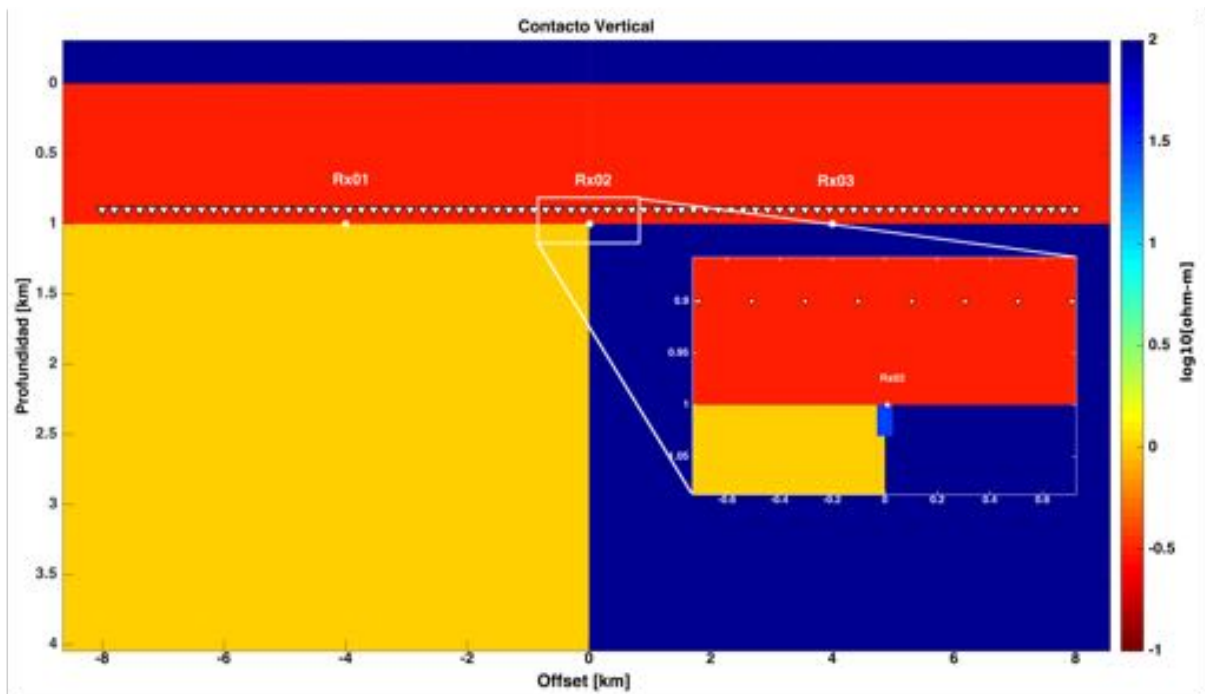


Figura 35. Contacto vertical entre un medio de $1 \Omega m$ y $100 \Omega m$. Se colocan tres receptores para analizar el comportamiento del campo eléctrico y la inversión 1D de los datos. Zoom a la estación Rx2, se desplazó 1 m a la derecha y se encuentra sobre un medio de $30 \Omega m$.

ambas inversiones (*in-tow* y *out-tow*) se recuperó el modelo de $1 \Omega m$. Para la porción *in-tow* todas las posiciones del transmisor estuvieron sobre el medio conductor. Por otro lado, en la región *out-tow*, 7 datos de la frecuencia de 1 Hz observan la transición al medio de $100 \Omega m$, sin embargo, se recuperó el modelo.

En el caso de la estación Rx2, todas las posiciones del transmisor de los datos *in-tow* se encuentran sobre la porción de $1 \Omega m$, no obstante, es evidente la diferencia de amplitud en el campo eléctrico respecto al *out-tow* de Rx1 para el mismo *offset* (p. ej., *offset* -2 km, todas las frecuencias). En el caso de los datos *out-tow* se observa un incremento en la amplitud del campo eléctrico, debido a que se trata de un medio 100 veces más resistivo.

La inversión de los datos correspondientes a la estación Rx2 se muestran en la Figura 38. En el caso *in-tow* se presentan las primeras 5 iteraciones y la iteración 100 (máximo número de iteraciones, la inversión no convergió), se puede observar que las primeras iteraciones se aproximan al modelo de $1 \Omega m$, presentando variaciones de resistividad en la parte somera, a 1.5 km aproximadamente y a 2 km. La iteración 100 arroja un modelo irreal, presentando una resistividad eléctrica menor a $10^{-3} \Omega m$ a 2

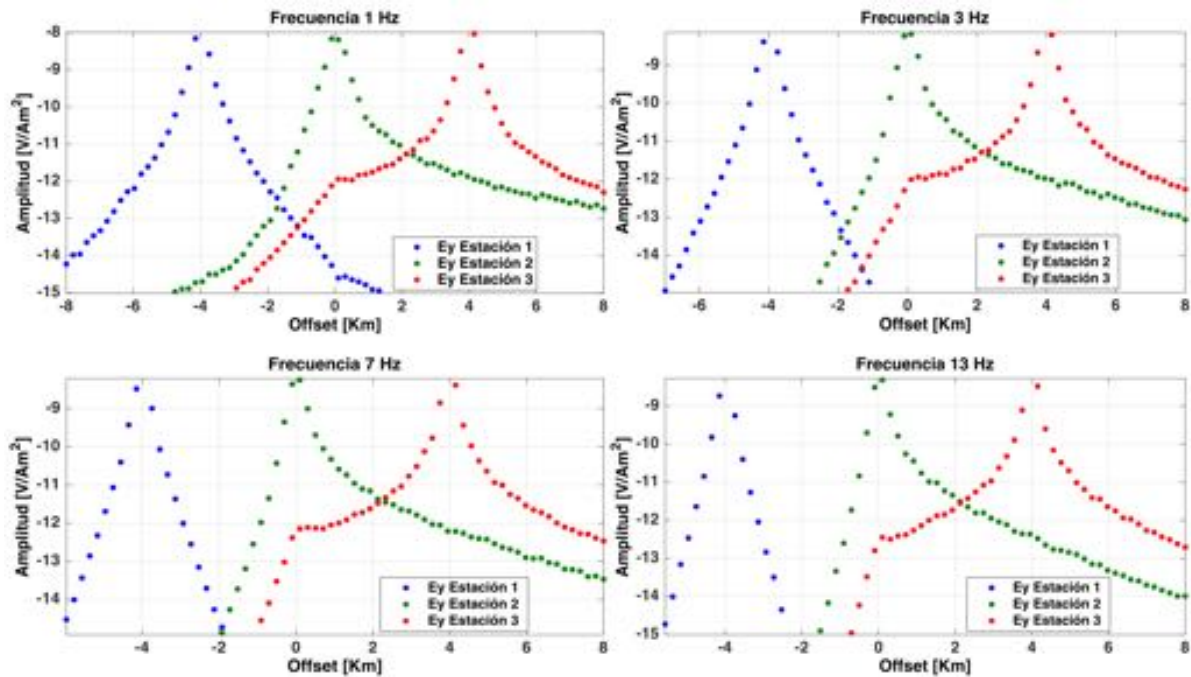


Figura 36. Respuesta del campo eléctrico a un contacto vertical. Se observa la diferencia entre la amplitud del campo eléctrico producto de un medio conductor o resistivo. La estación Rx1 sufre un rápido decaimiento, mientras que la estación Rx3 tiene una amplitud considerablemente mayor, incluso para *offset* más grandes. En las tres estaciones es evidente el cambio de pendiente en los datos cuando el transmisor pasa de un medio al otro.

km de profundidad. Para los datos *out-tow* se muestran las primeras 5 iteraciones y la iteración 64 (el proceso convergió, RMS 1.46). En este caso las iteraciones muestran un modelo, que para las capas más someras, busca recuperar la resistividad de $100 \Omega m$, al menos desde la 3ra iteración. A profundidad los modelos presentan una disminución de la resistividad, la iteración 64 muestra una capa a 3 km de profundidad menor a $0.01 \Omega m$.

La estación Rx2 por su ubicación es la más sensible al efecto del medio 2D. La inversión *in-tow* mostró modelos similares al real en las primeras iteraciones, después, al tratar de ajustar los datos, la inversión se volvió inestable y el modelo obtenido no guarda similitudes con el modelo real. La inversión *out-tow* tampoco pudo recuperar el modelo original, sin embargo en prácticamente todas las iteraciones se recuperó el valor de $100 \Omega m$ en la parte somera del modelo.

El dipolo eléctrico horizontal es una fuente que transmite señal en 3 dimensiones, que al entrar en contacto con el medio da inicio al fenómeno de inducción y se generan los campos que los receptores van a medir. El campo eléctrico del transmisor va a sufrir

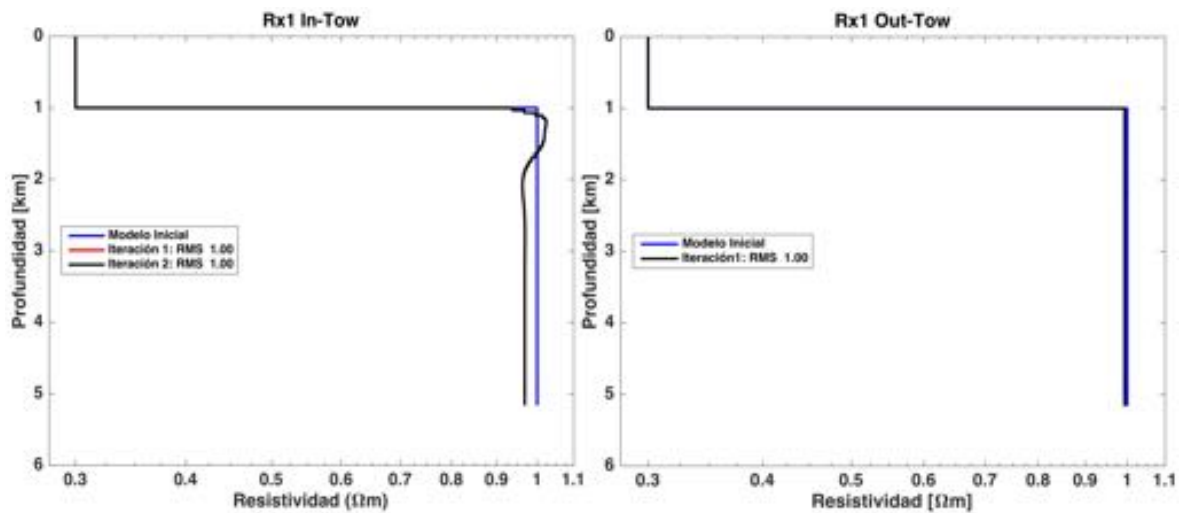


Figura 37. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación Rx1. El modelo inicial se muestra en azul y fue un semiespacio homogéneo de $1 \Omega m$. La inversión de los datos *in-tow* requirió de dos iteraciones, la porción *out-tow* una.

mayores perturbaciones mientras más se acerque al contacto vertical. El modelo 1D no podrá ajustar estas perturbaciones en el campo eléctrico, no obstante, se puede observar que las capas más someras de ambos modelos se aproximaron al valor real de resistividad eléctrica de cada medio, esto es porque para *offset* muy pequeños el receptor solamente tendrá la influencia del medio más cercano (somero).

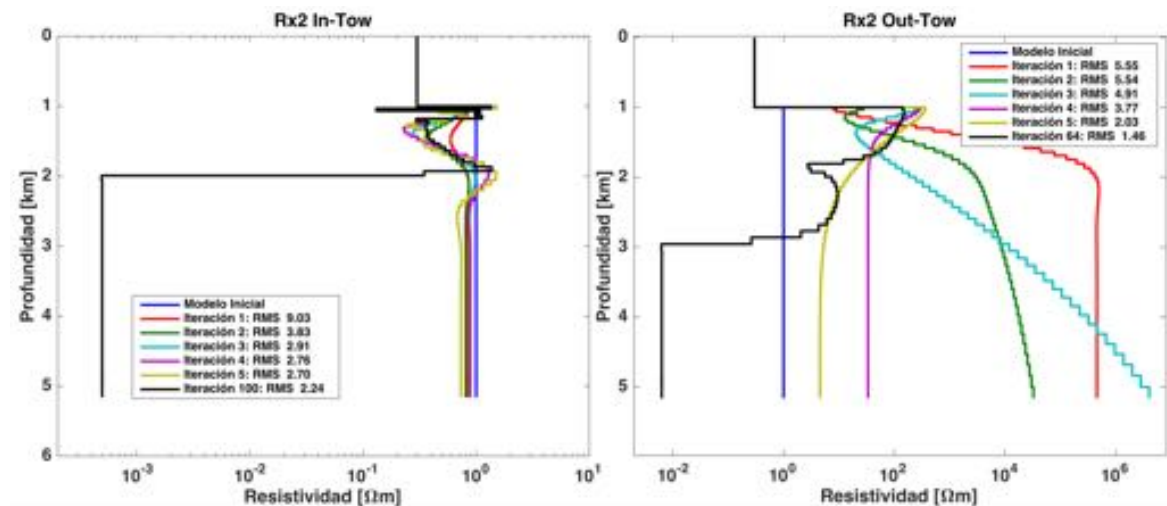


Figura 38. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación Rx2. En el caso de los datos *in-tow* las primeras iteraciones se aproximan al valor de $1 \Omega m$, después la inversión se vuelve inestable y el modelo tiene que colocar una capa a 2 km de profundidad de $10^{-3} \Omega m$, la cual no tiene ningún sentido. La inversión no convergió. La inversión de los datos *out-tow* si convergió en la iteración 64 con un RMS de 1.46. El modelo obtenido recupera la resistividad de $100 \Omega m$ a una profundidad de 1 a 2 km, después disminuye a $10 \Omega m$ de 2 a 3 km. Por último introduce una capa de $0.01 \Omega m$ a 3 km de profundidad.

La inversión de la estación Rx3 debiera presentar un comportamiento similar a Rx1,

sin embargo, hay diferencias que deben ser comentadas. En la Figura 36 se observa que los datos *in-tow* de la estación 3 presentan un cambio de pendiente en el *offset* igual a 0. Esto se debe al contraste de resistividades. El mismo efecto se observó en el *out-tow* de Rx1 para los mayores *offset*. No obstante, solo fue para la frecuencia de 1 Hz y la cantidad de datos en ese caso fue mínima, debido al rápido decaimiento del campo eléctrico para un medio conductor. En el caso de Rx3 el cambio de pendiente se da a la mitad de los *offset* y por lo tanto son muchos los datos que tienen la influencia del cambio de medio, complicando el ajuste con un modelo 1D. En la Figura 39 se observa que no fue posible recuperar el modelo en 100 iteraciones (no convergió) con los datos *in-tow*. La inversión *out-tow* en 4 iteraciones obtuvo el modelo original con un RMS menor a la unidad.

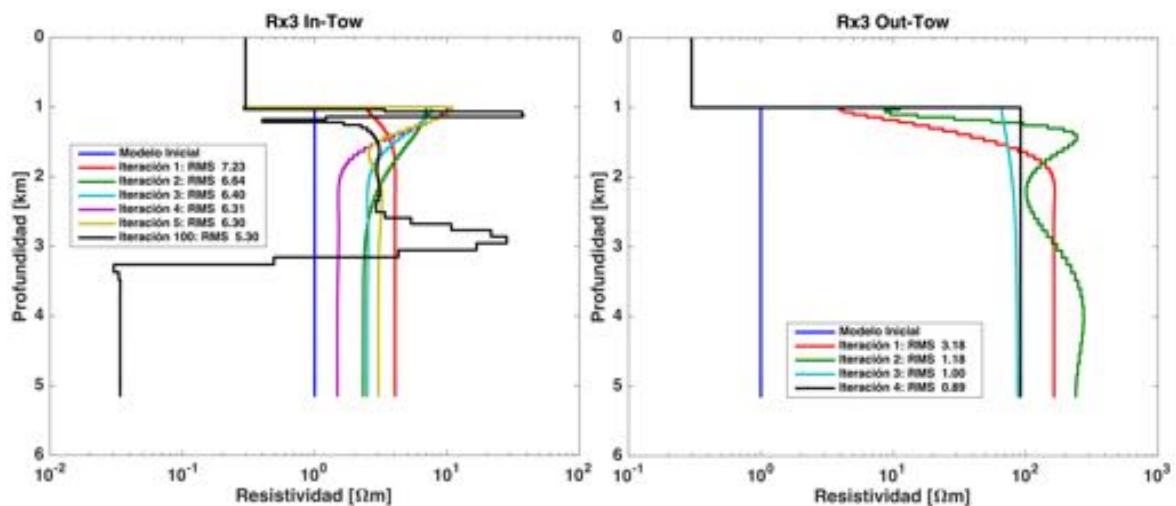


Figura 39. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación Rx3. La inversión de los datos *in-tow* alcanzó el número máximo de iteraciones sin lograr converger. El modelo final presenta una resistividad de 30 Ωm en la parte más somera del modelo. Después muestra una resistividad de 2 Ωm hasta los 2.5 km y empieza a incrementar hasta 30 Ωm . En el caso del modelo *out-tow* el modelo se recuperó en la iteración número 4.

Conociendo el comportamiento de la inversión 1D para una estructura bidimensional que recién vimos, se presentan los resultados de dos estaciones, la estación 4 y la estación 6.

Es importante mencionar que en el caso del perfil central, la dirección del barco al pasar con el transmisor fue de NE a SW. Los modelos de las inversiones 1D de este perfil, para facilitar su comparación con la sección de resistividad eléctrica, se colocan a la derecha el *in-tow* y a la izquierda *out-tow*.

Anteriormente se comentó que la estación 4 se encuentra en la cima del Monte Reforma. Por esta razón la inversión 1D tendrá dificultades para representar de manera correcta el medio bajo estudio. La Figura 40 muestra los modelos obtenidos con la inversión. Ambos modelos tienen similitudes en la zona somera, una estructura de no más de 200 m con una resistividad de casi $100 \Omega m$, sobreyaciendo a un bajo resistivo menor a $1 \Omega m$ seguido de un incremento a aproximadamente $6 \Omega m$ en una profundidad de 1.5 km. La diferencia entre los modelos se observa a una profundidad de 1.5 km, mientras los datos *in-tow* muestran una estructura mayor a $100 \Omega m$, los datos *out-tow* obtienen una de $0.3 \Omega m$. Este último comportamiento es semejante al observado en la inversión *out-tow* de la estación Rx2 (Figura 38) e *in-tow* de la estación Rx3 (Figura 39). Comparando los resultados con lo obtenido en la sección de resistividad eléctrica del perfil central (Figura 29) se puede observar que hay una mayor coincidencia entre el modelo 1D *in-tow* y el 2D, esto por el valor de resistividad del segmento más profundo. El valor de resistividad más somero de ambas inversiones también coincide con el obtenido en el modelo 2D.

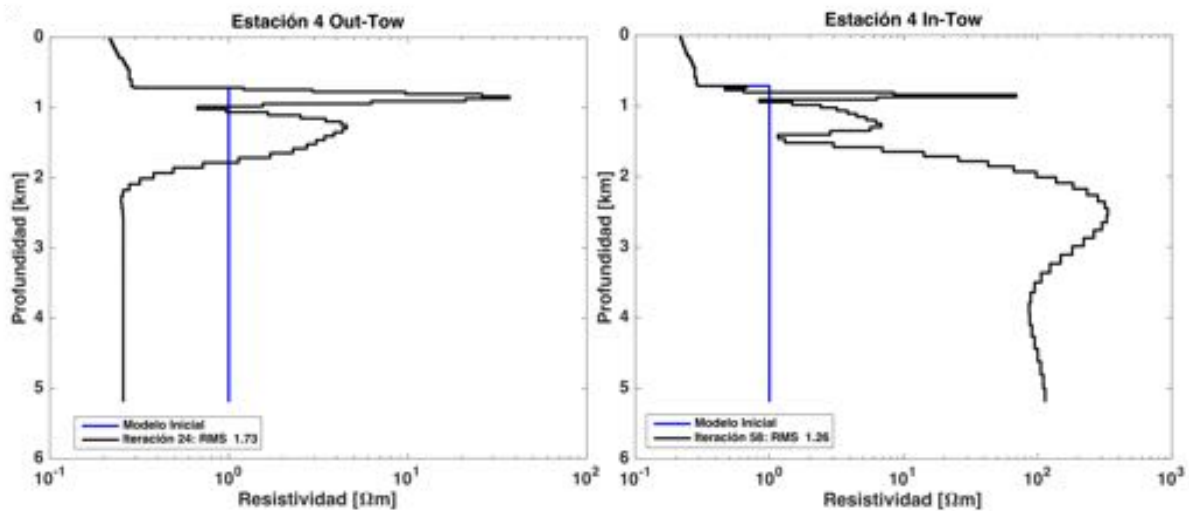


Figura 40. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación 4 perfil central. Se pueden observar similitudes entre ambos modelos hasta una profundidad de 1.5 km. A partir de ahí el modelo *out-tow* obtiene una capa de $0.3 \Omega m$ y el *in-tow* una de $100 \Omega m$. El comportamiento de los modelos es similar al del contacto vertical.

En la Figura 29 se pudo observar que la estación 6 se encuentra encima de un contraste de resistividad eléctrica entre las estructuras Gc2 y Hr. La existencia de ambas estructuras fue confirmada con la prueba de sensibilidad (Anexo A). Los modelos obtenidos de la inversión de la estación 6 se muestran en la Figura 41.

La inversión de la porción *in-tow* muestra variaciones de resistividad eléctrica sin sentido en los primeros 500 m del fondo marino, para después, a una profundidad de 1.5 km, adquirir un valor de resistividad eléctrica menor a $10^{-5} \Omega m$. El modelo obtenido en la inversión es muy similar al modelo *in-tow* del receptor Rx2 (Figura 38), el cual también muestra la disminución de resistividad en varios ordenes de magnitud para la capa más profunda. El modelo de la porción *out-tow* no tiene ninguna similitud con el *in-tow* y muestra una anomalía resistiva a 2 km de profundidad. Comparando con la sección de resistividad eléctrica del perfil central, se observa que coinciden al detectar la estructura Hr.

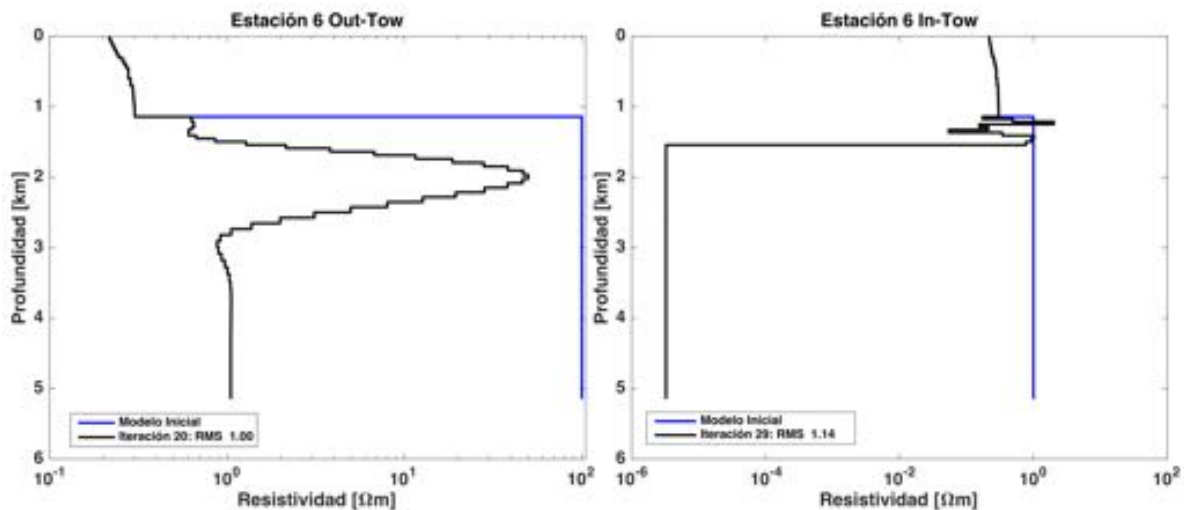


Figura 41. Modelos obtenidos de la inversión 1D de la estación 6 perfil central. Los modelos *in-tow* y *out-tow* no muestran similitud entre ellos, pero sí un comportamiento muy similar al de la estación Rx2 del contacto vertical (Figura 38). De la sección del perfil central se sabe que esa zona presenta un contacto vertical entre las estructuras Hr y Gc2. El modelo de los datos *out-tow* recupera la estructura Hr en profundidad y valor de resistividad eléctrica.

El modelo del contacto vertical es una de las estructuras bidimensionales más comunes que se pueden encontrar en la Tierra. Trabajar con este modelo permitió analizar el comportamiento de la inversión 1D así como conocer sus limitantes. En nuestros datos se han observado diferentes inconsistencias entre el modelo obtenido con los datos *in-tow* y los del *out-tow* (p. ej., estaciones 3, 11 y 13), las cuales pudieran ser debidas a que la inversión 1D trata de ajustar datos que tienen una dimensionalidad mayor (2D o 3D). Sin embargo, el bajo costo computacional y la posibilidad de obtener un modelo que pudiera servir como punto inicial en el proceso de inversión 2D o 3D, son elementos de gran importancia y valor de la inversión 1D. Se puede concluir que el método mCSEM tiene problemas al ajustar con un modelo 1D, datos que responden

a una estructura bidimensional (contacto vertical), especialmente cuando se va del lado conductor al resistivo. El resto de los modelos 1D se pueden consultar en el Anexo B.

5.3. mCSEM y Sísmica de Reflexión

Durante la campaña de exploración fueron adquiridos aproximadamente 300 km de datos de reflexión sísmica 2D multicanal, los cuales fueron procesados y gentilmente facilitados por Juan Gerardo Peña Domínguez (Peña-Domínguez, 2018). Los datos fueron procesados siguiendo lo establecido por Yilmaz (2001), utilizando el programa *Seismic Unix* (Cohen y Stockwell Jr, 2010).

Determinar las velocidades reales del medio requiere de información directa de las rocas, la cual se obtiene por medio de pozos. Al ser imposible tener información de pozo se realizó un análisis de velocidad de las secciones sísmicas, para obtener valores de velocidades de apilamiento. Las velocidades obtenidas no son las velocidades reales, más bien son el promedio RMS de las velocidades entre la superficie y una determinada profundidad (Peña-Domínguez, 2018). Con ellas fue posible pasar de secciones sísmicas en tiempos dobles de viaje a profundidad. De este modo se compararon las secciones sísmicas y de resistividad. Las Figuras 42 y 43 muestran perfiles de sísmica de reflexión sobrepuestos a nuestras imágenes de resistividad eléctrica (Figuras 25 y 29, respectivamente).

En la Figura 42 se pueden observar en ambos extremos de la línea sísmica reflectores, la mayoría de ellos presentando un comportamiento horizontal con algunas zonas caóticas asociadas a difracciones. En el lado NE del Alto Vírgenes se observa un reflector de mayor amplitud, que se asocia al basamento acústico, mientras que en el extremo SW del perfil este no se visualiza tan claramente. Sobre el Alto Vírgenes no se detectan reflectores horizontales, salvo algunos metros al SW y en el centro de la estructura volcánica.

Las estructuras que se presentan como bajos resistivos coinciden con los reflectores en ambos costados del Alto Vírgenes. Estos reflectores sugieren sedimentos estratificados, que por contener agua marina presentan una resistividad similar al valor de la capa de agua. En la parte central de este perfil, en la zona correspondiente al Alto Vírgenes, la porción más somera muestra una baja resistividad, posiblemente por la

presencia de agua salada. El edificio volcánico se aprecia como el basamento acústico, por lo tanto, los datos sísmicos son incapaces de definir estructuras dentro de él.

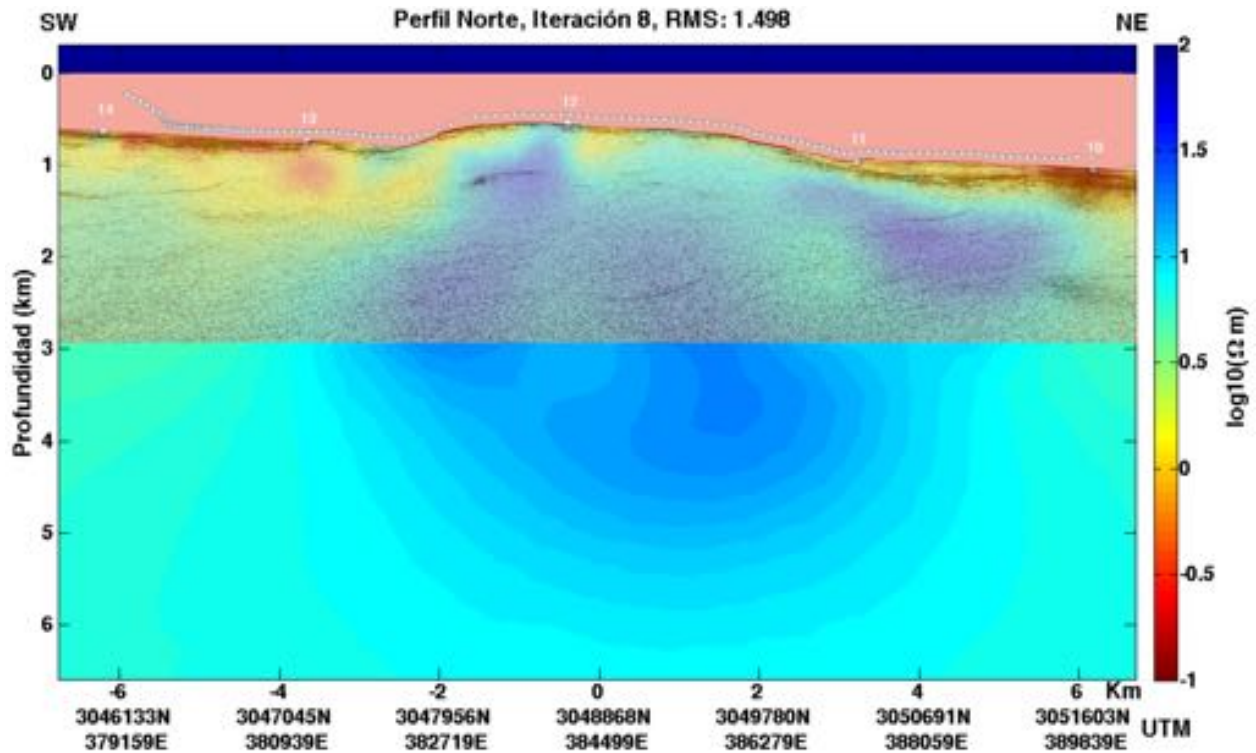


Figura 42. Sección de resistividad eléctrica y sección de sísmica de reflexión del perfil norte. Se puede ver una correlación entre las zonas que muestran estratigrafía con los bajos resistivos en los costados del Alto Vírgenes. También se observa un buen ajuste entre el basamento acústico y la anomalía resistiva en la parte NE de la sección. En el Alto Vírgenes la sísmica es incapaz de identificar estructuras, salvo por algunas zonas con reflectores en la porción SW y central del edificio volcánico.

En la Figura [43](#) se observa el modelo de resistividad eléctrica del perfil central, con su respectiva línea de reflexión sísmica.

En la parte central donde se localiza el Monte Reforma se observa estructura en la resistividad, mientras que los datos sísmicos no tienen resolución debido a que se trata del basamento acústico. Es posible identificar del lado SW del Monte Reforma y debajo de la estación 3, una secuencia de materiales estratificados, los cuales tienen la misma respuesta conductora que en el perfil norte. La sección sísmica después de esa secuencia estratificada pierde la señal y no es posible determinar la posición del basamento acústico. Llama la atención la estructura conductora que empieza en la posición -5 km y se extiende hasta el límite SW del perfil, en la misma zona donde la sísmica no tiene resolución a partir de los 750 m de profundidad.

En el lado NE del Monte Reforma sí es posible identificar el basamento acústico. Es-

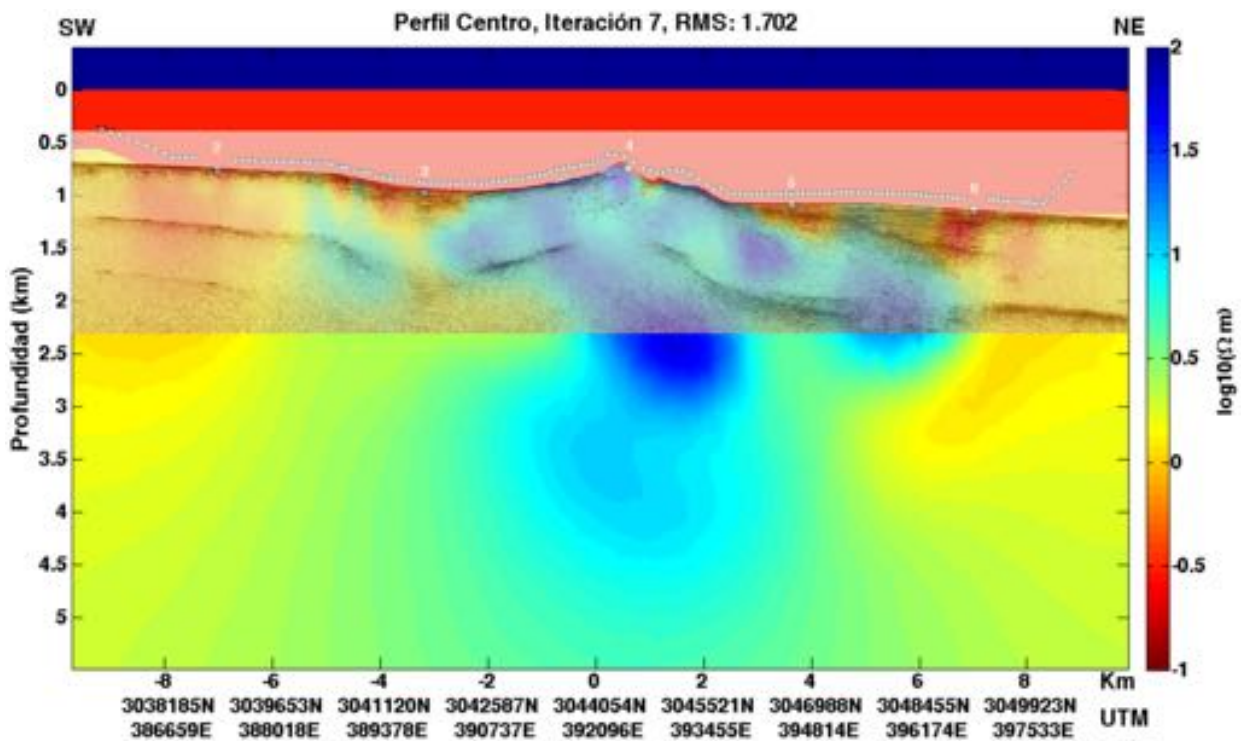


Figura 43. Sección de resistividad eléctrica y sección de sísmica de reflexión del perfil central. Se puede observar correlación entre reflectores y resistividades bajas en -3 km. Desde esta posición y hacia el SW se pierde la señal sísmica, coincidiendo con una anomalía conductora. En el lado NE del Monte Reforma se observa una secuencia de reflectores que coinciden con anomalías conductoras bajo las estaciones 5 y 6. Entre ambas la respuesta electromagnética cambia a un resistivo y la sísmica no muestra cambios en los reflectores. Después de la estación 6 se pierde la señal sísmica, coincidiendo con una anomalía conductora de dimensiones importantes. A profundidad estructuras resistivas ajustan con el basamento acústico.

te se encuentra bajo una secuencia estratificada de espesor variable, que se extiende aproximadamente 5 km hacia el NE de manera continua. Sin embargo, la respuesta electromagnética muestra variaciones significativas (confirmada con la prueba de sensibilidad Anexo A). En una primera porción, bajo la estación 5 se observa la estructura Gc1 y más adelante la Gc2 bajo la estación 6. Entre ellas hay un cambio lateral en la resistividad eléctrica, mientras que la sísmica indica que no hay cambios. Después de la estación 6 no es posible identificar el basamento acústico, y también se pierde la respuesta al medio estratificado. Coincide que la estructura conductora Gc2 aumenta su dimensión donde se pierde la señal sísmica.

Se puede observar en ambas figuras que las estructuras conductoras obtenidas con el método electromagnético coinciden con secuencias sedimentarias estratificadas. También algunas estructuras resistivas coinciden con el basamento acústico. En el caso del perfil central es interesante el cambio en la resistividad entre las estacio-

nes 5 y 6, mientras que la sísmica indica que se trata de un solo material en toda su extensión. En los extremos del perfil es interesante el cambio de resistividad en la misma zona donde se pierde la señal sísmica.

5.4. Datos de MT

Como se mencionó en el Capítulo 3 durante la campaña de exploración se obtuvieron datos de MT. Montiel-Álvarez (2018) interpreta tres perfiles de MT mostrando bastantes similitudes entre ellos. El rasgo más importante que se detecta en dichos perfiles es un cuerpo resistivo a profundidades mayores que 6 km y con $100 \Omega m$ de resistividad (Figura 44). Esta estructura se presenta por el lado SW de los perfiles, extendiéndose lateralmente hasta aproximadamente la ubicación de los volcanes submarinos. Después, hacia el NE y hasta el final del perfil se identifica un medio relativamente homogéneo de resistividades menores ($\approx 30 \Omega m$).

La interpretación señala que el cuerpo resistivo corresponde a corteza continental adelgazada, la cual adquiere esos valores de resistividad debido al contenido de silicatos. Mientras que la disminución en la resistividad hacia el NE se asocia al contenido de materiales ferromagnesianos, correspondientes a una corteza tipo oceánica (Montiel-Álvarez, 2018). Peña-Domínguez (2018) indica un cambio de pendiente en la profundidad de basamento acústico que infiere también la transición entre dos tipos de corteza. Es importante notar que el contraste entre ambas resistividades coincide con las estructuras volcánicas que componen a la Cresta Volcánica Tortuga.

La porción más somera de los perfiles de MT (<3 km) muestra coincidencias con los perfiles obtenidos con el método mCSEM. En ambos se observa una resistividad eléctrica mayor en los edificios volcánicos, mientras que en los costados de los mismos se observan estructuras con una resistividad similar a la del agua marina. La profundidad que alcanzan estas estructuras conductoras en los perfiles de MT es mayor a lo observado en los perfiles de mCSEM, debido principalmente a la pobre resolución del método MT a estructuras someras. Sin embargo, la información de MT ayuda a observar el comportamiento de estas estructuras conductoras, especialmente en las estaciones donde no se tienen datos de fuente controlada y es clara la presencia de reflectores horizontales reportados por Peña-Domínguez (2018). Los espesores de es-

tas estructuras someras son más consistentes entre los datos de sísmica de reflexión y mCSEM y se interpretan como secuencias sedimentarias estratificadas y depósitos volcánicos.

El perfil 1 de los datos de MT (Figura 44) muestra un levantamiento de la estructura resistiva por debajo del Alto Vírgenes. Esto pudiera estar relacionado con el origen del edificio volcánico.

En los edificios volcánicos el método MT no es capaz de identificar estructuras, por lo tanto se recomienda la inversión conjunta de los datos de MT y mCSEM. Esta proporcionaría un modelo más real de la zona de estudio, con sensibilidad al medio en la parte somera (mCSEM) y profunda (MT).

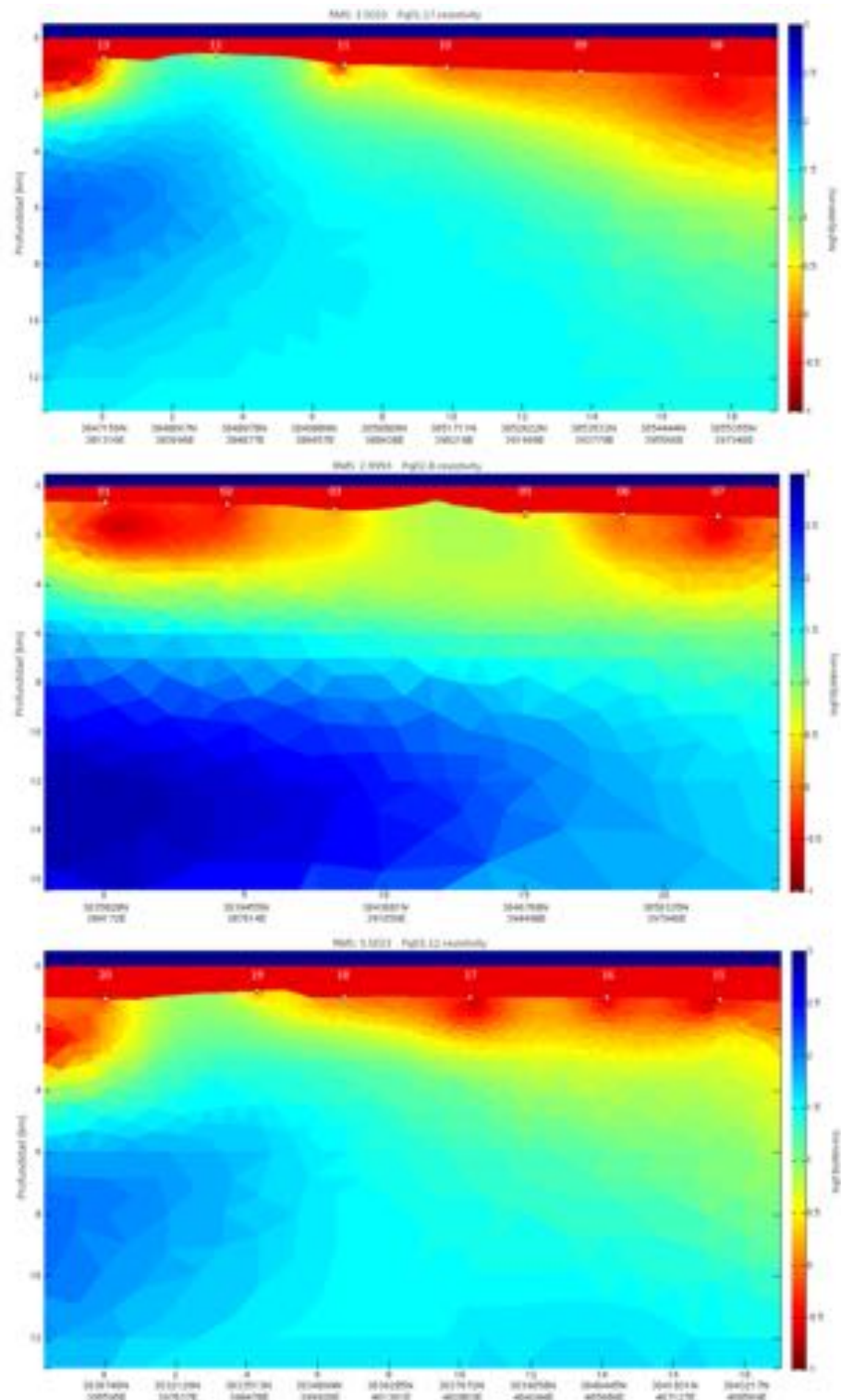


Figura 44. Secciones de resistividad eléctrica del método MT. En la parte superior se encuentra el Perfil 1 (en este trabajo nombrado perfil norte). Se observa el cuerpo resistivo proveniente del SW que se extiende lateralmente hacia el NE hasta el límite del Alto Vírgenes (aproximadamente la estación 11), debajo del Alto Vírgenes se identifica un levantamiento en este cuerpo resistivo. La segunda sección de resistividad es el denominado Perfil 2 (perfil central) que muestra la misma estructura proveniente del SW que se extiende hasta aproximadamente la estación 6. Por último el perfil 3, del cual no se obtuvieron datos mCSEM. Se identifica que la estructura resistiva sigue el mismo patrón que los perfiles anteriores. Modificado de Montiel-Álvarez (2018).

5.5. Interpretación Geológica

Existen varios trabajos en la zona de estudio y en la Cuenca de Guaymas empleando métodos geofísicos (Albertin 1989; Fabriol *et al.* 1999; Aragón-Arreola 2006; Lizarralde *et al.* 2007), sin embargo, la caracterización geológica está restringida a estudios en la península (Gastil *et al.* 1975; Bischoff y Henyey 1974; Sánchez-Velasco 1996; Conly *et al.* 2005; Martín-Barajas 2014) mientras que en la parte marina, se limitan a Isla Tortuga (Batiza, 1978). Debido a la deficiencia de información geológica directa en la Cresta Volcánica Tortuga, se proponen dos interpretaciones con base en la información obtenida del método mCSEM y los estudios previos en la zona.

5.5.1. Modelo conceptual geotérmico

Como se mencionó en el Capítulo 1, los modelos conceptuales integran toda la información que se tiene de una determinada región, con el fin de caracterizar un posible sistema geotérmico. Los modelos de Pellerin *et al.* (1996) y Cumming *et al.* (2000) para un sistema geotérmico de origen volcánico, presentan ciertas características en función de la distribución espacial de resistividad eléctrica. Estas características se pueden comparar con los resultados obtenidos con nuestro método.

En el caso del perfil norte (Figura 25), la respuesta electromagnética presentó dos estructuras resistivas (Er y Fr) por debajo del Alto Vírgenes. Estas estructuras se encuentran bien constreñidas por los datos, como se pudo ver con la prueba de sensibilidad (Tabla 1). Las características de estas estructuras sugieren que se trata del reservorio geotérmico, ya que ambas subyacen a la estructura Cc. Esta estructura se interpreta como la capa de arcillas que presenta alteración hidrotermal. La estructura Cc también está constreñida por los datos.

La prueba de sensibilidad confirmó la posibilidad de que las estructuras Hc e Ic, se encuentren conectadas con Cc. Se ha documentado en campos geotérmicos que zonas de baja resistividad eléctrica, entre reservorios (resistivos), son zonas fracturadas y permeables que permiten la movilidad de fluidos (Newman *et al.*, 2008).

La profundidad a la que se encuentran las estructuras resistivas es consistente con campos geotérmicos en el mundo (Figura 2) (Newman *et al.* 2008; Muñoz 2014;

Gasperiakova *et al.* 2015), del mismo modo Cumming y Mackie (2009) mencionan que una típica profundidad de la parte superior de un reservorio geotérmico es de 300 a 1,000 m.

Algunas características de los sistemas geotérmicos (como el flujo *Outflow*) permiten que la capa de alteración se encuentre en superficie, mientras que en otros, se localiza por debajo de una capa resistiva de roca sin alterar. En nuestro caso, al estar en un ambiente marino, la resistividad de las rocas someras presentan una disminución debido a la filtración de agua marina. Anderson *et al.* (2000) indican que las resistividades fuera del sistema geotérmico pueden presentar una amplia variabilidad, siendo los sedimentos, en especial los de origen marino, los que pueden presentar resistividades similares a la capa de arcillas alteradas ($<5 \Omega m$), resistividad que disminuirá aún más debido a la saturación de agua marina. Los sedimentos pueden representar un obstáculo para la identificación de la capa de arcillas alterada por un reservorio geotérmico.

En ambos extremos del Alto Vírgenes se tiene presencia de sedimentos, los cuales se identificaron con el perfil de sísmica de reflexión (Figura 42) y los datos de MT (Figura 44). En la porción SW se observa la estructura Ac que se presenta como un bajo resistivo que ajusta con los reflectores observados, no obstante, a profundidad la sísmica no es capaz de identificar el basamento acústico debido a problemas instrumentales (Peña-Domínguez, 2018). Delgado-Argote (2000) menciona con información de sísmica de reflexión, refracción, magnetometría y gravimetría, que la porción más superficial se trata de sedimentos. Por debajo de estos se infiere la existencia de aproximadamente un kilómetro de rocas volcánicas del Grupo Comondú y Andesita Santa Lucía, esto confirmado con un pozo en la zona del volcán Tres Vírgenes. En el extremo NE, a un costado del Alto Vírgenes, la estructura Dc coincide con los reflectores identificados con el perfil de sísmica de reflexión. Por debajo de estos se observa la estructura Gr, la cual presenta la mayor resistividad del modelo. La estructura Gr, de tratarse de un reservorio geotérmico, correspondería al *Outflow* descrito en la Figura 1c. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, la presencia de sedimentos dificulta la identificación de la capa de arcillas. Es importante mencionar que los sedimentos, por su contenido de arcillas, pueden alterarse en esmectitas sin necesidad de las altas temperaturas presentes en un sistema geotérmico (Fitterman *et al.*, 1988).

Se sabe que los métodos potenciales como gravimetría y magnetometría pueden ser sensibles a la presencia de reservorios geotérmicos. En el caso de la gravimetría una respuesta positiva podría corresponder a una mayor densidad en el subsuelo (comparada con su entorno), la cual pudiera tratarse de una intrusión joven (<1 Ma) funcionando como fuente de calor (Huenges y Ledru, 2011). En el caso de la magnetometría se ha observado que la alteración hidrotermal reduce la susceptibilidad magnética de las rocas, debido a la destrucción de los contenidos de magnetita (Huenges y Ledru, 2011). También, a mayores temperaturas los materiales alcanzan la temperatura de Curie, en la cual un material presenta un fenómeno de desmagnetización (Hunt *et al.*, 2009).

Delgado-Argote (2000) muestra un perfil de datos de magnetometría y gravimetría (Figura 7). El modelo que ajustó los datos fueron tres cuerpos intrusivos de mayor densidad y susceptibilidad magnética que su entorno. Sin embargo, considerando la existencia de un sistema geotérmico en la zona, el alto gravimétrico se puede deber a cuerpos intrusivos que funcionen como fuente de calor a profundidades mayores, por ejemplo el cuerpo resistivo identificado con los datos de MT (Figura 44). Respecto a la magnetometría el bajo magnético (-50 nT) pudiera deberse a la desmagnetización de las rocas en el Alto Vírgenes, mientras que Delgado-Argote (2000) indica que el alto magnético (120 nT) es producto de una estructura curvilínea, de origen volcánico y más antigua que el Alto Vírgenes. Esta estructura es consistente con Gr.

El perfil norte presenta bastantes similitudes con el modelo conceptual propuesto por Pellerin *et al.* (1996) y Cumming *et al.* (2000). Sin embargo, el perfil central no tiene evidencia de la capa de arcillas, la cual es un elemento fundamental de un sistema geotérmico de origen volcánico. Por este motivo se propone otra interpretación de ambos perfiles, que no involucre el modelo conceptual de un sistema geotérmico.

5.5.2. Edificios volcánicos, cuerpos magmáticos e intrusivos

Batiza (2008) indica que los montes submarinos más abundantes en la Tierra son los volcanes relativamente pequeños, que ocurren en los flancos de las dorsales oceánicas. Presentan pendientes empinadas, cimas circulares planas y características de colapso como calderas o cráteres, mientras que los de menor tamaño suelen presentar

formas más variadas. Pueden ser edificios individuales o grupos lineales. En general, los que se presentan como lineamientos suelen ser más grandes que los aislados.

Pese a no ser muy claro el origen de estas estructuras volcánicas en línea como la Cresta Volcánica Tortuga, se observa una clara relación entre esta y el par de centros de dispersión en la Cuenca de Guaymas, los cuales existen debido a episodios breves de pérdida de calor en cámaras magmáticas (Lonsdale, 1989) o heterogeneidades del manto (Batiza, 2008), propiciando diferentes tasas de expansión. Debido a esta característica se generó, perpendicular al centro de la Cuenca, una zona de debilidad, que permitió el ascenso de material magmático de composición basáltica (Luis Delgado-Argote, comunicación personal, Enero 2018). Evidencia de esto es la existencia de Isla Tortuga, que está compuesta de basaltos toleíticos (Batiza, 1978). Otra evidencia de la relación entre la Cresta y la Cuenca de Guaymas es la existencia de un alto gravimétrico que se extiende desde el Alto Vírgenes hasta la Cuenca de Guaymas (Figura 6). La reinterpretación del perfil norte se describe a continuación.

El extremo SW del perfil (Figura 25) muestra la estructura Ac, al igual que la interpretación anterior se propone que se trata de sedimentos y depósitos de origen volcánico. La fuerte impedancia de los depósitos volcánicos y problemas instrumentales durante la adquisición de los datos, propician que se pierda la señal sísmica y no sea posible identificar el basamento acústico (Peña-Domínguez, 2018). En los datos MT fue posible identificar también esta estructura conductora (Figura 44).

La estructura Cc que se encuentra en la cima del Alto Vírgenes presenta una resistividad eléctrica baja, este efecto se puede deber a la filtración de agua marina en grietas y fracturas identificadas en las imágenes de reflectividad (Fabriol *et al.*, 1999). Por debajo de este horizonte conductor se identifican las estructuras Er y Fr. La interpretación de los perfiles de magnetometría y gravimetría propuesta por Delgado-Argote (2000), indica que se trata de cámaras magmáticas fósiles o intrusivos, con una densidad mayor a la roca encajonante. También, al tratarse de materiales de origen basáltico, tendrán una mayor susceptibilidad magnética. En esta clase de estructuras, dependiendo de la antigüedad del emplazamiento, se puede encontrar magma solidificado de baja porosidad, los cuales pueden tener gradientes de temperatura importantes (Aizawa *et al.*, 2009). La temperatura de estos cuerpos magmáticos en proceso de solidificación pueden considerarse como fuentes de calor y albergar sistemas hi-

drotermales activos (Fitterman *et al.* 1988; Batiza 2008). Estos sistemas hidrotermales probablemente sean las estructuras identificadas como Ic y Hc en la Figura 25. Las pruebas de sensibilidad muestran que es posible una conexión entre dichas estructuras y Cc.

La estructura Gr tiene las características de ser una ventila lateral, la cual al encontrar estratos sedimentarios se emplazó en forma de *sill*. Debido a la falta de los datos *out-tow* de la estación 10, hay incertidumbre en la extensión de la estructura Gr hacia el NE. Delgado-Argote (2000) con los datos de reflectividad identificó una estructura curvilínea de 6 km de diámetro al oriente del Alto Vírgenes, siendo más antigua que este último. Se sabe de los datos de sismica de reflexión que los sedimentos identificados como la estructura Dc se extienden hacia el NE más allá del perfil de resistividad, hasta una zona donde se pierde la señal sísmica y se asocia a la presencia de fluidos (Peña-Domínguez, 2018). La estructura Gr está relacionada con este efecto en los sedimentos.

La interpretación del perfil central (Figura 29) se describe a continuación. Es importante mencionar que en este perfil la información de otras metodologías es limitada, teniendo solamente batimetría y sismica de reflexión.

En el extremo SW de la Figura 29 se puede observar el bajo resistivo que caracteriza a la estructura Ac. Entre las estaciones 2 y 3 se identifica la estructura resistiva Br, la cual según el análisis de sensibilidad puede o no ser resistiva. Si se considera que el medio desde la estación 3 (estructura Cc) y hacia el extremo SW del perfil, presenta valores bajos de resistividad ($0.5 \Omega m$), se observaría que coincide con una zona donde la señal sísmica se pierde (Peña-Domínguez, 2018). Se ha documentado que la atenuación de una onda sísmica está en función de la temperatura y fluidos presentes en fracturas (De Siena *et al.*, 2010); en campos geotérmicos donde se tienen datos de sismica se ha observado este fenómeno (Newman *et al.* 2008; Zhang *et al.* 2012). En la región comprendida entre las estaciones 2 y 3 Díaz-López (2017) indica interrupción lateral de la señal acústica en datos de batimetría monohaz. Estas interrupciones se asocian a la emanación de fluidos (Figura 45).

La estructura Fc está bien constreñida por los datos. Presenta una respuesta conductora y coincide con una zona de sedimentos interpretada a partir de sismica de

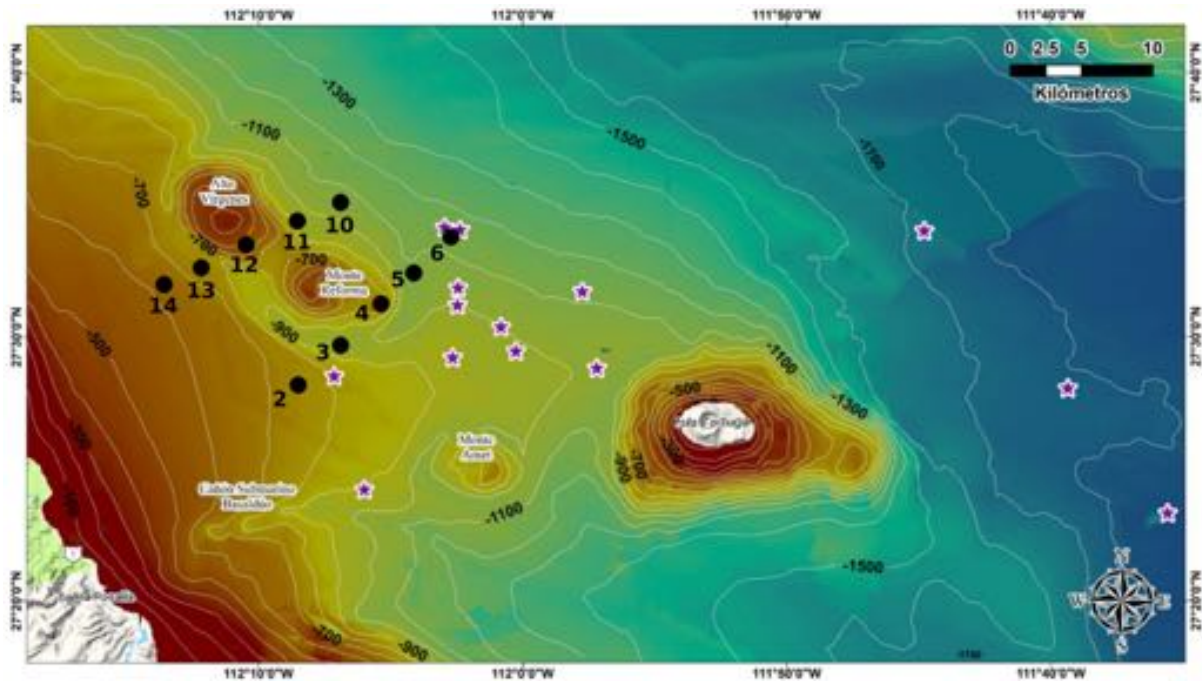


Figura 45. Mapa batimétrico y zonas con interrupción acústica. Se muestra la localización de los OBEMs (puntos negros) empleados para el estudio de mCSEM y ubicación de zonas de interrupción acústica en los datos de batimetría monohaz, asociadas a la emanación de fluidos (estrellas). Modificado de Díaz-López (2017).

reflexión (Figura 43). En el caso de Ec la prueba de sensibilidad indica que está mal constreñida por los datos y posiblemente se trate de un artificio de la inversión. Se propuso la posible conexión de las estructura Ec y Fc. Esta sugeriría la existencia de una zona permeable que permita el tránsito de fluidos hidrotermales, sin embargo, los datos no respaldan esta posibilidad (Tabla 2). Se interpreta que la estructura Dr presenta similitudes a las estructuras Er y Fr identificadas en el perfil norte, tratándose de cuerpos magmáticos solidificados o intrusivos dentro de la estructura volcánica. No obstante, Dr tiene una mayor resistividad y se presenta en prácticamente todo el edificio volcánico. Relacionada con Dr se identifica la estructura Hr, cuya horizontalidad sugiere que se trata de una estructura tipo *sill*.

Anteriormente se comentó que la sección sísmica al NE del Monte Reforma, presenta reflectores continuos desde dicho volcán (estructura Gc1) hasta la estación 6 (estructura Gc2). Sin embargo, la respuesta electromagnética presenta una mayor resistividad en la parte central de estos reflectores. Se analizó el comportamiento de los datos para esa estructura resistiva, concluyendo que se encuentra bien fundamentada por los datos y no se trata de un artificio de la inversión. Peña-Domínguez (2018) men-

ciona que los sedimentos en esa región presentan una discordancia angular y también menciona que en los flancos de los edificios volcánicos hay presencia de fosos o *moat*. Estos tienen un origen ligado a corrientes de fondo que controlan la sedimentación de depósitos contouríticos. Estos depósitos contouríticos consisten en arenas y arcillas con presencia de sedimentos biogénicos (Díaz y Maldonado 1985; Faugères *et al.* 1993; Hernández-Molina *et al.* 2006) los cuales pueden enriquecer en carbonatos a los sedimentos, manifestándose con un incremento en la resistividad eléctrica como el observado en el perfil central entre las estaciones 5 y 6 (Lyons y Van de Kamp, 1980).

El trabajo de Karato y Becker (1983) permite visualizar con un enfoque diferente la estructura resistiva en la capa sedimentaria. Ellos analizan núcleos de sedimentos cerca del centro de dispersión Galápagos, tomando núcleos en capas sedimentarias delgadas (<50 m de espesor) y de mayor espesor (>100 m). Los núcleos para ambos tipos de muestras presentan gradientes de porosidad y densidad en la porción más profunda. Esto implica que la densificación (pérdida de porosidad de los sedimentos) no es debida a la sobrecarga de materiales, ya que las capas de sedimentos con espesores menores se comportan igual que los sedimentos de mayor espesor. Se observaron que los gradientes de densidad y mediciones de flujo de calor muestran una correlación entre ambos. Concluyen que la interacción entre el basamento o circulación hidrotermal con los sedimentos, provoca un fenómeno de diagénesis, aumentando así su resistividad eléctrica. El modelo sugiere que esta interacción es con la estructura Hr.

De las inversiones 1D se sabe que la estación 6 se encuentra en una zona cuyos datos responden a un contacto vertical. En la Figura 29 se observa la estructura resistiva Hr y la más conductora Gc2, esta última coincide con una región donde se presenta pérdida de señal sísmica (Figura 43). Se puede pensar que los sedimentos en esta región se encuentran saturados de fluidos hidrotermales, los cuales disminuyen la resistividad eléctrica y atenúan la señal sísmica. Esta interpretación adquiere fuerza con la presencia de zonas de expulsión de fluidos, inferidas a partir de la interrupción lateral de datos de batimetría monocal (Figura 45) (Díaz-López, 2017).

Considerando lo anterior se puede pensar que la estructura Hr es un cuerpo de origen volcánico, que aporta el calor necesario para elevar la temperatura de los posibles fluidos presentes en los sedimentos y alterarlos.

5.5.3. Sumario

La mayor diferencia entre las dos interpretaciones para el perfil norte, es el origen de las estructuras que se encuentran debajo del Alto Vírgenes, así como la explicación de la baja resistividad de la estructura Cc. El reservorio resistivo y la capa de arcillas conductoras son los elementos fundamentales del modelo conceptual. Para el resto de estructuras ambas interpretaciones son bastante similares.

Las dos interpretaciones sugieren la presencia de flujo de calor. Sea por cuerpos magmáticos solidificados o existencia de un reservorio geotérmico. Se muestra el modelo conceptual que involucra las dos interpretaciones Figura 46.

A manera de comparación se muestra una tabla donde se sintetiza la información de cada estructura, dependiendo de la interpretación que se dio (Tabla 3).

Los modelos conceptuales propuestos por Pellerin *et al.* (1996) y Cumming *et al.* (2000) han sido exitosos describiendo los sistemas geotérmicos de origen volcánico en tierra. Sin embargo, tratar de aplicar este modelo conceptual a un ambiente marino tan dinámico como el Golfo de California se debe hacer con cautela.

En el caso del perfil central no fue posible visualizar la capa de arcillas, por lo tanto la interpretación no involucra reservorios geotérmicos como los describe el modelo conceptual. No obstante, en este perfil fue posible identificar estructuras conductoras, que en conjunto con la sísmica de reflexión y batimetría monohaz permitieron definir zonas con presencia de fluidos, los cuales pueden ser hidrotermales.

Mediciones de flujo de calor y muestras de roca o de fluidos directas de la Cresta Volcánica Tortuga aportarían información relevante para poder refinar las interpretaciones propuestas. Los datos mCSEM tienen más información que aportar, se propone analizar la calidad de los datos de campo magnético e incluirlos en la inversión.

Tabla 3. Resumen de resultados de la interpretación del perfil norte.

Resumen de interpretación perfil norte		
Estructura	Modelo Conceptual	Volcánico-Intrusivos
Ac	Estructura conductora de sedimentos y rocas volcánicas de la Formación Comondú y Andesitas Santa Lucía.	
Cc	Capa de arcillas, la estructura Bc es parte de la misma.	Rocas volcánicas con grietas y fracturas identificadas con imágenes de reflectividad, estas pueden estar saturadas de agua marina, lo cual disminuye su resistividad.
Er Fr	Reservorios geotérmicos, los valores de resistividad son bajos comparados con los reportados en la literatura pero consistentes con modelos conceptuales. Anomalía magnética baja por alteración hidrotermal. Gravimetría con un alto anómalo por cuerpos intrusivos profundos (fuente de calor) y estructura Gr.	Interpretación de Delgado-Argote (2000), indica que se trata de cámaras magmáticas fósiles o intrusivos. Dependiendo de la edad pueden actuar como fuente de calor.
Hc Ic	La prueba de sensibilidad indica que pueden tener conexión con Cc, funcionando como una zona permeable con movilidad de fluidos (hidrotermales).	
Gr	Muestra similitudes con el flujo <i>Outflow</i> del modelo conceptual. Sin embargo la magnetometría muestra un alto magnético, lo que sugiere una estructura tipo <i>sill</i> .	La resistividad eléctrica (similar a estructura Dr, perfil central) y magnetometría sugieren que se trata de un cuerpo de origen volcánico. Dependiendo del tiempo de emplazamiento pudiera tratarse de una fuente de calor y estar relacionada con la pérdidas de señal sísmica al NE de la zona de estudio.
Dc	En ambas interpretaciones se trata de sedimentos. En el caso de modelo conceptual se confunde con la capa de alteración con esmectita e illita.	

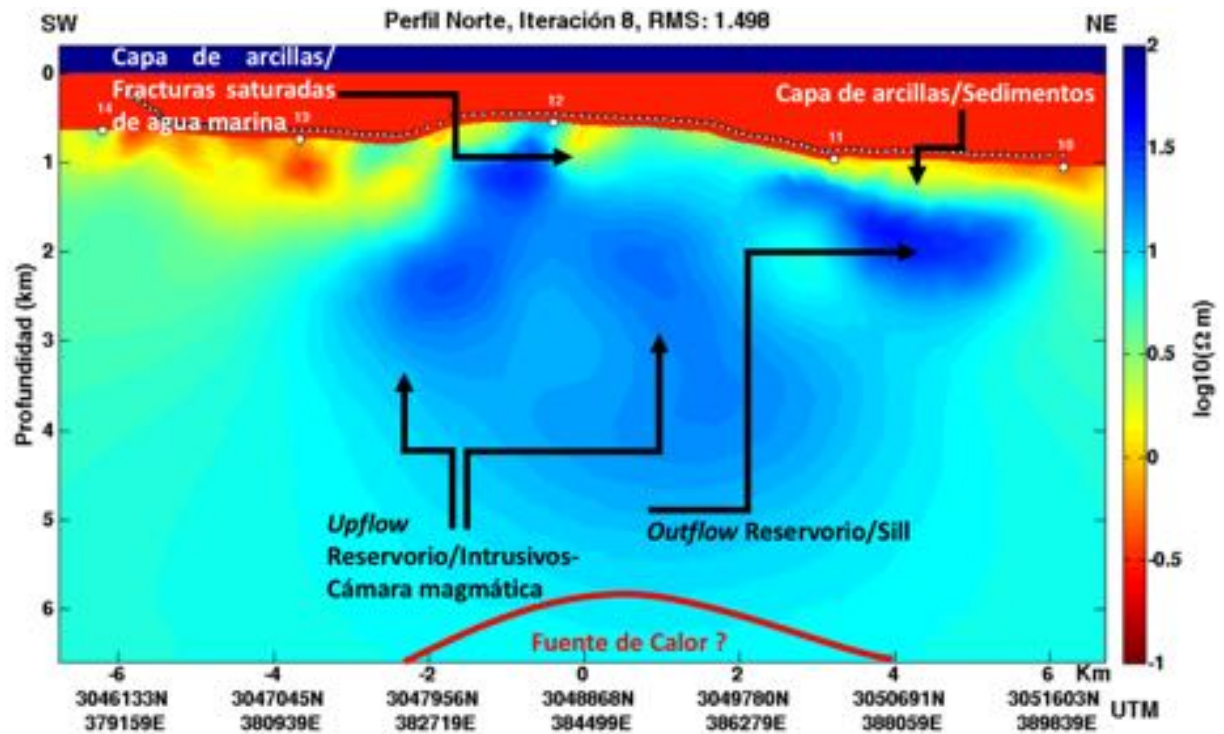


Figura 46. Modelo conceptual perfil norte. Se ilustran los elementos del perfil norte que tienen una doble interpretación. Los principales rasgos son las estructuras resistivas debajo del Alto de las Vírgenes. Una interpretación les da el carácter de reservorios mientras que la segunda de cuerpos intrusivos o cámaras magmáticas. Por encima de ellos se observa el horizonte conductor que corresponde a la capa de arcillas en la primera interpretación. La segunda indica que se trata de rocas volcánicas fracturadas y saturadas de agua marina. En el extremo NE el horizonte conductor puede tratarse de alteración hidrotermal o sedimentos saturados, mientras que a profundidad la estructura Gr se trata de *outflow* o un *sill*. En ambos debe existir una fuente de calor (a los reservorios) o una cámara magmática que proporcionó el material intrusivo.

Capítulo 6. Conclusiones

El procesamiento y la inversión de los datos electromagnéticos marinos de fuente controlada, permitió obtener dos secciones con la distribución espacial de resistividad eléctrica debajo de la Cresta Volcánica Tortuga. De ellas se obtuvieron los modelos respectivos en los cuales se pudieron identificar estructuras con respuestas resistivas y conductoras. La profundidad máxima alcanzada por el método en este estudio es aproximadamente 4 km para el perfil norte y 3 km para el perfil central.

Para conocer lo fiable de los modelos se hicieron pruebas de sensibilidad para las diferentes estructuras obtenidas, encontrando que la mayoría de las estructuras están constreñidas por los datos. Se observó que la mayor limitante para constreñir una estructura es producto de la deficiencia en la cantidad de datos, sin importar si se trata de una estructura con características resistivas o conductoras.

Se obtuvieron dos interpretaciones geológicas para el perfil norte. La primera de ellas es tomando como referencia el modelo conceptual propuesto para un sistema geotérmico de origen volcánico. En esta interpretación se identificaron en el modelo dos estructuras resistivas debajo del Alto Vírgenes, las cuales se interpretan como reservorios geotérmicos. Los reservorios geotérmicos generalmente subyacen una capa de arcillas, que por alteración hidrotermal se observa como un horizonte conductor. La segunda interpretación del perfil norte considera lo establecido en trabajos previos de la zona. Los cuales indican la presencia de cuerpos intrusivos o cámaras magmáticas en el Alto Vírgenes. Estos cuerpos intrusivos pueden ser una fuente de calor y estar asociadas a sistemas hidrotermales activos. En el perfil central la evidencia de diferentes métodos infiere la existencia y emanación fluidos, probablemente hidrotermales. Estos pueden presentar valores anómalos de flujo de calor. En el perfil central no se identificó la alteración hidrotermal de arcillas, que es un elemento del modelo conceptual propuesto para sistemas geotérmicos de origen volcánico.

Con base en los datos obtenidos y las dos interpretaciones del perfil norte, así como la del perfil central, se puede establecer la existencia de potencial geotérmico en la Cresta Volcánica Tortuga.

Se observó correlación entre los datos de diferentes métodos geofísicos, tales como batimetría, sísmica de reflexión, gravimetría, magnetometría, MT y mCSEM.

Literatura citada

- Aizawa, K., Ogawa, Y., Mishina, M., Takahashi, K., Nagaoka, S., Takagi, N., Sakanaka, S., y Miura, T. (2009). Structural controls on the 1998 volcanic unrest at Iwate volcano: Relationship between a shallow, electrically resistive body and the possible ascent route of magmatic fluid. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **187**(1-2): 131–139.
- Albertin, M. L. (1989). *Interpretations and analysis of Guaymas Basin multi-channel seismic reflection profiles: implications for tectonic history*. Tesis de doctorado, University of Texas at Austin.
- Alcocer, J. E., García, M. V., Soto, H. S., Baltar, D., Paramo, V. R., Gabrielsen, P. T., y Roth, F. (2013). Reducing uncertainty by integrating 3D CSEM in the Mexican deep-water exploration workflow. *First Break*, **31**(4).
- Anderson, E., Crosby, D., y Ussher, G. (2000). Bulls-eye!-simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. En: *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May*. pp. 909–914.
- Aragón-Arreola, M. (2006). *Structural evolution of basins in the northern and central Gulf of California: Implications for rift kinematics and strain accommodation*. Tesis de doctorado, Tesis Doctorado. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.
- Aster, R. C., Borchers, B., y Thurber, C. H. (2011). *Parameter estimation and inverse problems*, Vol. 90. Academic Press.
- Atwater, T. (1989). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. N, pp. 21–72.
- Axelsson, G. (2013). Conceptual models of geothermal systems - introduction. En: *Short Course V on Conceptual Modelling of Geothermal Systems, organizado por UNU-GTP y LaGeo, en Santa Tecla, El Salvador*.
- Batiza, R. (1978). Geology, petrology, and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, **89**(9): 1309–1324.
- Batiza, R. (2008). Seamounts and off-ridge volcanism.
- Bertani, R. (2016). Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics*, **60**: 31–43.
- Bischoff, J. L. y Henyey, T. L. (1974). Tectonic elements of the central part of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, **85**(12): 1893–1904.
- Chave, A. D., Constable, S. C., y Edwards, R. N. (1991). Electrical exploration methods for the seafloor. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **2**: 931–966.
- Cohen, J. y Stockwell Jr, J. (2010). Cwp/su: Seismic unix release 41: A free package for seismic research and processing: Center for wave phenomena, colorado school of mines. Available on-line at <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes>.

- Conly, A. G., Brenan, J. M., Bellon, H., y Scott, S. D. (2005). Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **142**(3): 303–341.
- Connell, D. y Key, K. (2013). A numerical comparison of time and frequency-domain marine electromagnetic methods for hydrocarbon exploration in shallow water. *Geophysical Prospecting*, **61**(1): 187–199.
- Constable, S. (1990). Marine electromagnetic induction studies. *Surveys in Geophysics*, **11**(2): 303–327.
- Constable, S. (2006). Marine electromagnetic methods. A new tool for offshore exploration. *The Leading Edge*, **25**(4): 438–444.
- Constable, S. (2010). Ten years of marine csem for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, **75**(5): 75A67–75A81.
- Constable, S. (2013). Instrumentation for marine magnetotelluric and controlled source electromagnetic sounding. *Geophysical Prospecting*, **61**(s1): 505–532.
- Constable, S. y Srnka, L. J. (2007). An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for Hydrocarbon exploration. *Geophysics*, **72**(2): WA3–WA12.
- Constable, S., Orange, A., y Key, K. (2015). And the geophysicist replied: Which model do you want?? *Geophysics*, **80**(3): E197–E212.
- Constable, S. C., Parker, R. L., y Constable, C. G. (1987). Occams inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**(3): 289–300.
- Cox, C., Constable, S., Chave, A., y Webb, S. (1986). Controlled-source electromagnetic sounding of the Oceanic Lithosphere. *Nature*, **320**(6057): 52–54.
- Cumming, W. y Mackie, R. (2009). MT Survey for Resource Assessment and Environmental Mitigation at the Glass Mountain KGRA. *California Energy Commission, GRDA Report, Geothermal Resources Development Account*.
- Cumming, W., Nordquist, G., y Astra, D. (2000). Geophysical exploration for geothermal resources: an application for combined mt-tdem. En: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 1071–1074.
- Dañobeitia, J., Cordoba, D., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Bartolomé, R., Farran, M., Carbonell, R., y Núñez-Cornú, F. (1997). Expedition gathers new data on crust beneath Mexican west coast. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **78**(49): 565–572.
- De Siena, L., Del Pezzo, E., y Bianco, F. (2010). Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: Evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**(B9).
- Delgado-Argote, L. (2000). *Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central*. Tesis de doctorado, 175 pp., Univ. Nac. Auto. de Mexico, Mexico, DF.

- Díaz, J. I. y Maldonado, A. (1985). Facies y procesos en los márgenes continentales del Mediterráneo suroccidental: tratamiento estadístico de variables sedimentológicas. *Acta geológica hispánica*, **20**(1): 41–57.
- Díaz-López, J. L. (2017). *Geomorfología de estructuras volcánicas en la región del Ridge Volcánico Tortuga en el Golfo de California, mediante el uso de ecosonda*. Tesis de maestría, CICESE.
- Ellingsrud, S., Eidesmo, T., Johansen, S., Sinha, M., MacGregor, L., y Constable, S. (2002). Remote sensing of hydrocarbon layers by seabed logging (SBL): Results from a cruise offshore Angola. *The Leading Edge*, **21**(10): 972–982.
- Evans, R. L., Sinha, M., Constable, S., y Unsworth, M. (1994). On the electrical nature of the axial melt zone at 13 N on the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **99**(B1): 577–588.
- Fabriol, H., Delgado-Argote, L. A., Dañobeitia, J. J., Córdoba, D., González, A., García-Abdeslem, J., Bartolomé, R., Martín-Atienza, B., y Frias-Camacho, V. (1999). Backscattering and geophysical features of volcanic ridges offshore Santa Rosalia, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, **93**(1): 75–92.
- Fanavoll, S., Gabrielsen, P. T., y Ellingsrud, S. (2014). CSEM as a tool for better exploration decisions: Case studies from the Barents Sea, Norwegian Continental Shelf. *Interpretation*, **2**(3): SH55–SH66.
- Faugères, J. C., Mézerais, M. L., y Stow, D. A. (1993). Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology*, **82**(1-4): 189–203.
- Fenby, S. y Gastil, R. (1991). Geologic-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, **47**: 79–83.
- Fitterman, D. V., Stanley, W., y Bisdorf, R. J. (1988). Electrical structure of Newberry volcano, Oregon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93**(B9): 10119–10134.
- Flores-Espino, F., Booth, S., y Graves, A. (2017). Mexico's geothermal market assessment report. Reporte técnico, NREL (National Renewable Energy Laboratory (NREL), Golden, CO (United States)).
- Flosadóttir, A. y Constable, S. (1996). Marine controlled-source electromagnetic sounding: 1. Modeling and experimental design. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **101**(B3): 5507–5517.
- Gasperikova, E., Rosenkjaer, G. K., Arnason, K., Newman, G. A., y Lindsey, N. J. (2015). Resistivity characterization of the Krafla and Hengill geothermal fields through 3D MT inverse modeling. *Geothermics*, **57**: 246–257.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, **140**: 1–201.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Córdoba, D., y Bartolomé, R. (2005). Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**(B1).

- Griffiths, D. (1999). *Introduction to Electrodynamics*. Prentice Hall.
- Hansen, P. C. (1999). *The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems*. IMM, Department of Mathematical Modelling, Technical University of Denmark.
- Hernández-Molina, F., Llave, E., Stow, D., García, M., Somoza, L., Vázquez, J., Lobo, F., Maestro, A., del Río, V. D., León, R., et al. (2006). The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **53**(11-13): 1420–1463.
- Hohmann, G. W. (1988). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Theory*. Volumen 1 Investigations in Geophysics, Capítulo 5 Numerical Modeling for electromagnetic methods of geophysics. Society of Exploration Geophysicists. pp. 313 – 363.
- Hohmann, G. W. y Raiche, A. (1988). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Theory*. Volumen 1 Investigations in Geophysics, Capítulo 8 Inversion of Controlled-Source Electromagnetic Data. Society of Exploration Geophysicists. pp. 469 – 503.
- Hsu, H. P. y Hsu, K. J. (1984). *Applied fourier analysis*. Harcourt Brace Jovanovich San Diego, CA.
- Huenges, E. y Ledru, P. (2011). *Geothermal energy systems: exploration, development, and utilization*. John Wiley & Sons.
- Hunt, T. M., Bromley, C. J., Risk, G. F., Sherburn, S., y Soengkono, S. (2009). Geophysical investigations of the Wairakei Field. *Geothermics*, **38**(1): 85–97.
- Jackson, J. D. (2007). *Classical Electrodynamics*. John Wiley & Sons.
- Jones, J. M. R. y Kretzschmar, T. G. (2017). The Mexican Center of Innovation in Geothermal Energy, CeMIE-Geo: Challenges and Opportunities. *Procedia Earth and Planetary Science*, **17**: 905–908.
- Karato, S.-i. y Becker, K. (1983). Porosity and hydraulic properties of sediments from the Galapagos Spreading Center and their relation to hydrothermal circulation in the oceanic crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **88**(B2): 1009–1017.
- Key, K. (2003). *Application of Broadband Marine Magnetotelluric Exploration to a 3D Salt Structure and a Fast-Spreading Ridge*. Tesis de doctorado, University of California, San Diego.
- Key, K. (2009). 1d inversion of multicomponent, multifrequency marine csem data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers. *Geophysics*, **74**(2): F9–F20.
- Key, K. (2016). MARE2DEM: a 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, **207**(1): 571–588.
- Key, K. y Constable, S. (2002). Broadband marine MT exploration of the East Pacific Rise at 9 50'N. *Geophysical Research Letters*, **29**(22).

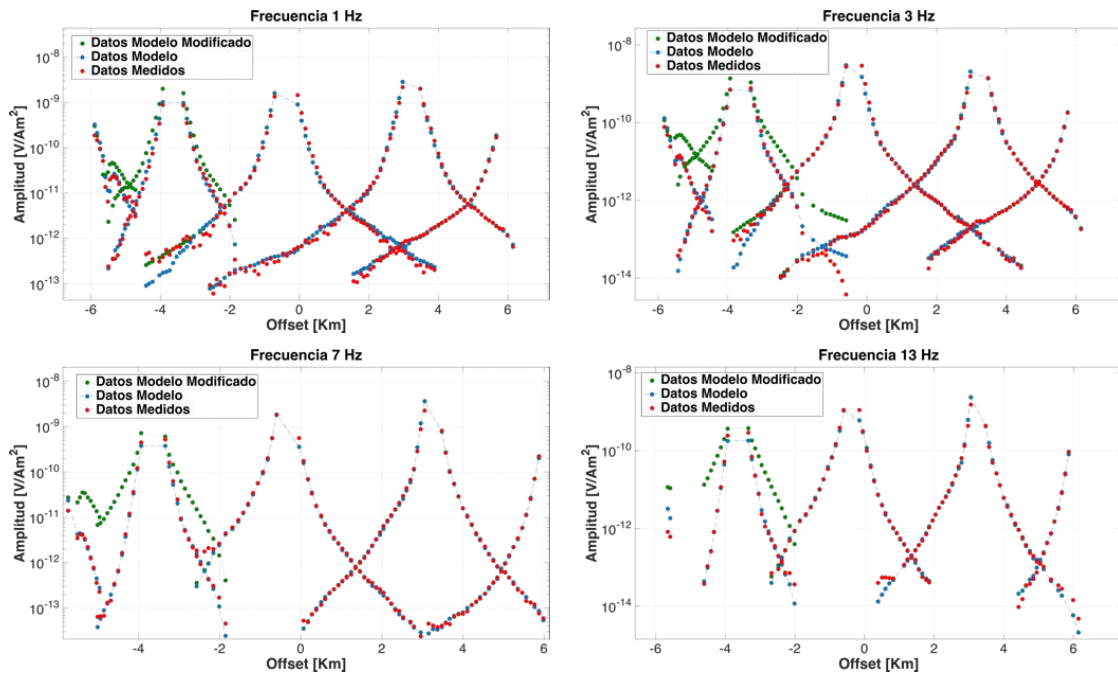
- Key, K. y Owall, J. (2011). A parallel goal-oriented adaptive finite element method for 2.5-D electromagnetic modelling. *Geophysical Journal International*, **186**(1): 137–154.
- Li, Y. y Constable, S. (2007). 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 2 The effect of bathymetry. *Geophysics*, **72**(2): WA63–WA71.
- Li, Y. y Key, K. (2007). 2D marine controlled-source electromagnetic modeling: Part 1 An adaptive finite-element algorithm. *Geophysics*, **72**(2): WA51–WA62.
- LI, Y.-G. (2010). Transient electromagnetic in shallow water: insights from 1D modeling. *Chinese J. Geophys*, **53**: 737–742.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., et al. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, **448**(7152): 466–469.
- Loke, M. (1996). Tutorial: 2D and 3D electrical resistivity surveys. *Lecture notes, Geotomo Software, Penang, Malaysia*.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. N, pp. 499–521.
- Lonsdale, P. y Becker, K. (1985). Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the Southern Trough of Guaymas Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **73**(2-4): 211–225.
- Lyons, D. y Van de Kamp, P. (1980). *Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico*, Vol. 10540. The Laboratory.
- MacGregor, L., Constable, S., y Sinha, M. (1998). The RAMESSES experiment-III. Controlled-source electromagnetic sounding of the Reykjanes Ridge at 57°45'N. *Geophysical Journal International*, **135**(3): 773–789.
- Marine Electromagnetic Laboratory (2009). marineemlab.ucsd.edu/instruments/.
- Martín-Barajas, A. (2014). The geological foundations of the Gulf of California region. pp. 67–94.
- Méndez, C. A. O., Armenta, M. F., y Silva, G. R. (2011). Potencial geotérmico de la República Mexicana. *Geotermia*, p. 50.
- Montiel-Álvarez, A. M. (2018). *Estudio magnetotelúrico en el Golfo de California entre Isla Tortuga y Caldera Reforma para una prospección geotérmica preliminar*. Tesis de maestría, CICESE.
- Muñoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics*, **35**(1): 101–122.
- Myer, D., Constable, S., y Key, K. (2011). Broad-band waveforms and robust processing for marine CSEM surveys. *Geophysical Journal International*, **184**(2): 689–698.
- Myer, D., Constable, S., Key, K., Glinsky, M. E., y Liu, G. (2012). Marine csem of the scarborough gas field, part 1: Experimental design and data uncertainty. *Geophysics*, **77**(4): E281–E299.

- Newman, G. A. y Alumbaugh, D. L. (1995). Frequency-domain modelling of airborne electromagnetic responses using staggered finite differences. *Geophysical Prospecting*, **43**(8): 1021–1042.
- Newman, G. A., Gasperikova, E., Hoversten, G. M., y Wannamaker, P. E. (2008). Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. *Geothermics*, **37**(4): 369–399.
- Pellerin, L., Johnston, J. M., y Hohmann, G. W. (1996). A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, **61**(1): 121–130.
- Peña-Domínguez, J. G. (2018). *Estructura del ridge volcánico Tortuga en el Golfo de California a partir de sísmica de reflexión 2D*. Tesis de maestría, CICESE.
- Piñero-Lajas, D. (2008). *Sísmica de Reflexión y Fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar del Basamento Continental en el Margen Oeste de la Cuenca Farallón (Sur del Golfo de California, México)*. Tesis de maestría, CICESE.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., Sella, G., Fletcher, J., y Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, **170**(3): 1373–1380.
- Reyes, V. (2016). *Interpretation of marine electromagnetic data of the Wagner Basin*. Tesis de maestría, CICESE.
- Sánchez-Velasco, R. (1996). Aspectos generales del proyecto geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS, México. *Geoterm. Rev. Mex. Geoenerg*, **12**: 115–124.
- Saunders, P. M. y Fofonoff, N. (1976). Conversion of pressure to depth in the ocean. En: *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, Vol. 23, pp. 109–111.
- Schwalenberg, K. y Edwards, R. (2004). The effect of seafloor topography on magnetotelluric fields: an analytical formulation confirmed with numerical results. *Geophysical Journal International*, **159**(2): 607–621.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Streich, R. (2009). 3D finite-difference frequency-domain modeling of controlled-source electromagnetic data: Direct solution and optimization for high accuracy. *Geophysics*, **74**(5): F95–F105.
- Sugeng, F., Raiche, A., y Rijo, L. (1993). Comparing the time-domain EM response of 2-D and elongated 3-D conductors excited by a rectangular loop source. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, **45**(9): 873–885.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM.
- Tikhonov, A. N., Arsenin, V. I., y John, F. (1977). *Solutions of ill-posed problems*, Vol. 14. Winston Washington, DC.
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., y Anderson, E. (2000). Understanding the resistivities observed in geothermal systems. En: *proceedings world geothermal congress*. pp. 1915–1920.

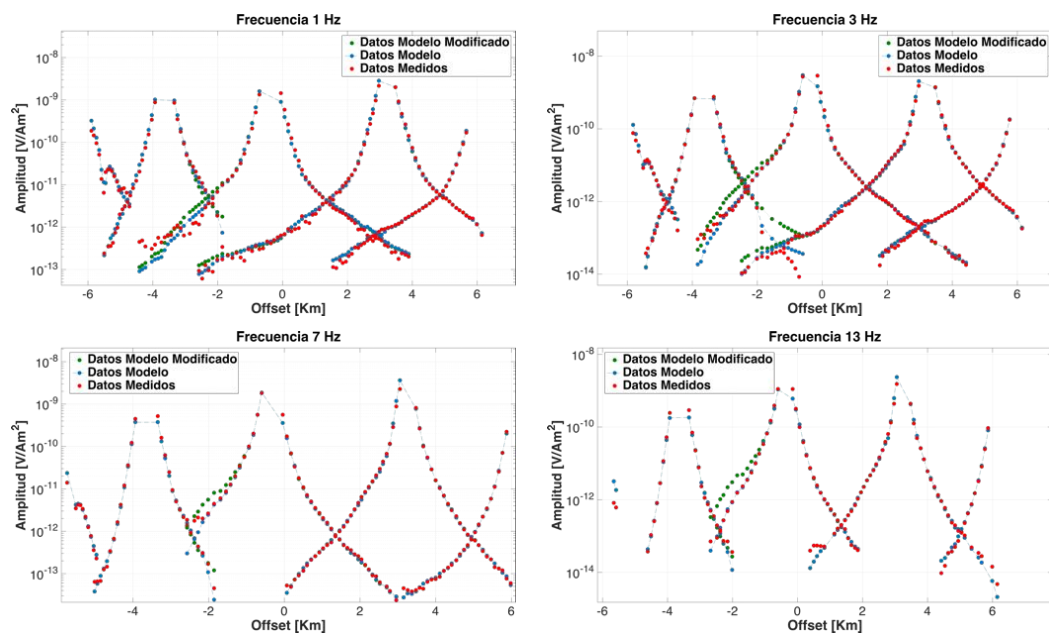
- Von Damm, K. v., Edmond, J. t., Measures, C., y Grant, B. (1985). Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**(11): 2221–2237.
- Ward, S. H. y Hohmann, G. W. (1988). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Theory*. Volúmen 1 Investigations in Geophysics, Capítulo 4 Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. Society of Exploration Geophysicists. pp. 131 – 311.
- Weitemeyer, K. y Constable, S. (2014). Navigating marine electromagnetic transmitters using dipole field geometry. *Geophysical Prospecting*, **62**(3): 573–596.
- Weitemeyer, K., Constable, S., Key, K., y Behrens, J. (2006). First results from a marine controlled-source electromagnetic survey to detect gas hydrates offshore Oregon. *Geophysical Research Letters*, **33**(3).
- Wheelock, B., Constable, S., y Key, K. (2015). The advantages of logarithmically scaled data for electromagnetic inversion. *Geophysical Journal International*, **201**(3): 1765–1780.
- Williams, D. L., Becker, K., Lawver, L. A., y Von Herzen, R. P. (1979). Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **84**(B12): 6757–6769.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis*, Vol. 1. Society of Exploration Geophysicists Tulsa.
- Zhang, H., Gasperikova, E., Parker, B., Tryggvason, A., Gudmundsson, O., Seher, T., Newman, G., Fehler, M., y Arnason, K. (2012). Advanced 3D Geophysical Imaging Technologies for Geothermal Resource Characterization. Reporte técnico, Massachusetts Institute of Technology. Earth Resources Laboratory.

Anexo A

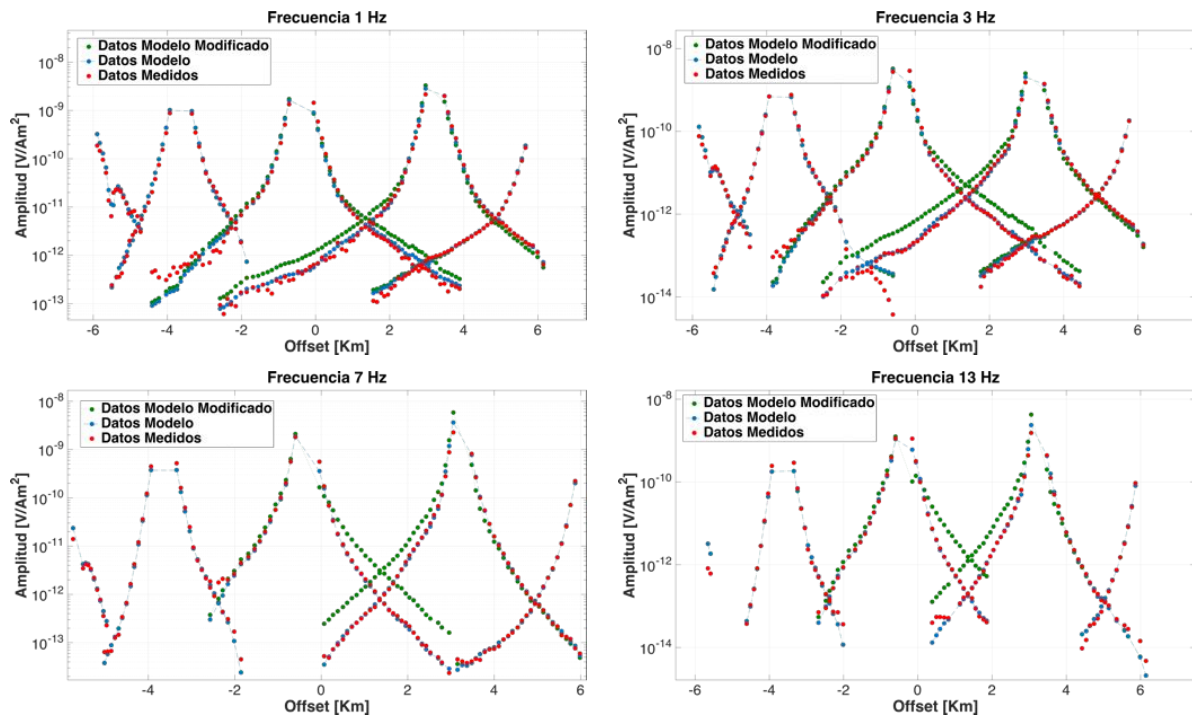
Perfil norte



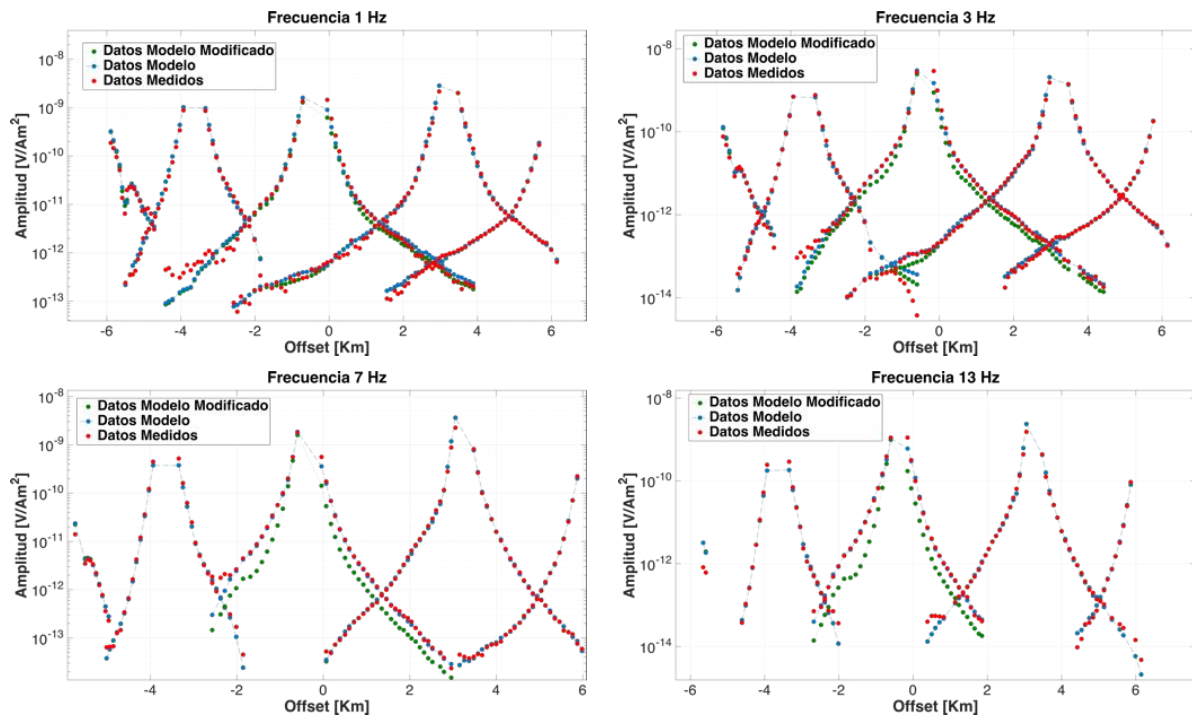
La resistividad eléctrica de la estructura Ac en el modelo de la inversión es de $0.5 \Omega m$, esta se modificó a un valor de $10 \Omega m$. El RMS producto de la modificación es de 8.428, por lo cual se puede concluir que la estructura Ac está bien constreñida por los datos de las estaciones 14, 13 y 12. RMS de la inversión 1.498.



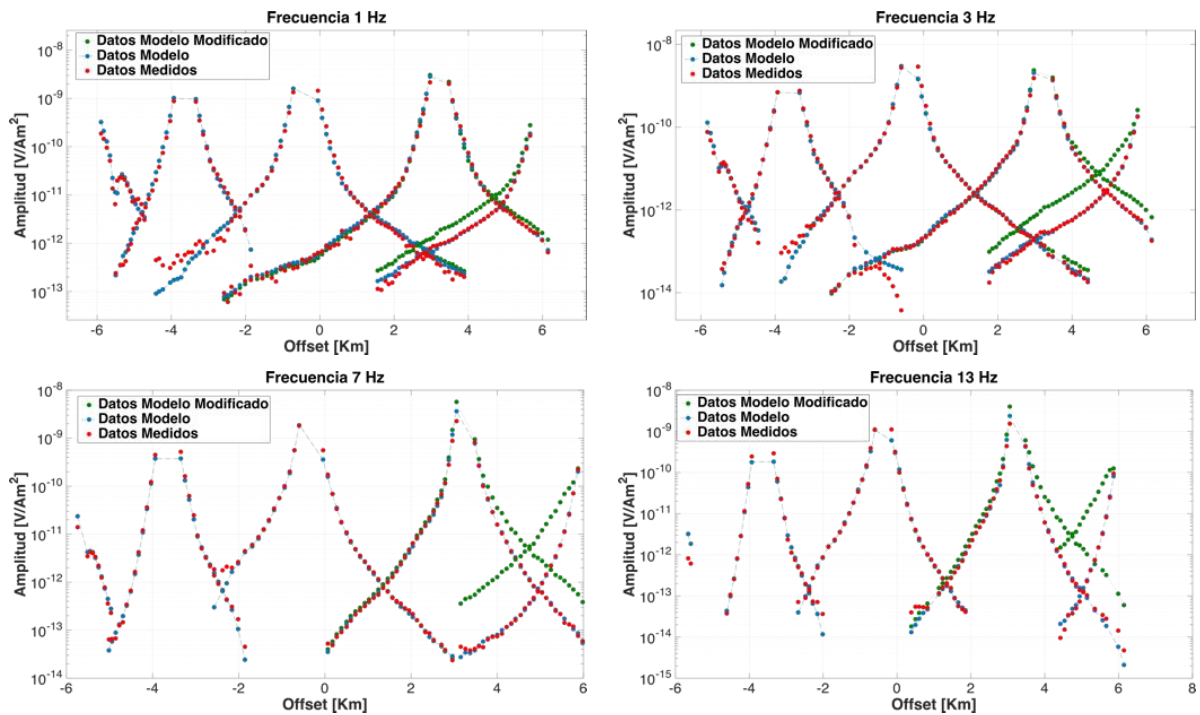
La resistividad eléctrica de la estructura Bc es de $1.2 \Omega m$ y se modificó a un valor de $15 \Omega m$. El RMS obtenido del modelo directo es 2.308 y la mayor variación en los datos se identifica en la estación 12, se puede decir que la existencia de la estructura Bc se encuentra bien fundamentada por los datos.



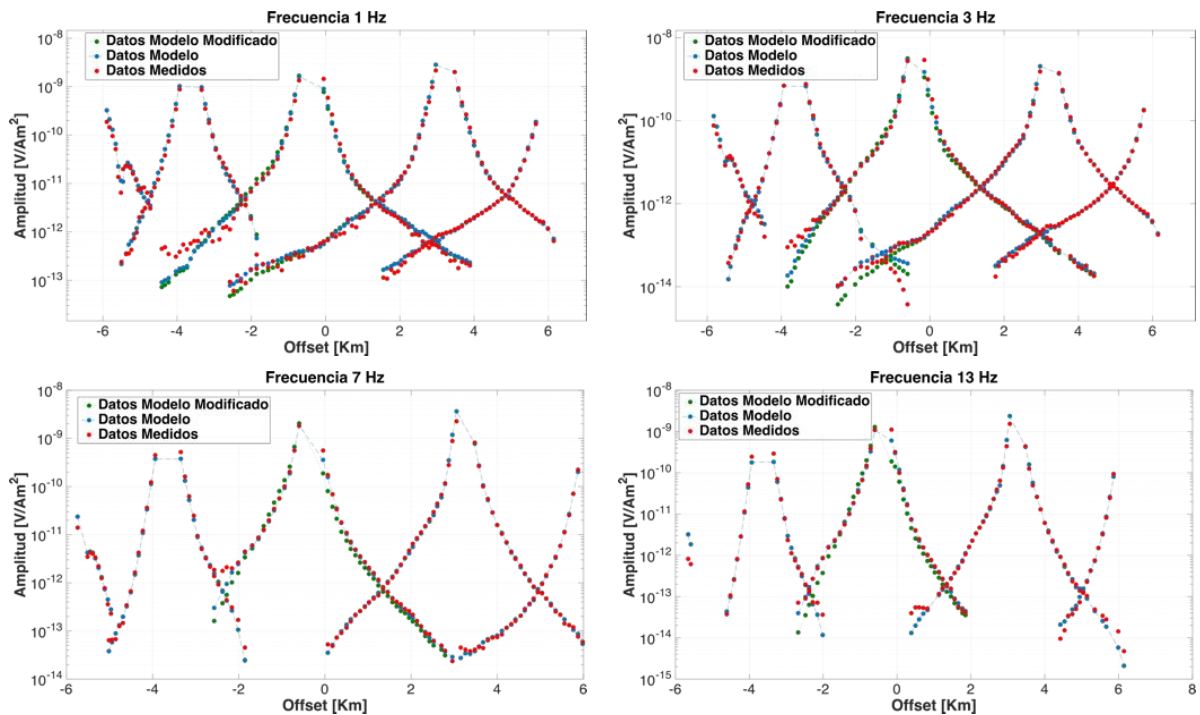
La estructura Cc tiene un valor de resistividad eléctrica igual a la estructura Bc, el cambio también fue a $15 \Omega m$. El modelo obtenido tuvo un RMS de 5.621. La estructura Cc es inherente en los datos de las estaciones 12 y 11.



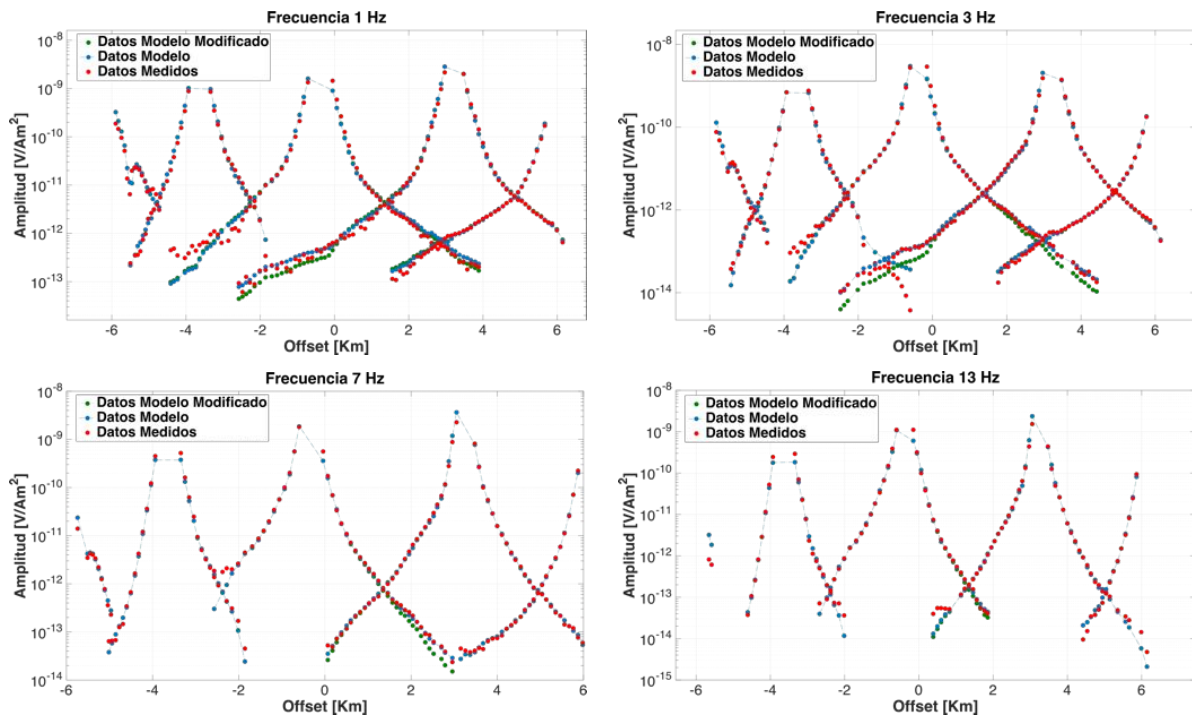
Las estructuras Bc y CC por su cercanía y valor de resistividad eléctrica pudieran estar en contacto. Se cambió el valor de resistividad eléctrica de la parte más somera para unir ambas estructuras con un cuerpo de $1 \Omega m$. El RMS de este modelo 3.694. Por lo tanto la parte somera y resistiva de la estructura Er esta bien constreñida y debe existir para ajustar los datos.



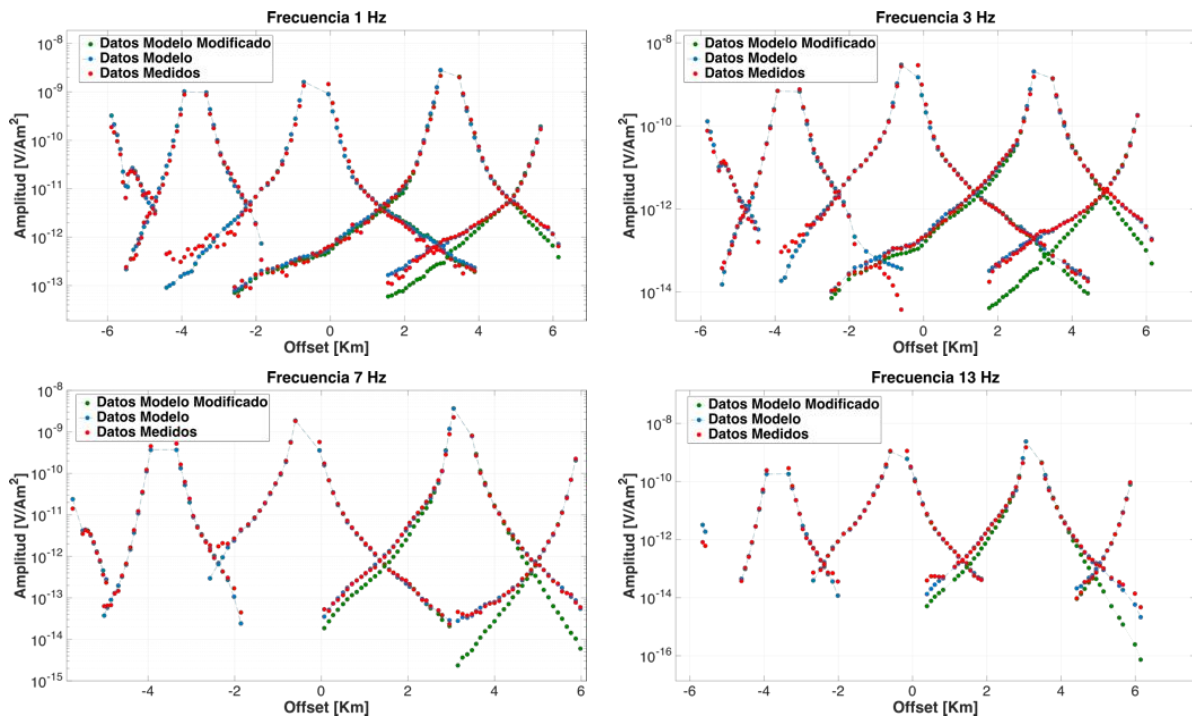
La estructura Dc tiene una resistividad eléctrica de $0.3 \Omega m$ y se modificó a $15 \Omega m$. EL RMS obtenido con el nuevo modelo es 7.148. La estructura Dc está bastante bien constreñida por los datos de las estaciones 11 y 10.



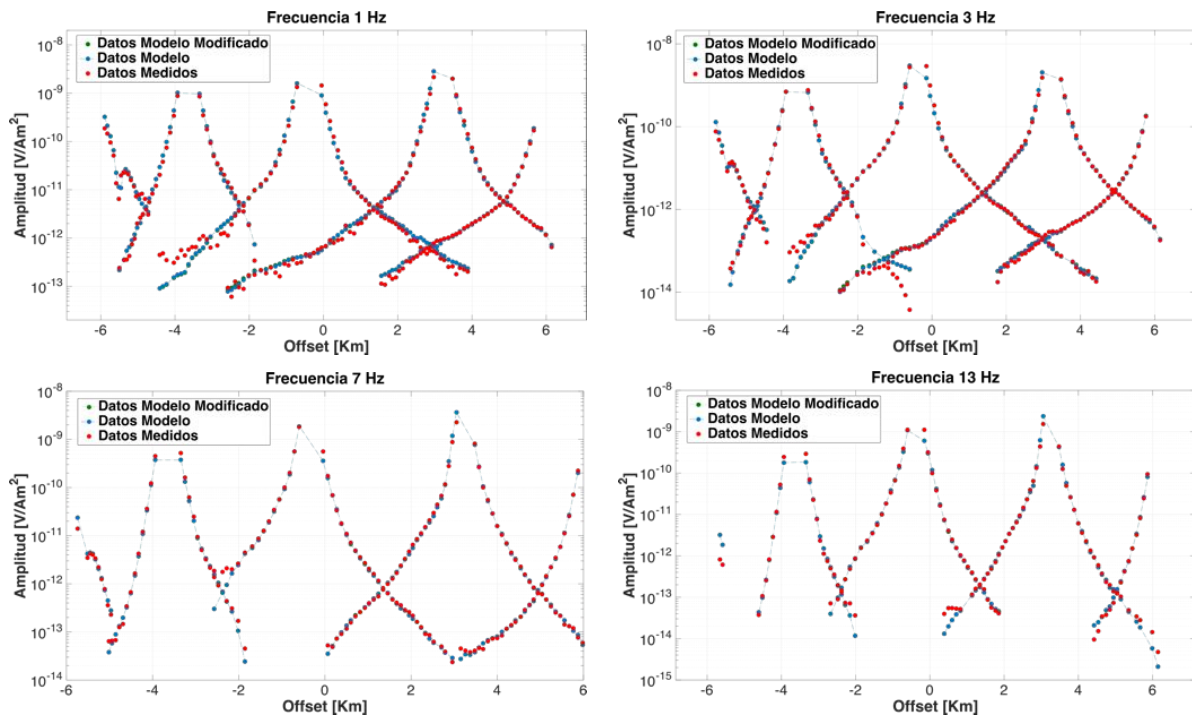
La estructura Er presenta un valor que ronda de 40 a $70 \Omega m$, esta se modificó a un valor único de $5 \Omega m$. El RMS de este modelo es 2.145. La estructura esta bien constreñida por los datos, sin embargo, por su dimensión, profundidad y variación en resistividad eléctrica, la diferencia en el RMS no es tan elevada como con aquellas estructuras más someras.



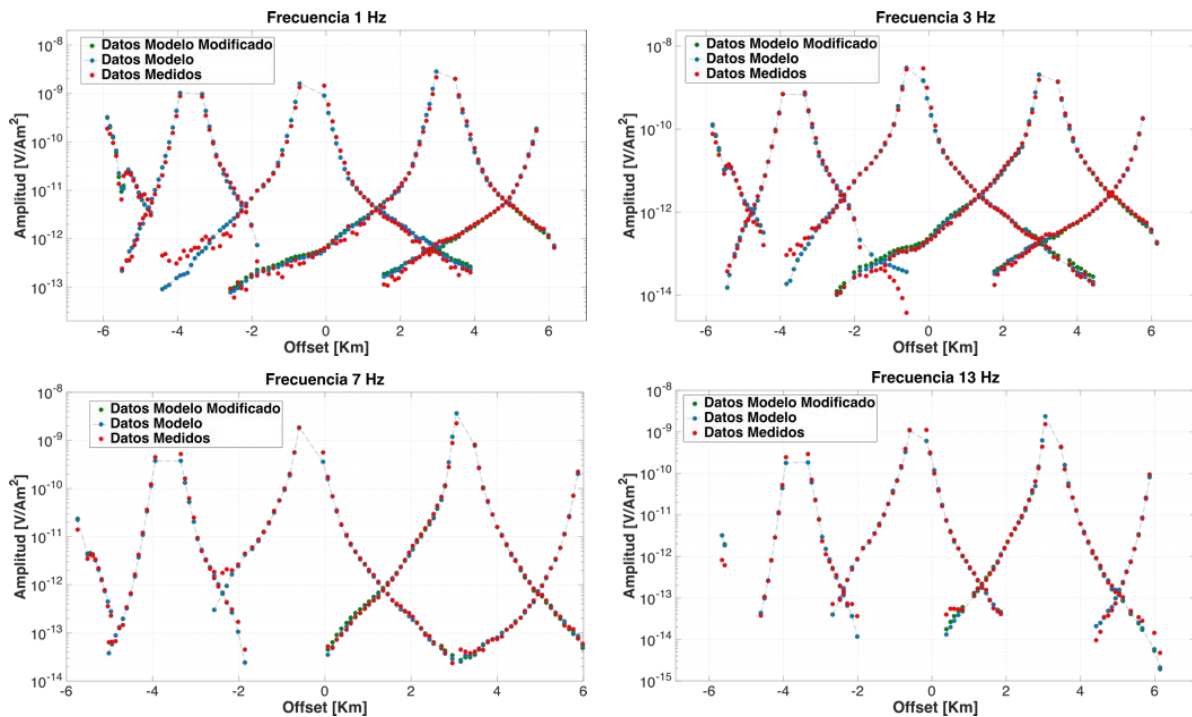
La estructura Fr tiene una resistividad que ronda de 30 a 60 Ωm , esta resistividad al igual que la estructura Er se modificó a 5 Ωm . El RMS obtenido con el nuevo modelo es 1.861, el cual indica que la estructura esta bien constreñida, pero tiene las mismas características que Er.



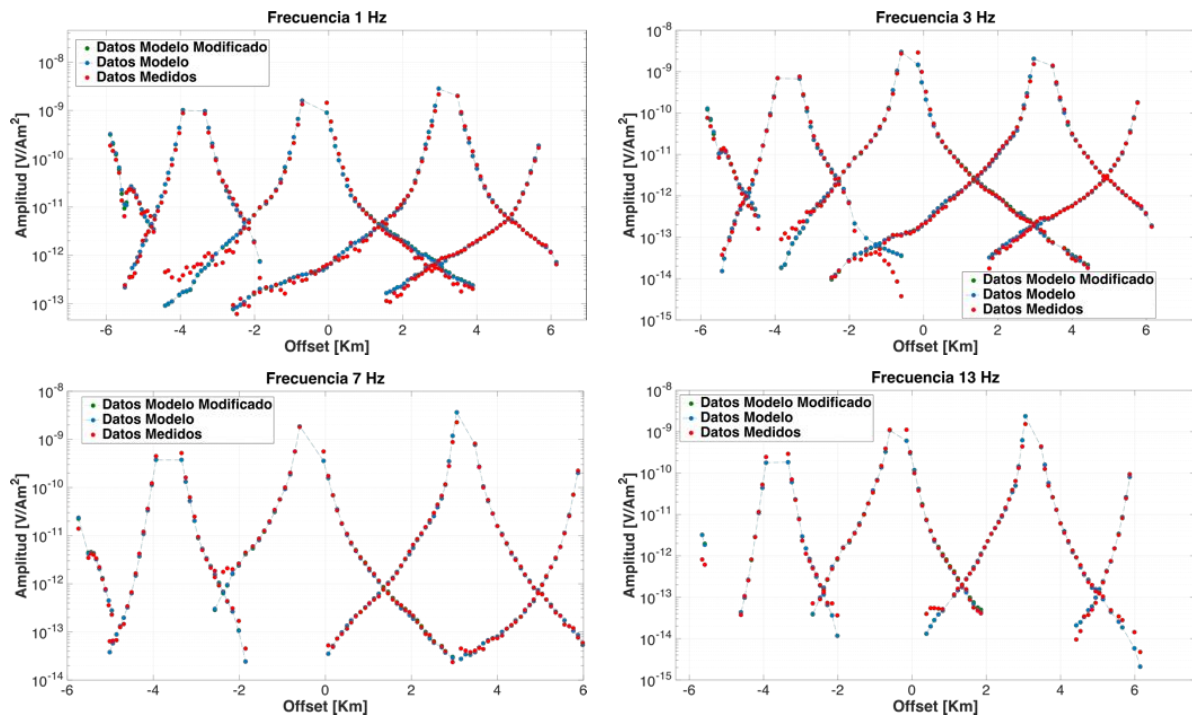
La inversión asignó resistividades de 30 a 60 Ωm a la estructura Gr. Este valor se modificó a 5 Ωm . El modelado arrojó un error de 4.312. Las estaciones más afectadas por el cambio son la 11 y 10. Esta estructura tuvo un RMS mayor comparado con Er y Fr debido que se encuentra más somera.



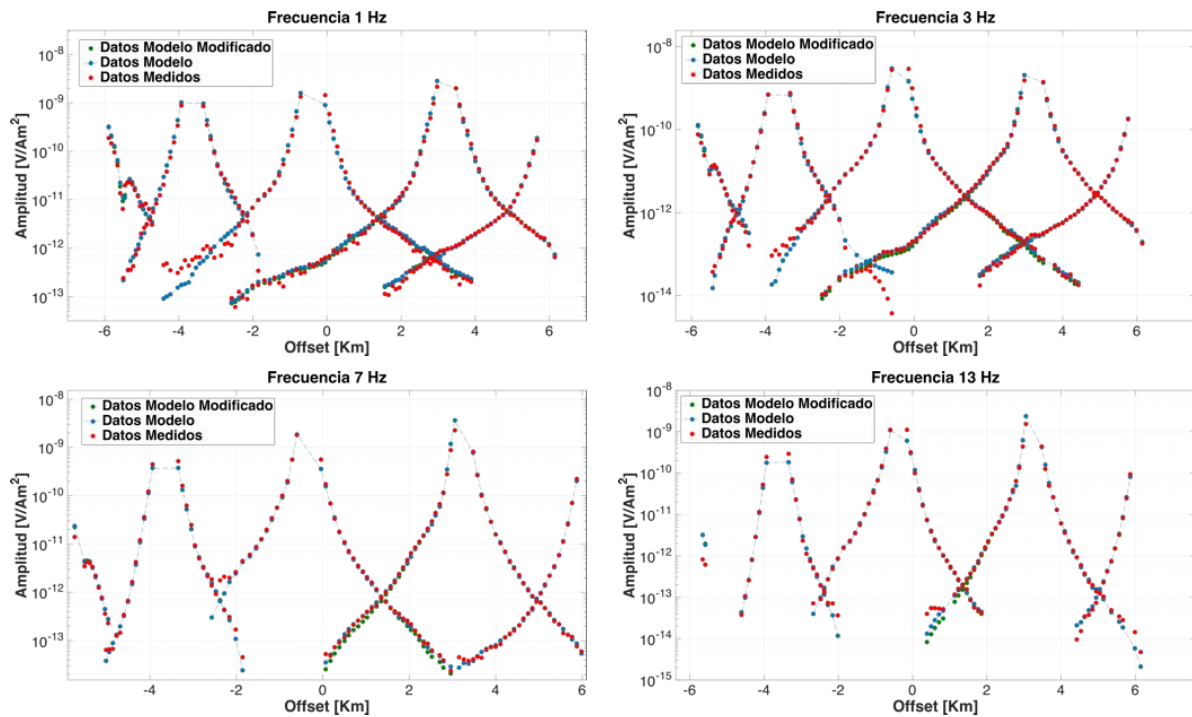
Se sustituyó la presencia de la estructura Hc colocando una resistividad de $25 \Omega m$ (originalmente presentaba $10 \Omega m$). El RMS calculado con el nuevo modelo es de 1.50, equivalente a un aumento de 0.233 %. Se concluye que en esa región los datos no son capaces de constreñir la presencia de la estructura Hc..



La estructura Ic tiene una resistividad de $7 \Omega m$, este valor fue sustituido por $25 \Omega m$. El RMS obtenido con el nuevo modelo es de 1.65, un aumento de 10.48 %. Se concluye que los datos constriñen la estructura Ic.

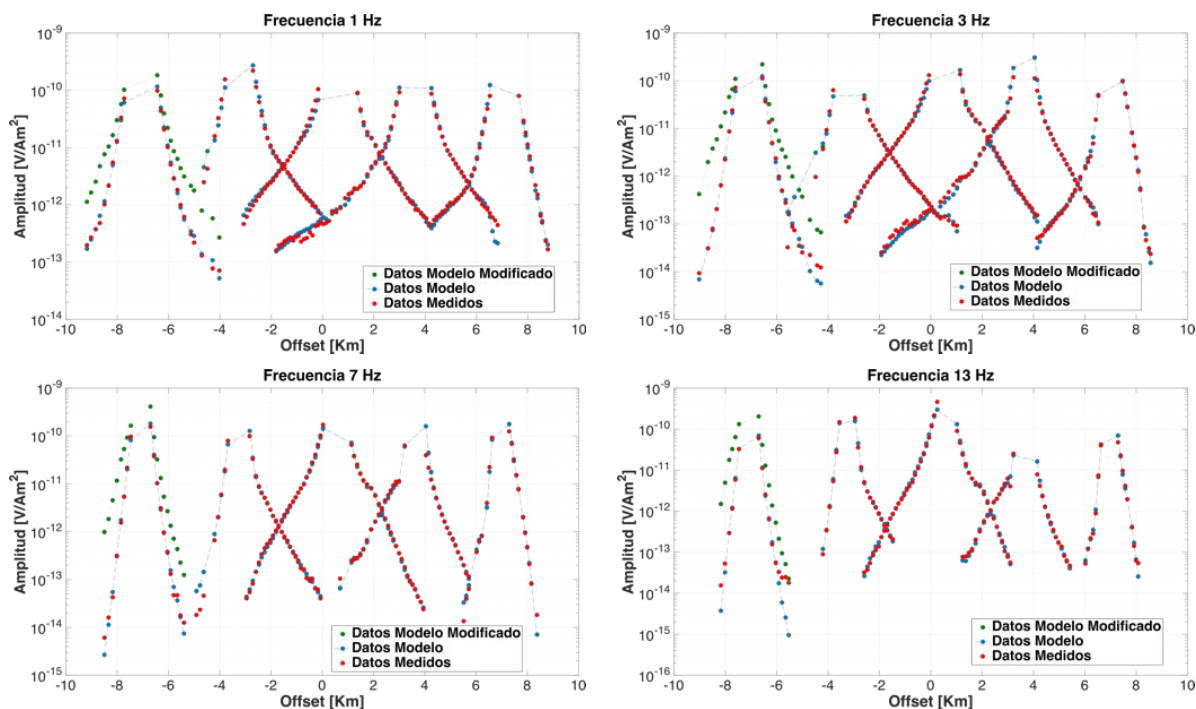


Se exploró la posibilidad de que las estructuras Cc y Hc se encontraran conectadas. Para ello se modificó la resistividad del modelo colocando un cuerpo de $7 \Omega m$ entre ambos. El RMS obtenido es 1.473, disminución de 1.38 % respecto a la inversión. Se puede concluir que la existencia de una conexión entre Cc y Hc es posible.

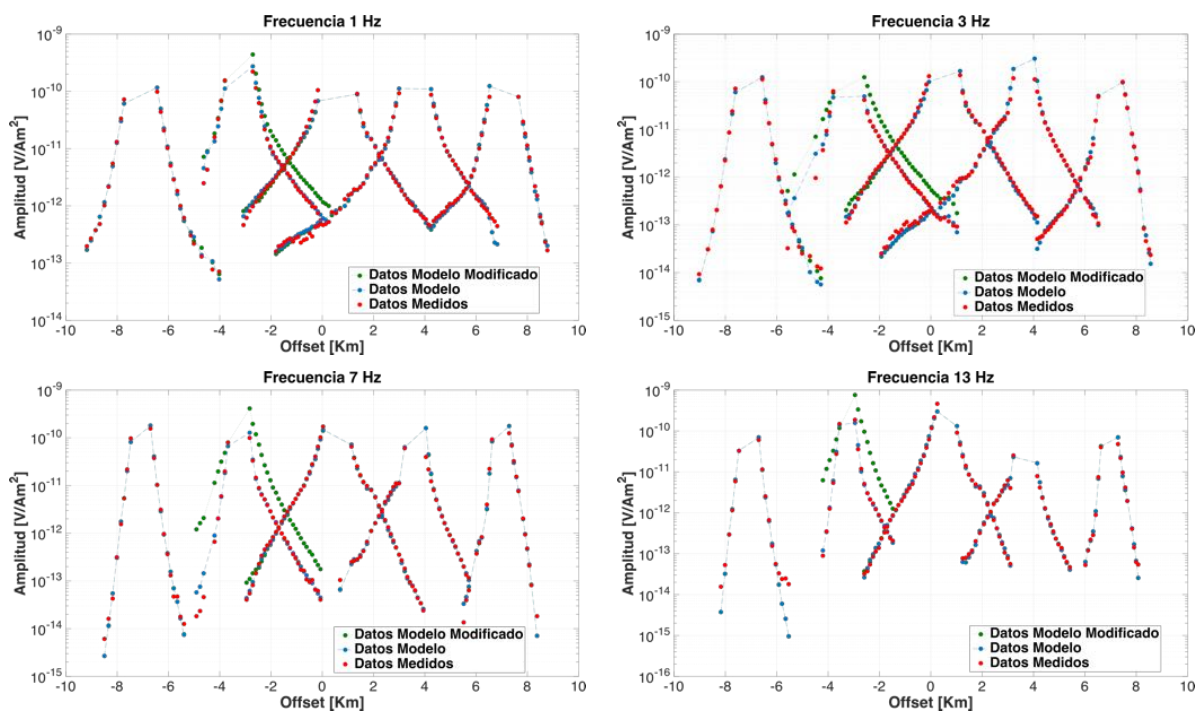


Se modificó el modelo buscando una conexión entre la estructura Cc e Ic, para ello se colocó un cuerpo de $5 \Omega m$ entre ambas estructuras. Con el modelo directo se obtuvo un RMS 1.568, que representa un aumento de 4.67 % respecto al obtenido con la inversión de los datos. Se concluye que la existencia del canal Cc-Ic pudiera ser real ya que ajusta bien a los datos.

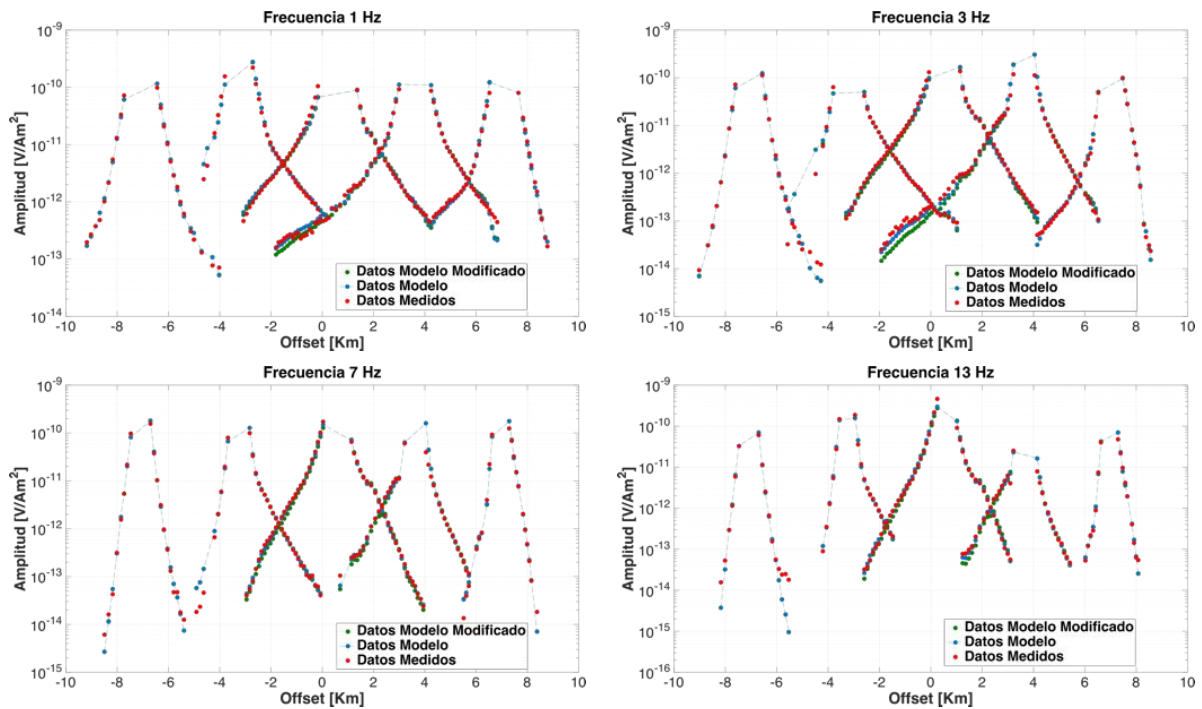
Perfil central



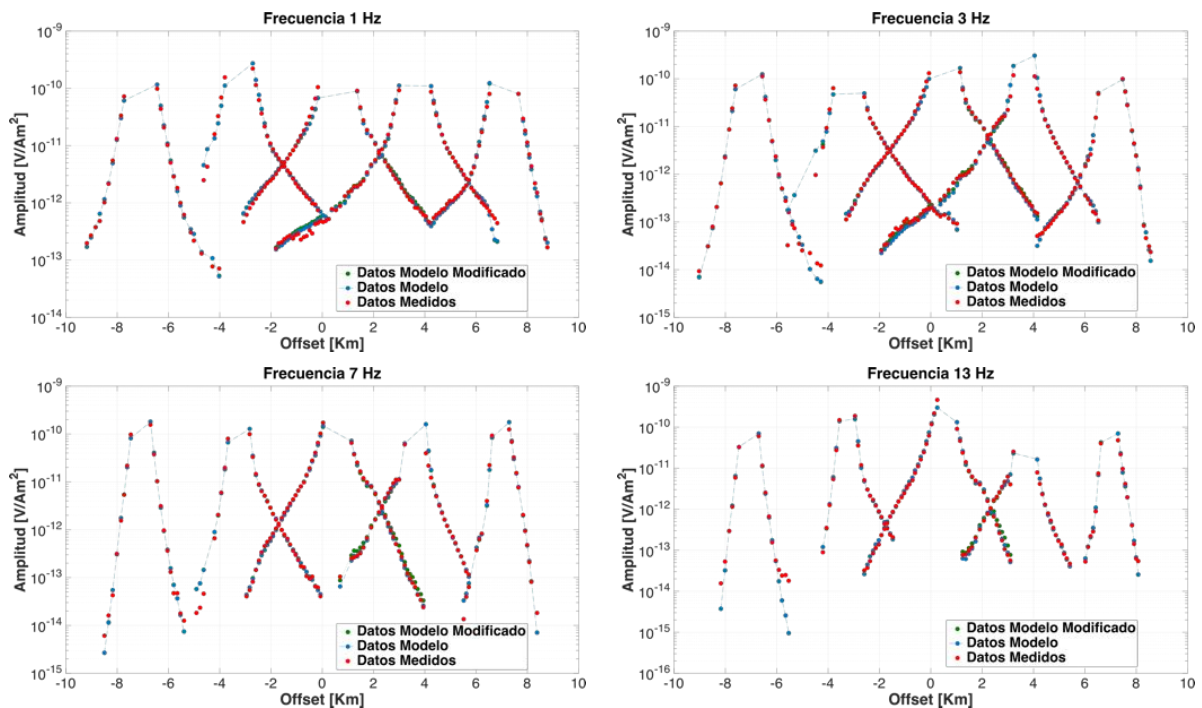
Se modificó el valor de la resistividad de la estructura Ac. En el modelo de la inversión esta estructura presentó un valor de $0.4 \Omega m$, el cual se sustituyó por $5 \Omega m$. Con el cambio los datos arrojaron un RMS de 5.604. La estructura Ac esta bien constreñida por lo datos de la estación 2.



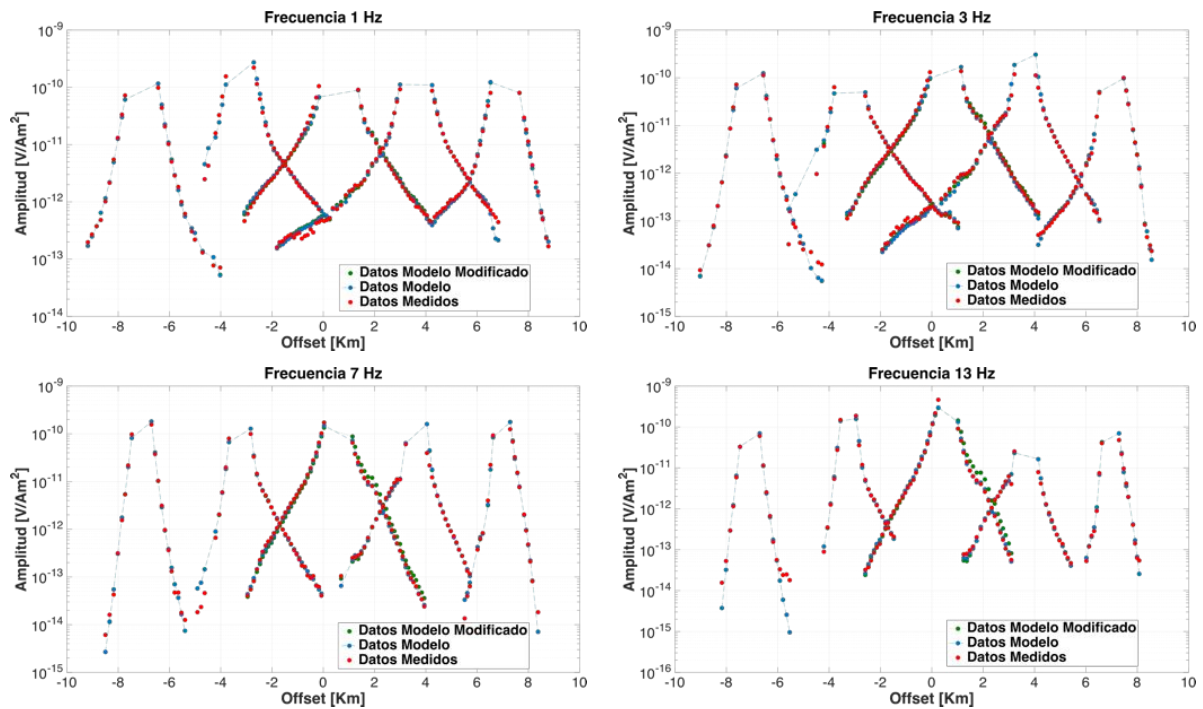
El valor de resistividad eléctrica de la estructura Cc obtenida con el proceso de inversión es de $2 \Omega m$. Este se modificó a $10 \Omega m$. Los datos calculados con el modelado directo arrojan un RMS 5.967. La estructura Cc esta bien constreñida por los datos de la estación 3.



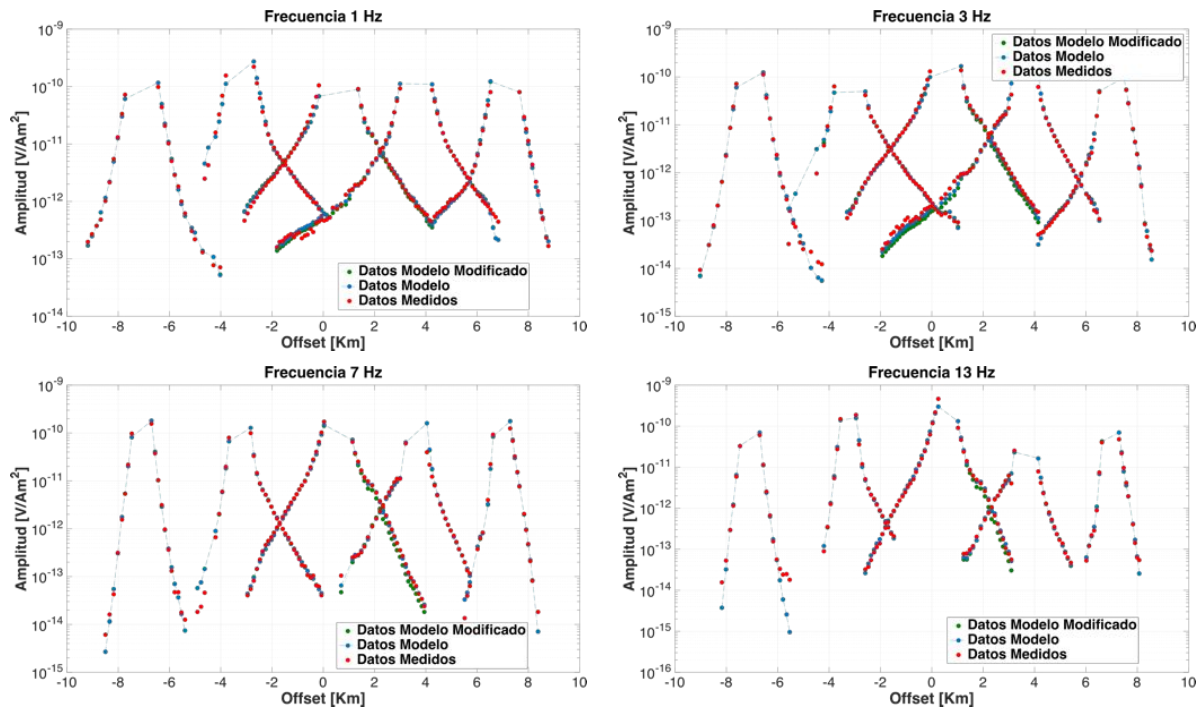
La resistividad de la estructura Dr presenta valores entre los 25 y 100 Ωm . Se modificó el valor de resistividad a 15 Ωm y el modelado directo arrojó un RMS 2.027 (aumento del 19.09%). La mayor diferencia entre los datos medidos y calculados se observa en la estación 5. Se esperaría un RMS mayor al obtenido, simplemente por las dimensiones de la estructura Dr, sin embargo, este fue pequeño debido a la gran variabilidad de la resistividad eléctrica en toda la estructura Dr. El RMS tiene un cambio mayor al 10%, se considera que la estructura está constreñida por los datos.



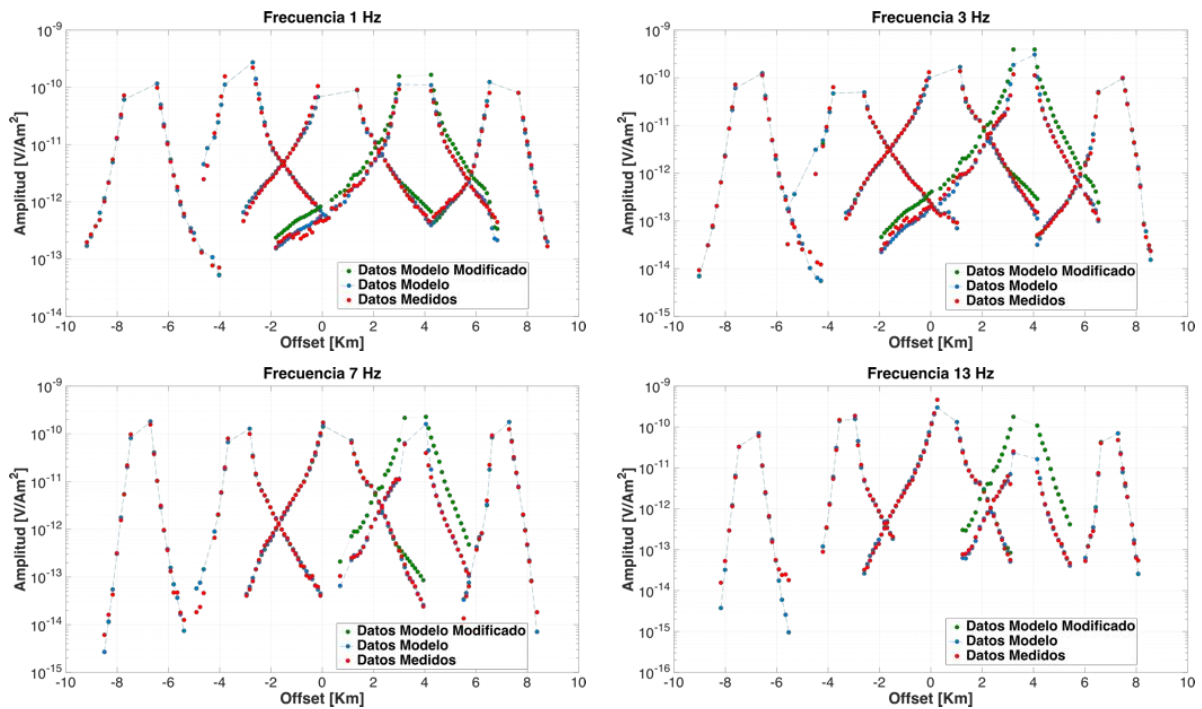
La estructura Ec presenta una resistividad de 13 Ωm , esta es modificada a un valor de 25 Ωm . El modelo directo arrojó un RMS de 1.767 (3.81%), muy similar al original de 1.702. Se concluye que los datos no son muy sensibles a la estructura y región donde se encuentra Ec.



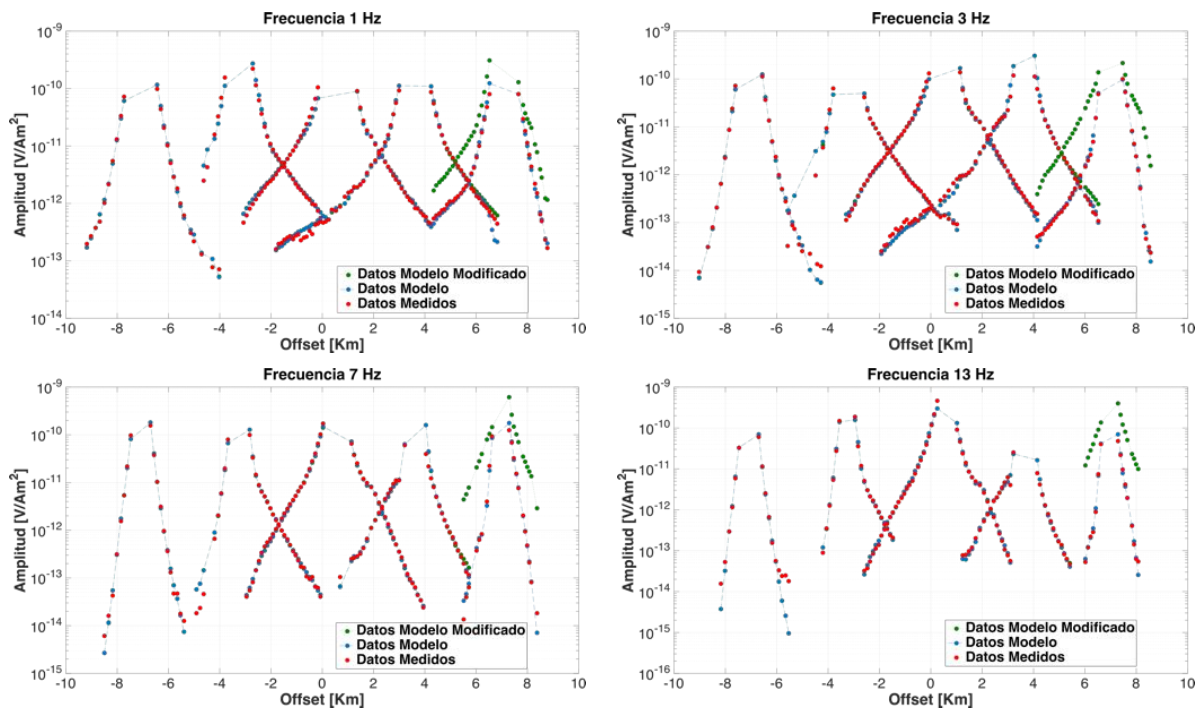
Se modificó la resistividad de la estructura Fc, pasando de un valor de 1.5 a 25 Ωm , esto para ajustarla al valor del cuerpo resistivo que la rodea y comprobar su existencia. El RMS obtenido es 2.005, lo cual indica que la presencia de esta estructura es importante en el modelo. Es evidente que los datos de la estación 4 son los más sensibles a esta región, en especial las frecuencias de 7 y 13 Hz.



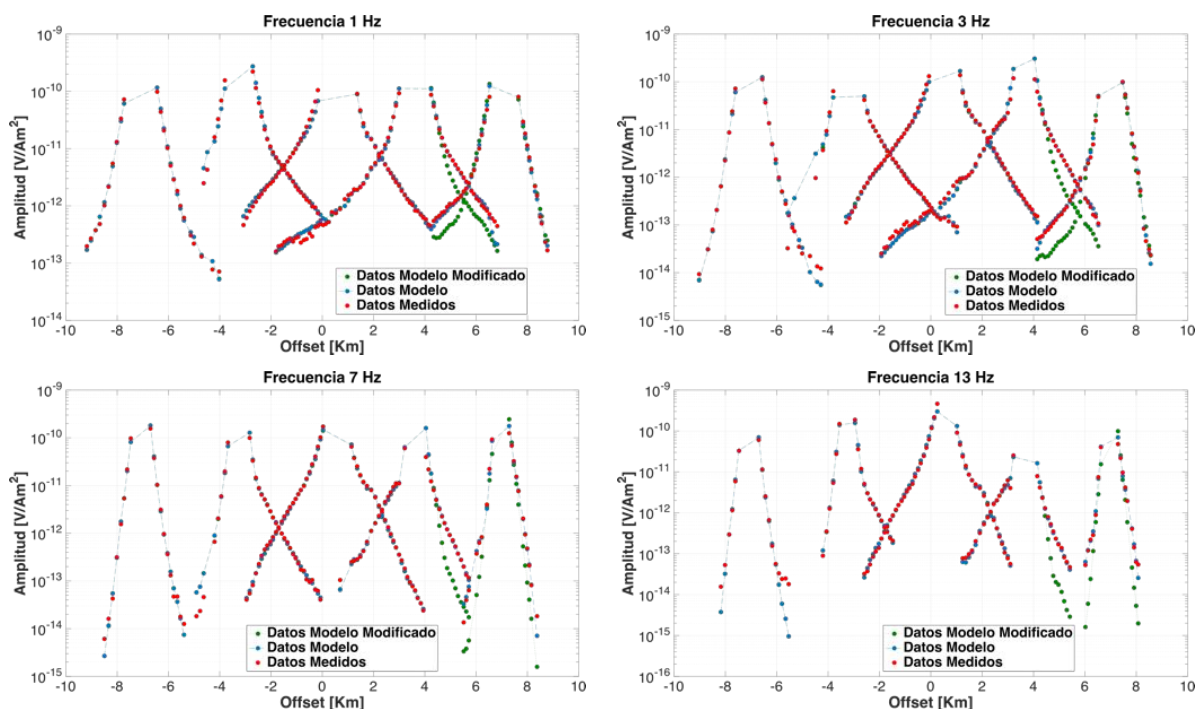
Con los resultado anteriores se supuso la existencia de un bajo resistivo que conectara las estructuras Ec y Fc, para ello se modificó el espació entre ambas con una resistividad de 5 Ωm . Comparando los datos calculados con los medidos se obtiene un RMS de 2.019 (18.66%). Como se vio anteriormente en la región de Ec no se tiene mucha sensibilidad, sin embargo hacia la superficie si, el RMS sugiere que no hay una conexión entre Fc y Ec.



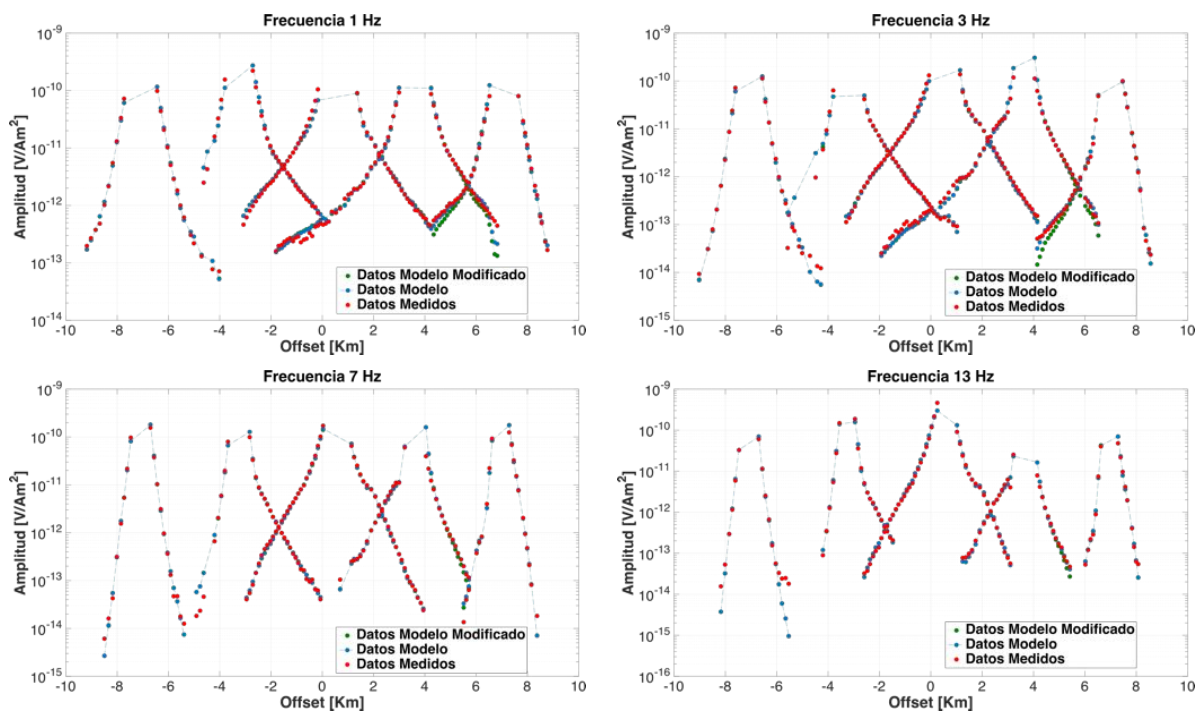
La estructura Gc1 muestra una resistividad de $0.3 \Omega m$ en el modelo obtenido, para la prueba se cambió el valor de resistividad a $10 \Omega m$. El modelado directo obtuvo un RMS de 6.092, por lo tanto se puede decir que la estructura Gc1 esta bastante bien constreñida por los datos de la estación 5.



De manera similar a la estructura Gc1, se modificó el valor de Gc2 de 0.3 a $10 \Omega m$. El RMS obtenido del modelo directo es de 9.415, por lo tanto se puede decir que hay certeza en la existencia de la estructura Gc2. La estación más sensible a ese cuerpo es la 6.

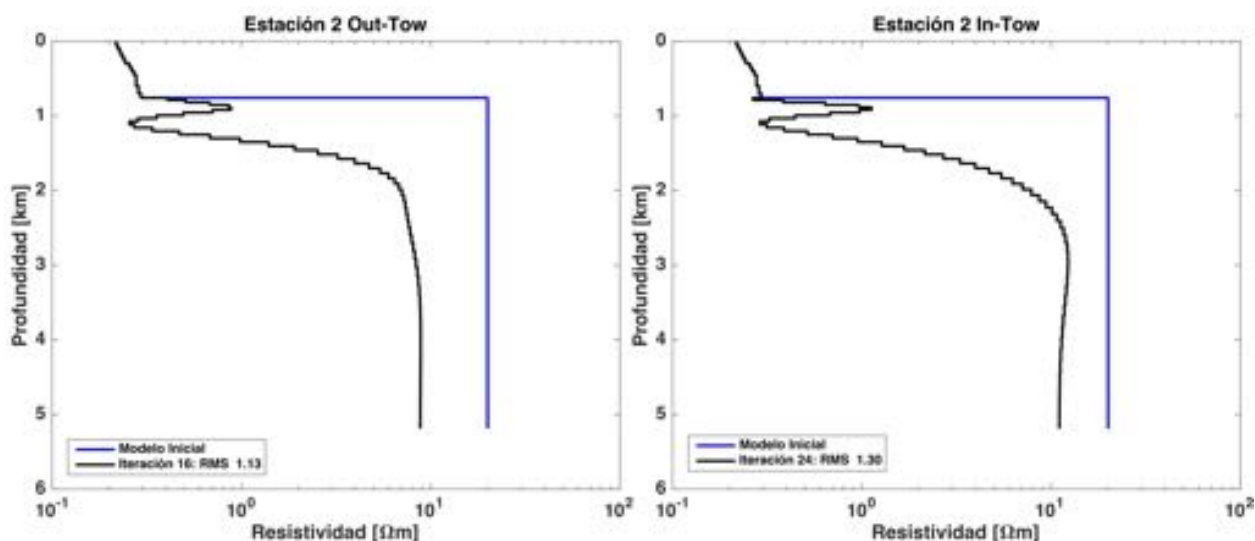


Debido a la fuerte evidencia que hay sobre la existencia de las estructuras Gc1 y Gc2, se supuso la existencia de una estructura por encima de Hr que conecte a Gc1 y Gc2. Esta región entre Gc1 y Gc2 tiene una resistividad de 1.5 a 3 Ωm , la cual se modificó asignándole el valor de 0.3. El RMS obtenido con el modelo modificado es 5.310, por lo tanto se puede concluir que la estructura entre Gc1 y Gc2 es real. Resultado interesante ya que el perfil de sismica no muestra cambios litológicos.

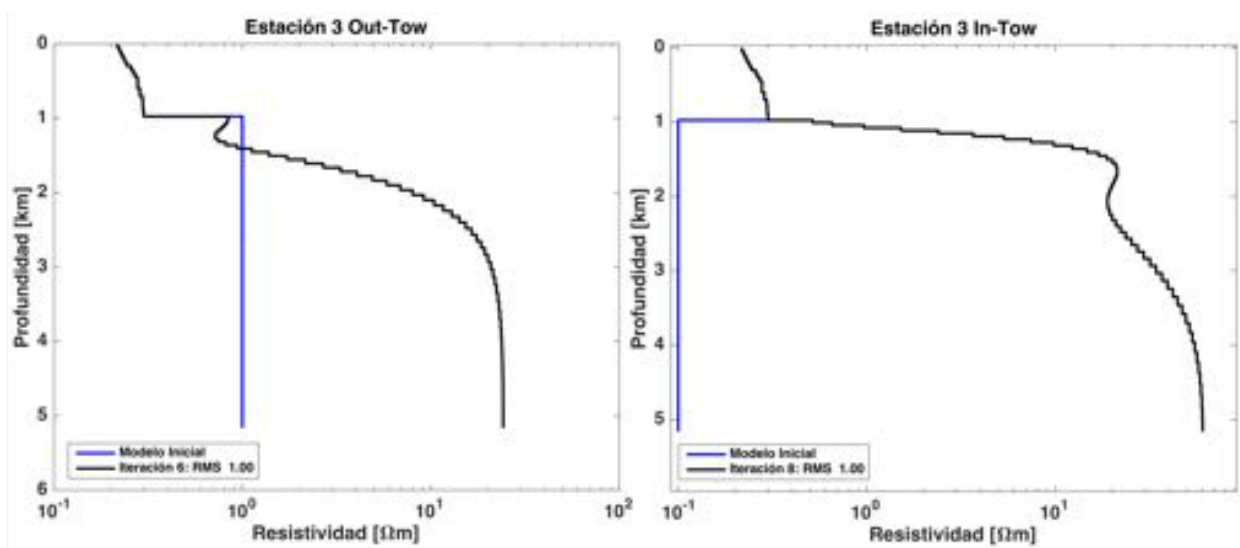


La estructura Hr tiene una resistividad de 50 Ωm , esta se modifica por un valor de 5 Ωm . El modelo obtenido tuvo un RMS de 1.873, el cual sugiere que los datos son ligeramente sensibles a esta estructura.

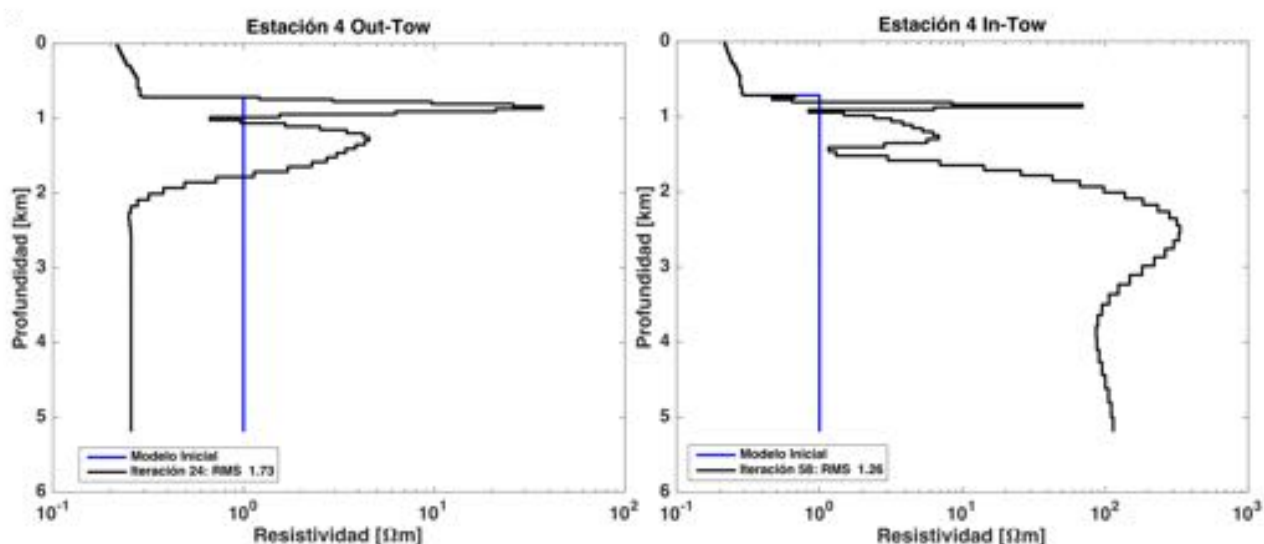
Anexo B



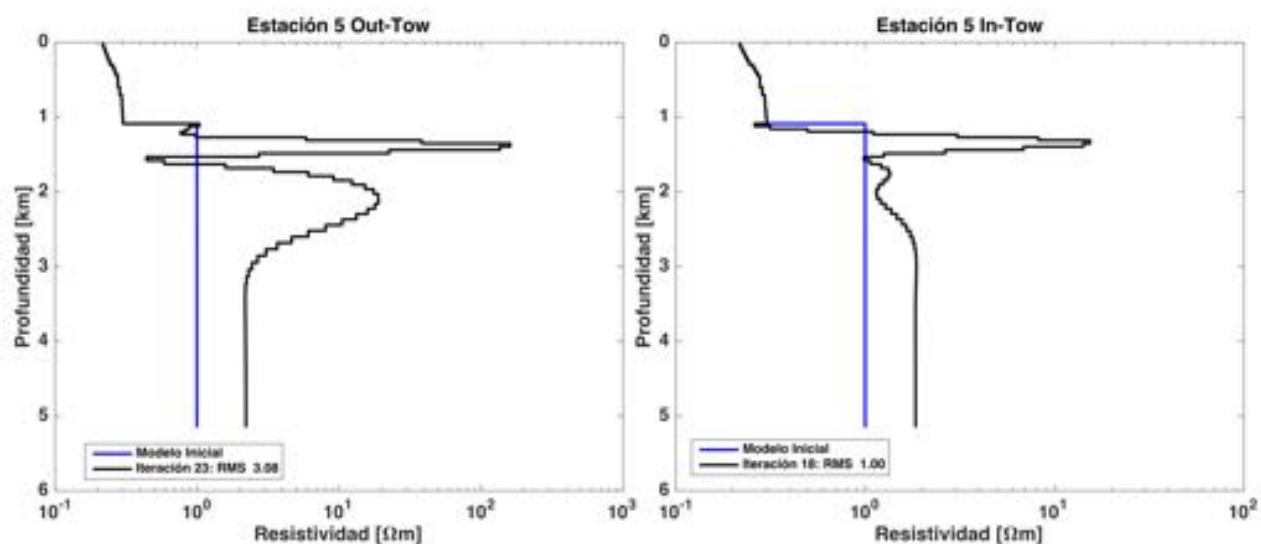
Los modelos de la Estación 2 son bastante parecidos entre ellos. El aumento de la resistividad hasta los 10 Ωm desde 1.5 km de profundidad pudiera dar certeza a la existencia de la estructura Br.



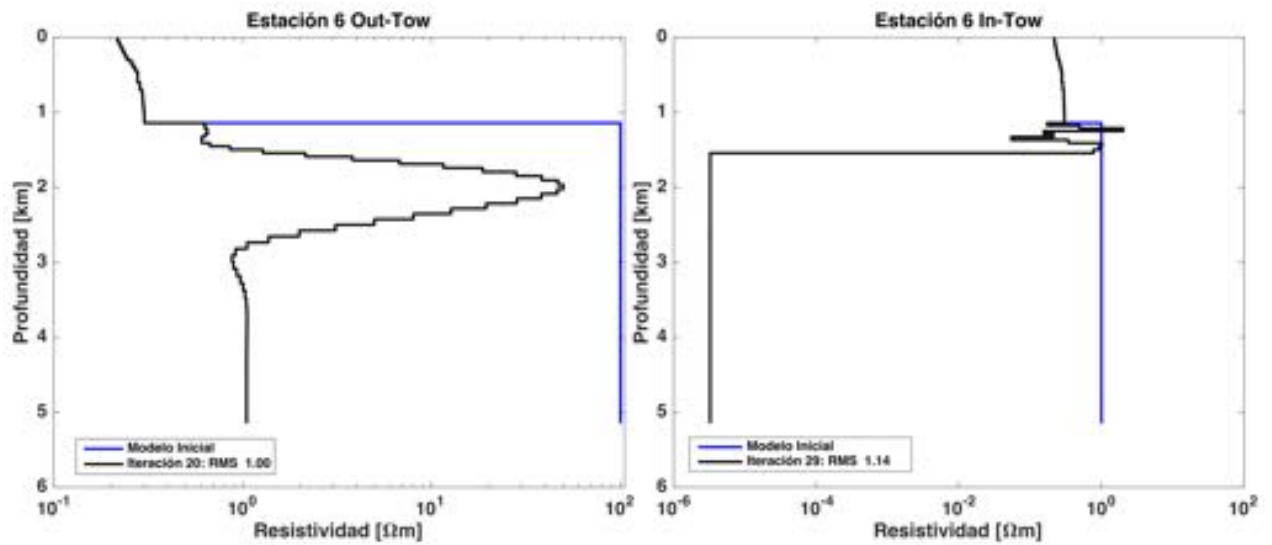
Modelos de resistividad eléctrica 1D para la estación 3. Se observan diferencias entre los valores de resistividad, en la capa somera, a profundidad detectan prácticamente la misma estructura, cuyo valor de resistividad es similar al detectado por la estación 2, las cuales confirmarían la presencia de una estructura resistiva.



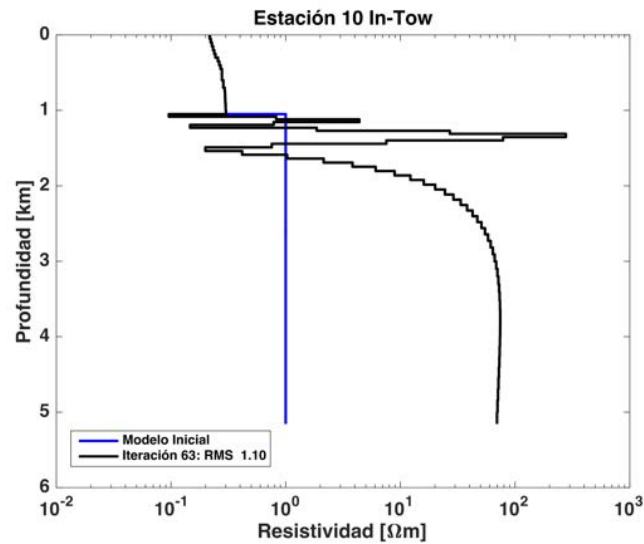
Modelos de resistividad eléctrica 1D para la estación 4. Los modelos presentan diferencias, atribuidas a la ubicación de la estación.



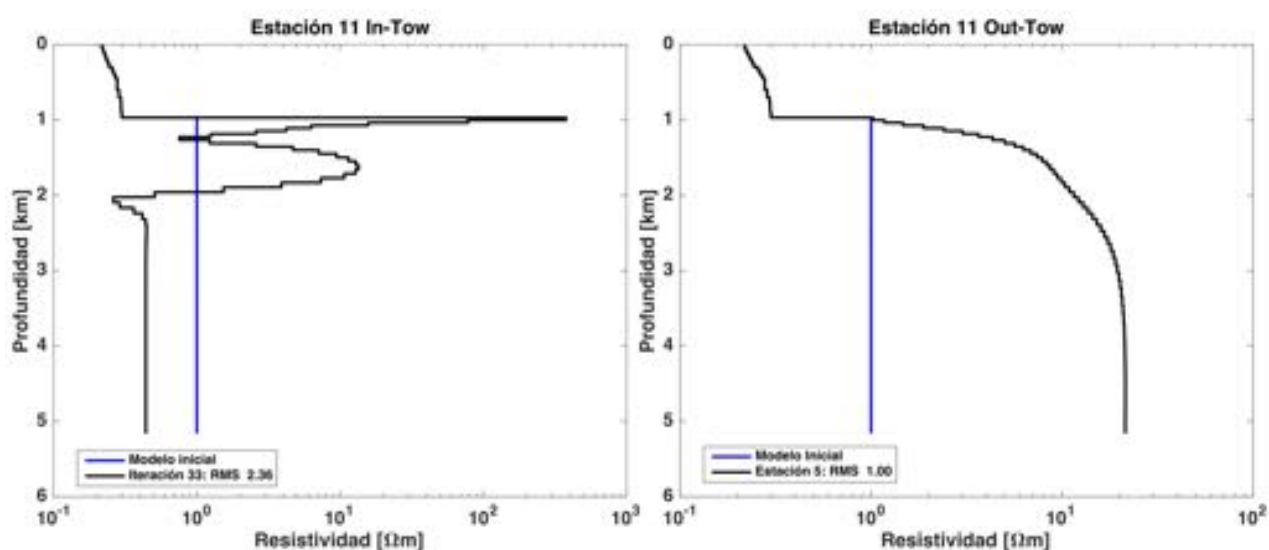
Modelos de resistividad eléctrica 1D para la estación 5. El modelo *out-tow* presenta una capa resistiva ($100 \Omega m$) a una profundidad de 1.5 km, la cual coincide con la estructura que se encuentra debajo de Gc1 en el perfil central. La porción *in-tow* muestra a la misma profundidad de 1.5 km una capa de menor resistividad ($10 \Omega m$) que se puede asociar a la estructura entre Gc1 y Gc2.



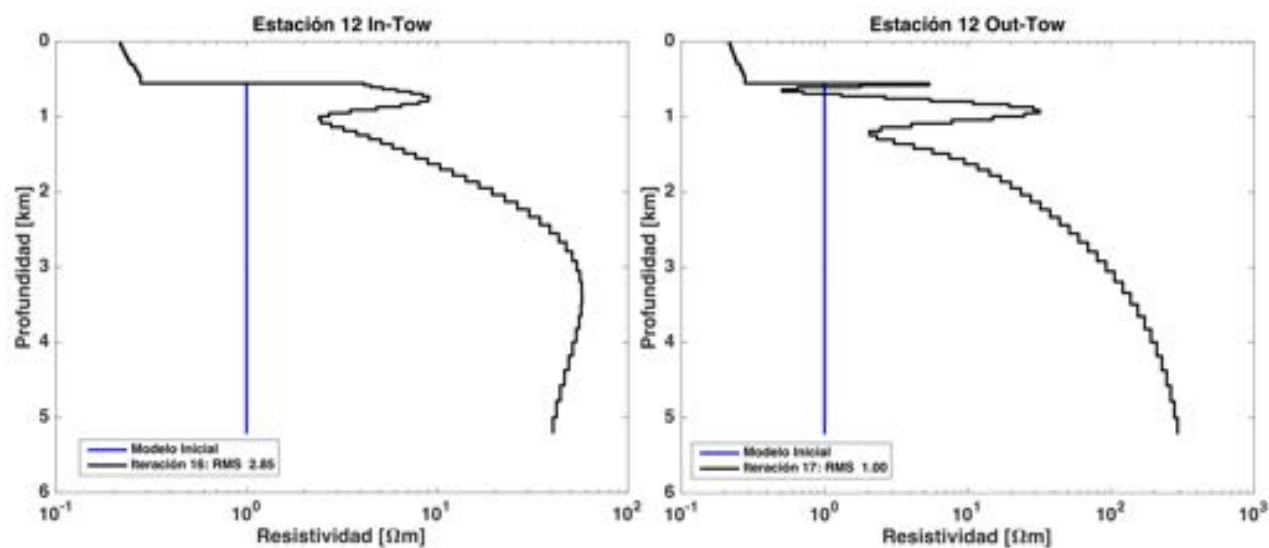
Los modelos de la estación 6 se comportan como el contacto vertical visto en el capítulo 5



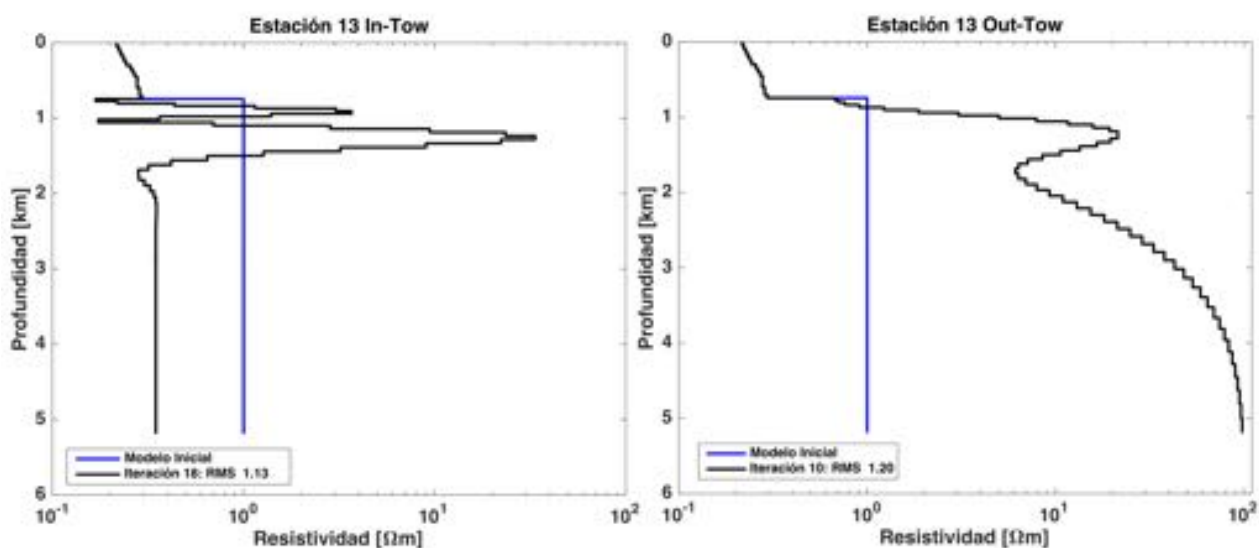
Solamente se tuvo la porción *in-tow*. La variación que se observa en las primeras capas no coincide con el modelo 2D, sin embargo, se recupera la resistividad de la estructura Gr a una profundidad de 2 km.



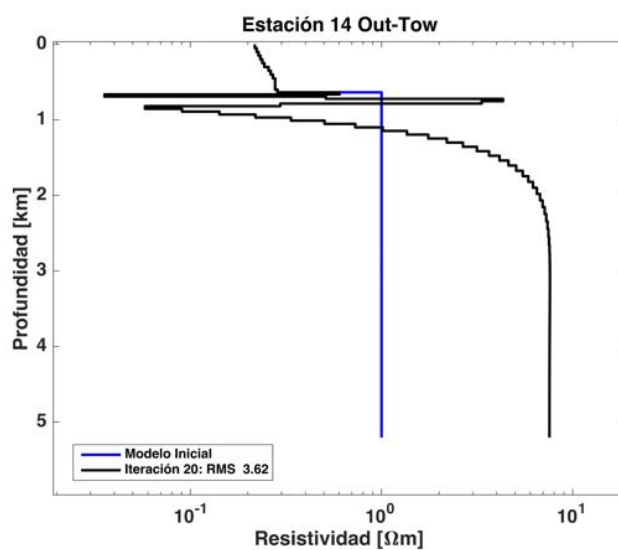
Los modelos obtenidos de la estación 11 no muestran similitudes con el modelo 2D, es probable que se deba a problemas de dimensionalidad ocasionados por el contacto entre las estructuras Fr, Ic y Gr.



Los modelos de la estación 12 coinciden con el modelo 2D. En el caso de la porción *in-tow* el modelo es sensible a la estructura Er, mientras que la porción *out-tow* muestra tanto la capa que corresponde a la estructura Cc para después aumentar su resistividad por la estructura Fr.



La porción *in-tow* de la estación 13 no coincide con el modelo 2D. No obstante, la inversión de los datos *out-tow* es mas auge y muestra en la primera capa lo correspondiente a la estructura Ac, para despues aumentar la resistividad gradualmente hasta detectar la estructura Er, la diminución de la resistividad a casi 2 km de profundidad se puede deber al efecto de Bc en los datos, sin coincidir en profundidades.



La variación en la resistividad eléctrica del modelo *out-tow* de la estación 14 coincide en cierto rango con los valores de la estructura Ac. El aumento gradual de la resistividad hasta un valor de $7 \Omega m$ a partir del km de profundidad coincide con el modelo 2D.