

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



---

**Doctorado en Ciencias  
en Ciencias de la Tierra  
con orientación en Geofísica Aplicada**

---

**Monitoreo electromagnético temporal como herramienta de  
evaluación en un yacimiento geotérmico**

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

Presenta:  
**Olaf Josafat Cortés Arroyo**

Ensenada, Baja California, México  
2018

Tesis defendida por

**Olaf Josafat Cortés Arroyo**

y aprobada por el siguiente Comité

---

**Dr. José Manuel Romo Jones**  
Director de tesis

**Dr. Enrique Gómez Treviño**

**Dr. Carlos Flores Luna**

**Dra. Claudia Arango Galván**



---

**Dr. Juan García Abdeslem**  
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la  
Terra

---

**Dra. Rufina Hernández Martínez**  
Directora de Estudios de Posgrado

*Olaf Josafat Cortés Arroyo © 2018*

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

Resumen de la tesis que presenta **Olaf Josafat Cortés Arroyo** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

### **Monitoreo electromagnético temporal como herramienta de evaluación en un yacimiento geotérmico**

Resumen aprobado por:

---

Dr. José Manuel Romo Jones  
**Director de tesis**

El método magnetotelúrico (MT) es una valiosa herramienta en la exploración de nuevos recursos geotérmicos. En la última década, una serie de trabajos han explorado la posibilidad de utilizar al método MT en estudios de monitoreo. Aunque se han obtenido buenos resultados en estudios donde se realiza inyección de fluidos, aún se carece de un análisis detallado respecto a las capacidades y limitaciones generales en esta nueva modalidad MT. En este trabajo se describe el desarrollo y la implementación de una red de monitoreo electromagnético en el área del Valle de Mexicali, área caracterizada por la presencia de actividad geotérmica y fallas activas asociadas al complejo funcionamiento tectónico del sistema de Fallas San Andrés y a la apertura del Golfo de California. Los equipos utilizados fueron diseñados y fabricados por personal de CICESE y CEMIEGEO, y fueron mejorados con la experiencia obtenida durante este trabajo. El objetivo de esta red es detectar cambios temporales en la resistividad eléctrica del subsuelo. Para este trabajo se desarrollaron metodologías para el tratamiento y procesado de los datos obtenidos por las estaciones de monitoreo y se diseñó un algoritmo de inversión específico para el análisis de variaciones temporales de resistividad en una estructura geológica, desarrollado para modelos en capas (1D) o en celdas (2D).

**Palabras clave:** Método magnetotelúrico, monitoreo, Valle de Mexicali, sismo, yacimiento geotérmico

Abstract of the thesis presented **by Olaf Josafat Cortés Arroyo** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in earth sciences with orientation in Applied geophysics.

### **Temporally electromagnetic monitoring as an evaluation tool for a geothermal reservoir**

Abstract approved by:

---

Dr. José Manuel Romo Jones  
Thesis Director

The magnetotelluric (MT) method is a valuable tool in exploration for new geothermal resources. In the last decade, a series of studies have explored the possibility of using the MT method for monitoring application. Although good results have been obtained in studies where injection of fluids is performed, there is still a lack of a detailed analysis about the general abilities and limitations of this new MT modality. In the following work we describe the development and implementation of an electromagnetic monitoring network in the Mexicali Valley, characterized by the presence of geothermal activity and active faults, associated to the complex tectonic movement of the San Andreas Fault system and the rift process in the Baja California Gulf. The equipments were designed and built by CICESE and CEMIE-GEO staff, and improved thanks to the experience gained in this work. The goal of this network is to detect temporal changes in the electrical resistivity of the ground. For this work, methodologies for treatment and processing data obtained from the recording stations were also developed, where an inversion algorithm was specifically designed to analyze time-related variations of electrical resistivity in a geologic structure, either in a layered model (1D) or a cell model (2D).

**Keywords:**

**Magnetotelluric method, monitoring, Mexicali Valley, earthquake, geothermal reservoir.**

## Dedicatoria

Este trabajo está dedicado primero a la memoria del hombre más grande (y sin duda el más terco) que he conocido: Luis Arroyo Pérez, quien además de ser mi abuelo se ganó a pulso el título de ser mi padre. Gran estudioso de la fe católica, agricultor, músico, panadero, albañil, lechero, maestro por gusto, comerciante de maíz y otros granos, el mejor contador de historias que he conocido y en sus últimos años también un animado bailarín, fue además un investigador práctico de botánica, mejora de métodos en agricultura, ingeniería, etc... Sobre todo, fue un extraordinario hijo, amigo, padre, esposo, abuelo y bisabuelo.

Eres uno de esos héroes de a pie que este país tanto necesita, y aunque hubieras vivido 100 años más, no sería tiempo suficiente para aprender todo de ti. Te extraño.

A mi madre, por ser el más grande ejemplo de amor y fuerza, eres un titán en forma de mujer.

A mis hermanos, por siempre estar ahí, ustedes son el regalo más grande que pude recibir.

A mi abuela, cuyo amor mueve montañas.

A mis tíos, tías, primos y primas, por su enorme apoyo y cariño.

A todos mis sobrinos, todos nacidos durante mi etapa en Ensenada, gracias por tanta alegría, gracias por la energía que me transmiten, los quiero con todo mi corazón (¡La pelota!).

A Sarah Nowotnick, el más grande descubrimiento en esta etapa de mi vida. Eres mi gran amor y mi más grande aventura empieza ahora a tu lado.

A Joshue y Jesús, mis hermanos de vida, y a sus familias, gracias por estar ahí sin importar el qué o el cuándo, soy una persona bendecida por tenerlos.

Finalmente, dedico este trabajo con todo respeto y admiración a la memoria del Maestro Francisco Suárez Vidal, a quien tuve el privilegio de acompañar a Mexicali y al Valle de Mexicali en la campaña de reconocimiento después del sismo del 4 de Abril del 2010.

## Agradecimientos

A mi asesor, el Doctor José Manuel Romo Jones, por su enorme apoyo tanto técnico como personal durante todo este tiempo. Su gran talento como investigador sólo es superado por su enorme calidad como ser humano, ha sido mi privilegio trabajar con usted todos estos años.

A los miembros de mi comité de tesis: Dra. Claudia Arango Galván, Dr. Enrique Gómez Treviño y Dr. Carlos Flores Luna. Su apoyo y consejos fueron de gran valor para mí.

A los investigadores de la División de Ciencias de la Tierra: Marco Antonio Pérez, Mario González, Francisco Esparza, Juan García, Juan Manuel Espinosa y Rogelio Vázquez, por sus consejos y apoyo para la realización de este trabajo.

Al personal técnico de CICESE y CEMIE-GEO: Enrique Castillo, Gabriel Echeagaray, Ricardo Antonio Carpio, Jaime Calderón, Daniel Peralta, Alejandro Díaz, Sergio Arregui, Humberto Benítez, José de Jesús Mojarro, Jesús Brassea, Favio Cruz, Juan Omar Hernández y Jonathan Carrillo López, por su apoyo en campo y en el trabajo con los datos.

Al personal Administrativo de CICESE y CEMIE-GEO: Bárbara Uribe, Celica Cuevas, Angélica Córdova, Ana Rosa Soto, por su gran apoyo.

Al Scripps Institute of Oceanography EM Laboratory, por proporcionarme el algoritmo Occam 2D.

A la red de observatorios magnéticos INTERMAGNET, por proporcionarme datos de sus observatorios en Fresno y Tucson.

A CONACYT, por el apoyo económico para realizar mis estudios de Doctorado en CICESE.

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-GEO), por el apoyo económico recibido para completar mi trabajo de tesis de Doctorado en CICESE.

A mis nuevos viejos amigos: Florian, Claudia, Erik, Paco, Nelly, Yunuhen, Dulce, Miguel, Adrián, Mario, Alonso, Karina, Xóchitl, Diego, Javier, Esteban y al resto de mis compañeros en CICESE, sin ustedes este trabajo no hubiera sido posible.

A mis amigos ensenadenses que hicieron tan inolvidable esta etapa, gracias por todas las risas, las canciones, las series y las enseñanzas.

A Joey Ramone, Johnny Ramone, Dee Dee Ramone y Tommy Ramone, su enorme obra iluminó mi camino en la etapa final de este trabajo y demuestra que la inspiración puede venir de la fuente menos sospechada.

A Noel Gallagher por su obra, que me ha inspirado e impulsado por años y sin la cual sé que no estaría aquí.

*“Libre, y para mí sagrado, es el derecho de pensar...  
La educación es fundamental para la felicidad social;  
Es el principio en el que descansan la libertad  
y el engrandecimiento de los pueblos...”*

*... La adversidad sólo desalienta  
a los pueblos despreciables...”*

*Benito Juárez García*

*“Life owes you nothing, you owe yourself everything.”*

Corey Taylor

# 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>xi</b>
<b>Lista de tablas</b> .....	<b>xx</b>
<b>Capítulo 1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
1.1 Recursos geotérmicos .....	1
1.2 Energía geotérmica en el mundo .....	1
<b>Capítulo 2. Antecedentes</b> .....	<b>5</b>
2.1 El método magnetotelúrico en la exploración geotérmica.....	5
2.2 Monitoreo electromagnético por lapsos y continuo .....	6
2.3 Monitoreo magnetotelúrico en campos geotérmicos .....	7
2.4 Objetivos .....	10
<b>Capítulo 3. Método Magnetotelúrico</b> .....	<b>11</b>
3.1 Fuente del campo electromagnético natural de la Tierra.....	11
3.2 Fundamentos matemáticos del método magnetotelúrico .....	12
3.2.1 Propagación en un medio homogéneo .....	16
3.3 Tensor de impedancias .....	20
3.4 Modos TE y TM .....	20
3.5. Metodología serie-paralelo.....	22
3.6 Distorsión del tensor de impedancias.....	24
3.7 Tensor de fase.....	26
3.8 Solución cuadrática (Metodología Rho +/-).....	27
3.9 Distorsiones temporales .....	28
<b>Capítulo 4. Desarrollo de un estudio de monitoreo MT continuo</b> .....	<b>30</b>
4.1 Estudio magnetotelúrico convencional.....	30
4.2 Equipo de registro .....	30
4.2.1 Electroodos .....	30
4.2.2 Magnetómetros .....	31
4.2.3 Registro de datos .....	34
4.3 Instalación de una estación MT .....	35
4.4 Procesamiento de datos magnetotelúricos .....	36
4.5 Modelado directo e inversión de los datos.....	40
4.6 Interpretación .....	41
<b>Capítulo 5. Equipos de registro en monitoreo MT</b> .....	<b>42</b>

5.1 Registro de campos eléctricos .....	42
5.2 Registro de campos magnéticos .....	43
5.3 Equipos MTRC .....	44
5.4 Detección de problemas y mejoras en el equipo .....	46
5.5 Duración del registro continuo .....	47
5.6 Problemas de calidad en la señal por debajo de los 100 segundos .....	47
5.7 Pérdida sistemática de datos .....	48
5.8 Sincronización entre estaciones.....	49
<b>Capítulo 6. Trabajo de campo de la red de monitoreo.....</b>	<b>51</b>
6.1 Localización de sitios de instalación.....	51
6.2 Instalación de las estaciones.....	52
6.3 Mantenimiento de estaciones .....	55
6.3.1 Revisión visual del lugar .....	56
6.3.2 Revisión del equipo .....	57
6.3.3 Cambio de baterías .....	57
6.3.4 Recolección de series de tiempo.....	58
6.3.6 Mantenimiento a los contenedores.....	59
6.3.7 Activación del equipo.....	59
6.4 Problemas de seguridad y vandalismo para las estaciones en el Valle de Mexicali.....	61
<b>Capítulo 7. Pre-procesamiento de datos .....</b>	<b>63</b>
7.1 Archivos binarios del equipo MTRC .....	63
7.2 Lectura de datos binarios del equipo MTRC .....	64
7.3 Escritura de los archivos.....	65
7.4 Procesamiento robusto: programas RRRMT8 y BIRRP5.....	66
7.5 Detección y eliminación de distorsiones en el tensor de impedancia .....	67
7.6 Semi-automatización del proceso de búsqueda del ángulo shear.....	67
7.7 Detección de variaciones en los datos .....	68
7.8 Significancia.....	69
<b>Capítulo 8. Inversión de variaciones temporales en datos MT.....</b>	<b>70</b>
8.1 Antecedentes .....	70
8.2 Metodología de inversión .....	72
8.3 Análisis de sensibilidad .....	75
8.4 Evaluación del método con datos sintéticos.....	79
8.4.1 Variaciones temporales de un modelo 1D .....	82
8.4.2 Simulaciones 2D .....	83
8.4.3 La inversión de variaciones como una herramienta complementaria a la inversión convencional tipo Occam.....	85
<b>Capítulo 9. Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP).....</b>	<b>87</b>
9.1 Marco geológico.....	87
9.1.1 Cuenca Cerro Prieto .....	87
9.2 Campo geotérmico Cerro Prieto .....	93
9.3 Yacimiento del CGCP .....	94

9.4 Modelo de flujo del CGCP .....	96
9.5 Modelos geofísicos para el CGCP .....	98
9.5.1 Estudios MT.....	98
9.5.2 Estudio de refracción sísmica.....	101
9.5.3 Monitoreo de datos dipolo-dipolo .....	102
9.5.4 Modelo 3D de resistividad (Sondeos eléctricos profundos) .....	106
9.5.5 Modelo 3D de datos gravimétricos .....	107
9.5.6 Perfil magnetotelúrico Línea Sur.....	108
<b>Capítulo 10. Estudios de monitoreo MT en el área del Valle de Mexicali .....</b>	<b>111</b>
10.1 Monitoreo electromagnético continuo.....	111
10.2 Modelo sintético CGCP .....	115
10.3 Análisis de variaciones antes y después del sismo Mw= 7.2 del 4 de Abril de 2010.....	120
10.4 Interpretación de las variaciones temporales observadas en el perfil Sur .....	124
<b>Capítulo 11. Discusión .....</b>	<b>127</b>
11.1 Interpretación de la Cuenca Cerro Prieto .....	127
11.2 Yacimiento Cerro Prieto .....	127
11.3 Modelo sintético (Perfil CGCP).....	128
11.4 Cambios temporales en el el area del valle de Mexicali .....	129
11.4 Detección de variaciones temporales en la red de monitoreo electromagnético del Valle de Mexicali .....	129
<b>Capítulo 12. Conclusiones y recomendaciones .....</b>	<b>131</b>
12.1 Conclusiones .....	131
12.2 Recomendaciones .....	133
<b>Literatura citada .....</b>	<b>134</b>
<b>Anexo A: Estaciones de registro en la red de monitoreo RMEC-VMXL .....</b>	<b>148</b>
<b>Anexo B.....</b>	<b>156</b>

## Lista de figuras

Figura		Página
1	Aumento de capacidad instalada de generación y consumo de 1950-2015 (Bertani., 2015).....	2
2	Campos geotérmicos en México (Flores-Armenta y Ramírez-Montes, 2015; Romo-Jones et al, 2017).....	3
3	Generación de electricidad, capacidad instalada y porcentaje en la producción total de México (SENER, 2016 ).....	4
4	Diferencias en los valores del tensor de fase para un perfil en dirección E-W en el sistema geotérmico mejorado Paralana, en el sur de Australia (Peacock et al., 2013).....	8
5	Resultados suavizados (derecha) y no suavizados (izquierda) de la inversión de resistividad para diferentes etapas del monitoreo realizado por Goldstein et al. (1985).....	9
6	Variación temporal observada en un sitio MT durante la estimulación hidráulica para la extracción de gas en la cuenca Cooper, en el sur de Australia (Rees et al., 2016).....	10
7	Espectro de energía natural utilizada en el método MT (tomado de Simpson y Bahr, 2005).....	11
8	Generación del modo TE y del modo TM. Modificado de Simpson y Bahr (2005).....	19
9	Rango de funcionamiento de electrodos en MT utilizados en distintos tipos de materiales (Ferguson, 2012).....	28
10	Ejemplo ilustrativo de las dimensiones de una bobina de inducción MFS-07e (Metronix).....	29
11	Izquierda: Diagrama de un magnetómetro fluxgate y sus componentes. Derecha: Equipo LEMI-417 (LEMI LLC), con el magnetómetro fluxgate a la izquierda de la consola de registro.....	29

12	Rangos de razón señal a ruido, sensibilidad y fases en frecuencia para diferentes modelos de magnetómetros (Ferguson, 2012).....	30
13	Gráfica de las sensibilidades típicas con respecto al periodo para magnetómetros Fluxgate y bobinas de inducción (Simpson y Bahr, 2005).....	30
14	Diagrama de flujo del funcionamiento de un esquema de procesamiento robusto de datos magnetotelúricos. Simpson y Bahr (2005).....	35
15	Ejemplo de una estructura geo-eléctrica (arriba) y un modelo obtenido por medio de una inversión regularizada y con suavizamiento (Occam2D). Degroot-Hedlin y Constable, 1990. ....	36
16	Componentes de un electrodo Pb-PbCl <sub>2</sub> (Petiau, 2000), de acuerdo con las modificaciones de Booker y Burd (2008).....	38
17	Fabricación de electrodos de Pb-PbCl <sub>2</sub> en CICESE.....	40
18	Equipo de registro: A) Caja de registro de datos, B) Magnetómetro tipo fluxgate, C) Electrodos.....	41
19	Ejemplo de curvas de resistividad aparente y fase en el sitio CP02, con problemas de resolución por debajo de los 100 segundos.....	42
20	Evidencia de la pérdida sistemática de datos en diferentes estaciones. Tiempo entre escritura de datos vs número de archivos. La caída drástica al final de las curvas ocurre al momento de que los equipos se apagaron por falta de energía.....	43
21	Localización de las estaciones de registro de la red RMEMP-MXL (Junio 2017). La estación CP01 (rojo) ya no se encuentra en funcionamiento.....	46
22	Esquema de instalación de los electrodos en campo, utilizando la configuración de “cubeta rusa“.....	47
23	Esquema de instalación de los electrodos en campo, utilizando la configuración de tubo PVC. Los fluidos son retenidos dentro del tubo al evitar su evaporación sellando la parte superior. Aunque puede haber pérdida de fluidos en la parte inferior, debido a las dimensiones del tubo una cantidad suficiente de humedad es retenida cerca del electrodo por un tiempo considerable.....	47

24	(Izquierda) Bobina de inducción, protección de PVC y zona excavada para su instalación. Estación CP02. (Derecha) Instalación del equipo fluxgate.....	48
25	Esquema de instalación del equipo de 5 canales con magnetómetro Fluxgate.....	48
26	Esquema de instalación del equipo de 3 canales únicamente con electrodos.....	48
27	Esquema de instalación del equipo de 5 canales con bobinas de inducción.....	49
28	Mantenimiento de una estación electromagnética permanente: Excavación de la estación, observación de los componentes, mantenimiento a los electrodos, mantenimiento a los equipos de registro (si es necesario) y evaluación visual de las señales a registrar.....	49
29	Estación de registro y mangueras de protección para los cables de los electrodos. En este caso, las mangueras fueron expuestas a la superficie por el viento en la estación CP01.....	50
30	Ejemplo de condiciones normales de una estación en buen funcionamiento. Estación CP02.....	50
31	(Izquierda) electrodo listo para instalación con la configuración de “cubeta rusa”. (Derecha) ejemplo de electrodos reemplazados en el sitio CP02.....	52
32	Estado de la estación al terminar el mantenimiento. El equipo se encuentra sepultado, con poca evidencia de la presencia del equipo de trabajo. La presencia de la antena GPS en superficie es casi inadvertida.....	53
33	Equipo de registro vandalizado en estación CP04. Los cables fueron cortados desde los conectores y estos fueron robados junto con las baterías de alimentación del equipo. La estación se encontraba totalmente expuesta al llegar al sitio.....	54
34	Ejemplo de valores de RMS resultado de comparar fases $\phi_{\pm}$ vs fases del tensor de fase, en todo el rango de variación del shear.....	59
35	Análisis de significancia (Romano et al., 2014).....	60

36	Figura 36. a) Modelo con una reducción del 50% del valo original de resistividad en la capa 2. b) Modelo con un aumento del 100% del valo original de resistividad en la capa 2. El modelo original (A) se representa con una línea negra, el modelo con variación (B) con una línea gris y el modelo con variación estimado se representa como una línea discontinua.....	66
37	a) Diferencias observadas (puntos) y estimadas (líneas) en resistividad aparente y fase para los modelos de la figura 36. b) Significancia de las diferencias en resistividad aparente y fase.....	67
38	a) Diferencias observadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2. b) Diferencias calculadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2.....	68
39	a) Significancias observadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2. b) Significancias calculadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2.....	69
40	Resultados para los tres casos considerados en el experimento. a) Estimación de variaciones únicamente con resistividad aparente; b) Inversión con datos de resistividad aparente y fase; c) inversión con datos de resistividad aparente y fase, incluyendo 10% de ruido aleatorio.....	71
41	Modelo conceptual simple de un yacimiento geotérmico (Pellerin et al., 1996)....	72
42	Resultados de la estimación con 1%, 5% y 10% de error. Puede observarse que fue posible recuperar el patrón de variación a largo plazo incluso con 10% de ruido aleatorio, pero no fue posible para las variaciones diarias incluso con el 1% de error. Esto indica la importancia de que el tamaño de las variaciones se encuentre por arriba del nivel de ruido.....	73
43	Modelo de bloques utilizado en el experimento. Presenta un cuerpo conductor (rojo) uno resistivo (azul) de 1,000 Ohm-m, en un medio con resistividad de 100 Ohm-m.....	74

44	Modelo resultante de la simulación de la variación de un modelo homogéneo de 100 Ohm-m, en el cual aparecen dos bloques: uno conductor (5 Ohm-m) y otro resistivo (200 Ohm-m).....	74
45	Modelo resultante de la inversión con el algoritmo Occam 2D.....	75
46	Resultado de utilizar el algoritmo de inversión de variaciones como metodología complementaria del algoritmo Occam. Nótese que los valores de resistividad obtenidos son más próximos a los datos reales, sin que la suavidad del modelo se vea afectada.....	76
47	Geología de la zona de estudio (Gastil et al., 1975).....	77
48	Mapa del área de estudio mostrando las fallas de la zona (Suárez-Vidal et al., 2008).....	78
49	Mapa generalizado de ambientes de depósito a profundidad en el área del yacimiento (Lyons et al., 1981).....	79
50	Cúpula de la zona de Sílice-Epidota del CGCP (Gutiérrez-Puente y Helio-Rodríguez,2000). Nótese el incremento en profundidad hacia el SE del campo....	80
51	El área en color rojo indica la posición de los pozos M 201-206, todos con profundidades mayores a 3,800 m (Halfman <i>et al.</i> , 1986).....	81
52	Modelo del cuerpo generador de la anomalía Cerro Prieto (Goldberg et al., 1985).....	82
53	Modelo conceptual del centro de dispersión de la cuenca (Quintanilla y Suárez, 1994). .....	83
54	Vista aérea del Campo geotérmico Cerro Prieto (tomado de CFE).....	83
55	División del campo geotérmico Cerro Prieto (CFE, 2011).....	55
56	Modelo conceptual del CGCP en base a Lippmann (1991) y Lira-Herrera (2005). Prol-Ledesma et al, 2016.....	56
57	Flujo en el modelo conceptual del CGCP (Lira-Herrera, 2005).....	86
58	Ejemplo de la inversión de flujo observada para el modelo del yacimiento en CPI. Comparación entre modelos de flujo de 1973 y 1999 (Rodríguez et al., 2000).....	87

59	a) Localización del perfil F-F' (línea amarilla). b) Modelo simple sobre el perfil F-F' (Goubau et al, 1981). Nótese la presencia de un cuerpo con resistividad de 10 Ohms-m y buzamiento en dirección sur. c) Relación entre el cuerpo a profundidad interpretado en el perfil F-F' con la zona productora del campo geotérmico (Goubau, 1981).....	88
60	a) Posición del perfil E-E'. b) Modelo simple sobre el perfil E-E' (Goubau et al, 1981).....	89
61	a) Modelo estimado a partir de datos TE para el perfil G-G' (recuadro pequeño). El recuadro grande muestra la respuesta del modelo para el modo TE. b) posición del perfil G-G' (Goubau, 1981).....	90
62	Izquierda: localización de los perfiles de refracción sísmica en el área del CGCP y sus alrededores. Derecha: modelo geológico del basamento para el CPCG y sus alrededores, de acuerdo a los resultados de sísmica de refracción y estudios de pozo (Puente y De la Peña, 1979).....	91
63	Izquierda: localización del perfil dipolo-dipolo E-E'. Derecha: Pseudosecciones de resistividad aparente (Goldstein <i>et al.</i> 1985) para la línea E-E', ploteadas como porcentaje de cambio con respecto a los datos base de 1979. Las áreas más oscuras representan incrementos del 5%; áreas más claras muestran disminuciones del 5%.....	92
64	Ejemplo de los modelos 2D obtenidos para el CGCP por Goldstein et al. (1985)...	93
65	Sección de hipocentros a lo largo de un plano SW-NE. CPF: falla Cerro Prieto; IF: Falla Imperial (Fabriol et al., 1997).....	93
66	Valores de subsidencia en el Valle de Mexicali 1994-1997, en centímetros por año. Se indican las fallas regionales como líneas rojas, la proyección en superficie de los reservorios en líneas amarillas y de los acuíferos en líneas azules (Glowacka et al., 2010).....	94
67	Imagen InSAR del desplazamiento vertical por año (Glowacka et al., 2010).....	94

68	a) posición del área de estudio para el model 3D de resistividades de Pérez Flores (2015). El recuadro en rojo representa los límites del modelo, el polígono verde representa los límites del CGCP, la línea azul representa el flujo del río Colorado. b) Modelo 3D de resistividades en base a datos de sondeos Schlumberger tomados por CFE. Significado de las letras en el mapa: S-Zona de sierra (Sierra Cucapah); C- Zona resistiva del río Colorado; B-conductor sur; N-Conductor norte; P-Alineación Cerro Prieto; PP-continuación norte; I-alineación imperial; R-conductor del rift. Tomado de Pérez Flores (2015).....	96
69	Modelo 3D de datos gravimétricos (Hernández-Márquez,2016).....	97
70	Modelo post-sismo (2010), datos procesados con la solución cuadrática (Gómez-Treviño, 2014), el modelo fue obtenido con la inversión Occam2D (DeGroot y Constable, 1991).....	98
71	Interpretación del modelo para los datos de Mayo, 2010. Fallas presentes en el perfil Sur: FS- Falla Sonora; FCP-Falla Cerro Prieto; FL-Falla L; FG-Falla Guerrero; FS-Falla Saltillo; FI-Falla Imperial.....	99
72	Estaciones de la RMEC-VMXL hasta Junio de 2016. Los triángulos en color rojo indican la posición de estaciones que dejaron de funcionar. Los triángulos azules indican la posición de estaciones que continúan en funcionamiento.....	100
73	Datos registrados entre Mayo y Julio del 2015 en la estación CP01, utilizados en el proceso de inversión. a) Datos de resistividad aparente y fase observados. b)Datos de resistividad aparente y fase calculados.....	101
74	Modelos obtenidos para la estación CP01. Se observa un claro cambio en resistividad a partir del día 15 entre los 100 m y 2 km de profundidad, aunque no fue posible determinar con precisión las causas de este fenómeno.....	102
75	Histogramas de amplitudes de las componentes Ex, Ey de la estación CP01.....	102
76	Modelo sintético con las características estructurales reales presentes en el área. FCP= Falla Cerro Prieto; FL=Falla L; FH=Falla H; FI=Falla Imperial; CRC=Cuenca del Río Colorado; FC=Fuente de Calor; YA=Yacimiento Alpha; YB=Yacimiento Beta; YG=Yacimiento Gamma.....	104

77	Variación en el modelo, de acuerdo al modelo de flujo de Lippmann <i>et al.</i> (2004).....	105
78	Diferencias en resistividad para los modos TE, TM y determinante. Datos sin ruido aleatorio.....	106
79	Diferencias en fase para los modos TE, TM y determinante. Datos sin ruido aleatorio.....	106
80	Diferencias en resistividad para los modos TE, TM y determinante. Datos con 10% de ruido aleatorio.....	107
81	Diferencias en fase para los modos TE, TM y determinante. Datos con 10% de ruido aleatorio.....	107
82	Modelo obtenido por medio de inversión, utilizando el modelo sintético Cerro Prieto como modelo de referencia.....	108
83	Modelo antes del sismo, obtenido por medio de inversión Occam 2D.....	109
84	Diferencias entre los dos modelos con inversión Occam 2D (modelo pre-sismo / modelo post-sismo).....	109
85	Modelo antes del sismo, obtenido por medio de inversión de variaciones.....	110
86	Diferencias entre los dos modelos con inversión de variaciones (modelo pre-sismo / modelo post-sismo).....	110
87	Interpretación del modelo pre-sismo, obtenido con el esquema de inversión presentado en este trabajo.....	111
88	(Arriba) Modelo pre-sismo,datos Marzo 2010. (Abajo) Modelo post-sismo, datos Mayo 2010.....	112
89	Nuevo modelo de la Línea Sur (Oliver-Ocaño, 2017). El nuevo modelo muestra valores de resistividad dentro del recuadro muy similares a los del modelo pre-sismo.....	113

90 Áreas recomendadas para instalación de sitios EM de monitoreo. El área verde se sugiere para instalación de estaciones permanentes, el área amarilla se recomienda para estaciones temporales. La línea blanca muestra el límite de la zona profunda de la cuenca, el rectángulo en blanco muestra la posición de la fuente de calor modelada por Goldstein et al. (1985). El área en rojo muestra la zona sugerida de exploración para el segundo cuerpo intrusivo (Quintanilla y Suárez, 1994)..... 120

## Lista de tablas

Tabla		Página
1	Campos geotérmicos en México.....	2
2	Descripción de los archivosdel equipo MTRC.....	55
3	Descripción de archivos de entrada para el procesamiento.....	58

# Capítulo 1. Introducción

---

## 1.1 Recursos geotérmicos

Los recursos geotérmicos son zonas que almacenan calor natural en rocas y fluidos dentro de la Tierra, siendo los sistemas hidrotermales el tipo más común para la explotación (Muñoz, 2014). Spichack y Manzella (2009) señalan que un sistema hidrotermal está formado por tres elementos principales: una fuente de calor (magma o cuerpo intrusivo), un yacimiento (roca almacenadora y fluidos) y una roca sello (capa con baja permeabilidad que evita el contacto entre los fluidos hidrotermales y el agua superficial, con menor temperatura) .

Los sistemas geotérmicos mejorados (EGS, por sus siglas en inglés) constituyen otro tipo de recurso geotérmico cuya explotación tiene gran interés por su potencial energético. Los EGS son volúmenes de roca con alta temperatura y baja permeabilidad, los cuales deben ser fracturados artificialmente para crear un sistema hidrotermal y posibilitar la extracción de la energía termal disponible (Spichack y Manzella, 2009).

## 1.2 Energía geotérmica en el mundo

El aumento en el consumo de energía a nivel mundial ha llevado a una mayor necesidad de buscar más y mejores fuentes de energía. Por otra parte, la declinación mundial de los yacimientos de hidrocarburos y su alto impacto ambiental nos obliga a buscar fuentes más limpias y renovables.

La energía eléctrica generada por geotermia representa menos del 1% del total a nivel mundial (World Energy Council, 2016). Sin embargo, el actual conocimiento geológico y la tecnología disponible permiten aprovechar solo el 6-7% del potencial geotérmico (Geothermal Energy Association, 2016). El aprovechamiento de esta fuente de energía ha experimentado un aumento significativo en los últimos años (Figura 1). Bertani (2015) reporta un aumento en la capacidad de producción de aproximadamente un 16% (1.7 GW) entre 2010 y 2015, con una tendencia de aproximadamente 350 MW/año.

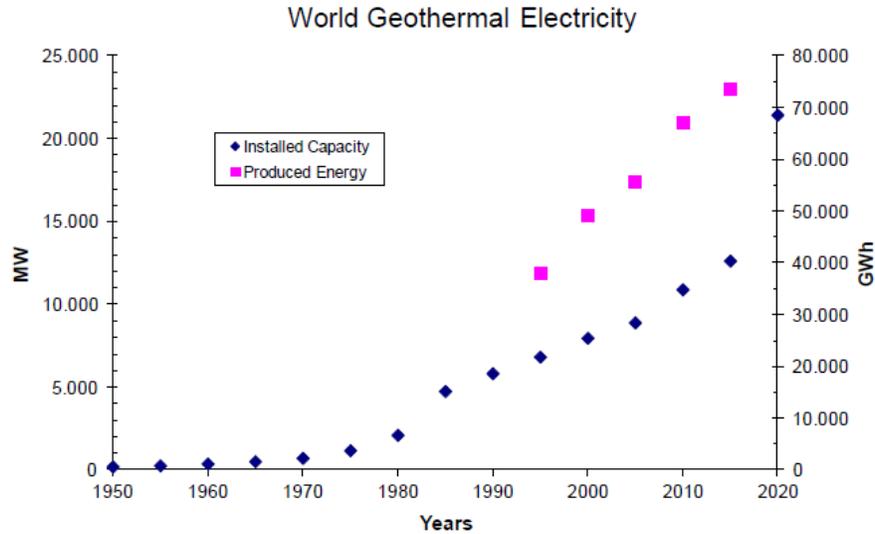


Figura 1. Aumento de capacidad instalada de generación y consumo de 1950-2015 (Bertani., 2015).

México es uno de los principales países con capacidad de producción de energía eléctrica a partir de geotermia (957 MWe instalados, 899 MWe funcionando, de acuerdo con Romo Jones *et al.*, 2017). Nuestro país cuenta con 5 campos geotérmicos, cuatro de ellos operados por la Comisión Federal de Electricidad (Figura 2): Cerro Prieto en Baja California, Los Azufres en Michoacán, Los Humeros en Puebla y Tres Vírgenes en Baja California Sur; El Domo San Pedro en Nayarit es operado por un grupo privado, el Grupo Dragón. Detalles de estos campos son descritos en la Tabla I.

Tabla 1. Campos geotérmicos en México.

Campo	Capacidad (MW)		Dueño / Operador	Pozos en operación	
	Instalada	En operación		Producción	Inyección
Cerro Prieto, BC	570.0	570.0	CFE	150	30
Los Azufres, Mich.	247.8	224.8	Generación VI	44	6
Los Humeros, Pue.	93.6	68.6		23	3
Las Tres Vírgenes, BCS	10.0	10.0		3	2
Domo San Pedro, Nay.	35.5	25.5	Grupo Dragón	4	3
<b>Total</b>	<b>956.9</b>	<b>898.9</b>		<b>224</b>	<b>44</b>

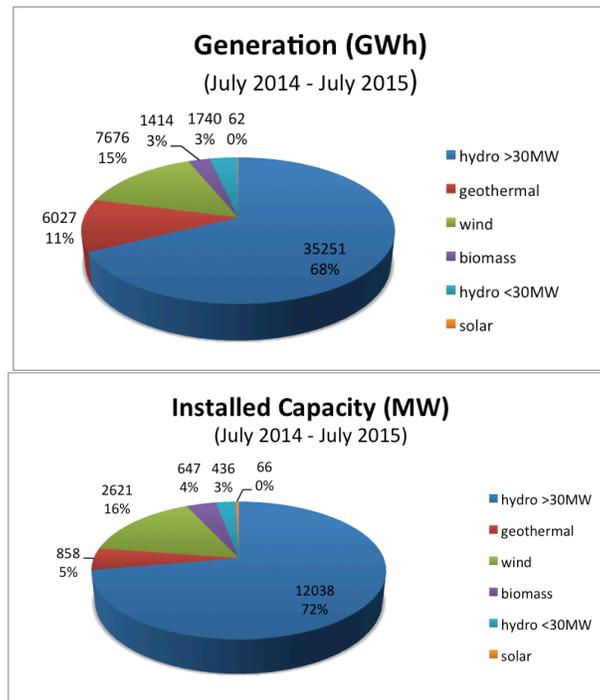
## Campos Geotérmicos en Operación



Figura 2. Campos geotérmicos en México (Flores-Armenta y Ramírez-Montes, 2015; Romo-Jones et al, 2017).

A pesar del desarrollo de estas plantas, dichas instalaciones generan únicamente el 1.96% de la energía eléctrica en México, con una generación anual de 6,027 GWh (Romo-Jones *et al.*, 2017).

Actualmente, el aumento en la demanda energética del país han llevado a iniciar proyectos a nivel nacional para optimizar y diversificar la producción del recurso energético. Ejemplo de ello es la creación de proyectos de mejora y expansión en los campos Los Humeros y Los Azufres, perforación de pozos de exploración en el área geotérmica del Ceboruco en Nayarit, tres nuevos permisos de exploración geotérmica otorgados a compañías mexicanas privadas (Romo-Jones *et al.*, 2017), así como a la creación de un nuevo Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-GEO).



**Figura 3. Generación de electricidad, capacidad instalada y porcentaje en la producción total de México (SENER, 2016 ).**

Las necesidades actuales plantean como retos importantes no sólo la búsqueda de nuevas zonas de interés geotérmico, sino mejorar la producción de los campos productores, por lo que se necesita una mejor comprensión de los yacimientos conocidos y de la variación en sus propiedades con el tiempo.

El método magnetotelérfico (MT) ha demostrado ser una herramienta básica para la detección de recursos geotérmicos en múltiples partes del mundo (Spichack y Manzella, 2009). Los resultados positivos de la aplicación del método MT, en zonas de interés geotérmico, han llevado en los últimos años a explorar la posibilidad de utilizarlo para detectar variaciones en las conductividad eléctrica de las rocas asociadas al sistema geotérmico. En este trabajo se realiza un análisis de la aplicación del método en las modalidades de monitoreo continuo y por lapsos.

Sin embargo, al encontrarse esta investigación aún en una fase temprana, particularmente para el desarrollo de una red de monitoreo, queda aún mucho trabajo por realizar.

## Capítulo 2. Antecedentes

---

### 2.1 El método magnetotelúrico en la exploración geotérmica

Los métodos eléctricos y electromagnéticos han sido utilizados como herramienta de exploración en zonas de interés geotérmico desde hace varias décadas. Esto se debe a que la variación en resistividad eléctrica es la propiedad física más destacada en presencia de un sistema hidrotermal, después de las altas temperaturas y el flujo de calor (Moskowitz y Norton, 1977). El incremento en temperatura, en la permeabilidad, así como la presencia de fluidos y de minerales arcillosos en dichos sistemas hidrotermales, aumentan la conductividad eléctrica de las rocas y estas anomalías pueden detectarse desde la superficie mediante métodos geofísicos sensibles a esta propiedad física.

Pellerin *et al.* (1996) realizaron el modelado sintético de un yacimiento geotérmico para evaluar los resultados de diferentes metodologías de exploración electromagnética. Estos autores observaron que las técnicas electromagnéticas detectan la capa de arcilla que usualmente sobreyace a un yacimiento geotérmico, aunque ninguna de ellas puede detectar de manera inequívoca el propio reservorio. Encontraron que los métodos sensibles a efectos galvánicos (efectos en el campo eléctrico debidos a cargas eléctricas desarrolladas en las fronteras de cuerpos conductores) son mejores que aquellos que solo sienten efectos inductivos (detectados midiendo los campos magnéticos inducidos). Esto implica que el método MT, en donde se miden ambos campos, eléctrico y magnético, es mejor que los que solo miden el campo magnético (por ejemplo, *short-offset* en el dominio del tiempo, o TEM).

Además, los autores señalan que la anomalía generada será muy pequeña, por lo que las mediciones en campo deben ser de muy alta calidad y la separación entre estaciones debe ser pequeña.

Spichack y Manzella (2009) realizaron un análisis de las características y propiedades del desarrollo de estudios electromagnéticos en yacimientos geotérmicos, particularmente estudios magnetotelúricos, destacando que dichos estudios permiten:

- Revelar estratificación
- Producir una imagen estática del yacimiento y de la estructura encajonante
- Localizar fracturas y zonas de fallamiento, así como determinar el rumbo de la estructura
- Detectar la zona de contacto entre la capa sello formada por minerales arcillosos y los yacimientos con altas temperaturas

- Limitar las incertidumbres en la distribución de flujo de calor en la corteza superior
- Estimar valores de permeabilidad
- Monitorear los cambios de fase en fluidos de poro en rocas fracturadas y fluidos residentes que generen cambios de resistividad en las rocas encajonantes
- Mejorar la precisión en la estimación de temperatura del yacimiento.
- Reducir costos de exploración

Entre los diversos ejemplos analizados en los trabajos antes mencionados, se destacan aquellos casos de aplicación que han permitido descubrir nuevas zonas de interés, o bien, han sido muy valiosos en la planeación de proyectos de expansión de plantas existentes (Ward, 1983; Romo Jones *et al.*, 1997, etc.).

## **2.2 Monitoreo electromagnético por lapsos y continuo**

A diferencia de un estudio MT convencional donde se busca determinar la conductividad (o resistividad) eléctrica en el subsuelo, el objetivo de un estudio de monitoreo MT es el de indentificar las variaciones temporales de esta propiedad física (si es posible, contando con un cononocimiento previo de la estructura) e identificar el origen de dichas variaciones si ello está al alcance del proyecto. Debido a las diferencias considerables en el objetivo de ambas modalidades, es necesario realizar modificaciones tanto teóricas como prácticas a la metodología de un estudio convencional para lograr obtener los resultados deseados en un estudio de monitoreo.

Se pueden definir dos modalidades de registro de los datos en el monitoreo MT: el primero, llamado monitoreo por lapsos en el tiempo (time-lapse, en inglés) se refiere a una implementación de la metodología tradicional, donde la instalación y registro de los datos se realiza antes y después de un fenómeno definido, generalmente un evento controlado (por ejemplo, inyección de fluidos en un pozo). Sin embargo, existen casos donde no hay un evento definido y sólo se busca ver la evolución natural del terreno (Jiracek *et al.*, 2012).

Una segunda modalidad de monitoreo MT es el llamado monitoreo continuo. Este involucra la instalación de estaciones que registran constantemente los campos electromagnéticos en uno o varios sitios, con etapas periódicas de recuperación de datos y mantenimiento de los equipos y sensores. Esta modalidad representa una mayor complicación en la logística del proyecto, ya que se deben tomar en

cuenta mejoras en la protección de los equipos frente a condiciones climáticas, formas de vigilancia o camuflaje de los equipos para prevenir vandalismos o robos, consideraciones técnicas en los equipos para garantizar un buen registro, etc. Este tipo de modalidad ha sido utilizado principalmente en observatorios electromagnéticos instalados para obtener datos complementarios a estudios de carácter sísmológico o volcánico (Svetov *et al.*, 1997; Aizawa *et al.*, 2005; Balasco *et al.*, 2008; Aizawa *et al.*, 2010; Aizawa *et al.*, 2011; 2013; Romano *et al.*, 2014), pero en los últimos años ha ganado aceptación en estudios con fines comerciales, reemplazando a los estudios con lapsos en el tiempo (Rees *et al.*, 2016; Didana *et al.*, 2017) debido a que la instalación y extracción repetitiva de los sensores genera una fuente extra de incertidumbre en los datos (Peacock *et al.*, 2013).

A pesar de la rápida evolución y aumento en el número de publicaciones en los últimos años (Peacock *et al.* 2013, Abdelfettah *et al.*, 2014; Cortés-Arroyo *et al.*, 2015; Rees *et al.*, 2016; Didana *et al.*, 2017), el principal esfuerzo en el desarrollo del monitoreo MT se ha enfocado en las técnicas de análisis de datos, por lo que existe poca información respecto a avances en instalación y mantenimiento de las estaciones o procesos de inversión específicos para cambios temporales (Rosas-Carbajal *et al.*, 2015).

En los siguientes capítulos se hará una descripción de la investigación y resultados obtenidos en este trabajo, que consiste principalmente en la implementación y mantenimiento de una red electromagnética de monitoreo continuo, en el desarrollo de una metodología de detección y análisis de variaciones en datos MT registrados en campo, así como en el desarrollo de un algoritmo de inversión específico para el análisis de variaciones temporales de resistividad en una estructura geológica.

### **2.3 Monitoreo magnetotelúrico en campos geotérmicos**

El monitoreo magnetotelúrico ha sido aplicado como una herramienta de exploración en un gran número de prospectos geotérmicos, como puede verse en las revisiones de Spichak y Manzella (2009) y Muñoz (2014). En años recientes, el uso del monitoreo magnetotelúrico ha mostrado resultados prometedores en proyectos donde se espera la ocurrencia de cambios de resistividad debido a inyección o extracción de fluidos. Peacock *et al.* (2013) comparó una serie de datos registrados antes y después de la inyección de fluidos en un sistema geotérmico mejorado en Paralana, Australia (figura 4). Ellos estimaron la dirección de migración del fluido a partir de las variaciones observadas en los datos de resistividad aparente y fase. De igual forma, Didana *et al.* (2015) utilizó dos conjuntos de registros MT

separados en el tiempo para monitorear cambios antes y después de una operación de inyección de fluido en el sistema geotérmico mejorado Habanero, también en Australia. Por otro lado, Abdelfettah *et al.* (2014) utilizó monitoreo MT continuo durante una estimulación química e hidráulica de un pozo de producción en el campo geotérmico Rittershoffen en Francia, reportando pequeñas variaciones en los valores del tensor de fase, posiblemente asociados con cambios en la permeabilidad del subsuelo durante la estimulación hidráulica.

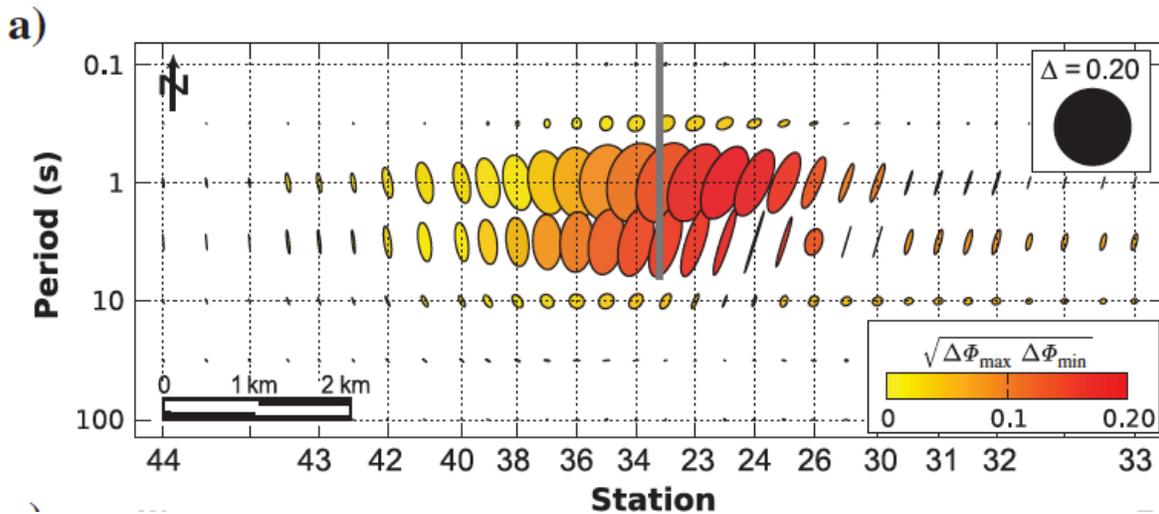


Figura 4. Diferencias en los valores del tensor de fase para un perfil en dirección E-W en el sistema geotérmico mejorado Paralana, en el sur de Australia (Peacock *et al.*, 2013).

Mientras que estos estudios han logrado identificar variaciones temporales en los valores de resistividad aparente y fase registrados en superficie, no analizaron qué tipo de cambios de resistividad ocurren en el subsuelo, los cuales originan las variaciones en los datos observados en superficie. Esto, por supuesto, no es una tarea trivial, debido a que se debe tener un buen conocimiento de las propiedades eléctricas de la estructura geológica antes de poder ser capaz de estimar cualquier cambio en ella.

A pesar de estas desventajas, se han realizado esfuerzos para estimar cambios en resistividad en estructuras geológicas. Goldstein *et al.* (1985a) utilizaron el método de resistividad con corriente directa para tratar de determinar cambios en la resistividad del yacimiento en el campo geotérmico de Cerro Prieto, asociados a la recarga con agua subterránea más fría y menos salina (figura 5). Sholpo *et al.* (2006, 2010) utilizan modelos sintéticos para determinar cambios en los valores de resistividad aparente en base a cambios en resistividades de capas para casos 1D, o celdas para casos 2D. Recientemente,

Rees *et al.* (2016) en un caso de estimulación hidráulica para la extracción de metano en Australia, analizaron datos MT registrados de forma continua por medio de modelado e inversión estándar en 1D y 2D (figura 6).

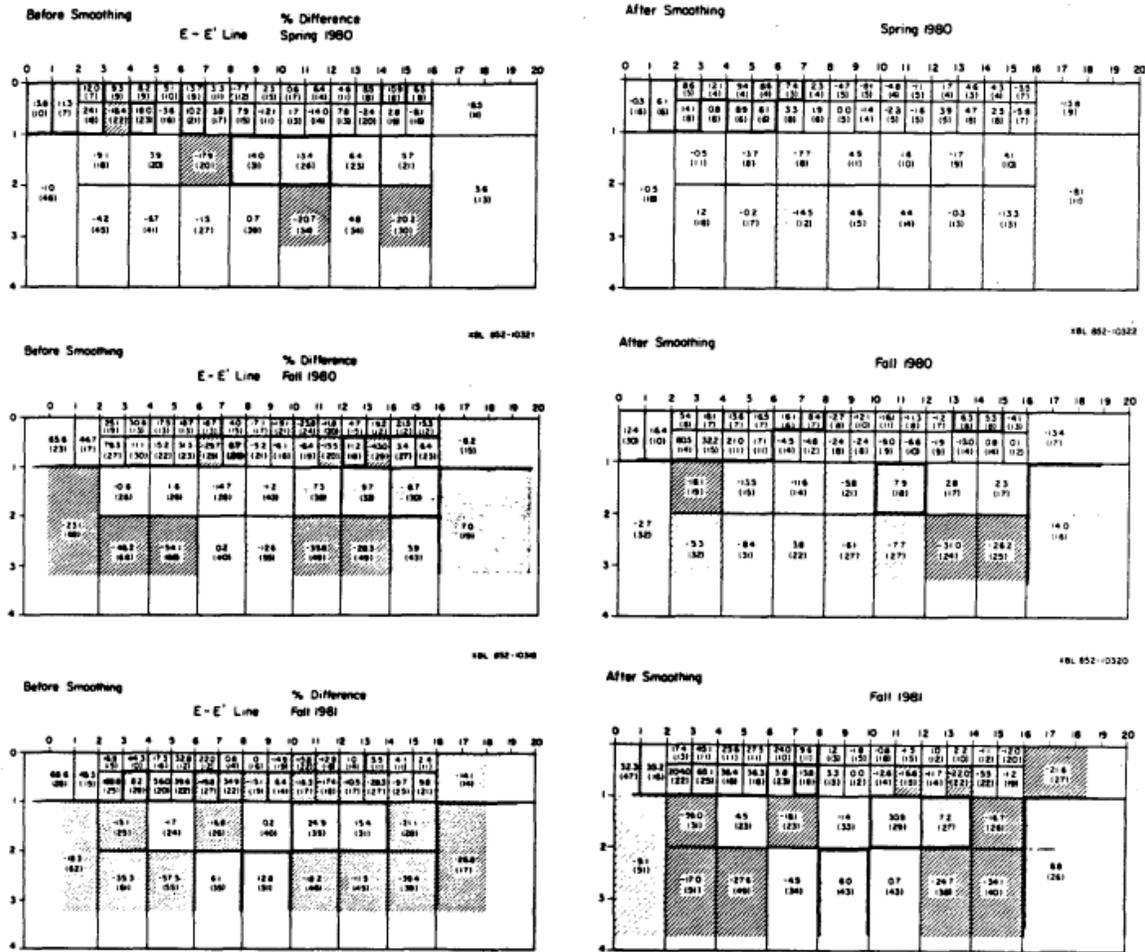


Figura 5. Resultados suavizados (derecha) y no suavizados (izquierda) de la inversión de resistividad para diferentes etapas del monitoreo realizado por Goldstein *et al.* (1985a).

Como puede observarse en los trabajos arriba mencionados, la metodología MT ha sido adaptada como herramienta de monitoreo de acuerdo a los objetivos particulares de cada proyecto, por lo que esta nueva modalidad no cuenta aún con bases teóricas o prácticas lo suficientemente sólidas. El presente trabajo se enfoca primero en analizar las características generales que el método MT debe presentar para ser utilizado en estudios de monitoreo (instalación de equipos, procesamiento de datos, etc.).

Posteriormente, se propone una serie de herramientas teóricas y prácticas que le proporcionan al monitoreo MT una mayor solidez.

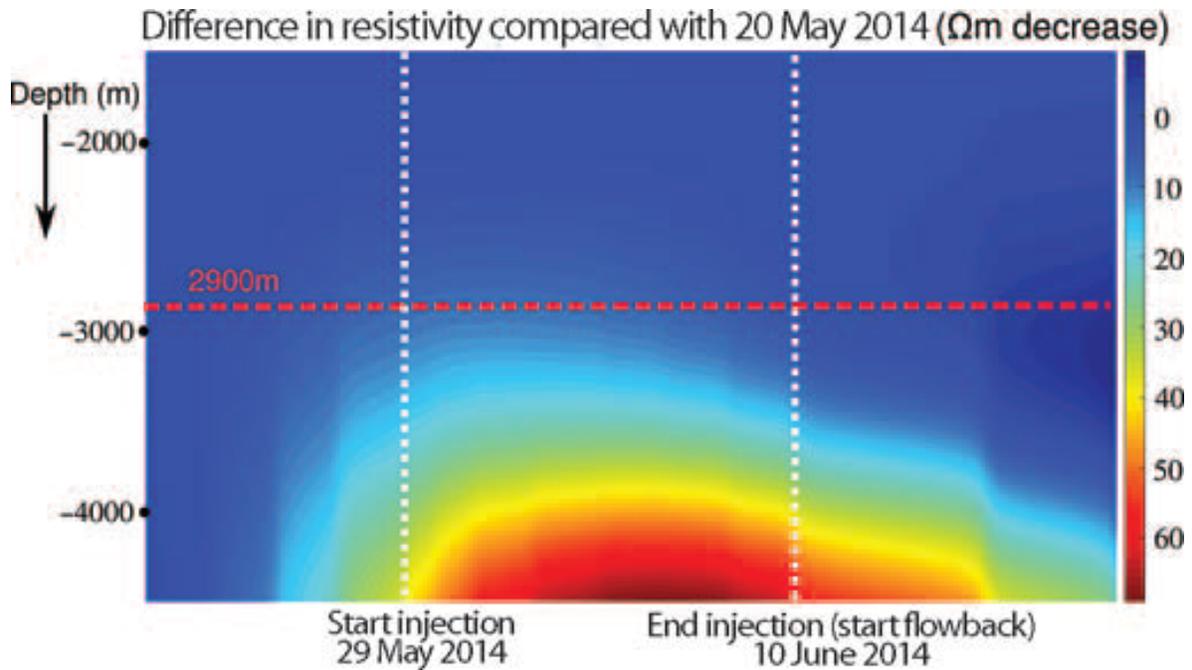


Figura 6. Variación temporal observada en un sitio MT durante la estimulación hidráulica para la extracción de gas en la cuenca Cooper, en el sur de Australia (Rees *et al.*, 2016).

## 2.4 Objetivos

Los objetivos de este trabajo son los siguientes:

- Analizar la aplicación del método MT como herramienta de monitoreo, en las modalidades de monitoreo continuo y por lapsos de tiempo.
- Desarrollar una red de monitoreo magnetotelúrico continuo.
- Desarrollar nuevas metodologías (análisis y corrección de los datos, inversión de datos) para el análisis específico de las variaciones temporales de las respuestas MT.
- Aplicación del monitoreo magnetotelúrico en un yacimiento geotérmico, particularmente para el campo geotérmico Cerro Prieto, Baja California.

## Capítulo 3. Método Magnetotelúrico

---

El método MT fue propuesto originalmente en la Unión Soviética por Tikhonov (1950), y en Francia por Cagniard (1953). A partir de entonces, el método ha experimentado una evolución continua hasta nuestros días. El método MT es una técnica electromagnética pasiva, en la que se miden en la superficie terrestre los campos eléctricos y magnéticos naturales, los cuales inducen corrientes eléctricas que se difunden en el subsuelo y se distorsionan dependiendo de la distribución de la conductividad eléctrica de las rocas del interior de la Tierra. La amplitud, fase y relaciones direccionales entre los campos eléctricos y magnéticos medidos en la superficie de la Tierra depende de la distribución espacial de la conductividad eléctrica en el subsuelo. Los campos medidos en la superficie son sensibles a cambios en la conductividad de las rocas, en un rango de profundidad desde algunas decenas de metros hasta el orden de algunos cientos de kilómetros (Simpson y Bahr, 2005).

### 3.1 Fuente del campo electromagnético natural de la Tierra

El método magnetotelúrico utiliza el campo electromagnético natural que incide en forma de ondas electromagnéticas planas en la superficie de la Tierra, en una banda de periodos entre  $\sim 10^{-3}$  y  $10^4$  segundos (figura 7). El origen del campo electromagnético natural para períodos mayores a 1 s se debe a la interacción de la magnetósfera y la ionósfera con el viento solar, lo cual provoca variaciones del campo magnético. Las frecuencias menores de 1 s se producen principalmente por rayos y tormentas eléctricas que ocurren alrededor del globo y cuya energía se transmite a través de una guía de ondas formada entre la ionósfera y la superficie terrestre.

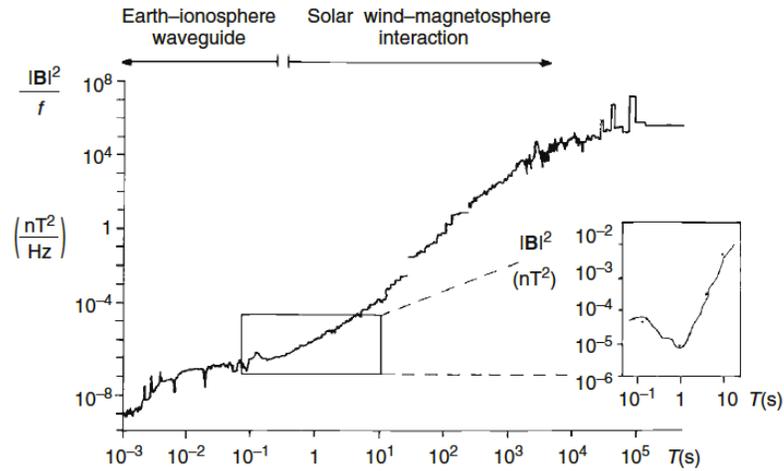


Figura 7. Espectro de energía natural utilizada en el método MT (Simpson y Bahr, 2005).

### 3.2 Fundamentos matemáticos del método magnetotelúrico

Las ecuaciones de Maxwell son la base matemática para describir el comportamiento de los campos electromagnéticos.

Estas ecuaciones son:

Ley de Faraday:

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

Ley de Ampère:

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

Ley de Gauss para el campo magnético:

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

Ley de Gauss para el campo eléctrico:

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

Donde:

**E** = Intensidad del campo eléctrico (V/m)

**B**=Inducción magnética (T)

**H**=Intensidad del campo magnético (A/m)

**D**= Desplazamiento eléctrico (C/m<sup>2</sup>)

$\eta_f$  = Densidad de carga libre (C/m<sup>3</sup>)

$\mathbf{j}_f$  = Densidad de corriente debida a cargas libres (A/m<sup>2</sup>)

Además, existen las siguientes relaciones constitutivas que relacionan a los campos electromagnéticos con las propiedades del medio donde actúan:

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

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

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (7)$$

donde:

$\sigma$  = Conductividad eléctrica (S/m)

$\mu$  = Permeabilidad magnética (H/m)

$\varepsilon$  = Permitividad dieléctrica (F/m)

Para el caso magnetotelúrico, se considera que el campo electromagnético llega al sitio de observación en forma de ondas planas y la mayor parte de la energía es reflejada, debido al contraste de conductividad eléctrica en la interfaz aire-tierra. Una pequeña cantidad penetra en el subsuelo, en donde se propaga. Los campos eléctrico y magnético obedecen las siguientes ecuaciones de propagación:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (8)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (9)$$

Los primeros dos términos corresponden a la propagación ondulatoria, mientras que el tercer término da cuenta de la naturaleza difusiva de la propagación. Puede verse que a mayor conductividad  $\sigma$ , mayor será la difusión de la energía.

Debido a que el manejo del problema es más sencillo en el dominio de la frecuencia, las ecuaciones (8) y (9) son transformadas y escritas de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \kappa^2 \mathbf{E} = 0 \quad (10)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \kappa^2 \mathbf{H} = 0 \quad (11)$$

Donde  $\kappa$  es llamada constante de propagación:

$$\kappa = \sqrt{\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega} \quad (12)$$

Teniendo en cuenta que las rocas de la corteza terrestre tienen una conductividad eléctrica entre  $10^0$  y  $10^4$  S/m, y que la banda de frecuencias con que trabaja el método magnetotelúrico es de  $10^{-4}$  a  $10^3$  Hz, se puede considerar que:

$$\epsilon\omega \ll \sigma \quad (13)$$

Es decir, el segundo término en las ecuaciones (8) y (9) es despreciable comparado con el tercero, lo que equivale a decir que las corrientes de desplazamiento son despreciables en comparación con las corrientes de conducción. Las ecuaciones (10) y (11) son reescritas como ecuaciones de difusión:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\mu\sigma\omega \mathbf{E} = 0 \quad (14)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\mu\sigma\omega \mathbf{H} = 0 \quad (15)$$

y la ecuación (12) es reescrita como:

$$\kappa = \sqrt{-i\mu\sigma\omega} \quad (16)$$

Una solución de las ecuaciones de difusión (14) y (15) en términos de ondas planas es:

$$\begin{aligned}\mathbf{E} &= \mathbf{E}_0 e^{i(\kappa r - \omega t)} \\ \mathbf{H} &= \mathbf{H}_0 e^{i(\kappa r - \omega t)}\end{aligned}\quad (17)$$

Se puede observar que la constante de propagación es una cantidad compleja, con una parte real y una imaginaria:

$$\kappa = \sqrt{\mu\sigma\omega} e^{-i\frac{\pi}{4}} = \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} (1-i) = \alpha - i\beta \quad (18)$$

Las constantes  $\alpha$  y  $\beta$  se conocen como las constantes de fase y de atenuación, respectivamente:

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \quad (19)$$

El valor de  $\alpha$  modifica la fase de la onda, y el valor de  $\beta$  atenúa la amplitud de onda, como puede verse en:

$$\begin{aligned}\mathbf{E} &= \mathbf{E}_0 e^{i(\kappa r - \omega t)} = \mathbf{E}_0 e^{i(\alpha - i\beta)r - i\omega t} = \mathbf{E}_0 e^{\beta r} e^{i(\alpha r - \omega t)} \\ \mathbf{H} &= \mathbf{H}_0 e^{i(\kappa r - \omega t)} = \mathbf{H}_0 e^{i(\alpha - i\beta)r - i\omega t} = \mathbf{H}_0 e^{\beta r} e^{i(\alpha r - \omega t)}\end{aligned}\quad (20)$$

A partir de (20), se define la penetración nominal o *skin depth* como la distancia a la cual la amplitud inicial de onda  $\mathbf{E}_0$  decrece por un factor de 37% ( $e^{-1}$ ). Para esa distancia:

$$e^{-\beta\delta} = e^{-1} \quad (21)$$

y se obtiene:

$$\delta = \frac{1}{\beta} = \sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu}} \quad (22)$$

Si consideramos que  $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  y  $\omega = 2\pi f$ , podemos escribir (22) como:

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{1}{f\sigma}} = 503 \sqrt{\rho T} \quad (23)$$

$T$  es el periodo, en segundos, y  $\delta$  está expresada en metros.

### 3.2.1 Propagación en un medio homogéneo

Se considera a continuación una onda plana propagándose verticalmente en un medio homogéneo. Al propagarse verticalmente los campos electromagnéticos permanecen en el plano horizontal ( $x, y$ ), es decir:

$$\begin{aligned} \mathbf{E} &= E_x \hat{\mathbf{i}} + E_y \hat{\mathbf{j}} \\ \mathbf{H} &= H_x \hat{\mathbf{i}} + H_y \hat{\mathbf{j}} \end{aligned} \quad (24)$$

Las soluciones de las ecuaciones de difusión (14) y (15) para cada componente son:

$$\begin{aligned} E_x &= E_{0x} e^{i(\kappa z - \omega t)} \\ E_y &= E_{0y} e^{i(\kappa z - \omega t)} \\ H_x &= H_{0x} e^{i(\kappa z - \omega t)} \\ H_y &= H_{0y} e^{i(\kappa z - \omega t)} \end{aligned} \quad (25)$$

Estas soluciones deben cumplir las ecuaciones de Maxwell. Utilizando la Ley de Faraday (ecuación 1),

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H} \quad (26)$$

$$-\frac{\partial E_y}{\partial z} \hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial E_x}{\partial z} \hat{\mathbf{j}} = i\omega\mu (H_x \hat{\mathbf{i}} + H_y \hat{\mathbf{j}})$$

Igualando componentes y utilizando (25) se tiene que

$$\begin{aligned} i\kappa E_y &= -i\omega\mu H_x \\ i\kappa E_x &= i\omega\mu H_y \end{aligned} \quad (27)$$

Por lo que los campos eléctricos y magnéticos se relacionan de la siguiente manera:

$$E_y = -\frac{\omega\mu}{\kappa} H_x \quad (28)$$

$$E_x = \frac{\omega\mu}{\kappa} H_y \quad (29)$$

De forma general:

$$\mathbf{H} = \frac{\kappa}{\omega\mu} \hat{\mathbf{n}} \times \mathbf{E} \quad (30)$$

donde  $\hat{\mathbf{n}}$  es la dirección de propagación.

Si se define a la impedancia intrínseca del medio como:

$$\eta = \frac{\omega\mu}{\kappa} \quad (31)$$

Las relaciones entre los campos quedan:

$$\begin{aligned} E_x &= \eta H_y \\ E_y &= -\eta H_x \end{aligned} \quad (32)$$

Donde (32) se puede escribir como

$$\eta = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}} e^{i\frac{\pi}{4}} \quad (33)$$

de donde

$$|\eta| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = \left| \frac{E_y}{H_x} \right| = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}} \quad (34)$$

Es decir, en un medio homogéneo, la razón entre E y H es inversamente proporcional a la conductividad del medio. La diferencia de fase entre ambos campos es de 45° y se mantiene constante durante la propagación.

A partir de (34) podemos determinar la resistividad del medio, que es el inverso de la conductividad, por medio de la relación de las amplitudes de E y H:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (35)$$

En un medio en el que la resistividad cambia solamente con la profundidad (1D), la impedancia intrínseca  $\eta$  se convierte en una impedancia de superficie  $Z$ .

$$E_i = Z_{ij} H_j \quad i, j = x, y \text{ o } y, x \quad (36)$$

y la ecuación (35) se convierte en una resistividad “aparente”

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 \quad (37)$$

además, se puede definir a la fase como:

$$\phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(Z_{yx})}{\text{Re}(Z_{yx})} \right) \quad (38)$$

Las ecuaciones (36), (37) y (38) fueron el primer planteamiento del método magnetotelúrico, conocidas ahora como fórmula de Cagniard- Tikhonov (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953).

Sin embargo, los resultados de experimentos de campo realizados a finales de la década de 1950 pusieron en duda la efectividad del método. Por si fuera poco, el planteamiento teórico recibió una serie de críticas en las que se consideraba que la aplicación de dicha metodología presentaba fuertes limitaciones debido a la falta de uniformidad del campo magnético externo (Wait, 1952, 1962; Price 1962, 1967).

Una respuesta a dichas críticas fue presentada por Madden y Nelson (1963) y más tarde otra fue aportada por Dmitriev y Berdichevsky (1979) y Berdichevsky y Dmitriev (2002), quienes demostraron que la formulación de Cagniard-Tikhonov era válida para una gran cantidad de campos magnetotelúricos, debido a que en el rango de frecuencias y profundidades del método magnetotelúricos para dichos campos, aún presentando variaciones rápidas, eran cuasi-lineales.

La solución a la discrepancia entre los resultados experimentales y teóricos se obtuvo cuando Cantwell (1960) y Berdichevsky (1960, 1963) formularon la impedancia en forma tensorial para considerar heterogeneidades laterales en la Tierra, es decir, las variaciones de la resistividad en el subsuelo tanto en forma vertical como lateral.

### 3.3 Tensor de impedancias

La solución que Cantwell (1960) y Berdichevsky (1960, 1963) hallaron al problema de las aparentes diferencias entre experimentos y teoría fue reemplazando la impedancia escalar (36) por un tensor de impedancias.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (39)$$

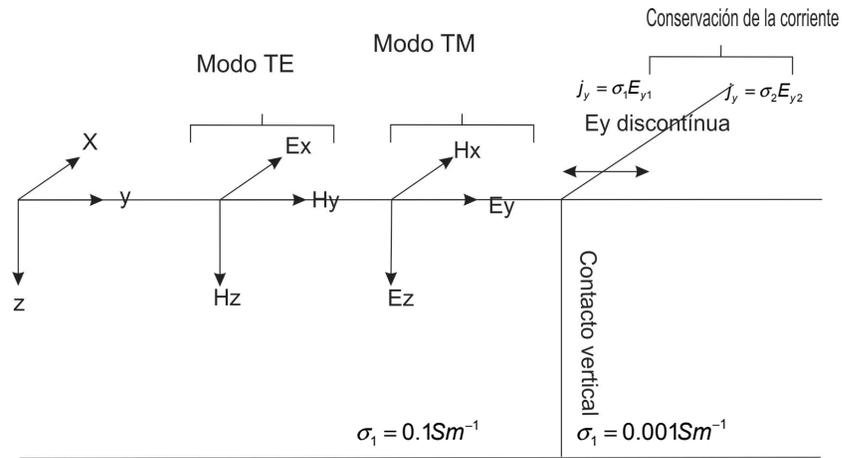
Este nuevo planteamiento fue muy bien recibido y sigue siendo utilizado en la actualidad.

En el caso de un medio con cambios en una sola dirección (1D) tenemos que:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (40)$$

### 3.4 Modos TE y TM

En un medio bidimensional, es decir, que presenta variaciones sólo en dos direcciones, los campos se pueden desacoplar en dos modos independientes: el modo transversal eléctrico (TE), que ocurre cuando el campo eléctrico es paralelo al plano de discontinuidad, y el modo transversal magnético (TM), que ocurre cuando el campo magnético es paralelo al plano de discontinuidad (figura 8).



**Figura 8. Generación del modo TE y del modo TM. Simpson y Bahr (2005).**

En el caso de un medio bidimensional, cuando los ejes de medición coinciden con el rumbo de la estructura, la diagonal del tensor es nula y los elementos fuera de la diagonal principal son diferentes uno del otro:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (41)$$

En este caso, una de las impedancias fuera de la diagonal es el modo TE y la otra corresponde al modo TM. Cabe mencionar aquí que no puede definirse *a priori* cuál modo corresponde a la componente  $Z_{xy}$  o a la componente  $Z_{yx}$ , ya que esto depende de cual de los dos ejes coordenados es paralelo a la discontinuidad del medio. En el caso ilustrado en la figura 7 se tiene que el eje  $x$  es paralelo a la discontinuidad, por lo que TE es  $Z_{xy}$ , sin embargo en un caso de campo real, generalmente no se sabe cual de los dos ejes coordenados se alinea a la estructura bidimensional, a menos que se conozca *a priori* el rumbo de dicha estructura.

Cuando la orientación de los ejes de medición no coincide con el rumbo de la estructura, los cuatro elementos del tensor son distintos de cero. Sin embargo una simple rotación de coordenadas puede anular la diagonal y llevar a los modos TE y TM. Considerando esta característica, Swift (1967) propuso que en algunos casos reales, el tensor de impedancia observado puede rotarse buscando el ángulo que minimice su diagonal, el cual debería coincidir con el rumbo de alguna supuesta estructura. La rotación del tensor se hace mediante la transformación:

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}\mathbf{Z}\mathbf{R}^T \quad (42)$$

donde  $\mathbf{R}$  es la matriz de rotación

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (43)$$

La metodología propuesta por Swift consiste en buscar el ángulo  $\theta$  que minimiza la diagonal de  $\mathbf{Z}'$ . Es necesario enfatizar que una vez realizada esta rotación, los elementos de la antidiagonal corresponden a los modos TE y TM, pero aún se desconoce cual elemento corresponde a cada modo.

### 3.5. Metodología serie-paralelo

Para el caso de tres dimensiones, los elementos de la diagonal principal del tensor de impedancias no pueden ser reducidos a cero con una simple rotación. En las últimas décadas se han realizado esfuerzos para manejar tensores de impedancia de medios tridimensionales, buscando obtener información tan valiosa y con sentido físico como lo son el modo TE y TM en los medios bidimensionales. Romo Jones *et al.* (2005) presentan un resumen de las distintas metodologías creadas con esta finalidad. Romo Jones *et al.* (2005) proponen una nueva metodología para el tratamiento del tensor de impedancias, en la que se combinan todos los elementos del tensor para obtener dos nuevas impedancias, llamadas impedancia serie e impedancia paralelo ( $Z_s, Z_p$ ), y dos funciones angulares ( $\bar{\theta}, \Delta\theta$ ). La importancia de esta metodología está en que estas dos impedancias son independientes de las coordenadas de medición. El principal defecto de estas nuevas impedancias es que al incluir a todos los elementos del tensor no representan relaciones físicas entre los campos vectoriales medidos y por otro lado los efectos que pueden distorsionar las mediciones de campo se combinan y complican su tratamiento.

Romo Jones *et al.* (2005) demuestran que la impedancia serie es similar al modo TM y que la resistencia paralelo es similar al modo TE. Además, la parte real de  $\bar{\theta}$  es igual al valor óptimo de  $\theta$  que se puede

obtener por medio del ángulo de rotación de Swift, y  $\Delta\theta$  es un indicador de la dimensionalidad relacionado con el “skew” definido por Sims y Bostick (1971), es decir, permite conocer si el medio presenta variaciones en tres dimensiones.

Una de las ventajas de la transformación propuesta por Romo Jones *et al* (2005) es que puede invertirse, es decir, se puede pasar de los cuatro elementos del tensor a las cuatro funciones transformadas y viceversa.

$$\{Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_S, Z_P, \bar{\theta}, \Delta\theta\} \quad (44)$$

Los datos serie-paralelo son calculados por medio de las siguientes ecuaciones:

$$Z_S = \left( \frac{Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (45)$$

$$Z_P = 2 \frac{Z_{yx} Z_{xy} - Z_{xx} Z_{yy}}{\left( Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (46)$$

$$\bar{\theta} = \frac{1}{2} \arctan \left( \frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{Z_{xy} + Z_{yx}} \right) \quad (47)$$

$$\Delta\theta = \arctan \left( \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right) \quad (48)$$

A pesar de sus limitaciones, trabajos como los de Antonio Carpio (2009) y Oliver Ocaño (2004) demuestran que el uso de la metodología serie-paralelo lleva a modelos geológicamente plausibles y permite obtener un mejor ajuste en la inversión, comparado con la inversión de los modos TE-TM tradicionales.

En este trabajo se utilizaron la metodología tradicional TE – TM y la metodología Serie-Paralelo en el procesamiento de los datos e inversión.

### **3.6 Distorsión del tensor de impedancias**

Aunque no existe una definición formal de “distorsión”, el término se refiere generalmente a efectos no deseados que afectan los datos observados y dificultan su interpretación en términos de modelos simples. Particularmente, las heterogeneidades superficiales que no nos interesan (“ruido geológico”) pueden afectar las observaciones a tal grado que los modelos simples, que no las toman en cuenta, pueden estar demasiado alejados de la realidad. Jones (en Chave y Jones, 2012) define la la distorsión como la información no deseada que forma parte de los campos electromagnéticos medidos, distorsionando los campos electromagnéticos regionales generados por la estructura de interés.

Este efecto de distorsión es posiblemente el principal problema del método magnetotelúrico y el que ha causado mayores problemas en la interpretación de los datos, generando una aceptación del método MT menor a la merecida (Chave y Jones, 2012).

La distorsión dimensional es aquella que ocurre al realizar una interpretación de los datos, asumiendo una dimensionalidad menor a la presentada por los datos (datos 2D interpretados como 1D, datos 3D interpretados como 2D), lo que ocasiona una serie de errores en los resultados (Ledo et al., 2002; Ledo, 2005).

El corrimiento estático (static shift, en inglés) es un tipo de distorsión generado por heterogeneidades locales o por topografía abrupta (Jiracek, 1990). Este efecto da lugar a un escalamiento (aumento o disminución) de las curvas de resistividad aparente, por un factor independiente de la frecuencia, lo cual puede llevar a errores graves en las interpretaciones. Otro tipo de distorsiones puede ser los efectos generados por sistemas de corriente regionales de gran escala (Jones y García, 2003).

Jiracek (1990) divide a las metodologías para corregir la distorsión en los datos en 6 categorías: uso de parámetros invariantes de respuesta, corrimiento de curvas, promediado estadístico, filtrado espacial, uso de tensores de distorsión y modelado computacional.

La descomposición de distorsiones de Groom y Bailey (1989,1991) es una de las metodologías más aceptadas y utilizadas para eliminar efectos de distorsión en los datos, cuando la estructura de interés es bidimensional. Esta técnica busca separar la parte de la señal generada por la estructura 2D regional de aquella generada por distorsiones locales 3D.

Utilizando la notación en Gómez-Treviño *et al.* (2014), la descomposición de Groom y Bailey puede expresarse como:

$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{R}\mathbf{T}\mathbf{S}\mathbf{A}\mathbf{Z}_2\mathbf{R}^T \quad (49)$$

donde  $\mathbf{Z}_m$  es el tensor de impedancias medido,  $\mathbf{Z}_2$  es el tensor de impedancias regional libre de distorsiones 3D,  $\mathbf{R}$  representa una rotación del sistema coordinado, mientras  $\mathbf{T}$ ,  $\mathbf{S}$  y  $\mathbf{A}$  representan distorsiones en el campo eléctrico, denominados por Groom y Bailey (1989, 1991) como *twist*, *shear* y *anisotropía*, respectivamente.

$$\mathbf{A} = g \begin{pmatrix} 1-s & 0 \\ 0 & 1+s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a & 0 \\ 0 & b \end{pmatrix} \quad (50)$$

$$\mathbf{T} = \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \begin{pmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{pmatrix} \quad (51)$$

$$\mathbf{S} = \frac{1}{\sqrt{1+e^2}} \begin{pmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{pmatrix} \quad (52)$$

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (53)$$

en el tensor de anisotropía  $\mathbf{A}$ ,  $a$  y  $b$  son factores de corrimiento estático, constituidos por un factor común  $g$  conocido como ganancia de sitio, el factor  $s$  produce aumento o disminución de alguno de los componentes del campo eléctrico horizontal ( $E_x$  o  $E_y$ ), dependiendo de su signo.

De forma práctica, la descomposición de Groom y Bailey es un problema de factorización que consiste en encontrar  $\mathbf{R}$ ,  $\mathbf{T}$ ,  $\mathbf{S}$ ,  $\mathbf{A}$  y  $\mathbf{Z}_2$ , conocido  $\mathbf{Z}_m$  (Gómez-Treviño *et al.*, 2014).

Cabe mencionar que los factores  $g$  y  $s$  no pueden desacoplarse y por ende no pueden resolverse separadamente. Es decir, el factor de corrimiento estático, también conocido como efecto galvánico, no puede resolverse con este procedimiento. Por otra parte, determinar cinco parámetros reales ( $a$ ,  $b$ ,  $t$ ,  $e$ ,  $\theta$ ) y dos parámetros complejos ( $Z_a$  y  $Z_b$ ), a partir de los cuatro valores complejos del tensor de impedancia medido  $\mathbf{Z}_m$  es un problema subdeterminado.

### 3.7 Tensor de fase

Considerando que el factor de corrimiento estático afecta solamente las amplitudes de la impedancia pero no las fases, Caldwell *et al.*, (2004) desarrollaron una de las más recientes e importantes aportaciones para el tratamiento de distorsiones en datos MT. Se observa que

$$\mathbf{Z} = \mathbf{P} + i\mathbf{Q} \quad (54)$$

donde  $\mathbf{Z}$  es el tensor de impedancias,  $\mathbf{P}$  es el tensor con la parte real de  $\mathbf{Z}$  y  $\mathbf{Q}$  la parte imaginaria.

El tensor de fase  $\bar{\Phi}$  se define entonces como

$$\bar{\Phi} = \begin{pmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{pmatrix} = \mathbf{P}^{-1} \bullet \mathbf{Q} \quad (55)$$

Suponiendo ahora la presencia de efectos de distorsión galvánica, representadas por un tensor  $\mathbf{D}$ , el tensor distorsionado puede escribirse como

$$\mathbf{Z}_d = \mathbf{D}\mathbf{Z}_R \quad (56)$$

donde  $\mathbf{Z}_R$  representa al tensor de impedancias regional, libre de distorsión galvánica. Podemos observar que

$$\mathbf{D}\mathbf{Z}_R = \mathbf{D} \bullet \mathbf{P} + \mathbf{D} \bullet i\mathbf{Q} \quad (57)$$

De acuerdo a (55), podemos observar que

$$\bar{\Phi} = (\mathbf{D} \bullet \mathbf{P}_R)^{-1} \bullet \mathbf{D} \bullet \mathbf{Q}_R = \mathbf{P}_R^{-1} \bullet \mathbf{D}^{-1} \bullet \mathbf{D} \bullet \mathbf{Q}_R = \mathbf{P}_R^{-1} \bullet \mathbf{Q}_R = \Phi_R \quad (58)$$

Por lo tanto, el tensor de fases está libre de efectos de distorsión galvánica.

Sin embargo, sólo aporta información de las fases, no de las resistividades aparentes.

### 3.8 Solución cuadrática (Metodología Rho +-)

Gómez-Treviño *et al.* (2014) encuentran una ecuación cuadrática que produce respuestas independientes al sistema coordinado y libres de las distorsiones caracterizadas por Groom y Bailey. Al

igual que en el caso del procedimiento de Groom y Bailey el efecto estático no se puede resolver, sin embargo a diferencia de aquel, la gran ventaja es que la solución es analítica y muy simple.

$$\rho_{\pm} = \rho_s \pm \sqrt{\rho_s^2 - \rho_s \rho_p \varepsilon^2} \quad (59)$$

donde se define una resistividad compleja  $\rho = \frac{Z^2}{\omega\mu}$  de la cual se pueden obtener los valores de resistividad aparente y fase por medio de

$$\rho_a = |\rho| \quad (60)$$

$$\phi = \frac{\text{imag}(\rho)}{\text{real}(\rho)} \quad (61)$$

Como se muestra en la ecuación (59), la respuesta  $\rho_{\pm}$  es función de las respuestas serie-paralelo  $\rho_s$ ,  $\rho_p$  (Romo Jones *et al.*, 2005), por lo que adquiere las propiedades de independencia del sistema coordinado que tienen éstas, y al mismo tiempo está libre de distorsiones, con excepción del shear  $\varepsilon$ . El valor del shear puede encontrarse comparando las fases  $\phi_{\pm}$  distorsionadas con las obtenidas con el tensor de fase.

### 3.9 Distorsiones temporales

Un tipo de distorsión recientemente considerado es el de variaciones sistemáticas en las propiedades de la fuente. Romano *et al.* (2014) analizaron los datos registrados durante 4 años por una estación magnetoteléfica permanente, instalada en el sur de Italia para investigar la estabilidad de la función de transferencia magnetoteléfica. Ellos detectaron la presencia de variaciones sistemáticas en la respuesta MT en un rango de períodos de 20-100 segundos y un análisis detallado demostró que dicha variación no puede explicarse con base en ruido local o incoherente. Finalmente se determinó que dicho fenómeno

está asociado a la actividad del índice geomagnético  $A_p$ . Un fenómeno similar fue observado anteriormente (Kappler *et al.*, 2010).

Araya Vargas y Ritter (2016) analizaron 10 años de datos provenientes de 11 estaciones magnéticas de la red INTERMAGNET en diferentes partes del mundo, detectando variaciones sistemáticas con una periodicidad significativa, en las funciones de transferencia verticales (tipper) y determinaron que dichos patrones están correlacionados a cambios en los campos magnéticos externos. Los autores pudieron distinguir dos patrones principales, uno asociado a fluctuaciones periódicas estacionales y otro de periodo largo, asociado al ciclo solar de 11 años.

Aún no se ha determinado a detalle los efectos que dichos fenómenos periódicos puedan tener en los datos de las impedancias MT, particularmente en aquellos estudios que consideren repetir sus mediciones periódicamente, o que realicen un registro continuo durante un periodo de tiempo de meses o años, por lo que una mejor comprensión de las fluctuaciones y sus características es necesario en el futuro próximo.

## Capítulo 4. Desarrollo de un estudio de monitoreo MT continuo

---

### 4.1 Estudio magnetoteléurico convencional

Antes de analizar las características que debe presentar un estudio magnetoteléurico de monitoreo continuo, se explica de forma breve las características de un estudio MT convencional. Si bien las características de cada estudio magnetoteléurico pueden ser diferentes dependiendo del objetivo buscado, la zona de estudio, el tipo de terreno, el equipo utilizado, etc., se puede establecer una guía general para la medición,, procesamiento, análisis e inversión de datos.

### 4.2 Equipo de registro

De acuerdo con Ferguson (2012) los equipos de registro MT terrestres de fuente natural se pueden dividir de forma general en tres grupos:

- Equipos de periodo largo: registro de periodos típicamente de 1 a más de 10,000 segundos, o incluso más de 100,000 segundos (periodo ultra largo).
- Equipos de banda ancha: registro de periodos típicamente de 0.001 a más de 1000 segundos.
- Equipos de audiofrecuencia (AMT): registro de periodos típicamente de 0.0001 a 0.1 segundos.

Estos equipos utilizan un par de dipolos eléctricos, perpendiculares entre sí, para medir el campo eléctrico, además de tres sensores magnéticos (dos para las componente horizontales perpendiculares entre sí, y una componente vertical).

#### 4.2.1 Electroodos

La medición de los campos eléctricos se realizan midiendo la diferencia de potencial entre un par de electroodos conectados por medio de un cable aislado y separados a una distancia conocida. Mientras que en rango de frecuencias audiomagnetoteléuricas el uso de estacas de acero es suficiente para un buen registro de las señales, el uso de electroodos porosos no polarizables es indispensable para el registro de periodos más largos, debido a que éstos disminuyen los efectos electroquímicos que pueden

afectar la medición del campo eléctrico. El tipo de electrodos porosos más utilizados en estudios MT están basados en el uso de Pb-PbCl<sub>2</sub>, Ag-AgCl, Cu-CuSO<sub>4</sub> o Cd-CdCl<sub>2</sub> (Petiau y Dupis, 1980, Petiau, 2000).

La calidad de los electrodos se define con base en su capacidad de registro de la señal para un amplio rango de frecuencias, durante un tiempo relativamente prolongado, una baja impedancia del electrodo (baja resistencia de contacto y capacitancia), así como presentar características físicas que faciliten su transporte e instalación en diferentes tipos de terrenos (figura 9) (Ferguson, 2012).

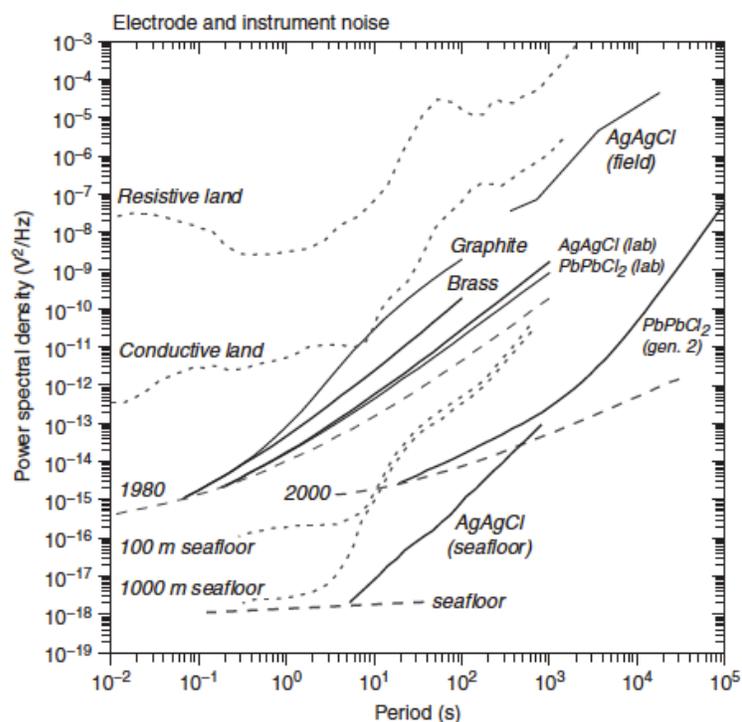


Figura 9. Rango de funcionamiento de electrodos en MT utilizados en distintos tipos de materiales (Ferguson, 2012).

#### 4.2.2 Magnetómetros

Para el registro de los campos magnéticos se utilizan dos tipos de equipo: las bobinas de inducción y los magnetómetros fluxgate. Las bobinas de inducción consisten en bobinas de cable de cobre enrollado a un núcleo de alta permeabilidad magnética, sellado en un estuche a prueba de golpes y de agua. El

principio de su funcionamiento involucra la inducción de una fuerza electromotriz en una bobina debida a la variación en el tiempo de la componente del campo magnético paralela al eje de la bobina (Tumanski, 2007). Son utilizadas generalmente en equipos de banda ancha y de audiofrecuencia, como por ejemplo los equipos MT-1 (EMI) y ADU-07 (Metronix). Así, las bobinas de inducción miden la variación temporal del campo magnético.

Los magnetómetros Fluxgate consisten generalmente en tres sensores, cuyos núcleos están formados a su vez por dos núcleos con alta permeabilidad magnética y de fácil saturación, enrollados de forma opuesta con bobinas de excitación coaxial (Simpson y Bahr, 2005). Este instrumento funciona con base en el principio de histéresis, el cual ocurre cuando el núcleo del sensor llega a la saturación por medio de una corriente alterna en el cable que lo enrolla. Este instrumento registra variaciones del campo magnético desde frecuencia cero hasta períodos de unos cuantos segundos, donde el campo presenta magnitudes grandes, pero a periodos más cortos la señal natural se encuentra por debajo del nivel de ruido del instrumento. Es utilizado en equipos MT de periodo largo, por ejemplo, el equipo LEMI-417 (LEMI LLC).



**Figura 10. Ejemplo ilustrativo de las dimensiones de una bobina de inducción MFS-07e (Metronix).**

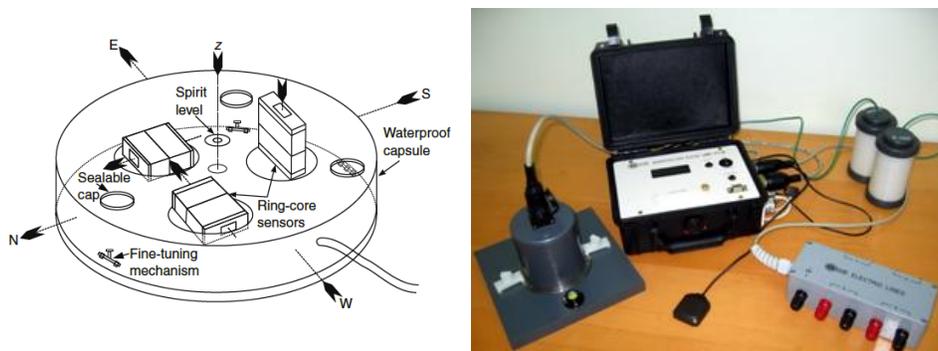


Figura 11. Izquierda: Diagrama de un magnetómetro fluxgate y sus componentes. Derecha: Equipo LEMI-417 (LEMI LLC), con el magnetómetro fluxgate a la izquierda de la consola de registro.

Debido a estas características, el tipo de equipo a utilizar en campo se determina de acuerdo a la profundidad de penetración que se pretende alcanzar o al intervalo de periodos donde se desea enfocar el análisis (figura 12). En algunos casos, ambos magnetómetros, bobinas de inducción y fluxgate, pueden utilizarse de forma complementaria (figura 13).

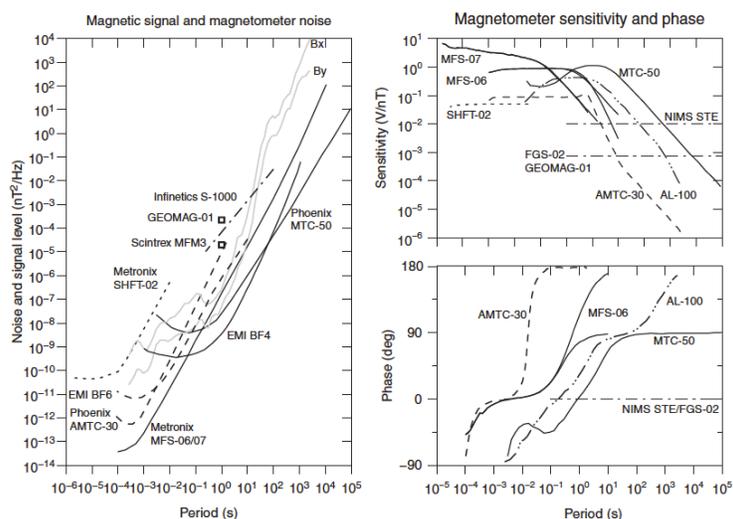


Figura 12. Rangos de razón señal a ruido, sensibilidad y fases en frecuencia para diferentes modelos de magnetómetros (Ferguson, 2012).

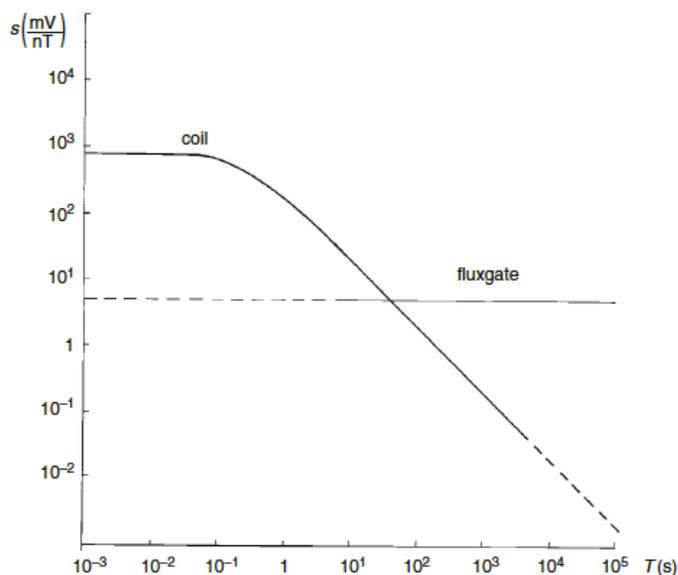


Figura 13. Gráfica de las sensibilidades típicas con respecto al periodo para magnetómetros Fluxgate y bobinas de inducción (Simpson y Bahr, 2005).

#### 4.2.3 Registro de datos

El registro de los datos se realiza generalmente con distintas razones de muestreo, más rápidas y por lapsos cortos para el registro de las variaciones de alta frecuencia, más lentos y por lapsos más largos para el registro de variaciones más lentas del campo natural. El rango dinámico de la señal natural también es un factor importante. Los instrumentos más modernos, con mayor capacidad de resolución, pueden registrar señales de mayor ancho de banda, mientras que los equipos más antiguos con menor resolución tienen que registrar en un mayor número de bandas de frecuencia, más angostas cada una de ellas. Por ejemplo, el equipo MT1 (EMI) utilizado en CICESE está configurado para realizar 4 bandas de registro, con razones de muestreo de 200, 20, 2 y 0.2 muestras/seg para cubrir un rango de períodos de  $10^{-2}$  a  $10^3$  s (5 décadas), mientras que el equipo ADU-07 (Metronix) es usualmente configurado para trabajar en tres bandas, con razones de muestreo de 512, 1024, 4096 o hasta 8192 muestras/s para cubrir un rango máximo de períodos de  $1.2207 \times 10^{-4}$  (8192 Hz) a  $10^4$  s (7 décadas). Los campos eléctricos

y magnéticos (series de tiempo) registrados por los sensores son almacenados en forma de archivos binarios.

### 4.3 Instalación de una estación MT

Las especificaciones en la instalación de estaciones magnetoteléuricas varían de acuerdo al objetivo de la exploración (profundidad de penetración deseada, dimensiones de las estructuras geológicas que se desean analizar, número de equipos disponibles, tiempo disponible en campo, etc.). Ferguson (en Chave y Jones, 2012) señala los siguientes puntos a considerar para la instalación de una estación MT:

- Posición del sitio con respecto al perfil o arreglo planeado.
- Condiciones apropiadas del terreno para la instalación.
- Distancia del sitio a fuentes de ruido electromagnético.
- Distancia del sitio a estructuras geológicas que no se desean analizar (ruido geológico).
- Distancia del sitio a estructuras fabricadas por el hombre.
- Permiso por parte del dueño del terreno para la instalación.
- Seguridad en el sitio frente a animales y/o personas.

El poder instalar una estación que cumpla con todo lo arriba mencionado es en la práctica casi imposible, por lo que es importante encontrar un punto medio entre las condiciones reales del área y los puntos mencionados para obtener datos con alta calidad. Ferguson además señala que en condiciones óptimas, el sitio debe presentar una superficie plana en un área amplia (por lo menos un par de decenas de metros cuadrados), estar alejado de árboles grandes que puedan generar vibraciones en el terreno en presencia de viento. El suelo debe presentar condiciones homogéneas para reducir el efecto de variaciones del potencial natural en los electrodos así como las distorsiones en el campo eléctrico, presentar valores bajos de resistencia de contacto (es deseable que el valor esté por debajo de los 2 kOhms), así como tener niveles intermedios de humedad que permitan instalar los electrodos de forma sencilla y que evite que los electrodos se sequen demasiado.

Los electrodos son instalados ya sea generando dos pares de dipolos (arreglo en cruz) o utilizando un electrodo en común para ambos pares (arreglo en L). Dichos dipolos son perpendiculares entre sí, colocándose preferentemente con una orientación N-S y E-W, con una longitud de dipolo entre 25-100

m (Simpson y Bahr, 2005). Los electrodos deben ser enterrados a un mínimo de 30 cm, con preferencia de 1 metro en equipos de banda ancha, para evitar variaciones por temperatura, humedad o efectos del viento (Ferguson, 2012). Los cables de los dipolos deben extenderse de forma recta tanto como sea posible, ya que desviaciones de dicha rectitud pueden dar lugar a errores considerables en las señales registradas (Gómez-Treviño, 1987). Usualmente, se utiliza algún fluido que permita reducir los valores de resistencia de contacto a un mínimo deseable. Bentonita o agua con sal común suelen ser las opciones más utilizadas en campo, pero para estudios de periodo largo, la bentonita puede secarse y afectar así las mediciones, por lo que no es recomendada en dichos estudios.

La instalación de los magnetómetros depende del tipo de instrumento utilizado. Las bobinas de inducción se instalan preferentemente con algunos metros de separación entre sí para evitar efectos entre sí, siendo enterradas a pocos centímetros de la superficie. Al igual que los electrodos, las bobinas se instalan de forma perpendicular entre sí (N-S y E-W), con una tercera bobina instalada en dirección vertical. En el caso de los magnetómetros fluxgate, las tres componentes ya tienen una configuración ortogonal entre sí dentro del instrumento, por lo que sólo se necesita especificar la orientación y la profundidad de instalación de acuerdo a las dimensiones del equipo.

La orientación debe realizarse de la forma más precisa posible con respecto al norte magnético o al norte geográfico, de preferencia con errores de medición menores a 1 grado (Ferguson, 2012). Para ello puede recurrirse al uso de teodolitos, aunque por facilidad usualmente se utilizan brújulas de mano. Es muy importante ajustar la declinación magnética de las brújulas si es que se desea orientar con respecto al norte geográfico.

#### **4.4 Procesamiento de datos magnetoteléuricos**

El objetivo de la metodología MT es obtener y analizar curvas de resistividad aparente y fases en función de la frecuencia (o del período) en cada sitio de medición. Dichas curvas se obtienen a su vez de los valores del tensor de impedancia, como se ha descrito en el capítulo 3, pero la estimación de dicho tensor involucra un proceso cuidadoso, ya que las series de tiempo registradas pueden incluir efectos no deseados (ruido), como por ejemplo señales electromagnéticas asociadas a la actividad humana en la zona. En caso de que el nivel de ruido en los datos sea bajo o que presente una distribución gaussiana, una estimación mínimo cuadrática será suficiente para estimar los valores de impedancia (Sims et al,

1971; Vozzof, 1972). Sin embargo, el nivel general de ruido en la gran mayoría de los estudios (Weidelt y Chave, en Chave y Jones, 2012; Egbert y Booker, 1986) no puede ser eliminado de forma tan sencilla, por lo que la mejor opción es recurrir a esquemas de estimación robusta, los cuales reciben su nombre debido a que son relativamente insensibles a una cantidad moderada de datos con baja calidad o a las inadecuaciones en la suposición de onda plana inherente en el método MT (Weidelt y Chave, 2012).

Básicamente, el proceso consiste en dividir a las series de tiempo en segmentos más cortos, con una longitud variable, pasando al dominio de la frecuencia por medio de una transformación de Fourier. Una vez que se tienen los coeficientes de Fourier de cada segmento, se realiza un promediado de los distintos segmentos y un análisis de la distribución estadística de dichos datos. Debido a que la estimación mínimo cuadrática asume que los errores son independientes y con una distribución gaussiana, aquella parte de la información que se separe de una distribución gaussiana de los errores (outliers) es identificada y su efecto es reducido considerablemente por medio de asignación de pesos, a través de un proceso iterativo y adaptable a los datos por medio de una función definida, como por ejemplo el estimador  $M$  (Huber, 1981). Ejemplos de algoritmos que utilizan dicha función son los de Chave *et al.* (1987, 2004), y Egbert (1997). Una vez que el efecto de ruido ha sido disminuido a un nivel satisfactorio, se procede a realizar la estimación mínimo cuadrática de los elementos del tensor de impedancia.

De acuerdo a una estimación mínimo cuadrática los cuatro elementos del tensor de impedancia se definen de la siguiente manera:

$$Z_{.xx} = \frac{\langle NX^* \rangle \langle YY^* \rangle - \langle NY^* \rangle \langle YX^* \rangle}{DET} \quad (62)$$

$$Z_{.xy} = \frac{\langle NX^* \rangle \langle XX^* \rangle - \langle NX^* \rangle \langle XY^* \rangle}{DET} \quad (63)$$

$$Z_{.yx} = \frac{\langle EX^* \rangle \langle YY^* \rangle - \langle EY^* \rangle \langle YX^* \rangle}{DET} \quad (64)$$

$$Z_{.xx} = \frac{\langle NX^* \rangle \langle YY^* \rangle - \langle NY^* \rangle \langle YX^* \rangle}{DET} \quad (65)$$

$$DET = \langle XX^* \rangle \langle YY^* \rangle - \langle XY^* \rangle \langle YX^* \rangle \quad (66)$$

Donde  $N, E, X, Y$  representan los espectros discretos de  $E_x, E_y, H_x, H_y$ , respectivamente.

Como se puede observar en las ecuaciones, la estimación de los elementos del tensor involucra el cálculo de espectros cruzados y autoespectros. En el caso de que aún exista ruido presente en los datos, el cálculo de autopotencias puede generar una amplificación de dicho ruido. Una técnica que ha demostrado ser efectiva para atenuar el efecto del ruido correlacionado, es el uso de una referencia remota (Gamble *et al.*, 1979). Dicha metodología aprovecha la propiedad de homogeneidad regional de los campos magnéticos, utilizando datos de una estación remota, la cual se asume está libre de los efectos de ruido local de la estación analizada. Incluyendo los datos magnéticos remotos, las ecuaciones quedan escritas de la siguiente forma

$$Z_{xx} = \frac{\langle NX_r^* \rangle \langle YY_r^* \rangle - \langle NY_r^* \rangle \langle YX_r^* \rangle}{DET} \quad (67)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle NX_r^* \rangle \langle XX_r^* \rangle - \langle NX_r^* \rangle \langle XY_r^* \rangle}{DET} \quad (68)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle EX_r^* \rangle \langle YY_r^* \rangle - \langle EY_r^* \rangle \langle YX_r^* \rangle}{DET} \quad (69)$$

$$Z_{xx} = \frac{\langle NX_r^* \rangle \langle YY_r^* \rangle - \langle NY_r^* \rangle \langle YX_r^* \rangle}{DET} \quad (70)$$

$$DET = \langle XX^* \rangle \langle YY^* \rangle - \langle XY^* \rangle \langle YX^* \rangle \quad (71)$$

Simpson y Bahr (2005) ofrecen una descripción general de un proceso de estimación robusta (figura 14). Una descripción más detallada se puede encontrar en Chave y Jones (2012).

Una vez que se ha realizado una estimación de los elementos del tensor de impedancias, se procede a realizar la estimación y eliminación de efectos de distorsión, mencionados en el capítulo 2. Esta es una parte delicada del proceso que debe realizarse con la mayor atención posible.

Una vez que se ha realizado el proceso “corrección” de distorsiones, se realizan los cálculos para obtener las curvas de resistividad aparente y fases, análisis de dimensionalidad en la zona de estudio, análisis de rumbo de la estructura y tipper, entre otros.

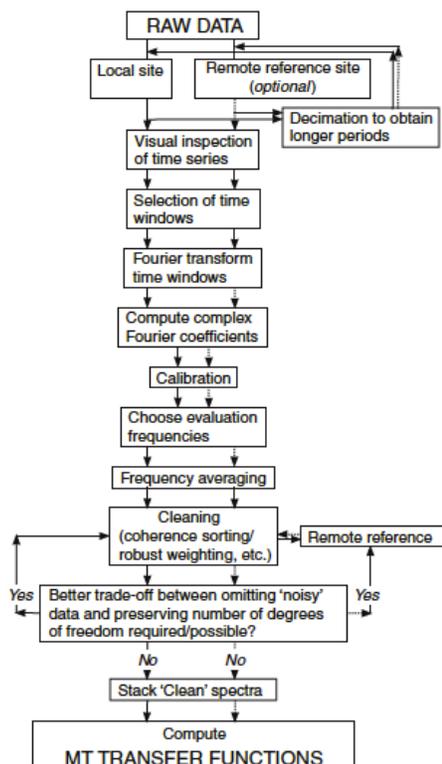


Figura 14. Diagrama de flujo del funcionamiento de un esquema de procesamiento robusto de datos magnetoteléuricos. Simpson y Bahr (2005).

#### 4.5 Modelado directo e inversión de los datos

Los datos de resistividad aparente y fase son utilizados para estimar la distribución de resistividad en el subsuelo, ya sea por medio de un modelado directo o por medio de un proceso de inversión.

El modelado directo en geofísica se basa en considerar a la Tierra como un sistema lineal (resistividad, espesor de capas, celdas 2D o elementos 3D), donde los datos de entrada corresponden a la fuente (ondas electromagnéticas planas) y los datos de salida son los datos observados (resistividad aparente y fase). El proceso inverso consiste entonces en utilizar las relaciones teóricas entre la señal de entrada y de salida para derivar los valores de los parámetros del subsuelo que explican o reproducen las observaciones de campo (Meju, 2001).

Debido a la capacidad de computación en la actualidad, es usual recurrir al proceso de inversión en lugar del modelado directo, el cual implica generalmente un proceso más lento, el cual está sujeto a un mayor nivel de incertidumbre, que incluye una mayor influencia por parte del usuario.

Si bien el estudio de metodologías de inversión en geofísica tuvo sus inicios en la década de los sesenta (Backus y Gilbert, 1967), el uso de metodologías de inversión en estudios magnetotéuricos ganó importancia hasta la década de 1980 gracias a los trabajos de Constable et al. (1987) y de Smith y Booker (1988), quienes incluyeron el concepto de inversión regularizada y modelos suaves en medios unidimensionales, donde el proceso de búsqueda se enfoca en minimizar la estructura del modelo, satisfaciendo el ajuste de los datos a un nivel aceptable (Rodi y Mackie, en Chave y Jones, 2012). Estos modelos suavizados aportan una solución a un problema inherente en los algoritmos mínimo-cuadráticos no regularizados, cuya solución puede consistir en estructuras poco realistas y con grandes variaciones de resistividad, debido a que dichos cuerpos o capas producen un mejor ajuste a un conjunto de datos observados, generalmente imprecisos (Parker, 1980).

El avance computacional en las últimas décadas ha permitido el desarrollo de algoritmos para el caso 2D, siendo las metodologías más utilizados el algoritmo Occam 2D (De Groot-Hedlin y Constable, 1990) y el de gradientes conjugados (Rodi y Mackie, 2001). Nuevos algoritmos para el caso 3D (Siripunvaraporn *et al.*, 2005, Kelbert *et al.*, 2014) han ganado popularidad en los últimos años gracias a una mejora en la capacidad de cómputo.

#### 4.6 Interpretación

Una vez que se ha obtenido el modelo final, se procede a conjuntar toda la información disponible del sitio (geología, registros de pozos, etc.) para poder estimar cual es la relación entre la distribución de resistividades del modelo y los procesos geológicos observados o estimados, y poder generar así un resultado del estudio.

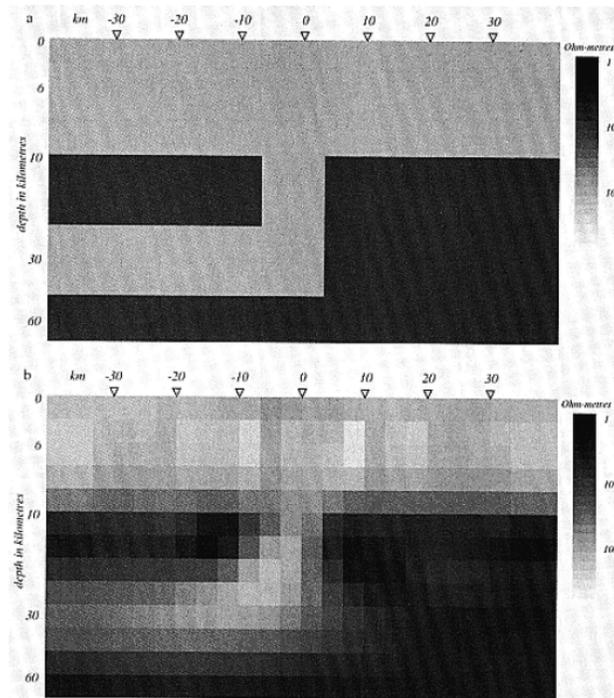


Figura 15. Ejemplo de una estructura geo-eléctrica (arriba) y un modelo obtenido por medio de una inversión regularizada y con suavizamiento (Occam2D). Degroot-Hedlin y Constable, 1990.

## Capítulo 5. Equipos de registro en monitoreo MT

---

Como se mencionó en el capítulo anterior, los equipos de registro deben tener características específicas para el registro continuo durante periodos de tiempo largos, debido a condiciones que surgen en el área de registro y que normalmente no son importantes en campañas de registro convencionales, en donde los sitios de medición se ocupan durante un tiempo máximo de un par de días. A continuación se enlistan algunas de estas características y se especifican los detalles seleccionados para los equipos utilizados en una red de monitoreo MT que se está implementando en el Valle de Mexicali, de la cual se hablará con mayor detalle en el próximo capítulo.

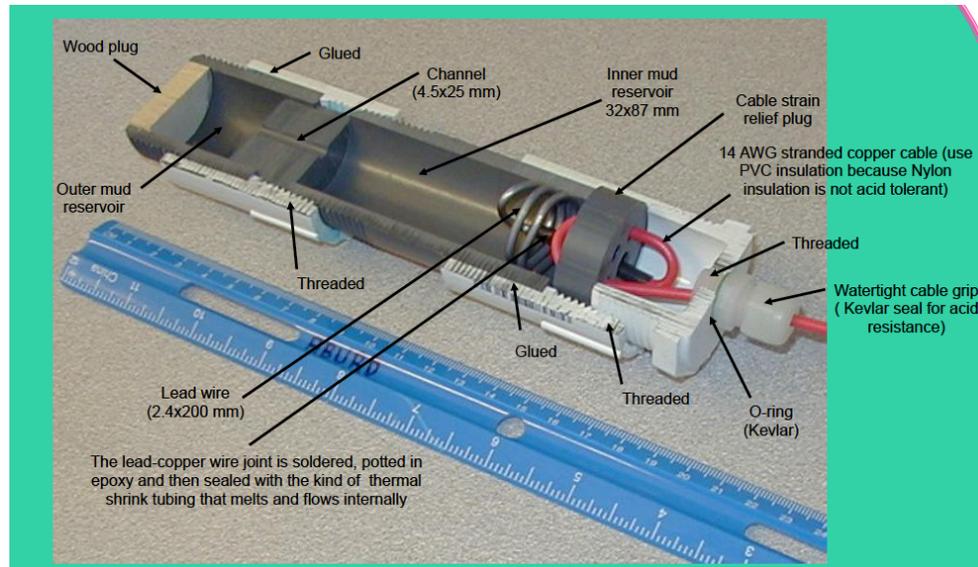
### 5.1 Registro de campos eléctricos

Los registros de larga duración exponen el equipo a las máximas variaciones observadas de temperatura en el sitio de registro (cambios de temperatura diarios y/o estacionales). Probablemente los cambios más extremos se dan en áreas donde el suelo se congela, generando un aumento de salinidad en los fluidos de poro y un aumento considerable de la resistencia de contacto, así como en lugares donde la temperatura alcanza valores muy altos, haciendo que el suelo y los electrodos se deshidraten rápidamente y dejen de funcionar. Por estas razones es muy importante elegir correctamente el tipo de electrodos que se van a utilizar, asegurándose de mantenerlos hidratados a lo largo del estudio (Beblo y Liebig, 1990; Wannamaker *et al.*, 2004).

Cambios naturales en niveles de humedad y química del suelo a largo plazo pueden ocurrir debido a eventos como lluvias fuertes o cambios de salinidad en el suelo, observándose cambios de hasta 500  $\mu$  V/% de cambio de salinidad para electrodos Ag-AgCl (Filloux, 1973).

El proceso de deterioro de los electrodos es sin duda uno de los elementos más importantes, ya que incluye cambios en la concentración del electrolito y corrosión del cable del electrodo y del cable del dipolo en la zona de contacto. Estos tipos de efectos generan una deriva de 10 mV/mes (Perrier *et al.*, 1997), pero para electrodos con mala calidad este factor puede ser 5 o más veces mayor (Ferguson, 2012).

El tipo de electrodos utilizado generalmente en registros de periodo largo es el de electrodos de Pb-PbCl<sub>2</sub>, debido a su estabilidad a largo plazo. Presenta variaciones de 200  $\mu\text{V}/^\circ\text{C}$  y presenta el menor efecto de deriva (Perrier *et al.*, 1997). Petiau (2000) desarrolló una nueva generación de este tipo de electrodos, los cuales a su vez fueron modificados por Booker y Burd (2008), obteniendo electrodos más estables por un periodo prolongado de tiempo y que además previenen la liberación de Pb al medio ambiente (figura 16).



**Figura 16. Componentes de un electrodo Pb-PbCl<sub>2</sub> (Petiau, 2000), de acuerdo con las modificaciones de Booker y Burd (2008).**

## 5.2 Registro de campos magnéticos

La selección del equipo de registro magnético se define con base en el intervalo de periodos que se desea registrar y las profundidades y dimensiones de los objetivos del estudio.

Como ya se mencionó, el magnetómetro fluxgate es la opción preferida en estudios de periodo largo. Sin embargo, se requiere considerar variaciones por ruido electrónico (particularmente en equipo antiguo), variaciones de temperatura en las componentes del magnetómetro y además un efecto de deriva del sensor a largo plazo, generada por el deterioro de las componentes, que puede llegar a ser de 3 nT/año en un campo magnético de 60,000 nT (Narod y Bennet, 1990).

El uso de bobinas de inducción permite medir campos en el rango MT de banda ancha ( $10^{-2}$  a  $10^3$  s), y pueden ser considerados para estudios de monitoreo donde se requiere registrar este intervalo de periodos, en el que la señal natural tiene amplitudes por debajo del nivel de ruido de los magnetómetros fluxgate. Una de las características de las bobinas de inducción que puede resultar valiosa en estudios de monitoreo es que registra la variación en el tiempo del campo magnético, minimizando automáticamente los efectos de las señales de periodo largo (Ferguson, 2012), lo cual puede atenuar el efecto de distorsión por fenómenos temporales de periodo largo. Sin embargo, las propiedades de las bobinas de inducción pueden presentar cambios en el tiempo por degradación de los componentes, cambios en la permeabilidad magnética debido a la intensidad del campo magnético terrestre o cambios en las propiedades del núcleo de la bobina debido a variaciones en su contenido de humedad o temperatura. Debido a ello, las bobinas deben tener una dependencia a la temperatura lo más baja posible, además de ser calibradas periódicamente bajo condiciones de temperatura similares a las de la zona de estudio.

Además de las características antes mencionadas, las bobinas o equipo fluxgate deben instalarse evitando el uso de materiales magnéticos que generen ruido en la señal.

### **5.3 Equipos MTRC**

Una característica que surge inmediatamente durante la planeación de una red de monitoreo electromagnético es la necesidad de una mayor cantidad de equipos de registro (número de equipos necesarios, componentes de repuesto, número de baterías necesarias, etc.) Como una opción para intentar reducir costos y tener un mejor control sobre los detalles en la electrónica de los equipos, se decidió diseñar y construir los equipos de registro en el laboratorio de electrónica del Departamento de Geofísica Aplicada de la División de Ciencias de la Tierra de CICESE. El equipo fue diseñado por el M. en C. Jesús Brassea y fabricado por un equipo dirigido por él mismo, constituido por los técnicos Enrique Castillo y M. en C. Gabriel Echeagaray. Estos equipos se han denominado como MTRC (equipo MagnetoTelúrico para Registro continuo).

Se han diseñado dos variantes : Una de ellas para registrar tanto campo eléctrico como magnético (2 componentes horizontales del campo eléctrico y las 3 componentes del campo magnético); la otra variante del equipo para registrar solamente 2 componentes horizontales del campo eléctrico.

Al inicio del proyecto, los datos magnéticos fueron registrados con un magnetómetro tipo fluxgate de la marca Scintrex, pero posteriormente se desarrolló una tercera variante del equipo diseñada para registrar el campo magnético medido mediante bobinas de inducción. Esto debido a que el fluxgate es sensible a frecuencias relativamente bajas ( $< 0.1$  Hz) y el rango de frecuencias de interés va hasta frecuencias más altas ( $\sim 100$  Hz). Actualmente, se tiene disponible un equipo que funciona con el magnetómetro fluxgate y dos equipos de registro con bobinas de inducción. Para el registro del campo eléctrico se tienen actualmente 18 equipos, y algunos más en etapa de fabricación. Por otra parte, todos los electrodos utilizados en este proyecto son de  $\text{Pb-PbCl}_2$  y han sido fabricados por el autor y por personal de CICESE, de acuerdo a las especificaciones proporcionadas por Booker y Burd (2008).



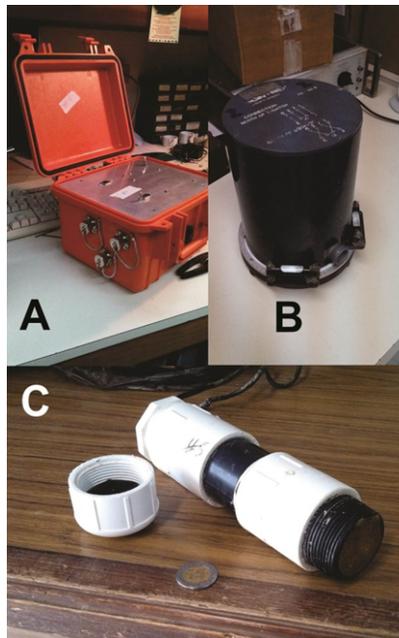
**Figura 17. Fabricación de electrodos de  $\text{Pb-PbCl}_2$  en CICESE.**

Todas las estaciones son alimentadas por medio de un conjunto de baterías de 12 V, los equipos de 5 canales utilizan una mayor cantidad de energía que los equipos de 3 canales debido a los magnetómetros. En un inicio, las estaciones de registro estaban configurados para realizar el registro de las señales a una frecuencia de muestreo de 5 muestras/s. Este valor ha sido modificado conforme el proyecto ha evolucionado debido a modificaciones en la electrónica y a la necesidad de aumentar la razón de muestreo, pasando primero a 15 muestras/s y posteriormente a 18.315 muestras/s, frecuencia

en la que los equipos funcionan desde Septiembre de 2015 hasta la actualidad. El equipo que funciona con el magnetómetro fluxgate sigue registrando a una razón de muestreo de 5 muestras/s.

Los campos eléctricos se miden utilizando dipolos eléctricos de 25 metros de largo con un electrodo central común para ambos dipolos (arreglo en L).

Debido a que los campos magnéticos son más homogéneos a nivel regional (prueba de esto es la efectividad del método de referencia remota, Gamble *et al.*, 1979) se consideró que registrar dichos campos en un par de estaciones y utilizarlos en el resto de estaciones como datos locales es un procedimiento válido. Dicha técnica ha sido utilizada recientemente por Rees *et al.* (2016).



**Figura 18. Equipo de registro: A) Caja de registro de datos, B) Magnetómetro tipo fluxgate, C) Electrodo**

#### **5.4 Detección de problemas y mejoras en el equipo**

Una de las actividades que consumió la mayor parte del tiempo de este trabajo fue la detección de problemas en el equipo que impedían el registro óptimo de las señales electromagnéticas. Los principales problemas que se presentaron y fueron resolviéndose paulatinamente fueron: la duración insuficiente de los registros por agotamiento rápido de las baterías; mala calidad de datos a periodos

menores de 100 s debido a que se utilizaba solamente los magnetómetros fluxgate; una pérdida sistemática de datos por la ineficiencia en el dispositivo de almacenamiento; y problemas de sincronización entre estaciones.

### **5.5 Duración del registro continuo**

En un primer ensayo se realizó un análisis en laboratorio de la duración del funcionamiento de los equipos. Este consistió en observar el tiempo de consumo de la energía en las baterías de alimentación, determinando en un principio un funcionamiento de aproximadamente 2 semanas para el equipo de 5 canales, con un total de 3 baterías.

Las posteriores experiencias en campo mostraron que la duración de funcionamiento del equipo depende de diversos factores, como el efecto en las baterías de las altas temperaturas, la recarga efectiva de las mismas en laboratorio, y el uso de parte de la energía para el funcionamiento de los magnetómetros.

Un primer intento de solución al problema fue la instalación de un panel solar, que proporcionara una cierta cantidad de energía y alargara la duración de las baterías. Sin embargo, gracias a las experiencias de trabajo en la zona compartidas por personal de Sismología de CICESE, se observó que para proporcionar suficiente energía dichos paneles deben ser grandes ( $\sim 1 \text{ m}^2$ ), son caros y su visibilidad aumenta el riesgo de robo. Por ello, se optó por instalar un panel solar opaco y ligero para evitar el reflejo de la luz solar y que fue camuflado además con material de la zona. Si bien dicho panel proporcionó energía a la estación, el aumento del tiempo de registro resultó ser muy poco, una mejora máxima de tres días en comparación a la duración del equipo sin el panel, y debido al trabajo y costos extra que dicho panel representaría para todas las estaciones, se optó por abandonar su uso.

### **5.6 Problemas de calidad en la señal por debajo de los 100 segundos**

Los datos de resistividad aparente y fase registrados en los primeros meses mostraron resultados con mala calidad para periodos por debajo de los 100 segundos (figura 19). Después de una serie de pruebas

del funcionamiento del equipo en laboratorio, revisión bibliográfica y consulta con otros expertos, se concluyó que dicho efecto se debe a la baja sensibilidad del magnetómetro fluxgate a períodos menores de 100 s, por lo que se decidió utilizar bobinas de inducción para registrar esta banda de períodos. El equipo MTRC de 5 canales fue modificado para reemplazar al magnetómetro Fluxgate por un par de bobinas de tipo BF-4 (Emi, Inc.). Estas modificaciones llevaron además a un cambio en la frecuencia de muestreo del equipo, pasando de 5 a 15 muestras/s.

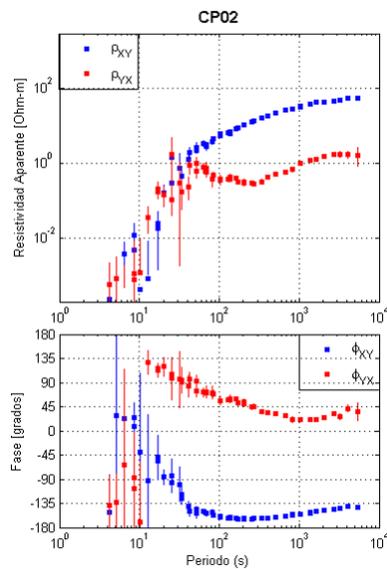


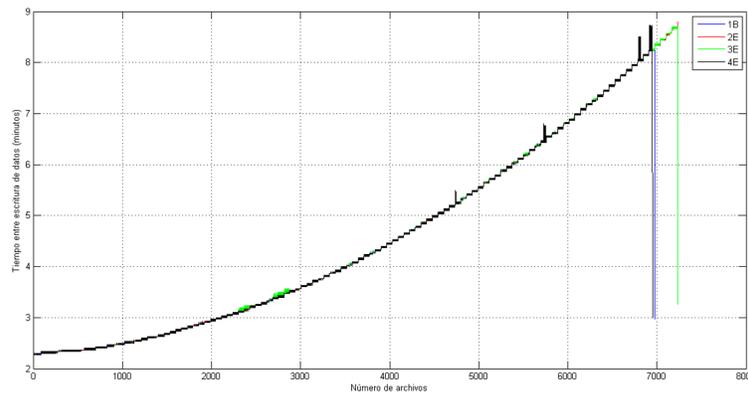
Figura 19. Ejemplo de curvas de resistividad aparente y fase en el sitio CP02, con problemas de resolución por debajo de los 100 segundos.

### 5.7 Pérdida sistemática de datos

Un análisis de los datos registrados posteriormente a la adaptación de las bobinas de inducción en el equipo reveló que el número de datos almacenados era menor al esperado, de acuerdo con la razón de muestreo y el número de días de registro. Un análisis en los datos registrados por varias estaciones mostró una pérdida sistemática, la cual aumentaba con el paso de los días (figura 20). Un análisis en el laboratorio de la electrónica encontró que esta pérdida se debía a que el proceso de almacenamiento en

la memoria USB consume un cierto tiempo que aumenta a medida que la memoria se va llenando (al ser un dispositivo de acceso aleatorio), por lo que después de un cierto tiempo, el tiempo que consume el almacenamiento rebasa el intervalo de muestreo y se empiezan a perder muestras, porque el sistema se encuentra ocupado almacenando las que ya tiene. .

Este problema fue solucionado al incluir una buffer extra de memoria, el cual le permite al equipo ir almacenando datos sin desatender el muestreo.



**Figura 20. Evidencia de la pérdida sistemática de datos en diferentes estaciones. Tiempo entre escritura de datos vs número de archivos. La caída drástica al final de las curvas ocurre al momento de que los equipos se apagaron por falta de energía.**

### 5.8 Sincronización entre estaciones

Una vez resuelto el problema anterior, los valores de las resistividades aparentes y fases mejoraron considerablemente, pero sin embargo esto sólo se observó en los equipos con registro completo (eléctrico y magnético). En las estaciones con registro solamente eléctrico las impedancias estimadas usando campos magnéticos remotos, continuaban siendo de baja calidad. Se pudo determinar que esto es debido a problemas de sincronización entre estaciones.

La sincronización de las señales de periodos cortos (menores a 1 s) registradas en varias estaciones debe tener una precisión del orden de nanosegundos (Chave y Jones, 2012). El equipo operaba hasta ese momento con un reloj interno, el cual se sincronizaba a la fecha y hora correcta por medio de un

dispositivo GPS, el GPS se activaba al inicio del registro y después el equipo funcionaba con el tiempo del reloj interno. Sin embargo, se determinó que dicho reloj no tiene la precisión requerida, por lo que los equipos MTRC tuvieron que someterse a una nueva modificación que consistió en dejar activo el GPS durante todo el tiempo de registro, haciendo que el reloj interno se sincronice con el pulso GPS en intervalos de 1 segundo. A pesar de esto, el proceso de sincronización aún no es del todo satisfactorio.

En una actualización más reciente del equipo, el tiempo de registro de cada muestra es ahora también registrado por el sistema, guardando dicha información junto con el resto en el formato binario.

## Capítulo 6. Trabajo de campo de la red de monitoreo

---

Uno de las principales actividades realizadas fue evaluar en condiciones reales la viabilidad técnica de una red de monitoreo electromagnético funcionando permanentemente en el Valle de Mexicali.

A continuación se describe el trabajo de campo realizado para la instalación y mantenimiento de la red de monitoreo electromagnético continuo del Valle de Mexicali (RMEMP-MXL). Se realizaron más de 40 visitas al área de estudio a lo largo de 4 años para la selección de sitios, instalación y mantenimiento de las estaciones.

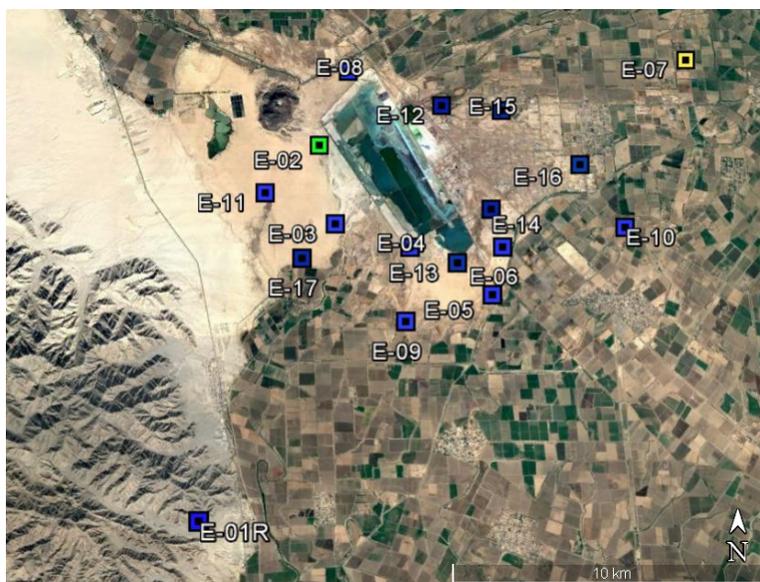
### 6.1 Localización de sitios de instalación

La primera tarea realizada en campo fue la localización de sitios óptimos para la instalación de las estaciones. A diferencia de la instalación de equipos en registros convencionales MT, los sitios de medición deben tener algunas características particulares si se pretende registrar en forma permanente, lo cual complica mucho la selección de sitios. Además de los requerimientos mencionados en el capítulo 4, una estación permanente debe estar lo más lejos posible de cualquier actividad humana, presentar un acceso relativamente sencillo, pero a la vez contar con algún tipo de camuflaje para minimizar el riesgo de vandalización.

Una primera campaña de búsqueda se realizó en 2013 con ayuda de personal de sismología de CICESE, debido a su experiencia en la zona. De dicha visita, se seleccionó un punto dentro de las instalaciones del campo experimental de humedales “Las Arenitas”, propiedad de CESP (Comisión Estatal de Servicios Públicos de Mexicali). El resto de los sitios fueron seleccionados en las campañas siguientes.

La exploración del Valle de Mexicali en los alrededores del campo geotérmico Cerro Prieto mostró que el área disponible para instalar las estaciones es muy reducida debido a la presencia de actividad humana, al crecimiento de la mancha urbana y a la actividad industrial y agrícola. Sin embargo, se lograron localizar varios sitios con las características suficientes para realizar la instalación.

Los sitios seleccionados, en donde se han instalado estaciones hasta la fecha, se muestran en la figura 21. Los nombres fueron asignados de acuerdo al orden de instalación. Los sitios CP02 y CP14 son los que actualmente cuentan con equipos de 5 canales, el resto de las estaciones operan con equipos de 3 canales.



**Figura 21. Localización de las estaciones de registro de la red RMEMP-MXL (Junio 2017). La estación CP01 (rojo) ya no se encuentra en funcionamiento.**

## 6.2 Instalación de las estaciones

Una vez localizados los mejores puntos de instalación se procedió a instalar las estaciones. Se utilizaron dipolos eléctricos de 25 m de longitud. Los electrodos de Pb-PbCl<sub>2</sub> son colocados en el suelo con dos configuraciones, la primera, conocida como “cubeta rusa” (Lu y Macnae, 1998) consiste en colocar un electrodo dentro de un contenedor de plástico para evitar la pérdida de fluidos ayudando a mantener los electrodos húmedos. El electrodo es enterrado a un mínimo de 50 cm de profundidad para disminuir efectos de la temperatura superficial y a variaciones químicas en zonas más someras. El contenedor es rellenado con el material del suelo de la zona profunda, de forma que el contacto con el electrodo se localiza en la parte superior del contenedor (figura 22).

La segunda (Jaime Araya, comunicación personal), que puede recibir el nombre “tubo chileno-alemán”, es utilizada por personal de GFZ Postdam en la red IPOC, en Chile. Consiste en utilizar un tubo de PVC de aproximadamente 50 cm, el cual es rellenado con el electrodo y el material excavado y saturado con fluidos. Este tubo es sellado en la parte superior para evitar la pérdida de fluidos por evaporación, teniendo su zona de contacto en la parte inferior (figura 23).

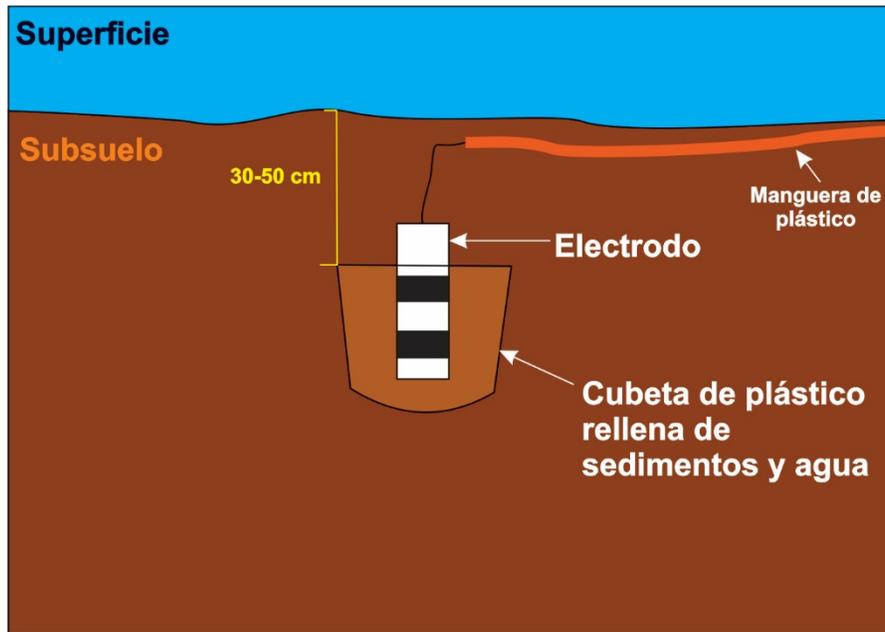


Figura 22. Esquema de instalación de los electrodos en campo, utilizando la configuración de “cubeta rusa”.

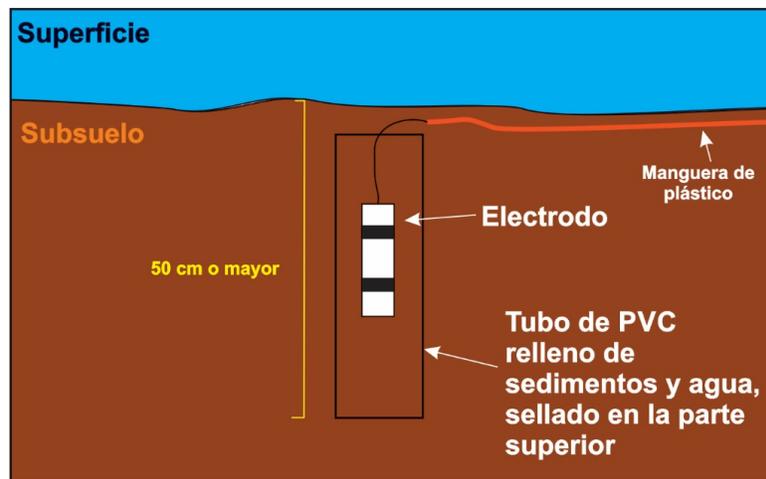
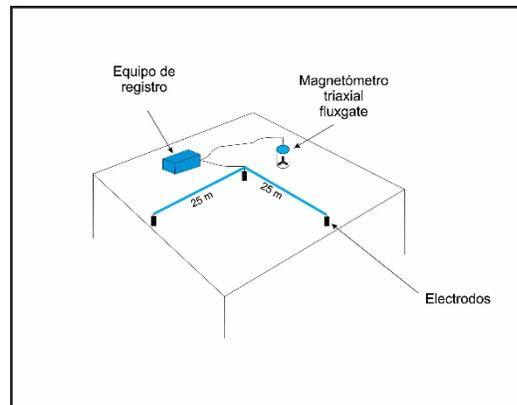


Figura 23. Esquema de instalación de los electrodos en campo, utilizando la configuración de tubo PVC. Los fluidos son retenidos dentro del tubo al evitar su evaporación sellando la parte superior. Aunque puede haber pérdida de fluidos en la parte inferior, debido a las dimensiones del tubo una cantidad suficiente de humedad es retenida cerca del electrodo por un tiempo considerable.

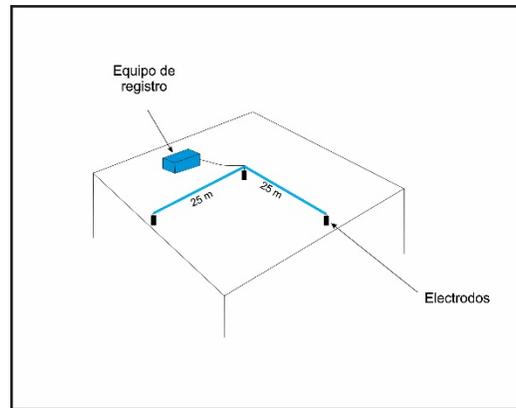
La instalación de los sensores magnéticos, ya sea bobinas de inducción, fluxgate o ambos, requiere también algunos cuidados. Los sensores se colocan al menos a 20m de distancia de la caja de registro y separados entre ellos distancias de 2 a 5 m para minimizar interferencias entre sensores. Tanto los sensores como cables que alimentan potencia y conducen señal se entierran y se protegen para evitar pisadas y mordeduras de animales y para minimizar el efecto de cambios de temperatura (figura 24). La configuración general de las estaciones se muestra en las figuras 25 a 27.



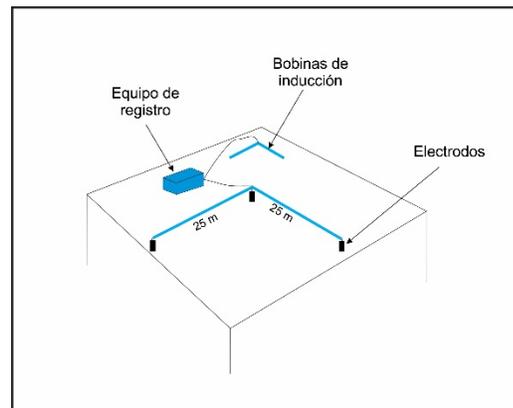
**Figura 24. (Izquierda) Bobina de inducción, protección de PVC y zona excavada para su instalación. Estación CP02. (Derecha) Instalación del equipo fluxgate.**



**Figura 25. Esquema de instalación del equipo de 5 canales con magnetómetro Fluxgate.**



**Figura 26. Esquema de instalación del equipo de 3 canales únicamente con electrodos.**

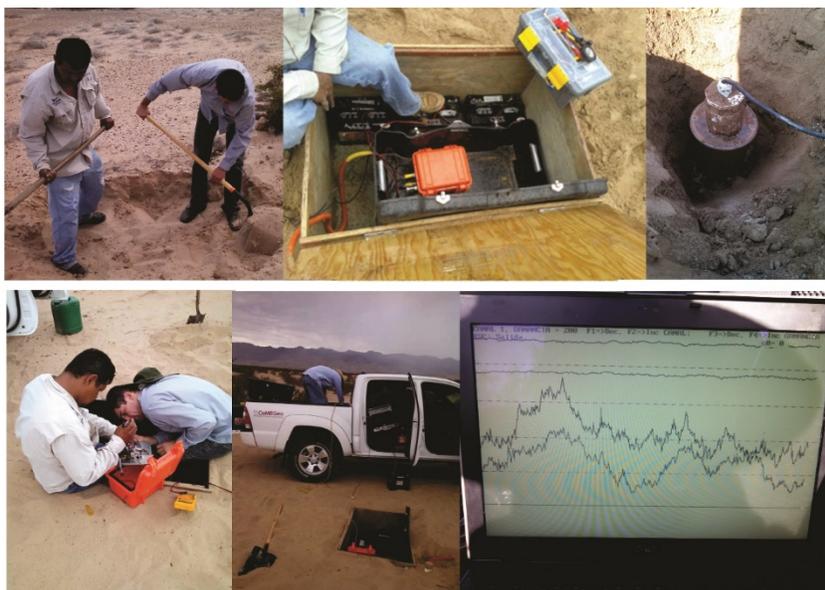


**Figura 27. Esquema de instalación del equipo de 5 canales con bobinas de inducción.**

### 6.3 Mantenimiento de estaciones

Una de las principales actividades realizadas fue desarrollar la experiencia para el mantenimiento de las estaciones, determinar las necesidades específicas, dadas las condiciones del terreno, meteorológicas y de seguridad.

La figura 28 muestra los pasos generales que se realizan en el mantenimiento de una estación y que se describen a continuación.



**Figura 28. Mantenimiento de una estación electromagnética permanente: Excavación de la estación, observación de los componentes, mantenimiento a los electrodos, mantenimiento a los equipos de registro (si es necesario) y evaluación visual de las señales a registrar.**

### 6.3.1 Revisión visual del lugar

Inspección visual del área de instalación, para detectar si el equipo sigue en su posición original o si se observa alguna manipulación del mismo durante la ausencia del personal de CICESE.

Hasta el momento, se han detectado de esta forma a efectos del clima (daños por lluvia en la estación CP01 en Agosto de 2013) y el robo de dos estaciones (figura 33).



**Figura 29.** Estación de registro y mangueras de protección para los cables de los electrodos. En este caso, las mangueras fueron expuestas a la superficie por el viento en la estación CP01.

### **6.3.2 Revisión del equipo**

Se hace una revisión de todo el equipo instalado para asegurarse de su buen funcionamiento. En caso de falla en alguno de los componentes, estos son reemplazados, o en su caso, removidos del lugar y trasladados a CICESE para su arreglo.

### **6.3.3 Cambio de baterías**

Las baterías de carga profunda instaladas en las estaciones son reemplazadas por baterías que han sido cargadas en el taller de Geofísica Aplicada de CICESE. Estas baterías deben tener una carga óptima de 13 V y nunca menor a 12.5 V para poder ser instaladas. Es extremadamente importante tener un control de las cargas de las baterías antes de salir al campo y de nuevo antes de ser conectadas al equipo. Las baterías con una mejor carga deben ser instaladas en los equipos de 5 canales, ya que dichos equipos requieren más energía.

### 6.3.4 Recolección de series de tiempo

Los datos registrados por el equipo son almacenados en una unidad USB, la cual es removida del equipo y los archivos copiados a una computadora, en la cual se hace una evaluación rápida de las señales. Una vez que los datos han sido copiados a la computadora, son eliminados de la unidad USB y ésta es colocada nuevamente en el equipo de registro.



Figura 30. Ejemplo de condiciones normales de una estación en buen funcionamiento. Estación CP02.

### 6.3.5 Revisión de resistencia de contacto

Como indicador principal de la calidad de los electrodos se toma la resistencia de contacto. Se revisan los valores de la resistencia de contacto de los tres dipolos para asegurarse de su buen funcionamiento. Se revisa la resistencia entre los tres electrodos (X-central, Y-central, X-Y). Los valores óptimos deben ser menores a 2 K $\Omega$ . En la actualidad y con los nuevos electrodos, se observan valores menores a 1 K $\Omega$  en todas las estaciones.

### **6.3.6 Mantenimiento a los contenedores**

Para su protección, el equipo es colocado dentro de un contenedor de plástico junto con las baterías, y a su vez éste se encuentra dentro de un contenedor más grande hecho de madera, el cual se ha observado es necesario para proporcionar protección al equipo de condiciones climáticas de la zona (lluvia, temperaturas extremas, etc.). En el caso de los contenedores de madera que protegen al equipo, se ha añadido recientemente un fluido anti-termita, para evitar su deterioro. Los dipolos eléctricos son protegidos por mangueras de plástico flexible. En el caso del magnetómetro tipo fluxgate, éste es protegido por un contenedor de plástico, el cual es sellado al momento de ser enterrado para evitar que penetre agua.

### **6.3.7 Activación del equipo**

El equipo se activa, se revisa su buen funcionamiento y se hace una evaluación del registro de las señales. Una vez observado un correcto funcionamiento, el equipo inicia el registro y los contenedores son cerrados y cubiertos de tierra/arena para su protección (figura 32).

Para su protección, el equipo es colocado dentro de los contenedores arriba mencionado junto con las baterías para proporcionar protección al equipo de condiciones climáticas de la zona (lluvia, temperaturas extremas, etc.). Los dipolos eléctricos son protegidos por mangueras de plástico flexible. En el caso del magnetómetro tipo fluxgate, éste es protegido por un contenedor de plástico separado, el cual es sellado al momento de ser enterrado para evitar que penetre agua.



Figura 31. (Izquierda) electrodo listo para instalación con la configuración de “cubeta rusa”. (Derecha) ejemplo de electrodos reemplazados en el sitio CP02.



Figura 32. Estado de la estación al terminar el mantenimiento. El equipo se encuentra sepultado, con poca evidencia de la presencia del equipo de trabajo. La presencia de la antena GPS en superficie es casi inadvertida.

#### **6.4 Problemas de seguridad y vandalismo para las estaciones en el Valle de Mexicali**

Los problemas de inseguridad en el área del Valle de Mexicali representan un problema no solo para la instalación de la red electromagnética, sino para la instalación a largo plazo de cualquier tipo de instrumento de medición. Las estaciones deben ser instaladas en zonas alejadas de la población o del tráfico continuo, el personal debe trabajar en el sitio de preferencia en horas de poca actividad humana. La necesidad de utilizar la antena GPS representó un nuevo reto para la seguridad del equipo en campo, ya que se requirió aplicar un camuflaje a dicha componente, que debe estar en la superficie para recibir la señal satelital. Esto se logró al adaptar un tubo de PVC al lado de la caja de protección, el cual tiene en la punta una tapa de PVC que protege al dispositivo GPS, la cual es recubierta de pegamento y arena o polvo, para lograr así el camuflaje. Pruebas en laboratorio permitieron observar que con este tipo de protección la antena GPS funcionaba de forma normal. La instalación de este método en campo probó ser bastante efectivo al hacer muy difícil su detección a simple vista. A pesar de estos esfuerzos, hasta la fecha se han presentado dos casos de vandalismo: uno en la estación CP04 y otro al norte del campo geotérmico.

En la estación CP04 se encontró la caja de protección de madera totalmente expuesta, las baterías y los cables de cobre fueron robados (figura 33). Se observaron huellas de un vehículo en la zona, por lo que se estima que el acto fue realizado por un grupo de personas que habían estado observando las actividades de instalación.

La caja de registro encontrada en el sitio fue revisada y los componentes que lo requerían fueron reparados, permitiendo que la estación fuese instalada nuevamente al norte del campo geotérmico. Sin embargo, al regresar al nuevo sitio en la siguiente campaña de campo se encontró que el equipo completo había sido robado.



**Figura 33. Equipo de registro vandalizado en estación CP04. Los cables fueron cortados desde los conectores y estos fueron robados junto con las baterías de alimentación del equipo. La estación se encontraba totalmente expuesta al llegar al sitio.**

## Capítulo 7. Pre-procesamiento de datos

---

### 7.1 Archivos binarios del equipo MTRC

El equipo de registro MTRC produce dos tipos de archivos de salida: archivos con extensión .DAT y archivos con extensión .HDR.

Los archivos .DAT contienen los datos en binario. Cada muestra se graba en 32 bits, de los cuales se utilizan solamente 24 (los últimos 8 bits son espacio libre). En estos 24 bits se almacena secuencialmente la información de los canales del equipo. Debe mencionarse que la electrónica de todos los equipos contiene 6 canales, de los cuales 3 se utilizan para el campo magnético y 2 para el campo eléctrico. En una primera etapa de desarrollo del equipo, el sexto canal no era utilizado, pero actualmente dicho canal es utilizado para registrar la fecha y hora exactas del registro de los datos por medio del reloj GPS. Cada vez que se ha acumulado una cantidad predefinida de muestras por canal, el equipo MTRC genera un nuevo archivo con una numeración consecutiva.

Los archivos .HDR están en ASCII y se usan para escribir un encabezado con información del sitio de medición y parámetros de registro. Existen 2 tipos de archivos .HDR: el primer tipo se genera junto con los archivos secuenciales .DAT y tiene la misma numeración secuencial que estos, y solo contiene el número acumulativo de datos registrados, por lo que en la práctica no tiene ninguna utilidad. El otro archivo .HDR no tiene ninguna numeración y contiene toda la información de cabecera de los registros (fecha y hora de inicio, frecuencia de muestreo, posición de GPS, etc.).

**Tabla 2. Descripción de los archivos del equipo MTRC**

<b>Tipo de archivo</b>	<b>Descripción</b>
1B.HDR	Archivo de cabecera, sólo tiene el nombre de la estación de registro (no tiene numeración). Contiene todos los detalles del registro (fecha y hora de inicio, posición, etc.).
1B0000.HDR	Archivo con número acumulativo de muestras registradas (no tiene utilidad en la práctica).
1B0000.DAT	Archivo binario de 32 bits con la información registrada por la estación.

## 7.2 Lectura de datos binarios del equipo MTRC

Se generó un paquete de scripts en Matlab para la lectura de los archivos binarios, la sincronización entre estaciones, pre-acondicionamiento de los datos y escritura de nuevos archivos para su posterior procesamiento. Se define como sincronización al proceso de utilizar al campo magnético registrado en los sitios seleccionados para ello, junto con el campo eléctrico registrado simultáneamente en el resto de las estaciones de medición que solo tienen registro eléctrico. El pre-acondicionamiento de datos consistió en remover tendencias en las series de tiempo con periodos más largos a los del intervalo de interés (por ejemplo, intervalos de día y noche).

Primero, el software entra en la carpeta que contiene los archivos binarios y calcula si el número de muestras corresponde de forma correcta con el tiempo de registro (número total de muestras X intervalo de muestreo = tiempo total registrado), esto para determinar si existió pérdida de datos o no durante el registro.

Si el número de muestras es el correcto, el programa lee consecutivamente los archivos binarios y convierte la información a valores numéricos (valores en cuentas). Los valores de cada canal y la fecha de cada muestra son entonces almacenados en un archivo .mat que contiene la información registrada durante 24 horas. Este archivo .mat es etiquetado en base a la fecha de los datos (por ejemplo, el archivo para el día 25 de Marzo de 2015 tendrá la etiqueta 20150325.mat). Cuando el programa detecta que los datos leídos corresponden al día siguiente, crea un nuevo archivo y los almacena (20150326.mat), y así consecutivamente.

Una vez que todos los archivos binarios han sido leídos, el programa lee uno por uno los archivos .mat creados y convierte los valores de cuentas a milivolts, en base al factor de conversión de la máquina. Además, el programa considera los valores de ganancia individuales de cada canal en la conversión, en base a los datos leídos en el archivo de cabecera. Una vez terminada la conversión, el programa guarda la información en los mismos archivos. El siguiente paso consiste en escribir los archivos en el formato correcto para el procesamiento robusto de los datos.

### 7.3 Escritura de los archivos

Una vez realizado esto, el programa escribe un archivo individual para cada canal, donde las primeras dos letras del nombre corresponden al tipo de dato, ya sea eléctricos (E) o magnético (H) y orientación de los sensores (x,y). Es decir, se generan los archivos Ex, Ey, Hx, Hy. El programa une consecutivamente las series de tiempo de un número predeterminado de días por el operador para escribir las series de tiempo en los nuevos archivos. En este caso, se determinó el uso de 7 días consecutivos, generando un sólo archivo por cada canal con toda la información.

La sincronización entre estaciones requiere la fecha y hora exacta del registro. Matlab tiene una herramienta de etiquetado (función `datenum`) la cual es muy útil para transformar toda la información en un solo valor (por ejemplo, 25 de Marzo de 2015, 15: 00: 00 horas = 9192.625). Sin embargo, esto puede generar problemas de redondeo debido al número de cifras significativas que utilice cada computadora, generando pequeños pero importantes errores. Para evitar estas complicaciones, se desarrolló un sistema de etiquetado donde información es almacenada en un número complejo, donde la fecha (día, mes, año) se almacena como número real de acuerdo a la función `datenum` y la parte imaginaria es la información de la hora.

En este caso, la información de la hora no se almacena de forma tradicional (hora, minuto segundo). En cambio, utiliza el intervalo de muestreo para calcular el número de muestras que se pueden registrar en 24 horas (por ejemplo, intervalo de muestreo a 1 segundo = 86,400 muestras por día). Suponiendo que la primera muestra se registre a las 00:00:00, registrada a las 12:00:00 horas será la muestra 43,200.

Así, el etiquetado de la fecha y hora del 25 de Marzo de 2015 a las 12:00:00 horas es almacenada como el número complejo  $9192 + i 43,200$ , evitando así el uso de valores decimales. La información original puede recuperarse fácilmente utilizando las operaciones descritas.

La extensión en el nombre de los archivos describe características del equipo de registro. Esto es importante para asignar la función de transferencia correcta en un paso posterior. La extensión `.TSA` corresponde a archivos de series de tiempo cuyos datos magnéticos fueron registrados con el magnetómetro Fluxgate, mientras que la extensión `.TSB` corresponde a series de tiempo cuyos datos magnéticos fueron registrados con bobinas de inducción. Además de los archivos con las series de tiempo, es necesario escribir un archivo extra que contenga los parámetros de entrada para el algoritmo

robusto que realizará el procesamiento de los datos. En este caso, el archivo con los parámetros de entrada es llamado parametros.birrp.

#### 7.4 Procesamiento robusto: programas RRRMT8 y BIRRP5

Como se mencionó arriba, los datos magnetoteléuricos son procesados con un algoritmo robusto. Al inicio del proyecto los datos fueron procesados con el algoritmo RRRMT8, basado en los trabajos de Chave (1987) y Chave y Thomson (1989), debido a que este algoritmo ya había sido adaptado para funcionar con los datos del equipo MT-1. Sin embargo se realizó el proceso de cambio de algoritmo por el programa BIRRP5 (Chave, 2004), el cual es una actualización del programa RRRMT8. El cambio más significativo es la introducción de un módulo extra que permite incluir más de una estación remota y utilizar los resultados de la matriz hat para remover efectos con alta influencia en el análisis estadístico, los cuales no pudieron ser removidos en una primera etapa. El programa está escrito en Fortran y fue adaptado a los archivos de los equipos MTRC por el técnico Favio Cruz (comunicación personal).

**Tabla 3. Descripción de archivos de entrada para el procesamiento**

<b>Nombre de archivo</b>	<b>Descripción</b>
EX041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Ex
EY041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Ey
HX041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Hx
HY041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Hy
HZ041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Hz (canal no utilizado)
RX041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Hx de la estación remota
RY041.TSB	Archivo con series de tiempo del canal Hy de la estación remota
Parametros.birrp	Archivo con parámetros de entrada para el programa BIRRP5

Para un manejo más sencillo de la gran base de datos, se generó el programa BIRRP-MTRC, el cual consiste en una interfaz gráfica escrita en Matlab, la cual facilita la selección de los archivos a procesar.

## 7.5 Detección y eliminación de distorsiones en el tensor de impedancia

Como se mencionó al final del capítulo 4, los campos electromagnéticos pueden contener distorsiones que pueden llevar a graves errores en la interpretación. Para este estudio se decidió utilizar la metodología de la ecuación cuadrática propuesta por Gómez-Treviño *et al.* (2014). Como se mencionó antes, dicha metodología produce impedancias libres de distorsión, con excepción del shear. Dado que cuando existe un shear la fase es sensible al corrimiento estático, los autores sugieren encontrar el valor correcto del shear mediante una búsqueda en todo su rango de variación ( $0^\circ$  a  $45^\circ$ ) perturbando los datos con estática y comparando diferencias de fase. Aunque este procedimiento funciona bien con datos sintéticos, en la práctica este método de búsqueda rara vez ofrece un resultado claro. Por esta causa, como se explica en la siguiente sección, en este trabajo proponemos otra manera de encontrar el shear correcto, utilizando el tensor de fase (Caldwell *et al.*, 2004).

## 7.6 Semi-automatización del proceso de búsqueda del ángulo shear

Los datos de resistividad aparente calculados por medio de la ecuación cuadrática están libres de distorsión por rumbo y twist, pero aún pueden presentar efectos de shear y corrimiento estático. Sin embargo la fase, con el ángulo de shear correcto, está libre del efecto estático. El proceso propuesto aquí consiste en obtener primero los valores de fase por medio del tensor de fase, para ser utilizados como datos de referencia. Entonces, el shear correcto se encuentra cuando la fase  $\pm$  calculada por medio de la ecuación cuadrática, es comparable con la fase obtenida con el tensor de fase. El criterio de comparación se basa en obtener el mínimo desajuste RMS.

En la experiencia obtenida durante la realización de este trabajo, siempre se obtuvo un valor mínimo único de RMS para cada caso estudiado, lo cual refuerza la confianza en el uso de esta técnica de selección. Sin embargo, si existiese más de un mínimo de RMS, el programa realizaría un análisis estadístico, seleccionando como ángulo de shear correcto a aquel que represente la mediana o media de los valores candidatos.

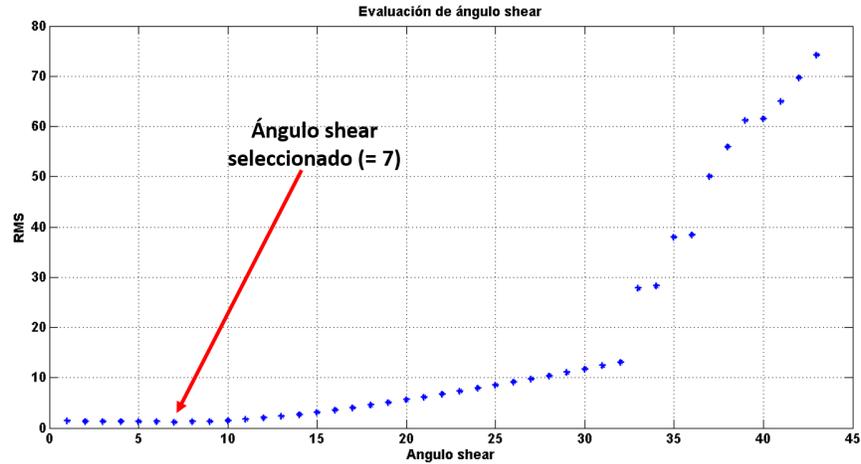


Figura 34. Ejemplo de valores de RMS resultado de comparar fases  $\phi_{\pm}$  vs fases del tensor de fase, en todo el rango de variación del shear.

Una vez que se encuentra el shear correcto, éste se utiliza para obtener la resistividad aparente libre del efecto de shear, quedando solamente el problema del corrimiento estático. Esta metodología ha demostrado tal efectividad que ha sido incluida en el trabajo de Muñiz *et al.* (2017).

### 7.7 Detección de variaciones en los datos

Una vez que se ha realizado el análisis y eliminación de distorsiones, el siguiente paso es la detección de variaciones significativas en las curvas de resistividad aparente y fase, es decir aquellas que no son causadas por ruido aleatorio, sino que pudieran ser atribuidas a cambios reales de la resistividad del subsuelo. En este punto el usuario debió realizar todos los esfuerzos posibles en campo para reducir al mínimo posible el ruido aleatorio.

Dada la naturaleza de las observaciones, conviene considerar diferencias relativas para la resistividad aparente y diferencias absolutas para las fases.

La diferencia relativa en resistividad aparente para un periodo  $i$ , entre un valor de referencia  $\rho_{a0}$  (usualmente la primera medición obtenida) y un nuevo valor registrado en un tiempo diferente  $\rho_{a1}$ , es

$$\Delta\rho_{ai} = \frac{\rho_{a1i} - \rho_{a0i}}{\rho_{a0i}} \quad (72)$$

donde  $\Delta\rho_{ai}$  es la diferencia relativa en resistividad aparente a un periodo  $i$ .

La diferencia absoluta para las fases a un periodo  $i$  se obtiene por

$$\Delta\phi_i = \phi_{1i} - \phi_{0i}, \quad (73)$$

es la diferencia absoluta para los datos de fase a un periodo  $i$  para los datos de fase.

## 7.8 Significancia

Para determinar la significancias de las variaciones se utilizó una variación del proceso sugerido por Romano *et al.* (2014). Estos autores realizaron el análisis de la variabilidad de la función de transferencia en una estación MT en el Valle de Agri, en Italia. Como parte de su análisis, ellos definen que una variación es significativa únicamente si su amplitud supera su nivel de incertidumbre y en este caso definen un índice con valor de 1, en el caso contrario se considera como insignificante (y por lo tanto, se le asigna un índice de 0).

En este estudio se realizó una variación a dicha propuesta, considerando las variaciones observadas por debajo del nivel de incertidumbre de los datos como cambios no significativos, es decir, si  $\Delta\rho_{ai} \leq \delta\rho_{ai}$  o  $\Delta\phi_i \leq \delta\phi_i$ , donde  $\delta\rho_{ai}$  y  $\delta\phi_i$  son incertidumbres (barras de error) en los datos de resistividad aparente y fase, respectivamente, entonces la significancia es igual a cero. Por el contrario, si  $\Delta\rho_{ai} > \delta\rho_{ai}$  o  $\Delta\phi_i > \delta\phi_i$ , entonces el valor de significancia es igual al del valor absoluto  $|\Delta\rho_{ai}|$  o  $|\Delta\phi_i|$ . Un ejemplo es mostrado en la sección 8.3 .

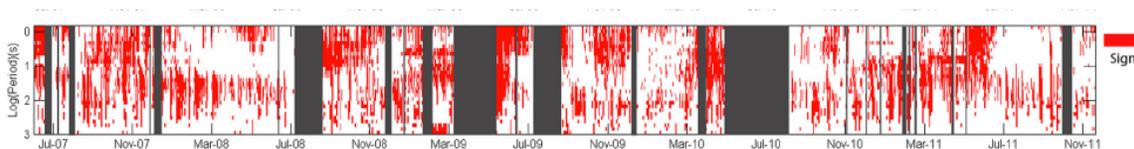


Figura 35. Análisis de significancia (Romano et al., 2014).

## Capítulo 8. Inversión de variaciones temporales en datos MT

---

### 8.1 Antecedentes

La estimación de variaciones temporales de una estructura, basada en mediciones realizadas en superficie, es uno de los principales objetivos en el monitoreo geofísico. En particular, soluciones numéricas viables para resolver los cambios de resistividad a partir de mediciones de datos DC o MT han sido intentadas por algunos autores en el pasado. Goldstein *et al.* (1985a) estimó el porcentaje de variación de la resistividad en el subsuelo en un perfil a través del campo geotérmico de Cerro Prieto, utilizando cinco diferentes conjuntos de datos de resistividad aparente durante un periodo de cuatro años (1979, primavera de 1980, otoño de 1980, otoño de 1981 y primavera de 1983) a lo largo de el mismo perfil dipolo-dipolo. Asumiendo que los cambios en la resistividad del subsuelo son pequeños, los autores utilizaron una serie de Taylor para representar los cambios presentes en los datos medidos en términos de los cambios de la resistividad del subsuelo.

$$\Delta\rho_a \approx \sum_{j=1}^M \frac{\partial\rho_a}{\partial\rho_j} \Delta\rho_j \quad , \quad (74)$$

donde  $\Delta\rho_j$  es el cambio en resistividad para cada celda de un modelo 2D que consiste de M celdas,  $\Delta\rho_a$  son los cambios observados en resistividad aparente medidos a través del perfil con varias separaciones de transmisor receptor, y  $\frac{\partial\rho_a}{\partial\rho_j}$  son las derivadas parciales que relacionan los cambios en los datos de la resistividad aparente, medidos en la superficie, con los cambios de resistividad en cada celda del modelo.

Usando el hecho de que

$$\frac{\partial \ln \rho_a}{\partial \ln \rho_j} = \frac{\rho_j}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial \rho_j} \quad , \quad (75)$$

La ecuación (74) puede escribirse como

$$\frac{\Delta\rho_a}{\rho_a} \approx \sum_{j=1}^M \frac{\partial \ln \rho_a}{\partial \ln \rho_j} \frac{\Delta\rho_j}{\rho_j}. \quad (76)$$

La ecuación (76) fue resuelta por una aproximación mínimo cuadrática para los parámetros desconocidos  $\frac{\Delta\rho_j}{\rho_j}$ . Ellos utilizaron entonces los datos medidos en 1979 como sus datos de referencia para estimar cambios subsecuentes en las celdas del modelo, y encontraron aumentos y disminuciones en los valores de resistividad en diferentes zonas del subsuelo.

Sholpo (2006) propuso un método para una conversión directa de datos MT registrados en distintos tiempos a cambios de resistividad en una estructura 1D. Ella consideró un modelo con  $n$  capas, siendo  $\rho_j (j=1, \dots, n)$  la resistividad de cada capa, y un segundo modelo con el mismo número de capas y espesores, pero con diferentes valores de resistividad, de forma que el segundo modelo puede ser considerado como una variación en el tiempo del primero. Los valores de resistividad aparente son estimados para un conjunto de  $m$  frecuencias  $\rho_{ai} (i=1, \dots, m)$ , donde  $m \geq n$ . Entonces, la relación entre los cambios en el modelo y los cambios en los valores de resistividad aparente correspondientes son definidos como

$$\Delta \ln(\rho_{ai}) = \sum_{j=1}^n \frac{\partial \ln(\rho_{ai})}{\partial \ln(\rho_j)} \Delta \ln(\rho_j) \quad i=1, \dots, m, \quad (77)$$

donde  $\Delta \ln \rho_j$  y  $\Delta \ln(\rho_{ai})$  son cambios relativos de la resistividad del subsuelo y de la resistividad aparente, respectivamente.

Debido a que  $\Delta \ln(\rho_j) = \ln\left(\frac{\rho_{1j}}{\rho_{0j}}\right)$ , y  $\Delta \ln(\rho_{ai}) = \ln\left(\frac{\rho_{a1i}}{\rho_{a0i}}\right)$ , la ecuación (77) se transforma en

$$\ln\left(\frac{\rho_{a1i}}{\rho_{a0i}}\right) = \sum_j^n a_{ij} \ln\left(\frac{\rho_{1j}}{\rho_{0j}}\right), \quad i=1, \dots, m, \quad (78)$$

donde  $a_{ij} = \frac{\partial \ln(\rho_{ai})}{\partial \ln(\rho_j)}$ . Sholpo (2006) estima una sensibilidad promedio para capas específicas en la

estructura, considerando para cada una de estas un cambio de resistividad en el intervalo  $[\rho_a, \rho_b]$ , donde  $\rho_a$  es la resistividad en el modelo 1 y  $\rho_b$  es la resistividad en el modelo 2. Ella presenta dos ejemplos, cambiando la resistividad de tres capas conductoras dentro de un par de modelos de siete capas, calculando su correspondiente resistividad aparente y probando su procedimiento invirtiendo la ecuación (78) utilizando una estimación mínimo cuadrática. La autora concluyó que “... Si la estructura se conoce lo suficientemente para poder definir los posibles intervalos de variación de resistividad de sus elementos, así como para determinar las sensibilidades promedios de esos intervalos, entonces las variaciones en la resistividad aparente pueden ser convertidas a variaciones relativas de resistividad en los elementos de la estructura”. En un segundo artículo (Sholpo, 2010) la autora expande su procedimiento al estudio de un modelo 2D, llegando a una conclusión similar a la del primer estudio.

Los requerimientos de esta metodología están a menudo fuera del alcance de casos de estudio reales, donde la estructura a profundidad no se conoce lo suficiente como para anticipar en qué parte puede haber cambios de resistividad y el posible intervalo de variación, por esta razón la ubicación de probables variaciones de resistividad rara vez pueden ser definidas con precisión y los datos observados pueden ser poco precisos o insuficientes.

## 8.2 Metodología de inversión

En este trabajo se propone una metodología para calcular las variaciones temporales de resistividad en el subsuelo, invirtiendo los cambios observados en los datos registrados. Considérese un modelo de referencia 1D que consiste en  $n$  capas con resistividad  $\rho_{0j}$ ,  $j = 1, \dots, n$ , así como un modelo perturbado representado por  $\rho_{1j}$ ,  $j = 1, \dots, n$ . De forma correspondiente, tenemos dos conjuntos de datos MT: uno asociado con un modelo de referencia ( $\rho_{a0}, \phi_0$ ) y el otro con un modelo perturbado ( $\rho_{a1}, \phi_1$ ). Se desea estimar el modelo perturbado utilizando los cambios en los datos observados en un rango de frecuencias

$f_i$ ,  $i = 1, \dots, m$ . Se define un cambio relativo en resistividad aparente  $\ln\left(\frac{\rho_{a1i}}{\rho_{a0i}}\right)$ ,  $i = 1, \dots, m$  así como un

cambio absoluto en la fase de la impedancia  $\phi_{1i} - \phi_{0i}$ ,  $i = 1, \dots, m$ .

Por lo tanto, se define un arreglo de datos  $\mathbf{b}$ , compuesto por  $b_i = \ln\left(\frac{\rho_{ai}}{\rho_{a0i}}\right)$ ,  $i = 1, \dots, m$ , los cambios relativos en resistividad aparente, y  $b_{i+m} = \phi_{1i} - \phi_{0i}$ ,  $i = 1, \dots, m$ , los cambios absolutos en la fase.

Una matriz de sensibilidades  $\mathbf{A}$  relaciona los valores desconocidos de resistividad  $\mathbf{x}$  con los datos observados  $\mathbf{b}$ .

$$\mathbf{Ax} = \mathbf{b} \quad , \quad (79)$$

donde  $\mathbf{x}$  es el arreglo desconocido  $x_j = \ln\left(\frac{\rho_1}{\rho_0}\right)_j$ ,  $j = 1, \dots, n$ , y  $a_{ij}$  son sensibilidades dadas por

$$a_{ij} = \frac{\partial \ln \rho_{ai}}{\partial \ln \rho_j} \quad i = 1, \dots, m \quad j = 1, \dots, n \quad \text{para las resistividades aparentes y}$$

$$a_{i+m j} = \frac{\partial \phi_i}{\partial \ln \rho_j}, \quad i = 1, \dots, m, \quad j = 1, \dots, n \quad \text{para los datos de fase.}$$

La ecuación (79) representa un sistema linealizado ( $2m > n$ ). Una solución aproximada puede obtenerse aplicando una metodología de mínimos cuadrados como en Goldstein *et al.* (1985a). La solución mínimo cuadrática es escrita como

$$\hat{\mathbf{x}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{b} \quad (80)$$

Ahora se define el arreglo  $\mathbf{x}_0$ , que consiste de los elementos  $x_{0j} = \ln(\rho_0)_j$ ,  $j = 1, \dots, n$ . Agregando  $\mathbf{x}_0$  en (80), obtenemos

$$\mathbf{x}_0 + \hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_0 + (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{b} \quad , \quad (81)$$

para una  $j$  determinada podemos definir  $\hat{x}_{1j} \equiv x_{0j} + \hat{x}_j = \ln(\rho_0) + \ln\left(\frac{\hat{\rho}_1}{\rho_0}\right) = \ln(\hat{\rho}_1)$ , por lo que la

ecuación (80) se convierte en

$$\hat{\mathbf{x}}_1 = \mathbf{x}_0 + (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{b} \quad (82)$$

La ecuación (82) nos permite obtener un modelo de resistividades  $\hat{\mathbf{x}}_1$  actualizado a partir de un modelo inicial  $\mathbf{x}_0$ , utilizando las diferencias observadas en resistividades aparentes y fases.

La solución en (82) puede volverse inestable para diferencias en los datos demasiado grandes, ya que esto puede violar la suposición de linealidad en el problema. Debido a ello, se utiliza el método de regularización de Marquardt-Levenberg para resolver el sistema linealizado en (82). Este método provee una convergencia estable al limitar el tamaño de las perturbaciones y por lo tanto evitar una violación al rango lineal para nuestro sistema linealizado (Meju, 2001; Pujol, 2007; Rodi y Mackie, 2012). La ecuación (82) es redefinida como

$$\hat{\mathbf{x}}_1 = \mathbf{x}_0 + (\mathbf{A}_1^T \mathbf{A}_1 + \lambda \mathbf{I})^{-1} \mathbf{A}_1^T \mathbf{b}_1, \quad (83)$$

donde  $\lambda$  es un factor de regularización e  $\mathbf{I}$  es la matriz de identidad.

Se incluye ahora un arreglo de datos  $\mathbf{W}$  de dimensiones  $2m \times 2m$  en la ecuación (83) para reducir la influencia de datos con incertidumbres considerables, donde  $w_{ii} = \frac{1}{\sigma_i^2}$  y  $\sigma_i$  son el resultado de la propagación de errores para  $\rho_{a0i}$  y  $\rho_{a1i}$  (o  $\phi_{0i}$  y  $\phi_{1i}$ ) en el cálculo de  $b_i$ . El resto de los elementos en  $\mathbf{W}$  son igual a cero. Así se observa que

$$\hat{\mathbf{x}}_1 = \mathbf{x}_0 + ((\mathbf{W}\mathbf{A})^T \mathbf{W}\mathbf{A} + \lambda \mathbf{I})^{-1} (\mathbf{W}\mathbf{A})^T \mathbf{W}\mathbf{b} \quad (84)$$

La solución (84) puede obtener un mejor resultado utilizando el esquema recursivo

$$\hat{\mathbf{x}}_k = \mathbf{x}_{k-1} + ((\mathbf{W}\mathbf{A}_k)^T \mathbf{W}\mathbf{A}_k + \lambda \mathbf{I})^{-1} (\mathbf{W}\mathbf{A}_k)^T \mathbf{W}\mathbf{b}_k \quad k = 1, \dots \quad (85)$$

La respuesta del modelo  $\mathbf{b}_k$  también es actualizada en la iteración  $k$ , de la siguiente manera

$$b_{ki} = \log \left( \frac{\rho_{a1i}}{\rho_{ak-1i}} \right) \quad \text{y} \quad b_{k+i} = \phi_{1i} - \phi_{k-1i} \quad (86)$$

Donde  $\rho_{a1}$  y  $\phi_{1i}$  son las resistividades aparentes y fases observadas del modelo perturbado, respectivamente, mientras que  $\rho_{a\ k-1i}$  y  $\phi_{k-1i}$  son las respuestas del modelo actualizado en la iteración  $k$ .

Debido a que  $\mathbf{A}$  es recalculada en cada iteración, nuevos valores de  $\lambda$  deben ser también seleccionados. Para cada iteración, el valor óptimo de  $\lambda$  se estima aplicando la ecuación (84) con un conjunto de diferentes valores de  $\lambda$ , seleccionando aquel que provea el mejor ajuste a los datos observados. En la experiencia obtenida en este trabajo, una búsqueda en el intervalo (1-100) provee buenos ajustes a los datos.

### 8.3 Análisis de sensibilidad

Se realizó el análisis de sensibilidad del método con respecto a la magnitud de los cambios. Con este propósito se construyó un modelo 1D de dos capas sobre un semiespacio (Modelo A). La resistividad de la primera capa es de 10  $\Omega$  m, 1  $\Omega$  m para la segunda y 1,000  $\Omega$  m para la última capa. Los espesores de la primera y segunda capa son de 1 Km cada una, con espesor infinito para la tercera capa (figura 36).

Primero, la resistividad de la capa 2 se redujo de 1 a 0.5  $\Omega$  m, es decir 50%, y se aplicó el esquema de inversión. Entonces, un incremento en resistividad de 1  $\Omega$  m a 2  $\Omega$  m se aplicó aplicado en la misma capa, es decir, un incremento del 100%. Los resultados se muestran en la figura 36, donde el modelo de referencia A aparece en negro, la variación en resistividad (Modelo B) en color gris y el modelo estimado resultante como una línea discontinua. La figura 36a muestra los modelos para la reducción en resistividad del 50%, y la figura 36b para el incremento del 100%. Puede observarse que el modelo invertido representa muy bien los cambios para ambas variaciones, incluso en la presencia de ruido aleatorio.

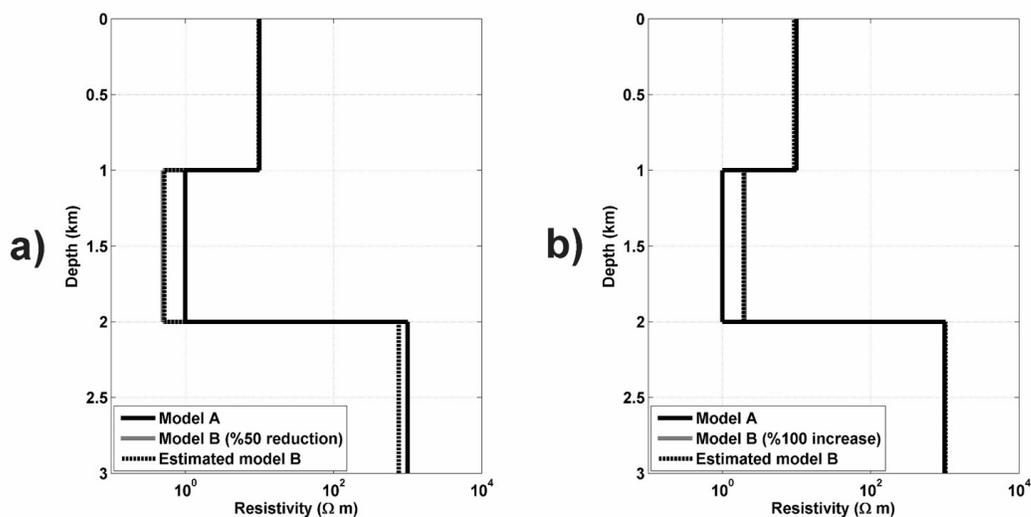


Figura 36. a) Modelo con una reducción del 50% del valor original de resistividad en la capa 2. b) Modelo con un aumento del 100% del valor original de resistividad en la capa 2. El modelo original (A) se representa con una línea negra, el modelo con variación (B) con una línea gris y el modelo con variación estimado se representa como una línea discontinua.

La figura 37a muestra la diferencia relativa en resistividad aparente y la diferencia absoluta en fase, para los ejemplos de la figura 36. Las diferencias se calculan de acuerdo a las ecuaciones (72) y (73).

Los resultados del análisis de significancia se muestran en la figura 37b. Nótese que los cambios significantes en fase ocurrieron a periodos más cortos que los cambios correspondientes en resistividad aparente. Esto significa que la resistividad aparente es sensible a cambios en el subsuelo a periodos más largos que la fase.

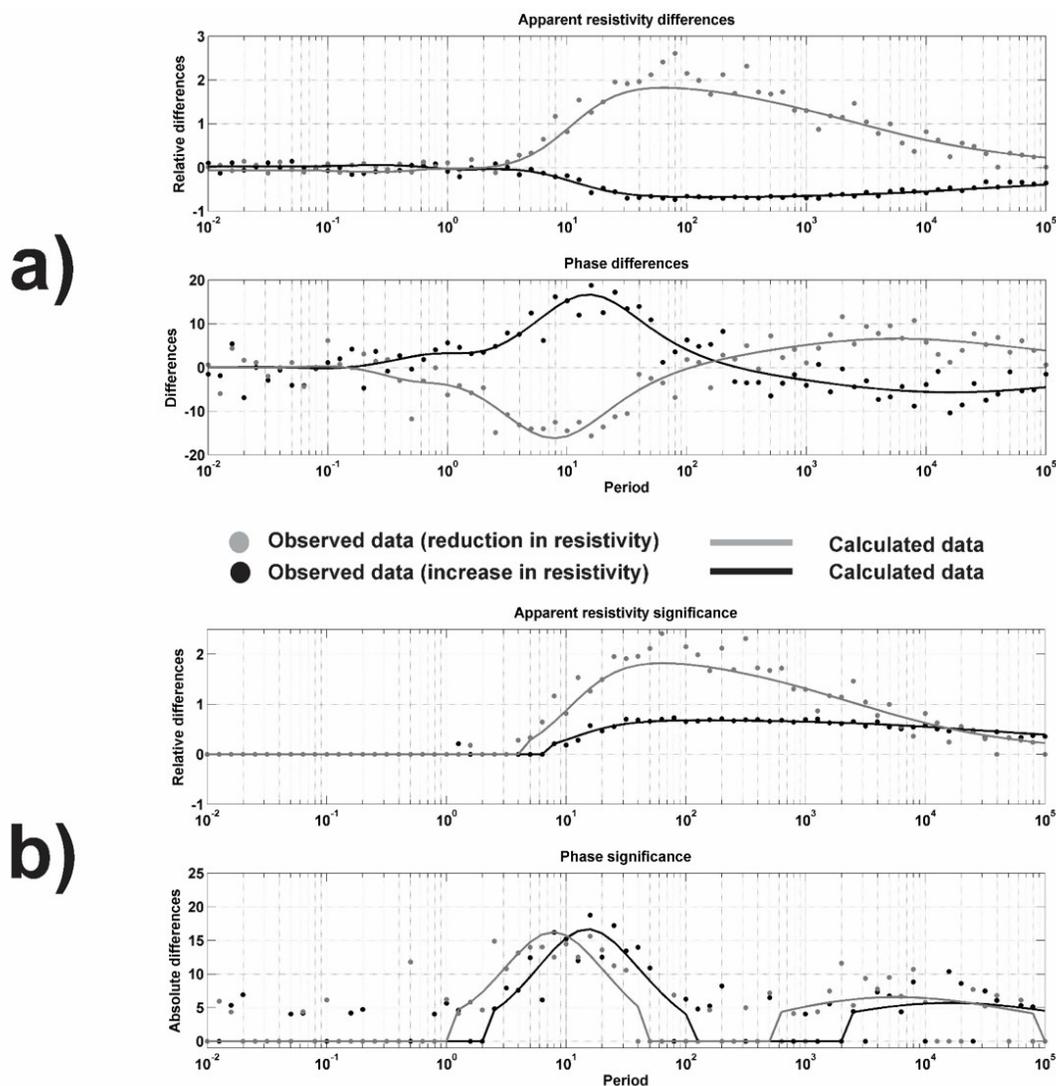
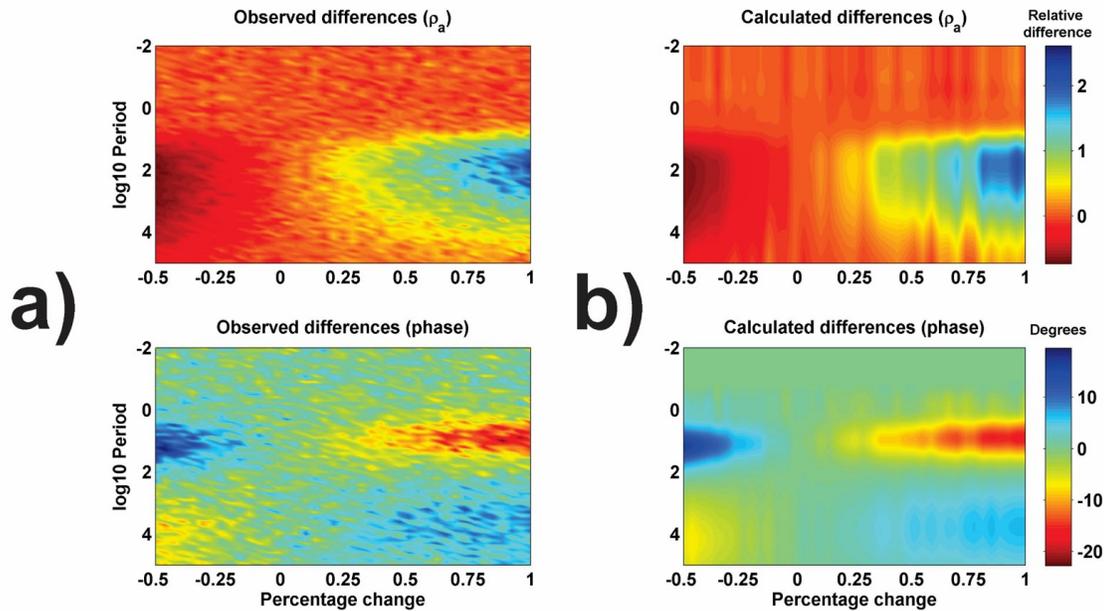


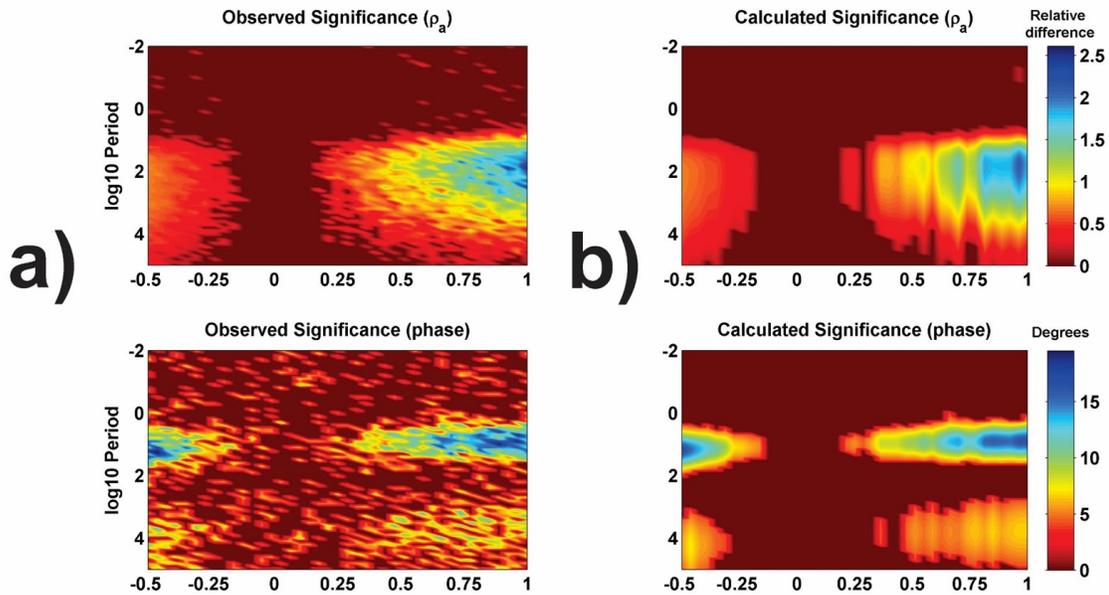
Figura 37. a) Diferencias observadas (puntos) y estimadas (líneas) en resistividad aparente y fase para los modelos de la figura 36. b) Significancia de las diferencias en resistividad aparente y fase.

Para un análisis más detallado, se consideró un rango de variaciones entre los dos casos extremos considerados arriba (valores entre una reducción del 50% y aumento del 100% en el valor de resistividad). La figura 38 muestra los resultados para estos casos, donde la figura 38a muestra las diferencias observadas en resistividad aparente y fase con 10% de error aleatorio incluido, y la figura 38b muestra las diferencias calculadas.



**Figura 38. a) Diferencias observadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2. b) Diferencias calculadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2.**

De forma correspondiente, la figura 39 muestra la significancia estimada para todas las variaciones consideradas. La significancia de las respuestas calculadas (39b) concuerdan bastante bien con las significancias de las diferencias observadas (39a), incluso en presencia de pequeñas variaciones. Nótese que la significancia aumenta de igual forma que los cambios en los datos aumentan. Se observa en estos resultados que los modelos estimados explican bastante bien las variaciones observadas en los datos, limitadas únicamente por la incertidumbre inherente en la información. El ejemplo aquí considerado ilustra el funcionamiento de nuestra metodología para un caso conveniente: una capa conductora localizada entre capas resistivas. Es bien sabido que la impedancia observada en la superficie debería ser sensible fácilmente a cambios en esta capa conductora.



**Figura 39. a) Significancias observadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2. b) Significancias calculadas en resistividad aparente y fase en el rango entre -50% a +100% de la resistividad para la capa 2.**

#### 8.4 Evaluación del método con datos sintéticos

Para poner a prueba la ecuación (84), se crearon un par de estructuras geo-eléctricas. El modelo A consiste de dos capas sobre un semiespacio, con espesores para la primera y segunda capa de 1 km cada una, así como espesor infinito para la tercera. La resistividad de cada capa es de  $10 \Omega \text{ m}$ ,  $1 \Omega \text{ m}$  y  $1000 \Omega \text{ m}$ , respectivamente. El Modelo B tiene los mismos espesores que el Modelo A, pero con un increment en resistividad de  $1 \Omega \text{ m}$  a  $5 \Omega \text{ m}$  en la capa 2, de forma que el Modelo B puede considerarse como una variación en el tiempo del Modelo A. Ya que esta metodología estima cambios en resistividad del subsuelo, los espesores de las capas son considerados como fijos.

Inicialmente, el algoritmo utiliza la diferencia entre las respuestas observadas entre los modelo A y B. El proceso continua iterativamente comparando la respuesta del modelo estimado con las observaciones, y modificando los valores de resistividad del subsuelo hasta que un valor predefinido de ajuste en los datos es alcanzado o cierto número de iteraciones haya sido realizado.

Se consideran tres casos diferentes. Para el Caso 1 utilizamos únicamente los datos de resistividad aparente en el proceso de inversión. En el Caso 2 utilizamos datos tanto de resistividad aparente como de fase en el esquema de inversión. Finalmente, el Caso 3 considera datos de resistividad aparente y fase, con un 10% de ruido aleatorio incluido.

La figura 40 muestra los resultados para el Caso 1 después de tres iteraciones. Se obtuvo un  $RMS=0.00211$ . La figura 40a muestra que la variación en resistividad esperada para la capa 2 fue estimada con buena precisión. Esto se debe probablemente a que el esquema de regularización previene cambios innecesarios en los parámetros del modelo, es decir, el modelo de referencia no sufre modificaciones si ello no es requerido por los datos, aunque la resistividad de cada capa es libre de ser actualizada en cada iteración.

La figura 40b muestra los resultados obtenidos después de 5 iteraciones utilizando resistividades aparentes y fases (Caso 2). El ajuste obtenido ( $RMS=0.00323$ ) es muy similar al ajuste obtenido para el Caso 1. Al igual que en el Caso 1, los cambios de resistividad para la capa 2 es bien estimado debido a que el esquema de regularización mantiene al modelo resultante tan cerca como es posible del modelo de referencia.

La figura 40c muestra los resultados del experimento con un 10% de ruido aleatorio incluido en los datos. En este caso, la inversión estimó pequeños cambios en todas las capas. Aunque el ajuste en los datos es menor que en los casos anteriores ( $RMS=2.08665$ ), se mantiene aún como un ajuste aceptable para los datos observados. Este experimento muestra que, incluso en la presencia de un nivel considerable de ruido, las diferencias estimadas de resistividad concuerdan con las esperadas (Modelo B).

Un resultado notable de este experimento es que, debido al esquema de regularización, las diferencias resultantes de resistividad son generadas debido solo a los cambios más significativos en las respuestas de resistividad aparente y fase, es decir, el modelo resultante es similar al modelo de referencia tanto como es posible, a menos que un cambio sea claramente necesario. Por lo tanto, las estimaciones de cambios serán tan detalladas como lo sea el modelo de referencia.

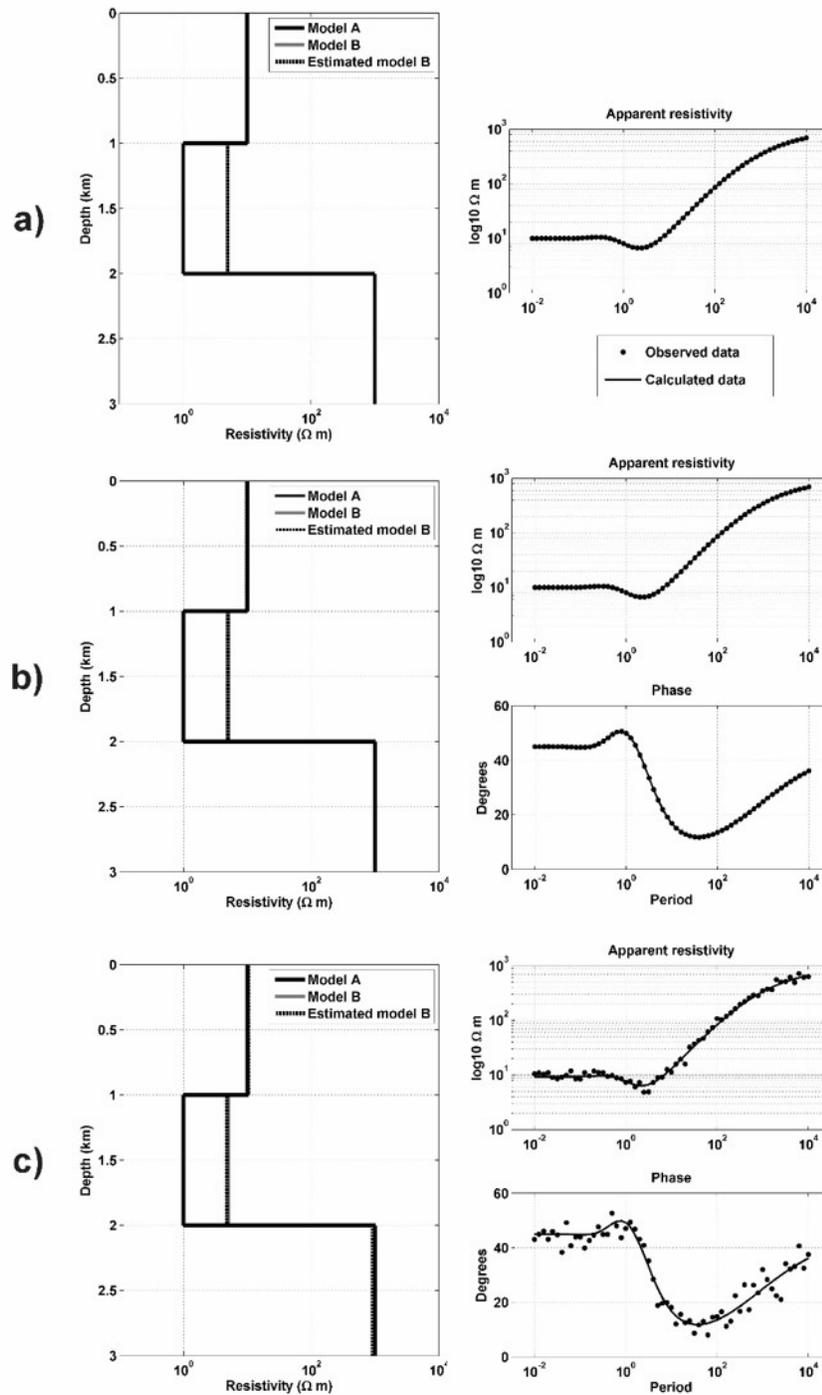
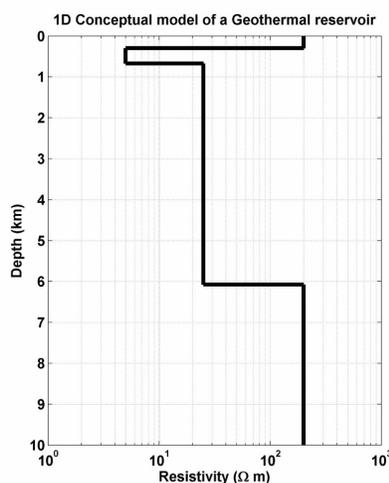


Figura 40. Resultados para los tres casos considerados en el experimento. a) Estimación de variaciones únicamente con resistividad aparente; b) Inversión con datos de resistividad aparente y fase; c) inversión con datos de resistividad aparente y fase, incluyendo 10% de ruido aleatorio.

### 8.4.1 Variaciones temporales de un modelo 1D

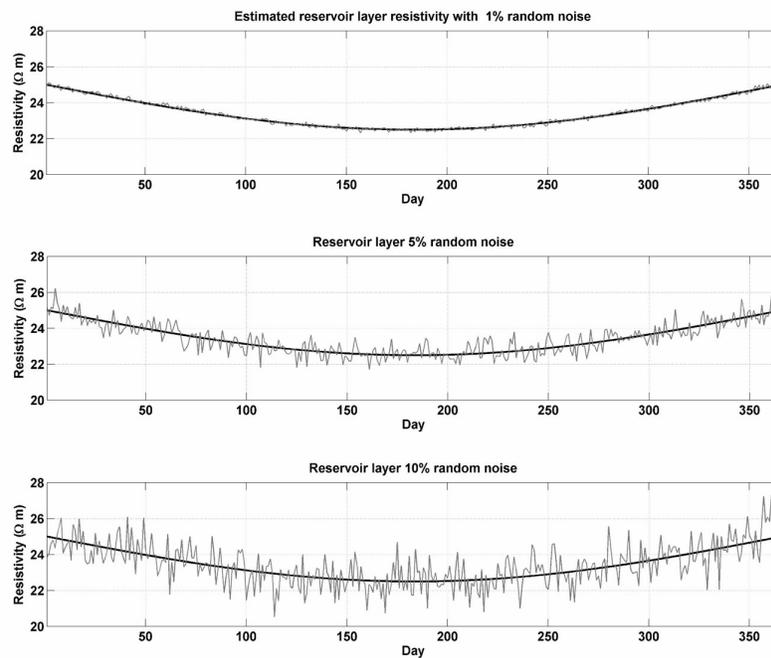
Ya que nuestro principal interés es evaluar variaciones temporales en yacimientos geotérmicos, utilizamos un modelo 1D que simula la respuesta geo-eléctrica de un modelo conceptual simple de un yacimiento geotérmico (Pellerin *et al.*, 1996) que consiste de 4 capas (figura 41). La primera y la cuarta capa ( $\rho = 200 \ \Omega \text{ m}$ ) representan la roca encajonante, la segunda capa ( $\rho = 5 \ \Omega \text{ m}$ ) representa una capa de arcilla y la tercera ( $\rho = 25 \ \Omega \text{ m}$ ) representa un yacimiento geotérmico. Los espesores de las capas son 300m, 375 m y 5400 m, respectivamente.



**Figura 41. Modelo conceptual simple de un yacimiento geotérmico (Pellerin et al., 1996).**

Para este caso se simuló una reducción en resistividad para el yacimiento geotérmico (capa 3) de  $25 \ \Omega \text{ m}$  a  $22.5 \ \Omega \text{ m}$  en un periodo de 6 meses, con una recuperación paulatina del valor original en los siguientes seis meses. La figura 42 muestra la variación asumida como una línea negra continua. Utilizando esta estructura se calcularon los datos sintéticos observados de forma diaria (365 días). El modelo correspondiente al primer día fue tomado como modelo de referencia, y se utilizó el algoritmo de inversión para estimar los cambios para cada día con respecto al primero. El experimento se realizó incluyendo 10%, 5% y 1% de ruido aleatorio en los datos observados. La variación temporal estimada es mostrada como una línea gris continua en la figura 42. Se puede observar que incluso con un 10% de ruido aleatorio fue posible recuperar el patrón de variación a largo plazo. Por el otro lado, las variaciones diarias son recuperadas con dificultad, incluso con el 1% de error.

Estos resultados muestran que las variaciones a largo plazo pueden ser recuperadas mientras el tamaño en los cambios sea mayor que la incertidumbre en los datos, estableciendo así límites a las características de los eventos que pueden ser detectados. Sin embargo, se ha comprobado que efectos de eventos tales como intrusión de agua dulce o reducción de presión en los pozos, por citar unos ejemplos, pueden ser detectados por un monitoreo a largo plazo (Goldstein *et al.*, 1985a). También es evidente que datos de muy alta calidad son esenciales para este tipo de estimaciones, así como un buen conocimiento de la geometría y profundidad del yacimiento cambiante en el tiempo. A pesar de todo esto, los resultados obtenidos aportan la confianza suficiente para probar esta metodología en casos reales, siempre y cuando los requerimientos arriba mencionados se cumplan razonablemente.

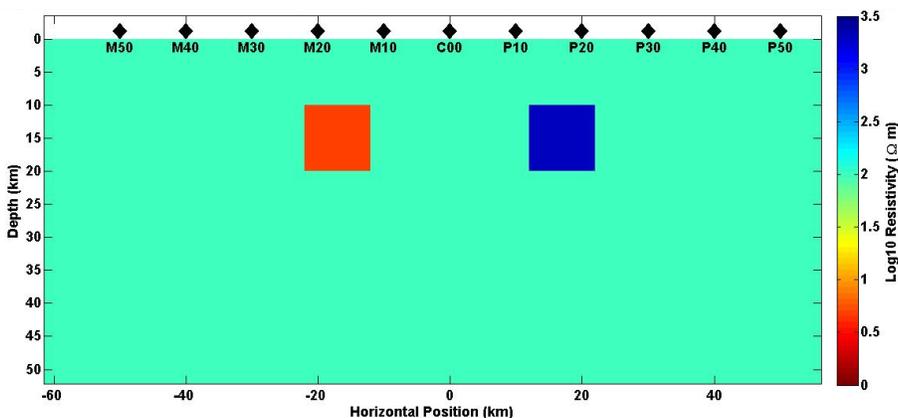


**Figura 42. Resultados de la estimación con 1%, 5% y 10% de error. Puede observarse que fue posible recuperar el patrón de variación a largo plazo incluso con 10% de ruido aleatorio, pero no fue posible para las variaciones diarias incluso con el 1% de error. Esto indica la importancia de que el tamaño de las variaciones se encuentre por arriba del nivel de ruido.**

#### 8.4.2 Simulaciones 2D

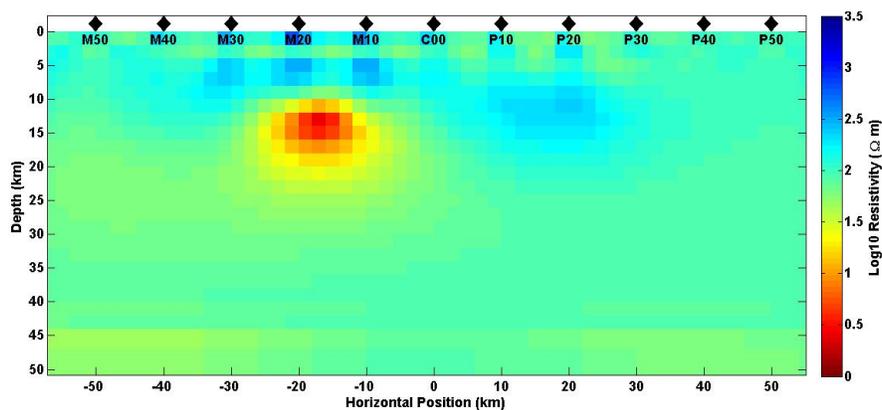
Se realizó una aplicación de la metodología de inversión presentada arriba para el caso 2D, utilizando el modelo directo calculado por medio del algoritmo de Wannamaker *et al.* (1987) incluido en el paquete Occam. A través de este programa se puede extraer la matriz de sensibilidades para ser así utilizada en

nuestro algoritmo. Se ha observado que si bien los tiempos de cálculo son considerablemente mayores a los del caso 1D, estos aún son comparables con los tiempos de otros algoritmos 2D.



**Figura 43. Modelo de bloques utilizado en el experimento utilizado como variación temporal (el modelo original era un espacio homogéneo de 100 Ohm-m). Presenta un cuerpo conductor (rojo) y uno resistivo (azul) de 1,000 Ohm-m, en un medio con resistividad de 100 Ohm-m.**

Se procedió a calcular la variación temporal de un modelo base, el cual consiste en un modelo homogéneo de 100 Ohm-m, y cuya variación (figura 43) consiste en la presencia de dos bloques: uno conductor (5 Ohm-m) y otro resistivo (1,000 Ohm-m). El resultado (figura 44) se obtuvo después de 3 iteraciones, obteniéndose un RMS final de 2.54.



**Figura 44. Modelo resultante de la simulación de la variación de un modelo homogéneo de 100 Ohm-m, en el cual aparecen dos bloques: uno conductor (5 Ohm-m) y otro resistivo (200 Ohm-m).**

Se puede observar una buena recuperación de los bloques, tanto en los valores de resistividad como en las dimensiones de los cuerpos. La generación de cuerpos ficticios como los que se pueden observar en la parte superior de los bloques se considera que es originado por la naturaleza del procedimiento, ya que este es un efecto clásico observado en algoritmos donde no se considera un suavizamiento en la variación lateral de las celdas (Constable *et al.*, 1987). Esto se observa claramente al comparar nuestro resultado contra el obtenido con el algoritmo Occam, donde si bien la geometría de los cuerpos no fue recuperada tan bien como en el modelo de variaciones, no se observa la presencia de estructuras ficticias.

#### 8.4.3 La inversión de variaciones como una herramienta complementaria a la inversión convencional tipo Occam

Como parte de la investigación, se decidió utilizar al modelo obtenido con la metodología Occam como modelo inicial en nuestro algoritmo de inversión, utilizando como datos base las respuestas del modelo Occam invertido (figura 45) y a las respuestas calculadas del modelo de dos bloques como los datos con variación.

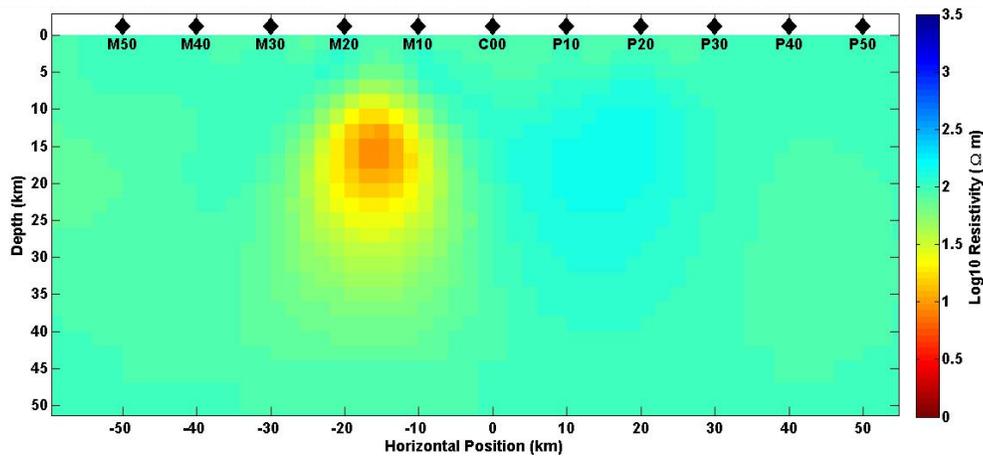
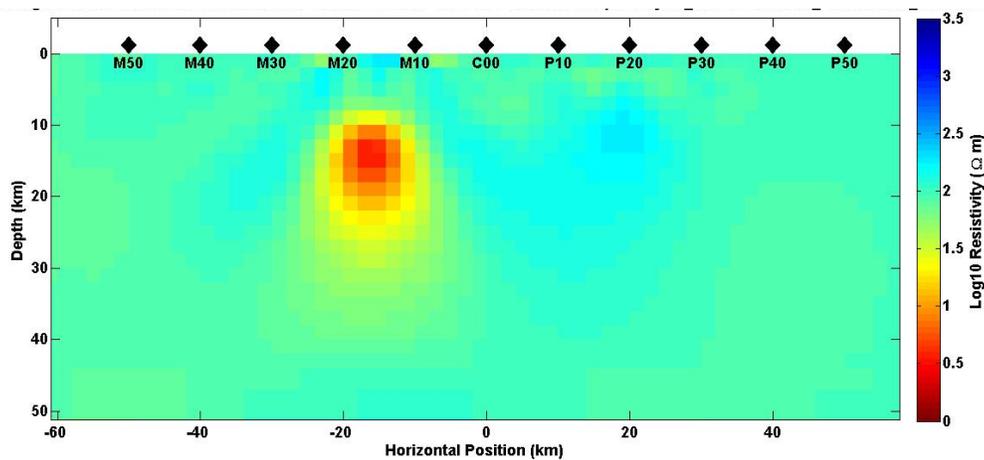


Figura 45. Modelo resultante de la inversión con el algoritmo Occam 2D.

La razón de este experimento es investigar si el uso de un algoritmo sin suavizamiento, pero que funcionaría basado en un modelo suavizado, puede mejorar la estimación del subsuelo. Como es sabido, el algoritmo Occam busca el modelo más simple posible que mejor represente los datos observados, evitando así la generación de anomalías ficticias en la estructura, sacrificando por otro lado una recuperación de detalles de la estructura.

El resultado se muestra en la figura 46. Se observa claramente que al proceder de esta forma, el modelo resultante presenta valores de resistividad más cercanos a los valores reales, pero manteniendo la suavidad del modelo Occam, confirmando así que el algoritmo de variaciones puede funcionar como una herramienta complementaria al algoritmo Occam.



**Figura 46.** Resultado de utilizar el algoritmo de inversión de variaciones como metodología complementaria del algoritmo Occam. Nótese que los valores de resistividad obtenidos son más próximos a los datos reales, sin que la suavidad del modelo se vea afectada.

La metodología de inversión descrita en este capítulo presenta un punto de vista alternativo con respecto a los métodos clásicos de inversión, ya que el modelo inicial deja de ser una simple aproximación al modelo que se desea estimar y toma un papel activo en el proceso desde el planteamiento matemático mismo. Aunque se ha demostrado que el método es una herramienta práctica para estudios de monitoreo, también se ha notado que puede tener aplicaciones junto con otras metodologías de inversión para mejorar los resultados obtenidos, por lo que un futuro análisis de las propiedades y aplicaciones del método pueden ser de interés en esta u otras áreas de la inversión de datos geofísicos.

## Capítulo 9. Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP)

En el capítulo 10 se describe la aplicación de la metodología de inversión propuesta en este trabajo al análisis de un perfil de datos MT tomado en el extremo sur del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). Para una mejor comprensión, se realiza primero una descripción del campo y del yacimiento en la cuenca sedimentaria, así como una nueva interpretación de los datos del perfil Sur en 2010.

### 9.1 Marco geológico

#### 9.1.1 Cuenca Cerro Prieto

El CGCP está localizado en el Valle de Mexicali, al sur de la Ciudad de Mexicali y de la línea internacional entre México y Estados Unidos. La cuenca forma parte de la Provincia Extensional del Golfo, localizada al este del Escarpe Principal del Golfo y a lo largo de la parte oriental de la península de Baja California, la cual presenta una topografía estilo cuencas y sierras (*basin and range*) (Stock et al., 1991). Está formada por rocas sedimentarias post-batolíticas (aluvión, sedimentos eólicos, areniscas, conglomerados de grava y arena, lutitas calcáreas), granodiorita, tonalita, además de rocas metamórficas pre-batolíticas (Gastil et al., 1975).

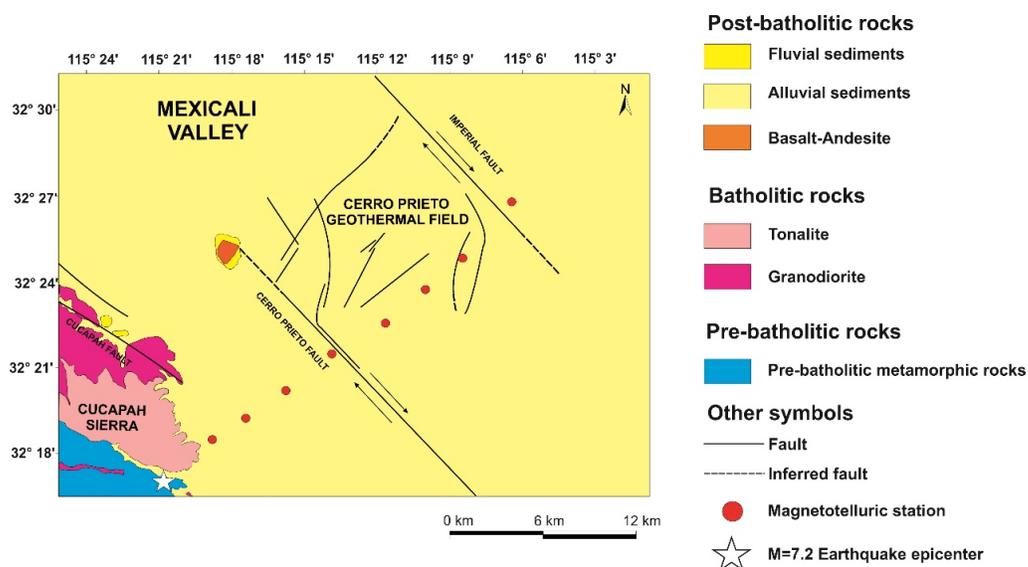
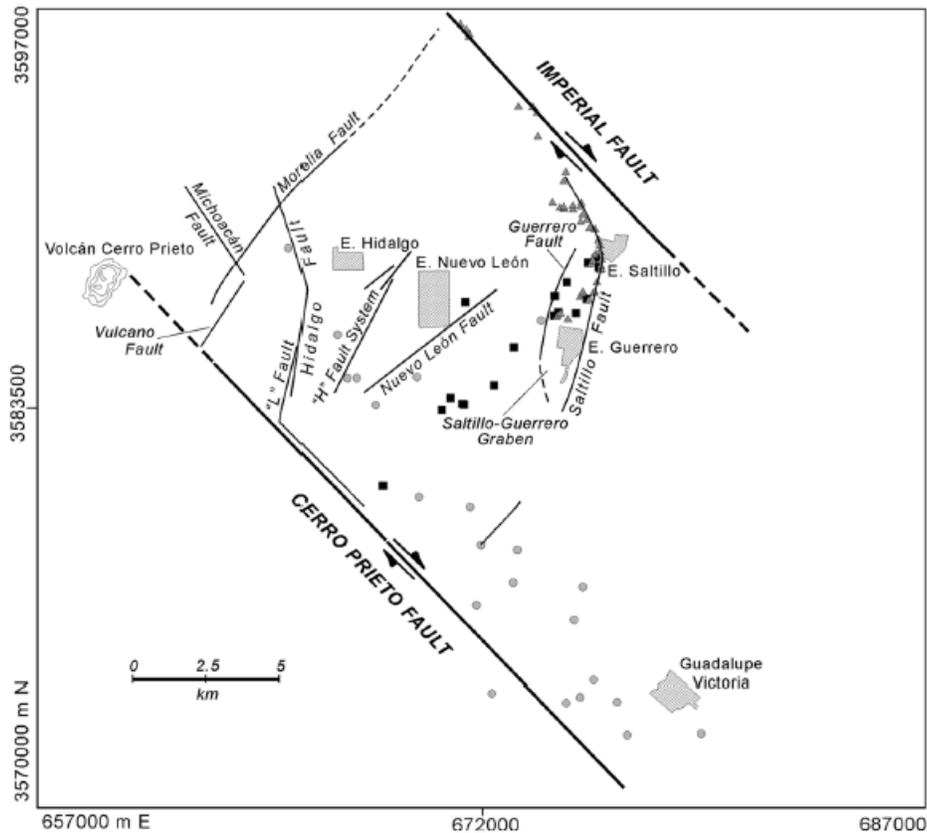


Figura 47. Geología de la zona de estudio (Gastil et al., 1975).

Las sierras Cucapah y El Mayor se encuentran al suroeste de la cuenca y son resultado de la elevación de basamento Mesozoico, están flanqueadas por sistemas de fallas activas (Spelz-Madero, 2008) con la cuenca Laguna Salada hacia el suroeste y la cuenca Cerro Prieto hacia el noreste. Tanto la Sierra el Mayor como la Sierra Cucapah son cortadas por una serie de fallas de alto y bajo ángulo, en una de las cuales se generó el sismo de  $M_w = 7.2$  el 4 de Abril de 2010, el sismo de mayor magnitud registrado en la región (Castro et al., 2010; Oskin et al. 2012; Fletcher et al., 2014).



**Figura 48. Mapa del área de estudio mostrando las fallas de la zona (Suárez-Vidal et al., 2008).**

Suárez Vidal et al. (2008) determinaron que esta cuenca de tipo pull-apart tiene un área de  $183 \text{ Km}^2$ , estando controlada principalmente por las fallas transformantes Cerro Prieto al suroeste e Imperial en el noreste (figura 48). El régimen tectónico asociado a la cuenca ha creado un sistema de fallas normales dentro de la cuenca, orientadas de forma oblicua y paralela al rumbo principal SE-NW de la cuenca (Suárez-Vidal et al., 2008). La cuenca sedimentaria presenta espesores de entre 5 y 6 km de sedimentos del Terciario y recientes (Pelayo et al., 1991) provenientes de la desembocadura del río Colorado.



**Unidad litológica B (lutitas grises):** Está formada por sedimentos deltáicos de tipo continental con estratificación generalmente lenticular, integrada por una alternancia de lutitas, limolitas y areniscas (Puente y De la Peña, 1979). Las intercalaciones de areniscas presentan porosidades de hasta un 22%, y son éstas donde se alojan los fluidos del yacimiento geotérmico (Lira-Herrera, 2005). El grado de consolidación en esta unidad ha permitido observar el fracturamiento relacionado a la actividad tectónica de la zona en núcleos de pozos y recortes de perforación (Puente y De la Peña, 1979).

Las dimensiones exactas del recurso económico en Cerro Prieto son desconocidas, ya que los pozos aún no alcanzan el fondo del mismo (Lippmann et al., 2004).

La figura 50 muestra el mapa de profundidades de la zona de sílice-epidota (la zona de producción) Gutiérrez-Puente y Helio-Rodríguez (2000).

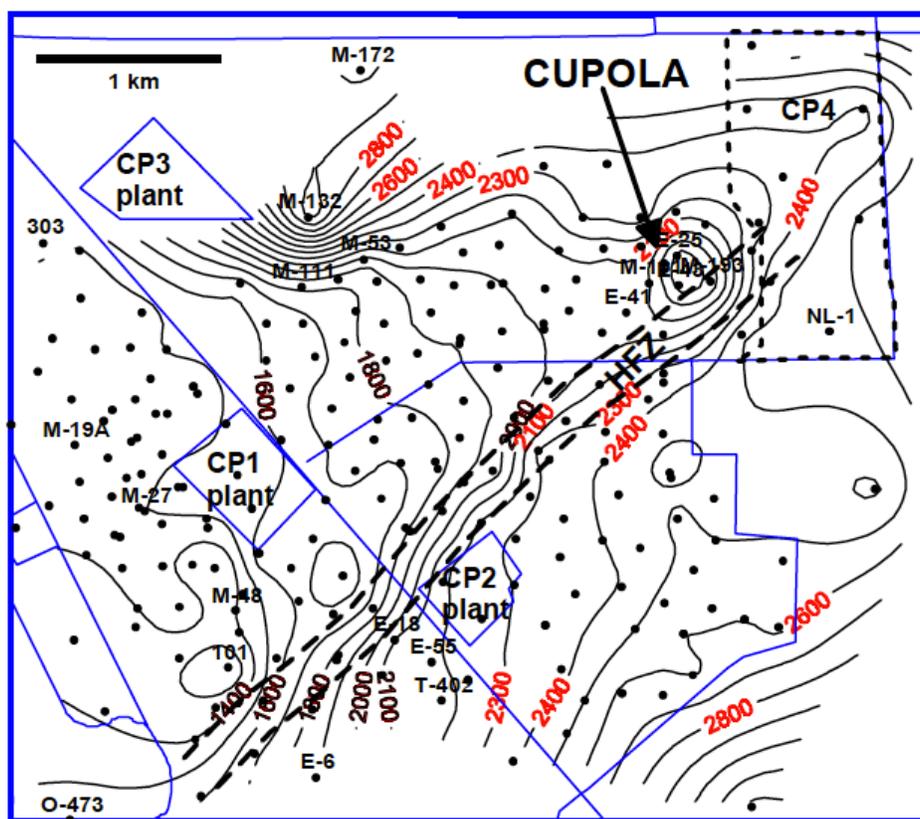


Figura 50. Cúpula de la zona de Sílice-Epidota del CGCP (Gutiérrez-Puente y Helio-Rodríguez,2000). Nótese el incremento en profundidad hacia el SE del campo.

Los pozos profundos M-201 a M-206 fueron realizados para explorar las condiciones profundas de la cuenca hacia el oriente del campo, presentando profundidades mayores a 3,800 m, llegando hasta 4389 (pozo M-205) (Halfman *et al.*, 1986). El pozo M-204 muestra que los sedimentos se vuelven más arenosos hacia el este, así como temperaturas menores a 200° C (Halfman *et al.*, 1986). La posición de los pozos se indica en la figura 51.

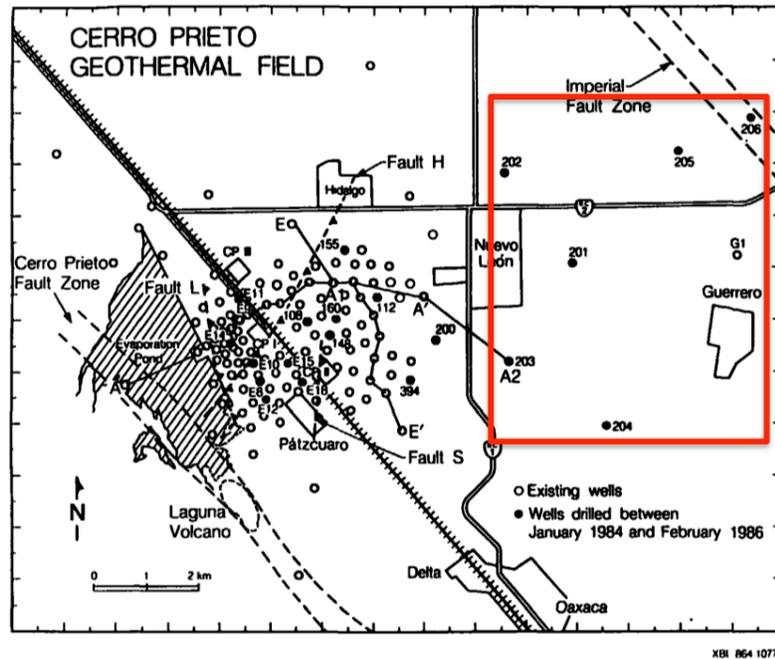


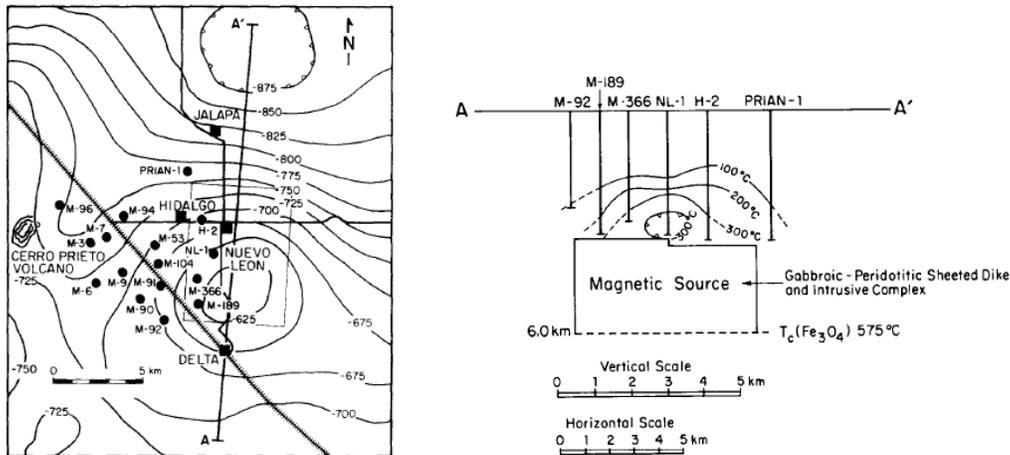
Figura 51. El área en color rojo indica la posición de los pozos M 201-206, todos con profundidades mayores a 3,800 m (Halfman *et al.*, 1986).

**Unidad litológica C (Basamento):** está formado por el terreno Norteamérica (rocas metamórficas del Paleozoico-Mesozoico), terreno Baja California (rocas graníticas del Cretácico) y un cuerpo intrusivo máfico, probablemente del Terciario Superior-Plioceno, que es la fuente de calor del yacimiento geotérmico y el cual fue deducido en base al estudio de datos potenciales (Goldstein *et al.*, 1985b; Lira Herrera, 2005; Fonseca y Razo Montiel, 1979).

El basamento ha sido observado únicamente en tres de los pozos de CFE: pozos 262 (1478 m), M-3 (2547 m) y M-96 (2722m). La información de pozo junto con estudios geofísicos muestran que “los bloques graníticos que forman el basamento en el Valle de Mexicali fueron afectados por movimientos tectónicos ascendentes y descendentes...” (Puente y Dela Peña, 1978). Los autores señalan que los bloques

ascendentes presentan un rumbo NW-SE, paralelos a la Sierra Cucapah. Los bloques hacia el este y NE del campo presentan un descenso, en forma gradual y escalonada pero bastante significativa, alcanzando profundidades de hasta 6500 m, de acuerdo a estudios magnéticos y gravimétricos.

Goldstein *et al.* (1985b) interpretaron al cuerpo generador de calor para el yacimiento como un cuerpo tabular de 4 x 6 kilómetros de área, 3.7 kilómetros de profundidad y 2.3 kilómetros de espesor, con una ligera inclinación hacia el norte y con su base a 6 km de profundidad (figura 52), gracias a estudios magnéticos y gravimétricos así como por observación de muestras en pozos.



**Figura 52. Izquierda: posición del perfil A-A'. Derecha: Modelo del cuerpo generador de la anomalía Cerro Prieto (Goldberg *et al.*, 1985b).**

Sin embargo, un nuevo análisis petrológico y de datos magnéticos realizados por Quintanilla y Suárez (1994) sugiere que la anomalía Nuevo León puede ser generada por dos cuerpos diferentes: el primero, con una cima a 4.5 km de profundidad, base a 7 km y una ligera inclinación hacia el norte. El segundo cuerpo, con su cima a 5 km y base a 8 km (figura 53). Esto daría lugar a una profundidad de fusión de 11 km, en lugar de los 7-7.5 km propuestos por Goldstein *et al.* (1985b). Ambos estudios apoyan la idea de que la fuente magnética es un conjunto de cuerpos plutónicos de gabro-peridotitas ricas en magnetita, con una temperatura de Curie mayor a 350° C. Espinoza-Cardaña y Campos-Enriquez (2008) estimaron la profundidad de la isoterma del punto de Curie para la zona entre 14-17 km, con métodos estadísticos espectrales. Ellos estiman que la parte superior del conjunto de cuerpos magnéticos en el área se localizan a 5.5 +/- 0.34 km, con una profundidad de entre 14.7 y 16.6 km de profundidad. Las características y posición del cuerpo generador de calor aún se encuentran en discusión hoy en día.

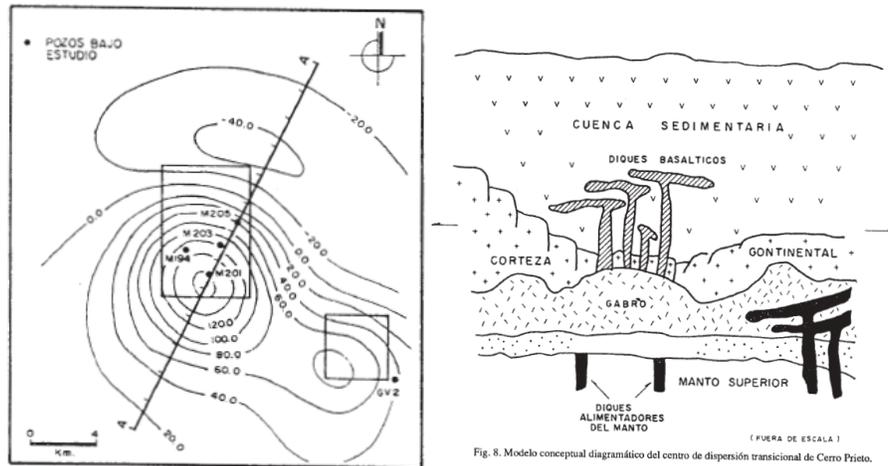


Fig. 8. Modelo conceptual diagramático del centro de dispersión transicional de Cerro Prieto.

Figura 53. Izquierda: Posición del perfil A-A, que coincide con el perfil de Goldstein *et al.* (1985b). Derecha: Modelo conceptual del centro de dispersión de la cuenca, en base a los modelos magnéticos obtenidos por Quintanilla y Suárez (1994). Quintanilla y Suárez (1994).

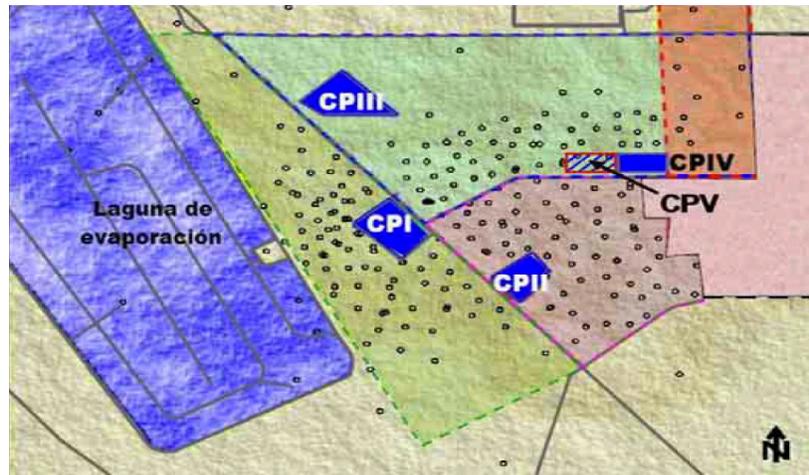
## 9.2 Campo geotérmico Cerro Prieto

El campo geotérmico Cerro Prieto es el más grande de México y el tercer campo geotérmico más grande del mundo (figura 54). Esta planta ha sido operada desde sus inicios por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), empresa gubernamental a cargo de la producción eléctrica del país.



Figura 54. Vista aérea del Campo geotérmico Cerro Prieto (tomado de CFE).

Este campo cuenta con cuatro centrales generadoras: CPI (oeste), CPII (sureste), CPIII (noreste) y CPV (noroeste de CPIII) (figura 59).



**Figura 55. División del campo geotérmico Cerro Prieto (CFE, 2011).**

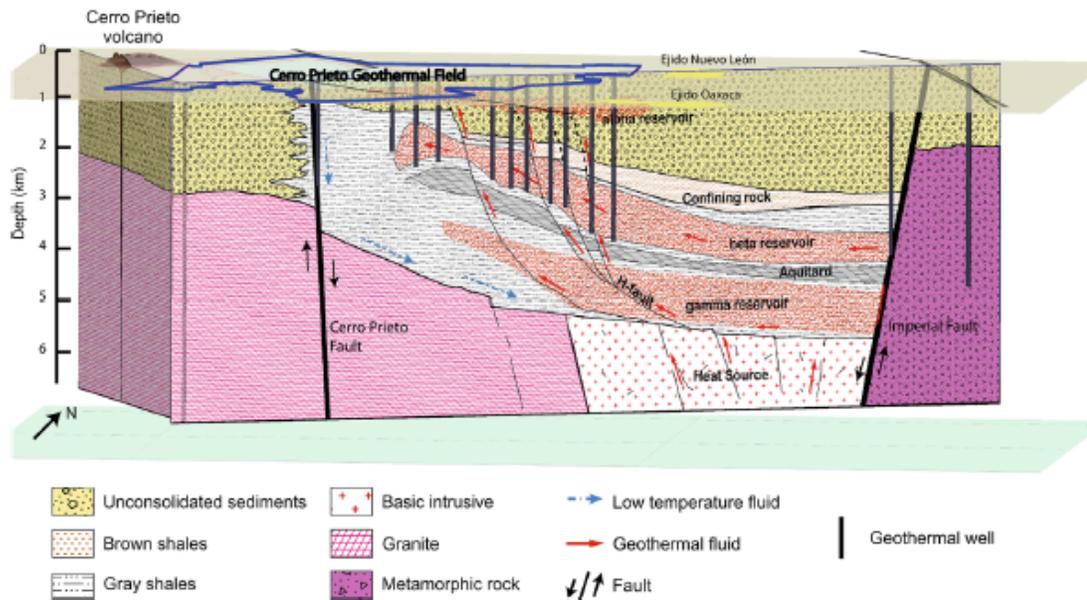
CFE (2011) reporta que el área de explotación cubre un área de aproximadamente 14 km<sup>2</sup> y en él se han indentificado dos depósitos geotérmicos principales. El primero, denominado depósito Alpha, contiene fluidos a profundidades entre 1,000 a 1,500 m y se localiza en el área de CPI. El segundo, llamado depósito Beta, contiene fluidos a profundidades mayores a 1,500 m. CPI se caracteriza por profundidades de pozo de 1,000 a 1,300 m, presentando hasta hace unos años reducción en presión y enfriamiento de 25 °C durante los últimos 25 años. La zona norte es la única que presenta producción significativa. CPII y CPIII presentan un depósito de agua separado por la falla H (CFE,2011). Dicha falla es una de las principales características geológicas del yacimiento, ya que controla una parte significativa de la recarga de los fluidos en el campo (Lippmann et al., 2000). Además, esta es la zona más problemática debido a que presenta las temperaturas más elevadas y el mayor contenido de sílice en todo el campo.

### 9.3 Yacimiento del CGCP

De acuerdo a Lippmann *et al.* (1991), el yacimiento está dividido en tres secciones: yacimiento Alpha, yacimiento Beta y yacimiento Gamma (figura 56).

**Yacimiento Alpha:** Se localiza al oeste del campo, a profundidades de 1000-1500 m (Gutiérrez-Puente y Rodríguez, 2000).

**Yacimiento Beta:** Profundidades de 1500-2700 m, con un área mínima de 15 km<sup>2</sup> (Portugal *et al.*, 2005), con temperaturas mayores al yacimiento Alpha y cuya parte superior está definida por la zona de sílice y epidota (figura 50). Los pozos profundos M-201 a 206 no muestra evidencia de la presencia de este yacimiento hacia el este del campo.



**Figura 56. Modelo conceptual del CGCP en base a Lippmann (1991) y Lira-Herrera (2005). Tomado de Prol-Ledesma *et al.*, (2016).**

**Yacimiento Gamma:** Detectado en el pozo M-112 (Halfman *et al.*, 1986). Presente en la unidad de arenas a más de 3,300 m de profundidad, con temperaturas probablemente mayores a 350 grados (Lippmann *et al.*, 1991) y un área mínima estimada de 5 km<sup>2</sup>. Se considera que la zona productora del pozo M-205 probablemente está asociada a este yacimiento. De acuerdo con Aguilar Dumas (2010) este pozo funciona únicamente para monitoreo, pero se desconoce si en años recientes ha sido utilizado ya para explotación.

## 9.4 Modelo de flujo del CGCP

Lippmann *et al.* (1991) describe las características de flujo en el yacimiento bajo condiciones naturales del CGCP, de acuerdo al modelo de Halfman *et al.* (1986) el cual está basado en datos litológicos, geofísicos y de pozos. Aunque el volúmen de recarga en el yacimiento Gamma se desconoce, se estima que fluidos provenientes del fondo del yacimiento, con temperaturas de 350°C, ascienden a través del sistema desde el este y sureste. Los fluidos geotérmicos son aguas del río Colorado que han circulado a más de 2500 m de profundidad y que se han mezclado con una salmuera oceánica hipersalina (Truesdell *et al.*, 1981,1984). Dichos fluidos calientes se mueven principalmente en dirección oeste (yacimiento Beta), con un ascenso lateral y vertical a través de estratos arenosos permeables, generando ebullición en las zonas más someras. El movimiento vertical se detiene a aproximadamente 1,000 m de profundidad debido a la presencia de materiales arenosos con baja permeabilidad, sellados por precipitación mineral (Elders *et al.*, 1984). Sin embargo, el flujo lateral hacia el oeste continúa a través del yacimiento Alpha, en el cual los fluidos logran ascender por medio de la falla H y se mezclan con las aguas de los acuíferos más someros. El movimiento lateral en el yacimiento Alpha está limitado principalmente al área de la falla H, pero continúa parcialmente hasta la falla L. Una parte de los fluidos calientes logran llegar a la superficie en la zona oeste del campo. Evidencia de ello era la presencia de manantiales calientes y fumarolas que existían en la actual zona de la laguna de evaporación.

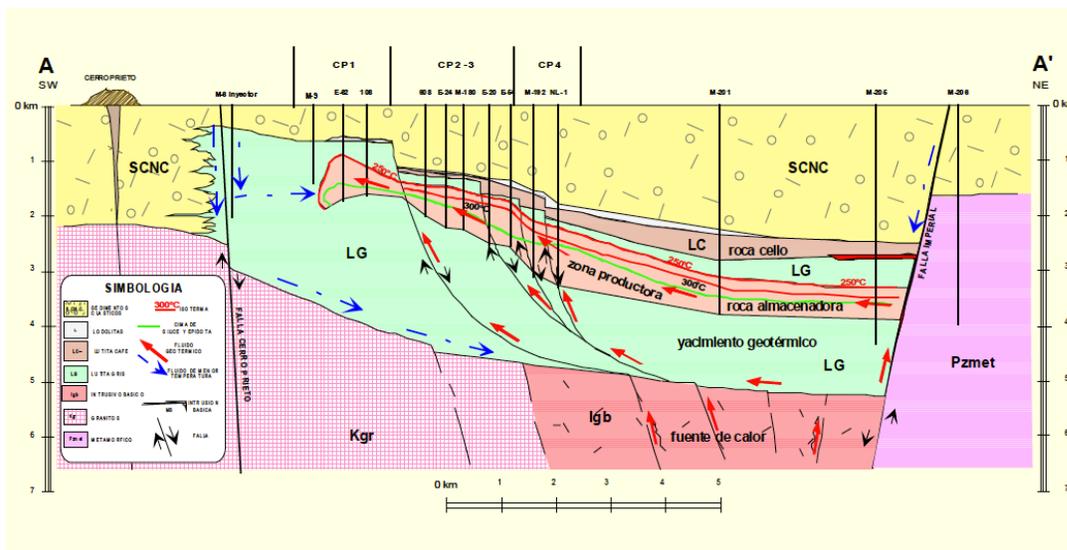


Figura 57. Flujo en el modelo conceptual del CGCP (tomado de Lira-Herrera, 2005).

La explotación del yacimiento ha generado cambios en el patrón de flujo del campo, particularmente para el area de CPI y hacia el este de CPII y CPIII, donde la zona de descarga de fluidos calientes se ha convertido en área de entrada de aguas subterráneas (Rodríguez et al., 2000). Un claro ejemplo de ello se muestra en la figura 58. Análisis del nivel del agua en pozos y de producción sugerían un volúmen de recarga natural en la zona oeste del campo de 2500 ton/hr (Zelwer y Grannell, 1982). A pesar de que las condiciones al sur del yacimiento en CPI se encuentran ya por debajo del límite de producción económica (Rodríguez-Rodríguez y Morales-Cárdenas y, 2011), modelos numéricos (Antunez *et al.*, 1991; Butler *et al.*, 2000) sugieren el campo puede mantener una producción estable de 600-700 MW durante 30 años por medio del yacimiento Beta. Lippmann et al. (2004), Aguililar-Dumas (2010) y Prol-Ledesma *et al.* (2016) señalan que la explotación del yacimiento Gamma será de gran importancia para el funcionamiento del CGCP.

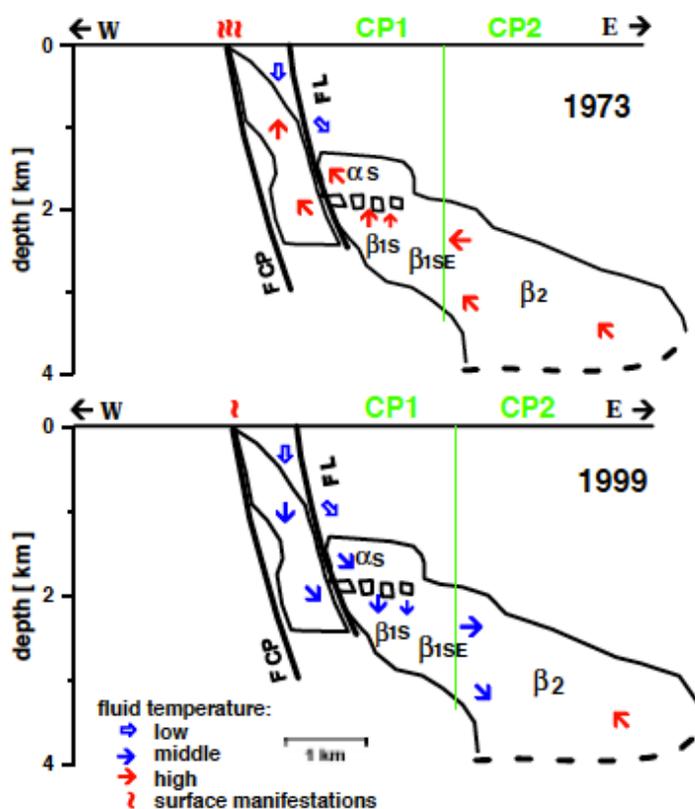


Figura 58. Ejemplo de la inversión de flujo observada para el modelo del yacimiento en CPI. Comparación entre modelos de flujo de 1973 y 1999 (tomado de Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2000).

## 9.5 Modelos geofísicos para el CGCP

Además de los estudios geofísicos para el análisis de la fuente de calor, se han realizado toda una serie de estudios geofísicos para conocer las características del yacimiento. A continuación se hace una descripción de los estudios más relevantes para este trabajo.

### 9.5.1 Estudios MT

Gamble *et al.* (1979) y Goubau *et al.* (1981) realizaron una serie de perfiles magnetoteléuricos a través del campo geotérmico. Los autores presentan una serie de modelos de bloques generados por modelado directo de los datos registrados, para realizar una interpretación de las profundidades del basamento y delimitación del yacimiento. Los datos registrados en el perfil F-F' (figura 63) sugieren la presencia de un cuerpo conductor que inicia en la zona productora de Cerro Prieto I y que se extiende en dirección NW-SE.

El modelo en la línea E-E' (figura 60) se encuentra por encima de lo que era el área de producción durante el estudio. Aunque no se pudo realizar un modelado detallado en este perfil, se encontraron características similares a las de la línea F-F', el cual muestra un cuerpo resistivo angosto ( $10 \Omega \text{ m}$ ) con rumbo Norte y que presenta un buzamiento hacia el sur (figura 59). Este cuerpo con resistividad de  $10 \Omega \text{ m}$  (figuras 59 y 60) fue corroborado posteriormente por medio de información de pozo (figura 59). La asociación de dicho cuerpo con la zona productora del campo (figura 20) generó un interés por continuar la exploración hacia la zona sur del campo, con el perfil G-G'.

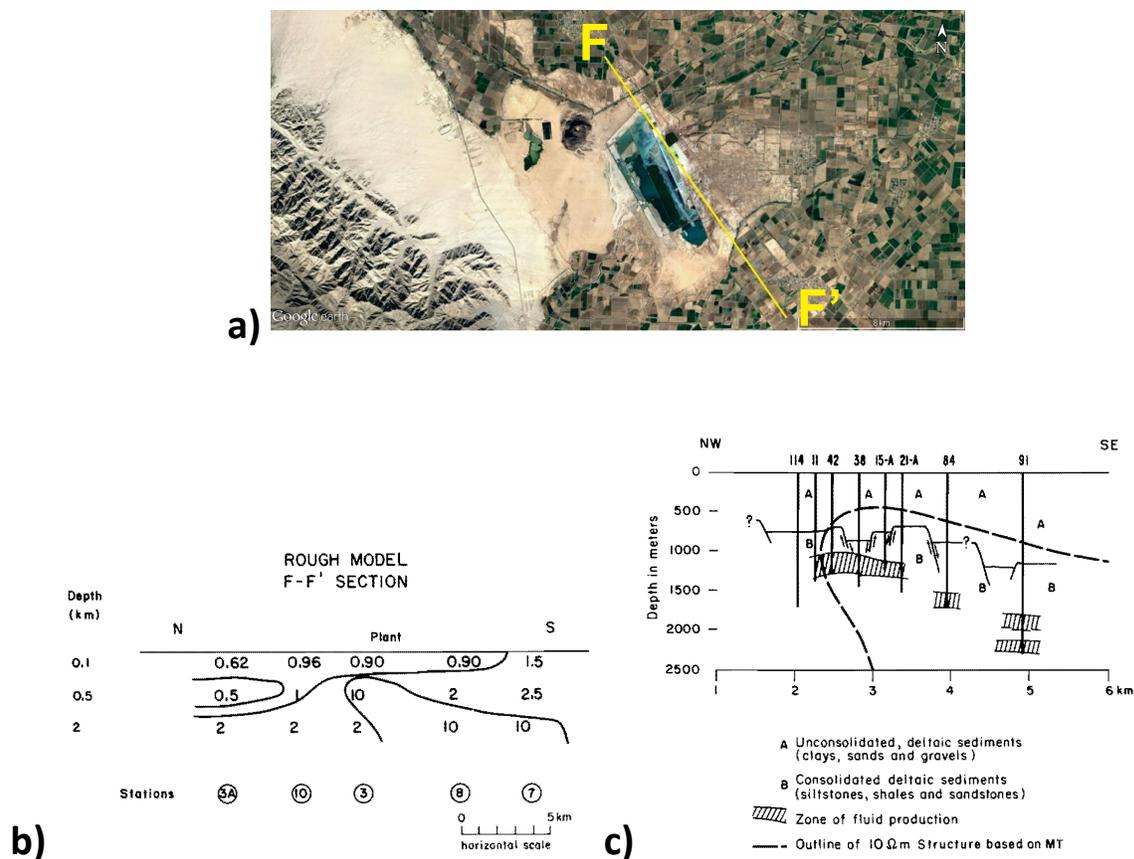


Figura 59. a) Localización del perfil F-F' (línea amarilla). b) Modelo simple sobre el perfil F-F' (Goubau et al, 1981). Nótese la presencia de un cuerpo con resistividad de 10 Ohms-m y buzamiento en dirección sur. c) Relación entre el cuerpo a profundidad interpretado en el perfil F-F' con la zona productora del campo geotérmico.

El modelo en el perfil en la línea G-G' (figura 61) se estimó por medio de los datos TE y muestra claramente una zona conductora en el área correspondiente a los sedimentos, asociada por los autores a fluidos geotérmicos. Además, relacionan la zona este del perfil, más resistiva, a un límite hidrológico caracterizado por la entrada de agua más fría, proveniente del delta del río Colorado.

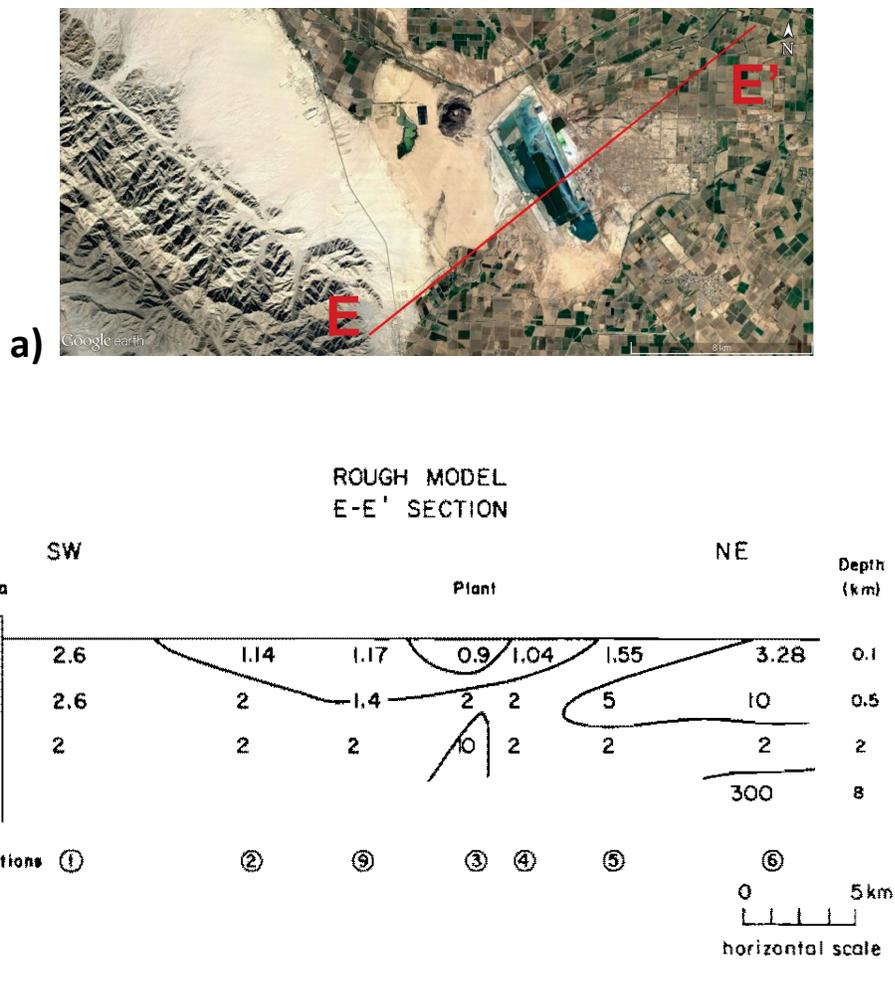


Figura 60. a) Posición del perfil E-E'. b) Modelo simple sobre el perfil E-E' (Goubau *et al.*, 1981).

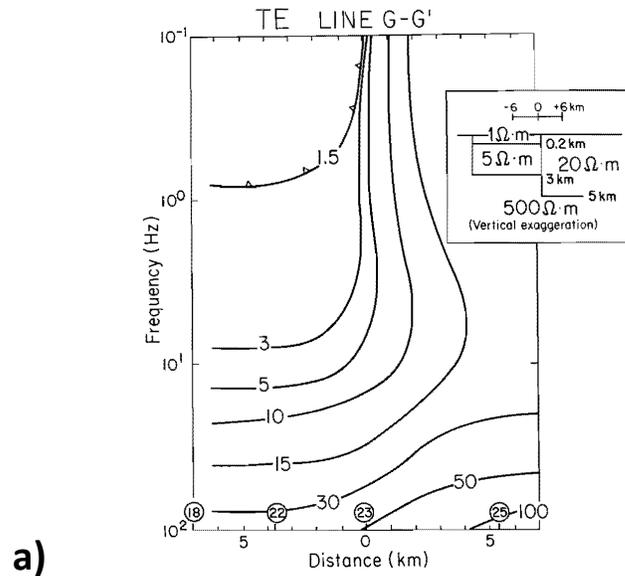


Figura 61. a) Modelo estimado a partir de datos TE para el perfil G-G' (recuadro pequeño). El recuadro grande muestra la respuesta del modelo para el modo TE. b) posición del perfil G-G' (Goubau *et al.* 1981).

### 9.5.2 Estudio de refracción sísmica

Puente y De la Peña (1979) reportan los resultados de una serie de perfiles de refracción sísmica realizados en la zona de la cuenca. La interpretación de estos resultados, junto con datos de pozo y resultados de otros métodos geofísicos, definieron un modelo geológico del basamento bastante complejo (figura 62), el cual describen “... como una pirámide escalonada y alargada de NW a SE y recortada en sus lados Wy E...”.

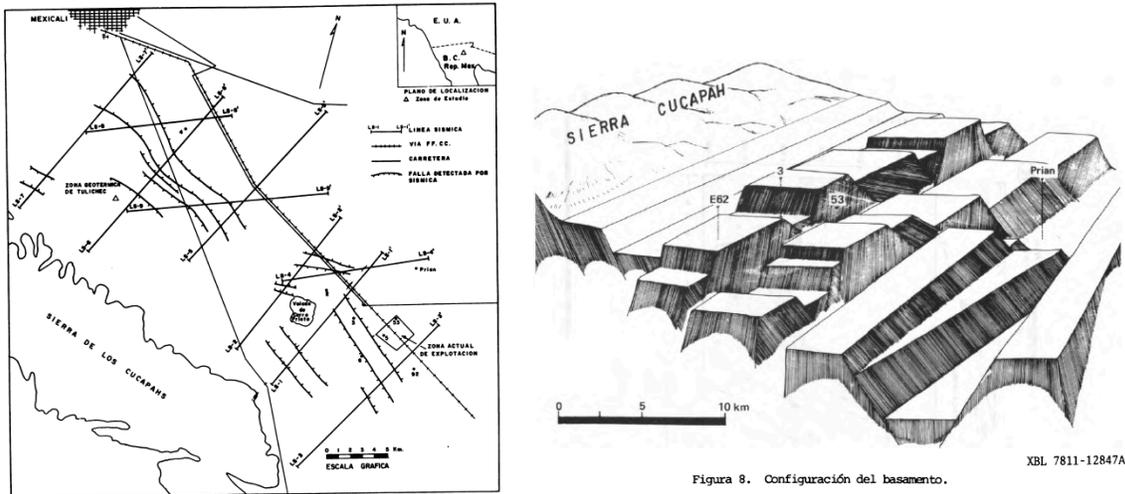


Figura 62. Izquierda: localización de los perfiles de refracción sísmica en el área del CGCP y sus alrededores. Derecha: modelo geológico del basamento para el CPGC y sus alrededores, de acuerdo a los resultados de sísmica de refracción y estudios de pozo (Puente y De la Peña, 1979).

### 9.5.3 Monitoreo de datos dipolo-dipolo

Wilt y Goldstein (1979, 1981) y Goldstein *et al.* (1985a) realizaron un monitoreo de las propiedades eléctricas del subsuelo en un perfil sobre el CGCP en diferentes etapas a lo largo de 6 años, por medio de sondeos eléctricos dipolo dipolo (figura 63). Uno de los primeros experimentos realizados fue el análisis de sensibilidad a cambios de resistividad para distintos procesos en el yacimiento del CGCP. Las simulaciones realizadas a su modelo base (Wilt y Goldstein, 1981) mostraron que la detección de pequeños cambios asociados a fenómenos como la entrada de agua más fría al yacimiento, o la formación de vapor dentro del sistema, podrían ser detectados por medio de un monitoreo dipolo-dipolo.

Posteriormente, utilizaron los datos obtenidos para realizar inversiones en 2D (Goldstein *et al.*, 1985) con la finalidad de detectar los cambios en el terreno que dieron origen a los efectos observados (figura 67).

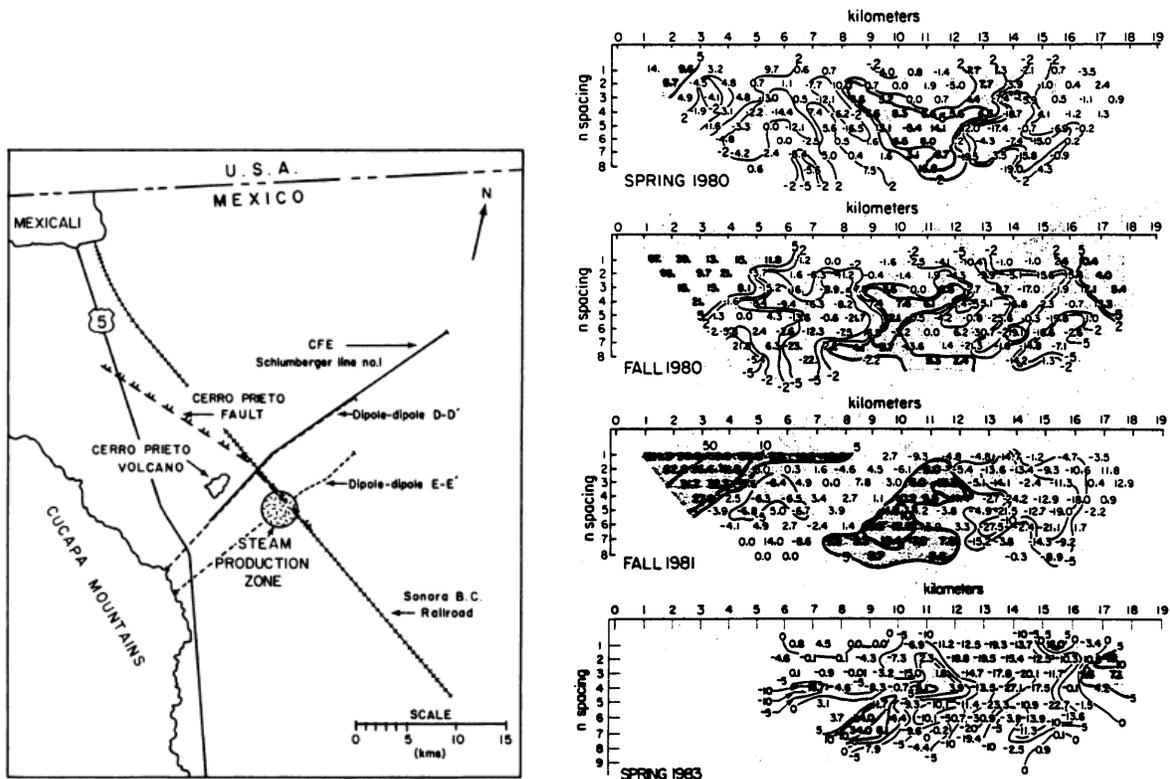


Figura 63. Izquierda: localización del perfil dipolo-dipolo E-E'. Derecha: Pseudosecciones de resistividad aparente (Goldstein *et al.* 1985) para la línea E-E', ploteadas como porcentaje de cambio con respecto a los datos base de 1979. Las áreas más oscuras representan incrementos del 5%; áreas más claras muestran disminuciones del 5%.

Los resultados obtenidos de este análisis muestran que el yacimiento estaba siendo recargado principalmente por agua menos caliente y menos salina, provocando cambios en la resistividad de los fluidos y en la extensión de la ebullición cerca de los pozos. Finalmente, señalan que errores en los resultados calculados pueden ser originados por una serie de cambios temporales y espaciales abruptos en las resistividades registradas, tales como cambios en las actividades agrícolas y de irrigación, infiltración de fluidos por medio de la laguna de evaporación y efectos estacionales o anuales por la época de lluvias. Fabriol y Munguía (1997) realizaron un monitoreo continuo de la actividad sísmica en la zona del yacimiento Cerro Prieto de Agosto, 1994 a Diciembre, 1995 para investigar tanto a los eventos sísmicos de origen tectónico como a los originados por la explotación del campo. Detectaron 148 eventos localizados principalmente en la parte norte de la falla Cerro Prieto y dentro de la zona del campo geotérmico, con hipocentros entre 1 y 5 km, con magnitudes entre 0.5 y 4.6. Si bien no fue posible distinguir los eventos naturales de los inducidos, los autores reportan un único evento el cual

podría estar relacionado a un incremento en la inyección de fluido en un pozo. Además reportan que dentro del campo la mayoría de los eventos son de componente normal, relacionado a la apertura de la cuenca.

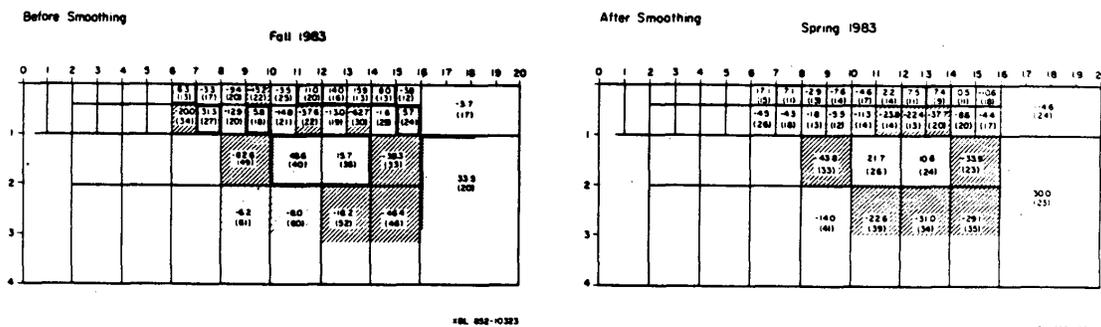


Fig. 6. 2-D resistivity inversion results of dipole-dipole surveys made in 1983. See Figs. 4-5 for full caption.

Figura 64. Ejemplo de los modelos 2D obtenidos para el CGCP por Goldstein et al. (1985).

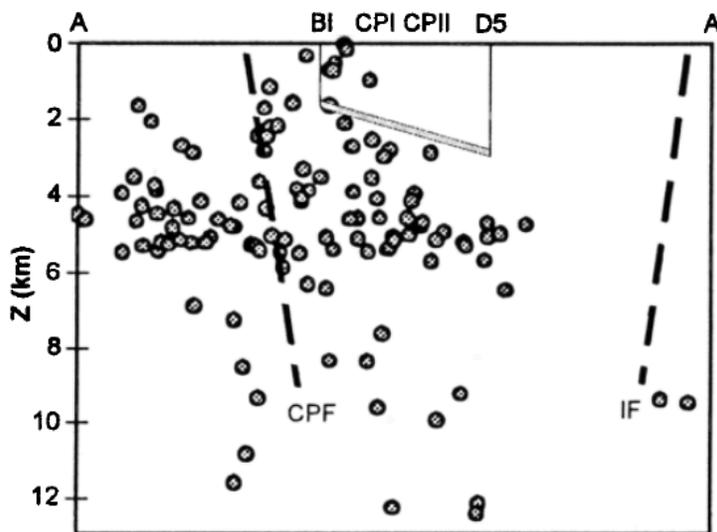


Figura 65. Sección de hipocentros a lo largo de un plano SW-NE. CPF: falla Cerro Prieto; IF: Falla Imperial (Fabriol et al., 1997).

Glowacka *et al.* (2010) realizaron un análisis de datos de elevación, geológicos, geotécnicos y observaciones satelitales para analizar la subsidencia en el Valle de Mexicali, dichos autores aseveran que dicho fenómeno es debido a la extracción de líquidos en el campo geotérmico y sugieren que la falla Saltillo es afectada por cambios en presión de poro.

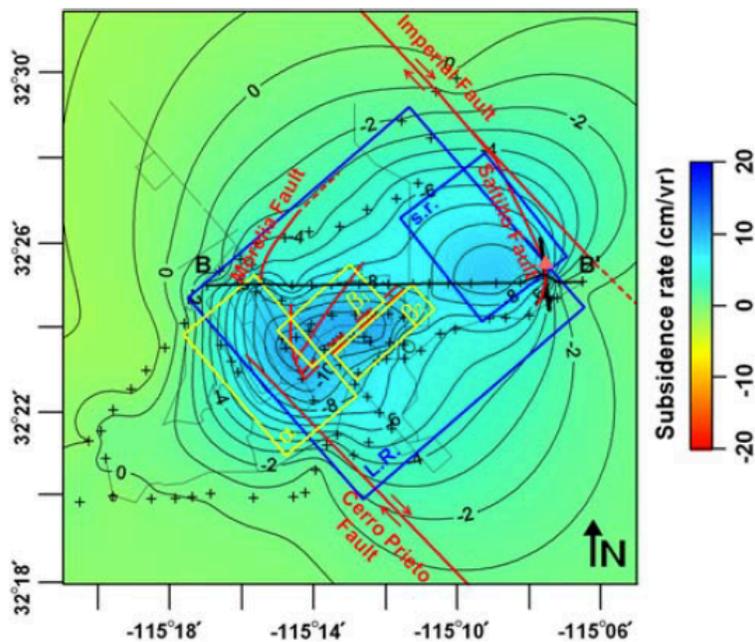


Figura 66. Valores de subsidencia en el Valle de Mexicali 1994-1997, en centímetros por año. Se indican las fallas regionales como líneas rojas, la proyección en superficie de los reservorios en líneas amarillas y de los acuíferos en líneas azules (Glowacka et al., 2010).

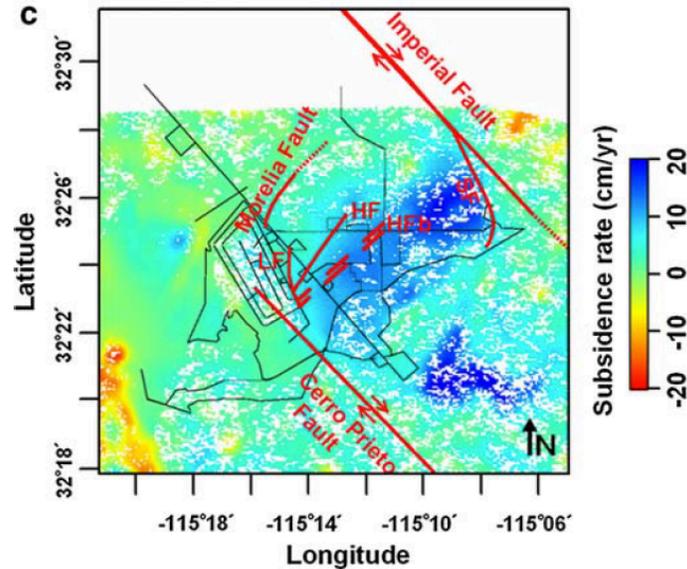


Figura 67. Imágen InSAR del desplazamiento vertical por año (Glowacka et al., 2010).

#### 9.5.4 Modelo 3D de resistividad (Sondeos eléctricos profundos)

Razo et al. (1979) realizaron dos levantamientos de sondeos eléctricos verticales: el primero consistió de 114 SEV distribuidos en 4 líneas con espaciamiento de aproximadamente 8 kilómetros entre ellas, en un área de aproximadamente 580 km<sup>2</sup>; el segundo levantamiento cubrió un área de 208 km<sup>2</sup> y consistió de 74 SEV en 7 líneas con 2 km de espaciamiento. Utilizaron un arreglo Schlumberger con espaciamientos AB de 20 a 10,000 m. Los resultados fueron mostrados originalmente con secciones bidimensionales de resistividad, señalando en general la presencia de 3 horizontes con distinto comportamiento eléctrico. El primero con espesor menor a 300 m, aunque presenta zonas con hasta 900 m, y gran variación en valores de resistividad. El segundo con espesores de 300 a 2,000 m y resistividades de 1 a 6 Ohms-m, y finalmente un resistivo profundo, con profundidad no determinada y resistividades entre 20 y 150 Ohms-m. Pérez Flores (2015) utilizó este conjunto de datos para estimar un modelo tridimensional de resistividades (figura 68), basado en una serie de prismas rectangulares. El modelo alcanza profundidades de hasta 1.8 km. El modelo resultante muestra valores de resistividad asociados a la Sierra Cucapah y a la cuenca del río Colorado, así como destaca la presencia de zonas conductoras asociadas a la presencia de fallas de la región, asociadas al actual proceso de rift.

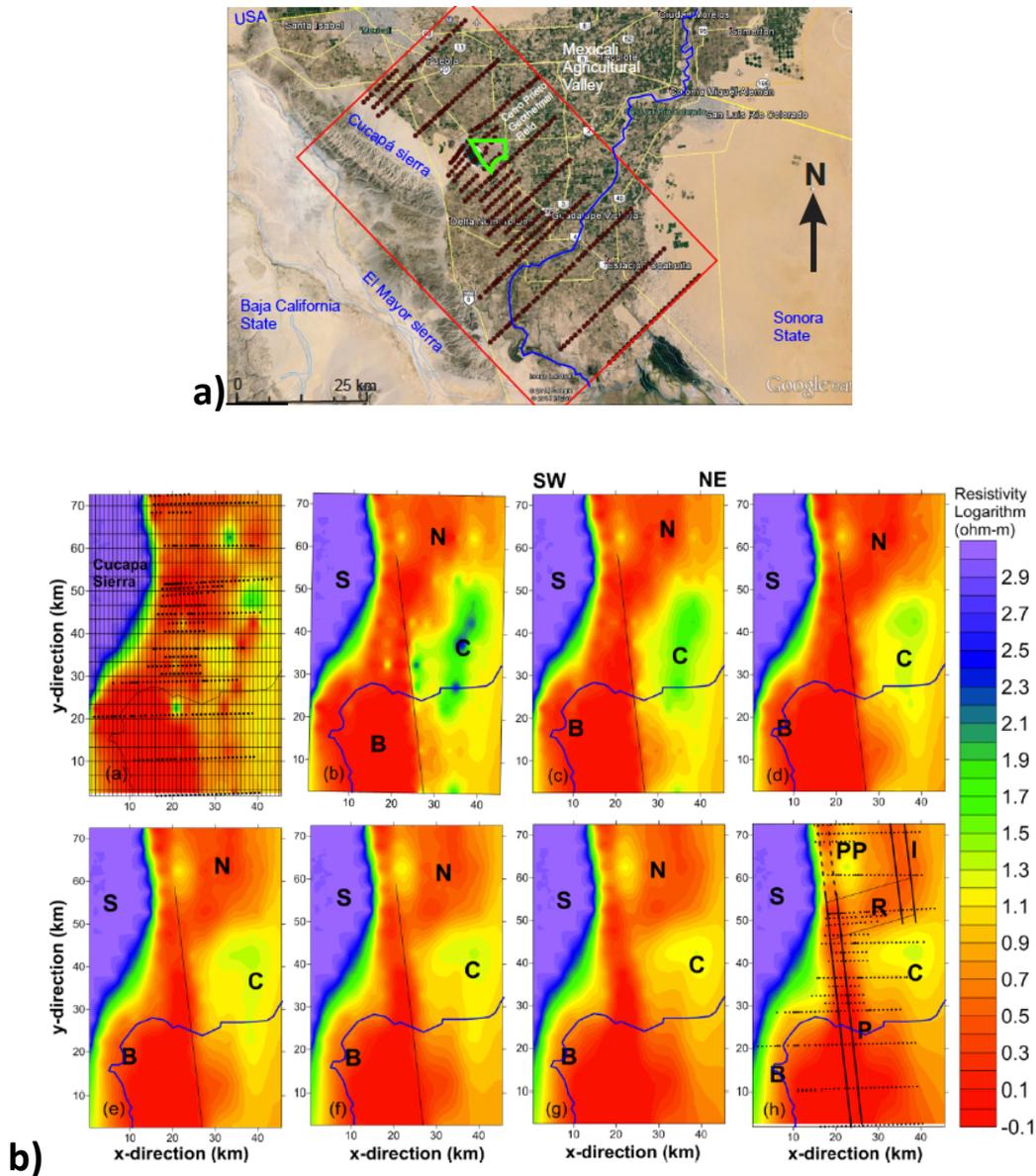


Figura 68. a) posición del área de estudio para el modelo 3D de resistividades de Pérez Flores (2015). El recuadro en rojo representa los límites del modelo, el polígono verde representa los límites del CGCP, la línea azul representa el flujo del río Colorado. b) Modelo 3D de resistividades en base a datos de sondeos Schlumberger tomados por CFE. Significado de las letras en el mapa: S-Zona de sierra (Sierra Cucapah); C-Zona resistiva del río Colorado; B-conductor sur; N-Conductor norte; P-Alineación Cerro Prieto; PP-continuación norte; I-alineación imperial; R-conductor del rift. Pérez Flores (2015).

### 9.5.5 Modelo 3D de datos gravimétricos

Hernández-Marquez *et al.* (2017) obtuvieron un nuevo modelo 3D de gravimetría utilizando una base de datos de la Dirección de Exploración de PEMEX, consistente en 7853 datos de anomalía de Bouguer. El

modelo (figura 69) está basado en prismas con distintas densidades, asociadas a los siguientes materiales: mar, sedimentos, rocas metamórficas, rocas metasedimentarias, corteza superior, corteza inferior, nueva corteza, raíz isostática de la sierra peninsular y manto.

### Interface Metasedimentos-Corteza superior Modelo 3D Laguna Salada-Sierra Cuacapáh-Valle de Mexicali

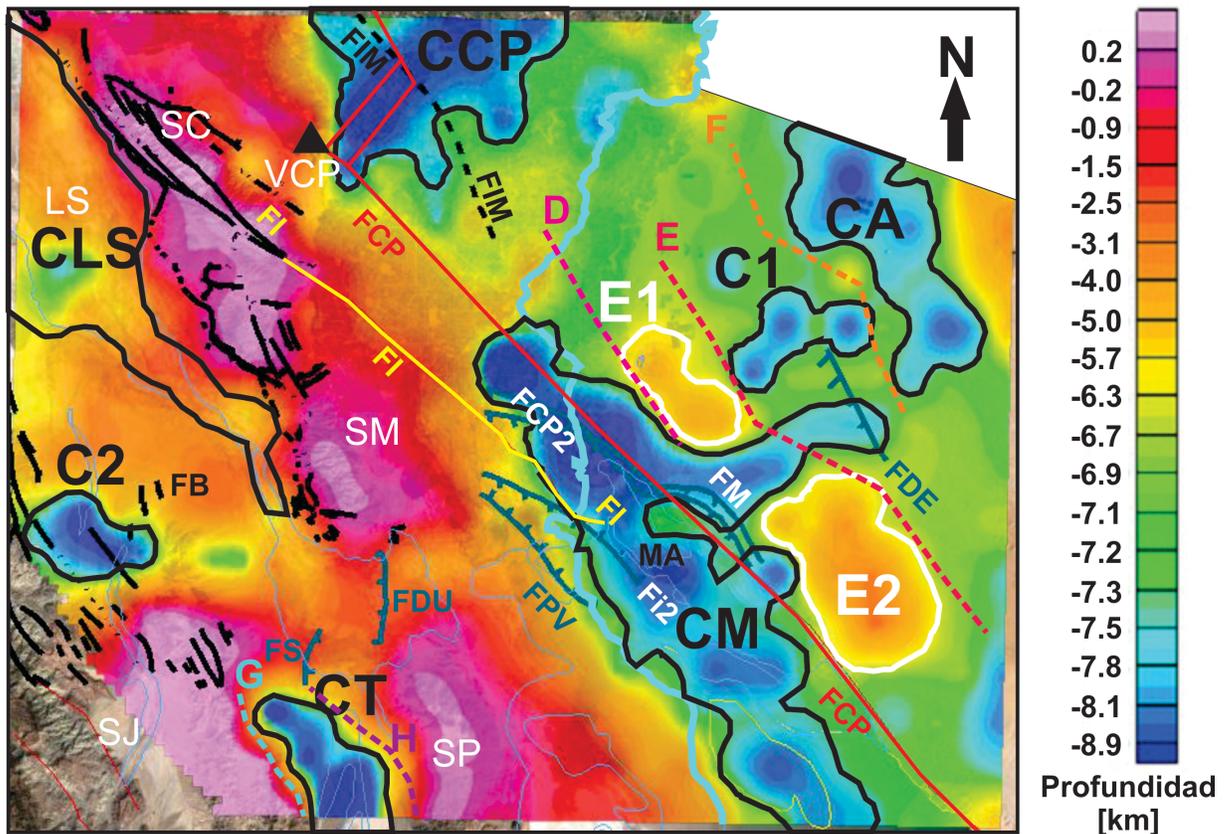


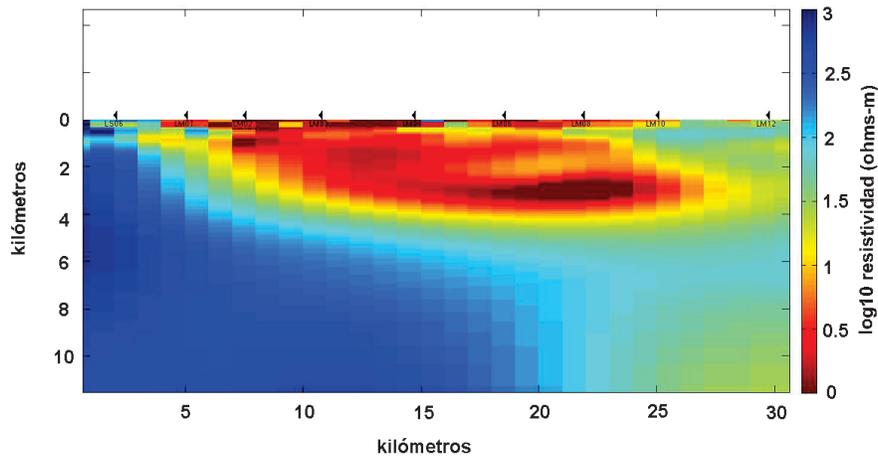
Figura 69. Modelo 3D de datos gravimétricos (Hernández-Márquez *et al.*, 2017).

#### 9.5.6 Perfil magnetotélúrico Línea Sur

Cortés-Arroyo (2011) realizó un perfil magnetotélúrico que coincide con el perfil G-G' realizado por Goubau *et al.* (1981). Este nuevo perfil fue realizado en Marzo de 2010 y repetido en Mayo del mismo año debido a la ocurrencia del sismo  $M_w$  7.2 del 4 Abril. Se generó un modelo para cada conjunto de datos en base a la metodología Serie-Paralelo (Romo Jones *et al.*, 2005). La comparación entre ambos

conjuntos de datos y de los modelos muestran la presencia de una serie de variaciones en los valores de resistividad del subsuelo y de la resistividad aparente que parecen haber sido originados por el evento sísmico. Sin embargo, la posible presencia de distorsión en los datos así como la ocurrencia de diferencias de resistividad del subsuelo demasiado grandes hacen que estos resultados se deban tomar con reservas.

En el presente trabajo, los datos de Mayo de 2010 fueron re-procesados, utilizando la metodología de la solución cuadrática (Gómez-Treviño *et al.*, 2014) para filtrar remover la distorsión en los datos. Se obtuvo un nuevo modelo por medio de la inversión de datos con el algoritmo Occam 2D (figura 70). Para tener un mejor control estructural al oeste del perfil, se incluyó además el sitio LS06, también registrado en Mayo de 2010.



**Figura 70. Modelo post-sismo (2010), datos procesados con la solución cuadrática (Gómez-Treviño, 2014), el modelo fue obtenido con la inversión Occam2D (DeGroot y Constable, 1991).**

La figura 71 muestra la interpretación del perfil Sur. El modelo muestra la presencia de un cuerpo conductor el cual puede estar asociado a sedimentos fracturados y saturados de fluidos así como a la presencia de la zona de arcilla que funciona como roca sello. Entre los sitios LM06 y LM10 se observa un cuerpo conductor (aproximadamente  $1 \Omega\text{-m}$ ) que alcanza profundidades cercanas a los 4 kilómetros. Un reporte del pozo M-204 (Halfman *et al.*, 1986), localizado 1 km al sur del sitio LM08, describe una columna sedimentaria más arenosa que las observadas en la zona de producción, una profundidad máxima de registro de temperaturas de 3750 m y valores máximos registrados de 200 °C. El pozo M-205, localizado 2.3 km al noroeste del sitio LM10, presenta predominancia de areniscas entre los 2500-4390

m, con temperaturas mayores a los 300 °C por debajo de los 3600 m, así como un intervalo productor entre los 3766-4389 m. Esta información sugiere que el cuerpo conductor profundo observado está relacionado con el yacimiento Gamma y no con la zona de lutitas. La zona resistiva (> 300 Ohms-m) está asociada al basamento cristalino. Dicho cuerpo resistivo profundiza desde la posición de LS06 hasta el sitio LM06. El cuerpo profundo por debajo de los 5 km en la zona este del perfil (LM06-LM12) parece estar asociado a la fuente de calor del yacimiento. La presencia de la falla Sonora ha sido confirmada por estudios de sismica de reflexión (Mares Agüero, 2017), aunque su presencia fue observada previamente en datos gravimétricos, interpretándose que se trataba de la continuación de la Falla Cucapah (Fonseca y Razo, 1979). Se puede observar también la profundidad a la que el pozo S-262 cortó basamento cerca de LM04 (1473 m). Dicha zona presenta resistividades muy bajas, posiblemente debido a la entrada de fluidos a través de la permeabilidad originada en los materiales por las fallas presentes en la zona.

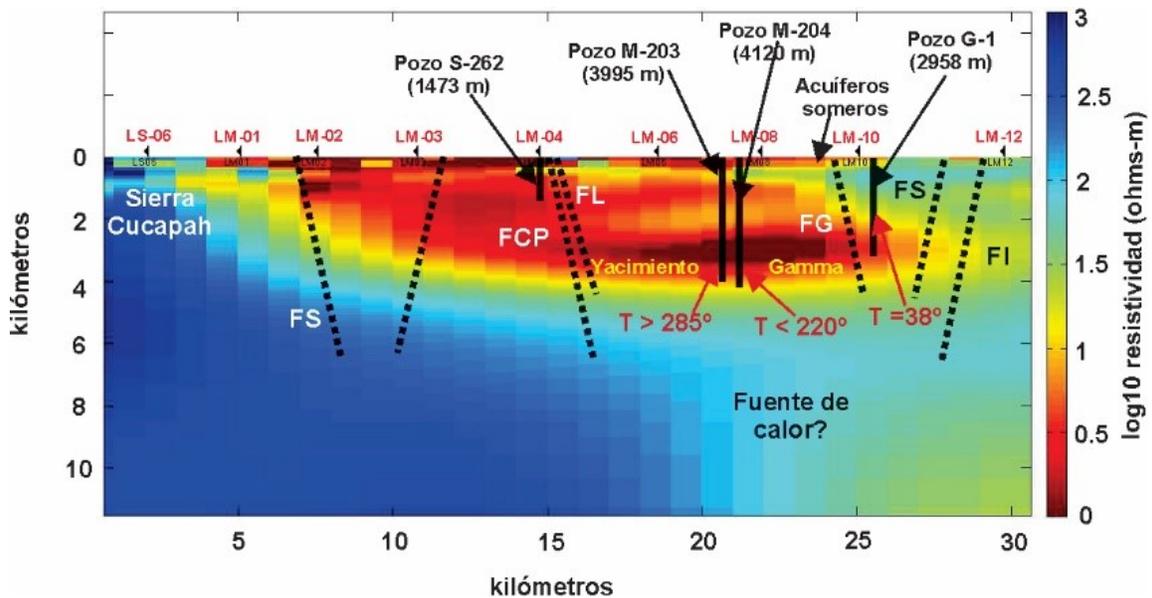


Figura 71. Interpretación del modelo para los datos de Mayo, 2010. Fallas presentes en el perfil Sur: FS- Falla Sonora; FCP-Falla Cerro Prieto; FL-Falla L; FG-Falla Guerrero; FS-Falla Saltillo; FI-Falla Imperial.

## Capítulo 10. Estudios de monitoreo MT en el área del Valle de Mexicali

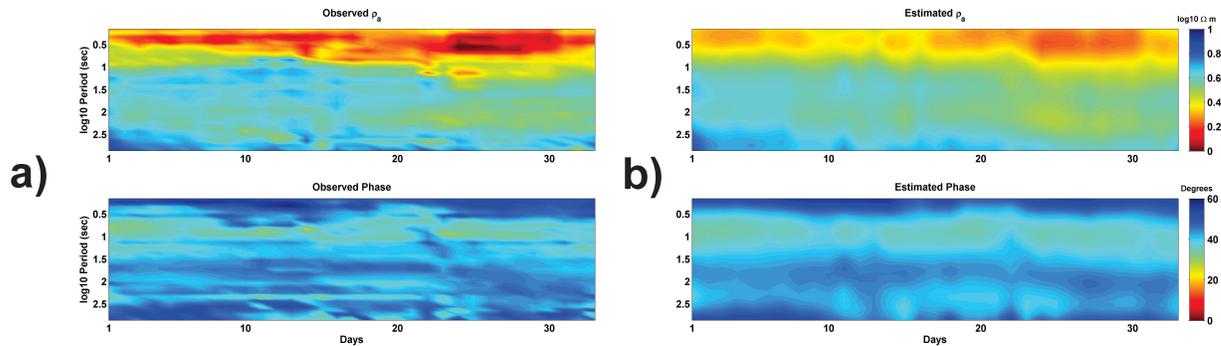
### 10.1 Monitoreo electromagnético continuo

La posición de las estaciones de la red de monitoreo electromagnético continuo del Valle de Mexicali (RMEC-VMXL) hasta Junio de 2016 se muestra en la figura 72. Como se ha descrito anteriormente, algunas estaciones fueron vandalizadas y dichos sitios fueron abandonados por seguridad (triángulos rojos). En el caso del sitio CP01, la estación fue retirada debido a que una vía de tránsito de vehículos pesados de materiales fue establecido justo encima de la posición de la estación. El resto de las estaciones continúan en funcionamiento desde su instalación, recibiendo mantenimiento debido al desgaste natural en los equipos o actualizaciones en sus componentes. Cabe destacar que el mantenimiento y la expansión de la red ha continuado desde Julio de 2016 hasta la fecha por personal de CEMIE-GEO.



Figura 72. Estaciones de la RMEC-VMXL hasta Junio de 2016. Los triángulos en color rojo indican la posición de estaciones que dejaron de funcionar. Los triángulos azules indican la posición de estaciones que continúan en funcionamiento.

Del tiempo total de registro para la estación CP01 entre Marzo y Julio de 2016, sólo 33 días presentaron la calidad suficiente como para obtener curvas de resistividad y fase. La figura 73 muestra los datos de resistividad aparente y fase registrados en esta estación. Para este análisis se utilizaron las fases calculadas por el tensor de fase y las resistividades obtenidas por el método de la ecuación cuadrática. El modelo de referencia fue obtenido por inversión Occam 1D con los datos del día 1, estimando el resto de los modelos por medio de la metodología de inversión presentada en este trabajo.



**Figura 73. Datos registrados entre Mayo y Julio del 2015 en la estación CP01, utilizados en el proceso de inversión. a) Datos de resistividad aparente y fase observados. b) Datos de resistividad aparente y fase calculados.**

La figura 74 muestra los modelos resultantes hasta una profundidad de 3 km. Se puede observar una zona conductora (menor a  $3 \Omega\text{-m}$ ) entre los 100 m y hasta cerca de 2 km, asociada a los sedimentos de la cuenca. A partir de los 2 km, se observa un aumento en resistividad, probablemente asociado a un incremento en la densidad de los sedimentos y a la presencia del basamento. Nuestro análisis muestra una variación en resistividad clara a partir del día 15 en la zona conductora. A pesar de los análisis realizados y a la información obtenida hasta el momento, no se puede determinar con seguridad si dicha variación está asociada a procesos de carácter natural, a la actividad de la zona de tratamiento de aguas de CESP, a la planta geotérmica o incluso a detalles de los sensores, tales como el desgaste natural en los electrodos y/o cables.

Debido a las múltiples causas que pudieron dar origen a las variaciones en resistividad estimadas en los modelos y observadas en los datos, se realizó un análisis estadístico de las señales eléctricas para analizar las características locales de la señal. Primero se separaron los datos registrados del campo eléctrico en ventanas de 24 horas, se removió el valor promedio para cada ventana y se calculó un histograma de las amplitudes de la serie de tiempo (figura 75). Las gráficas muestran un intervalo de

valores entre -0.05 a 0.05 milivolts no porque no se registraran valores más allá de estos límites, sino por motivos de visualización. Este intervalo fijo de graficado se debe a que la dispersión observada en algunos días era tan grande que hacía imposible observar el patron de distribución en el centro de la gráfica para el resto de los días. En las gráficas presentadas a continuación, la presencia de valores más allá de los límites fijos se ve reflejada como una elevación en los bordes de la gráfica.

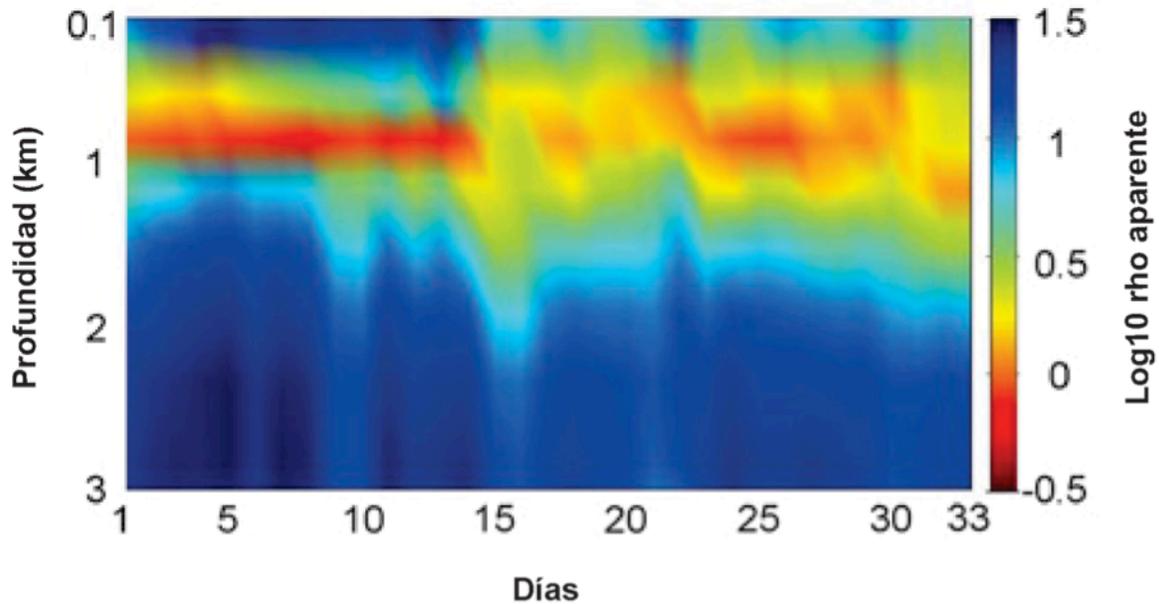
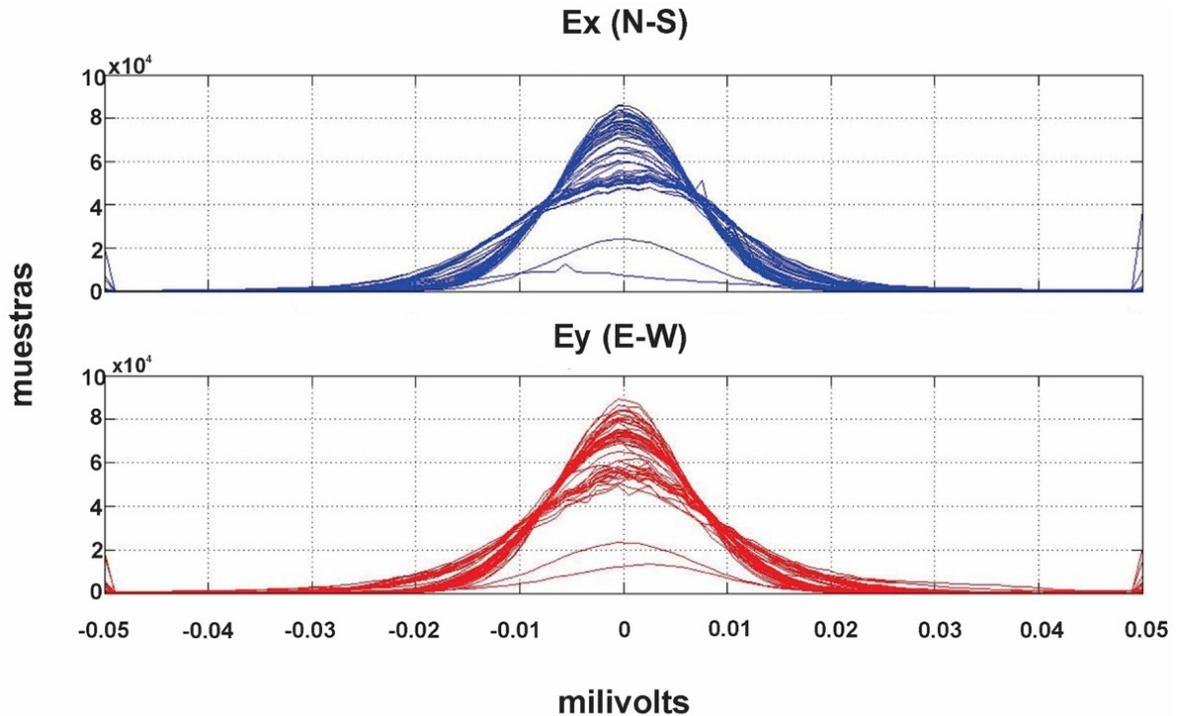


Figura 74. Modelos obtenidos para la estación CP01. Se observa un claro cambio en resistividad a partir del día 15 entre los 100 m y 2 km de profundidad, aunque no fue posible determinar con precisión las causas de este fenómeno.



**Figura 75. Histogramas de amplitudes de las componentes Ex, Ey de la estación CP01.**

Dichos histogramas pueden interpretarse como una aproximación a la función de densidad de probabilidad de las amplitudes de los datos registrados. Se observa que en la mayoría de los casos las forma de las curvas se asemeja a la de una distribución normal, con el mayor número de muestras presentando un valor similar en el centro de la gráfica, así como una dispersion del valor hacia los lados. Aunque el registro efectivo en la estación CP01 fue breve, es un ejemplo representativo de los resultados obtenidos por medio de los equipos instalados en la red.

Se sugiere que este análisis podría funcionar como un indicador de calidad en los datos registrados, por lo cual cambios en la distribución de probabilidad podrían ser un signo de un mal funcionamiento en los electrodos o en el equipo y ser detectado fácilmente, o bien tratarse de intervalos donde la fuente electromagnética natural presenta baja intensidad. En caso de que se demuestre que ninguna de estas dos hipótesis es cierta, se podría considerar que los cambios observados en la función de densidad de probabilidad se deban a procesos en el subsuelo. Debido a que este procedimiento fue desarrollado durante la etapa final de este trabajo, un análisis más detallado de la viabilidad de esta herramienta se deja para un futuro próximo.

Los resultados para el resto de las estaciones se muestran en el apéndice A. Debe destacarse que los mejores resultados se obtuvieron en las estaciones donde se registran los campos eléctricos y magnéticos de forma simultánea. En el caso de las estaciones con registro eléctrico únicamente, los datos de resistividad aparente y fase presentaban una calidad baja. Se considera que esto puede estar asociado a problemas en la sincronización entre estaciones hasta Junio del 2016, aunque los cambios más recientes a las estaciones MTRC parecen haber corregido ya este problema.

## 10.2 Modelo sintético CGCP

Con objeto de probar la metodología desarrollada en este trabajo, se realizó un modelo sintético 2D que representase las posibles distribuciones de resistividad dentro del campo. Dicho modelo (figura 76) fue trazado sobre el perfil del modelo conceptual del campo geotérmico (Lira-Herrera, 2005). Para realizarlo se tomaron en cuenta los resultados disponibles de estudios geofísicos, geológicos y observaciones de pozos, por lo que se considera que el modelo sintético obtenido es una aproximación razonable a las condiciones reales a lo largo del perfil. Los valores de resistividad entre los 0 y 1,800 m de profundidad están asignados de acuerdo al modelo 3D de Pérez-Flores (2015), mientras que los valores de resistividad mayores a 1,800 m fueron asignados con base en el modelo de resistividad obtenido durante este trabajo para la línea Sur. La configuración del basamento se realizó de acuerdo a la distribución lateral de profundidades del modelo 3D de gravimetría de Hernández- Márquez (2016), la cual difiere con respecto a la configuración del modelo de Lira-Herrera (2005), ya que mientras el primero presenta un aumento gradual en profundidad hacia el este, el nuevo modelo presenta una caída mucho más abrupta en la zona central del perfil.

Para evaluar la sensibilidad del método MT a cambios en esta zona, se simuló un cambio en los valores de resistividad en el yacimiento Alpha debido a la entrada de aguas subterráneas someras, menos calientes y menos salinas. Dicho fenómeno ha sido reportado por Lippman et al. (2004) en el CGCP. Se asignó un valor de 10  $\Omega$ -m como variación en las celdas que coinciden con la geometría del yacimiento Alpha, cuyo valor inicial era menor a 5  $\Omega$ -m (figura 77). Este cambio en los valores de resistividad fue estimado previamente por Goldstein y Wilt (1979) para la entrada de aguas subterráneas al yacimiento. La geometría de esta variación fue seleccionada en base al modelo de flujo actualizado de Lippman et al. (2004).

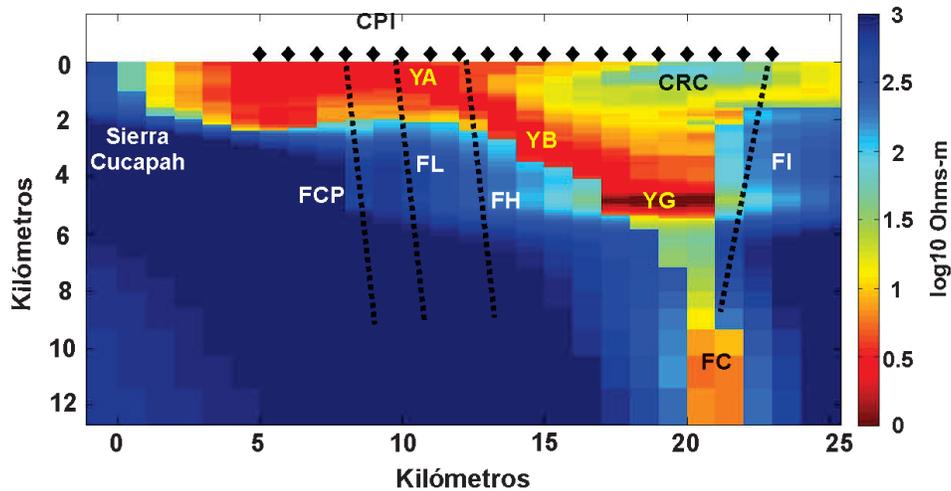


Figura 76. Modelo sintético con las características estructurales reales presentes en el área. FCP= Falla Cerro Prieto; FL=Falla L; FH=Falla H; FI=Falla Imperial; CRC=Cuenca del Río Colorado; FC=Fuente de Calor; YA=Yacimiento Alpha; YB=Yacimiento Beta; YG=Yacimiento Gamma.

Para obtener las respuestas superficiales del modelo, se utilizó el modelado directo de Wannamaker *et al.* (1987) disponible en la paquetería Occam2D. Se simularon 19 sitios MT, con una separación de 1000 m entre estaciones, utilizando los mismos periodos de registro que los utilizados en el equipo MTRC.

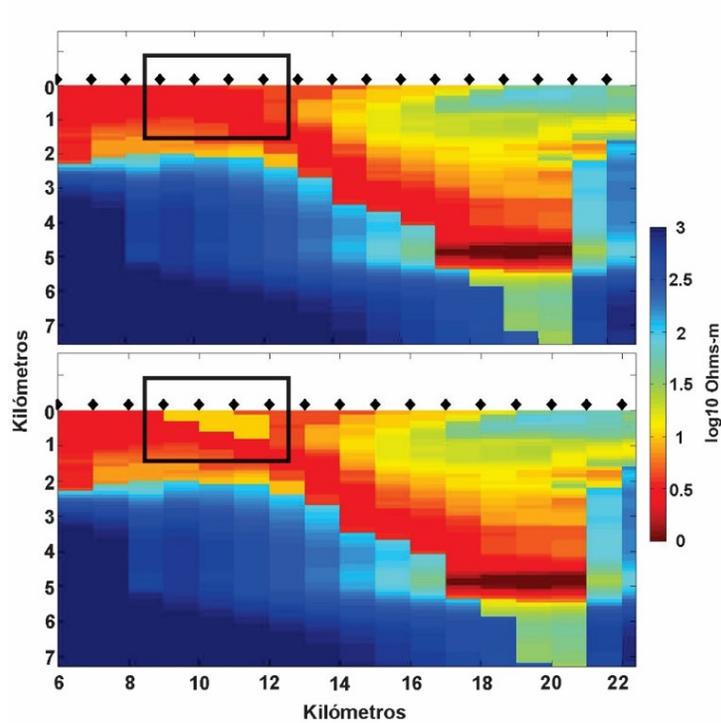


Figura 77. Variación en el modelo, de acuerdo al modelo de flujo de Lippmann *et al.* (2004).

La figura 78 muestra las diferencias entre los datos de resistividad aparente del modelo inicial y el modelo con variación. La figura 79 muestra las diferencias en fase. En ambas figuras se presentan los resultados para los modos TE, TM y el determinante. Se observa un claro cambio en las respuestas superficiales debido al cambio de resistividad en el modelo. El ejercicio fue repetido, incluyendo un 10% de incertidumbre en los datos de resistividad aparente y de 2.85 grados en los datos de fase. Aunque la diferencia en los datos es más débil que la observada en los datos sin ruido, es aún lo suficientemente clara como para ser detectada (figuras 80 y 81).

Las diferencias en las respuestas superficiales son observables para un amplio rango de periodos.

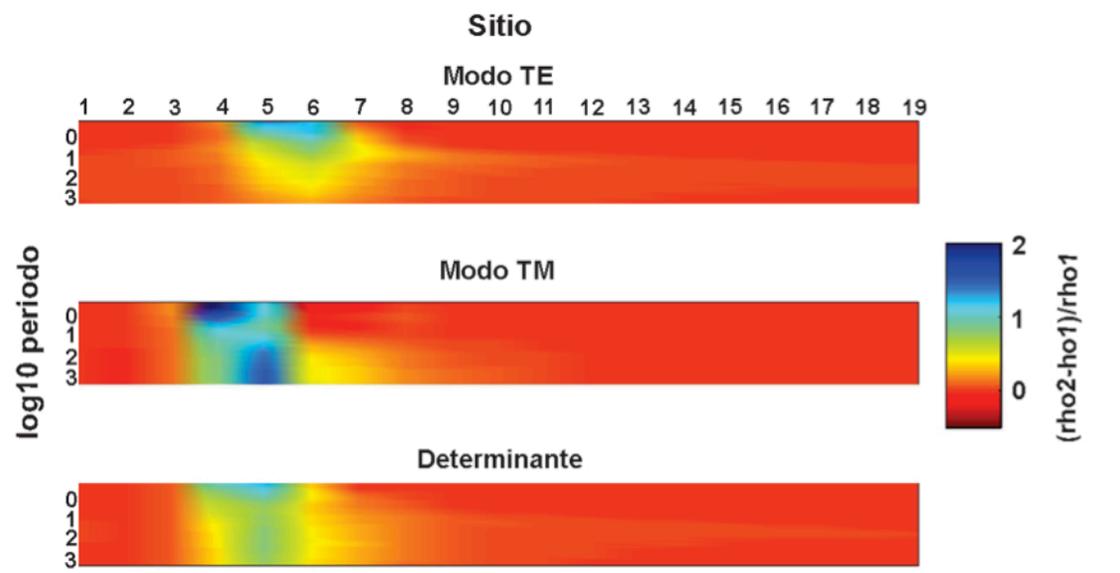


Figura 78. Diferencias en resistividad para los modos TE, TM y determinante. Datos sin ruido aleatorio.

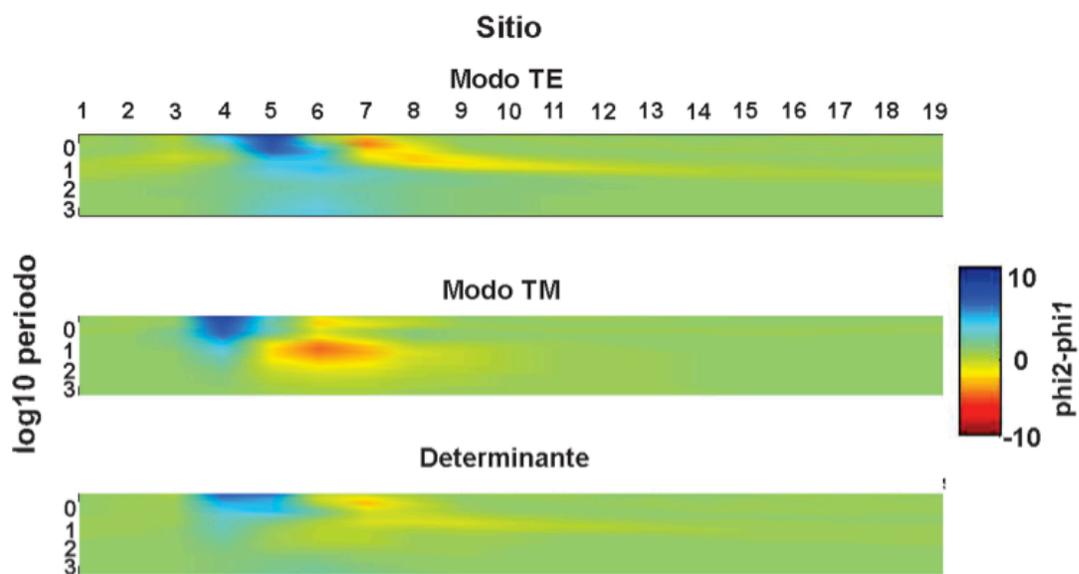


Figura 79. Diferencias en fase para los modos TE, TM y determinante. Datos sin ruido aleatorio.

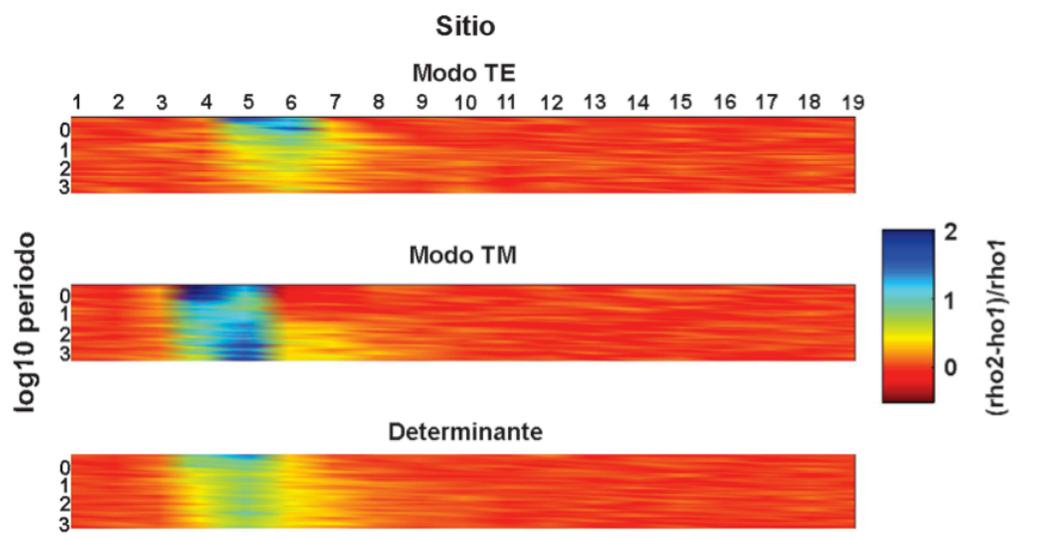


Figura 80. Diferencias en resistividad para los modos TE, TM y determinante. Datos con 10% de ruido aleatorio.

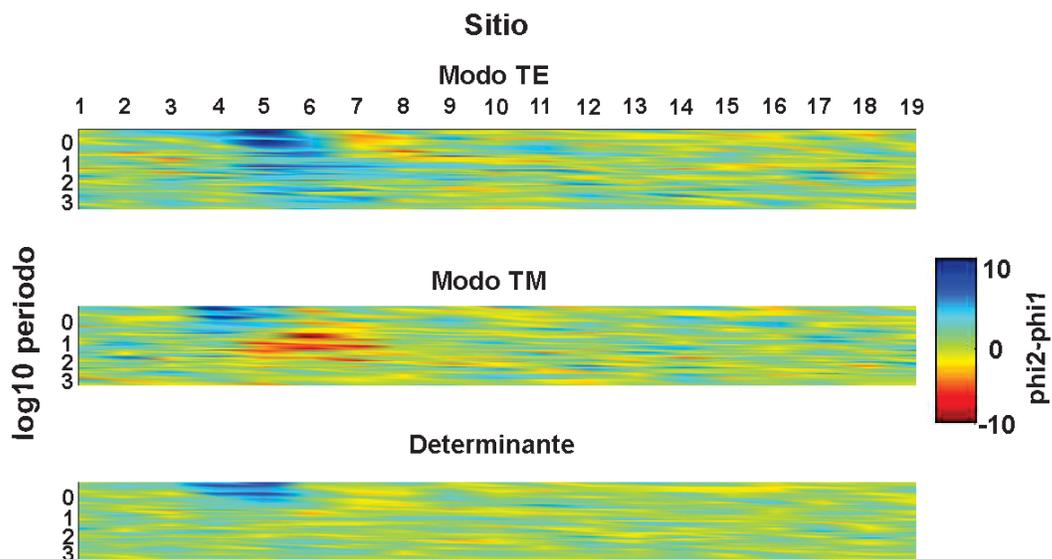
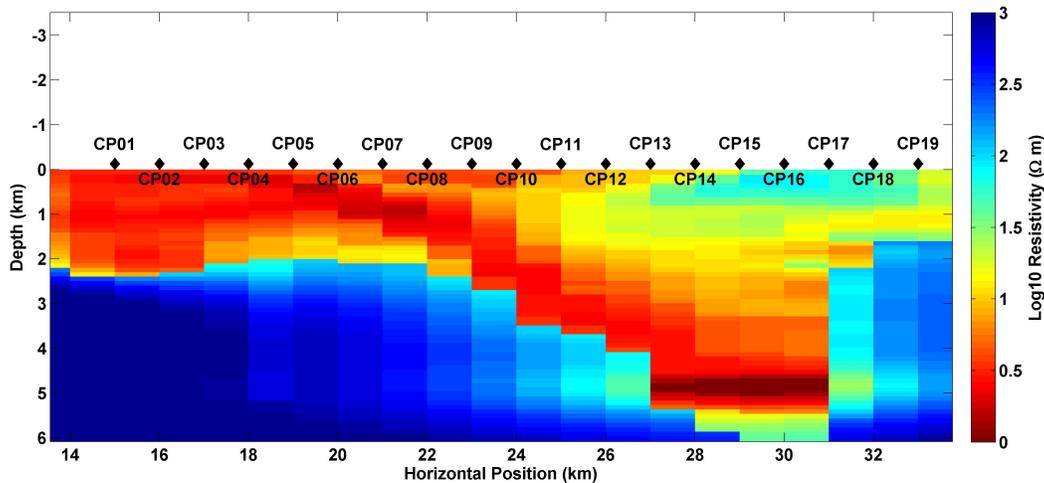


Figura 81. Diferencias en fase para los modos TE, TM y determinante. Datos con 10% de ruido aleatorio.

Se realizó la inversión de variaciones para estimar los cambios en el modelo geo-eléctrico. Después de 2 iteraciones se obtuvo una variación de resistividad en el modelo (figura 82) aunque no fue posible recuperar de forma clara la geometría del cuerpo simulado. El RMS obtenido fue de 1.3.



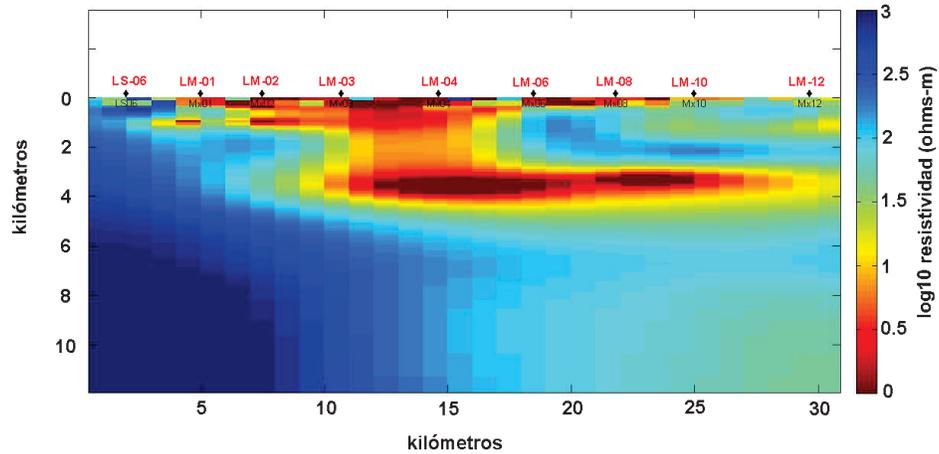
**Figura 82. Modelo obtenido por medio de inversión, utilizando el modelo sintético Cerro Prieto como modelo de referencia.**

### 10.3 Análisis de variaciones antes y después del sismo $M_w = 7.2$ del 4 de Abril de 2010

Un análisis por lapsos en el tiempo de variaciones temporales se presenta continuación. Dos conjuntos de datos fueron registrados sobre el perfil Sur (Cortés Arroyo, 2011), descrito en el capítulo anterior. El registro se realizó con el mismo equipo y utilizando las mismas configuraciones para evitar introducir mayor incertidumbre en la estimación. El primero de estos conjuntos se registró en Marzo de 2010, tres semanas antes del sismo  $M_w = 7.2$ . El segundo conjunto se registró en Mayo del mismo año (Cortés-Arroyo, 2011).

El modelo post-sismo, descrito en el capítulo anterior, fue utilizado en este caso como modelo de referencia para estimar el modelo pre-sismo, debido a que los datos de Mayo 2010 presentaban un menor nivel de ruido que los de Marzo. Para realizar este análisis, se decidió incluir los datos de los sitios LS06 y LM12 (Mayo 2010) en ambos conjuntos de datos. La información de estos sitios permite tener un mejor control estructural en los límites del modelo, así como evitan la presencia de efectos de borde en las variaciones para los sitios de interés. Se realizó primero una inversión convencional con el algoritmo

Occam 2D, utilizando el modelo post-sismo como modelo inicial y los datos de Marzo de 2010. El algoritmo obtuvo el modelo con el mejor ajuste posible después de 25 iteraciones, con un RMS= 4.04 (figura 83).



**Figura 83. Modelo antes del sismo, obtenido por medio de inversión Occam 2D.**

La figura 84 muestra la razón entre el modelo pre-sismo ( $\rho_2$ ) y el modelo post-sismo ( $\rho_1$ ). El área entre los sitios LM06 y LM10 muestra un aumento en resistividad 50 veces o más respecto al valor del modelo post-sismo, así mismo se observa un cambio de aproximadamente 20 veces entre los sitios LM02 y LM03. Un cambio menor, pero fácilmente observable ocurre por debajo del sitio LS06, pero debido a que se usaron los mismos datos en el sitio LS06 antes y después del sismo, esta variación no es real y por lo tanto fue descartada para un posterior análisis.

La evaluación fue repetida utilizando el algoritmo de inversión presentado en este trabajo. El mejor modelo (figura 85) se obtuvo después de 3 iteraciones, con un RMS = 5.05. Si bien este modelo presenta un menor ajuste a los datos, el modelo obtenido presenta una geometría muy similar a las del modelo en la figura 71, donde los cambios obtenidos concuerdan de mejor forma con la magnitud de las diferencias observadas en los datos.

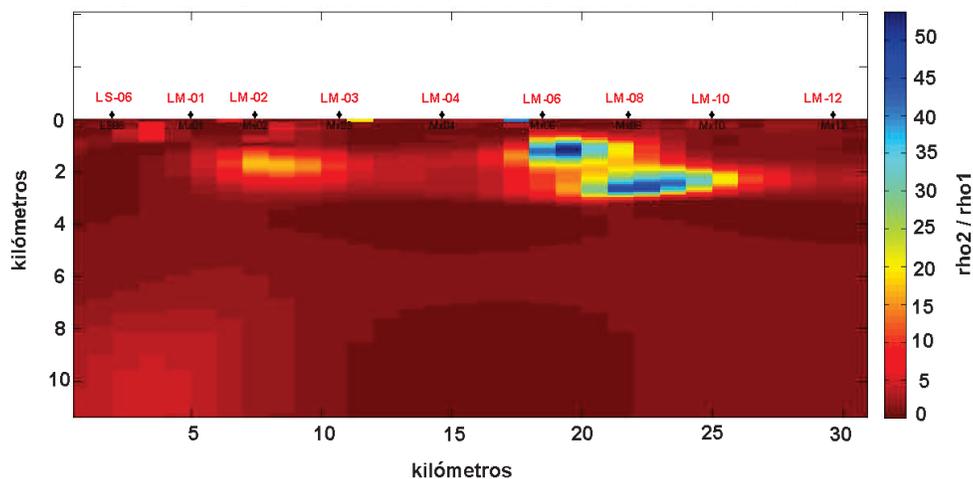


Figura 84. Diferencias entre los dos modelos con inversión Occam 2D (modelo pre-sismo / modelo post-sismo).

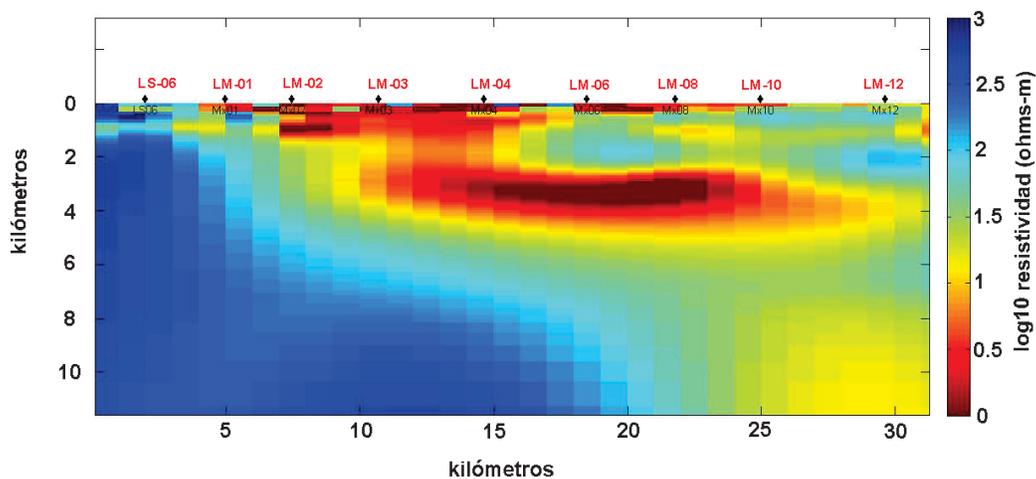
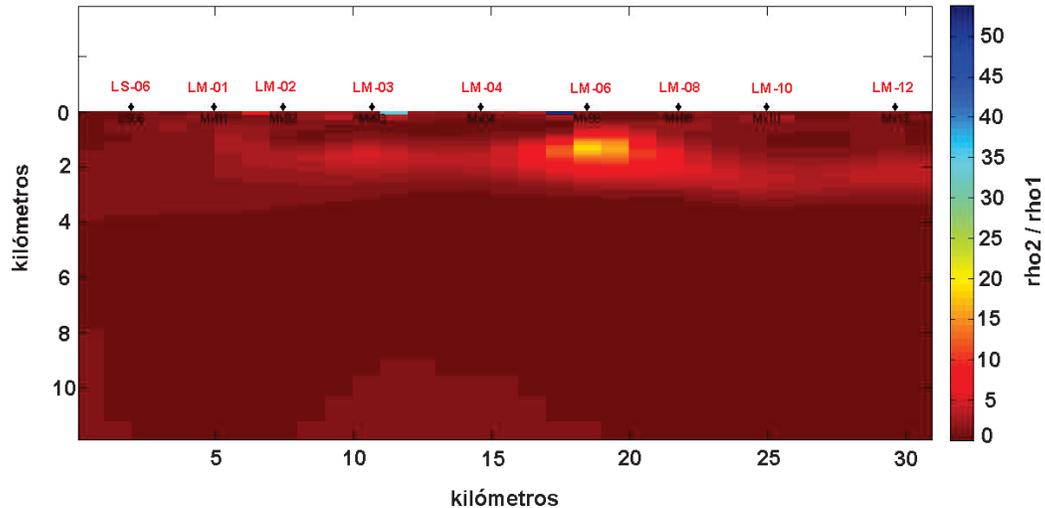


Figura 85. Modelo antes del sismo, obtenido por medio de inversión de variaciones.

La figura 86, muestra las razón entre los valores de resistividad antes y después del sismo para cada celda ( $\rho_2/\rho_1$ ). Los cambios de mayor amplitud (donde la resistividad parece aumentar hasta 50 veces o más) se observa en unas cuantas celdas justo por debajo de los sitios LM03 y LM06. El área donde se observa el cambio que más llama la atención se localiza entre los sitios LM06 y LM08, en una zona que

presenta una diferencia aproximada de 20 veces entre los modelos y que parece extenderse hacia los bordes del modelo. Aunque se observa una pequeña area con diferencias entre los modelos a profundidades mayores a 10 km, no se observa ningún cambio significativo por debajo de los 3 km.



**Figura 86. Diferencias entre los dos modelos con inversión de variaciones (modelo pre-sismo / modelo post-sismo).**

La interpretación de las estructuras presentes en el perfil sur con el modelo pre-sismo se muestra en la figura 87. La distribución de resistividades es muy similar a la del modelo post-sismo. La variación ocurre en los alrededores del sitio LM06 y en la zona del conductor profundo (yacimiento Gamma). Los valores cercanos a los 100 Ohms-m al oeste del perfil coinciden con los valores de resistividad del modelo 3D de Pérez Flores (2015) para esta zona, la cual dicho autor asocia con el paso del río Colorado y su cuenca hidrológica. Se observa también la presencia de un cuerpo cercano a los 10 Ohms-m entre los sitios LM08 y LM10, el cual parece tener un contacto con el cuerpo conductor profundo interpretado aquí como el yacimiento Gamma. Entre los sitios LM03 y LM04 se observa una separación entre una zona conductora somera (menor a los 2 km de profundidad) y otra que es la continuación del cuerpo conductor profundo y que se interpreta como la zona inferior del yacimiento. Aunque el yacimiento Gamma parece extenderse más allá de la falla Cerro Prieto, se considera que esto podría estar asociado a fluidos presentes en el basamento fracturado, ya que un resultado lógico sería el ascenso de fluidos calientes hacia las zonas superiores por medio de la Falla Cerro Prieto.

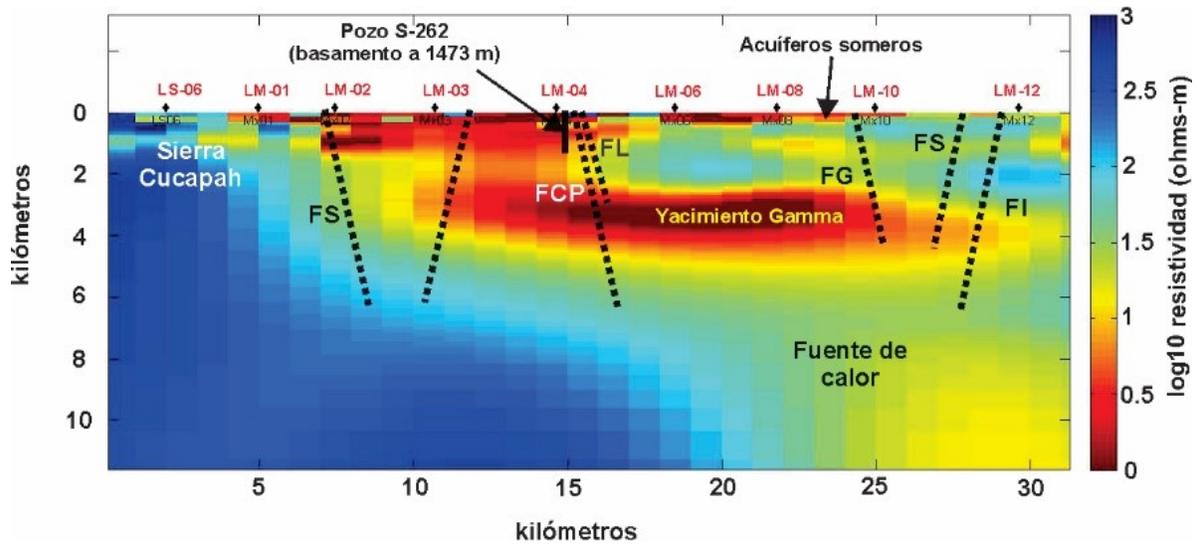


Figura 87. Interpretación del modelo pre-sismo, obtenido con el esquema de inversión presentado en este trabajo.

#### 10.4 Interpretación de las variaciones temporales observadas en el perfil Sur

La figura 88 muestra la comparación entre los modelos pre-sismo (arriba) y post-sismo (abajo). Ambos modelos muestran un recuadro de color negro que cubre la zona donde se detectó la mayor variación tanto en los modelos como en los datos.

Oliver-Ocaño (2017) presentó un modelo para el perfil Sur con datos registrados en 2014 (figura 89). El autor utilizó las mismas posiciones para la instalación de estaciones que Cortés-Arroyo en 2010, pero el registro de datos se realizó con 2 equipos ADU-07, de la marca Metronix. Se observan diferencias considerables por debajo de los 3 km de profundidad con respecto a los modelos de los datos de 2010, pero esto es debido a que los datos de Oliver Ocaño tienen periodos menores a 100 segundos en varias de sus estaciones, mientras que los datos de 2010 tienen información hasta un period de 800 segundos en todos los sitios. Sin embargo, La comparación por arriba de los 3 km es viable.

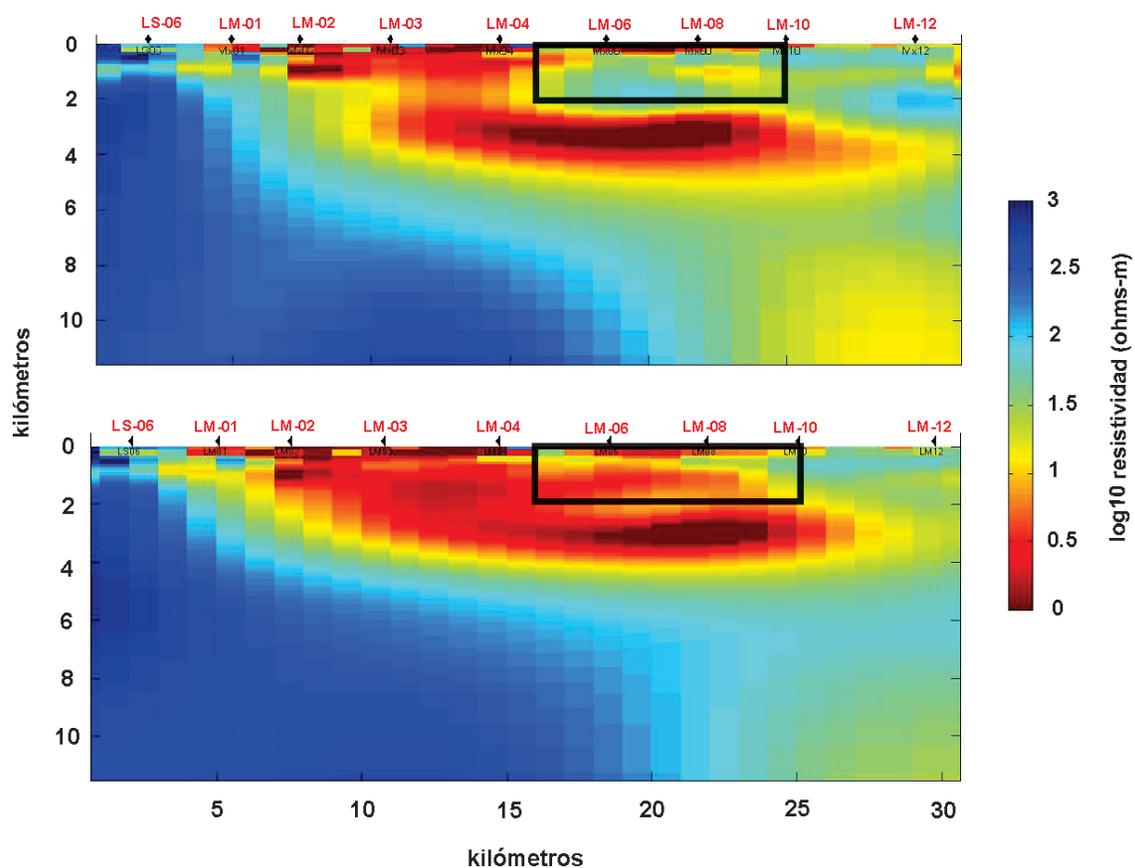
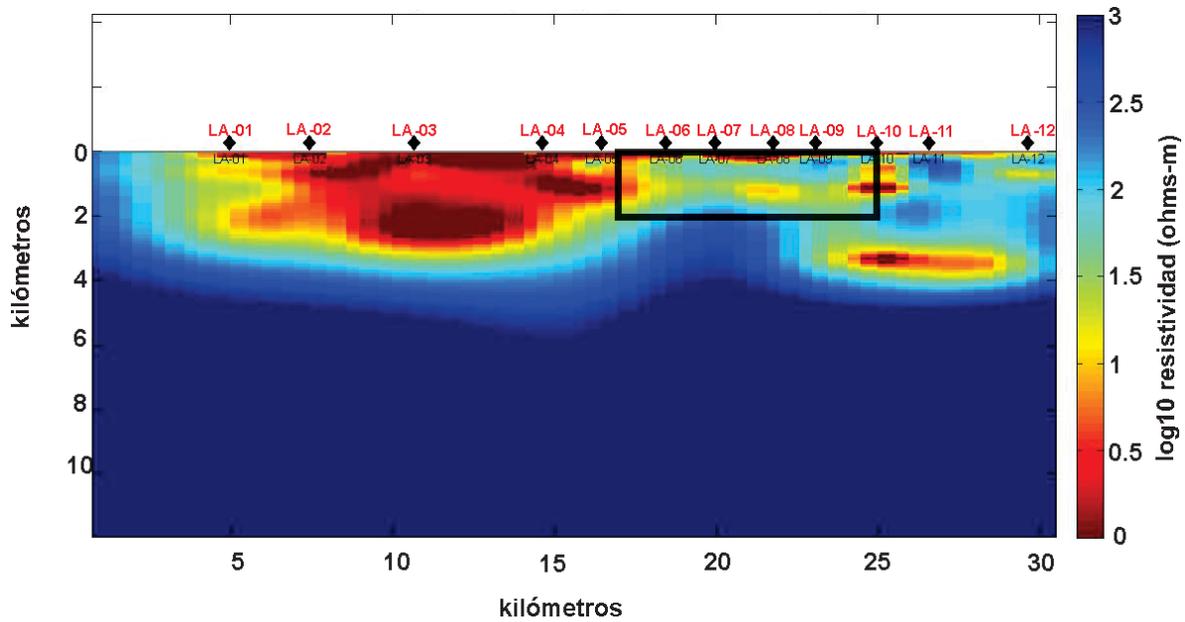


Figura 88. (Arriba) Modelo pre-sismo, datos Marzo 2010. (Abajo) Modelo post-sismo, datos Mayo 2010.

Este nuevo modelo muestra el mismo recuadro que el de la figura 88, con una distribución de resistividades similares a las de los modelos previos. Los valores de resistividad dentro del recuadro de interés muestran valores similares a los del modelo pre-sismo (Marzo 2010).



**Figura 89. Nuevo modelo de la Línea Sur (Oliver-Ocaño, 2017). El nuevo modelo muestra valores de resistividad dentro del recuadro muy similares a los del modelo pre-sismo.**

Estos resultados muestran que el uso del monitoreo MT puede aportar información de interés acerca de la evolución temporal del CGCP, particularmente en la zona al este del campo donde la zona somera (menor a 2 km de profundidad, asociada a la infiltración de aguas provenientes del río Colorado) presenta valores de  $100 \Omega\text{-m}$  y la zona profunda (mayor a 2 km, posiblemente asociada al yacimiento Gamma) presenta valores cercanos a  $1 \Omega\text{-m}$ .

Debido a que estos valores de resistividad parecen estar asociados principalmente a las propiedades de los fluidos contenidos en los sedimentos (Goubau *et al.*, 1981; Cortés Arroyo *et al.*, 2015, Pérez Flores, 2015), los cambios de resistividad en esta zona podrían indicar cambios en la interacción entre estos fluidos y posiblemente funcionar como un indicador de cambios en las propiedades de la zona profunda del yacimiento geotérmico, el yacimiento Gamma.

## Capítulo 11. Discusión

---

### 11.1 Interpretación de la Cuenca Cerro Prieto

La delimitación de la cuenca Cerro Prieto en base a los nuevos modelos geofísicos representa una buena aproximación a las observaciones realizadas anteriormente. El aumento en profundidad del basamento hacia el este y sureste del CGCP concuerda con las observaciones de los pozos profundos M-201 a M-206, los cuales presenta profundidades mayores a 3,800 m, llegando hasta 4389 (pozo M-205) (Halfman, 1986). La delimitación de la parte superior de la zona de Sílice-Epidota (figura 50) también apoya la idea de la presencia del yacimiento Gamma en la parte sureste del campo. Los pozos profundos de la serie M (M-201 a M-205) no observaron ninguna zona productora asociada al yacimiento Beta, lo cual concuerda con el modelo hidrológico del yacimiento de Halfman (1986) y el modelo MT del perfil Sur obtenido con los datos registrados en 2010 (Cortés Arroyo, 2011).

### 11.2 Yacimiento Cerro Prieto

La evaluación de la geometría de la cuenca Cerro Prieto indica que la zona al sureste del campo geotérmico funciona como fuente de recarga del yacimiento al yacimiento Gamma. Lippman et al. (2004) confirma además la función de recarga para el yacimiento Beta en esta dirección, por evaluación de fluidos de pozo.

El deterioro del yacimiento ha ocurrido históricamente en dirección E-W. aunque existe evidencia de que el deterioro puede ocurrir de forma natural (mineralización en el Pozo M-96) la explotación del campo ha acelerado este proceso en un área considerable (Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2000, Lippmann *et al.*, 2004). Como se ha mostrado, existe evidencia ya del deterioro progresivo en el yacimiento Beta (Lippmann *et al.*, 2000; Lippmann *et al.*, 2004; Camacho Hernández, 2009), pero este es más lento debido a que CPII-IV están localizados en la principal zona de ascenso de fluidos desde la zona profunda del yacimiento (Arellano *et al.*, 2011), probablemente debido a que la recarga de fluidos en esta zona ocurre con mayor rapidez. Debido a que no se tiene un modelo o datos MT en la zona del yacimiento Beta correspondientes al inicio de la explotación, es muy difícil poder identificar cambios con los datos registrados hasta el momento, por lo cual es necesario continuar con el monitoreo electromagnético durante un periodo de varios años.

Aunque el yacimiento Gamma actualmente no está bajo explotación, evidencia de subsidencia en el área profunda del mismo (zona al este del campo) parece estar asociada a la producción de CPIV (Sarychikhina *et al.*, 2015). Además, el análisis de los pozos 200-206 demuestran que la distribución del yacimiento profundo es bastante complejo y heterogéneo. Debido a esto, un estudio detallado y multidisciplinario del yacimiento Gamma es muy necesario para estimar la capacidad de producción del CGCP a un futuro relativamente cercano, así como para asesorar eficazmente las futuras zonas de perforación. Se considera que si dichos estudios inician en una fecha cercana, que la actual explotación del yacimiento Beta provee una ventana de tiempo suficientemente extensa como para realizar dichos estudios satisfactoriamente.

El segundo cuerpo magnético en la zona, interpretado por Quintanilla y Suárez-Vidal (1994), no se encuentra en la zona profunda de la cuenca, por lo que las características geológicas necesarias para la presencia de un yacimiento geotérmico natural de interés puede que no estén presentes en el área. Sin embargo, se considera que el análisis de la zona donde se estima que se encuentra dicho cuerpo y sus características pueden ser de gran interés en el futuro.

### **11.3 Modelo sintético (Perfil CGCP)**

Debido a las profundidades de interés y los bajos valores de resistividad en la zona, una de las principales preocupaciones al inicio de este trabajo fue que la mayoría de las variaciones pudiesen estar concentradas en el rango de 1-10 segundos, es decir, en la banda de baja energía de la fuente MT, al igual que en Peacock *et al.* (2013). Los resultados de la simulación sugieren que esta limitación parece no ocurrir en el CGCP, lo cual es una noticia favorable para el monitoreo MT en el área.

A pesar de detectarse claramente una serie de diferencias en resistividad aparente y fase en varias estaciones, el modelo 2D obtenido con la metodología de inversión presentada en este trabajo no reprodujo de forma satisfactoria la variación en resistividad simulada. Una posible explicación puede darse observando que los cambios en resistividad, aunque significativos, no son muy amplios. Además, dichos cambios fueron significativos en sólo 6 de las 19 estaciones simuladas, por lo que el modelo inicial presentaba ya desde el inicio un buen ajuste con respecto a los datos en la mayoría de las estaciones. Opciones para lidiar con este tipo de situaciones sera explorada en un futuro.

#### **11.4 Cambios temporales en el el area del valle de Mexicali**

La evidencia de cambios temporales en la propiedades físicas del yacimiento han sido reportadas desde los primeros años de la explotación. Camacho-Hernández (2009) señala que se ha observado una evolución en las condiciones termodinámicas del yacimiento (temperatura, presión y entalpía) debido a la explotación, encontrando mejores condiciones en estratos más someros que los previamente considerados.

En el caso estudiado del perfil Sur, el resultado notable es el descenso en resistividad después del sismo. Dicho cambio puede ser explicado de la siguiente forma: El sismo  $M_w=7.2$  del 2010 y sus múltiples réplicas generaron una serie de fracturamientos en los sedimentos de la cuenca Cerro Prieto. Debido a que dichos sedimentos están saturados de fluidos, el fracturamiento generó nuevas vías de desplazamiento de fluidos. En el caso particular del perfil Sur, los cambios ocurrieron precisamente entre los sitios LM04 a LM10 debido a que es la zona más profunda de la cuenca en la dirección del perfil (figura 76) y que se sitúa justo arriba de la fuente de calor del yacimiento. La evidencia sugiere que el fracturamiento en los sedimentos generó un incremento en la permeabilidad de los mismos, permitiendo el ascenso de fluidos termales del yacimiento Gamma a la zona superior, mezclándose con los fluidos de la unidad litológica A. La diferencia entre valores de resistividad entre los fluidos de la cuenca del río Colorado y los del yacimiento es muy marcada, por que este efecto fue fácilmente detectable.

#### **11.4 Detección de variaciones temporales en la red de monitoreo electromagnético del Valle de Mexicali**

La instalación de equipos de registro electromagnético dentro del campo no fue permitida hasta inicios de 2017. El equipo de reconocimiento ha reportado que las zonas óptimas para la instalación de equipos de monitoreo es extremadamente reducida debido a la alta actividad industrial en el área, por lo que el monitoreo electromagnético dentro de la zona productora está seriamente limitado.

Las características de los equipos de registro MTRC deben ser estudiadas y calibradas más a fondo, ya que no fue posible distinguir claramente la presencia de variaciones temporales asociadas a la estructura geo-eléctrica debido a características del equipo que no pudieron mantenerse totalmente bajo control, como el buen funcionamiento de los electrodos.

Sin embargo, la detección de posibles variaciones en los alrededores del campo pueden deberse a procesos naturales asociados al sistema geotérmico, tales como recarga de fluidos en la zona más profunda del yacimiento, por lo que continuar con el refinamiento de los equipos y el monitoreo es de gran importancia.

El presente trabajo puede considerarse como una primera etapa de desarrollo en el monitoreo a largo plazo del CGCP, la cual permitió el reconocimiento de toda la zona aledaña al campo, realizar un análisis de procesos asociados al campo que pueden ser monitoreados, así como mejorar el funcionamiento de los nuevos equipos.

El análisis de la distribución de probabilidad de los datos eléctricos muestra una distribución bimodal en los sitios CP02 y CP03, semanas antes de un sismo  $M=4.0$ , y su replica poco después de  $M=3.6$ , en la zona noroeste del campo. Debido a la complejidad de la fuente electromagnética natural, no se puede establecer una relación directa entre ambos fenómenos. Sin embargo, exploramos la hipótesis de una dudosa, aunque aún no descartable, relación entre ambos eventos. Svetov *et al.* (1997) señalan que existen dos tipos de fenómenos sismo-eléctricos: el primero es el cambio en las propiedades eléctricas de las rocas, generado por fracturamiento, deformación del espacio de poro y/o una redistribución forzada de los fluidos; el segundo fenómeno consiste en la generación de campos electromagnéticos como resultado de la transformación de la energía mecánica-eléctrica, donde efectos electro-cinéticos tienen un papel principal en la deformación elástica de rocas saturadas de agua. La presencia del segundo efecto sismo-eléctrico tal vez puede estar asociada a la distribución bimodal en los datos del campo eléctrico, pero ello es difícil de comprobar. Esto puede ser descartado o considerado con mayor seriedad hasta tener la presencia de otro evento sísmico con magnitud similar, por lo que continuar con el monitoreo electromagnético es de suma importancia.

## Capítulo 12. Conclusiones y recomendaciones

---

### 12.1 Conclusiones

El análisis de datos en la producción del campo geotérmico Cerro Prieto demuestra la ocurrencia de una evolución temporal del yacimiento asociada a la explotación del mismo, siendo efecto de ello el gran deterioro del yacimiento Alpha en CPI (Morales-Cárdenas y Rodríguez-Rodríguez, 2011), así como los cambios en las condiciones termodinámicas en el área de CPIII y CPIV, que han generado una evolución del yacimiento hacia estratos más someros (Camacho-Hernández, 2009). Por lo tanto, el desarrollo de un monitoreo del yacimiento es de gran valor para el futuro de la explotación del yacimiento geotérmico.

El presente trabajo analizó la viabilidad de utilizar al método magnetotelúrico como una herramienta de monitoreo de las propiedades eléctricas del subsuelo de un yacimiento geotérmico. Se analizó la viabilidad del monitoreo en modo continuo, con la instalación de una red electromagnética permanente en el Valle de Mexicali, así como el monitoreo en lapsos de tiempo, con la re-evaluación de datos registrados antes y después del sismo Mw 7.2 del 4 de Abril de 2010. Una simulación de los cambios del yacimiento dentro del campo fue también analizada.

Se desarrolló un protocolo para analizar las variaciones observadas en datos MT, el cual es aplicable a cualquiera de las modalidades de monitoreo MT mencionadas.

Se desarrolló un método de inversión de datos MT para estimar los cambios en la estructura geoelectrica y es una aplicación más práctica y eficiente de la relación descrita por Sholpo (2006, 2010). Este algoritmo busca actualizar un modelo inicial de resistividad al aproximar las respuestas de dicho modelo a las diferencias entre dos conjuntos de datos, por lo que el modelo inicial no es solo un punto de partida de la inversión, sino que tiene un rol importante durante todo el proceso del cálculo. Esto lo distingue del resto de los algoritmos clásicos de inversión, donde el rol del modelo inicial tiene una menor importancia. Este algoritmo ha sido desarrollado ya para casos 1D y 2D y ha sido probado con datos tanto sintéticos como reales.

Los resultados de la modalidad permanente de monitoreo demuestran la viabilidad técnica de instalar una red permanente, incluso en condiciones de terreno y ambientales como son las del Valle de Mexicali, siendo los principales problemas detectados el deterioro de electrodos y la inseguridad en la zona. El trabajo desarrollado durante más de 4 años permitió mejorar considerablemente las

características de los equipos MTRC, así como corregir problemas importantes del diseño original. A pesar de los esfuerzos realizados, no se pudo determinar con seguridad la presencia de variaciones asociadas a cambios en el yacimiento debido a la calidad en los datos.

La simulación de cambios en el yacimiento de CPI muestra poca sensibilidad para la estimación de los cambios en la estructura. Esto probablemente puede ser mejorado al reducir la distancia entre estaciones, pero los altos niveles de ruido asociado a la producción del campo sugieren que el monitoreo de variaciones por fenómenos naturales (sismos, entrada de aguas más frías al sistema, etc.) dentro del campo puede ser muy complicado. Sin embargo, los resultados favorables obtenidos en estudios de inyección de fluidos en otros campos sugieren que el monitoreo cerca de pozos de inyección u extracción pueden proporcionar mejores resultados.

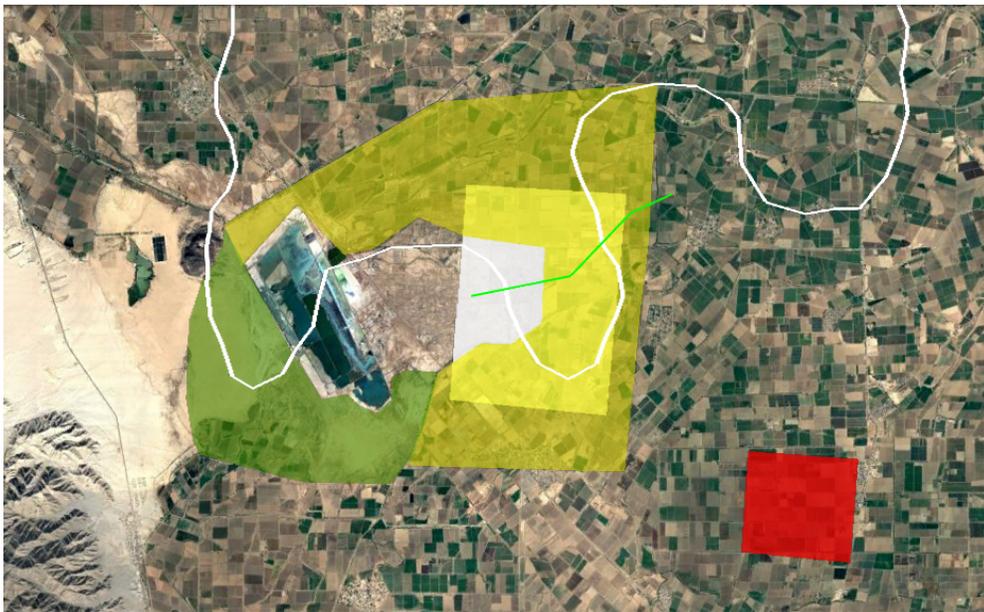
Los resultados obtenidos para los datos pre y post- sismo demuestran la presencia de una variación significativa en una zona del perfil Sur, la cual está asociada al yacimiento geotérmico y probablemente al ascenso de fluidos del yacimiento Gamma a la zona de sedimentos clásticos no consolidados por fracturamiento, el cual fue generado por la actividad sísmica. El modelo de Oliver-Ocaño (2017) sugiere que las condiciones del yacimiento han regresado a condiciones similares a las observadas antes del sismo. Estos resultados muestran la importancia de los resultados que el método y las herramientas desarrolladas en este trabajo pueden ofrecer en un futuro para el CGCP.

La integración de nuevos modelos geofísicos (Perez-Flores, 2015; Hernández Márquez *et al.*, 2017) y los resultados del perfil Sur demuestran que el método MT puede aportar información valiosa del yacimiento Gamma al Este del campo, así como de la fuente de calor del yacimiento. Se sugieren futuras áreas de monitoreo, así como la modalidad de monitoreo a aplicar en cada una de ellas.

Diversos estudios (Lippmann *et al.*, 2004; Aguililar-Dumas, 2010; Prol-Ledesma *et al.*, 2016) señalan que el yacimiento Gamma tendrá gran importancia en el futuro del CGCP, por lo cual es vital conocer las características de dicha zona con el mayor detalle posible. Además, existen indicios de que el yacimiento profundo puede estar siendo ya afectado por la explotación del campo (Glowacka, 2010), por lo cual su estudio y monitoreo es indispensable.

## 12.2 Recomendaciones

Debido a los resultados obtenidos, se recomienda realizar una variación a la red de monitoreo permanente actual y sustituirla por un modelo de monitoreo “híbrido”, es decir, una mezcla de estaciones permanentes y estaciones temporales, esto para optimizar los recursos del proyecto, así como garantizar la seguridad de las estaciones en campo. Como se ha podido determinar a través de este estudio, el uso de menos estaciones permanentes representaría una disminución de costos (número de baterías, vehículos, consumo de gasolina y tiempo en campo, etc.) así como un mejor aprovechamiento de los pocos espacios seguros disponibles en el Valle de Meixcali para la instalación de estaciones durante un periodo largo de tiempo.



**Figura 90.** Áreas recomendadas para instalación de sitios EM de monitoreo. El área verde se sugiere para instalación de estaciones permanentes, el área amarilla se recomienda para estaciones temporales. La línea blanca muestra el límite de la zona profunda de la cuenca de acuerdo a gravimetría (Hernández-Márquez *et al.*, 2017), el rectángulo en blanco muestra la posición de la fuente de calor modelada por Goldstein *et al.* (1985). El área en rojo muestra la zona sugerida de exploración para el segundo cuerpo intrusivo (Quintanilla y Suárez, 1994).

Se sugiere un registro continuo de datos MT en el Oeste y sur del CGCP, donde los equipos presentan menos riesgo de ser vandalizados, y donde se puede tener más información acerca de las nuevas zonas de recarga del yacimiento, así como aportar información de la evolución del yacimiento Gamma al sur del campo.

## Literatura citada

---

Abdelfettah, Y., Sailhac, P., Schill, E., Larnier, H. 2014. Preliminary magnetotelluric monitoring at Rittershofen, in 3<sup>rd</sup> European Geothermal Workshop, Karlsruhe, Germany.

Aguilar Dumas, A. 2010. Situación actual y alternativas de exploración y explotación en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 23 (2), 33-40 pp.

Aizawa, K., Yoshimura, R., Oshiman, N., Yamazaki, K., Uto, T., Ogawa, Y., Tank, S. B., Kanda, W., Sakanaka, S., Furukawa, Y., Hashimoto, T., Uyeshima, M., Ogawa, T., Shiozaki, I., Hurst, a. W. 2005. Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 343-355.

Aizawa, K., Kanda, W., Ogawa, Y., Iguchi, M., Yokoo, A., Yakiwara, H., Sugano, T. 2011. Temporal changes in electrical resistivity at Sakurajima volcano from continuous magnetotelluric observations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199, 165-175.

Aizawa, K., Koyama, T., Uyeshima, M., Hase H., Hashimoto, T., Kanda, W. Yoshimura, R., Utsugi, M., Ogawa, Y., Yamazaki, K. 2013. Magnetotelluric and temperature monitoring after the 2011 sub-Plinian eruptions of Shinmoe-dake volcano. *Earth Planets Space*, 65, 539-550.

Aizawa, K., Yokoo, A., Kanda, W., Ogawa, Y., 2010. Iguchi M. Magnetotelluric pulses generated by volcanic lightning at Sakurajima volcano, Japan. *Geophysical research letters*, 37, L17301.

Antonio Carpio, R. 2009. Análisis de la transformación serie-paralelo y desarrollo de nuevos procesos para la interpretación de datos magnetotelúricos. Tesis doctoral. CICESE Ensenada, B. C. 148 pp.

Antunez, E.U., Menzies, A.J., & Sanyal, S.K. 1991. Simulating a challenging water dominated geothermal system: The Cerro Prieto Field, Baja California, Mexico. *Proceedings, Sixteenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford, California, 183-191 pp.

Araya Vargas, J., Ritter, O. 2016. Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 204, 606-630 pp.

Arellano, V. M., Barragán, R. M., Aragón, A., Rodríguez, M. H., Pérez, A. 2011. The Cerro Prieto IV (Mexico) geothermal reservoir: Pre-exploitation thermodynamic conditions and main processes related to exploitation (2000-2005). *Geothermics*, 40, 190-198 pp.

Backus, G. E., Gilbert, F. Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophysical Journal of the Royal Astronomic Society*, 13, 247-276.

Balasco, M., Lapenna, V., Romano, G., Siniscalchi, A., Telesca, L. 2008. A new magnetotelluric network operating in Agri Valley (Southern Italy): study of stability of apparent resistivities. *Annals of geophysics*. 51, 265-273.

Beblo, M., Liebig, V. 1990. Magnetotelluric measurements in Antarctica. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 60, 89-99.

Berdichevsky, M. N., 1960. Theoretical basis of magnetotelluric profiling. *Prikladnaya geofizika*, 28, 27-42 pp.

Berdichevsky, M. N., 1963. Linear relationship in the magnetotelluric field. *Prikladnaya geofizika*, 38, 74-91 pp.

Bertani, R. 2015. Geothermal power generation in the world 2010-2014, update report. Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia. 19 pp.

Booker, J., Burd, A. 2006 Second Generation Pb-PbCl<sub>2</sub> Electrodes for Geophysical Applications (Revisited). Poster. 18th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. El Vendrell, España.

Butler, S.J., Sanyal, S.K., Henneberger, R.C., Klein, C.W., et al. 2000. Numerical Modeling of the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. Proceedings, World Geothermal Congress, Kyushu—Tohoku, Japón, 2545-2550 pp.

Caldwell, T. G., Bibby, H. M., Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158, 457-469.

Camacho Hernández, J. M., 2009. Zonas de alteración hidrotermal y condiciones actuales | yacimiento: un enfoque para determinar zonas productoras al oriente del Campo Geotérmico Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 22 (2), 35-44 pp.

Castro, R. R., Acosta, J. G., Wong, V. M., Pérez-Verti, A., Mendoza, a., Inzunza, L. 2011. Location of aftershocks of the 4 April 2010  $M_w$  7.2 El Mayor-Cucapah earthquake of Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6), 3072-3080.

Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method. *Geophysics*, 8, 605-635.

Cantwell, T. 1960. Detection and analysis of low-frequency magnetotelluric signals. Tesis de Doctorado, Massachusetts Institute of Technology, 170 pp.

CFE (Comisión Federal de Electricidad). 2012. Perforación de 30 pozos en el campo geotérmico de Cerro Prieto, B. C. 86 pp.

Chave, A.D., Thomson, D.J. & Ander, M.E., 1987. On the robust estimation of power spectra, coherences and transfer functions, *Journal of Geophysical Research*, 92B, 633-648.

Chave. A. D., Thomson, D. J. 1989. Some comments on magnetotelluric response function estimation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B10), 14215-14225 pp.

Chave. A. D., Thomson, D. J. 2004. A bounded influence regression estimator based on the statistics of the hat matrix. *Applied Statistics*, 52 (3), 307-322 pp.

Chave, A. D., Jones, A. (editors). 2012. *The magnetotelluric method theory and practice*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.

Constable, S. C., Parker, R. L., Constable, C. G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52 (3), 289-300 pp.

Cortes-Arroyo, O., 2011. Perfil magnetotelúrico a través de una zona de deformación activa en el Norte de Baja California. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 177 pp.

Cortés Arroyo, O. J., Romo Jones, J. M., Gómex-Treviño, E., Brassea-Ochoa, J., Esparza Hernández, F., Flores Luna, C. 2015. Continuous electromagnetic monitoring in the Mexicali Rift, Mexico. Poster, Proceedings, World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia.

DeGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990 Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55 (12). 1613-1624.

Didana, Y. L., Thiel S., Heinson, G. 2015. Magnetotelluric characterization of the Habanero Geothermal EGS project: Initial results of fluid injection monitoring. Proceedings World Geothermal Congress 2015, 1-4.

Didana, Y., L., Heinson, G., Thiel, S., Krieger, L. 2017. Magnetotelluric monitoring of permeability enhancement at enhanced geothermal system project. *Geothermics*, 66, 23-38 p.

Egbert, G. D., Booker, J. R. 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer function. *Geophysical Journal International*, 87 (1), 173-194 pp.

Egbert, G. D. 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130, 475-496 pp.

Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E., Schiffman, P., 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. *Geothermics*, 13, 27-47.

Espinoza-Cardena, J. M., Campos-Enriquez, J. O. 2008. Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 601-609 pp.

Fabriol, H, Munguía, L. 1997. Seismic activity at the Cerro Prieto area (Mexico) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation. *Geophysical research letters*, 24 (14), 1807-1810 pp.

Ferguson, I. J. 2012. Instrumentation and field procedures. En Chave, A. D., Jones, A. (editores). *The magnetotelluric method theory and practice*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.

Filloux, J. H. 1973. Techniques and instrumentation for study of natural electromagnetic induction at sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7, 323, 338.

Fletcher, J. M., Terán, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., Spelz, R. M., Akciz, S. O., Masana, E., Faneros, G., Fielding, E. J., Leprince, S., Morelan, A., Stock, J., Lynch, d. K., Elliot, A. J., Gold, P., Liu-Zeng, J., González-Ortega, A., Hinojosa-Corona, A., González-García, J. 2014. Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor-Cucapah (Mexico)  $M_w$  7.2 earthquake. *Geosphere*, 10 (4), 797-827 pp.

Fletcher, J. M. y Spelz, R. M. 2009. Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge? *Geosphere*. 5(4): 385-407 pp.

Flores Armenta, M., Ramírez Montes, M. 2015. El futuro desarrollo geotérmico de la CFE como nueva empresa productiva. Presentación, Seminario Internacional "La Geotermia en México y en el mundo", Morelia, Michoacán.

Fonseca López, H. L., Razo Montiel, A. 1979. Estudios gravimétricos, magnetométricos y de sismica de reflexión en el campo geotérmico de Cerro Prieto. *Actas, First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. United states Department of Energy, division of geothermal energy, y Comisión Federal de Electricidad.* 303-328 pp.

Gamble, T. D., Goubau, W. M., Clarke, J. 1979. Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 44 (1), 53-68 pp.

Gamble, T. D., Goubau, W. M., Goldstein, 1979. Referenced magnetotelluric at Cerro Prieto. *First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. United states Department of Energy, division of geothermal energy, y Comisión Federal de Electricidad.* 215-226 pp.

Gastil, G. R., Phillips, R. P., Allison, E. C. 1975. *Reconnaissance Geology of the state of Baja California.* The Geological Society of America. Inc. Mem. 140. Primera edición> Boulder, Colorado. 170 pp.

Glowacka. E. , Sarychikhina, O., Suárez F., Nava, F. A., Mellors R. 2010. Anthropogenic subsidence in the Mexicali Valley Baja California, Mexico, and slip on the Saltillo fault. *Environmental Earth Sciences*, 59 (7),1515-1524 pp.

Goldstein, N. E., Sasaki, Y., Wilt, M. J. 1985a. Two dimensional inversion of resistivity monitoring data from the Cerro Prieto geothermal field, in *International Symposium on Geothermal Energy*, Kailua Kona, Hawaii, U.S.A., 26 august-30 August .

Goldstein, N., Wilt, M., J., Corrigan, D. J. 1985b. Analysis of the Nuevo Leon anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrothermal system. *Geothermics*, 13 (1/2). 3-11.

Gómez Treviño, E. 1987. Should the electric line be straight in magnetotelluric surveys? *Geophysical Prospecting*, 35, 920-923 pp.

Gómez-Treviño, E., Romo, J. M., Esparza, F. J. 2014. Quadratic solution for the 2-D magnetotelluric impedance tensor by 3-D electro-galvanic effects. *Geophysical Journal International*, 198, 1795-1804.

Goubau, W. M., Goldstein N. E., Clarke, J. 1981. Magnetotelluric studies at the Cerro Prieto Geothermal field. *Third Symposium of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*. 357-371 pp.

Grannell, R. B., Kroll, R. C., Wyman, R. M., Aronstam, P. S. 1981. Precision gravity studies at Cerro Prieto - a progress report. *Proceeding actas, Third symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico*. 329-336.

Groom, R. W., Bailey, R. 1989. Decomposition of Magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B2), 1913-1925.

Groom, R. W., Bailey, R. C. 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics*, 56 (4), 496-518 pp.

Gutierrez-Puente, H., Rodríguez, M. H. 2000. 28 years of production at Cerro Prieto geothermal field. *Proceedings, World Geothermal Congress. Kyushu-Tohoku, Japón*, 855-859 pp.

Halfman, S. E., Mañón, A., Lippmann, M., J. 1986. Update of the hydrogeologic model of the Cerro Prieto field based on recent well data. *Geothermal Resources Council, Transactions*, 10. 369-375.

Hauksson, E. Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J. A. 2011. The 2010  $M_w$  7.2 El Mayor-Cucapah earthquake sequence, Baja California, Mexico and the southernmost California, USA: Active seismotectonics along the Mexican Pacific margin. *Pure and Applied Geophysics*, 168 (2011) ,1255-1277.

Hernández Marquez, J. O., Pérez Flores, M. A., Zavala Ibarra, I. 2017. Interpretación tridimensional de datos gravimétricos en la zona de Laguna Salada - Sierra de Cucaupáh - Valle de Mexicali, B. C. Póster, Reunión Anual UGM 2017, Puerto Vallarta, Jalisco, México.

Huber, P. J. 1981. Robust estimation of a location parameter. John Wiley & Sons Inc. Nueva York, Estados Unidos. 301 pp.

Jiracek, G. R. 1990. Near surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11 (2), 163-203.

Jiracek, G. R.; Feucht, D. W.; Brown, D.; Castro, B.; Chang, J.; Goff, D.; Hardwick, C.; Hollingshaus, B.; Bowles-martinez, E.; Nakai, J.; Wilson, C.; Bertrand, E. A.; Bennie, S.; Caldwell, G.; Hill, G. J.; Wallin, E.; Bedrosian, P. A.; Hasterok, D. P.; Pellerin, L. 2012. Magnetotelluric phase tensor applications to geothermal assessment in New Zealand and New Mexico. Poster, American Geophysical Union Fall Meeting 2012.

Jones, A. G., García, X. 2003. Okak Bay MT data-set case study: Lessons in dimensionality and scale. *Geophysics*, 68 (1), 70-91 pp.

Jones, A. G. 2012. Distortio of magnetotelluric data: its identification and removal. En Chave, A.D., Jones, A. (editores). *The magnetotelluric method theory and practice*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.

Kappler, K. N., Morrison, H. F., Egbert, G. D. 2010. Long-term monitoring of ULF electromagnetic fields at Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research*, 115 (B04406), 1-27.

Kelbert, A. Meqbel, N., Egbert G. D., Tandon, K. 2014. ModEM: A modular system for inversio of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66, 40-53 pp.

Ledo, J. Queralt, P., Martí, A., Jones, A. G. 2002. Two dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolution. *Geophysical Journal International*, 150 (1), 127, 139 pp.

Ledo, J. 2005. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics*, 26 (5), 511-543 pp.

Lira-Herrera, H., 2005, Actualización del modelo geológico conceptual de yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, B.C.: *Geotermia*, 18, 37–46 pp.

Lippmann, M. J., Truesdell, A. H., Halfman-Dooley, S. E., Mañón A. 1991. A review of the hydrogeologic-chemical model for Cerro Prieto. *Geothermics*, 20 (1), 39-52 pp.

Lippmann, M. J., Truesdell, A. H., Rodríguez, M. H., Pérez, A. 2004. Response of Cerro Prieto II and III (Mexico) to exploitation. *Geothermics*, 33, 229-256.

Lu, K., Macnae, J. 1998. The international campaign of intercomparison between electrodes for geoelectrical measurements. *Exploration Geophysics*, 29, 484-488 pp.

Lyons, D. J., van de Kamp, P. C. 1981. Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto Geothermal field. Mexican-american cooperative Program at the Cerro Prieto geothermal field. United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy, y Comisión Federal de Electricidad. 95 pp.

Mares Agüero, M. A. 2017. Estructura del subsuelo entre el borde sureste de la Sierra Cucapah y la Falla Cerro Prieto, noreste de Baja California, a partir de sísmica de reflexión. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 62 pp.

Meju, M. 2001. *Geophysical data analysis: Understanding inverse problem theory and Practice*. Society of Exploration Geophysicist, Tulsa, Oklahoma, 296 pp.

Moskowitz, B., Norton, D. 1977. A preliminary analysis of intrinsic fluid and rock resistivity in active hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, 82, 5787-5795.

Muñiz, Y. , Gómez-Treviño, E., Esparza, F. J., Cuellar, M. 2017. Stable two-dimensional magnetotelluric strikes and impedances via the phase tensor and the quadratic equation. *Geophysics*. doi: 10.1190/geo2015-0700.1.

Muñoz, G. 2014. Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics* (35), 101-122.

Narod, B. B., Bennett, J. R. 1990. Ring-core fluxgate magnetometers for use as observatory variometers. *Physics of the Earth and Planet Interiors*, 59, 23-28.

Oliver Ocaño, F. M. 2004. Correlación entre conductividad eléctrica y actividad sísmica en la Falla San Miguel, Ensenada, B. C., Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada, B. C., 102 pp.

Oliver Ocaño, F. M., Romo Jones, J. M., Gallardo Delgado, A., Pérez Flores, M. A. 2017. Modelos de resistividad obtenidos a partir de datos magnetotélúricos en el Valle de Mexicali, B. C. Resúmenes del congreso de la Asociación Geotérmica Mexicana 2017. Morelia, México.

Oskin, M. E., Arrowsmith, J. R., Hinojosa-Corona, A., Elliot, A. J., Fletcher, J. M., Fielding. E. J., Gold, P. O., González-García, J. J., Hudnut, K. W., Liu-Zeng, J., Teran, O. J. 2012. Near-Field deformation from the El Mayor-Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*, 335, 702-705.

Peacock, J. R., Thiel, S., Heinson, G. S., Reid, P. 2013. Time-lapse magnetotelluric monitoring of an enhanced geothermal system. *Geophysics*, 78 (3), B121-B130.

Pelayo, A., Razo L, A., Gutiérrez N. L. C. A., Arellano, G. F., Espinoza, J. M., and Quijano, J. L., 1991, Main geothermal fields of México: Cerro Prieto geothermal field, Baja California: Geological Society of America, *The Geology of North America*, P-3, 23–58 pp.

Pellerin, L., Johnston, J. M., Hohmann, G. W. 1996. A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, 61 (1). 121-130.

Pérez Flores, M. A. 2015. Resistivity Image of the San Andreas Fault system around the Cerro Prieto Geothermal area (Mexico). *Proceedings, World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, 4 pp.

Perrier, F. E., Petiau, G., Clerc, G., Bogorodovsky, V., Erkul, E., Jouniaux, L., Lesmes, D., Macnae, J., Meunier, J. M., Morgan, D., Nascimento, D., Oettinger, G., Schwarz, G., Toh H., Valiant, M. J., Vozzoff K., Yazici-Çakin, O. 1997. A one year systematic study of electrodes for long period measurements of the electric field in geophysical environments. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 49, 1677-1696 pp.

Petiau, G., Dupis, A. 1980. Noise, temperature coefficient, and long-time stability of electrodes for telluric observations. *Geophysical Prospecting*, 28, 792-804 pp.

Petiau, G. 2000. Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 357-382 pp.

Portugal, E., Izquierdo, G., Barragán, R. M., de León, J. 2005. Reservoir processes inferred by geochemical stable isotopes and gad equilibrium data in Cerro Prieto, B. C., Mexico. *Proceedings, World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*. 1-6 pp.

Prol Ledesma, R. M., Arango Galván, C., Torres Vera, M. A. 2016. Rigorous analysis of available data from Cerro Prieto and Las Tres Vírgenes Geothermal fields with calculations for expanded electricity generation. *Natural Resources Research*, 25 (4), 445- 458 pp.

Puente, I., de la Peña, A. 1979. *Geología del Campo Geotérmico Cerro Prieto*. Actas, First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy, y Comisión Federal de Electricidad. 456 pp.

Pujol, J. 2007. The solution of non-linear inverse problems and the Levenberg-Marquardt method. *Geophysics*, 72 (4), W1-W16.

Quintanilla, a. L., Suárez, F. 1994. Fuente de calor en el campo geotérmico de Cerro Prieto y su relación con la anomaly magnética Nuevo León, México. *Geofísica Internacional*, 33 (4), 575-584 pp.

Razo, A., Arellano, F., Fonseca, H. 1979. Estudios de resistividad realizados por CFE en Cerro Prieto. First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. United states Department of Energy, division of geothermal energy, y Comisión Federal de Electricidad, 167-178 pp.

Rees, N., Carter, S., Heinson, G., Krieger, L., Conway, D., Boren, G., Matthews, C. 2016. Magnetotelluric monitoring of coal-seam gas and shale-gas resource development in Australia. *The Leading Edge*, 35 (1), 60-70.

Rodi, W. L., Mackie, R. L. The inverse problem. En Chave, A.D., Jones, A. (editores). *The magnetotelluric method theory and practice*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.

Rodi, W., Mackie, R. L. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, 174-187.

Rodríguez, M. H., Gutiérrez-Puente H., de León. J. 2000. Update fluid flow model for the CP1 area of the Cerro Prieto Geothermal field. *Proceedings, Twenty-fifth workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford, California, 10 pp.

Rodríguez Rodríguez, M. H., Corona Ruíz, M., Morales Cárdenas, R. 2011. Evolución termodinámica del yacimiento de Cerro Prieto y su efecto en la producción de vapor. *Geotermia*, 28 (1), 9-20 pp.

Romano, G., Balasco, M., Lapenna, V., Siniscalchi, A., Telesca, L., Tripaldi, S. 2014. On the sensitivity of long-term magnetotelluric monitoring in Southern Italy and source-dependent robust single station transfer function variability. *Geophysical Journal International*. 206, 1-17.

Romo Jones, J. M., Flores Luna, C. F., Vega Aguilar, R. M., Vázquez González, R., Pérez Flores, M. A., Gómez Treviño, E., Esparza Hernández, F. J., Quijano, J. E., & Garcia Hernandez, V. H. 1997. A closely-spaced magnetotelluric study of the Ahuachapán-Chipilapa geothermal field, El Salvador. *Geothermics*, 26(5/6), 627-656.

Romo Jones, J. M., Gómez Treviño, E., Esparza Hernández, F. J. 2005. Series and Parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 63-83 pp.

Romo-Jones, J. M., Gutiérrez-Negrín, L. C., Flores-Armenta, M., del Valle J. L., García A. 2017. 2016 Mexico country report. IEA-Geothermal Mexico country report 2016, 10 pp.

Rosas-Carbajal, M., Linde, N., Peacock, J. R., Zyserman, F. I., Kalscheuer, T., Thiel, S. 2015. Probabilistic 3-D time-lapse inversion of magnetotelluric data: application to an enhanced geothermal system. *Geophysical Journal International* 203 (3), 1946-1960.

Sarychikhina, O., Glowacka, E. 2015. Spatio-temporal evolution of aseismic ground evolution in the Mexicali Valley (Baja California, Mexico), from 1993 to 2010, using differential SAR interferometry. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 372, 335-341 pp.

SENER (Secretaría de Energía). 2016. Inventario Nacional de Energías Renovables. <http://www.gob.mx/sener/articulos/inventario-nacional-de-energias-renovables>.

Sholpo, M. E., 2006. Monitoring of relative changes in electrical conductivity of rocks from observations of the magnetotelluric apparent resistivity (numerical modeling). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 42 (4),57-63.

Sholpo, M. E., 2010. Inversion of relative changes in magnetotelluric apparent resistivity into the relative changes in the resistivity of the elements of a geoelectric structure. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 46 (9), 780-787.

Simpson, F., Bahr, K. 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. 254 pp.

Sims, W. E., Bostick, F. X. Jr., Smith, H. W. 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36, 938-942.

Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., Uyeshima, M. 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150 , 3– 14 pp.

Smith, J. T., Booker, J. R. 1988. Magnetotelluric inversion for minimum structure. *Geophysics*, 53, 1565-1576 pp.

Spichak, V., Manzella, A. 2009. Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics* 68(4), 459-478.

Stock, J. M., Martín Barajas, A., Suárez Vidal, F, Miller, M., 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. En: Walawender, M. J., Hanan, B. (Eds.) Geological Excursions in Southern California and Mexico. The Geological Society of America. Guidebook, Boulder, Colorado. 44-67 pp.

Suarez-Vidal, F., Mendoza-Borunda R., Nafarrete Zamarripa, L. M., Ramírez, J., Glowacka, E. 2008. Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, Mexico, based on the regional seismic record and surface structures. *International Geology Review*. 50: 636-649 pp.

Svetov, B. S., Darinskij, S. D., Kuksa, Y.I., Odintsov, V. I. 1997. Magnetotelluric monitoring of geodynamic processes. *Annali di Geofisica*, 40, 435-443.

Swift, C. M. 1985. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. En Vozzoff, Keeva (Ed.). *Magnetotelluric methods*. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma. 2-3 pp.

Tikhonov, A. N., 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. *Doklady Akademii Nauk*, 73(2), 295-297.

Tichonov, A. N., Arsenin, V. Y. 1977. *Solution of Ill-posed problems*. V. H. Winston & Sons, Washington D. C., 258 pp.

Truesdell, A. H., Thompson J. M., Coplen, T. B., Nehring, N. L., Janik, C. J. 1981. The origin of the Cerro Prieto brine. *Geothermics*, 10 (3), 225-238 pp.

Truesdell, A. H., Nehring, N. L., Thompson J. M., Janik, C. J., Coplen, T. B. 1984. A review of progress in understanding the fluid geochemistry of the Cerro Prieto geothermal system. *Geothermics*, 13 (1), 65-74 pp.

Tumanski, S. 2007. Induction coil sensors – a review. *Measurement Science and Technology*, 18, R31-R46.

Vozzoff, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, 98-141 pp.

Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., Rijo, L. 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. *Geophysical Journal International*, 88 (1), 277-296 pp.

Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., Pellerin, L., Olsen, S. L., Hall, D. B. 2004. Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements. *Geophysical Journal International*, 157, 36-54.

Ward, S. H. 1983. Controlled source electromagnetic methods in geothermal exploration. Reporte USGS, pp. 46.

Weidelt, W., Chave, A., D. 2012. The magnetotelluric response function. En Chave, A.D., Jones, A. (editores). *The magnetotelluric method theory and practice*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.

Wilt, M. J., Goldstein, N. E. 1979. LBL resistivity studies at Cerro Prieto. First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. United States Department of Energy, division of geothermal energy, y Comisión Federal de Electricidad. 179-192 pp.

Wilt, M. J., Goldstein, N. E. 1981. Results of two years of resistivity monitoring at Cerro Prieto. Third Symposium of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. 372-383 pp.

World Energy Council. 2017. *World energy resources 2016*. 1028 pp. Londres.

Zelwer, R., Grannell, R. B. 1982. Correlation between precision gravity and subsidence measurements at Cerro Prieto. 4<sup>th</sup> Symposium on the Cerro Prieto Geothermal field. Guadalajara, Mexico. 7 pp.

## Anexos

### Anexo A: Estaciones de registro en la red de monitoreo RMEC-VMXL

#### A.1 Estación CP01

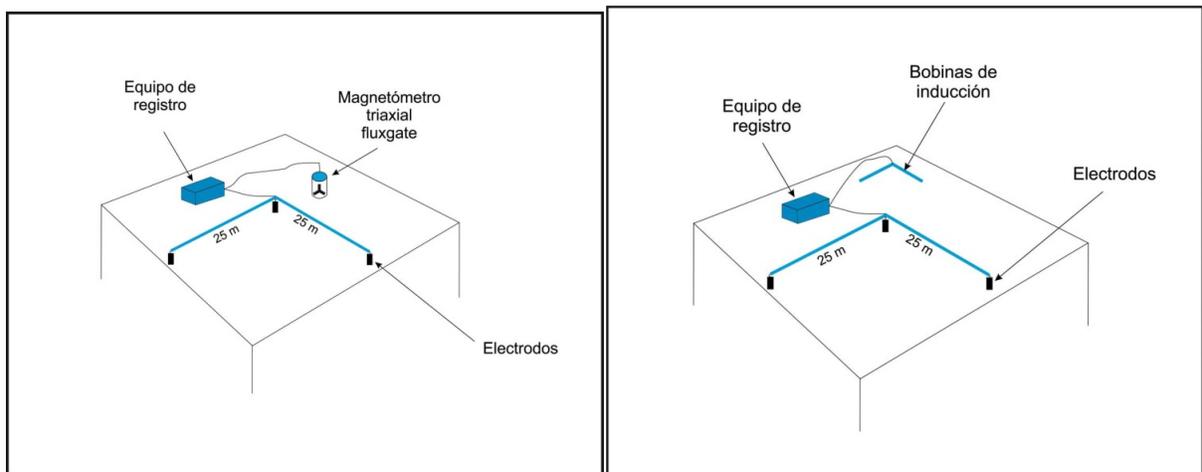


Figura A.1 Esquema de instalación para el sitio CP01.

## A.2 Estación CP02

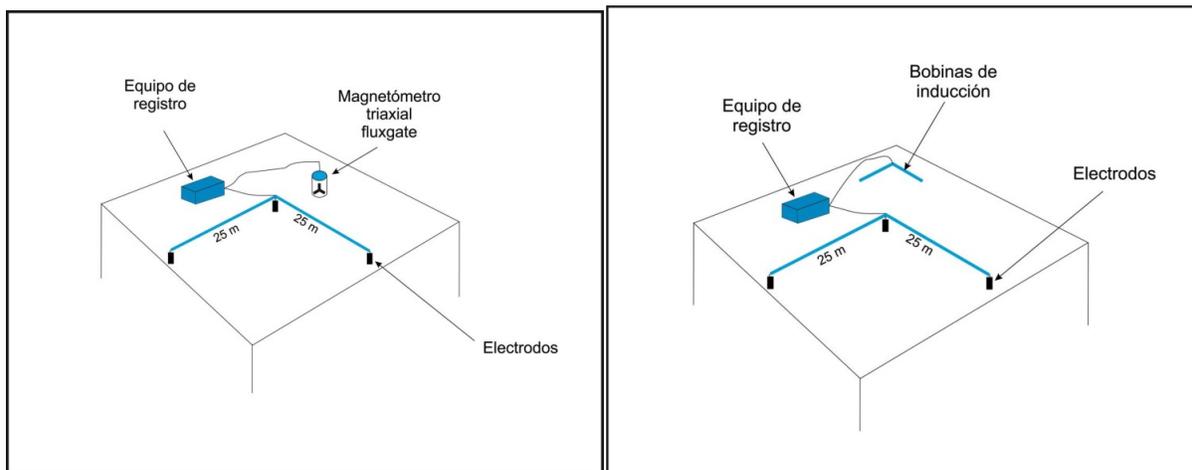


Figura A2. Esquema de instalación para el sitio CP02.

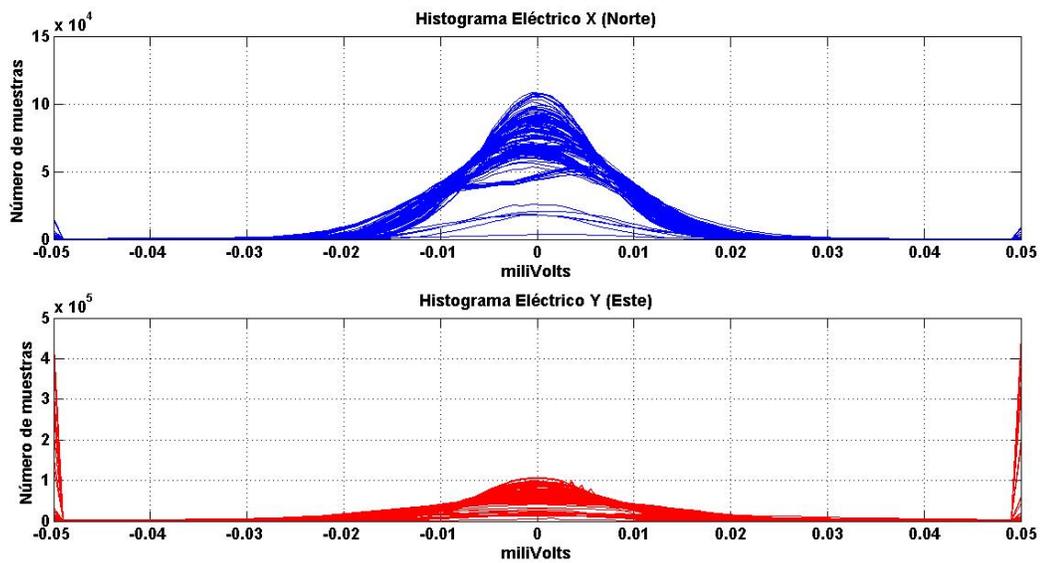


Figura A3. Histogramas de las componentes  $E_x$ ,  $E_y$  para el sitio CP02.

### A.3 Estación CP03

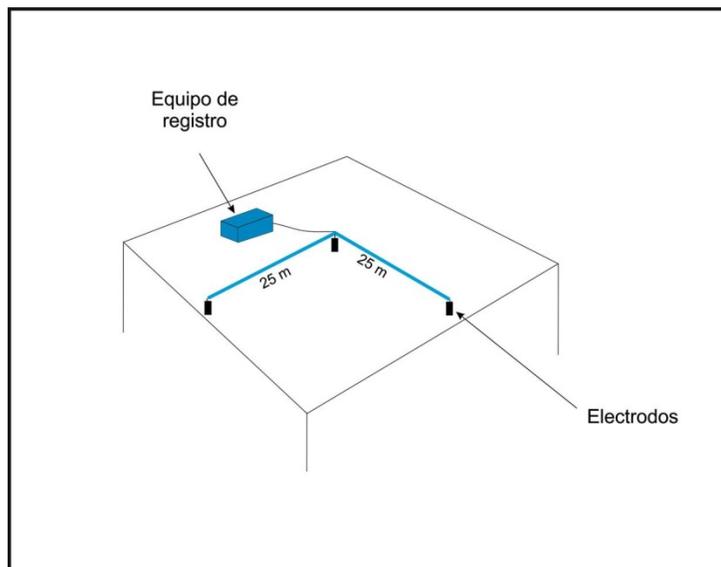


Figura A4. Esquema de instalación para el sitio CP03.

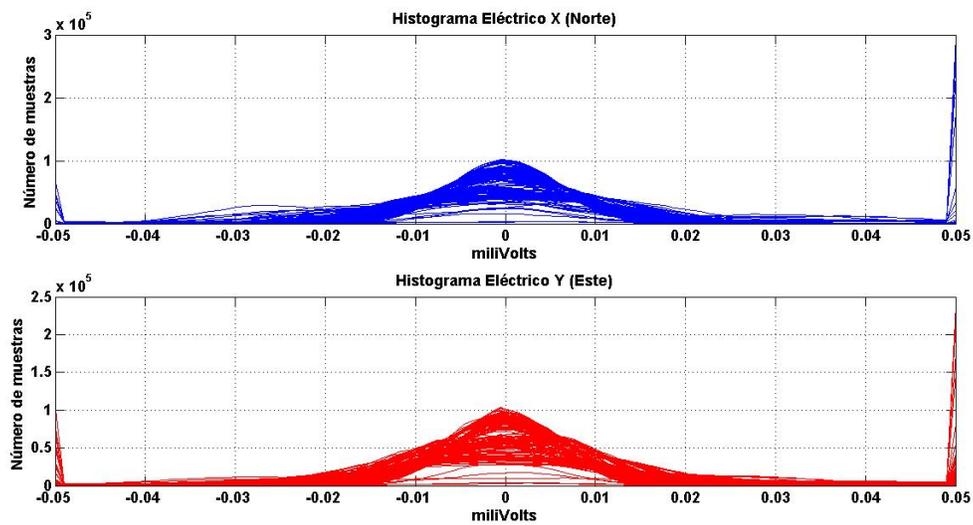


Figura A5. Histogramas de las componentes  $E_x$ ,  $E_y$  para el sitio CP02.

## A.4 Estación CP04

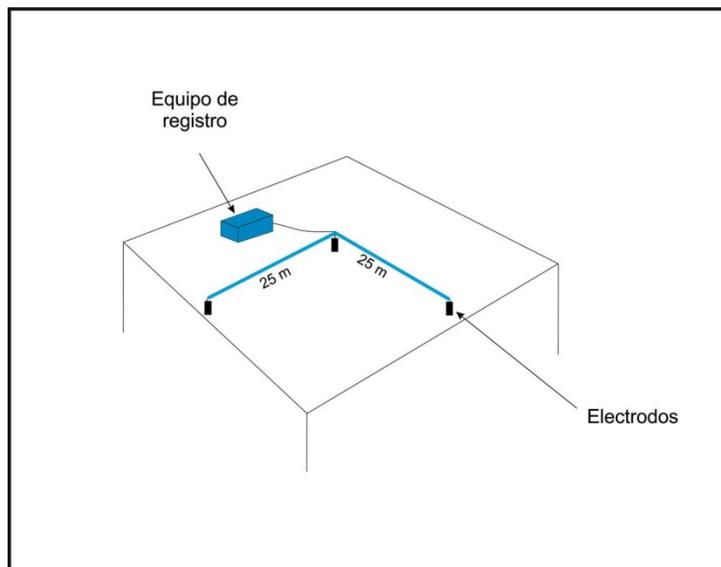


Figura A6. Esquema de instalación para el sitio CP03.

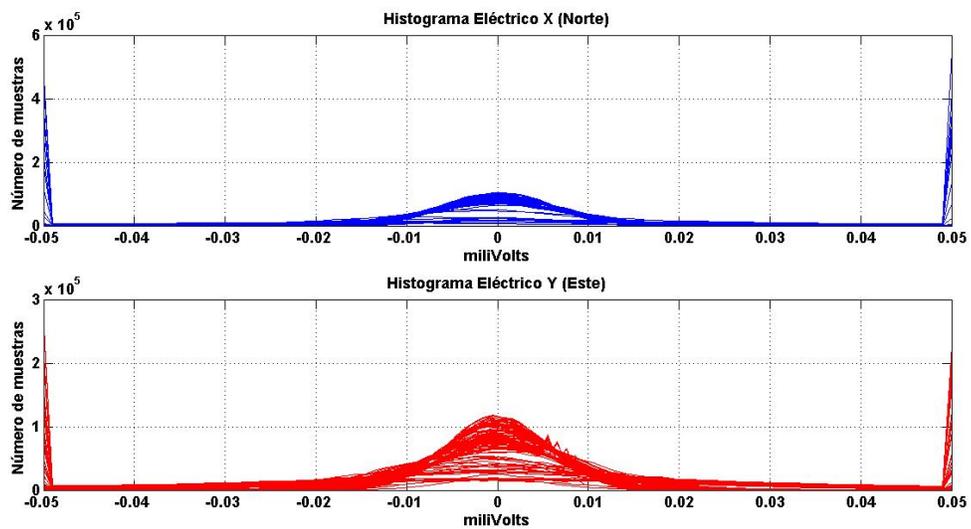


Figura A7. Histogramas de las componentes Ex, Ey para el sitio CP04.

## A.5 Estación CP05

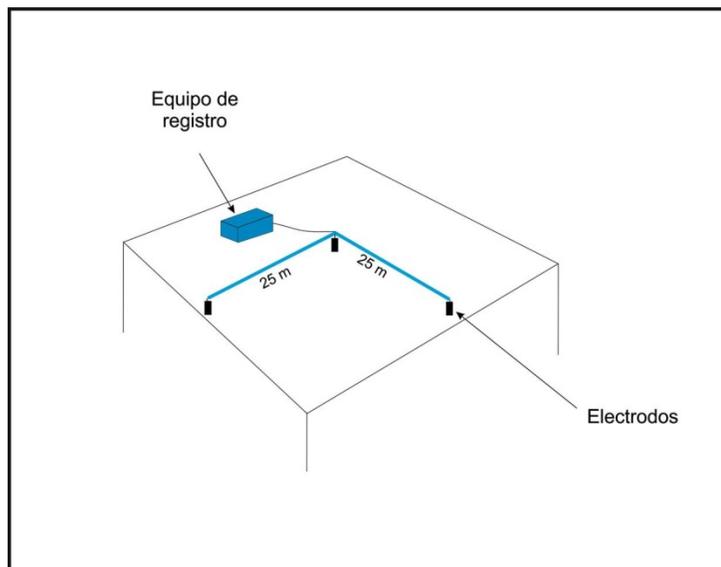
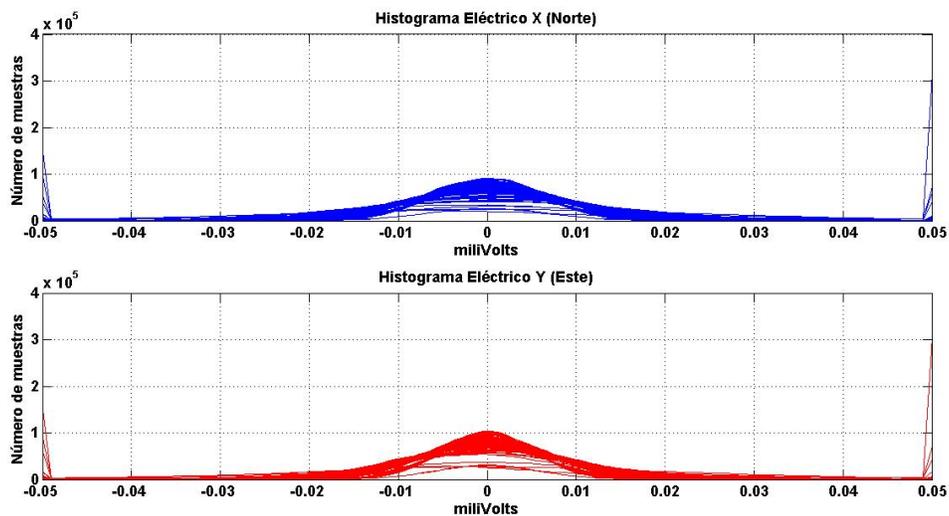


Figura A8. Esquema de instalación para el sitio CP03.



A.9 Histogramas de las componentes  $E_x$ ,  $E_y$  para el sitio CP05.

## A.6 Estación CP06

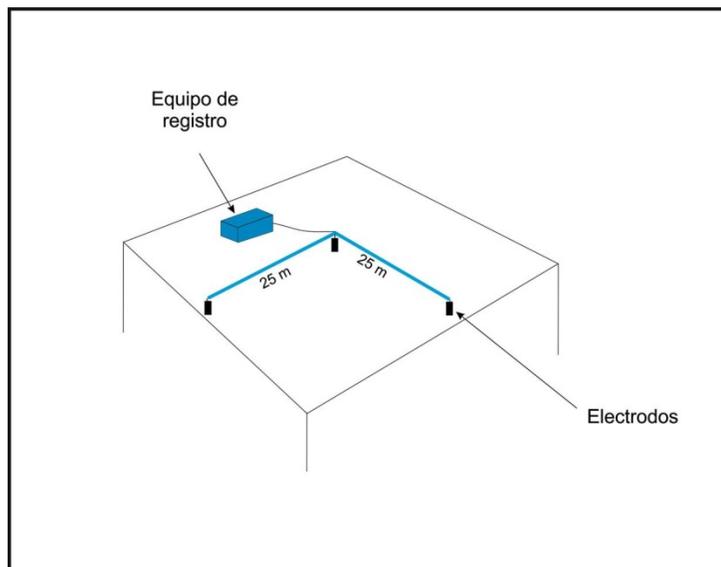


Figura A10. Esquema de instalación para el sitio CP06.

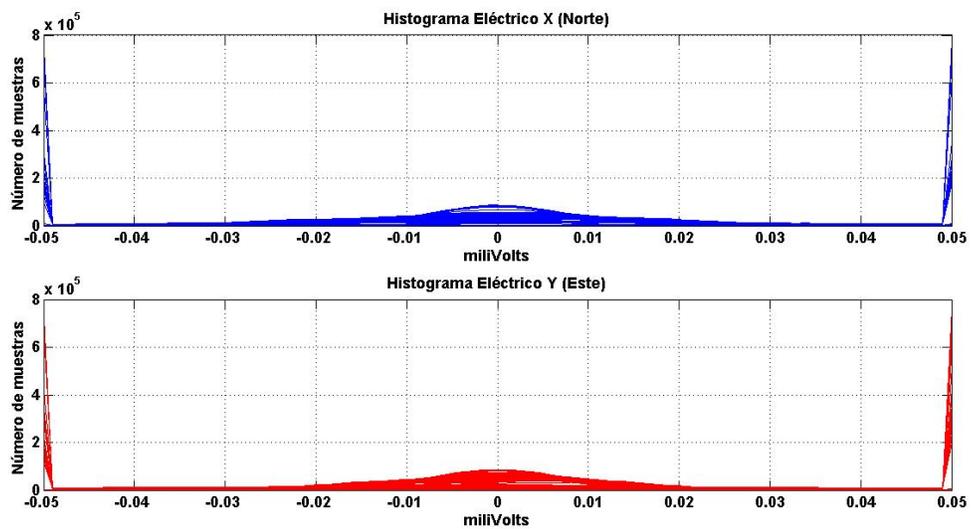


Figura A11. Histogramas de las componentes  $E_x$ ,  $E_y$  para el sitio CP06.

## A.6 Estación CP10

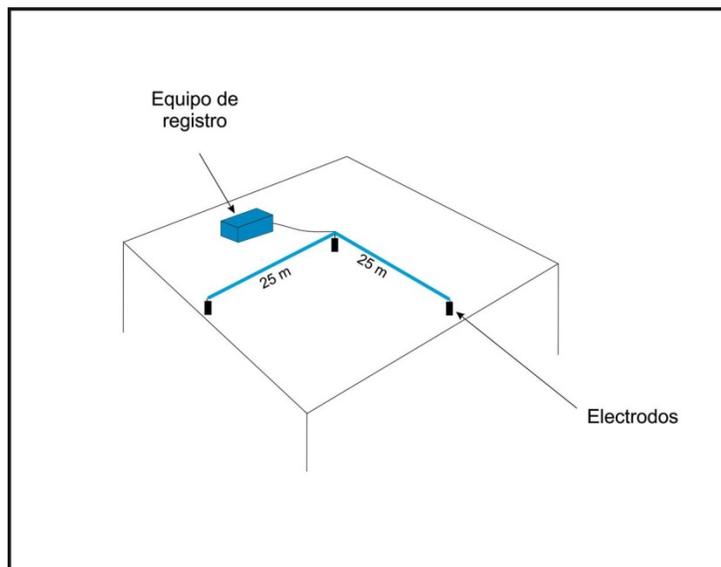


Figura A12. Esquema de instalación para el sitio CP10.

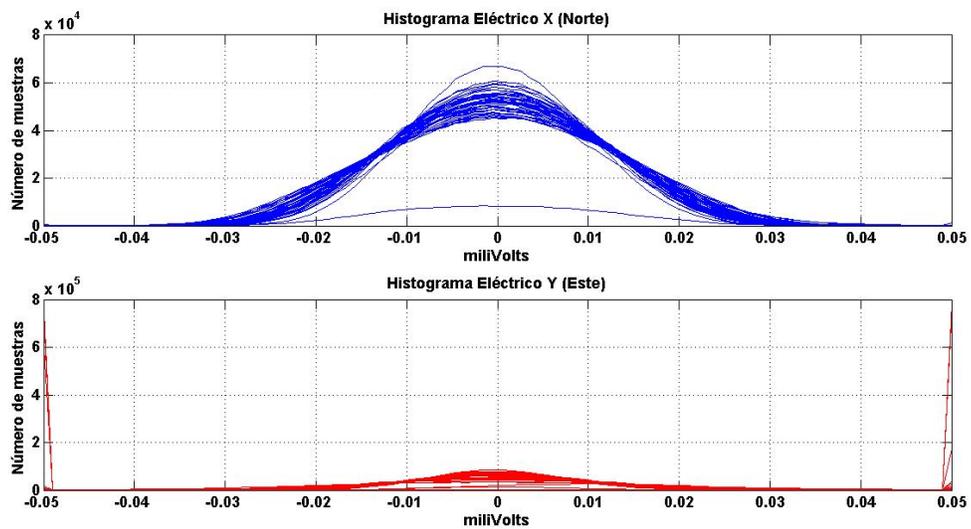


Figura A13. Histogramas de las componentes  $E_x$ ,  $E_y$  para el sitio CP10.

## A.7 Estación CP14

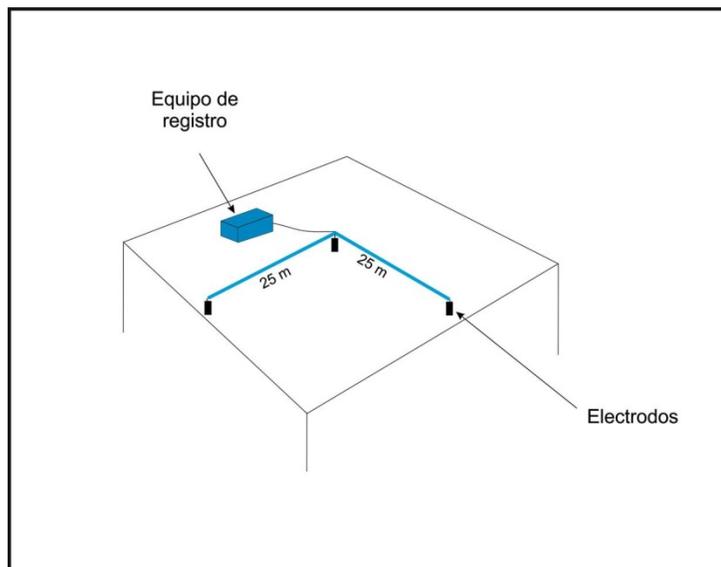


Figura A14. Esquema de instalación para el sitio CP14.

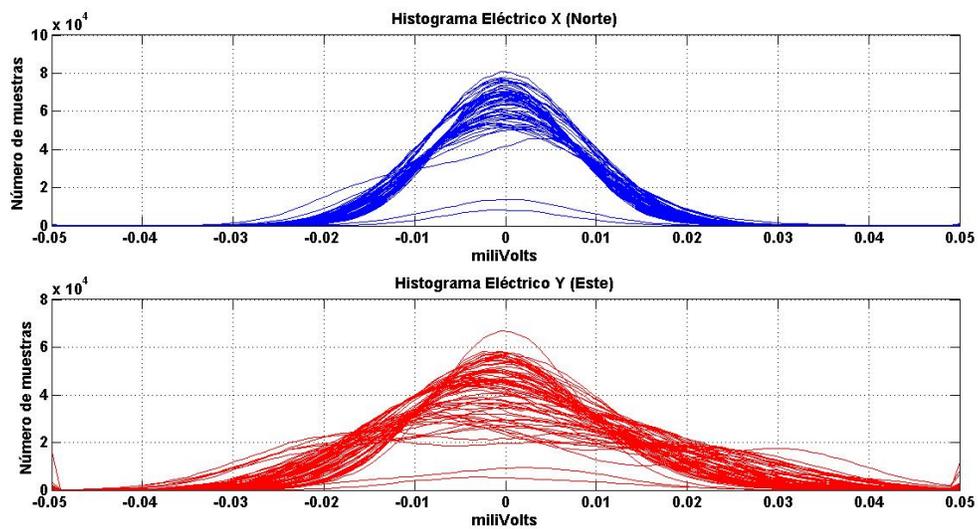


Figura A15. Histogramas de las componentes  $E_x$ ,  $E_y$  para el sitio CP14.

## Anexo B

### Respuestas del modelo sintético Cerro Prieto

#### B.1 Respuestas sin ruido aleatorio

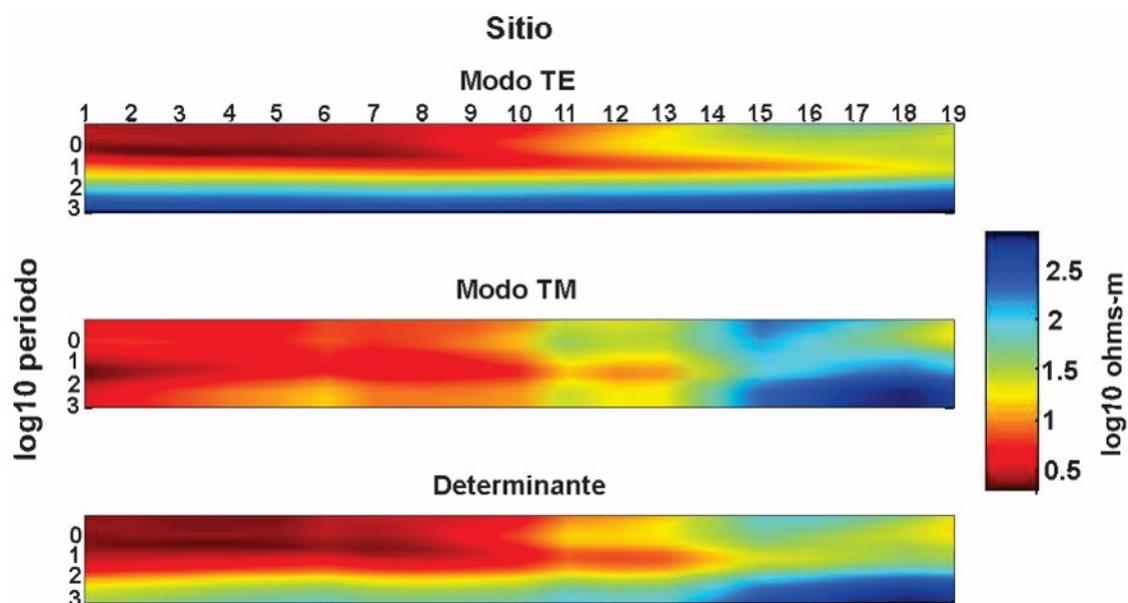


Figura B1. Resistividad aparente del modelo sintético Cerro Prieto, sin ruido aleatorio.

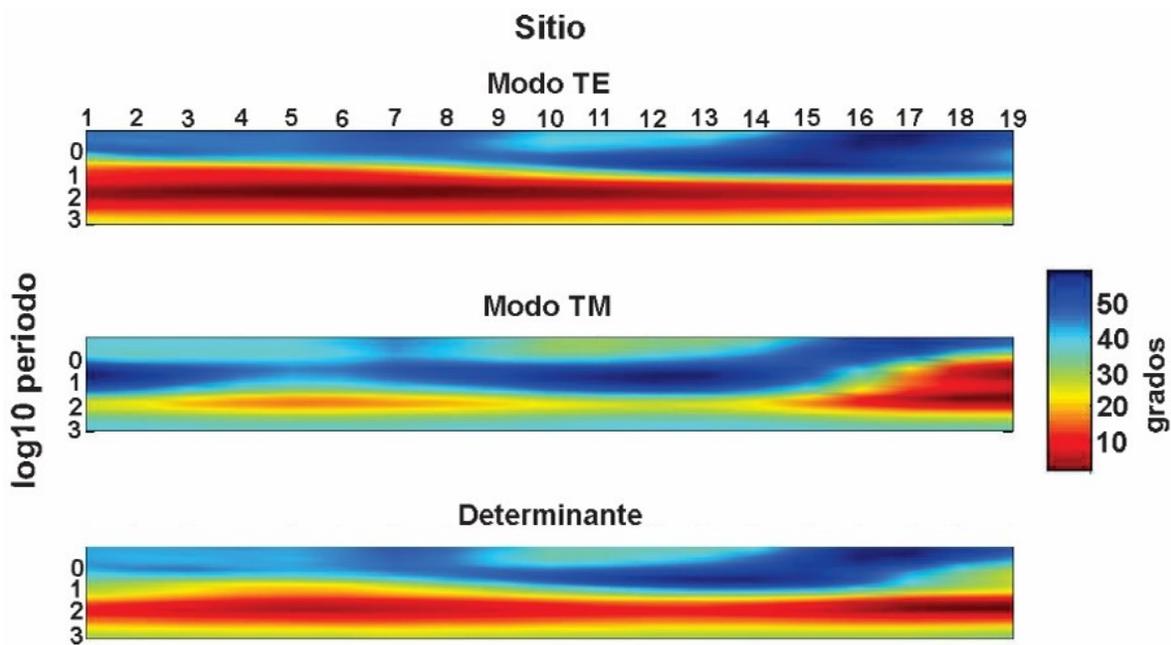


Figura B2. Fases del modelo sintético Cerro Prieto, sin ruido aleatorio.

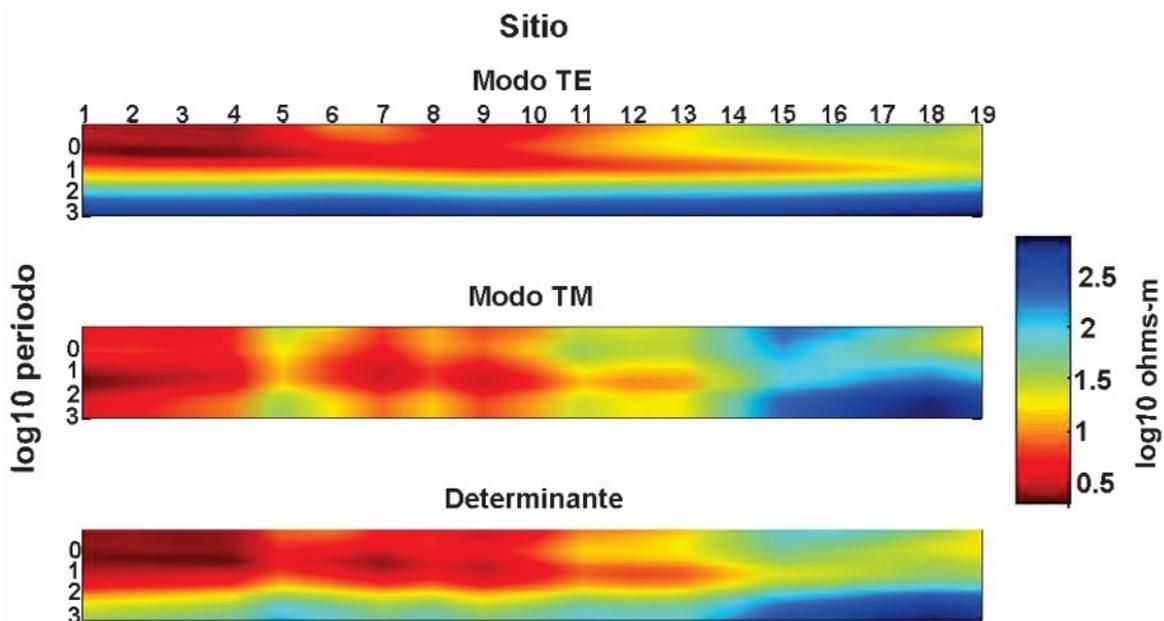


Figura B3. Resistividad aparente del modelo con variación, sin ruido aleatorio.

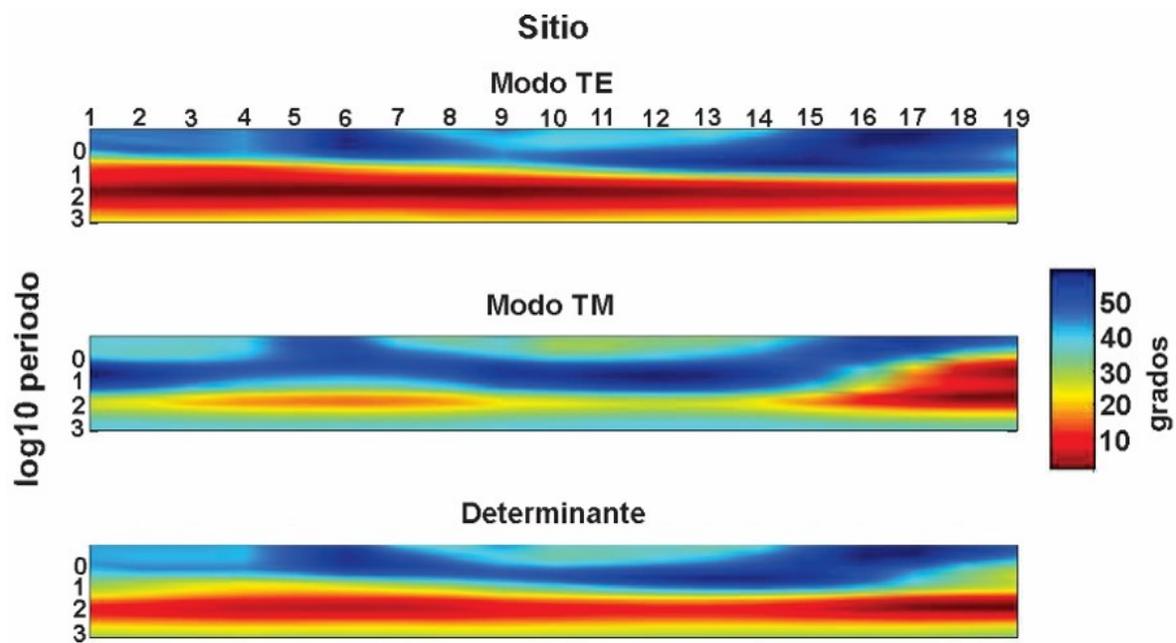


Figura B4. Fases del modelo con variación, sin ruido aleatorio.

## B.2 Respuestas con 10% de ruido aleatorio incluido

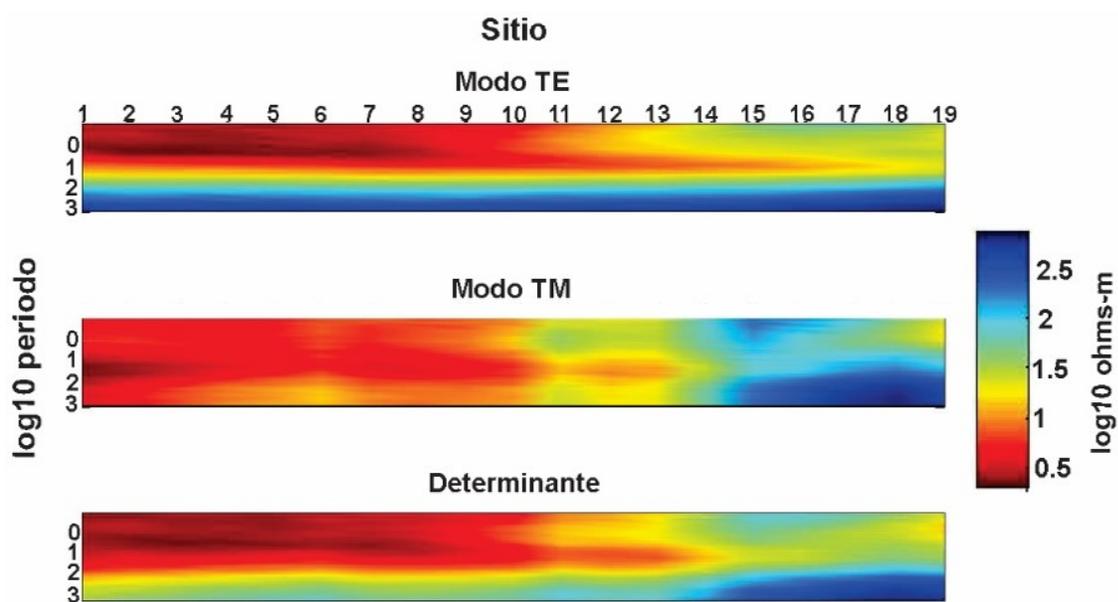


Figura B5. Resistividades aparentes del modelo sintético Cerro Prieto, con 10% ruido aleatorio.

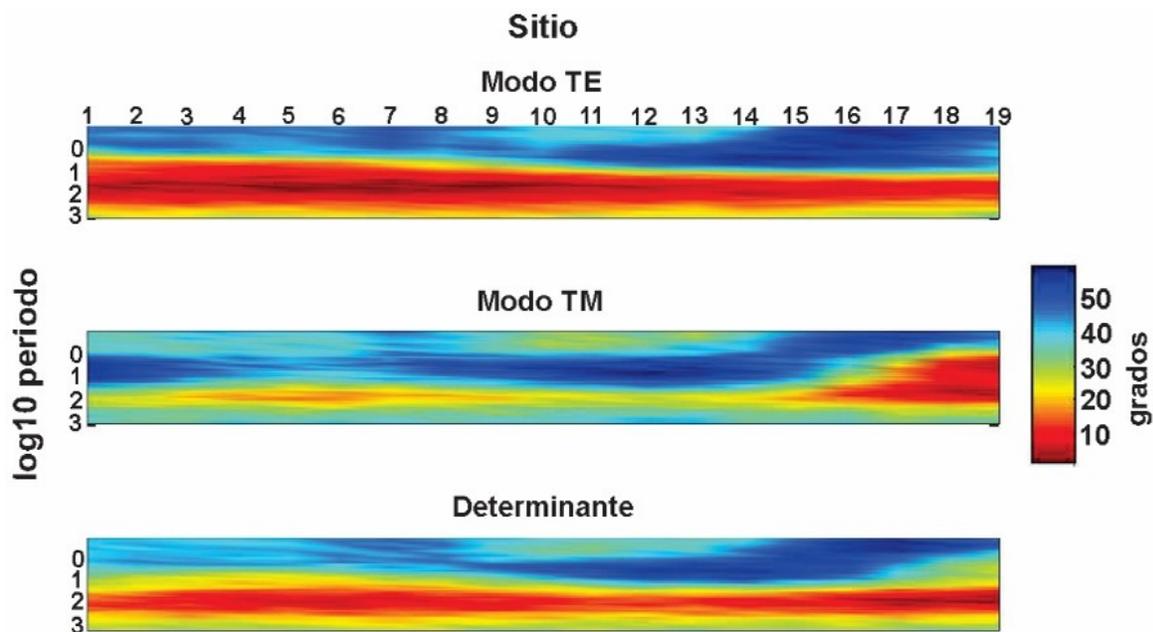


Figura B6. Fases del modelo sintético Cerro Prieto, con 10% ruido aleatorio.

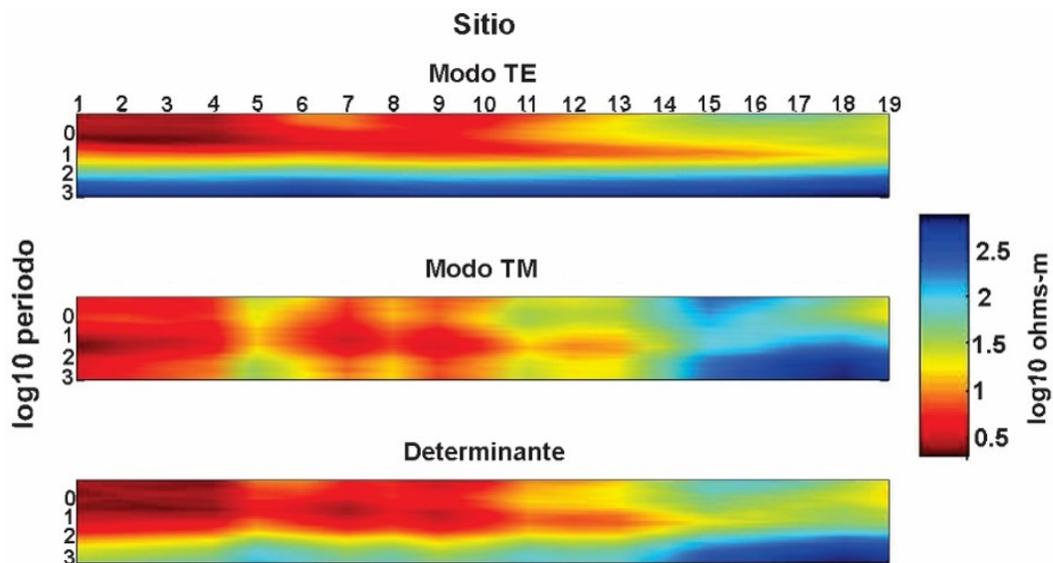


Figura B7. Resistividades aparentes del modelo con variación, con 10% ruido aleatorio.

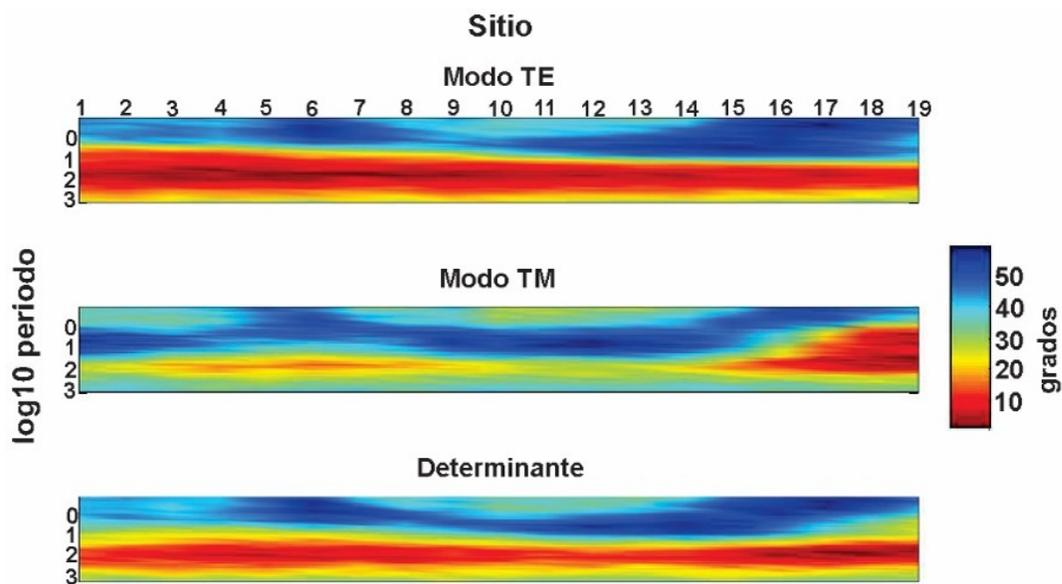


Figura 8 . Fases del modelo con variación, con 10% de ruido aleatorio.