

**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**

---

**Estudio magnetotelúrico en el norte del Golfo de California**

Tesis

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

Presenta:

**Thalia Anaid Avilés Esquivel**

Ensenada, Baja California, México

2016

Tesis defendida por

# **Thalia Anaid Avilés Esquivel**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna  
Director del Comité

Dr. Steven Constable

Dr. Enrique Gómez Treviño

Dr. Antonio González Fernández

Dra. M. del Pilar Sánchez Saavedra



---

Dr. Juan García Abdeslem  
Coordinador del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

Dra. Rufina Hernández Martínez  
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Thalia Anaid Avilés Esquivel como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra.

## **Estudio magnetotelúrico en el norte del Golfo de California**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna

Se presentan resultados de los primeros datos magnetotelúricos (MT) marinos realizados en el norte del Golfo de California. Este estudio es parte del proyecto del gobierno Federal Mexicano para investigar fuentes de energía renovable. El objetivo de este trabajo es describir en términos de la resistividad eléctrica la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca Consag, así como las zonas conductoras asociadas a sistemas hidrotermales, las cuales potencialmente representan una fuente de energía geotérmica. Se arrojaron 13 estaciones de MT marino, distribuidos en dos perfiles, se registró campo eléctrico horizontal y campo magnético horizontal durante 18 días. Las estaciones tuvieron una separación de 8.5 km aproximadamente y estuvieron a profundidades que variaban de 30 a 210 m. Se obtuvo el tensor de impedancias complejo para períodos de 0.1 a 4100 s. Las respuestas observadas fueron invertidas con un algoritmo de inversión 2D, utilizando elemento finito, con condiciones de suavidad y considerando las resistividades aparentes de los modos TM y TE. Los resultados muestran buenos ajustes entre los datos observados y los calculados. La resistividad en el suelo oceánico muestra un conductor superficial asociado a 7 km de sedimentos que cubren la cuenca. Dos sondeos de MT marino con resistividades anormalmente bajas están localizados cerca de zonas con altos flujos de calor. Estimamos que incrementos de 60°C en la temperatura y/o 200% más en la concentración de sal podrían generar estas bajas resistividades. Posiblemente el resultado más interesante de esta investigación es un cuerpo conductor cuasi-vertical ubicado debajo del depocentro de la cuenca, el cual se extiende hasta 40 km de profundidad. La baja resistividad del conductor es interpretada como material en estado de fusión parcial, es decir, la presencia de magma alimentando la nueva corteza oceánica en esta zona incipiente de acreción.

Palabras Clave: **Magnetotelúricos marinos, Golfo de California, anomalías , resistividad**

Abstract of the thesis presented by Thalia Anaid Avilés Esquivel as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Geophysics Science in Earth Science with orientation in Geophysical Science.

### **Magnetotelluric marine research in the north of the Gulf of California**

Abstract approved by:

---

Dr. Carlos Francisco Flores Luna

The results of the first marine magnetotelluric (MT) study in the northern part of the Gulf of California are presented. This study is part of a federal effort searching renewable energy. The objective of this survey is to describe the electrical resistivity distribution along the transitional zone between the Wagner and Consag basins and describe the conductivity zones associated with hydrothermal systems, which represent a potential geothermal source. A total of 13 MT stations were deployed, recording the two horizontal natural electric and magnetic fields during 18 days. The stations had an average separation of 8.5 km and were located at water depths from 30 to 210 m. Data processing rendered complex impedance tensors for periods from 0.1 to 4100 s. The observed earth responses were inverted with a smooth-structure, finite-element, two-dimensional algorithm considering the apparent resistivity and phases of both TM and TE modes, obtaining good fits between observed and calculated data. The estimated subsurface resistivity shows a shallow conductor associated with the approximately 7 km-thick basin sediments. Despite the large separation between sites, two MT soundings, located close to zones of high heat flow, gave anomalously low shallow resistivities. It is estimated that increases of 60 °C in temperature and/or 200 % in hydrothermal salinity could produce such low resistivities. Located under the basin depocenter and extending to a depth of 40 km the model shows another conductor with a quasi-vertical trend. The low resistivity of this conductor is interpreted as produced by partial fusion, i.e. the presence of magma feeding the formation of new oceanic crust in this incipient continental rifting. This might be the most interesting result of this work.

Keywords: **Magenetotelluric marine data, Gulf of California, anomalies, resistivity**

## Dedicatoria

*A Ensenada, esta bella tierra que me ha ayudado a florecer y transformarme. A la semilla y a la tierra que me dieron la vida, me vieron nacer y crecer*

## Agradecimientos

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por el apoyo económico que me brindó para realizar mis estudios de posgrado.

Al **Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada**, por la valiosa formación académica que recibí y los recursos que me proporcionó.

Al **Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo)** por todo el apoyo otorgado para realizar mis estudios de maestría.

Al apoyo económico y de logística que recibí por parte de **UC MEXUS - CICESE** para poder complementar mis estudios en una institución extranjera.

Al **Dr. Carlos Francisco Flores Luna**, mi director de tesis por aceptarme como estudiante, por guiarme, por su confianza, tiempo y el valioso conocimiento transmitido.

A mis sinodales: Dr. Treviño, Dr. Antonio González, Dra. M. del Pilar Sánchez y Steve Constable por su valiosa enseñanza y aportaciones a mi trabajo de tesis.

To Steve Constable for the opportunity to work with you and your group, for all the support that you gave me, to Cathy Constable for being an example of a very nice, happy and successful woman.

Quiero agradecer a todos mis maestros de la División de Ciencias de la Tierra de CICESE que a través de sus enseñanzas aprendí sobre mi profesión. Además, porque han sembrado en mi más curiosidad y amor a la geofísica, porque me dieron un gran ejemplo de humildad y sencillez.

To Peter Kannberg, Dallas Sherman and Iris Mccrary for your help during my stay in Scripps.

Al personal administrativo y técnico por su disposición para apoyarme siempre que lo he necesitado, especialmente a Celica Cuevas, Ana Rosa Soto Rincón, Martín Pacheco Romero y Humberto Benítez Pérez.

Al personal de intendencia por preservar en buenas condiciones nuestro lugar de trabajo.

Querida Valeria, muchas gracias por estar, por apoyarme, por impulsarme a irme de intercambio. Gracias por tu alegría, confianza y amor a la vida.

Queridos amigos: Luis Ochoa, Adrian León, Gabriel Mejia, Leandro Pérez, Radha Flores, Cristina Garcia, Samuel, Joshua Bautista, Sebastián Cervantes, Anita Guevara, Javier Avendaño, Angel Ojeda, Sra Mirna Tinajero y su familia, Sra Dolores Paredes y sus peques, la vida junto a ustedes ha sido rica en alegrías y apoyo. A Martha y Rebeca por su alegría y todas las cosas que me enseñan cuando las escucho.

To all my friends in San Diego specially to Nancy Richarson who made me feel at home during my time in San Diego, to Barbara, to Patricia, to Alfonso for all your love and support, to my dear diligent friend Thuy Tien for all the adventures that we took, for your courage.

A mis abuelos, a mis ancestros, a las y los que abrieron camino, a mis hermanos, a mi tía Tere por su saber estar. Gracias de corazón.

A Francisco Chacón Hernández por el tiempo de tu compañía, por el gran apoyo que me brindaste para seguir con mi crecimiento personal y profesional.

A Martín por toda la alegría compartida, por tu apoyo y por saber estar.

Gracias a la vida, al aliento de mi vida por la valentía, la fortaleza y la fe. Gracias profundamente al pueblo de México, a todos los que hacen posible a través de su trabajo que yo pudiera acceder a educación, a un programa de posgrado, los tengo presentes.

# Tabla de contenido

Página

<b>Resumen en español</b>	<b>ii</b>
<b>Resumen en inglés</b>	<b>iii</b>
<b>Dedicatoria</b>	<b>iv</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>v</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>ix</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>xv</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Marco Geológico . . . . .	2
1.1.1. Cuencas del Norte del Golfo de California . . . . .	4
1.2. Estudios previos . . . . .	6
1.2.1. Batimetría . . . . .	6
1.2.2. Flujo de Calor . . . . .	7
1.2.3. Estudios de gravimetría y magnetometría . . . . .	7
1.2.4. Profundidad del Moho . . . . .	10
1.3. Objetivos y metas . . . . .	11
<b>2. Método Magnetotelúrico Marino</b>	<b>12</b>
2.1. Base teórica del método magnetolúrico . . . . .	12
2.1.1. Ecuaciones fundamentales del método magnetotelúrico . . . . .	12
2.1.2. Skin Depth . . . . .	14
2.1.3. Tensor de Impedancia . . . . .	15
2.1.4. Resistividad aparente . . . . .	16
2.1.5. Modo transversal eléctrico y transversal magnético . . . . .	16
2.1.6. Invariantes del tensor magnetotelúrico . . . . .	18
2.2. Magnetotelúrico marino . . . . .	19
2.2.1. Atenuación en la capa marina . . . . .	19
2.2.2. Corriente vertical en el suelo oceánico . . . . .	20
2.2.3. Efecto de costa y batimetría . . . . .	21
2.3. Inversión OCCAM . . . . .	22
2.4. Instrumentación . . . . .	23
<b>3. Adquisición y procesamiento de datos magnetotelúricos marinos</b>	<b>28</b>
3.1. Adquisición de datos . . . . .	28
3.2. Procesamiento de datos . . . . .	28
3.2.1. Problema de la orientación de las brújulas de los receptores y su solución . . . . .	32
3.3. Inversion 2D . . . . .	33
<b>4. Resultados</b>	<b>35</b>
4.1. Diagramas polares . . . . .	35
4.2. Inversiones 2D . . . . .	37
4.2.1. Inversión 2D del perfil PEM-1 . . . . .	38
4.2.1.1. Inversiones de los modos TE y TM por separado . . . . .	42

## Tabla de contenido (continuación)

4.2.2.	Inversión 2D de perfil PEM-2 . . . . .	43
4.3.	Pruebas de sensibilidad . . . . .	45
4.4.	Estimación de la resistividad promedio en ventanas de profundidad . .	53
4.5.	Interpretación de ambos perfiles . . . . .	54
<b>5.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>63</b>
	<b>Lista de referencias bibliográficas</b>	<b>65</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Centros de dispersión del fondo oceánico y cuencas en el Golfo de California. En el centro y sur del Golfo se observan centros de dispersión bien definidos, a diferencia del norte del Golfo de California. Figura tomada de González-Escobar <i>et al.</i> (2014). . . . .	3
2. Figura modificada de Martín-Barajas <i>et al.</i> (2013). Estructuras del norte del Golfo de California con base en los datos sísmicos de Petróleos Mexicanos (PEMEX). Los puntos negros representan la ubicación de los receptores marinos de MT (OBEMs), la cruz negra es el receptor MT marino cuyos datos no se utilizaron. Las líneas rojas son los perfiles de MT marino (PEM-1 y PEM-2), las cuales coinciden con líneas sísmicas procesadas por González-Escobar <i>et al.</i> (2009) y Persaud <i>et al.</i> (2003) respectivamente. . . . .	5
3. Los datos de batimetría se obtuvieron de la ecosonda hidrográfica del crucero de exploración del 2015 realizado en el norte del Golfo de California. La batimetría mostrada es una interpolación realizada a partir de los datos procesados por Díaz Méndez <i>et al.</i> (1999) . . . . .	6
4. Los datos magnéticos de las campañas de GOLFO 1981, GOLFO 1984 y del crucero HYPO-1MV. Las bases de datos fueron obtenidas de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), NGDC (National Geophysical Data Center), y Marine geology and geophysics. El patrón de fallas fue tomado de Martín-Barajas <i>et al.</i> (2013). . . . .	9
5. Resultados de Pérez (1980). a) Campo magnético [nT] b) Anomalía de Bouguer [mGal], en la parte central del perfil PEM-1 se observa un alto en la anomalía de Bouguer relacionada con un cuerpo intrusivo. . . . .	10
6. Medio 2D. En azul el rumbo geoelectrico. El campo eléctrico en el modo TM es perpendicular al rumbo. En el modo TE el campo eléctrico es paralelo al rumbo. Figura donada por Steve Constable. . . . .	18
26figure.caption.14	
27figure.caption.15	
9. Espectrograma de los canales Hx, Hy, Ex y Ey del sondeo 08, están en unidades de cuentas. La frecuencia de muestreo fue 125 Hz. Los altos valores en las frecuencias altas se asocian a ruido o al paso de fuente controlada (CSEM). . . . .	31
10. La función de tranferencia derivada de cinco estaciones se muestra en línea roja y la líneas azules son los eigenvalores. Entre 0.7s y10s existe la menor sepración entre las líneas rojas y los eigenvalores lo que se traduce como la existencia de ruido coherente. A períodos más grandes la separación entre las líneas aumenta, asociado a la ausencia de ruido coherente . . . . .	33
11. Diagramas polares para todas las estaciones en función del período (s). La línea roja corresponde al valor absoluto de Zxx y la línea azul el valor absoluto de Zxy, el norte geográfico está hacia arriba. . . . .	36

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
12. Valores de skew en función del período para los 13 sondeos de MT marino. La línea horizontal se encuentra en 0.2, valores mayores a ella denotan efectos 2D o 3D. . . . .	37
13. Error de ajuste contra la rugosidad de los modelos de inversión 2D de MT marino (curvas L, las unidades son arbitrarias). a) Es la curva correspondiente al perfil PEM-1, b) Es la curva correspondiente al perfil PEM-2. La rugosidad tiene unidades de resistividad sobre longitud y el error tiene unidades de resistividad. . . . .	38
14. Modelo de inversión 2D del perfil PEM-1. Iteración 5, con un error de ajuste de 2.17. El eje vertical muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical del perfil es de 0.82x. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo central, d) conductor profundo oriental. . . .	40
15. Diagrama de la estructura del subsuelo oceánico del perfil transversal González-Escobar <i>et al.</i> (2009). Las líneas discontinuas representan el basamento acústico, en color rojo las fallas principales, en color negro las fallas menores. En el eje vertical se muestra el tiempo doble de viaje y en el horizontal la ubicación de los OBEMs. Una estimación rápida de la profundidad se puede obtener multiplicando el tiempo doble de viaje por un factor de 1.3. . . .	40
16. Comparación entre las resistividades aparentes y fases observadas y las calculadas del modelo. Iteración 5, error de ajuste de 2.17. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente $Z_{xy}$ (el modo TE), mientras que el color rojo se refiere a la componente $Z_{yx}$ (modo TM) ambos en unidades de $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas gráficas es el período en escala logarítmica (s). . . .	41
17. Modelo de inversión 2D del modo TE del perfil PEM-1. Iteración 4, con un error de ajuste de 1.95. El eje vertical muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical del perfil es de 0.82x. Las letras denotan algunas de las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero. . . . .	42

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
18. Modelo de inversión 2D del modo TM del perfil PEM-1. Iteración 4, con un error de ajuste de 1.78. El eje vertical muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical del perfil es de 0.82x. Las letras denotan algunas de las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductivo somero, b) resistivo somero. . . . .	43
19. Modelo de inversión 2D del perfil PEM-2. Iteración 4, con un error de ajuste de 1.78. El eje vertical se muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a2) conductivo somero II, b2) resistivo somero II, c2) conductor profundo central II. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical es 0.79x. . . . .	44
44figure.caption.28	
21. Respuestas del modelo de inversión del perfil PEM-2, iteración 4, error=1.78. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas se refieren al ajuste del modelo 2D. El color azul representa la componente $Z_{xy}$ (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente $Z_{yx}$ (modo TM) ambos en unidades de $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). . . . .	45
22. Modelo de sensibilidad para corroborar el ajuste de los datos a una capa conductora más delgada abajo del sondeo 4 en el perfil PEM-1, dentro de la capa conductora (a). Se simuló una estructura de 0.27 $\Omega.m$ y otra de 3.24 $\Omega.m$ , las cuales están señaladas con la flecha. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductivo somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad aparente ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. . . . .	48

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
23. Respuesta del modelo directo para corroborar el ajuste de los datos a una capa conductora más delgada abajo del sondeo 4 en el perfil PEM-1, dentro de la capa conductora (a). Se simuló una estructura de $0.27 \Omega.m$ y otra de $3.24 \Omega.m$ dentro de la capa a. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente $Z_{xy}$ (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente $Z_{yx}$ (modo TM) ambos en unidades de $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). . . . .	49
24. Modelo directo que simula la continuación de la capa conductora entre los sondeos 12 y 14, señalada con una flecha. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical es $0.82x$ . . . . .	50
25. Respuestas de las curvas en los sondeo 6 y 10, del modelo directo que simula una capa conductora continua a lo largo de todo el perfil PEM-1. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente $Z_{xy}$ (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente $Z_{yx}$ (modo TM) ambos en unidades de $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). En el sondeo 14 se observa un desajuste evidente entre el modelo y los datos. . . . .	50
26. Modelo directo para corroborar el ajuste de los datos a un conductor profundo debajo de los sondeos 6 y 10 del perfil PEM-1. Se simuló una estructura de $100 \Omega.m$ donde se encuentra la estructura c. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad aparente ( $\rho_{\alpha}$ ) se encuentra en escala logarítmica. . . . .	51

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
27. Respuestas del modelo directo que simula una estructura de $100 \Omega.m$ donde se encuentra el conductor profundo. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente $Z_{xy}$ (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente $Z_{yx}$ (modo TM) ambos en unidades de $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). Las respuestas son solamente sensibles sobre en el sondeo 10. El modo TE muestra un mejor ajuste, mientras que el modo TM se aleja del ajuste inicial. Se observa también un desajuste en la fase del modo TM. . . . .	51
28. Modelo directo para corroborar el ajuste de los datos al conductor profundo oriental, debajo del sondeo 15 del perfil PEM-1. Se simuló una estructura de $100 \Omega.m$ donde se encuentra la estructura d. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) se encuentra en escala logarítmica . . . . .	52
29. Respuestas del modelo directo que simula una estructura de $100 \Omega.m$ donde se encuentra el conductor oeste profundo (estructura d). Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente $Z_{xy}$ (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente $Z_{yx}$ (modo TM) ambos en unidades de $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). La sensibilidad a este cuerpo se observa en los períodos grandes del sondeo 15, la resistividad de los modos TM y TE incrementan, disminuyendo el ajuste con los datos. También se observa un ligero cambio en la fase de TM. . . .	52
30. Se calculó la resistividad promedio para cada sondeo utilizando la metodología de (?). Los resultados muestran que la distribución de la conductividad promedio de 5 de los 9 sondeos del PEM-1, con un intervalo de confianza del 95 %. El sondeo 10, es el que muestra una disminución importante de la conductividad a partir de los 10 km de profundidad. . . . .	53

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
31. El modelo de resistividad es el resultados de la inversión 2D del Perfil PEM-1 con datos MT marinos. Los puntos blancos denotan la profundidad de los gradientes de resistividad más altos en la capa conductora. La línea negra es la profundidad del basamento acústico González-Escobar <i>et al.</i> (2009). La línea puntuada roja la profundidad del Moho calculada por Lewis <i>et al.</i> (2001). En la figura puede observarse que la profundidad de los cambios en resistividad no está directamente relacionada con la profundidad del basamento acústico. . . . .	56
32. Los puntos negros son los sondeos MT marinos (OBEMs), el patrón de fallas es de Martín-Barajas <i>et al.</i> (2013) y los valores de flujo de calor de Prol-Ledesma <i>et al.</i> (2013). Obsérvese los flujos de calor más altos alineados en dirección NW-SE y cercanos al sondeo 11. . . . .	57
33. Diagrama de Keller y Frischknecht (1966), donde se muestra la resistividad en función de la concentración de NaCl y de la temperatura ( $^{\circ}C$ ). Considerando una concentración de salinidad constante, y comenzando con una temperatura del fondo marino de $15^{\circ}C$ (comunicación oral Florian Neuman 2015), la disminución de la resistividad de $0.85$ a $0.32 \Omega.m$ se explica por un aumento de la temperatura de $60^{\circ}C$ . Si la temperatura permanece constante y sólo cambia la salinidad un incremento de está de $9$ a $29$ g/l, es necesario para explicar el cambio de resistividades. Si el decremento de la resistividad es debida a una combinación de temperatura y salinidad, cualquier punto dentro del área marcada en azul explicaría el cambio. . . .	58
34. Límites de resistividad inferior y superior de Hashin-Shtrikman. En el eje vertical se encuentran los valores de la resistividad efectiva contra la porosidad. Los resultados de muestran que la porosidad prodría variar de $8$ a $70$ % lo cual no tiene mucho sentido físico. . . . .	62

## Lista de tablas

Tabla

Página

1. En la tabla se muestra el número del sondeo de MT marino, su localización geográfica y la profundidad. . . . . 29

## Capítulo 1. Introducción

---

El Gobierno Federal de México propuso dentro de su Plan Nacional de Desarrollo hacia el 2020 generar el 20% de su energía a partir de fuentes alternas. Con este fin, en 2013 la Secretaría de Energía creó el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo), el cual está formado por 23 instituciones académicas, más empresas y entidades gubernamentales. Entre sus objetivos son desarrollar proyectos que permitan el aprovechamiento de la energía geotérmica y promover la formación de recursos humanos en este rubro (Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica., 2014).

La energía geotérmica es la energía térmica que se produce y/o se almacena en el interior de nuestro planeta y cuya fuente puede ser: 1) El calor remanente de hace 4 mil 500 millones de años cuando se formó la Tierra y/o 2) el decaimiento radioactivo de isótopos contenidos en las rocas de la Tierra. Los recursos geotérmicos se pueden clasificar en sistemas convectivos (o hidrotermales), sistemas conductivos y acuíferos profundos (Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica., 2014).

Este trabajo de tesis 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", el cual es liderado por el Dr. Antonio González Fernández. En este proyecto se tomaron datos magnetotelúricos (MT) marinos en el norte del Golfo de California cuya adquisición y análisis se realizó en colaboración con CICESE y el laboratorio de Electromagnéticos Marinos del Instituto Scripps de Oceanografía en San Diego, EUA.

Entre los antecedentes que motivan la exploración de energía geotérmica en el norte del Golfo de California son los altos gradientes de calor encontrados por Henyey y Bischoff (1973) y Prol-Ledesma *et al.* (2013), así como su ubicación tectónica, la cual es similar a los campos geotérmicos de Cerro Prieto y los localizados cerca de Salton Sea en California.

## 1.1. Marco Geológico

El Golfo de California es un sistema de rift extensional oblicuo, localizado en los límites de transición entre la Placa de Norte América y del Pacífico (Larson *et al.*, 1972). El rift de California está conformado por un complejo sistema de fallas transformantes normales que se extienden desde San Francisco California, EUA hasta la entrada del Golfo, formando el sistema de fallas San Andrés-Golfo de California (Alvarez *et al.*, 2009).

El sistema de fallas San Andrés-Golfo de California presenta centros de dispersión bien localizados en el centro y sur del Golfo (Figura 1). En la boca del Golfo de California se ha formado corteza oceánica desde hace 3.5 Ma aproximadamente (Lonsdale, 1989), en contraste con el norte del Golfo donde se observan centros de dispersión incipiente, pobremente localizados debido a una capa gruesa de sedimentos de mediados del Mioceno y del Pleistoceno (<12 Ma) depositados por el río Colorado. Los sedimentos del norte del Golfo de California alcanzan de 6 a 7 km de espesor (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar *et al.*, 2009), lo cual impide observar anomalías magnéticas (Klitgord *et al.*, 1974; Pérez, 1980; Sanchez *et al.*, 1991).

El norte del Golfo de California y Salton Trough están conformados por dos tipos de cuencas, las cuencas activas y las no activas. Las cuencas activas son: Salton Trough, Cerro Prieto, Wagner, Consag, y Delfín. Mientras que las cuencas inactivas son el sistema de cuencas Tiburón-Tepoca-Altar (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Martín-Barajas *et al.*, 2014), pero ambos grupos de cuencas tienen diferentes procesos de rift y ruptura continental (Martín-Barajas *et al.*, 2013).

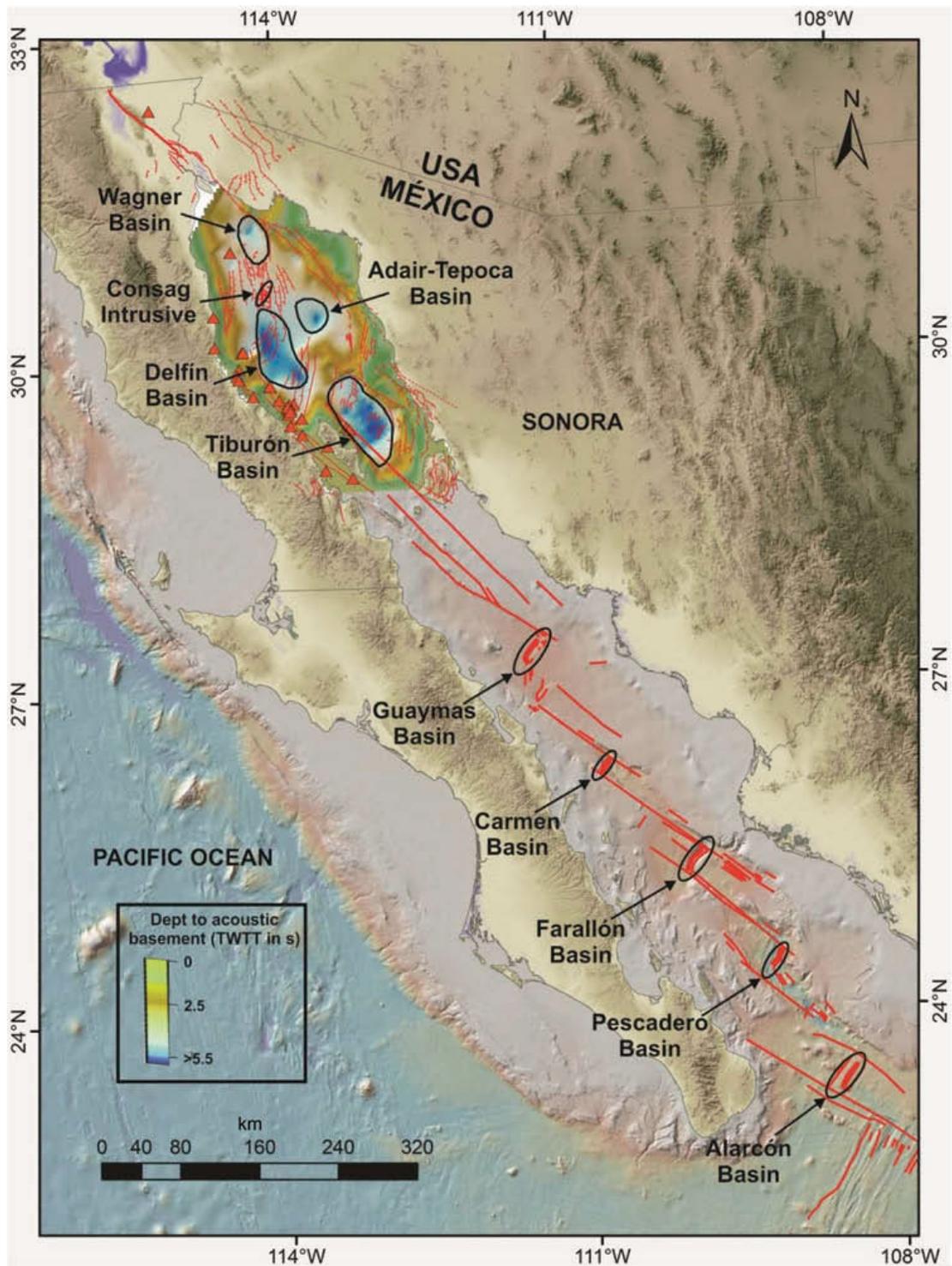


Figura 1: Centros de dispersión del fondo oceánico y cuencas en el Golfo de California. En el centro y sur del Golfo se observan centros de dispersión bien definidos, a diferencia del norte del Golfo de California. Figura tomada de González-Escobar *et al.* (2014).

### 1.1.1. Cuencas del Norte del Golfo de California

En el norte del Golfo de California la cuenca Consag y la cuenca Wagner, son dos centros de dispersión incipiente, las cuales tienen un papel importante en el proceso tectónico de acomodar esfuerzos (González-Escobar *et al.*, 2010). Las cuencas Consag y Wagner fueron descritas por Henyey y Bischoff (1973). Posteriormente, Persaud *et al.* (2003) procesaron líneas sísmicas del crucero Ulloa 99, en este trabajo sugieren que la cuenca Consag podría ser una estructura pull-apart en el sistema escalonado izquierdo de las fallas transformes del norte del Golfo de California.

El área de estudio donde se realizó esta investigación (Figura 2) fue descrita como una zona de transición entre la cuenca Consag y la cuenca Wagner (González-Escobar *et al.*, 2010; Martín-Barajas *et al.*, 2013). Martín-Barajas *et al.* (2013) publicaron el mapa donde reportan la localización de las fallas del norte del Golfo de California (Figura 2), la cuenca Consag está delimitada por dos fallas de orientación casi N-S, al oeste por la falla Consag y al este por la falla Wagner.

González-Escobar *et al.* (2014) procesaron tres perfiles sísmicos a 20 km al sur de nuestra zona de estudio; los resultados muestran un cuerpo de mayor velocidad por debajo de la secuencia sedimentaria y sugieren que este cuerpo podría estar asociado al desarrollo de nueva corteza oceánica. La zona más cercana donde se ha identificado corteza oceánica respecto al norte del Golfo de California es en la cuenca Guaymas (Larson *et al.*, 1972).

El espesor de sedimentos en las cuencas del norte del Golfo de California alcanza entre 6 y 7 km de espesor (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar *et al.*, 2009). El efecto de los depósitos sedimentarios en las cuencas del norte es actuar como aislantes térmicos, que inhiben la disipación de calor proveniente del manto (Davis *et al.*, 1999; Stein y Fisher, 2003), el alto flujo de calor transmitido por convección a través de sistemas hidrotermales podría provocar zonas de ruptura dúctiles en la corteza inferior (Kusznir y Park, 1987; McKenzie *et al.*, 2000).

Martín-Barajas *et al.* (2014) realizaron una interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión en la cuenca Delfín Superior, donde localizaron actividad volcánica de compo-

sición riolita y andesita en el margen peninsular y en las cuencas activas, este material define una posible zona con corteza oceánica. En general concluyen que la gruesa capa sedimentaria controla el ascenso y la diferenciación del magma basáltico, además contribuye a la formación de nueva corteza, compuesta de rocas intrusivas y volcánicas intercaladas en la secuencia sedimentaria y metasedimentaria de las cuencas activas del norte del Golfo de California.

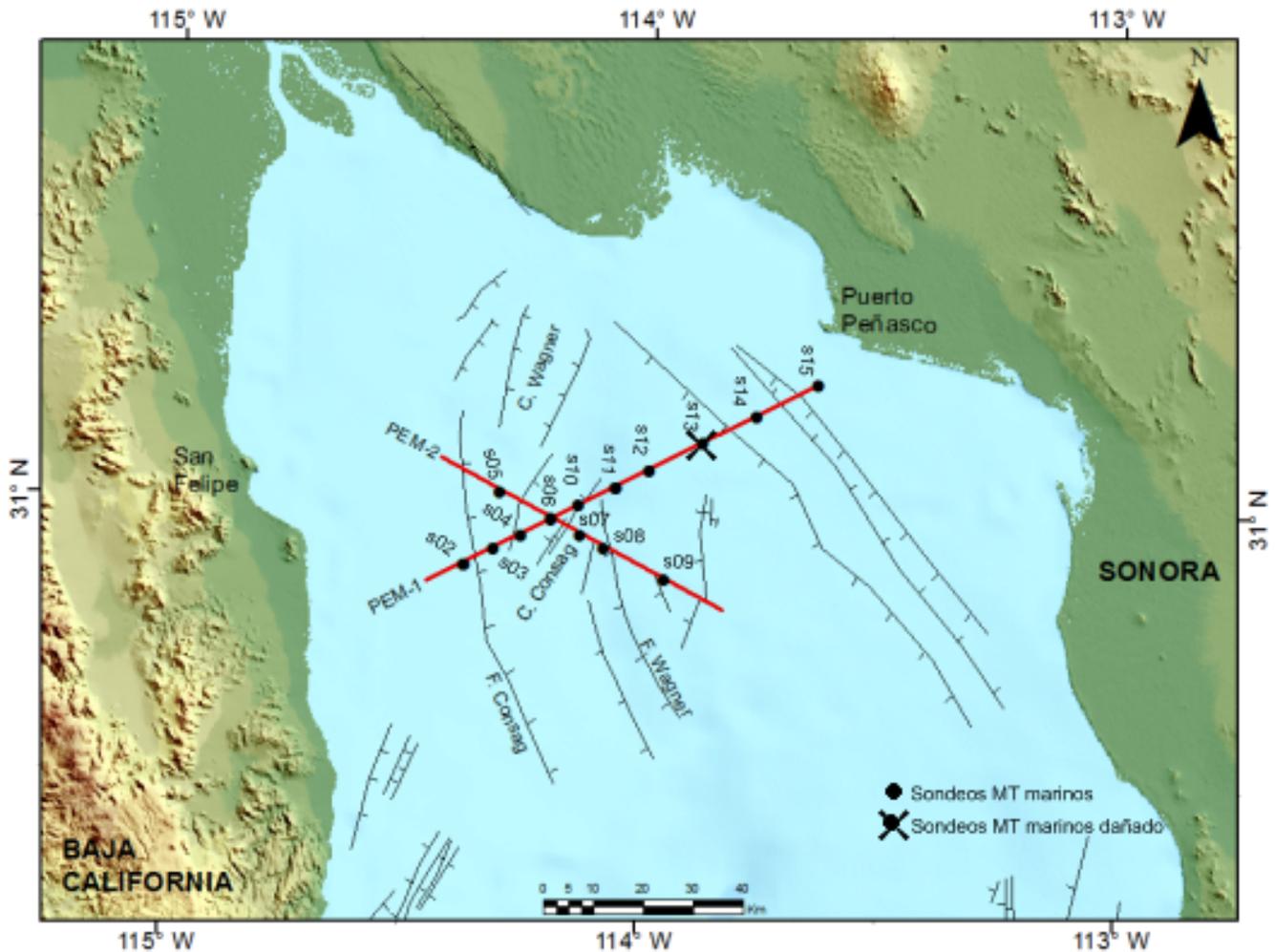


Figura 2: Figura modificada de Martín-Barajas *et al.* (2013). Estructuras del norte del Golfo de California con base en los datos sísmicos de Petróleos Mexicanos (PEMEX). Los puntos negros representan la ubicación de los receptores marinos de MT (OBEMs), la cruz negra es el receptor MT marino cuyos datos no se utilizaron. Las líneas rojas son los perfiles de MT marino (PEM-1 y PEM-2), las cuales coinciden con líneas sísmicas procesadas por González-Escobar *et al.* (2009) y Persaud *et al.* (2003) respectivamente.

## 1.2. Estudios previos

### 1.2.1. Batimetría

Existen datos de batimetría en el norte del Golfo de California realizados por Alvarez *et al.* (2009), así como los hechos por Prol-Ledesma *et al.* (2013). Sin embargo, la batimetría de la zona de estudio se obtuvo a partir de los datos de la ecosonda hidrográfica utilizada simultáneamente durante la campaña de exploración del norte del Golfo de California del 2015. El mapa mostrado en la figura 3 se realizó con una interpolación a partir de los datos procesados por Díaz Méndez *et al.* (1999). Los sondeos 2, 14 y 15 están en las zonas más someras, aproximadamente entre 30 y 45 m. Mientras que los sondeos 6 y 10 estuvieron alrededor de 200 m de profundidad.

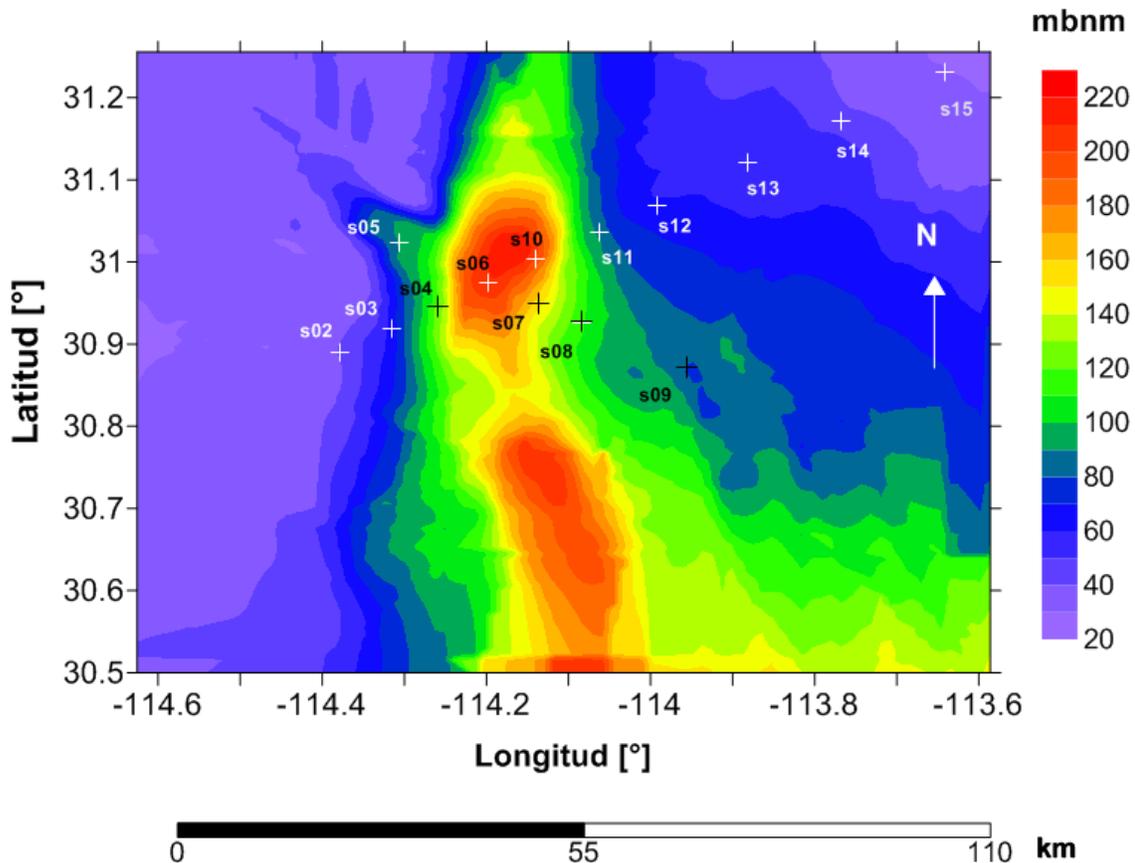


Figura 3: Los datos de batimetría se obtuvieron de la ecosonda hidrográfica del crucero de exploración del 2015 realizado en el norte del Golfo de California. La batimetría mostrada es una interpolación realizada a partir de los datos procesados por Díaz Méndez *et al.* (1999)

### 1.2.2. Flujo de Calor

Henry y Bischoff (1973) reportaron flujos de calor medidos en el norte del Golfo de California del orden de 63 a 92  $mW/m^2$ , Sanchez *et al.* (1991) calcularon valores alrededor de 126  $mW/m^2$  en esta misma área, a partir de datos magnéticos y del pozo más cercano que PEMEX perforó en el norte del Golfo de California, a aproximadamente 30 km de la zona de estudio. Los valores de flujo de calor calculados por Prol-Ledesma *et al.* (2013) en la cuenca Wagner y Consag varían de 16 a 15,436  $mW/m^2$ .

### 1.2.3. Estudios de gravimetría y magnetometría

Los registros de anomalías de campo magnético en las dorsales activas se muestran como máximos y mínimos, los cuales representan el tipo de polaridad del campo magnético para un tiempo determinado. En los centros de dispersión oceánica las rocas basálticas que salen en medio de la dorsal, al contacto con el mar se enfrían, y adquieren una magnetización remanente de acuerdo a la polaridad que tiene el campo magnético en ese momento. La sucesión simétrica de anomalías magnéticas positivas y negativas en ambos lados de una dorsal oceánica prueban la creación de nueva litósfera, cuyo proceso es ocasionado por la divergencia entre dos placas tectónicas (Lillie, 1999).

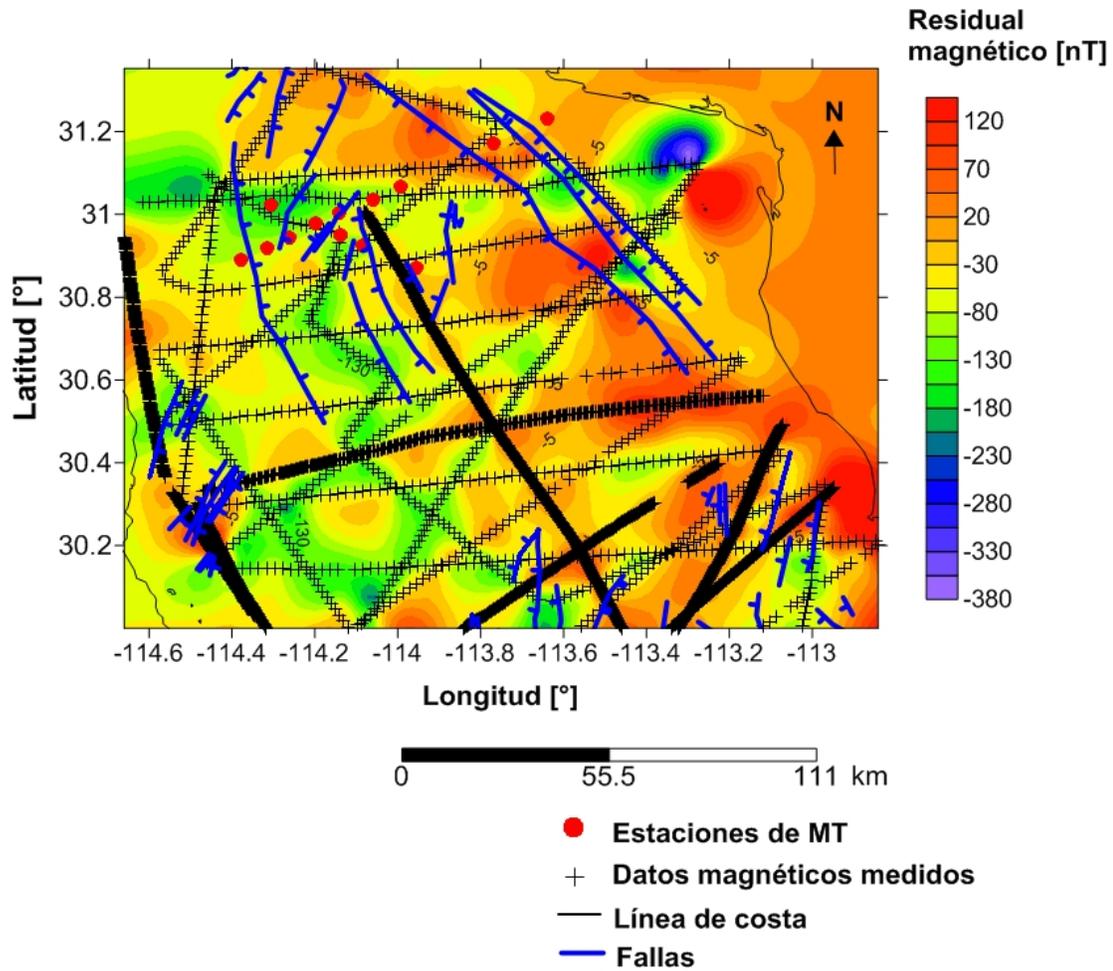
Klitgord *et al.* (1974) realizaron estudios de anomalías magnéticas en el norte y centro del Golfo de California con los datos recolectados por el buque oceanográfico *Velero IV* durante 1970 y 1971. Los resultados muestran ausencia de anomalías magnéticas que pueden estar relacionadas con procesos de polaridad, a estas zonas las llaman *quiet zones*. Ejemplos de sistemas de dispersión oceánica sin expresión de anomalías magnéticas son: La cuenca de Guaymas, el Golfo de Adén, el Atlántico Norte, al norte del mar Rojo entre otros (Levi y Riddihough, 1986). Larson *et al.* (1972) observaron que el común denominador de estas cuencas es una gruesa capa de sedimentos, por lo cual se cuestionó si los sedimentos juegan un papel importante en la disminución de la anomalía magnética en estos ambientes.

Levi y Riddihough (1986) proponen que en ambientes sedimentarios, con altas temperaturas y fluidos hidrotermales los basaltos que extrusionan se enfrían lentamente y permanecen más tiempo expuestos a los fluidos hidrotermales, tal que la roca basáltica

se altera y se produce una alta tasa de lixiviación del óxido de hierro, lo cual provoca la disminución de la anomalía magnética.

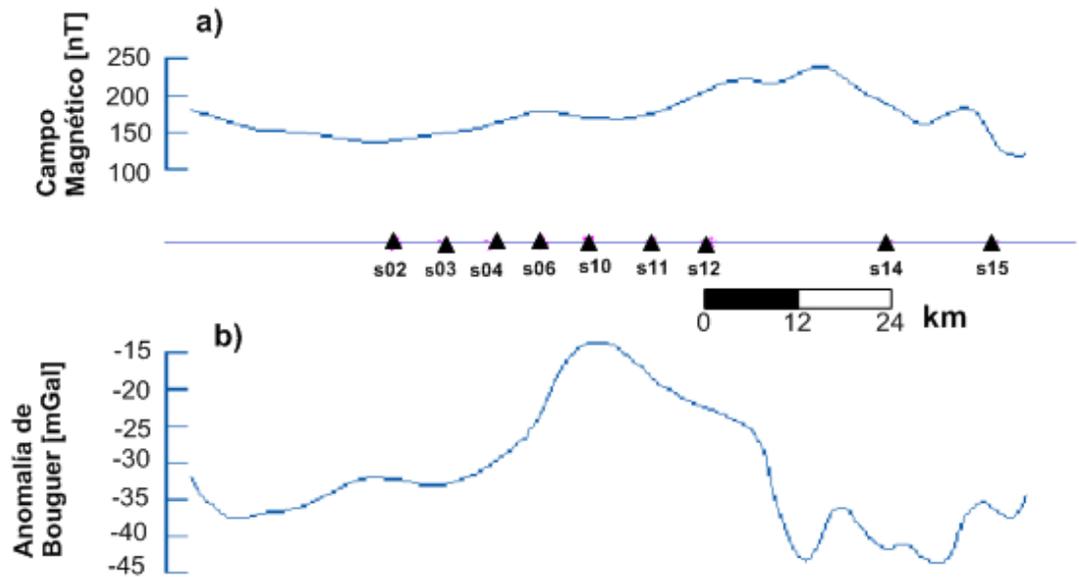
Las campañas de recolección de datos magnéticos en el Golfo de California fueron realizadas en 1981 y 1984, llamadas GOLFO 81 y GOLFO 84 respectivamente. Sanchez *et al.* (1991) analizaron estos datos para determinar la base y el techo de las fuentes magnéticas. En este estudio consideran que la base de la fuente magnética representa la isoterma del punto de Curie. Las profundidades promedio a la corteza magnetizada son de 11.5 km por debajo del nivel del mar. El punto de Curie lo consideran de 580 °C, con un gradiente térmico de 51.8 °C/ km, asumen una conductividad de 2.2 W/m°C, que da un promedio de 114 mW/m<sup>2</sup>. En la figura 4 se encuentra una malla del residual magnético obtenida a partir de los datos de Golfo 81, Golfo 84 y del crucero HYPO-1MV.

Además, Klitgord *et al.* (1974) encontraron una anomalía magnética (mayor a 20nT) asociada la falla de Cerro Prieto Sur, dentro del Golfo de California (Figura 4). Sin embargo, estos autores no dan una explicación de cuál puede ser la relación entre este alto magnético y el centro de dispersión de la cuenca Wagner. El sondeo 14 de MT marino se encuentra cercano al alto valor de residual magnético reportado por Klitgord *et al.* (1974).



**Figura 4:** Los datos magnéticos de las campañas de GOLFO 1981, GOLFO 1984 y del crucero HYPO-1MV. Las bases de datos fueron obtenidas de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), NGDC (National Geophysical Data Center), y Marine geology and geophysics. El patrón de fallas fue tomado de Martín-Barajas *et al.* (2013).

Los estudios de gravimetría de Pérez (1980) muestran un máximo en la anomalía de Bouguer (Figura 5) con valores entre -15 y -20 mGal, ubicados en la parte central de nuestra zona de estudio. Este autor mediante un análisis cuantitativo de los datos encuentra que existen cuerpos intrusivos con densidades entre 2.6 a 2.7 g/cm<sup>3</sup>, mientras que las densidades de los sedimentos son de 2.3 g/cm<sup>3</sup> aproximadamente. Los datos gravimétricos recolectados por Sanchez *et al.* (1991) muestran una anomalía de aire libre de 5 mGal en la zona central de la cuenca Consag y un mínimo gravimétrico al oeste de la falla de Cerro Prieto.



**Figura 5: Resultados de Pérez (1980). a) Campo magnético [nT] b) Anomalía de Bouguer [mGal], en la parte central del perfil PEM-1 se observa un alto en la anomalía de Bouguer relacionada con un cuerpo intrusivo.**

Pérez (1982) realizó una integración de los datos geofísicos y geológicos en un perfil en el norte del Golfo de California, donde asocia el cuerpo intrusivo encontrado como corteza oceánica, resultado de procesos de separación de la península de Baja California.

#### 1.2.4. Profundidad del Moho

El espesor de la corteza varía a lo largo del sistema San Andrés-Golfo de California, por ejemplo, en Salton Trough el espesor de la corteza es de 21-22 km aproximadamente, hacia el sur, debajo del Río Colorado es de 24 km aproximadamente (Parsons y McCarthy, 1996). Por su parte, Lewis *et al.* (2001) calcularon que el espesor de la corteza en el borde oeste de la península de Baja California es de 33 km aproximadamente con un máximo de 40 km en el centro de la península. Además, encontraron que en el margen oeste del Golfo de California (frente a las costas de San Felipe) el espesor es de 18 km aproximadamente, y entre 15-16 km en el margen este del Golfo, frente a las costas de Puerto Peñasco, Sonora. Estos autores indican que la profundidad del Moho a lo largo de los 135 km de ancho del Golfo de California no varían significativamente.

Lewis *et al.* (2001) proponen que los altos flujos de calor reportados en esta zona más la mínima variación del espesor de la corteza en el norte del Golfo de California podrían apuntar a que Salton Trough y el norte del Golfo de California podrían ser zonas con cortezas inferiores extensionales de baja velocidad de ondas sísmicas.

### **1.3. Objetivos y metas**

El objetivo principal de este trabajo es describir en términos de su resistividad eléctrica la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca Consag, estas cuencas se encuentran en el norte del Golfo de California. Se espera poder describir zonas conductoras asociadas a sistemas hidrotermales a nivel regional, así como conocer el límite entre los sedimentos y el basamento en lugares donde la interpretación sísmica de reflexión no sea posible. Los resultados de resistividad se integrarán con los datos de sísmica de reflexión, gravimetría, magnetometría y de flujo de calor para interpretar regionalmente zonas con potencial geotérmico y contribuir a la descripción de la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca Consag.

## Capítulo 2. Método Magnetotelúrico Marino

---

### 2.1. Base teórica del método magnetolúrico

Antes de explicar la fuente del método magnetotelúrico (MT) y el fenómeno físico que la provoca es importante explicar qué es el plasma. El plasma es un medio ionizado, que contiene cargas eléctricas libres, por lo tanto es eléctricamente conductor y capaz de responder a campos electromagnéticos (Chave y Jones, 2012).

La fuente para realizar los estudios de MT viene de un ambiente electromagnético, producido en la alta atmósfera terrestre por la interacción entre el plasma del viento solar con el campo magnético terrestre y los efectos ionizantes de la radiación solar (Chave y Jones, 2012). Todo esto interactúa como ondas hidrodinámicas que son capaces de propagarse hacia la Tierra a través de la atmósfera (Key, 2003).

La atmósfera por debajo de los 100 km es un aislante perfecto que permite la propagación vertical y descendente de las ondas electromagnéticas. Cuando las ondas tocan la superficie de la Tierra, parte de la energía es reflejada hacia el espacio y el resto penetra el subsuelo. Este campo se propaga hacia el interior de la Tierra e induce corrientes eléctricas (telúricas), las cuales generan campos magnéticos secundarios en donde existe un contraste de conductividades ( $\sigma$ ) del subsuelo (Key, 2003).

#### 2.1.1. Ecuaciones fundamentales del método magnetotelúrico

Las consideraciones o simplificaciones que se hacen para el método MT (Simpson y Bahr, 2005) son las siguientes:

- a) Obedece las leyes generales de Maxwell
- b) La Tierra no genera energía pero la absorbe y/o la disipa
- c) Todos los campos son conservativos, analíticos y están alejados de sus fuentes
- d) Está libre de cargas libres, es decir, se considera que no existen partículas con carga eléctrica que pueden moverse en todo el volumen libremente. Sin embargo, en una

Tierra multi dimensional las cargas se acumulan a lo largo de las discontinuidades lo cual genera *static shift*. Este fenómeno se observa como una corrimiento de la resistividad o bien una respuesta múltiplo de la resistividad

- e) Todas las variaciones en la permitividad eléctrica ( $\epsilon$ ) y la permeabilidad magnética ( $\mu$ ) de las rocas se omiten
- f) El comportamiento del campo electromagnético es cuasi estático para los sondeos de MT. Por lo tanto, las variaciones en tiempo de las corrientes de desplazamiento (incrementadas por los efectos de polarización) son menores comparadas con las variaciones temporales de las corrientes de conducción. Lo cual promueve que consideremos la inducción electromagnética como un proceso de difusión,  $\sigma \gg \epsilon\omega$
- g) A latitudes medias las ondas electromagnéticas que son fuente del MT son tratadas como ondas uniformes, ondas EM planas polarizables que inciden verticalmente sobre la Tierra. La suposición de que las ondas son planas es muy importante porque implica la invariancia temporal de la fuente (Simpson y Bahr, 2005)

Partiendo de las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}_f + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (2)$$

Donde  $\mathbf{H}$  es el campo magnético ( $\text{Am}^{-1}$ ),  $\mathbf{B}$  es la inducción magnética (T),  $\mathbf{E}$  es el campo eléctrico ( $\text{Vm}^{-1}$ ),  $\mathbf{D}$  es el desplazamiento eléctrico ( $\text{Cm}^{-2}$ ),  $\mathbf{J}_f$  es la corriente.

Si consideramos un medio isotrópico, las ecuaciones constitutivas son:

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}, \quad (3)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (4)$$

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

donde  $\epsilon$  es la permitividad eléctrica ( $\text{Fm}^{-1}$ ) y denota la facilidad de un material a polarizarse al someterse a un campo eléctrico externo;  $\mu$  es la permeabilidad magnética ( $\text{Hm}^{-1}$ ) y es la resistencia de un material para dejar pasar a través de él un campo magnético; y  $\sigma$  es la conductividad eléctrica ( $\text{Sm}^{-1}$ ) que es la capacidad de un material para conducir corriente eléctrica.

Se desea obtener dos ecuaciones, una para el campo eléctrico y otra para el campo magnético que describan el comportamiento de dichos campos de manera independiente. Para llegar a la ecuación 6, se parte de la ley de Faraday, se sustituye el vector de inducción magnética ( $\mathbf{B}$ ) por  $\mathbf{H}$  de la ecuación 4. El rotacional del campo magnético ( $\nabla \times \mathbf{H}$ ) se sustituye con los valores de la ecuación de Ampere (ecuación 2). Dado que se desea tener una ecuación que solo dependa del campo eléctrico, se utilizan las ecuaciones 3 y 5 para sustituir los vectores  $\mathbf{J}$  y  $\mathbf{D}$  respectivamente. Posteriormente, se utiliza la identidad vectorial  $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A}$  y considerando que  $\sigma \gg \epsilon\omega$  obtenemos la ecuación de difusión que describe el comportamiento del campo eléctrico (ecuación 6), algo similar se hace para el campo magnético de la Tierra (ecuación 7):

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (6)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (7)$$

### 2.1.2. Skin Depth

Para un semiespacio homogéneo la profundidad a la cual la amplitud de un campo se reduce con un factor de  $1/e$ , es decir, 37% de su amplitud original se conoce como skin depth  $\delta$

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \approx 500\sqrt{\rho T} [m]. \quad (8)$$

donde  $\rho$  es la resistividad del medio en  $\Omega.m$  y  $T$  es el período de una onda en segundos. Los medios más conductores atenúan los campos electromagnéticos más rápido,

además a períodos más grandes la onda alcanza mayores profundidades. En el caso de la exploración con MT marino, los períodos mas cortos son fuertemente atenuados por el mar.

### 2.1.3. Tensor de Impedancia

Durante el registro de los datos MT se miden los campos eléctricos y magnéticos horizontales en el dominio del tiempo y posteriormente para el procesamiento se trasladan al dominio de la frecuencia. Usualmente el norte esta referido por el eje  $x$ , mientras que el este por el eje  $y$ .

Los datos de MT suelen representarse con un tensor de impedancias y no con una impedancia escalar, debido a que la impedancia depende de la polarización de los campos. Esta relación fue resuelta considerando que las componentes del campo eléctrico están linealmente relacionadas con el campo magnético a través de un tensor de impedancia de segundo orden (Romo *et al.*, 2005).

La impedancia  $Z_{xy}$  queda definida como la razón entre el campo eléctrico en la dirección  $x$ ,  $E_x$ , y el campo magnético en la dirección  $y$ ,  $H_y$ . La impedancia tiene unidades de ohm, depende de la frecuencia y sus elementos son complejos:

$$Z_{xy}(w) = \frac{E_x(w)}{H_y(w)} \quad (9)$$

El tensor de impedancia representa matemáticamente las interacciones de los campos eléctricos y magnéticos horizontales sin importar la dirección de la polarización de los campos inducidos. Es también una forma de representar la respuesta de la Tierra hacia una polarización arbitraria del campo EM (Romo *et al.*, 2005), el tensor de impedancia se muestra en la ecuación 10:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (10)$$

### 2.1.4. Resistividad aparente

Una vez que tenemos una representación matemática para mostrar la interacción de los campos EM inducidos sin importar la polarización, necesitamos una identidad que esté relacionada con alguna propiedad del medio, en nuestro caso la resistividad. La resistividad aparente  $\rho_a$  puede considerarse como la resistividad promedio ponderada de la Tierra sobre un volumen muestreado por la señal EM para una frecuencia dada, existe una  $\rho_a$  para cada elemento del tensor y queda definida por la ecuación

$$\rho_{xy} = \frac{1}{2\pi f \mu} |Z_{xy}|^2. \quad (11)$$

donde  $f$  es la frecuencia (Hz). Dado que el tensor de impedancia contiene elementos complejos, puede ser expresado en su forma compleja  $Z=|Z|e^{i\phi}$ , donde  $\phi$  es la fase y está dada por:

$$\phi_{xy} = \tan^{-1}(Z_{xy}) = \tan^{-1}\left(\frac{E_x}{H_y}\right) \quad (12)$$

En un resistor perfecto, por ejemplo, la atmósfera, las ondas EM no sufren ningún desfase es decir  $\phi = 0$ . En un medio homogéneo conductivo, las componentes ortogonales del campo eléctrico  $\mathbf{E}$  y del campo magnético  $\mathbf{H}$ , por ejemplo  $E_x$  y  $H_y$  tienen un desfase de  $45^\circ$ . Cuando la resistividad varía verticalmente, la diferencia de fase será diferente a  $45^\circ$ . Por ejemplo, si la resistividad incrementa con la profundidad  $\phi < 45^\circ$  y, si decrece la resistividad con la profundidad  $\phi > 45^\circ$ . En resumen, los campos eléctricos y magnéticos medidos se utilizan para calcular el tensor de impedancia, a partir de este tensor se calcula la resistividad aparente y la fase, las cuales se grafican en función del período.

### 2.1.5. Modo transversal eléctrico y transversal magnético

En teoría pueden obtenerse cuatro curvas de resistividad y fase dado que tenemos cuatro elementos del tensor de impedancia. Sin embargo, dado el nivel de complejidad que esto implica se han encontrado formas de simplificar el problema.

La forma más sencilla es considerar una Tierra unidimensional (1D), donde la resistividad solamente cambia con la profundidad. El campo eléctrico horizontal se relacionará solamente con el campo magnético ortogonal y las componentes del tensor de impedancia tendrán los siguientes valores  $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ , y  $Z_{xy}=-Z_{yx} \neq 0$ . Puede ser escrito de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

En una Tierra bidimensional o 2D, la resistividad varía con la profundidad y en una dirección horizontal. Cuando existe variación de la resistividad en cualquier eje horizontal, la convención es colocar la dirección  $y$  sobre la dirección en que cambia la resistividad, por lo cual la resistividad es invariante a lo largo del eje  $x$ , mientras que la dirección  $y$  es definida como el *rumbo geoelectrico*. Para el caso 2D las ecuaciones de Maxwell pueden desacoplarse en dos grupos de componentes de campo, donde cada grupo se define por la polarización del campo en la dirección del *rumbo geoelectrico*.

Uno de estos grupos o modos, es el *modo eléctrico transversal* (TE), el campo eléctrico es polarizado en la dirección  $x$ , entonces  $E_x$  se relaciona sólo con  $H_y$  y  $H_z$  y está relacionado con el elemento del tensor de impedancia  $Z_{xy}$ . En el caso del *modo transversal magnético* (TM), el campo magnético es polarizado en la dirección  $x$ , donde  $H_x$  se relaciona sólo con  $E_y$  y  $E_z$ . Este modo está relacionado con el elemento del tensor de impedancia  $Z_{yx}$ . El modo TM responde con mayor susceptibilidad a distorsiones galvánicas (distribuciones de carga), mientras que el modo TE lo hace ante distorsiones inductivas. Cada modo TE y TM, responde de manera distinta a una estructura conductiva, tal que las respuestas y la sensibilidad de cada modo ante una estructura serán diferentes (Key, 2003).

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

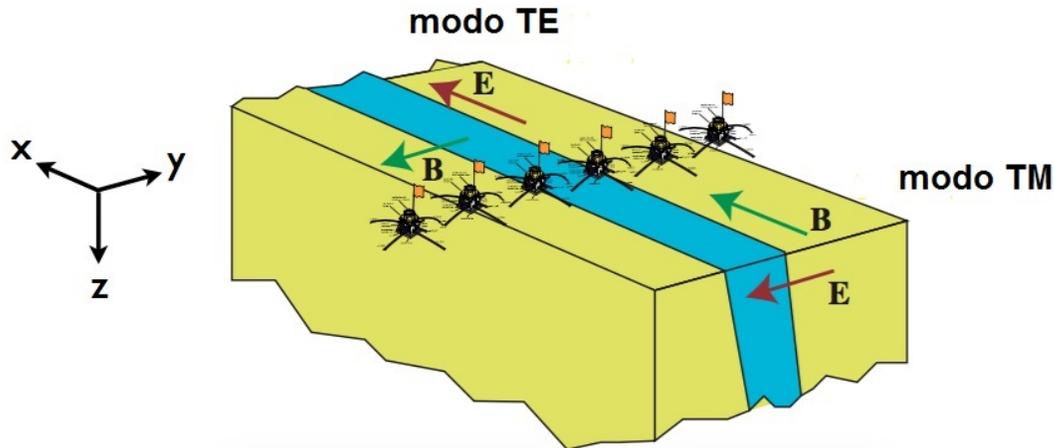


Figura 6: Medio 2D. En azul el rumbo geoelectrico. El campo eléctrico en el modo TM es perpendicular al rumbo. En el modo TE el campo eléctrico es paralelo al rumbo. Figura donada por Steve Constable.

Cada uno de estos modos es representado por una curva de resistividad aparente por separado. Es importante conocer la dirección del rumbo para aplicar el modelo conceptual de TE y TM. Sin embargo, su ubicación no siempre es intuitiva, para conocer la dirección del rumbo geoelectrico existen varias herramientas, en este trabajo utilizamos el diagrama polar. Cuando estas herramientas no muestran un rumbo claro para todos los datos, o si la dirección del rumbo cambia a lo largo del arreglo o bien a profundidad, una buena aproximación es considerar el rumbo perpendicular a la dirección del perfil de estudio.

### 2.1.6. Invariantes del tensor magnetotelúrico

En una situación 2D el tensor de impedancia rotado a cualquiera de sus direcciones principales tendrá dos valores complejos de impedancia diferentes de cero. Mientras que en el caso 3D tendrá cuatro valores complejos (Szarka y Menvielle, 1997). El skew es un invariante rotacional, definido por Swift (1967) como

$$Z_1 = \frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2}, \quad (15)$$

$$Z_2 = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2}, \quad (16)$$

$$skew = \frac{abs(Z_2)}{abs(Z_1)}. \quad (17)$$

Existen diferentes gráficas para representar los invariantes rotacionales, en este trabajo se utilizarán los diagramas polares de Berdichevsky (1968). Los diagramas polares representan el módulo de las componentes de la impedancia en función del ángulo de rotación en un rango de  $0^\circ$  a  $360^\circ$ . Cuando se tiene un medio 1D las componentes de la diagonal principal del tensor de impedancias se observan como un punto y las de la antidiagonal tendrán el mismo valor, observándose una circunferencia. Cuando se tiene un medio 2D las componentes de la diagonal principal generarán tréboles de cuatro hojas con ceros en la dirección del rumbo, mientras que las antidiagonales generan formas elípticas. El eje mayor de la elipse será paralelo al rumbo geoléctrico. Para el caso de un modelo 3D se tiene que las componentes de la diagonal principal describen un trébol de cuatro hojas desiguales, mientras que la antidiagonal describe una elipse deformada. Sin embargo, no siempre es posible discernir entre un modelo 2D y otro 3D mediante diagramas polares debido a la distorsión de los datos o la complejidad del medio.

## 2.2. Magnetotelúrico marino

### 2.2.1. Atenuación en la capa marina

El efecto de la capa conductora del agua oceánica atenúa la onda electromagnética incidente (Chave *et al.*, 1991; Constable *et al.*, 1998), es decir, actúa como un filtro pasa bajas (Key, 2003), por esta razón la frecuencia más alta medida por el MT marino dependerá del espesor de la capa oceánica. Por su parte, el decaimiento del campo eléctrico y del campo magnético a través de la capa de agua marina depende de la atenuación y del coeficiente de reflexión del suelo oceánico (Constable *et al.*, 1998).

Para modelar el efecto de la capa de mar sobre los campos eléctrico y magnético se utiliza la teoría desarrollada por Schmucker (1970) considerando un modelo 1D, en donde existen  $N$  número de capas enumeradas de forma descendente. La razón del campo eléctrico,  $\mathbf{E}$ , respecto al campo de inducción magnética,  $\mathbf{B}$ , puede escribirse de la siguiente

forma

$$\frac{E}{B} = \frac{i\omega}{k_1 G_1} \quad (18)$$

la constante de propagación  $k$  para un número de onda igual a cero (onda plana) está dado para cada capa, en función de su conductividad  $\sigma_j$ , a una frecuencia dada

$$k_j = \sqrt{\omega\mu_0 i\sigma_j} \quad j = 1, \dots, N \quad (19)$$

$G$  es una cantidad adimensional definida en la cima de cada capa, de espesor  $h_j$  y puede obtenerse a través de la siguiente fórmula de recurrencia y se comienza a resolver con  $G_N = 1$

$$G_j = \frac{k_{j+1}G_{j+1} + k_j \tanh(k_j h_j)}{k_j + k_{j+1}G_{j+1} \tanh(k_j h_j)} \quad (20)$$

La formulación de Schmucker permite obtener la razón entre el campo eléctrico en la base de una capa  $E_{j+1}$ , respecto al que existe en la cima de esa misma capa  $E_j$ , lo mismo para el campo magnético

$$\frac{E_{j+1}}{E_j} = \cosh(k_j h_j) - G_j \sinh(k_j h_j) \quad (21)$$

$$\frac{B_{j+1}}{B_j} = \frac{k_{j+1}G_{j+1}}{k_j G_j} \cosh(k_j h_j) - G_j \sinh(k_j h_j) \quad (22)$$

El efecto del suelo oceánico resistivo es incrementar la magnitud del campo eléctrico en relación con un semiespacio homogéneo, mientras que el efecto sobre el campo magnético es el de disminuir su magnitud, es decir, lo atenúa. En tierra el campo eléctrico varía significativamente de un lugar a otro, en función de como cambie la resistividad del terreno, mientras que el cambio en el mar es menor.

### 2.2.2. Corriente vertical en el suelo oceánico

Las condiciones de frontera en los estudios de MT sobre tierra no incluyen la corriente vertical entre la interfase aire-tierra porque la conductividad del aire es despreciable,  $10^{-17}$  S/m aproximadamente. Sin embargo, en el suelo oceánico el agua de mar permite el flujo

de corriente vertical por lo cual deben incluirse la capa del mar en las condiciones de frontera. Esto se puede comprobar con la ley de Ampere (ecuación 23)

$$\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} = J_z. \quad (23)$$

Para la tierra  $J_z = 0$ , la componente  $H_x$  es uniforme a lo largo de la interfase aire-tierra, es decir, no varía. Lo anterior puede explicarse con la ecuación 23, considerando que en el modo TM la fuente del campo magnético es  $H_x$ , el campo magnético no varía en la dirección  $y$  y por lo tanto  $H_y = 0$ .

En el suelo oceánico la corriente vertical  $J_z$  existe. Si las estructuras conductoras inyectan corriente hacia el agua de mar, entonces  $J_z$  es diferente de cero, por lo tanto  $H_x$  varía en la dirección  $y$ . Hoversten *et al.* (2014) dicen que el modo TM puede ser afectado en gran medida por estructuras resistivas 2D o 3D cerca del suelo oceánico, también explican que aun cuando en el suelo oceánico las componentes horizontales de los campos eléctricos y magnéticos en un medio 2D o 3D pueden relacionarse utilizando el tensor de impedancia de 2x2 es necesario incluir la capa oceánica en las condiciones de frontera.

### 2.2.3. Efecto de costa y batimetría

La topografía del suelo oceánico es uno de las mayores fuentes de distorsión para los campos eléctricos y magnéticos de MT, aun cuando localmente se considere que la estación está en un lugar plano (Key, 2003). Para ver los efectos de la batimetría sobre la respuesta de los datos de MT Key (2003) hace un experimento donde la batimetría cambia cada km y se extiende desde -50 a 50 km, donde la pendiente no es mayor a 5 grados. Utiliza períodos de 1 a 10000 s, hace 3 modelos, el primero  $\rho_{a1} = 1$ , el segundo  $\rho_{a2} = 10$  y  $\rho_{a3} = 1000 \Omega m$ . Para cada celda de la malla hace el modo TE alineado a  $E_x$  y TM alineado a  $H_x$ . Sus resultados muestran que en ambientes sedimentarios con resistividades del suelo oceánico de  $1 \Omega m$  aproximadamente no se observan grandes efectos de la batimetría sobre la respuesta de MT a períodos menores a 300 s pero sí a períodos más grandes. A medida que la resistividad del fondo oceánico incrementa, la distorsión debida a la batimetría también incrementa, aun para estaciones que se encuentran a 10

km de distancia.

### 2.3. Inversión OCCAM

El modelo de OCCAM propone encontrar el modelo más suave posible, partiendo de un modelo simple que le permita ajustar a los datos. La motivación de buscar modelos suaves es encontrar solamente las estructuras que sean necesarias para ajustar los datos observados. El método de OCCAM considera la naturaleza difusa de la energía de propagación, la cual se disipa en la Tierra, razón por la cual es difícil resolver bordes agudos o capas finas. Una ventaja de invertir con modelos suaves es que se obtiene un modelo específico, cuyas características nosotros elegimos, pero la solución no depende de una solución inicial arbitraria (Constable *et al.*, 1987).

A continuación se describe el método de inversión OCCAM 2D (deGroot-Hedlin *et al.*, 1990). Minimizando la rugosidad del modelo se suprimen estructuras innecesarias, la medida de la rugosidad para un modelo 2D donde el eje  $x$  está en dirección del rumbo geológico es

$$R_1 = \|\partial_y \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2, \quad (24)$$

donde  $\mathbf{m}$  es el vector de los parámetros del modelo,  $\partial_y$  y  $\partial_z$  son las matrices de rugosidad en la dirección horizontal y vertical respectivamente. El objetivo principal en un proceso inverso es minimizar la diferencia entre la respuesta calculada y los datos, lo cual puede cuantificarse a través de la norma cuadrada

$$X_2 \approx \|(\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}(\mathbf{m}))\|^2 \quad (25)$$

donde los datos están representados por  $d_j$ ,  $j=1,2,\dots,M$ , cuya varianza es  $\sigma_j$ .  $F(\mathbf{m})$  es el modelo directo no lineal,  $\mathbf{W}$  es la matriz de peso de  $M \times M$  dimensiones

$$\mathbf{W} = \text{diag}(1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_M) \quad (26)$$

Sin embargo, el objetivo no solo es minimizar la diferencia entre la respuesta calculada y los datos, también es minimizar la rugosidad. Agregado el multiplicador de Lagrange

$(\mu^{-1})$  obtenemos

$$U(\mathbf{m}) = \|\partial_y \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2 + \mu^{-1}(\|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}(\mathbf{m})\|^2 - X^2) \quad (27)$$

Se requiere linealizar la función  $F$  para ello se utilizan los primeros dos términos de la expansión de Taylor

$$F(\mathbf{m}_1 + \Delta \mathbf{m}) = F(\mathbf{m}_1) + \mathbf{J}_1 \Delta \quad (28)$$

donde  $\mathbf{m}_1$  es el modelo inicial,  $\mathbf{J}_i$  es la matriz Jacobiana de derivadas parciales del modelo respecto a los parámetros de  $M \times N$  dimensiones,  $\Delta = \mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1$  es la perturbación a partir de un modelo inicial. Si estas expresiones son sustituidas en la ecuación 28, entonces se obtiene la expresión que minimiza la rugosidad así como la diferencia entre los datos y el modelo obtenido

$$U(\mathbf{m}) = \|\partial_y \mathbf{m}_2\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}_2\|^2 + \mu^{-1}(\|\mathbf{Wd} - F(\mathbf{m}_1) + \mathbf{WJ}_1 \mathbf{m}_1 - \mathbf{WJ}_1 \mathbf{m}_2\|^2 - X^2) \quad (29)$$

Para encontrar el modelo que minimiza la función  $U$  se deriva ésta función respecto a  $\mathbf{m}_2$  y obtenemos

$$\mathbf{m}_{i+1} = (\mu(\partial_y^T \partial_y + \partial_z^T \partial_z) + (\mathbf{WJ}_i)^T \mathbf{W} \mathbf{J}_i)^{-1} (\mathbf{WJ}_i)^T \mathbf{W} \hat{\mathbf{d}}_1 \quad (30)$$

$$\hat{\mathbf{d}}_1 = \mathbf{d} - F(\mathbf{m}_1 + \mathbf{J}_1 \mathbf{m}_1) \quad (31)$$

## 2.4. Instrumentación

El laboratorio de Electromagnéticos (EM) marinos del Instituto de Oceanografía Scripps en San Diego, EUA es pionero en desarrollar tecnología para medir las propiedades eléctricas del suelo oceánico. Se han utilizado para mejorar la exploración de petróleo y en este proyecto es la primera vez que se utiliza para encontrar potencial geotérmico. Los receptores electromagnéticos marinos (OBEM, *Ocean Botton Electromagnetic*, por sus siglas en inglés) son instrumentos diseñados para ser autónomos desde su liberación en el mar y hasta que emergen del fondo oceánico para su recuperación. Todo el sistema es capaz de resistir la presión a 6000 m de profundidad (Marine Electromagnetic Laboratory, 2013). Las componentes principales de este instrumento son: un sistema de almacenamiento de información, sensores, amplificadores de señal, sistema de liberación,

localizador GPS y el sistema de flotación (Marine Electromagnetic Laboratory, 2013).

a) **Sistema de registro de datos**

Cada instrumento está equipado con un sistema para almacenar los datos (*data logger*). Un extremo de este elemento está comunicado con la computadora para poder ver que esté bien calibrado, en este extremo también se encuentra el sistema para purgarlo y que salga el aire húmedo del sistema. El otro lado del sistema de almacenamiento está comunicado con los sensores.

El sistema de almacenamiento es cilíndrico, cuenta con 8 canales y 24 bits, es resistente a la corrosión por agua de mar y está sellado por ambos extremos. La velocidad máxima de muestreo es de 1000 Hz en los 4 canales. El consumo de energía de los 4 canales a 32 Hz de muestreo es de 450 mW. Los datos son guardados en el disco Flash-ROM capaz de almacenar dos meses de información, tiene baterías de litio. La recolección de los datos se puede enviar por Ethernet o extrayendo la tarjeta de memoria flash.

Dado que todos los instrumentos son autónomos es necesario tener precisión en el tiempo, por lo cual se utiliza un reloj de cuarzo. El reloj a bordo se calibra con el GPS estándar, con una precisión inicial de 1 a 10 microsegundos. Después de recolectar los datos se verifica nuevamente la precisión del reloj para estimar la deriva o el error, las cuales suelen ser de 4 ms por día aproximadamente o 1.46 s al año.

b) **Sensores y amplificadores**

Para medir el campo eléctrico horizontal, se utilizaron dipolos de 10 m. Estos electrodos tienen un sistema de bajo ruido, están hechos de plata-plata clorita de baja impedancia y un amplificador de campo eléctrico de corriente alterna. Utilizando una antena de 10 m, el ruido del campo eléctrico en los electrodos es de aproximadamente  $10^{-10}$  V/m/sqrt(Hz) a 1 Hz.

Por su parte, el campo magnético horizontal se mide con magnetómetros sensibles y de baja inducción, diseñados en el Instituto de Oceanografía Scripps de San Diego, EUA (Key, 2009). Intuitivamente se pensaría que los electrodos están a  $90^\circ$  de los sensores magnéticos, sin embargo, el dipolo eléctrico horizontal en la dirección x (Ex)

está rotado  $-3.3^\circ$  respecto a  $H_x$  y el dipolo  $E_y$  está rotado  $-2.6^\circ$  respecto a  $H_y$  (Figura 8).

El receptor marino es capaz de medir simultáneamente el campo magnético y el campo eléctrico en períodos que van desde 0.01 s a 10000 s; aunque existe una atenuación de la fuente del MT mientras atraviesa el océano, por lo cual al final los períodos van de 0.1 s a 4100 s en nuestro caso de estudio. Sin embargo, el rango puede variar dependiendo de la profundidad del tirante de agua. Estos equipos cuentan con una brújula electrónica para poder conocer la orientación de los instrumentos respecto al norte magnético en el fondo marino.

c) **Estructura y flotación**

El sistema de flotación está compuesto de 4 esferas de flotación, un sistema de liberación acústico y todo esto cubierto por una estructura de polietileno que lo protege.

d) **Estabilidad**

El Sistema de estabilidad del instrumento consiste en una placa de concreto, se localiza en la base del instrumento. Es importante tener un buen sistema de estabilidad porque ayuda a tener una buena calidad en los datos magnéticos.

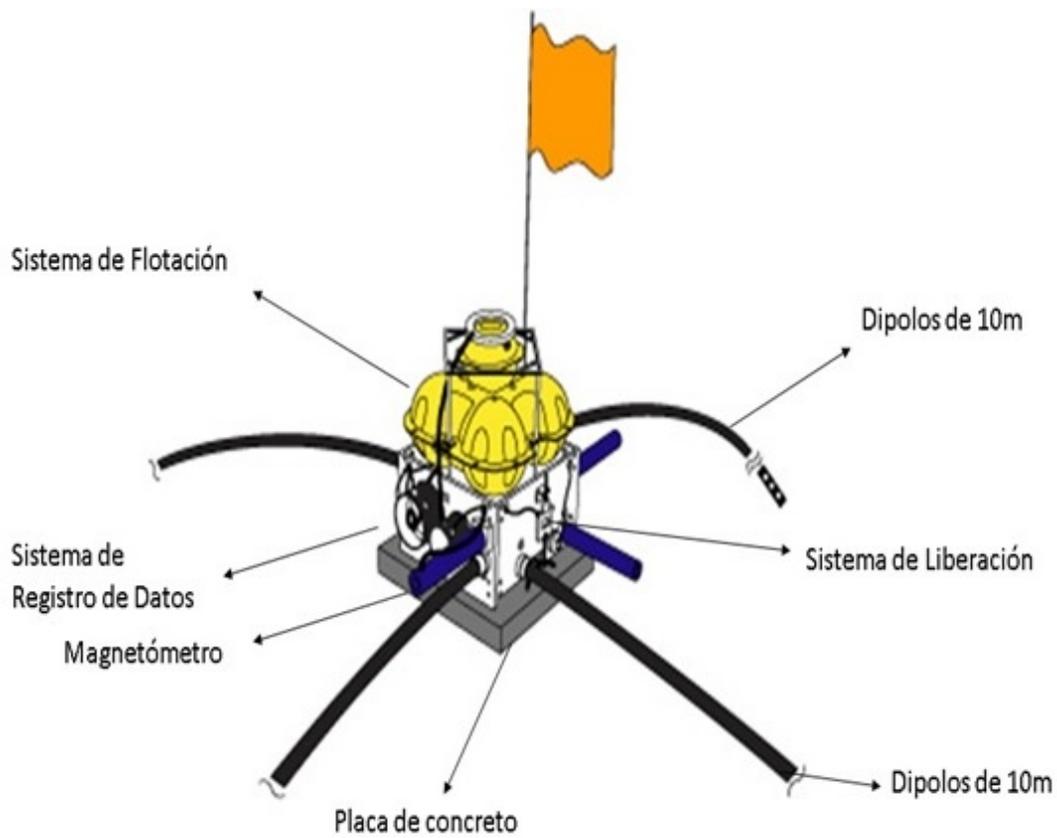
e) **Sistema de liberación acústica y navegación**

Cuando se desea recuperar el aparato que está en el mar, se envía desde el barco una señal acústica, la cual es recibida por el sistema de liberación del aparato que activa una corriente de 18 V en el cable. Esta corriente más la salinidad del agua de mar activan un proceso químico de corrosión (con duración aproximada de 4 minutos) en el cable del sistema de liberación, el cual libera la placa de concreto del resto del instrumento. Inmediatamente se activa el sistema de flotación que permite al instrumento salir a la superficie del mar. El sistema de localización GPS del receptor permite localizarlo con un rango de precisión de pocos metros.

f) **Sistema de boyas**

El sistema de boyas está constituido por luces LED, un receptor GPS, un transmisor digital de radio el cual permite que aun en malas condiciones de visibilidad pueda ser localizado. La recuperación se hace con un anzuelo de plástico que se engancha de

la estructura del instrumento, se arrastra hacia el barco y posteriormente la grúa del barco lleva el instrumento a bordo.



**Figura 7: Diagrama de receptor electromagnético marino y las componentes que lo conforman (Marine Electromagnetic Laboratory, 2013).**

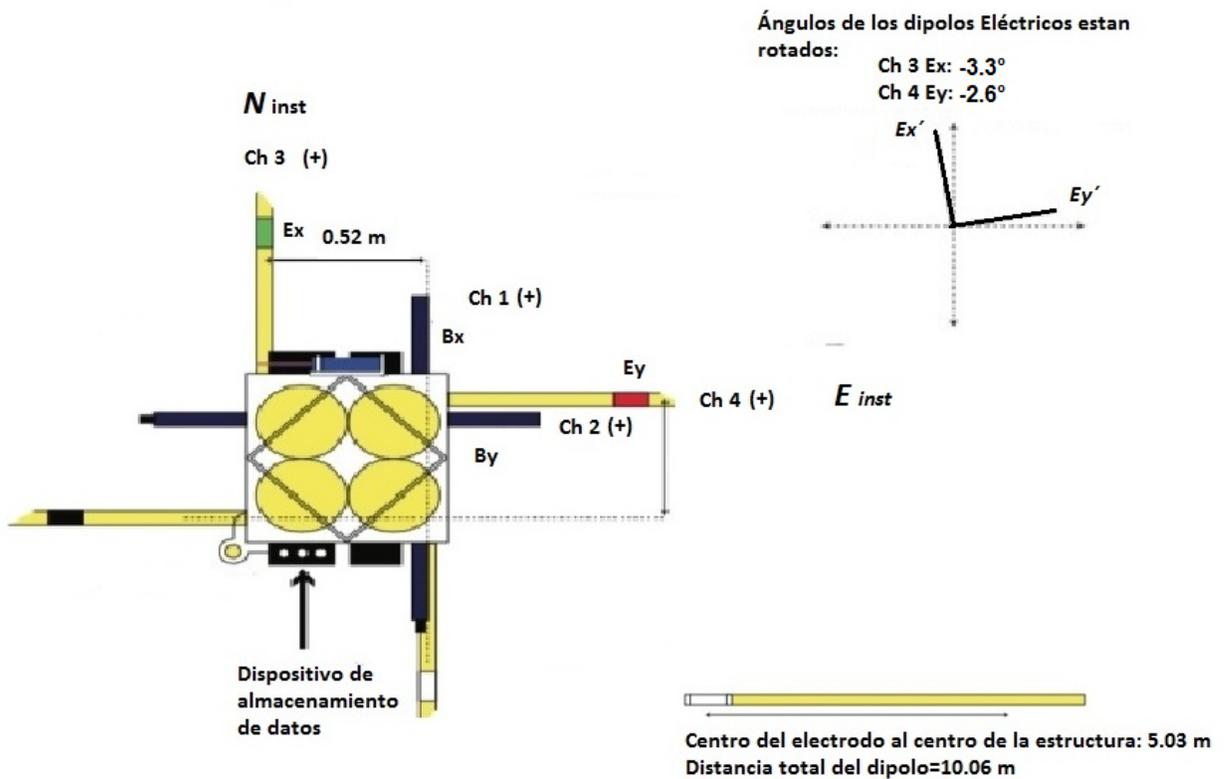


Figura 8: Vista de planta de los receptores electromagnéticos marinos. Del lado superior derecho se encuentra el esquema de la rotación de los dipolos eléctricos respecto a los magnéticos (Marine Electromagnetic Laboratory, 2013).

## Capítulo 3. Adquisición y procesamiento de datos magnetoteléuricos marinos

---

### 3.1. Adquisición de datos

Los datos electromagnéticos marinos se adquirieron del 2 al 20 de mayo del 2015, a bordo del buque oceanográfico Alpha Helix que pertenece a CICESE. Se arrojaron 15 receptores electromagnéticos marinos (OBEM, Ocean Botton Electromagnetic, por sus siglás en inglés) de los cuales solamente se recuperaron 14.

Los receptores fueron distribuidos a lo largo de dos perfiles. El perfil PEM-1, con orientación NW-SE, tiene datos de 9 receptores que abarcan 88 km de extensión desde las costas del ejido Delicias, en el municipio de San Felipe, Baja California hasta las costas de Puerto Peñasco, Sonora. El perfil PEM-2 tiene orientación NE-SW, está conformado por los datos de 5 receptores, este perfil se extiende a lo largo de 23.8 km aproximadamente. La separación promedio entre cada receptor fue aproximadamente de 8 km, excepto entre los receptores 12 y 14 donde la distancia fue de 24 km debido a la pérdida de los datos del receptor 13, el cual sufrió daños en el canal Ex.

El perfil PEM-1 se extiende a lo largo de la zona de transición entre las cuencas Wagner y Consag; atraviesa las fallas Consag, Wagner, Cerro Prieto, Peñasco, Adair y Amado. El perfil PEM-2 atraviesa de forma oblicua con dirección NW-SE la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca Consag, donde existen múltiples fallas entre ambas cuencas, en su mayoría con buzamiento hacia el oeste (Figura 2). En la tabla 1 se muestran las coordenadas y profundidad del suelo oceánico de cada receptor electromagnético marino.

Se registraron 18 días de datos, la frecuencia de muestreo fue de 125 Hz, el rango de frecuencia es de 8 a 0.0002441 Hz (0.125 s a 4096 s). Se midieron las componentes horizontales del campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ) y campo eléctrico ( $E_x$ ,  $E_y$ ).

### 3.2. Procesamiento de datos

El aprendizaje para procesar datos magnetoteléuricos marinos se realizó bajo la instrucción del Dr. Steve Constable y del manual *Magnetotelluric Processing* escrito por Myer

**Tabla 1: En la tabla se muestra el número del sondeo de MT marino, su localización geográfica y la profundidad.**

Num receptor	Latitud	Longitud	Profundidad
02	30.8891	-114.3786	41.1
03	30.9193	-114.3162	62.9
04	30.9447	-114.2599	121.8
05	31.0229	-114.3060	91.6
06	30.9770	-114.1983	207.8
07	30.9493	-114.1366	154.5
08	30.9255	-114.0835	111.4
09	30.8713	-113.9552	80.3
10	31.0036	-114.1413	198.1
11	31.0366	-114.0605	86.8
12	31.0681	-113.9917	62.8
13	31.1722	-113.7672	35.9
14	31.1720	-113.7672	43.7
15	31.2306	-113.6396	30.6

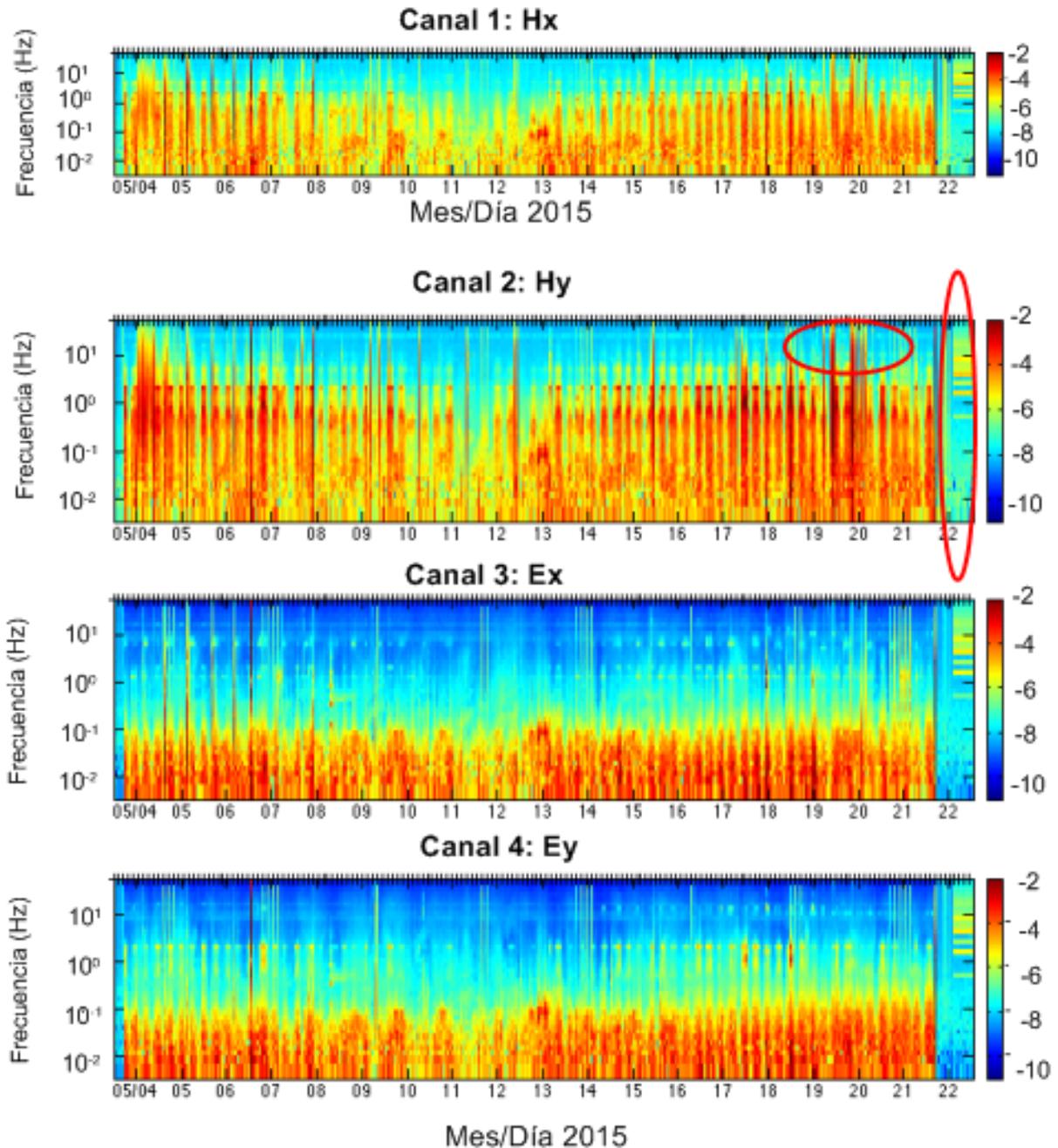
(2008). Se utilizó el software generado por el Laboratorio de Electromagnéticos marinos del Insituto Scripps de Oceanografía. Los programas están disponibles en la página web <http://marineemlab.ucsd.edu/Projects/lcplot/index.html/>. En este capítulo se explicaran brevemente el método utilizado y los parámetros elegidos para el procesamiento de los datos.

Se utilizó la versión de MATLAB\_R2014a, el compilador Fortran 90.0 y se utilizó una computadora Apple versión 10.10.5, con un procesador 2.66 GHz Intel Core i7 para el procesamiento de los datos. El procesamiento consiste en lo siguiente:

Después de la adquisición de datos, el primer proceso para examinar su calidad, es generar el espectrograma de cada uno de los receptores. El océano al ser un medio de alta conductividad atenúa fuertemente las frecuencias mayores a 1 Hz. Si algún canal presenta valores de potencia significativos en frecuencias mayores a 1 Hz, entonces puede ser evidencia de problemas con el canal, debido a la señal de fuente controlada (CSEM), o a ruido ambiental.

El espectrograma de la figura 9 pertenece al sondeo 08, el cual registró datos del 4-21 mayo del 2015. Es uno de los sondeos con menor presencia de altas potencias en

frecuencias de 1 Hz. En el espectrograma pueden observarse altos valores en frecuencias bajas, mientras que en los canales 1 y 2 se observan altas potencias a frecuencias mayores (encerrado en una elipse en rojo). En general los canales magnéticos son más sensibles que los eléctricos en MT marino. También se observa que se dejaron de registrar datos después del 21 de mayo (ver círculo rojo del lado derecho de la figura 9).



**Figura 9:** Espectrograma de los canales Hx, Hy, Ex y Ey del sondeo 08, están en unidades de cuentas. La frecuencia de muestreo fue 125 Hz. Los altos valores en las frecuencias altas se asocian a ruido o al paso de fuente controlada (CSEM).

Para calcular los coeficientes de Fourier es necesario considerar una lista de variables: archivos de calibración de los sensores, información de la estación como su ubicación, la orientación respecto al norte geográfico de cada canal, el tiempo en que estuvo midiendo

el instrumento entre otros (para mayor información consultar el manual de Myer (2008)). El archivo de salida de los coeficientes de Fourier se editó nuevamente para eliminar cualquier sección ruidosa.

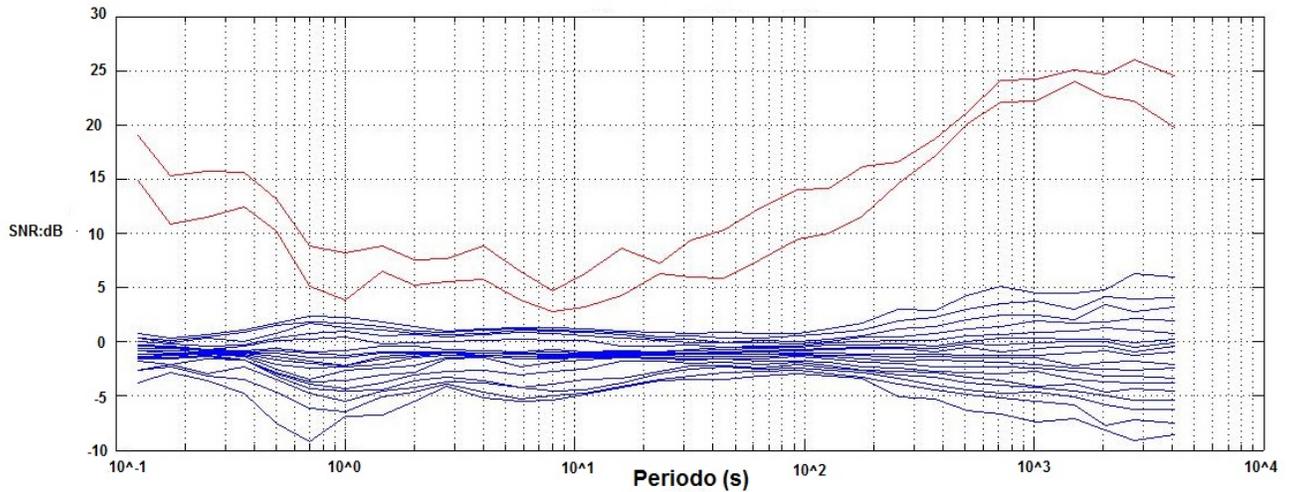
Después se calculó el tensor complejo de impedancias utilizando la función de transferencia robusta de estación múltiple (*multmtrn*) propuesta por Egbert (1997), además permite conocer a partir de la descomposición de los eigenvalores si la aproximación de onda plana es correcta. Esta técnica consiste en utilizar todos los canales disponibles para mejorar la proporción señal-ruido, además de encontrar posibles sesgos debido a la presencia de ruido coherente asociado a ruido ambiental en los canales de  $\vec{E}$  y  $\vec{H}$ . A diferencia del procesado con estación remota, el cual utiliza un par de canales de un sitio para mejorar la señal-ruido, la función de transferencia robusta de estación múltiple es un proceso multivariable (Egbert, 1997), donde el código buscará la señal coherente que exista en todas las estaciones.

La función de transferencia producida por cinco estaciones se muestra en línea roja, mientras que las líneas azules son los eigenvalores (Figura 9). En la siguiente figura se observa la presencia de ruido coherente entre el período de 0.7s a 10s, a períodos menores o a medida que incrementa el período la señal electromagnética no se observa ruido coherente. Este ruido coherente se asocia a la marea. Posteriormente se obtienen los diagramas polares para conocer el rumbo y el valor de skew para cada sondeo.

### 3.2.1. Problema de la orientación de las brújulas de los receptores y su solución

Los receptores marinos cuentan con una brújula para conocer la orientación del instrumento respecto al norte magnético. Sin embargo, la migración de agua por el cable de la brújula impidieron que éstas funcionaran. Para resolver la orientación de los OBEMs se utilizaron los datos de la estación magnética de *Pinion flat*, localizada al NW de Salton Sea, California (116.461693°W, 33.604446°N) a 368 km del área de estudio.

Se utilizaron las componentes Hx y Hy de la estación *Pinion flat* y de los sensores marinos de MT para encontrar la orientación de los sensores. El procedimiento consistió en rotar los datos de cada componente, por cada uno de los sondeos de cero a 360° en intervalos de cada 10°, utilizando la matriz de rotación de la ecuación 32. Con los resulta-



**Figura 10:** La función de transferencia derivada de cinco estaciones se muestra en línea roja y las líneas azules son los eigenvalores. Entre 0.7s y 10s existe la menor separación entre las líneas rojas y los eigenvalores lo que se traduce como la existencia de ruido coherente. A períodos más grandes la separación entre las líneas aumenta, asociado a la ausencia de ruido coherente

dos de cada iteración se hizo una correlación con los datos magnéticos del observatorio Pinyon Flat y se consideraron aquellas correlaciones mayores a 0.5. Los resultados se graficaron en el eje y la orientación del canal Hx del sondeo respecto al norte magnético, y en el eje x el número de iteración al que pertenecen. Se tomaba la orientación con mayor número de coincidencias.

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (32)$$

### 3.3. Inversion 2D

Con el fin de conocer la estructura del subsuelo oceánico, se realizaron inversiones 2D en el programa MARE2DEM (Key *et al.*, 2010) a lo largo de los perfiles de MT realizados. Para realizar la inversión 2D se utilizó una malla de 400x300 km. El modelo fue dividido en tres regiones: aire, océano, subsuelo oceánico. La región del aire abarca desde los 0 m (nivel medio del mar) hasta 100 km con una resistividad de  $1e+9 \Omega.m$ ; el mar está delimitado por la batimetría y se consideró que tiene una resistividad de  $0.3\Omega.m$ . Mientras que en subsuelo marino, donde quería encontrarse la resistividad del medio se eligió 1

$\Omega.m$  como parámetro inicial para comenzar la inversión.

Para el subsuelo se realizó una discretización triangular de elemento finito a lo largo de la topografía. La malla a lo largo del modelo completo fue entre 8000 y 15000 triángulos. Se agregó la batimetría y se extendieron los límites para que no tuviera problemas a la hora de la inversión. Se utilizó un modelo isotrópico, la inversión se realizó para los modos TE y TM por separado, así como la inversión de ambos. La inversión se hizo con el algoritmo de OCCAM 2D. La visualización de los resultados de las inversiones se hizo con el software plotMARE2DEM, donde también se visualizan las respuestas de los modelos, las pseudosecciones entre otras.

## Capítulo 4. Resultados

---

### 4.1. Diagramas polares

Con los diagramas polares de las impedancias es posible vislumbrar la dimensionalidad de la estructura eléctrica y el rumbo eléctrico. En la figura 11 se muestran los diagramas polares de todos los sondeos. Desde el período más corto de 0.125 s hasta aproximadamente 0.5 s todos los sondeos, con excepción de los sitios 8 y 9 del perfil PEM-2, muestran una estructura 1D. Entre el período de 0.7 a 11 s es difícil definir en prácticamente todos los sondeos una orientación o patrón dominantes, lo cual corresponde con una zona de alto ruido, por lo que todos los datos de esta banda fueron descartados. El origen de este comportamiento fue interpretado como una baja relación señal/ruido, posiblemente asociado a la "banda muerta", una banda con baja intensidad de la señal ionosférica y/o al efecto de las olas que tienen un período aproximado de 10 s. Posteriormente, de 16 s a 93 s en los sondeos 2, 4, 5 y 12 el medio es 1D; en los sondeos 6, 7, 8, 10 y 15 se observa un medio 2D y finalmente en el sondeo 9 se presenta un medio 3D. En general todos los sondeos muestran un medio 3D a partir del período 128 s.

En el sentido estricto los valores de "skew" diferentes de cero indican la presencia de estructuras 3D. Sin embargo, es práctica común considerar valores mayores a 0.2 como indicadores de estructuras 2D o 3D. La figura 12 muestra los valores de skew de todos los sondeos en función del período. En el intervalo de 0.125 s a 0.7 s no se muestran rasgos de estructuras 3D, a partir de 0.7 s y hasta 11 s se muestran estructuras 3D, pero recordemos que esta es la parte donde se detectó ruido en los campos electromagnéticos, y por lo tanto estos datos fueron eliminados. De 11 s a 100 s no se tienen resultados que denoten estructuras 3D, a partir de valores mayores a 100 s los valores de skew son mayores a 0.2.

Los datos de sísmica de reflexión indican un paquete de sedimentos entre 5000 y 7000 m de espesor (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Gonzáles-Escobar *et al.*, 2009) por lo cual se esperaba encontrar un medio 1D, con los resultados del comportamiento del tensor de impedancia y del skew, lo anterior se cumple para todos los sondeos, con excepción del sondeo 8 y 9 los cuales presentan una respuesta 3D.

Considerando un espesor promedio del tirante de agua de 100 m y haciendo un cálculo

aproximado del skin depth, los datos eliminados de 0.7 s a 11 s corresponden a un rango de profundidades de 170 m a 2300 m aproximadamente. Esto no significa que se carezca de información sobre la estructura en esta ventana de profundidades, pues la información de períodos mayores también contiene información de este rango de profundidades.

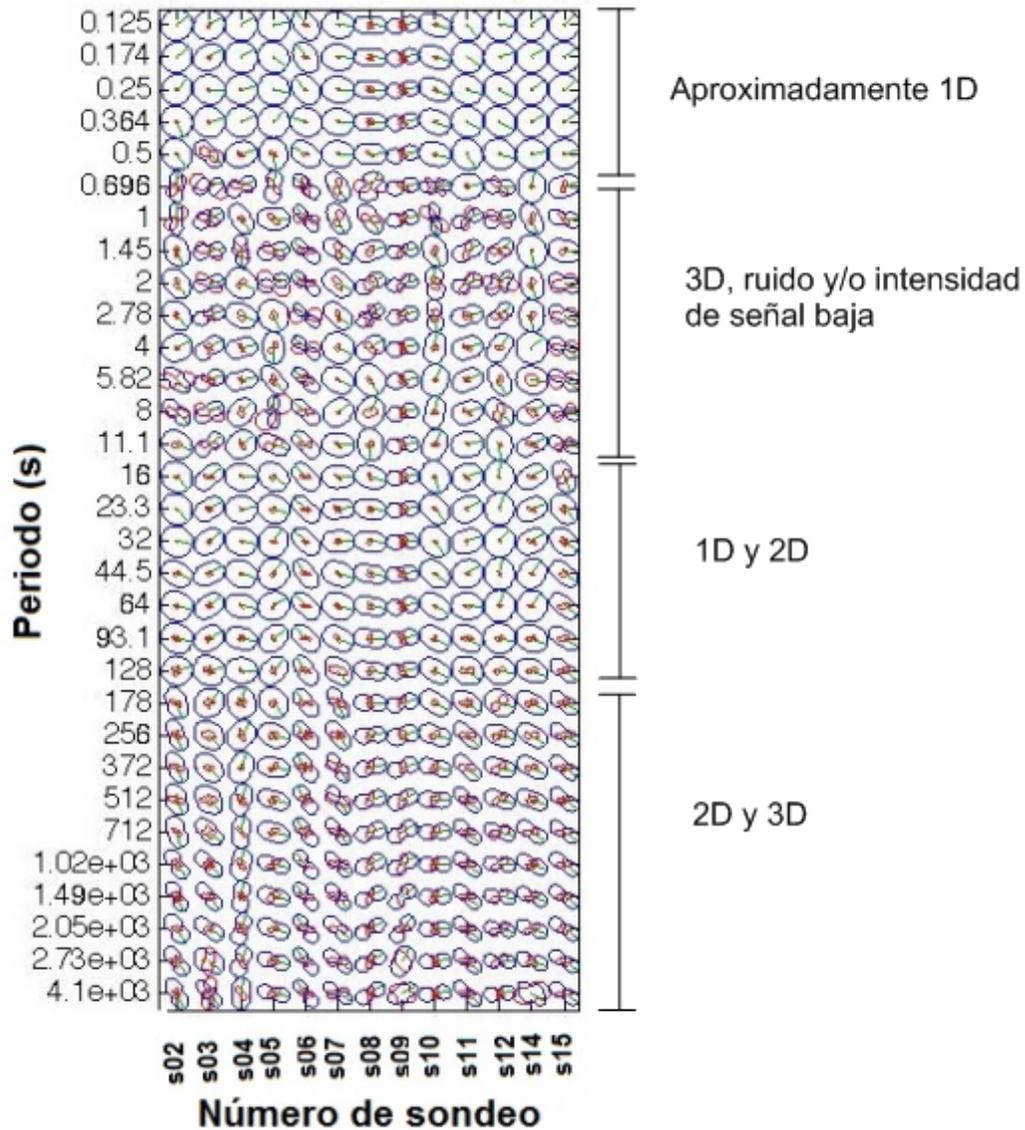
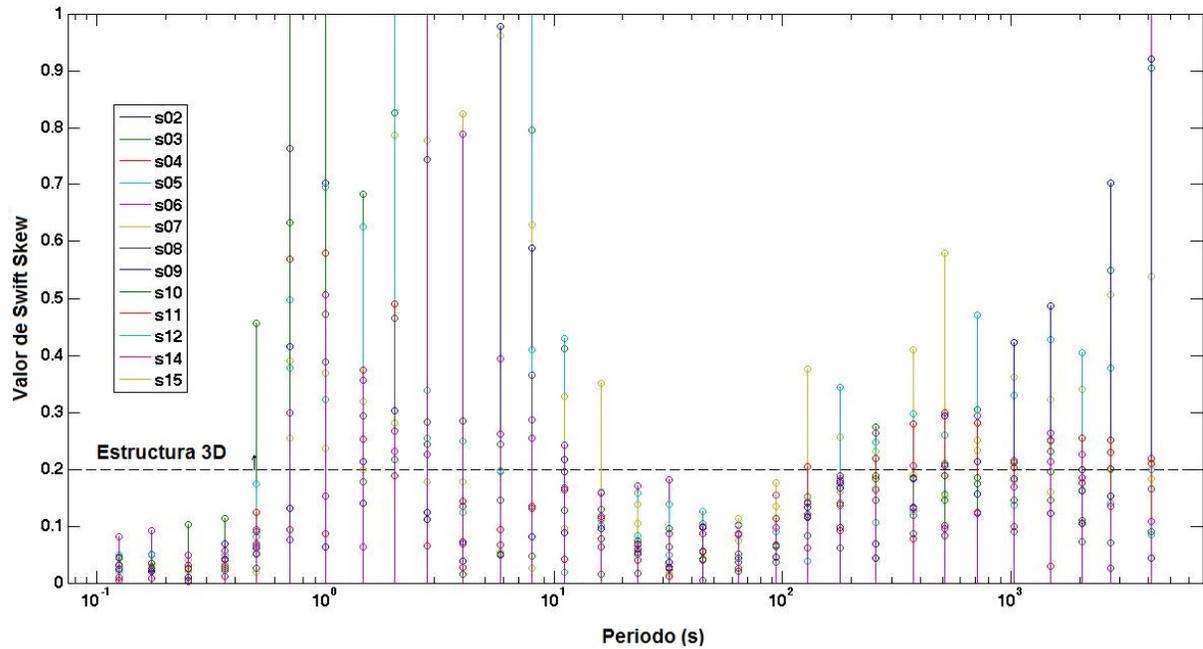


Figura 11: Diagramas polares para todas las estaciones en función del período (s). La línea roja corresponde al valor absoluto de  $Z_{xx}$  y la línea azul el valor absoluto de  $Z_{xy}$ , el norte geográfico está hacia arriba.



**Figura 12:** Valores de skew en función del período para los 13 sondeos de MT marino. La línea horizontal se encuentra en 0.2, valores mayores a ella denotan efectos 2D o 3D.

## 4.2. Inversiones 2D

El perfil PEM-1 contiene los sondeos 2, 3, 4, 6, 10, 11, 12, 14 y 15, mientras que el sondeo PEM-2 está formado por los sondeos 5, 6, 7, 8 y 9. Para todos los experimentos se considera un error mínimo de los datos del 10%. Los dos perfiles fueron invertidos con los modos TE y TM simultáneamente, así como de forma independiente. Se consideró para todos los modelos un medio isotrópico.

Constable *et al.* (2015) comenta que todos los modelos obtenidos a partir de las inversiones aun cuando no deban considerarse cada uno como un modelo único, el conjunto de todas ellas nos dan un mejor entendimiento de la información contenida en los datos. También explica que elegir las inversiones a partir de la curva L no es un procedimiento objetivo. Este criterio está basado en que los resultados de las inversiones mayores al punto de inflexión L, presentan un incremento significativo de la rugosidad, mientras que el RMS no mejora significativamente. Los modelos que se presentan a continuación son el resultados de las iteraciones 5 y 4 para los perfiles PEM-1 y PEM-2 respectivamente, utilizando el criterio del parámetro L (Figura 13).

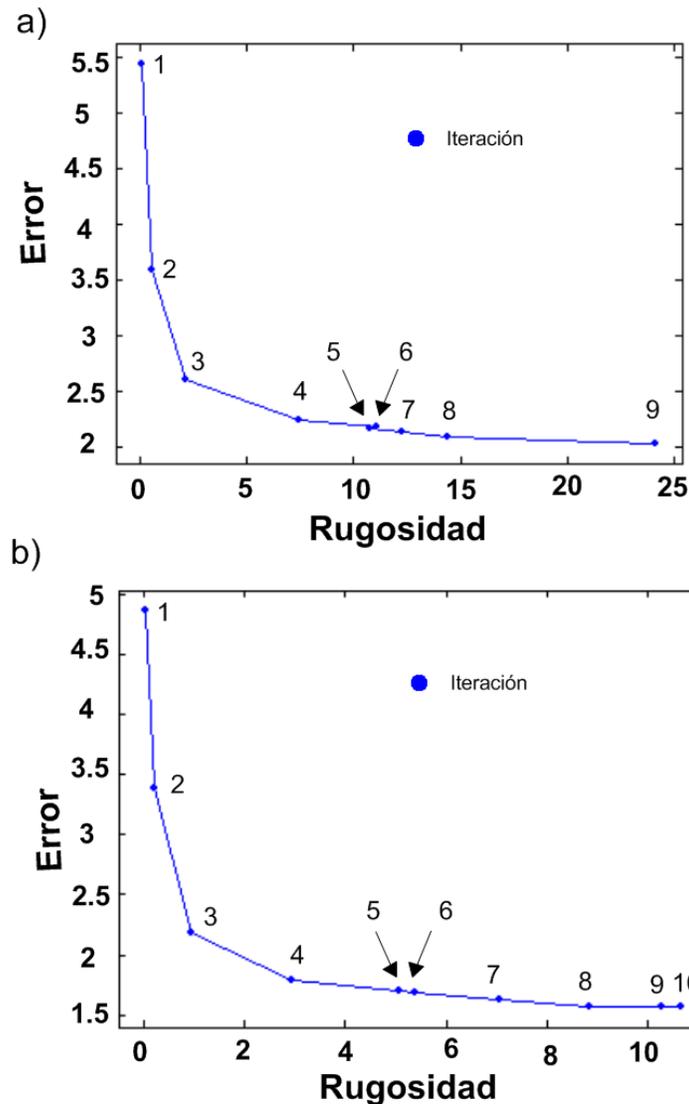


Figura 13: Error de ajuste contra la rugosidad de los modelos de inversión 2D de MT marino (curvas L, las unidades son arbitrarias). a) Es la curva correspondiente al perfil PEM-1, b) Es la curva correspondiente al perfil PEM-2. La rugosidad tiene unidades de  $\Omega^2.m$  y el error es adimensional.

#### 4.2.1. Inversión 2D del perfil PEM-1

En la figura 14 se muestra la inversión 2D (error de ajuste de 2.17) del perfil PEM-1 obtenido en la iteración cinco. Elegimos este modelo porque define a las estructuras con mayor resolución comparado con la iteración 4 (error de ajuste de 2.25).

En este modelo sobresalen cuatro estructuras: **a) capa conductora somera**, la cual podemos diferenciar por los colores cálidos superficiales que se observan en la sección de resistividad; **b) estructura resistiva somera** entre los sondeos 12 y 14; **c) conductor profundo central**, debajo de los sondeos 4, 6 y 10 y **d) conductor profundo oriental** el cual se encuentra debajo del sondeo 15 a aproximadamente 30 km de profundidad.

a) *Capa conductora somera*

La presencia de la capa conductora somera (a en la Figura 14) es producida por los sedimentos de la cuenca. La resistividad varía de la cima a la base de  $0.4 \Omega.m$  a  $3.3 \Omega.m$ , tiene un espesor variable que llega hasta 8 km. El patrón continuo de la capa se ve interrumpido lateralmente por el **cuerpo resistivo somero** (b en la Figura 14) entre los sondeos 12 y 14. Además, abajo del sondeo 4 la capa conductora somera se adelgaza, observándose mayores resistividades a menor profundidad.

b) *Resistivo somero*

El cuerpo resistivo somero tiene resistividades entre  $30-50 \Omega.m$ , está ubicado entre los sondeos 12 y 14 (b en la Figura 14). La presencia de esta zona anómala estaría mejor constreñida si el sondeo 13 hubiese funcionado correctamente. Esta estructura resistiva fue observada por Reyes (2016) utilizando datos de fuente controlada (CSEM). Sin embargo, la existencia de esta estructura resistiva crea interrogantes, pues al comparar los resultados con perfiles sísmicos de reflexión (Figura 15) no se observa evidencia directa de basamento superficial en esta zona.

c) *Conductor profundo central*

Este conductor tiene una dirección cercana a la vertical, se extiende desde la base del conductor somero hasta 40 km de profundidad, tiene un espesor de 10 km aproximadamente (c en la Figura 14), y se encuentra ubicado a la altura de los sondeos 6 y 10 debajo del paquete sedimentario más potente de nuestro perfil (Figura 15). El conductor profundo tiene una resistividad de  $4 \Omega.m$  y corta una zona con resistividad de  $30 \Omega.m$  que se extiende por debajo de la capa conductora somera.

d) *Conductor profundo oriental*

Al este del perfil, a partir de los 30 km de profundidad y por debajo del sondeo 15 se observa una estructura conductora de  $4 \Omega.m$  aproximadamente (d en la Figura 14).

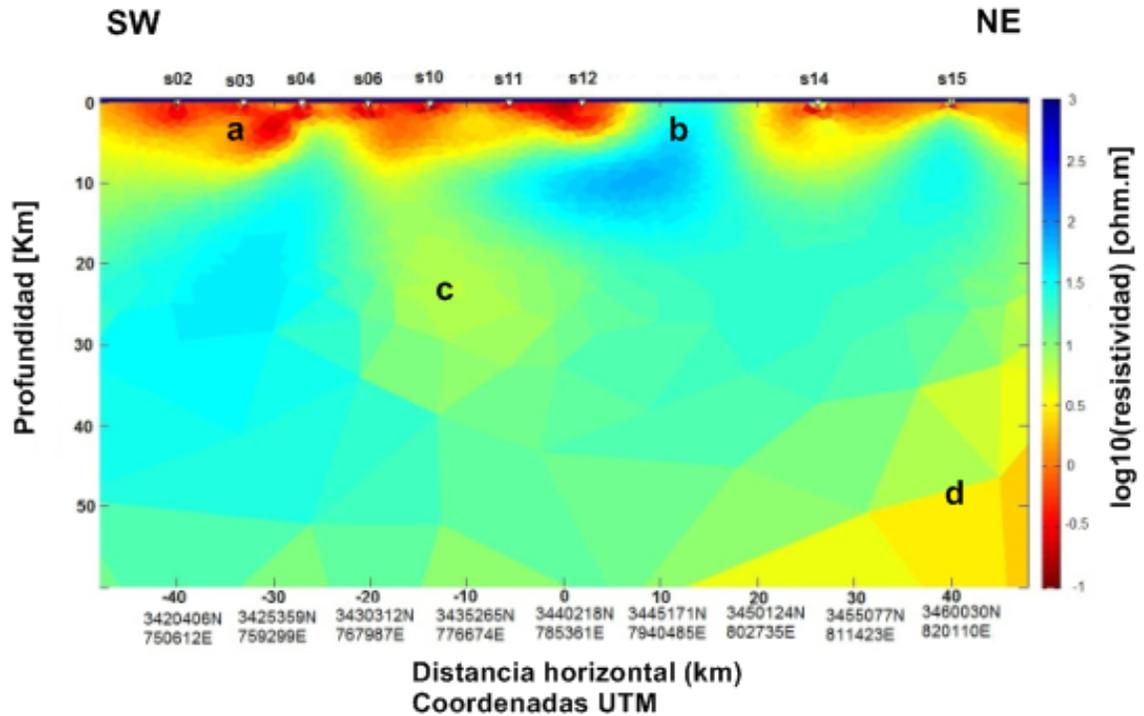


Figura 14: Modelo de inversión 2D del perfil PEM-1. Iteración 5, con un error de ajuste de 2.17. El eje vertical muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical del perfil es de 0.82x. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo central, d) conductor profundo oriental.

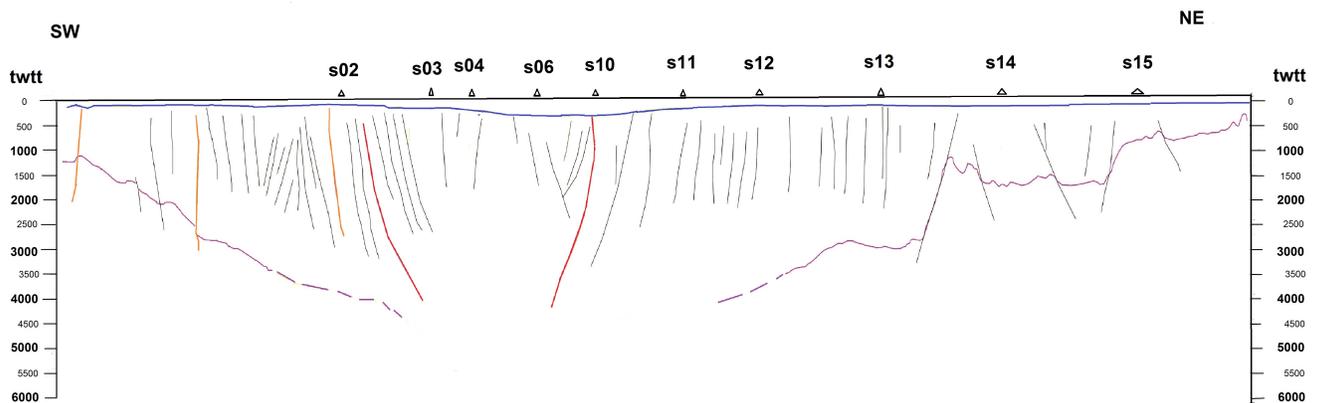


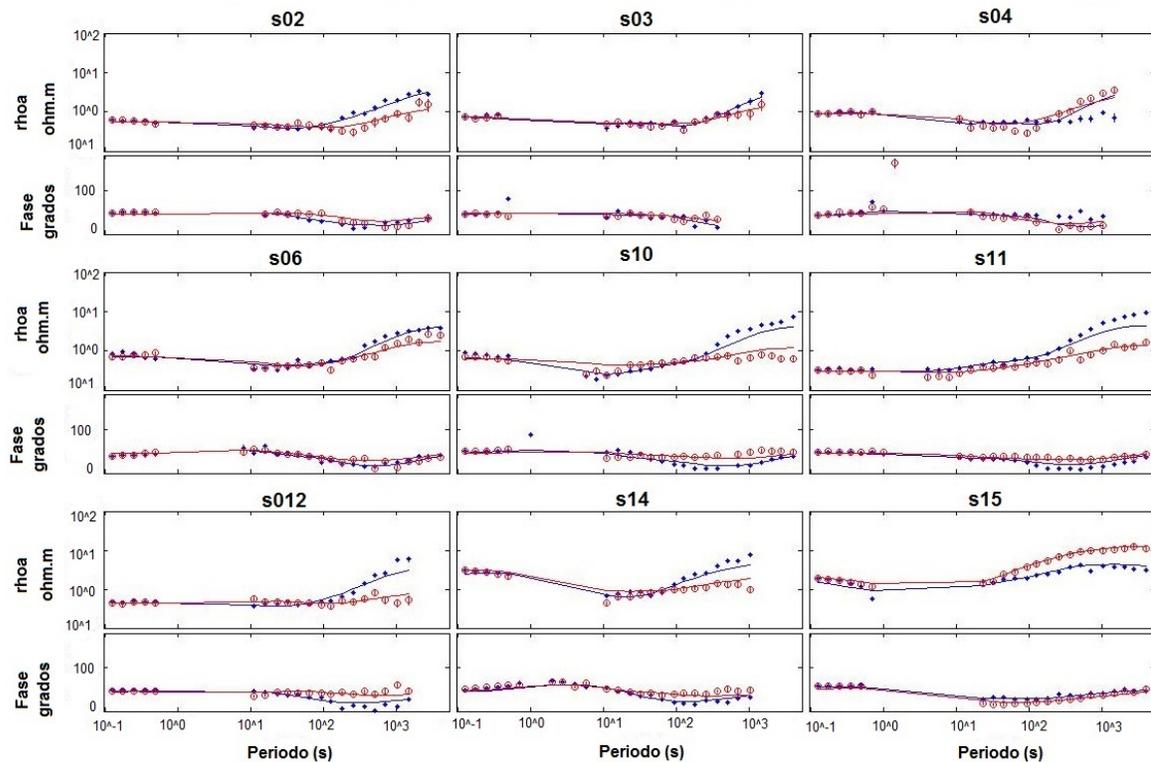
Figura 15: Diagrama de la estructura del subsuelo oceánico del perfil transversal González-Escobar *et al.* (2009). Las líneas discontinuas representan el basamento acústico, en color rojo las fallas principales, en color negro las fallas menores. En el eje vertical se muestra el tiempo doble de viaje y en el horizontal la ubicación de los OBEMs. Una estimación rápida de la profundidad se puede obtener multiplicando el tiempo doble de viaje por un factor de 1.3.

La respuesta del modelo y los datos se encuentran en la figura 16, en color azul se muestra el modo TE y en rojo el modo TM, los puntos representan las resistividades apa-

rentes observadas, las líneas corresponden a las respuestas de los modelos invertidos.

La resistividad aparente inicial de los sondeos que definen el **conductor somero** varía de 0.3 a 0.9  $\Omega.m$  aproximadamente, y cuya resistividad persiste hasta los 100 s (Figura 16). Dado que las curvas de los dos modos (TE y TM) permanecen paralelas podemos decir que hasta 100 s nos encontramos ante un medio 1D, el cual se asocia al material sedimentario de la cuenca (Figura 15). Después de 100 s las curvas se separan mostrando un comportamiento 2D o 3D.

La presencia del resistivo somero en el modelo está producido por el aumento brusco en las resistividades aparentes de período corto del sondeo 14 (2  $\Omega.m$ ) respecto al sondeo 12 (0.4  $\Omega.$ ). La existencia de este resistivo que podría interpretarse como la interrupción de la cuenca sedimentaria no está apoyada por los resultados de sísmica de reflexión, pues en la figura 15 se observa que entre el sondeo 12 y 14 la cuenca se adelgaza pero no desaparece.



**Figura 16:** Comparación entre las resistividades aparentes y fases observadas y las calculadas del modelo. Iteración 5, error de ajuste de 2.17. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente  $Z_{xy}$  (el modo TE), mientras que el color rojo se refiere a la componente  $Z_{yx}$  (modo TM) ambos en unidades de  $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas gráficas es el período en escala logarítmica (s).

#### 4.2.1.1. Inversiones de los modos TE y TM por separado

Las inversiones de los modos TE (Figura 17) y TM (Figura 18) por separado tienen errores de ajuste de 1.95 y 1.78, respectivamente. Los resultados en ambos modelos muestran el **conductor somero** (a en las figuras 17 y 18). El modo TE debajo de los 8 km de profundidad y lejos de los bordes del modelo muestra un cuerpo resistivo de 31 a 150  $\Omega.m$ , tal que no se observa el **conductor profundo central** por debajo de los sondeos 6 y 10. El **resistivo somero** entre los sondeos 12 y 14 se observa ligeramente con la presencia de bajas resistividades (b en la figura 17).

La inversión del modo TM (Figura 18) muestra una amplia zona de 0.6  $\Omega.m$  que se extiende desde los 8 km hasta los 50 km. El **resistivo somero** se ve en esta inversión como un zona con mayor resistividad (b en la figura 18). Las diferencias de los modelos TE y TM invertidos de forma independiente se deben a que el comportamiento de ambos modos es bastante distinto a partir del período de 100 s. Las curvas de TE en general alcanzan mayores resistividades aparentes a períodos más grandes comparadas con las del modo TM.

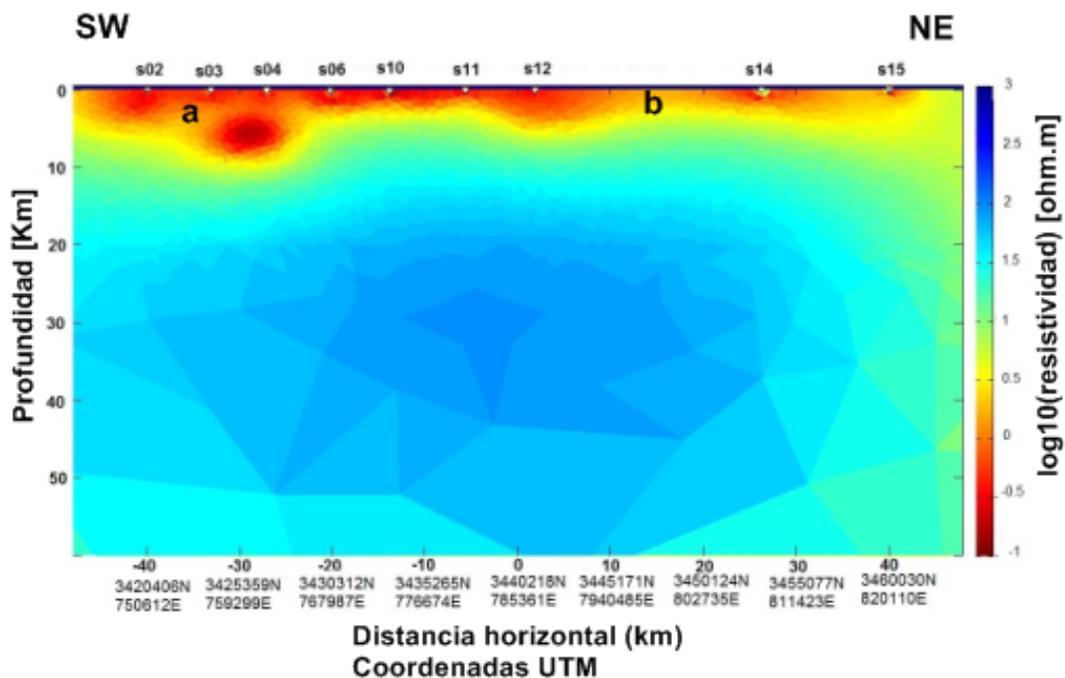


Figura 17: Modelo de inversión 2D del modo TE del perfil PEM-1. Iteración 4, con un error de ajuste de 1.95. El eje vertical muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical del perfil es de 0.82x. Las letras denotan algunas de las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero.

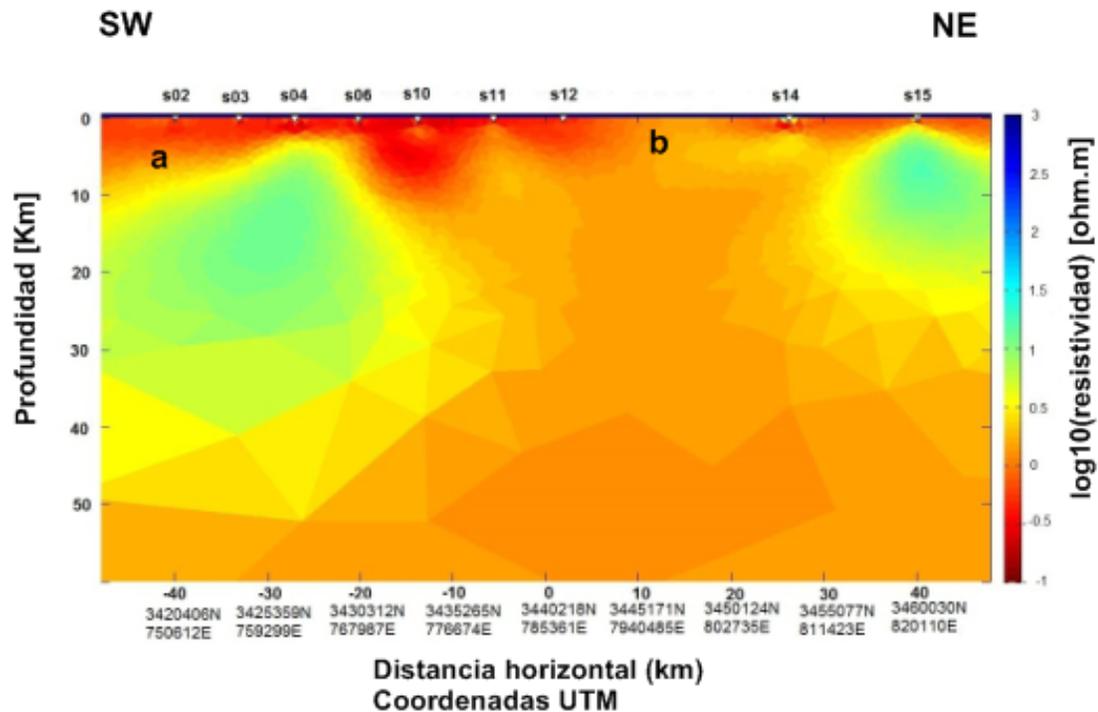


Figura 18: Modelo de inversión 2D del modo TM del perfil PEM-1. Iteración 4, con un error de ajuste de 1.78. El eje vertical muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical del perfil es de 0.82x. Las letras denotan algunas de las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero.

#### 4.2.2. Inversión 2D de perfil PEM-2

La intersección entre el perfil PEM-2 y el perfil PEM-1 ocurre en el sondeo 6 (Figura 2). El perfil PEM-2 atraviesa la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca de Consag con dirección NW-SE. Los resultados muestran una capa con resistividades entre  $0.4$  y  $0.9 \Omega.m$  (Figura 19), con un espesor que varía entre 5 a 7 km de profundidad a esta capa la llamaremos **conductor somero II (a2)**, y está asociada a los sedimentos de la cuenca. Entre el sondeo 8 y 9 se observa un cuerpo resistivo somero de aproximadamente  $25 \Omega.m$ , al cual llamaremos **resistivo somero II (b2)**. De la parte central del perfil hacia el SE se observa un **conductor profundo central II, (c2)** de  $3.16 \Omega.m$  que se extiende hasta aproximadamente 10 km de profundidad. Este conductor profundo II se observa desde la iteración 4, y en posteriores interacciones se observa a mayor profundidad.

La información sísmica que coincide con este perfil pertenece al trabajo realizado por Persaud *et al.* (2003) el cual se muestra en la figura 20. Los resultados solamente muestran 2 km de sedimentos atravesados por fallas. Las respuestas del modelo del perfil

PEM-2 (Figura 21) sugieren un medio 1D desde el período de 0.125 s a 30 s aproximadamente, después las curvas se separan mostrando un medio 2D o 3D.

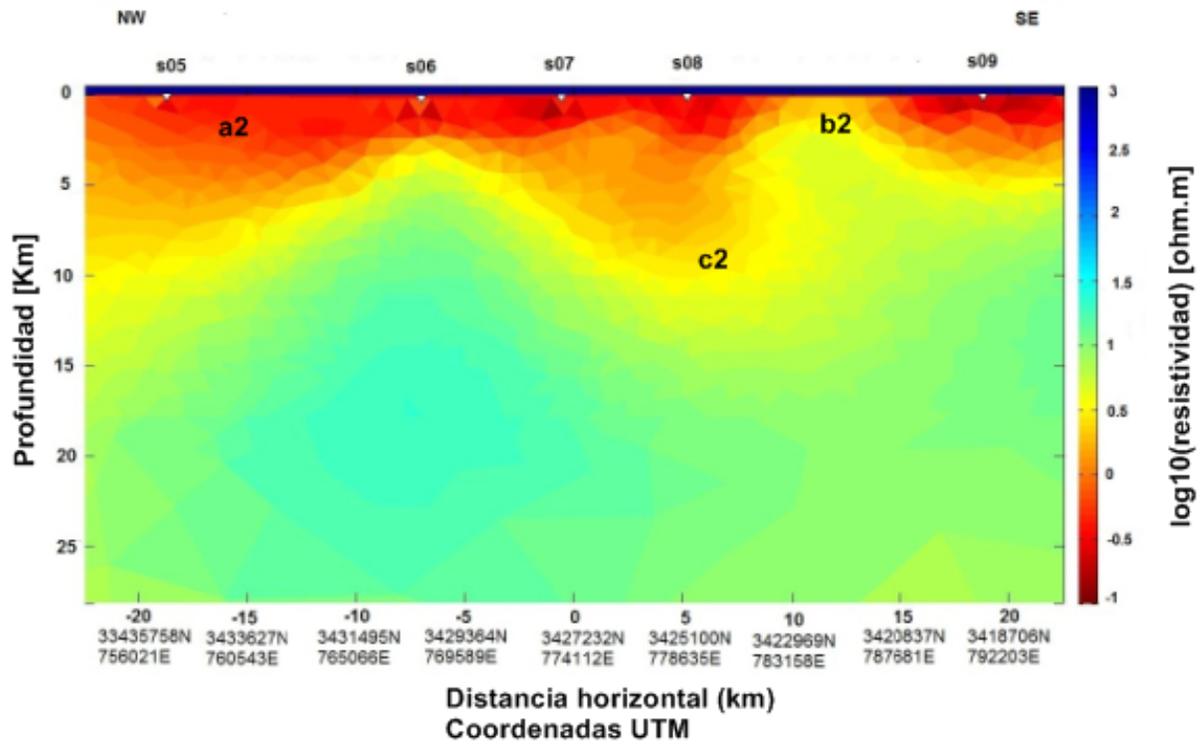


Figura 19: Modelo de inversión 2D del perfil PEM-2. Iteración 4, con un error de ajuste de 1.78. El eje vertical se muestra la profundidad en km, el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a2) conductor somero II, b2) resistivo somero II, c2) conductor profundo central II. La resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical es 0.79x.

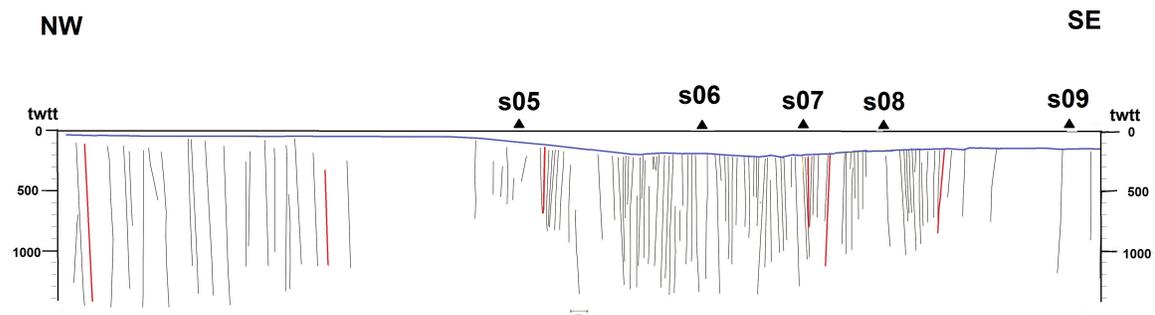
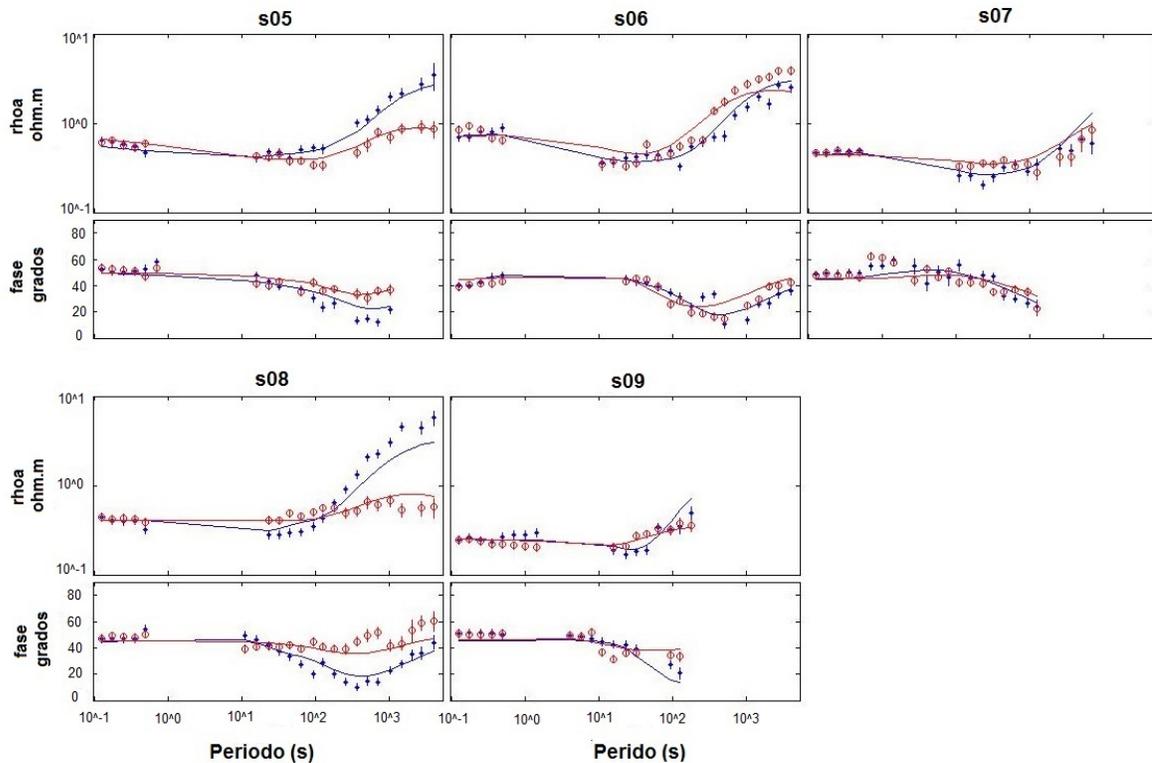


Figura 20: Datos sísmicos colectados en 1999 a bordo del barco Francisco de Ulloa de CICESE, con el equipo de sísmica de alta resolución de Lamont Doherty Earth Observatory (LDEO) de la Universidad de Columbia, N.Y. La línea que se presenta es la línea 8. En el eje vertical se muestra el tiempo doble de viaje y en el horizontal la ubicación de los OBEMs (Persaud *et al.*, 2003).



**Figura 21:** Respuestas del modelo de inversión del perfil PEM-2, iteración 4, error=1.78. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas se refieren al ajuste del modelo 2D. El color azul representa la componente  $Z_{xy}$  (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente  $Z_{yx}$  (modo TM) ambos en unidades de  $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s).

### 4.3. Pruebas de sensibilidad

Un análisis relativamente sencillo de probar qué tan bien está resuelto un rasgo en un modelo de inversión es a través de pruebas de sensibilidad. Estas pruebas consisten en calcular la respuesta del modelo de inversión pero modificando el rasgo de interés. Si la respuesta del modelo modificado varía, significa que ese rasgo sí está apoyado por los datos. Si la respuesta no cambia, significa que ese rasgo puede o no existir. Con el fin de esclarecer la existencia del adelgazamiento del conductor somero bajo el sondeo 4, la presencia de los resistivos someros, el conductor profundo central y oriental se realizaron pruebas de sensibilidad.

#### a) *Adelgazamiento del conductor somero bajo el sondeo 4*

El modelo de inversión 2D (Figura 14) reporta 3 km de una capa conductora de  $1.5 \Omega.m$  bajo el sondeo 4, es decir, 3 o 4 km menos potente que en el resto del perfil. En la prueba

de sensibilidad este conductor se engrosó aproximadamente 3 km con resistividades de  $0.27 \Omega.m$ , y de  $3.24 \Omega.m$  (Flecha en figura 22), la respuesta del modelo se muestra en la figura 23.

Comparando las respuesta del modelo de inversión (Figura 16) con las del modelo perturbado (Figura 23) podemos observar que las respuestas del sondeo 3 son prácticamente las mismas, mientras que en el sondeo 4 y 6 cambian. En el modelo de inversión original (Figura 16) la respuesta del modo TM en el sondeo 4 ajusta bien a los datos, pero no el TE; agregando una capa conductora más gruesa (Figura 22) la respuesta del modo TE mejora ligeramente, mientras que la del modo TM empeora significativamente. Por su parte el sondeo 6 muestra buen ajuste en el modelo de inversión original (Figura 16) pero con los cambios en el modelo de sensibilidad ambos modos se desajustan (Figura 23). Esto nos conduce a concluir que el adelgazamiento del conductor no está bien apoyado en los datos y que posiblemente sea un efecto 3D que no podemos modelar.

#### ***b) Resistivo somero***

En esta prueba la pérdida de continuidad lateral del conductor somero producida por el resistivo somero (b en la figura 14) fue remplazada por una capa conductora de 3 km de espesor. La capa fue diseñada con una resistividad de  $0.64 \Omega.m$  en superficie y  $2.55 \Omega.m$  en la parte mas profunda (Flecha en la figura 24). La respuesta de este modelo se muestra en la figura 25. Nótese que las respuestas calculadas de resistividad aparente del sondeo 14 difieren sustancialmente de las observadas, la respuesta del modelo perturbado sugiere una resistividad aparente de  $0.64 \Omega.m$  y los datos comienzan en  $3.47 \Omega.m$  (Flecha de la figura 25). Por lo tanto, la presencia del resistivo somero aparentemente está bien sustentada por los datos.

#### ***c) Conductor profundo central***

La siguiente prueba es para corroborar la existencia del cuerpo **conductor profundo central** cuyas resistividades varían de 5 a  $8 \Omega.m$  (Figura 14) y está localizado por debajo de los sondeos 6 y 10, en la parte más profunda del perfil PEM-1 (Figura 15). La zona de bajas resistividades fue sustituida en la prueba de sensibilidad por  $100 \Omega.m$  (Figura 26).

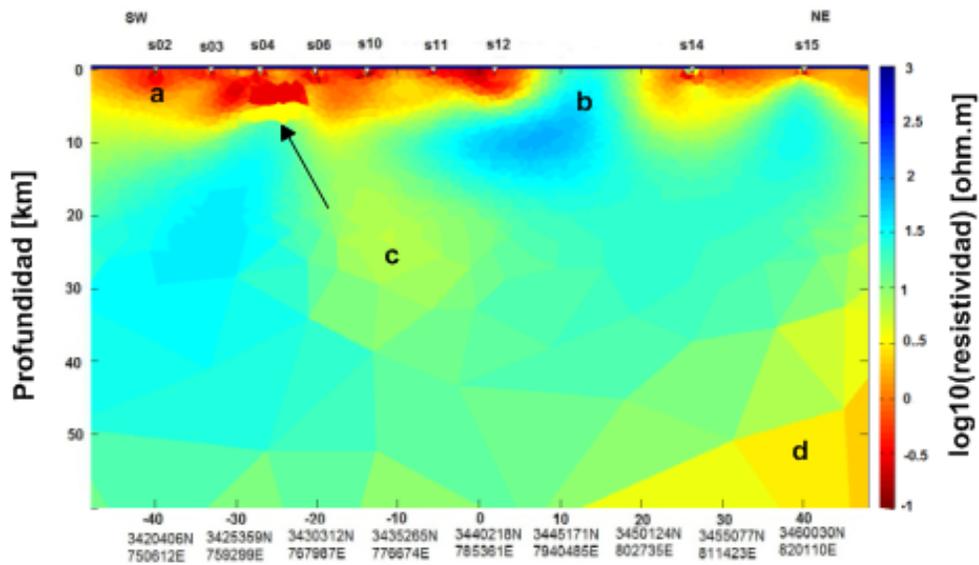
Comparando las respuestas del modelo original (Figura 16) con el modelo perturbado

(Figura 27) podemos notar que solo las resistividades aparentes del modo TM del sondeo 10 son las que muestran cambios en la respuesta del modelo perturbado, el resto de las respuestas son prácticamente iguales a las del modelo invertido originalmente. Este comportamiento sugiere que el modo TM es el que contiene la información del conductor, lo anterior se vislumbraba desde los resultados de la inversión del modo TM (Figura 18).

Detectar un cuerpo de baja resistividad localizado por debajo de un fuerte conductor como es el paquete de sedimentos no es una situación geofísica fácil, pues en métodos EM e inclusive eléctricos, dado que la mayor parte de la corriente tiende a circular por el primer medio. Es por ello que la respuesta de los modelos directos ante el cuerpo conductor de la cuenca es sutil. No obstante, las pruebas de sensibilidad y la inversión del modo TM respaldan la existencia del conductor profundo.

#### d) ***Conductor profundo oriental***

Para probar la presencia del conductor profundo oriental, localizado en la esquina inferior derecha del modelo de inversión a más 30 km de profundidad (d, Figura 14). Las bajas resistividades fueron remplazadas por un cuerpo de  $100 \Omega.m$  (d, Figura 28). Las respuestas de este modelo perturbado se muestran en la figura 29, comparando estas respuestas con las del modelo original (Figura 16) se nota que el sitio 14 no cambia en sus respectivas respuestas, mientras que en el sondeo 15 sí hay una modificación importante en la respuesta de la resistividad aparente del modo TM en períodos largos (Flecha en la figura 29).



**Figura 22: Modelo de sensibilidad para corroborar el ajuste de los datos a una capa conductora más delgada abajo del sondeo 4 en el perfil PEM-1, dentro de la capa conductora (a). Se simuló una estructura de  $0.27 \Omega.m$  y otra de  $3.24 \Omega.m$ , las cuales están señaladas con la flecha. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad aparente ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica.**

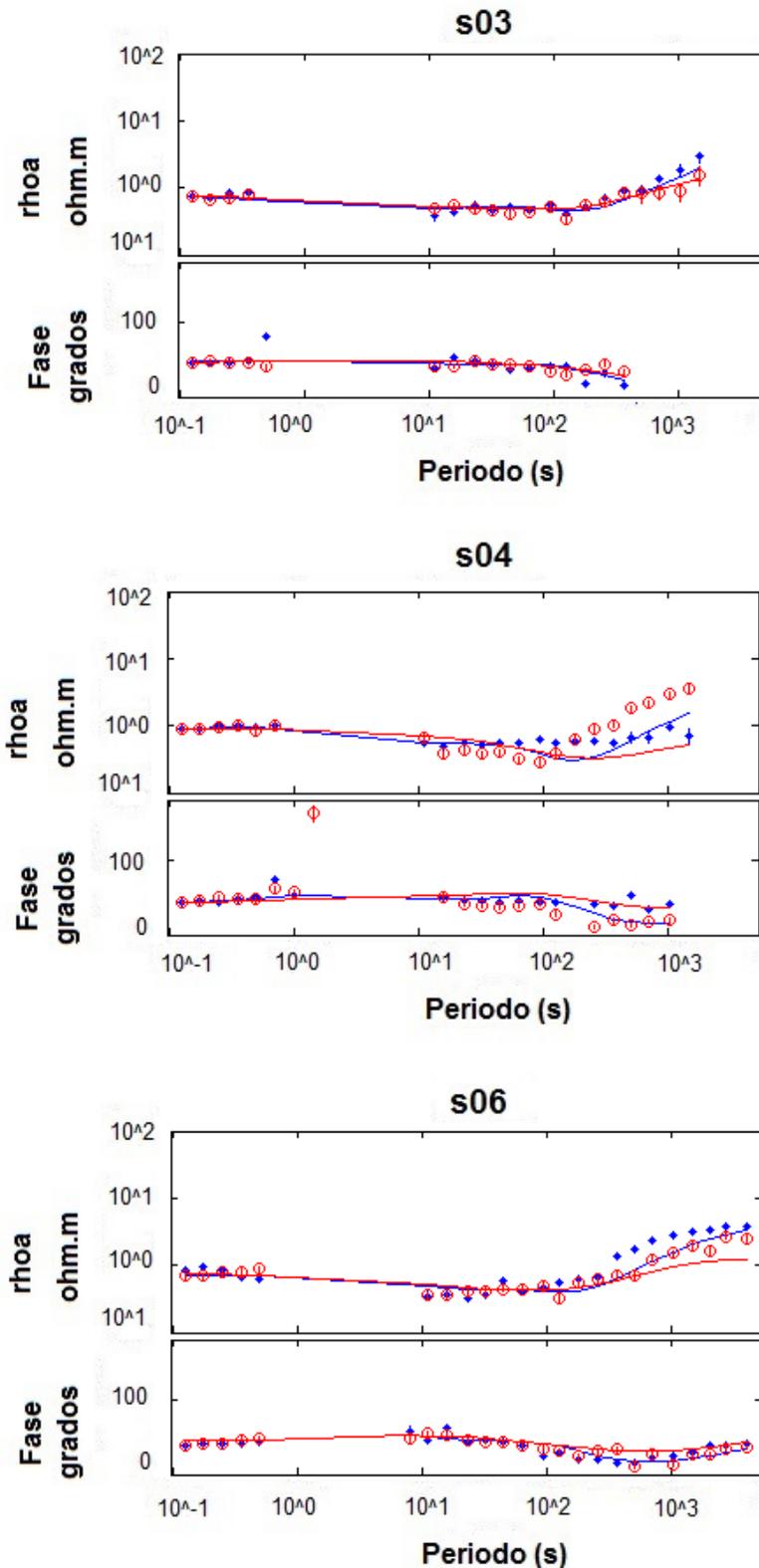


Figura 23: Respuesta del modelo directo para corroborar el ajuste de los datos a una capa conductora más delgada abajo del sondeo 4 en el perfil PEM-1, dentro de la capa conductora (a). Se simuló una estructura de  $0.27 \Omega.m$  y otra de  $3.24 \Omega.m$  dentro de la capa a. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente  $Z_{xy}$  (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente  $Z_{yx}$  (modo TM) ambos en unidades de  $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s).

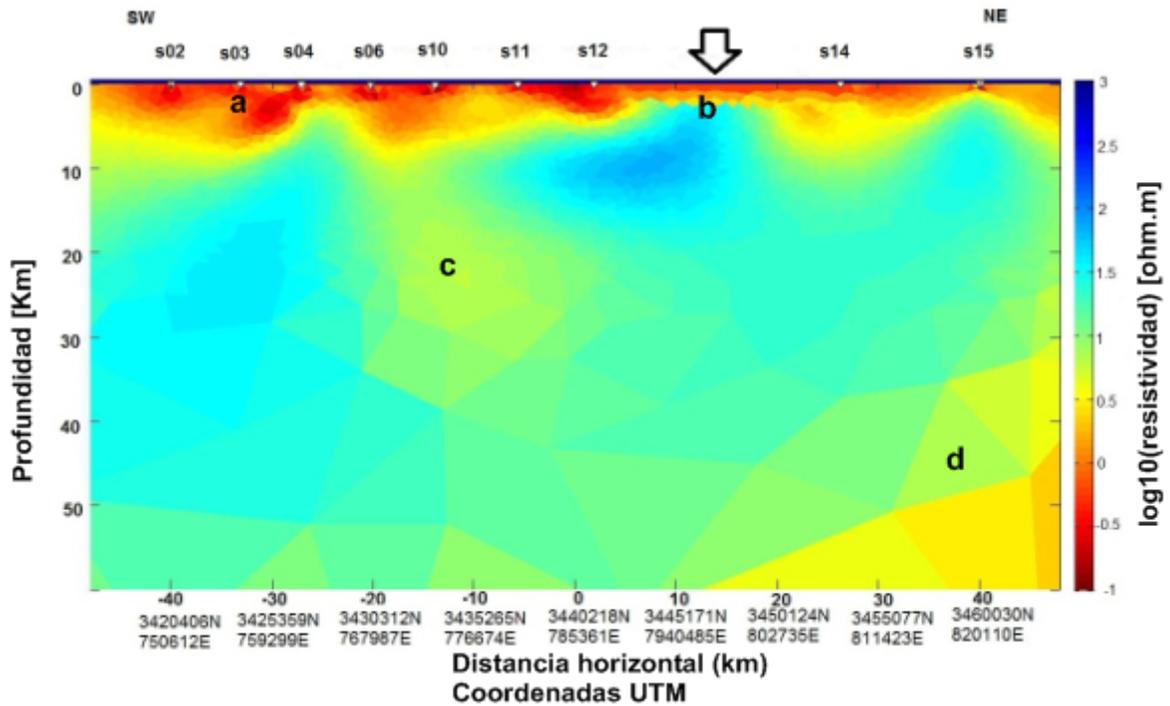


Figura 24: Modelo directo que simula la continuación de la capa conductora entre los sondeos 12 y 14, señalada con una flecha. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad ( $\rho$ ) se encuentra en escala logarítmica. La exageración vertical es 0.82x.

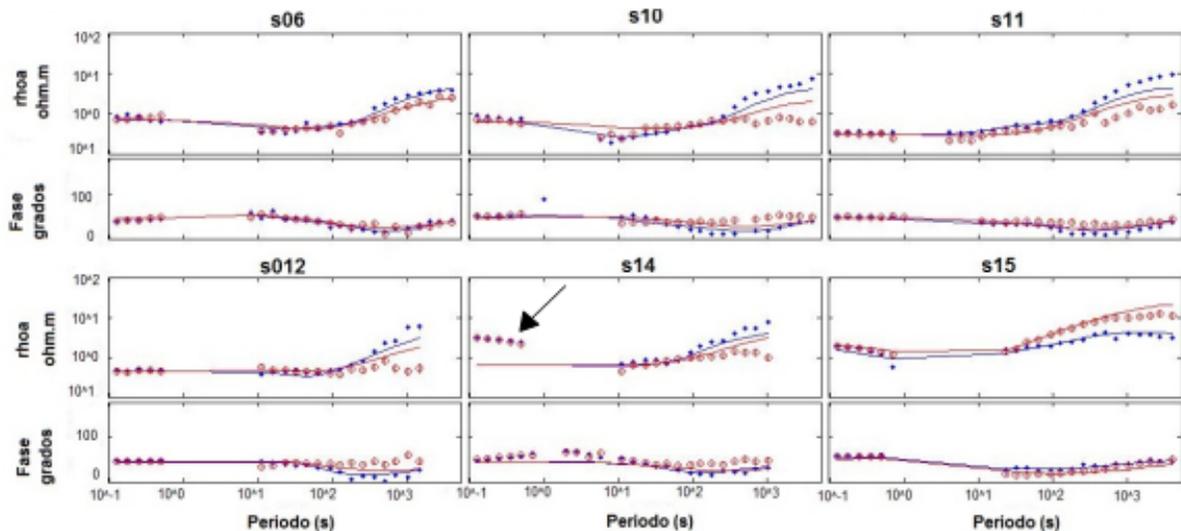


Figura 25: Respuestas de las curvas en los sondeo 6 y 10, del modelo directo que simula una capa conductora continua a lo largo de todo el perfil PEM-1. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente  $Z_{xy}$  (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente  $Z_{yx}$  (modo TM) ambos en unidades de  $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). En el sondeo 14 se observa un desajuste evidente entre el modelo y los datos.

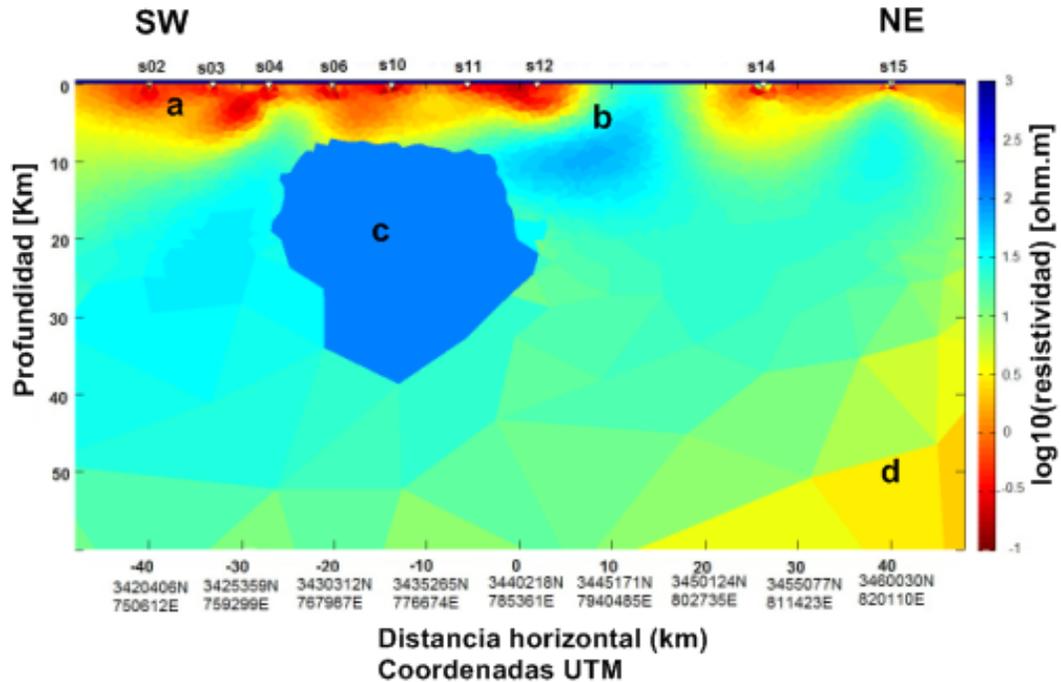


Figura 26: Modelo directo para corroborar el ajuste de los datos a un conductor profundo debajo de los sondeos 6 y 10 del perfil PEM-1. Se simuló una estructura de  $100 \Omega.m$  donde se encuentra la estructura c. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad aparente ( $\rho_{\alpha}$ ) se encuentra en escala logarítmica.

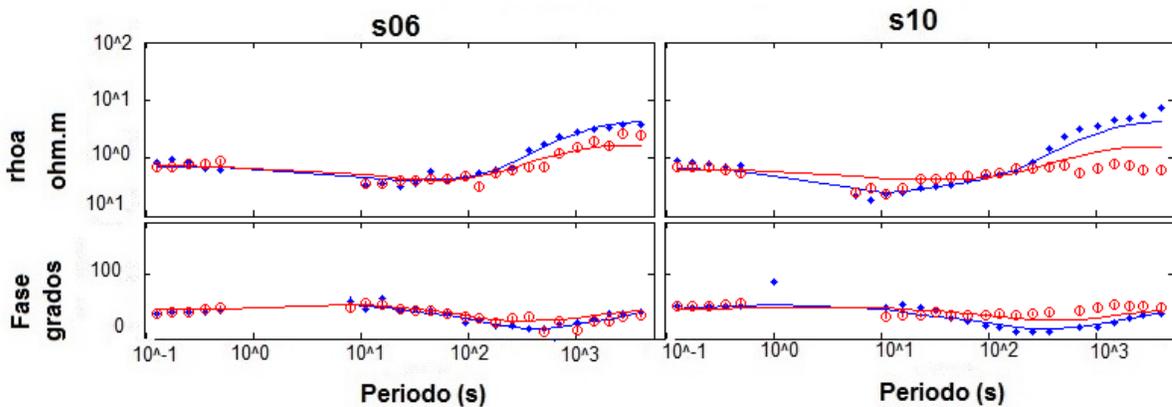


Figura 27: Respuestas del modelo directo que simula una estructura de  $100 \Omega.m$  donde se encuentra el conductor profundo. Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente  $Z_{xy}$  (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente  $Z_{yx}$  (modo TM) ambos en unidades de  $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). Las respuestas son solamente sensibles sobre en el sondeo 10. El modo TE muestra un mejor ajuste, mientras que el modo TM se aleja del ajuste inicial. Se observa también un desajuste en la fase del modo TM.

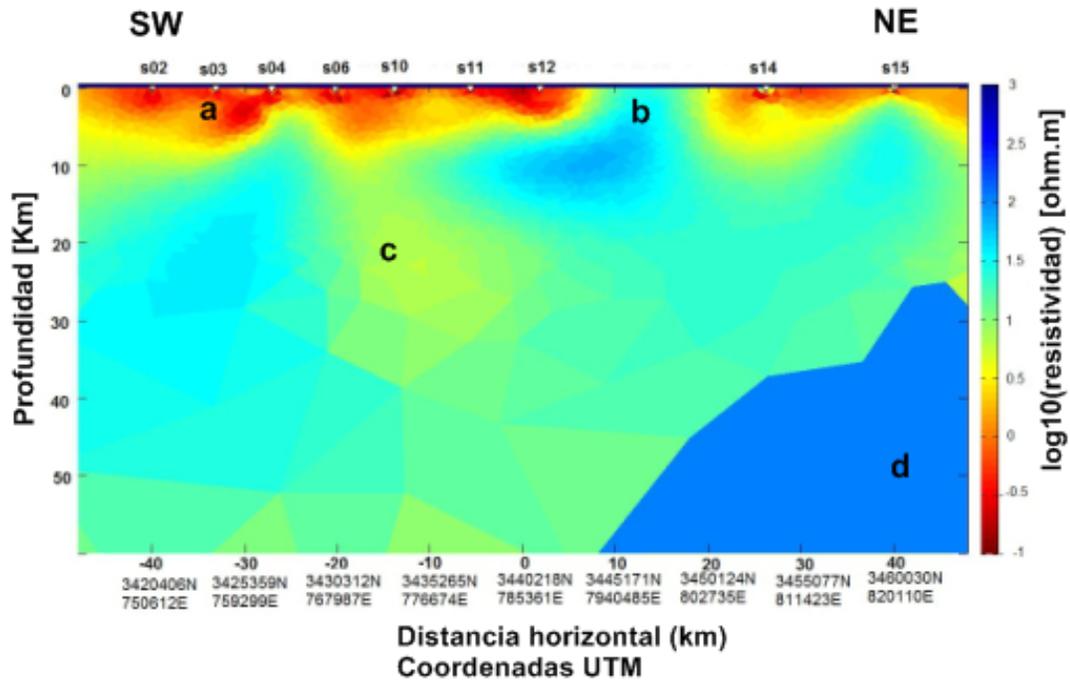


Figura 28: Modelo directo para corroborar el ajuste de los datos al conductor profundo oriental, debajo del sondeo 15 del perfil PEM-1. Se simuló una estructura de  $100 \Omega.m$  donde se encuentra la estructura d. Las letras denotan las diferentes estructuras de resistividad encontradas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo, d) conductor profundo oeste. En el eje vertical se muestra la profundidad en km, en el eje horizontal la distancia en km a partir de un cero de referencia y abajo las coordenadas UTM. La escala de la resistividad aparente ( $\rho_{\alpha}$ ) se encuentra en escala logarítmica

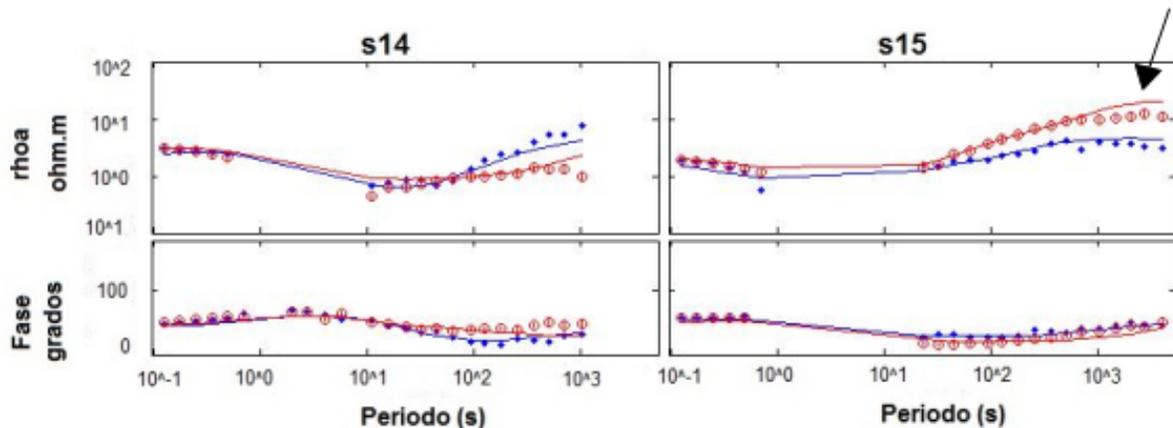


Figura 29: Respuestas del modelo directo que simula una estructura de  $100 \Omega.m$  donde se encuentra el conductor oeste profundo (estructura d). Los puntos representan los datos del sondeo, mientras que las líneas indican las respuestas calculadas del modelo 2D. El color azul representa la componente  $Z_{xy}$  (el modo TE), el color rojo se refiere a la componente  $Z_{yx}$  (modo TM) ambos en unidades de  $\Omega.m$ . El eje vertical de la primera figura de cada sondeo pertenece a la resistividad aparente en escala logarítmica, mientras que el eje vertical de la segunda figura es la fase en grados, el eje horizontal para ambas es el período en escala logarítmica (s). La sensibilidad a este cuerpo se observa en los períodos grandes del sondeo 15, la resistividad de los modos TM y TE incrementan, disminuyendo el ajuste con los datos. También se observa un ligero cambio en la fase de TM.

#### 4.4. Estimación de la resistividad promedio en ventanas de profundidad

Una forma más de probar la presencia del conductor profundo central (c, Figura 14), es utilizando la metodología de Gómez-Treviño (1996), es una herramienta útil pues permite inferir la variación vertical de la resistividad a través del calcular el promedio de las resistividades entre dos profundidades de un mismo sondeo.

En nuestro estudio se utiliza esta metodología como una aproximación porque estrictamente es válida para cuando  $\rho(z)$ . Las resistividades de los sondeos 4, 6, 10, 11 y 12 se calcularon utilizando el determinante de las impedancias de cada sondeo para tener la curva de resistividades. Los errores se tomaron considerando la propagación de errores. Presentamos los resultados con el 95 % de confianza. El método tiene sentido cuando las barras de error de las resistividades aparentes no se intersectan unas con otras, entonces podemos decir que las resistividades de un rango de profundidad a otro son diferentes.

En la figura 30 se muestran las resistividades en función de la profundidad para cada sondeo, el sondeo 10 destaca por un decremento en los valores de resistividad a partir de los 10 km de profundidad, a diferencia del resto de los sondeos cuya resistividad es mayor a éstas profundidades. El comportamiento de la distribución de la resistividad en el sondeo 10 es una evidencia más de la existencia de una estructura conductora.

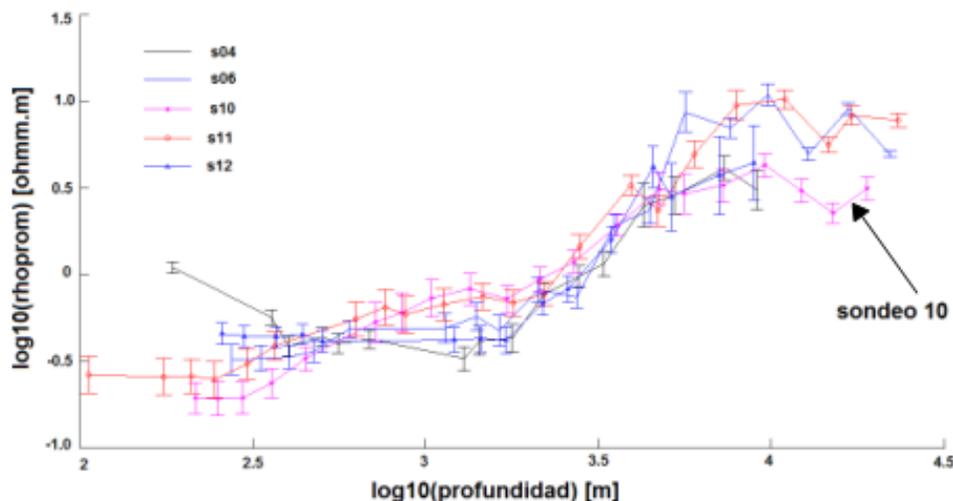


Figura 30: Se calculó la resistividad promedio para cada sondeo utilizando la metodología de (?). Los resultados muestran que la distribución de la conductividad promedio de 5 de los 9 sondeos del PEM-1, con un intervalo de confianza del 95 %. El sondeo 10, es el que muestra una disminución importante de la conductividad a partir de los 10 km de profundidad.

#### 4.5. Interpretación de ambos perfiles

Los resultados de las inversiones de los datos magnetoteléuricos muestran cuatro rasgos importantes en el perfil PEM-1: a) el **conductor somero** b) un **resistivo somero** entre los sondeos 12 y 14 c) un **conductor profundo central** debajo de los sondeos 6 y 10, d) un **conductor profundo oriental** a la altura del sondeo 15. Las estructuras resistivas que sobresalen en el perfil PEM-2 son: a2) el **conductor somero** que se observa también en el perfil PEM-1, b2) el **resistivo somero** que se observa débilmente entre los sondeos 8 y 9 y, c2) el **conductor central profundo**.

##### a) **Conductor somero de los perfiles PEM-1 y PEM-2**

El agua de mar tiene una resistividad aproximada de  $0.3 \Omega.m$ , la capa conductora superficial en ambos perfiles presenta una resistividad de  $0.4-3.3 \Omega.m$ . Los valores bajos de resistividad de esta capa están asociados a material sedimentario saturado con agua salina, el aumento de la resistividad a profundidad se relaciona con un decremento en la porosidad. El adelgazamiento del conductor debajo del sondeo 4 no se correlaciona con los datos de sísmica de reflexión (Figura 15). Sin embargo, las pruebas de sensibilidad (Figuras 24 y 23) apuntan a que podría tratarse de un efecto 3D ya que el modo TE no está bien resuelto bajo la inversión 2D (Figuras 14 y 16).

La formulación del método de inversión incorpora que los cambios laterales y a profundidad de la resistividad sean suaves. Lo anterior hace difícil interpretar los contactos geológicos con el modelo de resistividad, es decir, identificar dentro del modelo donde se encuentra el basamento sísmico. En la figura 31 se define la profundidad del máximo gradiente vertical de la resistividad dentro de la capa conductora. Los resultados revelan que las profundidades de los máximos gradientes no están asociadas directamente con el techo del basamento cristalino. Entonces es probable que las profundidades a los puntos de máximo gradiente se correlacionen con pérdida de la porosidad y/o a sedimentos litificados dentro de la cuenca.

En la figura 32 se despliegan los resultados de flujo de calor de Prol-Ledesma *et al.* (2013), donde los valores más altos se localizan cercanos a los sondeos 9 y 11. Alrededor de estas áreas se espera que la resistividad eléctrica sea menor, porque ésta disminuye

en presencia de altas temperaturas y/o altas concentraciones de sales de las emanaciones hidrotermales. Utilizando los valores de resistividad que obtuvimos a partir de las inversiones 2D, podemos observar que las resistividades más someras sí están en los sondeos 9 y 11 como se esperaba, sus valores son 0.3 y 0.35  $\Omega.m$  respectivamente. Mientras que la media geométrica ( $pg$ ) de las resistividades someras para el resto de los sondeos es 0.85  $\Omega.m$ , la media geométrica se calculó utilizando  $pg = (\rho_1 \cdot \rho_2 \cdot \rho_3 \dots \rho_n)^{1/n}$  donde  $\rho$  es la resistividad y  $n$  es el número total de sondeos promediados.

La disminución de la resistividad de 0.85  $\Omega.m$  a 0.32  $\Omega.m$  (una diferencia de aproximadamente media década, utilizando escala logarítmica) en la roca cercana a la superficie puede ser producida principalmente por un aumento de temperatura o de salinidad (Figura 33). Esta estimación está basada en la Ley de Archie  $\rho = F\rho_w$  que establece que la resistividad de la roca es igual al producto del factor de formación  $F$ , por la resistividad del fluido contenido en los poros de la roca  $\rho_w$ . Supondremos aquí que el factor de formación es constante bajo los 13 sitios de MT y que el cambio de resistividad del subsuelo somero únicamente se debe a cambios en la resistividad del agua en los poros. La figura 33 representa la variación de la resistividad de un material que está en función de la concentración de cloruro de sodio que contiene y de su temperatura (Keller y Frischknecht, 1966). Considerando una concentración de salinidad constante, y comenzando con una temperatura del fondo marino de 15° (Neumann, comunicación personal, 2016), la disminución de la resistividad de 0.85 a 0.32  $\Omega.m$  se explica por un aumento de la temperatura de 60°, es decir, si la temperatura es el factor responsable de esta disminución (línea azul en la figura 33). En contraste, si la temperatura permanece constante y sólo cambia la salinidad sería necesario un incremento de ésta de 9 a 29 g/l, es decir, un aumento por un factor de 3 o equivalente a un incremento del 200 % en la salinidad. Si el decremento de la resistividad es debida a una combinación de temperatura y salinidad, cualquier punto dentro del área marcada en azul explicaría el cambio.

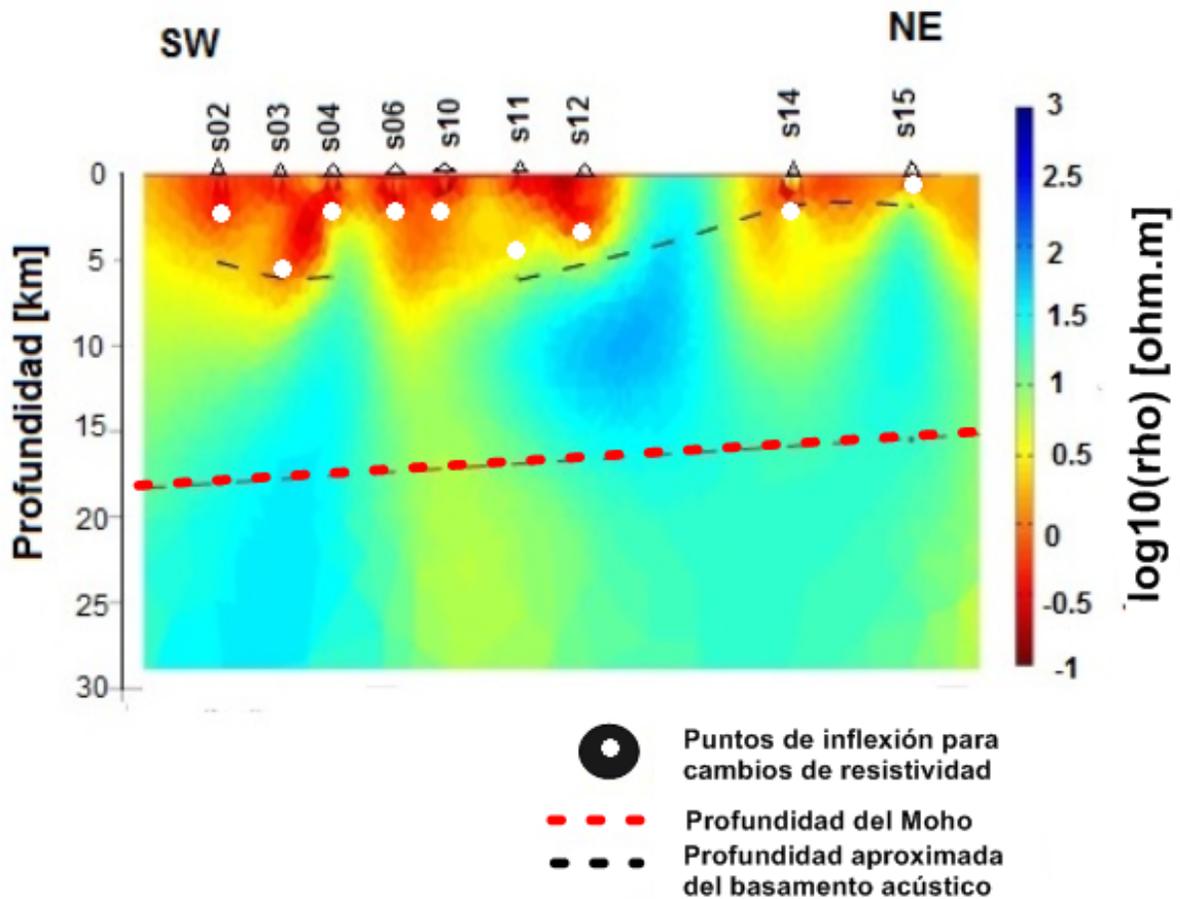


Figura 31: El modelo de resistividad es el resultado de la inversión 2D del Perfil PEM-1 con datos MT marinos. Los puntos blancos denotan la profundidad de los gradientes de resistividad más altos en la capa conductora. La línea negra es la profundidad del basamento acústico González-Escobar *et al.* (2009). La línea puntuada roja la profundidad del Moho calculada por Lewis *et al.* (2001). En la figura puede observarse que la profundidad de los cambios en resistividad no está directamente relacionada con la profundidad del basamento acústico.

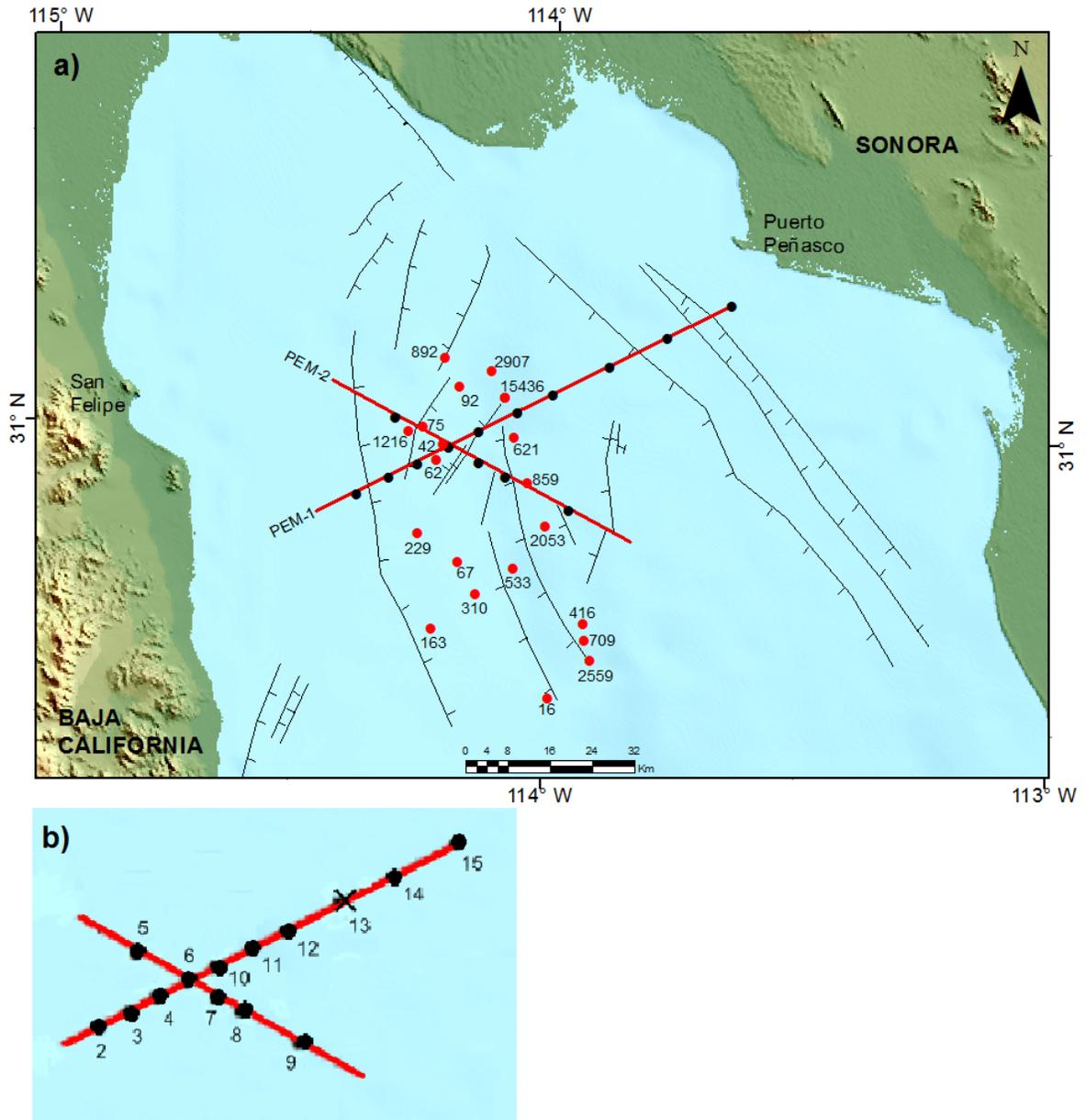


Figura 32: Los puntos negros son los sondeos MT marinos (OBEMs), el patrón de fallas es de Martín-Barajas *et al.* (2013) y los valores de flujo de calor de Prol-Ledesma *et al.* (2013). Obsérvese los flujos de calor más altos alineados en dirección NW-SE y cercanos al sondeo 11.

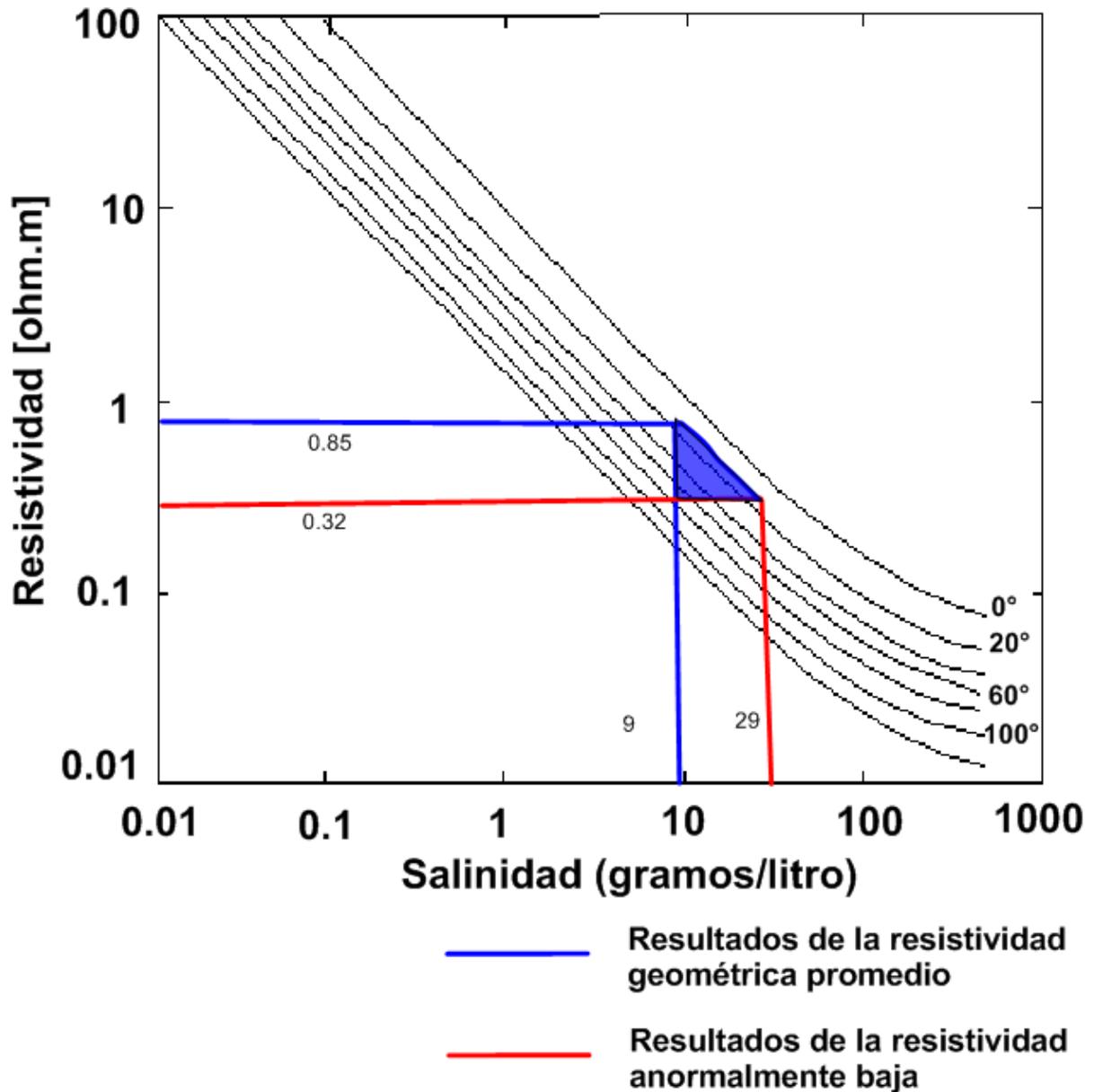


Figura 33: Diagrama de Keller y Frischknecht (1966), donde se muestra la resistividad en función de la concentración de NaCl y de la temperatura ( $^{\circ}C$ ). Considerando una concentración de salinidad constante, y comenzando con una temperatura del fondo marino de  $15^{\circ}C$  (comunicación oral Florian Neuman 2015), la disminución de la resistividad de  $0.85$  a  $0.32 \Omega.m$  se explica por un aumento de la temperatura de  $60^{\circ}C$ . Si la temperatura permanece constante y sólo cambia la salinidad un incremento de está de  $9$  a  $29$  g/l, es necesario para explicar el cambio de resistividades. Si el decremento de la resistividad es debida a una combinación de temperatura y salinidad, cualquier punto dentro del área marcada en azul explicaría el cambio.

#### b) Resistivo somero de los perfiles PEM-1 y PEM-2

La presencia del cuerpo resistivo superficial entre los sondeos 12 y 14 aparentemente está bien justificado con las pruebas de sensibilidad (Figuras 24 y 25). Sin embargo, la interrupción del conductor somero asociado a la cuenca sedimentaria por este resis-

tivo somero contradice la evidencia del perfil de sísmica de reflexión (Figura 15), el cual muestra un adelgazamiento de la cuenca producida por un levantamiento del basamento pero definitivamente no una interrupción de ella. Este levantamiento del basamento está apoyado por el mapa de anomalías magnéticas (Figura 4) el cual muestra una serie de altos magnéticos alineados NW-SE cerca del sitio 14 de MT. La falla que produce este levantamiento del basamento es la Falla Cerro Prieto Sur, uno de los rasgos tectónicos más importantes del área. Los valores de resistividad somera estimada por Reyes (2016) en el mismo perfil en su estudio de electromagnéticos de fuente artificial tampoco apoyan una interrupción del conductor somero. Esto nos conduce a inferir que la presencia de este resistivo somero no es real sino que es un artificio del método de inversión. La ausencia del sondeo 13 y el aumento de las resistividades aparentes de período corto en el sondeo 14 ocasionan que el algoritmo de inversión introduzca artificialmente este resistivo, en vez de continuar con el conductor somero. Una situación similar se puede observar en el perfil PEM-2 donde el conductor somero también parece interrumpirse entre el sondeo 8 y 9 (b2 en figura 19). En esta última zona la separación entre sondeos es grande y hay una diferencia entre las resistividades aparentes de período más corto en estos dos sondeos (Figura 21).

### c) ***Conductor profundo central***

Es el rasgo geofísico más interesante encontrado en este estudio. Este conductor localizado bajo el sondeo 10, tiene una tendencia cercana a la vertical, se encuentra bajo la parte más profunda de la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca Consag (Figura 15) y se extiende desde la base de la cuenca hasta profundidades de 40 km. Estas características sugieren que este conductor es producido por fusión parcial en la corteza inferior y manto superior, es decir, sus bajas resistividades son debidas a la presencia de magma.

Este conductor se observó en las diferentes iteraciones del proceso de inversión. Su existencia fue verificada con la prueba de sensibilidad, notándose que el modo TM es el que contiene información sobre su presencia. Así mismo, aunque son una aproximación, los promedios de resistividad estimados con la técnica de Gómez-Treviño (1996) volvieron a confirmar la existencia de resistividades anómalmente bajas en profundidades mayores a 10 km abajo del sondeo 10.

Conociendo las resistividades de las dos componentes de un medio y de la resistividad resultante o efectiva, se puede estimar las proporciones de las dos componentes. Entonces, para tener una idea de la proporción de magma que contiene este conductor adoptamos la ley de mezcla binaria propuesta por Hashin y Shtrikman (1962), que no solo sirve para el caso de conductividades eléctricas sino también para otras propiedades físicas como la permeabilidad o velocidad de propagación de ondas elásticas. Los límites de variación Hashin y Shtrikman (1962) están dados por la ecuación 33

$$\sigma_f + (1 - \phi) \left( \frac{1}{\sigma_h - \sigma_f} \right)^{-1} > \sigma > \sigma_h + \phi \left( \frac{1}{\sigma_h - \sigma_f} + \frac{(1 - \phi)}{3\sigma_h} \right)^{-1} \quad (33)$$

donde  $\sigma_h$  es la conductividad de la roca huésped,  $\sigma_f$  es la conductividad del magma,  $\sigma$  es la conductividad efectiva y  $\phi$  es la proporción fraccional que existente del material con conductividad  $\sigma_f$ . A esta variable  $\phi$  la llamaremos porosidad. Si la resistividad del conductor profundo es  $4 \Omega.m$ ,  $\rho$ , la del magma es  $0.25 \Omega.m$  (Constable, 2007),  $\rho_f$ , y la roca huésped es  $30 \Omega.m$ ,  $\rho_h$ , las respectivas conductividades son  $0.25$  ( $\sigma$ ),  $4$  ( $\sigma_f$ ) y  $0.33$  ( $\sigma_h$ ) en S/m. Los límites superior ( $\rho^+$ ) e inferior ( $\rho^-$ ) de la variación de la resistividad efectiva ( $\rho$ ) calculados con la expresión 33 y transformados a resistividades se muestran en la figura 34 para porosidades de 0.01 a 1, es decir, cuando la proporción de magma varía de 1 % a 100 %. Con estos límites de variación, si la resistividad efectiva es de  $4 \Omega.m$ , la proporción de magma podría variar de 8 % a 70 % (línea gruesa en figura 34). Obviamente este es un rango de variación muy grande que podría considerarse de utilidad limitada.

Otro camino de estimación es el de la ley de Archie

$$\rho = a\phi^{-m}\rho_f \quad (34)$$

Considerando valores de  $a$  y  $m$  de 1 y 2 respectivamente (parámetros que dependen del tipo de roca) tendremos  $\phi = \sqrt{\frac{\rho_f}{\rho}}$ . Si  $\rho_f=0.25$  y  $\rho=4 \Omega.m$ , la porosidad o proporción de magma es del 25 %, cantidad que se encuentra dentro de los límites dados por las relaciones de Hashin y Shtrikman (1962). Estos valores deben de considerarse solo como una estimación cruda dado que está basada en muchas suposiciones y simplificaciones.

Hay varias evidencias de la presencia de intrusivos bajo la parte más gruesa de la

cuenca. González-Escobar *et al.* (2014) con el método de sísmica de reflexión, encontraron en 4 perfiles de PEMEX evidencia de la presencia de un cuerpo intrusivo localizado sobre la cuenca Consag, aproximadamente de 20 a 40 km al sur del perfil PEM-1. El área cubierta por este cuerpo se muestra marcada en la figura 1 como "Consag Intrusive".

Por su parte, el perfil sísmico que coincide con el perfil PEM-1 no presenta ningún intrusivo profundo (Figura 15). Sin embargo, la anomalía gravimétrica medida en el mismo perfil de PEMEX fue presentada por Pérez (1980) quien observó que está caracterizada por un máximo local superpuesto en un mínimo regional (Figura 5). Este máximo es del orden de 20 mGal. Fue interpretado por Pérez (1982) como un intrusivo básico en el fondo de la cuenca. Por lo tanto, estos intrusivos deben ser la manifestación de una nueva corteza oceánica alimentada por el magma.

Aún cuando éstas son evidencias de la creación de nueva corteza oceánica bajo el sondeo 10, la señal magnética en esta zona es prácticamente ausente, es decir, no hay evidencia de las bandas positivas y negativas típicas de una zona de esparcimiento de piso oceánico. Estas anomalías solo se encuentran en la Dorsal del Pacífico Oriental en la boca del Golfo de California (Larson *et al.*, 1972). Ejemplos de las anomalías magnéticas en la vecindad de la zona de estudio se muestran en las figuras 4 y 5. Una explicación a la ausencia de anomalías magnéticas ha sido dada por Levi y Riddihough (1986). Ellos explican que la gruesa capa de sedimentos impide al material basáltico salir en contacto directo con el mar y enfriarse rápidamente. A su vez, estas intrusiones se encuentran dentro de un sistema hidrotermal, ocasionando un enfriamiento lento, lo que ocasiona que el material basáltico no adquiera una magnetización remanente interna.

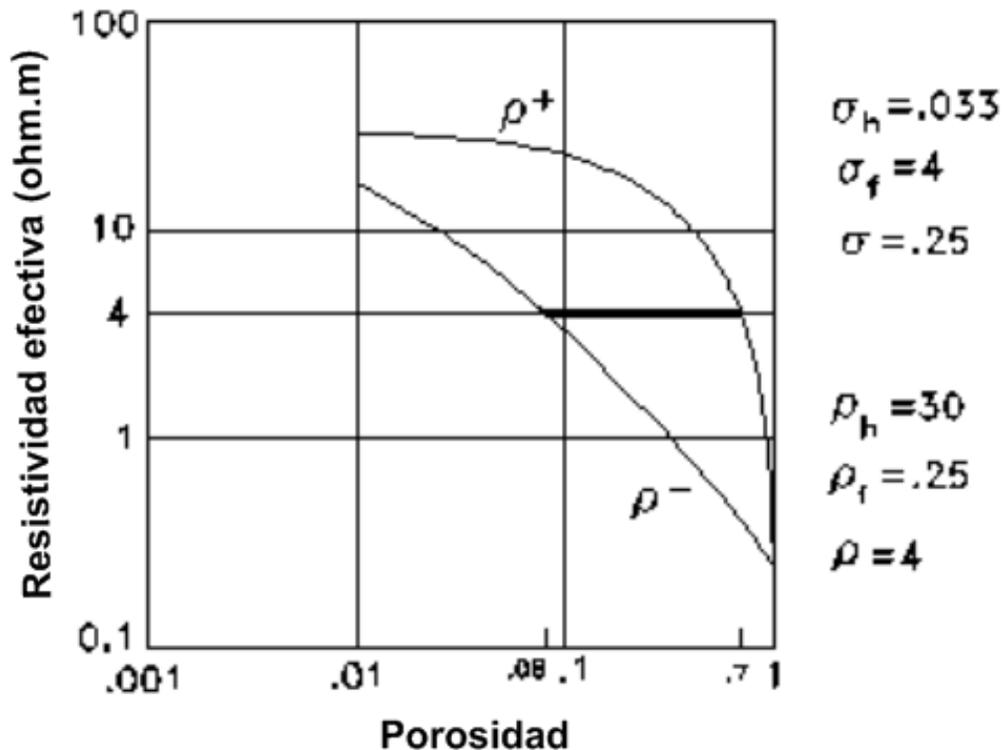


Figura 34: Límites de resistividad inferior y superior de Hashin-Shtrikman. En el eje vertical se encuentran los valores de la resistividad efectiva contra la porosidad. Los resultados de muestran que la porosidad podría variar de 8 a 70 % lo cual no tiene mucho sentido físico.

#### d) Conductor profundo oriental

Este conductor está bien apoyado por los datos del sondeo 15. Sin embargo, su extensión lateral está indefinida ya que se encuentra en el extremo oriental del modelo. Con los datos que se tienen cualquier interpretación de este cuerpo sería puramente especulativa.

## Capítulo 5. Conclusiones

---

Este estudio muestra como el método MT marino puede ser utilizado para localizar las fuentes que generan algunos de los altos flujos de calor encontrados en el norte del Golfo de California y que son de interés en la exploración de energía geotérmica. Las inversiones 2D de los datos fueron realizados con un algoritmo de elemento finito con restricciones de suavidad. Estas inversiones permitieron identificar dos conductores importantes, el asociado con los sedimentos de la zona de transición entre la cuenca Wagner y la cuenca Consag y el interpretado como evidencia de la presencia de magma en una pluma alimentadora de la futura dorsal oceánica. El análisis de la estructura de resistividades estuvo enfocado en cuatro zonas: a) conductor somero, b) resistivo somero, c) conductor profundo central y d) conductor profundo oriental.

En los sondeos 9 y 11 se registraron las resistividades más bajas de ambos perfiles,  $0.3 \Omega.m$  y  $0.35 \Omega.m$  respectivamente. Además, alrededor de estos sondeos se encuentran reportados los flujos de calor más altos. Si suponemos que estas resistividades están controladas por la resistividad del agua contenida en los poros de estos sedimentos, se puede inferir que la disminución de la resistividad se debe a un aumento de la temperatura de  $60^{\circ}C$  y/o a un aumento de la salinidad en los flujos hidrotermales del 200 %.

El cuerpo resistivo somero, está menos constreñido por los datos de MT marino, pues existen 24 km sin datos entre sondeos vecinos. Los modelos de sensibilidad apuntan hacia la existencia de un cuerpo resistivo, esta respuesta está basada en las altas resistividades iniciales de los sondeos 14 y 15 de  $2 \Omega.m$  y  $3 \Omega.m$  respectivamente. Por su parte, los resultados de sísmica de reflexión no observan basamento somero, pero si un adelgazamiento de la cuenca por donde pasa la falla de Cerro Prieto Sur, llegamos a la conclusión que la presencia de este resistivo somero no es real.

El conductor profundo central es la estructura más interesante de este estudio y su existencia esta soportada por datos de MT marino. Está localizado bajo el sondeo 10, en la parte más profunda de nuestro perfil. Tiene una resistividad de  $4 \Omega.m$ , su geometría es cuasi-vertical, se extiende de 10 a 40 km de profundidad con espesor de 10 km aproximadamente. Los rasgos anteriores apuntan a que se trata de material magmático ubicado dentro de la litosfera inferior y manto superior, por lo cual se caracteriza como evidencia

de creación de nueva corteza oceánica.

El conductor profundo oriental es un rasgo necesario para el ajuste a los datos a profundidades del manto superior debajo del sondeo 15. Sin embargo, carecemos de argumentos para darle una interpretación a este conductor.

## Lista de referencias bibliográficas

- Alvarez, L., Suárez, F., Mendoza, R., y González, M. 2009. Bathymetry and active geological structures in the upper Gulf of California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **61**(1): 129–141.
- Aragón-Arreola, M. y Martín-Barajas, A. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, **35**(6): 571–574.
- Berdichevsky, M. 1968. Electric prospecting by the magnetotelluric profiling method. *Nedra, Moscow*.
- Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica. 2014. <http://www.cemiegeo.org/index.php/prensas/prensa?id=291lang=1>.
- Chave, A. D., Constable, S. C., y Edwards, R. N. 1991. Electrical exploration methods for the seafloor, in *Electromagnetic methods in applied geophysics. Society of Exploration Geophysicists*, **2**: 931–966.
- Chave, A. y Jones, A. 2012. *The magnetotelluric method: theory and practice*. Cambridge University Press.
- Constable, S. C., Parker, R. L., y Constable, C. G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**(3): 289–300.
- Constable, S. C., Orange, A. S., Hoversten, G. M., y Morrison, H. F. 1998. Marine magnetotellurics for petroleum exploration part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, **63**(3): 816–825.
- Constable, S. 2007. *Geomagnetism in Treatise on Geophysics, Volume 5, segunda edición*. Schubert and M. Kono (ed.) Elsevier. pp. 237–276.
- Constable, S., Orange, A., y Key, K. 2015. And the geophysicist replied: "which model do you want?". *Geophysics*, **80**(3): E197–E212.
- Cruz, C. M. 2002. Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS, Unión geofísica mexicana*, **279**(8): 37–42.
- deGroot-Hedlin, C., y Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, **55**(12): 1613–1624.
- Díaz Méndez, G., González Fernández, A., Marinone Moschetto, G., Piñero Lajas, D., y de Dios Sánchez, D. 2015. Batimetría de alta resolución adquirida durante los cruceros geotermia 2015. *GEOS*, **35**(1): 177.
- Egbert, G. D. 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, **130**(2): 475–496.
- Gómez-Treviño, E. 1996. Approximate depth averages of electrical conductivity from surface magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, **127**(3): 762–772.
- González-Escobar, M., Aguilar-Campos, C., Suárez-Vidal, F., y Martín-Barajas, A. 2009. Geometry of the Wagner basin, upper gulf of California based on seismic reflections. *International Geology Review*, **51**(2): 133–144.

- González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., Hernández-Pérez, J. A., y Martín-Barajas, A. 2010. Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basins: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California. *Geo-Marine Letters*, **30**(6): 575–584.
- González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., Sojo-Amezquita, A., Gallardo-Mata, C. G., y Martín-Barajas, A. 2014. Consag basin: northern Gulf of California, evidence of generation of new crust, based on seismic reflection data. *International Geology Review*, **56**(11): 1315–1331.
- Hashin, Z. y Shtrikman, S. 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. *Journal of applied Physics*, **33**(10): 3125–3131.
- Henyey, T. L. y Bischoff, J. L. 1973. Tectonic elements of the northern part of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, **84**(1): 315–330.
- Hoversten, G. M., Morrison, H. F., y Constable, S. C. 2014. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, part ii: Numerical analysis of subsalt resolution. *Geophysics*, **63**(3): 826–840.
- Keller, V. G. y Frischknecht, C. F. 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press, primera edición.
- Key, K. W. 2003. *Application of broadband marine magnetotelluric exploration to a 3D salt structure and a fast-spreading ridge*, PhD Thesis, University of California, San Diego, 109 p.
- Key, K., Owall, J., *et al.* 2010. A parallel goal-oriented adaptive finite element method for 2d marine em. En: *2010 SEG Annual Meeting*. Society of Exploration Geophysicists.
- Klitgord, K., Mudie, J., Bischoff, J., y Henyey, T. 1974. Magnetic anomalies in the northern and central Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, **85**(4): 815–820.
- Larson, P., Mudie, J., y Larson, R. 1972. Magnetic anomalies and fracture-zone trends in the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, **83**(3): 3361–3368.
- Levi, S. y Riddihough, R. 1986. Why are marine magnetic anomalies suppressed over sedimented spreading centers? *Geology*, **14**(8): 651–654.
- Lewis, J. L., Day, S. M., Magistrale, H., Castro, R. R., Rebollar, C., Astiz, L., Eakins, J., Vernon, F. L., y Brune, J. N. 2001. Crustal thickness of the peninsular ranges and Gulf extensional province in the Californias. *Journal of Geophysical Research*, **106**: 13.
- Lillie, R. 1999. *Whole earth Geophysics: An introductory textbook for geologists and geophysicists*. Prentice Hall, sexta edición.
- 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.
- Marine Electromagnetic Laboratory. 2013. <http://marineemlab.ucsd.edu/>.

- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J. M., Pacheco, M., Oskin, M., y Dorsey, R. 2013. Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, **32**(5): 1294–1311.
- Martín-Barajas, A., Hurtado, J. C., Bodo, W., y González-Escobar, M. 2014. *Ruptura continental y magmatismo en el norte del Golfo de California: Interpretación de imágenes sísmicas y composición geoquímica e isotópica del volcanismo reciente*. Sociedad Geológica Mexicana A.C. pp. 12–15.
- Myer, D. 2008. *Magnetotelluric Processing*. Marine Consortium, segunda edición.
- Parsons, T. y McCarthy, J. 1996. Crustal and upper mantle velocity structure of the Salton Trough, southeast California. *Tectonics*, **15**(2): 456–471.
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., y Mountain, G. S. 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín basins, northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B7).
- Prol-Ledesma, R. M., Torres-Vera, M.-A., Rodolfo-Metalpa, R., Angeles, C., Deveze, C. H. L., Villanueva-Estrada, R. E., Shumilin, E., y Robinson, C. 2013. High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern Gulf of California. *Nature communications*, **4**: 1388.
- Pérez, C. G. 1980. Exploración petrolera de la porción noroccidental del Golfo de California. *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, **21**(3 y 4), 80-129.
- Pérez, C. G. 1982. Algunos resultados de la investigación geológico-geofísica en la porción noroccidental del golfo de California. *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, **34**: 71–77.
- Reyes, V. 2016. *Interpretation of marine electromagnetic data of the Wagner Basin*. Tesis de maestría. CICESE, 101 p.
- Romo, J. M., Gómez-Treviño, E., y Esparza, F. J. 2005. Series and parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **150**(1–3): 63 – 83.
- Sanchez, O. Z., Donguin, P., Couch, W., y Ness, G. 1991. Magnetic anomalies of the northern Gulf of California: Structural and thermal interpretations. *APPG*, **47**(19): 377–401.
- Schmucker, U. 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, **13**: 1–165.
- Simpson, F. y Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Swift, J. 1967. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States*, PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Boston, 201–210 p
- Szarka, L. y Menvielle, M. 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophys. J*, **129**(1): 133–142.