TESIS DEFENDIDA POR

Olaf Josafat Cortés Arroyo

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

José Manuel Romo Jones Director del Comité

Juan Manuel Espinosa Cardeña Miembro del Comité Juan García Abdeslem Miembro del Comité

José Luis Ochoa de la Torre Miembro del Comité

Antonio González Fernández

Coordinador del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra Dr. David Hilario Covarrubias Rosales Director de Estudios de Posgrado

13 de Abril de 2011.

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PERFIL MAGNETOTELÚRICO A TRAVÉS DE UNA ZONA DE DEFORMACIÓN ACTIVA EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta: OLAF JOSAFAT CORTÉS ARROYO

Ensenada, Baja California, México, Abril del 2011

RESUMEN de la tesis de **Olaf Josafat Cortés Arroyo**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en **Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada**. Ensenada, Baja California. Abril 2010.

PERFIL MAGNETOTELÚRICO A TRAVÉS DE UNA ZONA DE DEFORMACIÓN ACTIVA EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA

Resumen aprobado por:

José Manuel Romo Jones Director de Tesis

El norte de la Península de Baja California es una zona de deformación activa que evoluciona a través de un sistema de fallas que permiten el movimiento entre los distintos bloques que componen la corteza en esta región. El estudio de las propiedades físicas de la corteza es necesario para comprender la evolución y los mecanismos que producen la deformación activa en la zona. La conductividad eléctrica es una propiedad importante de las rocas de la corteza, porque puede dar información sobre la presencia de fluidos, la permeabilidad y la constitución mineral de las mismas. Para estudiar la distribución de la conductividad eléctrica se realizó un perfil de 42 estaciones magnetotelúricas a través de algunas de las estructuras activas más importantes de la región. Los resultados muestran un cuerpo conductor (~10 Ω m) a 20 km de profundidad por debajo de la Sierra Juárez, con extensiones del mismo cuerpo que emergen hacia profundidades más someras, y que pude ser interpretado como rocas prebatolíticas con la posible presencia de fluidos y minerales conductores como la serpentinita. En la zona de Laguna Salada el modelo de resistividad concuerda con un modelo estructural de medio graben, relleno de sedimentos que presentan resistividades bajas (~1 Ω m) y una zona conductora (~1 Ω m) más profunda en el centro de la cuenca, posiblemente asociada con un basamento metamórfico. En el borde oriental de la cuenca se observa una zona conductora casi horizontal asociada a la falla de bajo ángulo Cañada David. Para el valle de Mexicali, en la zona de la cuenca Cerro Prieto, nuestro modelo indica que la profundidad de la zona conductora (menor a 10 Ω m) asociada a la cuenca sedimentaria aumenta hacia el este. En esta región se obtuvieron datos previos y posteriores a un sismo de magnitud 7.2 ocurrido el 4 de abril de 2010. Se estima una decremento de 9% entre las resistividades registradas antes y después del sismo. El cambio principal se observa en la zona central de la cuenca. Estos resultados indican un incremento en la presencia de fluidos, lo cual indica que la actividad sísmica puede ser un factor significativo en el proceso de liberación de fluidos en la corteza superior de la región.

Palabras Clave: Magnetotelúrico, Baja California, conductividad eléctrica, sismicidad

ABSTRACT of the thesis presented by **Olaf Josafat Cortés Arroyo** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in **Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics**. Ensenada, Baja California, México, April 2010.

MAGNETOTELLURIC PROFILE TROUGH AN ACTIVE DEFORMATION ZONE IN NORTHERN BAJA CALIFORNIA, MEXICO

The northern region in Baja California Peninsula is an active deformation zone that progress trough a system of faults allowing the movement of several blocks composing the Earth crust in the region. The study of the physical properties of the crust is necessary to understand the evolution and mechanisms producing the active deformation in this region. The electric conductivity of the rocks in the crust is an important property that provides information about the presence of fluids, their permeability and their mineral composition. In order to study the distribution of the electrical conductivity, we measured a profile with 42 magnetotelluric sites across some of the most important active structures in the area. Our results show a conductive zone (~10 Ω m) at 20 km depth beneath Sierra Juárez, with extensions to shallow depths, which can be associated with prebatholithic rocks and the possible presence of fluids and conductive minerals like serpentine. Beneath Laguna Salada basin, our resistivity model is in agreement with a structural model accounting for a half graben filled with low-resistivity sediments (~1 Ω m) and a deeper conductive zone (~1 Ω m) on the center of the basin probably associated with a metamorphic basement. At the oriental border of the basin we observed a horizontal conductive zone related with Cañada David detachment fault. In Mexicali valley, at the Cerro Prieto basin zone, our model indicates that the conductive zone (less than 10 Ω m) associated with the sedimentary basin becomes deeper to the east. In this region we measured data before and after a 7.2 magnitude earthquake occurred in April 4, 2010. We estimate a 9% decrement in the ground resistivity after the earthquake, particularly at the center of the basin. This result indicates an increase in the presence of fluids suggesting that seismic activity can be a significant factor in the process fluid release into the crust of the region

Keywords: Magnetotellurics, Baja California, electric conductivity, earthquakes.

Dedicatorias

A mi madre: María Lidia Arroyo Carrasco, porque no conozco a nadie que se esfuerce tanto, que luche tanto, ni que tenga tanta determinación, coraje y capacidad de cariño como tú. Por siempre empujarme a ser una mejor persona, este trabajo es sobre todo para ti.

A mis hermanos: Jesús (mi Ángel), Beto y Lydia. No nos tocó un camino fácil, pero ha sido mucho mejor gracias a ustedes. Los quiero.

A mis abuelos: Luis y Guillermina, por su guía y cariño, por quererme como a un hijo, porque en la bodega he aprendido las lecciones más importantes de mi vida. Les doy todo mi cariño y agradecimiento.

A mis tías: Carmen y Lucha (mi otro Ángel), por su cariño de madre, ustedes siempre me han impulsado a llegar más lejos. Además, a mis tías Alma, Jose, Pina y Yaque.

A mis tíos: Luis (por mostrarme que la ciencia no es aburrida, sino todo lo contrario), Julián, Martín, Enrique, Enrique López y Arturo. Por sus enseñanzas y apoyo, gracias.

A mis primos y primas: Aida, Tito, Puper, Alma, José Luis, Noé, Julián, Misael, Juan Manuel, Diego, Pipis, Güicha, Daniela, Martín y Arturo, y a mi cuñado Martín, porque la vida ha sido mucho más divertida y buena gracias a ustedes.

A Jesús y Joshue, porque me siento bendecido de tener esta amistad de tantos años, porque ya no son mis amigos, sino mis hermanos. También a sus familias, de las que ya me siento parte.

A mis sobrinas: Fernanda y Marién (y próximamente Ana Valeria), y a mi sobrino Julián III, por llenarme de alegría y darme una razón más para esforzarme.

Agradecimientos

Al Dr. José Manuel Romo Jones, por ser mi asesor y por su gran apoyo, guía y paciencia a lo largo de este trabajo. En verdad le estoy muy agradecido.

Al Dr. Juan García Abdeslem, al M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardeña y al Dr. José Luis Ochoa de la Torre, por formar parte de mi comité de tesis, por sus comentarios que ayudaron a enriquecer este trabajo, y por su siempre atento trato.

Al personal investigador de la División de Ciencias de la Tierra, particularmente, además de los ya mencionados, al Dr. Enrique Gómez, Dr. Francisco Esparza, Dr. Carlos Flores, Dr. Rogelio Vázquez, M. en C. Francisco Suárez, Ramón Mendoza M. en C. José Frez., Dr. Luís Munguía, Dr. John Fletcher y Dr. Arturo Martín.

Al personal técnico de la División de Ciencias de la Tierra, particularmente a Enrique Castillo, Jaime Calderón, Daniel Peralta y Alejandro Díaz por su apoyo en el trabajo de campo, y al M. en C. Uriel Pamplona, Florian Neumann, M. en C. Ahiezer Alarcón, Armando Calderón, M. en C. Erick Hernández, Dr. Enrique Gómez y M. en C. Jesús Brassea, por su participación en el trabajo de campo.

A los habitantes del valle de Mexicali, que amablemente nos permitieron el acceso a sus terrenos para realizar las mediciones.

A la SEP y CONACYT, por el apoyo económico del proyecto #81463, que permitió financiar las salidas de campo, y al Dr. John Fletcher, director de dicho proyecto.

Al Dr. Luis Munguía y al Dr. José Frez, por proporcionarme los datos sismológicos utilizados en este trabajo, y al CONACYT, por el financiamiento al proyecto 35228-T, que permitió el registro de los datos sismológicos por el Dr. Frez y colaboradores.

Al IPICYT, por permitirme utilizar el equipo cluster "Argentum" para realizar el proceso de inversión de los modelos.

Al Dr. Kerry Keys, por su consejos en el manejo del software Occam, por proporcionarme los scripts de matlab para discretizar y graficar los modelos, y por sus consejos en las cuestiones generales del método magnetotelúrico.

Al personal administrativo de la División de Ciencias de la Tierra, en especial a Martha Barrera, Bárbara Uribe y Guadalupe Zepeda.

A los compañeros del posgrado, por su amistad y el apoyo, que fueron muy importantes en el desarrollo de mis estudios y trabajo de tesis, particularmente a Erick, Yunuhen, Jesús, Víctor, Felipe, Porfirio, Nancy, Juan, Jessica, Fabio y Minerva.

A Armando, José, Ahiezer, Angélica y Adrián, por su apoyo y amistad a lo largo de más de 7 años.

Al CICESE, por permitirme realizar mis estudios de maestría y por el apoyo económico para terminar el trabajo de tesis.

A CONACYT, por el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Contenido

Página

Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatorias	iii
Agradecimientos	iv
Contenido	vi
Lista de figuras	ix
Lista de figuras (continuación)	X
Lista de figuras (continuación)	xi
Lista de figuras (continuación)	xii
Lista de figuras (continuación)	xiii
Lista de figuras (continuación)	xiv
Lista de figuras (continuación)	XV
Lista de figuras (continuación)	xvi
Lista de tablas	xvii
I. Introducción	1
I.1. Objetivo	2
I.2. Marco Geológico	3
I.2.1. Bloque Peninsular Estable	5
I.2.2. Provincia Extensional del Golfo	5
I.2.3. Zona de Deformación Activa	8
1.2.3.1 Batolito Peninsular	9
I.3. Estudios previos	9
II. Método magnetotelúrico	19
II.1. Fuente del campo electromagnético natural de la Tierra	19
II.2 Fundamentos matemáticos del método magnetotelúrico	
II 2.1. Propagación en un medio homogéneo	24
II 2 2 Tensor de impedancias	
II.2.4. La metodologia serie-paralelo	
III. Adquisición de datos	32
III.1. Equipo de medición	32
III.2. Trabajo de campo	37
IV. Procesamiento de datos de campo	42

Contenido (continuación)

IV.1. Primera etapa: Software RRMT8 y MTacq2007	
IV.2. Segunda etapa: MTG2010	
IV.3 Selección de datos	45
IV.4. Dimensionalidad de los datos	
IV.5. Azimuth dominante de la estructura	
IV.6. Corrimiento estático	51
IV.7. Profundidad aproximada de estudio	53
V. Inversión de los datos	54
V.1. Algoritmos de inversión	54
V.1.1. Algoritmo de Rodi & Mackie	54
V.1.2. Algoritmo Occam	56
V.2. Equipo de cómputo	58
VI. Resultados	59
VI.1. Perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali	59
VI.2. Interpretación	64
VI.2.1. Sección Ojos Negros-Sierra Juárez	64
VI.2.2. Sección Laguna Salada-Sierra El Mayor	66
VI.2.3. Sección Valle de Mexicali	68
VI.3. Datos sismológicos	69
VI.4. Discusión	75
VII. Modelo del Valle de Mexicali	
VII.1. Comparación de datos observados antes y después del sismo	87
VII.1.1. Comparación de curvas de resistividad aparente y de fase	87
VII.1.2. Comparación de vectores de inducción	90
VII.2. Modelo Pre-sismo Valle de Mexicali	91
VII.3. Modelo Post-sismo Valle de Mexicali	94
VI.5.4. Discusión	97
VIII. Conclusiones	99
Bibliografía	102
Anexo A	110
Anexo B	125
Anexo C	138

Contenido (continuación)

Anexo D1	142
D.1. Perfil Ojos Negros-sierra Juárez, Serie-Paralelo, algoritmo Rodi & Mackie. 1	143
D.2. Sección Laguna Salada-Sierra Cucapah1	146
D.3. Sección Valle de Mexicali1	149
D.3.1. Inversión tipo Gauss-Newton1	149
D.3.2. Inversión tipo Occam1	161
Anexo E	170

Lista de figuras

Figura

Página

- Mapa con las fallas activas de la región. Se muestra el trazo
 del perfil MT realizado, la Zona de Deformación Activa (ZDA), Provincia Extensional del Golfo (PGE), el Bloque Peninsular Estable (BPE) y el Escarpe Principal del Golfo (EPG) (Stock et al., 1991). Modificado de Antonio Carpio et al. (2011).
- 2 Sección del mapa geológico de Gastil et al. (1975) que 4 muestra la posición de los sitios magnetotelúricos de este trabajo (círculos morados).
- 3 Sección geológica del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto 7 en el valle de Mexicali, según Lira-Herrera (2005). Basado en información de pozos profundos y estudios geofísicos.
- 4 Modelo geoeléctrico de la corteza en el norte de la 10 península, en base a datos TE de 18 estaciones MT. Martínez et al. (1987).
- 5 Modelo de resistividad del valle de Ojos Negros. Falla Ojos 11 Negros (FON) y Falla San Miguel (FSM) inferidas. Antonio-Carpio (2009). Estos datos son utilizados nuevamente en el perfil presentado en este trabajo.
- Modelo de resistividad sobre la Sierra de San Pedro Mártir, 12 realizado por Pamplona (2007). PSJ: Plutón San José, PSPM: Plutón San Pedro Mártir, SSF: Sierra de San Felipe, ZCM: Zona de Cabalgadura San Pedro Mártir (zona de sutura).
- 7 Modelo de resistividad a través las fallas Ojos Negros y Tres 13 Hermanas, realizado por Oliver (2004). Los puntos son hipocentros de evento registrados en la zona de la falla San Miguel.

- 8 Posición del perfil de García Abdeslem et al. (2001), a través 14 de la Sierra Juárez (SJ), la Sierra Cucapah (SC) y el Valle de Mexicali (VM). La línea a amarilla indica la frontera con Estados Unidos.
- 9 a) Modelo de la corteza en base a datos gravimétricos y 15 magnéticos. b) Ampliación de la figura a en la zona de la Laguna Salada. Unidades de densidad en kg/m^{3} , susceptibilidad magnética entre paréntesis. García Abdeslem et al. (2001). Sierra Juárez (SJ), Sierra Cucapah (SC) y Valle de Mexicali (VM).
- 10 Eventos sísmicos registrados por RESNOM entre 1980 y 16 2005. Tomado de Frez et al. (2006).
- 11 Modelo de la corteza en la zona del Salton trough y Mexicali, 18 Frez y González (1991). La línea roja indica la zona donde el perfil MT cruza perpendicularmente.
- 12 Generación del modo TE y del modo TM. Modificado de 28 Simpson y Bahr (2005).
- Equipo de registro magnetotelúrico: a) Electrodos porosos.
 Bobinas de inducción magnética horizontales. c) Bobina de inducción magnética vertical. d) A la izquierda: Consola de registro de 10 canales (abajo), equipo receptor de telemetría (arriba); a la derecha: Computadora portátil registrando las señales electromagnéticas.
- Esquema de la instalación típica de los sensores magnéticos
 y eléctricos en un sitio de medición. Tomado de Jiracek,
 1995.
- 15 Ejemplos de registros de señales electromagnéticas. 36

- 16 Instalación de sensores magnéticos en la Laguna Hanson, 37 septiembre de 2009.
- 17 Instalación de sensores magnéticos, eléctricos, de la antena 38 de recepción de señal de la estación remota y carpa con los equipos de registro. Valle de Mexicali, abril de 2010.
- 18 Sitio de registro magnetotelúrico LS-1. Laguna Salada, mayo 39 2010.
- 19 Imagen de Google Earth, que muestra la posición de las 40 estaciones MT de este trabajo. Los puntos verdes indican la posición de los sitios de Antonio Carpio (2009) y Antonio Carpio et al. (2011), los puntos azules indican la posición de sitios de Vázquez González (1993,1994). Los puntos rojos indican la posición de los sitios registrados en este trabajo.
- 20 Interface principal del software ProMT, mostrando gráficas 43 de coherencias y resistividades de datos de mayo de 2010 y desplegando las posibles opciones a graficar.
- 21 Interface del software MTG2010, mostrando las diferentes 44 opciones de procesado disponibles y las ventanas utilizadas en la edición de las curvas de resistividad y fase.
- 22 Ejemplos de curvas de resistividad y fase TE-TM de 46 diferentes sitios del perfil Ojos Negros Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali.
- Ejemplos de curvas de resistividad y fase Serie-Paralelo de 47 diferentes sitios del perfil Ojos Negros Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali.

- 24 Ejemplos de histogramas de $\Delta\theta$ de las diferentes 48 frecuencias utilizadas, correspondientes a diferentes sitios del perfil Ojos Negros Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali.
- Ejemplos de histogramas en diagramas de rosa del azimuth dominante de la estructura para los sitios del perfil Ojos Negros – Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali. Datos de periodos entre 1-1000 segundos (negro), menor a 1 segundo (gris).
- 26 Curva L modelo Ojos Negros Mexicali. 59
- 27 Modelo de resistividad resultante del perfil Ojos Negros 61 Valle de Mexicali con el algoritmo de Gauss-Newton, utilizando datos Serie-Paralelo. Los triángulos indican la posición de los sitios observados. El panel superior muestra el desajuste obtenido en cada uno de los sitios en unidades de desviación estándar (1 ds = 5%).
- 28 Sección de resistividad aparente Serie. (a) Resistividad 62 aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.
- 29 Sección de resistividad aparente Paralelo. (a) Resistividad 62 aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.
- 30 Sección de fase del modo Serie. (a) Fase observada, (b) 63 fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.
- 31 Sección de fase del modo Paralelo. (a) Fase observada, (b) 63 fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.

32	Modelo Ojos Negros-Valle de Mexicali.	
33	Vectores de inducción, sección Ojos Negros – Sierra Juárez. Las flechas apuntan hacia probables zonas conductoras.	
34	Modelo Ojos Negros-Mexicali, hasta 15 km de profundidad.	66
35	Vectores de inducción de la sección Laguna Salada - Cañada David. Las flechas apuntas hacia las posibles anomalías conductoras.	
36	Vectores de inducción de la sección Valle de Mexicali.	68
37	Datos sismológicos (1991-2003) del norte de la Península (puntos negros) utilizados en este trabajo, mostrando la posición de los sitios MT del perfil Ojos Negros – Mexicali (Triángulos rojos).	69
38	Modelo Ojos Negros Mexicali, con la proyección en el perfil de todos los sismos (1991-2003). Las líneas rojas muestran la zona que es interpretada como la transición de la corteza frágil a dúctil, siendo más profunda (25 km) en la Zona de Deformación Activa que en la Provincia Extensional del Golfo (20 km).	70
39	Datos sísmicos de Luis Munguía (1991, 1992) y Frez Cárdenas et al (2006). Los puntos en rojo indican los sismos comprendidos en una franja de 16 km de ancho alrededor del perfil MT.	71
40	Histograma con los sismos seleccionados (1991-2003) para la sección Ojos Negros-Sierra Juárez. Los resultados indican que el límite de la zona sismogénica es cercana a los	72

20 km. de profundidad.

- Histograma con los sismos seleccionados (1991-2003) para 73 la sección Laguna Salada-Cañada David. Los resultados indican que el límite de la zona sismogénica es cercana a los 20 km. de profundidad.
- 42 Histograma con los sismos seleccionados (1991-2003) para 73 la sección Los resultados indican que el límite de la zona sismogénica es cercana a los 20 km. de profundidad.
- 43 Perfil Ojos Negros-Valle de Mexicali, incluyendo los sismos 74 seleccionados (1991-2003).
- 44 Modelo de resistividad de un perfil magnetotelúrico que 79 cruza la falla Alpine (González 2002, en Jiracek et al., 2007), en la isla sur de Nueva Zelanda. La línea negra horizontal indica la zona de transición frágil-dúctil.
- 45 Sección del mapa de anomalía completa de Bouguer de 81 Abdeslem et al. (2001) en sierra Juárez, Laguna Salada, Sierra El Mayor, Sierra El Mayor y parte del valle de Mexicali. Contornos cada 10 mGals. Los puntos rojos indican la posición de los sitios TM del perfil Ojos Negros-Mexicali.
- 46 82 Perfil Ojos Negros-Mexicali con los hipocentros (1991-2003) seleccionados (puntos negros) y los trazos interpretados de tectónicas (líneas discontinuas). las fallas Trazos interpretados: Plutón Laguna Juárez (PLJ), Falla Ojos Negros (FON), Falla San Miguel (FSM), Falla Sierra Juárez (FSJ), Falla Chupamirtos (FCH), Detachment Cañada David (DCD), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Imperial (FIM). Se incluye una posible falla entre los sitios LS45 y LS31 (???) en base a Chávez et al. (2000) y a los datos sísmicos, además del trazo interpretado de la falla Indiviso? (FI?) donde ocurre el sismo del 4 de abril de 2010 (indicado con una estrella).

- 47 Posiciones de las estaciones magnetotelúricas registradas 86 en el valle de Mexicali (círculos rojos). Los indicadores amarillos señalan la posición de pozos realizados por CFE, los números entre paréntesis indican la profundidad de los sedimentos (Frez y González, 1991). El círculo amarillo al sur del sitio 02 marca el epicentro del sismo del 4 de abril de 2010.
- 48 Gráficas de diferencia porcentual de las resistividades 89 aparentes por periodos para cada sitio, comparación entre los datos previos y posteriores al sismo. La línea punteada indica los cambios en el sitio 06, en el que se detectó mayor nivel de cambio por encima del nivel de error.
- 49 Gráficas de diferencia de las fases por periodos para cada 90 sitio, comparación entre los datos previos y posteriores al sismo. La línea punteada indica los cambios en el sitio 06, en el que se detectó mayor nivel de cambio por encima del nivel de error.
- 50 Comparación de las direcciones de los vectores de inducción 91 antes del sismo (flechas negras) y después del sismo (flechas rojas).
- 51 Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos 92 Serie-Paralelo, con el algoritmo de Gauss-Newton, seleccionado como el modelo entre los tres disponibles que mejor representa la estructura geológica previa al sismo del 4 de abril de 2010.
- 52 Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, incluyendo 94 hipocentros seleccionados (puntos negros), profundidad de pozos (líneas verticales continuas), e interpretación de las fallas Cerro Prieto (FCP) e Imperial (FIM).

- 53 Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, con datos Serie-95 Paralelo.
- 54 Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, incluyendo los 96 sismos seleccionados (puntos negros), profundidad alcanzada por pozos cercanos al perfil (líneas verticales continuas) y el trazo interpretado de las fallas Cerro Prieto (FCP), Guerrero (FG), Saltillo (FS) e Imperial (FIM) (líneas discontinuas).

Lista de tablas

Tabla		Página
Ι	Modelo sísmico Sierra 97 (Frez et al., 2000)	17
II	Coordenadas de los sitios MT registrados en este trabajo	40
Ш	Factores de corrección por corrimiento estático	52

I. Introducción

El presente trabajo es la aportación más reciente de una serie de estudios magnetotelúricos en la Península de Baja California, realizados a lo largo de dos décadas por personal de la División de Ciencias de la Tierra de CICESE.

En este trabajo, el método es aplicado en la zona norte de la Península, que se caracteriza por ser un área tectónicamente activa y compleja debido al efecto conjunto del sistema de rift que genera la apertura del Golfo de California, y el desplazamiento de rumbo lateral derecho del sistema San Andrés.

El estudio magnetotelúrico en el norte de la península presenta retos interesantes, tanto por lo abrupto del terreno, que dificulta la instalación del equipo, como por la interpretación de los datos obtenidos, pero los resultados pueden aportar información valiosa de las propiedades eléctricas de la corteza profunda.

Este trabajo incluye información de dos estudios magnetotelúricos previos y aporta nuevos datos, tanto del Batolito Peninsular como de Laguna Salada y el Valle de Mexicali, incluyendo información previa y posterior al sismo del 4 de Abril de 2010.

I.1. Objetivo

El objetivo de este trabajo es determinar la resistividad eléctrica de la corteza terrestre, en un perfil que atraviesa al valle de Ojos Negros, Sierra Juárez, Laguna Salada, partes de las sierras el Mayor y Cucapah y Valle de Mexicali (Figura 1), e interpretar su relación con los procesos tectónicos que actualmente ocurren en la zona.



Figura 1. Mapa con las fallas activas de la región. Se muestra el trazo del perfil MT realizado, la Zona de Deformación Activa (ZDA), Provincia Extensional del Golfo (PGE), el Bloque Peninsular Estable (BPE) y el Escarpe Principal del Golfo (EPG) (Stock et al., 1991). Falla Chupamirtos (F. CH.), falla Cañon Rojo (F. C. R.). Modificado de Antonio Carpio et al. (2011).

I.2. Marco Geológico

Gastil et al. (1975) distinguen dos eventos geológicos importantes en la historia de la península de Baja California: El primero, ocurrió desde el Jurásico hasta el Cretácico temprano y depositó estratos volcánicos de tipo arco de islas, además tuvo lugar el emplazamiento regional de rocas graníticas (batolito Peninsular), lo que provocó una profunda deformación estructural, metamorfismo regional, levantamiento y erosión, lo que probablemente generó importantes cambios geográficos. Este periodo fue seguido por una intensa denudación y exumación (12km a 20 km) a finales del Cretácico e inicios del Terciario (Axen et al., 2000). El segundo evento importante sucedió en el Cenozoico, antes o durante el Mioceno, en el cual ocurrió la acumulación de una amplia variedad de rocas volcánicas, junto con metamorfismo y emplazamiento granítico, además de la apertura del Golfo de California, cuya evolución continúa en la actualidad.

El norte de la península de Baja California presenta hoy en día fallas normales y de cizalla, originadas por el límite transtensivo entre las placas Norteamericana y del Pacífico, (Stock et al. 1991) en el cual ocurre la separación de la península de Baja California de la zona continental, y continúa hacia el norte con el movimiento lateral derecho del sistema de Fallas San Andrés.

Como se muestra en las Figuras 1 y 2, se pueden definir tres provincias estructurales en el norte de la península, de acuerdo a su historia de deformación y a su actividad tectónica: la Provincia Extensional del Golfo (PGE), el Bloque Peninsular Estable (BPE) y la Zona de Deformación Activa (ZDA) (Stock et al., 1991). Además, Fletcher (2008) distingue cuatro dominios en los que agrupa a las fallas presentes en el norte de la Península: Dominio "Valle de Mexicali" (fallas Imperial y Cerro Prieto), dominio "Laguna Salada" (fallas Laguna Salada, Detachtment Cañada David y Sierra de Juárez), el dominio "Valle San Felipe-Valle Chico" (fallas San Pedro Mártir, Cuevitas y Santa Rosa) y el dominio "Transpeninsular" (fallas Agua Blanca, San Miguel, Tres Hermanos, Ojos Negros Y Vallecitos).



Figura 2. Sección del mapa geológico de Gastil et al. (1975) que muestra la posición de los sitios magnetotelúricos de este trabajo (círculos morados).

I.2.1. Bloque Peninsular Estable

Se localiza al sur de la falla Agua Blanca y al oeste de la falla San Pedro Mártir (Gastil et al., 1991). Está compuesta por rocas intrusivas cretácicas del batolito peninsular y metasedimentos, cubiertos localmente por sedimentos del Neógeno y rocas volcánicas (Stock et al., 1991). Es un bloque estable en el que no se conocen fallas activas.

I.2.2. Provincia Extensional del Golfo

Se extiende al este del Escarpe Principal del Golfo, a lo largo de la parte oriental de la península de Baja California, presenta una topografía estilo cuencas y sierras (*basin and range*) (Stock et al., 1991). Está formada por rocas sedimentarias postbatolíticas (aluvión, sedimentos eólicos, areniscas, conglomerados de grava y arena, lutitas calcáreas), volcanosedimentarias y volcánicas (basalto, andesita), granodiorita, tonalita, además de pizarras, cuarcitas, esquistos y gneisses (Gastil et al., 1975).

Las sierras Cucapah y El Mayor se encuentran al norte de esta provincia tectónica. Son dos montañas resultantes de la elevación de basamento Mesozoico, flanqueadas por sistemas de fallas activas (Spelz-Madero, 2008) con la cuenca Laguna Salada hacia el oeste y la cuenca Cerro Prieto hacia el este. Tanto la Sierra el Mayor como la Sierra Cucapah son cortadas por una serie de fallas de alto y bajo ángulo. La falla dextral-oblicua Laguna Salada controla el margen oeste de la Sierra Cucapah, tiene un rumbo hacia el NW y es una de las fallas más activas en la zona. Mueller y Rockwell, (1991) reportan actividad histórica. Se considera que el sismo de 1892 (M=7.1) ocurrió en esta falla.

La falla Cañón Rojo es una falla normal que se une a la falla Laguna Salada casi de forma perpendicular.

Barnard (1968) nombró a la falla Chupamirtos para distinguirla de la falla Cañon Rojo. Se localiza al sur de la falla Cañón Rojo, en la zona donde la dirección de la montaña cambia hacia el sureste. Leeds (1968) propuso que el epicentro del sismo M_L =6.5 del 30 de diciembre de 1934 ocurrió cerca de esta falla. El detachment Cañada David es una falla normal de ángulo bajo con buzamiento hacia el oeste, cuya actividad se cree inició hace 12 Ma y ha acomodado 5-7 km de levantamiento vertical (Axen et al., 2000; Fletcher y Spelz, 2009). Controla el margen oeste de la sierra El Mayor y de acuerdo con Axen y Fletcher (1998) tiene una extensión de aproximadamente 45 km. Esta falla indica que el proceso de extensión fue importante en el Mioceno tardío – Plioceno (García-Abdeslem et al., 2001).

El margen este de la sierra Cucapah es controlado por la falla Cucapah, en la cual se originó el sismo M=7.2 del 4 de abril de 2010.

La cuenca Laguna Salada es una cuenca tectónica de aproximadamente 20 km de ancho por 100 km de longitud con dirección NNW, limita en el oeste con el Escarpe Principal del Golfo y al este con las sierras Cucapah y El Mayor. La estructura de la cuenca coincide con la de un medio graben profundizando hacia el este (García-Abdeslem et al., 2001).

La cuenca localizada en el Valle de Mexicali se localiza al oeste de las sierras Cucapah y El mayor, es limitada por la falla Cerro Prieto en su parte oeste y por la falla Imperial en el este. 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. La forma y dimensiones de esta cuenca han sido reportados por Suárez-Vidal et al. (2008). La zona se caracteriza por la actividad geotérmica en el centro de la cuenca, la cual ha permitido la instalación del campo geotérmico de Cerro Prieto, el más grande del país. En esta cuenca se encuentran las fallas Imperial y Cerro Prieto, las cuales han presentado gran actividad sísmica, pero sin embargo no son fácilmente observables en la superficie, se desconoce la traza exacta de la falla Cerro Prieto.

Lira-Herrera (2005) presenta una actualización del modelo geológico del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, en el valle de Mexicali, basado en datos de pozos y resultados geofísicos (Figura 3). Estos resultados muestran que los sedimentos que forman la cuenca se dividen en sedimentos clásticos no consolidados (arcillas, limos, arenas y escasa gravas) y lutitas cafés y grises con

intercalaciones de areniscas. En las lutitas grises, las intercalaciones de areniscas presentan porosidades de hasta un 22%, y son estas donde se alojan los fluidos del yacimiento geotérmico. El basamento está formado por tres tipos diferentes: 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 fue deducido en base a la denominada anomalía magnética Nuevo León (Lira Herrera, 2005; Fonseca y Razo Montiel, 1979).



Figura 3. Sección geológica del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto en el valle de Mexicali, según Lira-Herrera (2005). Basado en información de pozos profundos y estudios geofísicos.

I.2.3. Zona de Deformación Activa

Limita en el sur con la falla Agua Blanca y al este con el Escarpe Principal del Golfo (falla Sierra Juárez). Afloran granito, diorita, granodiorita, tonalita, y metasedimentos, con la presencia de aluvión en algunas zonas (Gastil et al., 1975; Servicio Geológico Mexicano, 2003). Se caracteriza por ser una zona geológicamente compleja debido a que experimenta la deformación que ocurre por la separación del Golfo de California y por el sistema de fallas San Andrés hacia el norte.

Esta provincia contiene un sistema de fallas activas y representa una zona de transición entre la deformación trans-tensional en el Golfo de California y la deformación trans-presiva del sistema San Andrés, en California, EUA. Las principales estructuras activas contenidas en esta zona se describen a continuación.

El sistema de fallas San Miguel-Vallecitos está formado por las fallas Calabazas, Vallecitos, San Miguel, Tres hermanos y Ojos Negros. Es un sistema muy activo, siendo la falla San Miguel la más activa (Reyes et al., 1975; Johnson et al. 1976; Suárez-Vidal et al. 1991).

La falla San Miguel presenta un alto nivel de actividad somera (eventos de 10-12 km de profundidad en su mayoría). El sismo San Miguel (M=6.8), que presentó rompimiento a lo largo de 17 km en la superficie, con desplazamiento de aproximadamente un metro, es asociado con la parte sur de la falla San Miguel.

El sismo de Guadalupe (M=5.7) es asociado a la falla Vallecitos, la cual se extiende desde Rosa de Castilla hasta las cercanías de Tijuana. Espinosa-Cardeña (1983) no encontró evidencia de que la falla se extienda más hacia el NW El Escarpe Principal del Golfo consiste de una serie de fallas normales de alto ángulo. Se extiende desde el monte San Jacinto en el sur de California a través de la mayor parte de la península, alcanzado elevaciones de hasta 2500 m. Coincide en posición con la falla Sierra Juárez en el norte y la falla San Pedro Mártir hacia el sur (Suárez-Vidal et al. 1991).

1.2.3.1 Batolito Peninsular

El batolito peninsular puede ser dividido en dos partes debido a su composición. La primera, localizada en la zona oeste, es máfica, más antigua y se formó a través de litósfera oceánica. La segunda, en la parte este del batolito, es más joven, de composición más silícea y se emplazó en litósfera continental (Silver et al. 1979; Gastil, 1993).

I.3. Estudios previos

El método magnetotelúrico ha sido utilizado por Martínez et al. (1987) y más recientemente por Romo Jones (2002), Oliver Ocaño (2004), Villela Y Mendoza, (2004), Pamplona Pérez, (2007), Antonio-Carpio (2009) y Antonio-Carpio et al. (2010), en una serie de estudios que han tenido como finalidad la determinación de la conductividad eléctrica de la corteza en diferentes zonas de la Península. Martínez et al. (1987) realizaron un estudio de resistividad eléctrica de la corteza, con 18 estaciones magnetotelúricas en un perfil de 100 km cercano a la frontera con Estados Unidos. Realizaron mediciones en el rango de 0.001 Hz a 25 Hz. Realizaron modelación directa en dos dimensiones, utilizando los datos del modo TE de las diferentes estaciones (Figura 4). El modelo obtenido muestra la presencia de un bloque vertical conductor (10 y 1 Ohm-m), entre 10 y 20 km de profundidad en la Cordillera Peninsular, que interpretan se trata de fluidos atrapados a profundidad.





Figura 4. Modelo geoeléctrico de la corteza en el norte de la península, en base a datos TE de 18 estaciones MT. Martínez et al. (1987).

Las zonas de Laguna Salada y el valle de Mexicali se muestran como regiones con conductividades altas relativas a su basamento. Se modela la interfaz de la litósfera con un manto conductor (1 Ohm-m) que se acerca a la superficie hacia el oriente.

Antonio-Carpio (2009) y Antonio-Carpio et al. (2011) presentan los resultados de un perfil magnetotelúrico de 17 estaciones en el valle de Ojos Negros y la Sierra Juárez (Figura 5). El modelo se obtiene a partir de la inversión 2D de las impedancias Serie y Paralelo de Romo et al. (2005).



Figura 5. Modelo de resistividad del valle de Ojos Negros. Falla Ojos Negros (FON) y Falla San Miguel (FSM) inferidas. Antonio-Carpio (2009). Estos datos son utilizados nuevamente en el perfil presentado en este trabajo.

El modelo muestra un fuerte contraste entre un conductor profundo (1 a10 Ω m), asociado a rocas metamórficas pre-batolíticas y el cuerpo resistivo (> 100 Ω m) que representa a las rocas graníticas del batolito peninsular. Los hipocentros localizados por una red local (Frez et al., 2000) ocurren en la región de mayor gradiente de resistividad, que divide al conductor profundo del resistivo más somero. La interpretación de la continuación a profundidad de las fallas Ojos Negros (FON) y San Miguel (FSM) se muestran en el modelo.





Figura 6. Modelo de resistividad sobre la Sierra de San Pedro Mártir, realizado por Pamplona (2007). PSJ: Plutón San José, PSPM: Plutón San Pedro Mártir, SSF: Sierra de San Felipe, ZCM: Zona de Cabalgadura San Pedro Mártir (zona de sutura).

Pamplona Pérez (2007), realizó un perfil magnetotelúrico sobre la Sierra San Pedro Mártir, en el que asoció anomalías de conductividad con zonas de suturas antiguas y rocas plutónicas observables en superficie.

Oliver Ocaño (2004) llevó a cabo un estudio de la correlación entre la conductividad eléctrica y actividad sísmica en la Falla San Miguel, localizando una zona conductora (1 a10 Ω m) que puede estar asociada a la falla Tres Hermanos y otra medianamente conductora, asociada a la zona de la falla San Miguel, además de señalar que una parte de la sismicidad ocurre en una zona de

gradiente de conductividad asociada a la falla Tres Hermanos y otra ocurre en una zona medianamente conductora (10 a 100 Ω m) asociada a la falla San Miguel (Figura 7).





Figura 7. Modelo de resistividad a través las fallas Ojos Negros y Tres Hermanas, realizado por Oliver (2004). Los puntos son hipocentros de evento registrados en la zona de la falla San Miguel.

Anteriormente, Vázquez González et al. (1993, 1994) realizaron una serie de sondeos magnetotelúricos en la zona de la Laguna Salada, que si bien tuvieron fines de exploración de recursos geotérmicos, permitieron obtener información de la profundidad del basamento así como de la geometría del mismo.

García-Abdeslem et al. (2001) utilizaron datos magnéticos y gravimétricos para obtener un modelo de la corteza en la zona de la Sierra Juárez, Laguna Salada y la parte oeste del Valle de Mexicali. Determinaron que la Sierra Juárez tiene una raíz de 42 km de profundidad, una interfaz corteza manto a 25 km de profundidad en la zona de la Laguna Salada, sierra Cucapah y parte este del Valle de Mexicali, y la cuenca de la Laguna Salada en forma de un medio graben que profundiza hacia el oriente, con un relleno sedimentario máximo de 3 km (Figuras 8 y 9).



Figura 8. Posición del perfil de García Abdeslem et al. (2001), a través de la Sierra Juárez (SJ), la Sierra Cucapah (SC) y el Valle de Mexicali (VM). La línea a amarilla indica la frontera con Estados Unidos.



Figura 9. a) Modelo de la corteza en base a datos gravimétricos y magnéticos. b) Ampliación de la figura a en la zona de la Laguna Salada. Unidades de densidad en kg/m³, susceptibilidad magnética entre paréntesis. García Abdeslem et al. (2001). Sierra Juárez (SJ), Sierra Cucapah (SC) y Valle de Mexicali (VM).

Existen también diferentes estudios geofísicos realizados para estudiar las características sísmicas de la corteza en el norte de la Península. La Red Sísmica del Noroeste (RESNOM) del departamento de Sismología del CICESE, monitorea constantemente la actividad sísmica en el norte de la Península y la parte oeste del estado de Sonora por medio de una red que consta de trece estaciones de periodo corto (1 s.), tres de banda ancha (0.01 a 50 Hz) y una de periodo largo (15 s.). El registro llevado a cabo por más de dos décadas ha permitido que RESNOM tenga un catálogo de los eventos sísmicos de la región, del cual se puede obtener información valiosa para realizar estimaciones de la estructura de la corteza y características de las fallas en la región.

La Figura 10 muestra los epicentros registrados por RESNOM durante un período de 25 años, la sismicidad representada tiene magnitudes M >2.



Figura 10. Eventos sísmicos registrados por RESNOM entre 1980 y 2005. Tomado de Frez et al. (2006).

Entre los primeros trabajos geofísicos realizados en la zona, se encuentra el realizado por Nava y Brune (1982) quienes realizaron un perfil de refracción en el Sur de California y norte de Baja California, con el cual se generó un modelo de velocidades para la Cordillera Peninsular, determinando una profundidad de aproximadamente 42 km en el eje de la cordillera (modelo Sierra). Frez et al. (2000) recalcularon este modelo, incorporando una capa somera con V_p= 4.6 km/s para la región de la falla San Miguel (modelo Sierra 97).

V _p (km/s)	V _s (km/s)	Profundidad (km)
4.6	2.66	0.00
5.75	3.32	0.50
6.57	3.79	5.23
6.95	4.01	19.88
8.02	4.63	42.02

Tabla I. Modelo sísmico Sierra 97 (Frez et al., 2000).

Frez y González (1991) realizaron una revisión de la sismicidad en el norte de la península, calculando además un modelo de velocidades sísmicas para el Valle de Mexicali. Ellos estiman velocidades V_p =1.8 km/s para los sedimentos, V_p =5 - 5.65 km/s para una zona de transición, V_p =5.65 – 5.85 km/s para el basamento, V_p = 6.6 – 7.2 km/s para una segunda zona de transición, y V_p =7.2 km/s para el subbasamento, con un incremento no específicado en V_p a mayor profundidad (Figura 11).


Figura 11. Modelo de la corteza en la zona del Salton trough y Mexicali, Frez y González (1991). La línea roja indica la zona donde el perfil MT cruza perpendicularmente.

II. Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico fue propuesto en la Unión Soviética por Tikhonov (1950), y en Francia por Cagniard (1953). A partir de entonces este método ha experimentado una evolución que continúa hasta nuestros días.

El método mide campos electromagnéticos naturales en la superficie terrestre para conocer la conductividad eléctrica de las rocas del interior de la Tierra. La amplitud, fase y relaciones direccionales entre los campos eléctricos y magnéticos en la superficie depende de 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 varios cientos de kilómetros (Vozoff, 1991).

II.1. Fuente del campo electromagnético natural de la Tierra

El método magnetotelúrico utiliza el campo electromagnético inducido en la Tierra de forma natural, en una banda de periodos entre $\approx 10^{-2}$ a $\approx 10^{3}$ segundos. Para frecuencias menores 1 Hz, el campo electromagnético natural se debe a la interacción de la magnetósfera y la ionósfera con el viento solar, lo cual provoca variaciones del campo magnético. Las frecuencias mayores a 1Hz se producen principalmente por rayos y tormentas eléctricas que ocurren alrededor del globo y cuya energía se transmite a través de la cavidad formada entre la ionosfera y la superficie terrestre.

II.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:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{1}$$

Ley de Ampére:

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

Ley de Gauss para el campo magnético:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \tag{3}$$

Ley de Gauss para el campo eléctrico:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \boldsymbol{\eta}_f \tag{4}$$

Donde:

E = Intensidad del campo eléctrico (V/m) **B**=Inducción magnética (T) **H**=Intensidad del campo magnético (A/m) **D**= Desplazamiento eléctrico (C/m²) η_f = Densidad de carga libre (C/m³) **j**_f = Densidad de corriente debida a cargas libres (A/m²)

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

$$\mathbf{J} = \boldsymbol{\sigma} \mathbf{E} \tag{5}$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \tag{6}$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \tag{7}$$

Donde:

$$\sigma$$
 = Conductividad eléctrica (S/m)
 μ = Permeabilidad magnética (H/m)
 ε = Permitividad dieléctrica (F/m)

Para el caso magnetotelúrico, se considera que el campo electromagnético de origen externo llega a la Tierra en forma de ondas planas, la mayor parte de la energía es reflejada, debido al contraste de conductividad eléctrica en la interfaz aire-tierra, pero una pequeña cantidad penetra de forma vertical en el planeta. Los campos eléctrico y magnético obedecen las siguientes ecuaciones de propagación:

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

$$\nabla^{2}\mathbf{H} - \mu\varepsilon \frac{\partial^{2}\mathbf{H}}{\partial t^{2}} - \mu\sigma \frac{\partial\mathbf{H}}{\partial t} = 0$$
⁽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 σ , 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:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \kappa^2 \mathbf{E} = 0 \tag{10}$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \kappa^2 \mathbf{H} = 0 \tag{11}$$

Donde κ es llamada constante de propagación:

$$\kappa = \sqrt{\mu \varepsilon \omega^2 - i\mu \sigma \omega} \tag{12}$$

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^{-3} a 10^{2} Hz, podemos considerar que:

 $\varepsilon \omega \ll \sigma$ (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:

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

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

Y la ecuación (12) es reescrita como:

$$\kappa = \sqrt{-i\mu\sigma\omega} \tag{16}$$

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

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_{0} e^{i(\kappa \mathbf{r} - \omega t)}$$
(17)
$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_{0} e^{i(\kappa \mathbf{r} - \omega t)}$$

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

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

Las constantes α y β se conocen como las constantes de fase y de atenuación, respectivamente:

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \tag{19}$$

El valor de α modifica la fase de la onda, y el valor de β atenúa la amplitud de onda, como puede verse en:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_{0} e^{i(\kappa \mathbf{r} - \omega t)} = \mathbf{E}_{0} e^{i(\alpha - i\beta)\mathbf{r} - i\omega t} = \mathbf{E}_{0} e^{\beta \mathbf{r}} e^{i(\alpha \mathbf{r} - \omega t)}$$
(20)
$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_{0} e^{i(\kappa \mathbf{r} - \omega t)} = \mathbf{H}_{0} e^{i(\alpha - i\beta)\mathbf{r} - i\omega t} = \mathbf{H}_{0} e^{\beta \mathbf{r}} e^{i(\alpha \mathbf{r} - \omega t)}$$

A partir de (20), podemos definir la penetración nominal o *skin depth,* que es la distancia a la cual la amplitud inicial de onda E_0 decrece por un factor de 37% (e⁻¹). Para esa distancia:

$$e^{-\beta\delta} = e^{-1} \tag{21}$$

Y podemos obtener:

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

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

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

T es el periodo y (23) está expresada en metros.

II.2.1. Propagación en un medio homogéneo

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

$$\mathbf{E} = E_x \hat{\mathbf{i}} + E_y \hat{\mathbf{j}}$$
(24)
$$\mathbf{H} = H_x \hat{\mathbf{i}} + H_y \hat{\mathbf{j}}$$

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

$$E_{x} = E_{0x}e^{i(\kappa z - \omega t)}$$

$$E_{y} = E_{0y}e^{i(\kappa z - \omega t)}$$

$$H_{x} = H_{0x}e^{i(\kappa z - \omega t)}$$

$$H_{y} = H_{0y}e^{i(\kappa z - \omega t)}$$
(25)

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

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H} \tag{26}$$

 $-\frac{\partial E_{y}}{\partial z}\hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial E_{x}}{\partial z}\hat{\mathbf{j}} = i\omega\mu\left(H_{x}\hat{\mathbf{i}} + H_{y}\hat{\mathbf{j}}\right)$

Igualando componentes y utilizando (25) se tiene que

$$i\kappa E_{y} = -i\omega\mu H_{x}$$
 (27)
 $i\kappa E_{x} = i\omega\mu H_{y}$

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

$$E_{y} = -\frac{\omega\mu}{\kappa}H_{x}$$
(28)

$$E_x = \frac{\omega\mu}{\kappa} H_y \tag{29}$$

De forma general:

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

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

Si definimos la impedancia intrínseca del medio como:

$$\eta = \frac{\omega\mu}{\kappa} \tag{31}$$

Las relaciones entre los campos quedan:

$$E_x = \eta H_y \tag{32}$$
$$E_y = -\eta H_x$$

Podemos escribir

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

de donde

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

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

En un medio heterogéneo la ecuación (35) se convierte en una resistividad "aparente" y la impedancia intrínseca en una impedancia de superficie.

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| Z_{yx} \right|^2$$
(36)

Además, podemos definir a la fase como:

$$\phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\operatorname{Im}(Z_{yx})}{\operatorname{Re}(Z_{yx})} \right)$$
(37)

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

Sin embargo, los resultados de experimentos 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 otras 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 en el subsuelo se presentaban no sólo de forma vertical, sino también de forma lateral.

II.2.2. 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 (32) por un tensor de impedancias.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$
(37)

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 (1 dimensión) tenemos que:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \qquad \qquad Z_{xy} = -Z_{yx}$$
(38)

II.2.3. 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 perpendicular al plano de discontinuidad (Figura 12).



Figura 12. Generación del modo TE y del modo TM. Modificado de 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:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \qquad Z_{xy} \neq Z_{yx}$$
(39)

En este caso, una de las impedancias fuera de la diagonal es el modo TE y la otra corresponde al modo TM.

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:

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}\mathbf{Z}\mathbf{R}^T \tag{40}$$

donde R es la matriz de rotación

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}$$
(41)

La metodología propuesta por Swift consiste en buscar el ángulo θ que minimiza la diagonal de Z'.

II.2.4. La 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 et al. (2005) presentan un resumen de las distintas metodologías creadas con esta finalidad.

Romo 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, y dos funciones angulares $\overline{\theta}$ y $\Delta \theta$. La importancia de esta metodología está en que al incluir a todos los elementos del tensor se puede trabajar con

medios que presentan variaciones en las tres dimensiones, obteniendo información valiosa del medio estudiado.

Romo 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 $\overline{\theta}$ es igual al valor óptimo de θ 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 (1969), es decir, permite conocer si el medio presenta variaciones en tres dimensiones.

El hecho de no eliminar información contenida en el tensor permite obtener los valores originales del tensor de impedancias a partir de los datos serie-paralelo:

$$\{Z_{xx}, Z_{yy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_{S}, Z_{P}, \overline{\theta}, \Delta\theta\}$$
(42)

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

$$Z_{S} = \left(\frac{Z_{xx}^{2} + Z_{xy}^{2} + Z_{yx}^{2} + Z_{yy}^{2}}{2}\right)^{\frac{1}{2}}$$
(43)

$$Z_{P} = 2 \frac{Z_{yx} \quad Z_{xy} - Z_{xx} \quad Z_{yy}}{\left(Z_{xx}^{2} + Z_{xy}^{2} + Z_{yx}^{2} + Z_{yx}^{2} + Z_{yy}^{2}\right)^{\frac{1}{2}}}$$
(44)

$$\overline{\theta} = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{Z_{xy} + Z_{yx}}\right)$$
(45)

$$\Delta \theta = \arctan\left(\frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}}\right)$$
(46)

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.

III. Adquisición de datos

III.1. Equipo de medición

Se utilizó el equipo MT-1 de 10 canales, fabricado por *Electromagnetic Instruments* (EMI, Inc.), para realizar los sondeos magnetotelúricos.



Figura 13. Equipo de registro magnetotelúrico: a) Electrodos porosos. b) Bobinas de inducción magnética horizontales. c) Bobina de inducción magnética vertical. d) A la izquierda: Consola de registro de 10 canales (abajo), equipo receptor de telemetría (arriba); a la derecha: Computadora portátil registrando las señales electromagnéticas. La medición del campo eléctrico se realiza empleando electrodos no-polarizables, fabricados con recipientes porosos y llenados de una solución saturada de sulfato de cobre (CuSO4) (Figura 13). El valor del campo eléctrico se obtiene midiendo la diferencia de potencial entre dos electrodos separados a una distancia de 150 m. Debido a que las mediciones se realizan en dos direcciones simultáneamente (Norte-Sur y Este-Oeste) se utiliza un arreglo de tres electrodos colocados en forma de "L", donde el vértice corresponde a un electrodo común a ambos dipolos perpendiculares entre sí (Figura 14).

Los valores del campo magnético se miden mediante un arreglo perpendicular de dos bobinas de inducción colocadas en posición horizontal, una de ellas con orientación hacia el Norte y la otra con orientación hacia el Oeste, y una tercera bobina en posición vertical para medir el campo Hz (Figuras 13 y 14). La relación entre el campo magnético vertical y el campo magnético horizontal se utiliza para obtener el "tipper" u "operador de inclinación" (Vozoff, 1991), el cual es sensible a los cambios laterales de conductividad.



Figura 14. Esquema de la instalación típica de los sensores magnéticos y eléctricos en un sitio de medición. Tomado de Jiracek, 1995.

Los sensores antes descritos captan las variaciones temporales de los campos eléctricos y magnéticos, pero debido a que estas señales son muy pequeñas, deben ser acondicionadas (filtradas y amplificadas) antes de ser discretizadas y procesadas.

Las señales registradas entran a una etapa de pre-amplificación y filtraje en las cajas del equipo magnético y eléctrico, para ser transmitidas a la consola del equipo. Esta consola cuenta con sistemas de ganancias para cada canal, lo cual permite seleccionar, en caso de ser necesario, un nuevo nivel de amplificación para cada una de las señales. Después, las señales son convertidas en una secuencia numérica digital (series de tiempo) y enviadas a una computadora portátil para ser almacenadas y posteriormente procesadas.

El proceso de registro y almacenaje de las series de tiempo es controlado por la computadora portátil a través del software MTacq en su versión 2010, desarrollado en el Departamento de Geofísica Aplicada de CICESE por Daniel Peralta. Además de las series de tiempo, este programa registra algunos parámetros de la medición, como la orientación del arreglo de electrodos y bovinas de inducción, y el valor de amplificación de las señales. También se especifica el intervalo de frecuencias en que se realiza la medición, el número de muestras por cada segmento de la serie de tiempo y el número de segmentos de las series de tiempo que se desean almacenar. Para este estudio se registraron series de tiempo con segmentos de 512 muestras cada uno (Figura 15), midiendo en cuatro intervalos de frecuencia (bandas) y utilizando diferente número de segmentos para cada una de ellas:

- 1. Banda 1: 0.2 Hz 0.002Hz (10 segmentos)
- 2. Banda 2: 2 Hz 0.02 Hz (20 segmentos)
- 3. Banda 3: 20 Hz- 0.2Hz (40 segmentos)
- 4. Banda 4: 200 Hz 2 Hz (50 segmentos)

Mientras mayor número de segmentos se registren mejor será la relación señal/ruido y por lo tanto mejor será la estadística de los parámetros estimados con ellas. Por otra parte, existe un compromiso entre el tiempo de registro en cada sitio y la calidad estadística de las observaciones. En nuestro caso el tiempo de registro en cada estación fue alrededor de 12 horas.

El equipo disponible permite la instalación de dos estaciones al mismo tiempo, separadas generalmente por distancias de varios kilómetros. La estación remota envía las señales observadas al campamento base por medio de un equipo de telemetría digital. En la estación base las señales se decodifican y se envían a la consola de registro para su acondicionamiento y registro simultáneo con las señales observadas en la base. El registro simultáneo en dos estaciones alejadas permite utilizar la técnica de referencia remota (Gamble, 1979), que ayuda a disminuir el efecto del ruido, si este es generado de forma local (ruido no-correlacionado), mejorando así la calidad de las estimaciones.



Figura 15. Ejemplo de registros de señales electromagnéticas.

III.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo se realizó en tres etapas debido a las características y condiciones del terreno, condiciones climáticas y tiempo disponible de registro en campo. Estas etapas fueron realizadas en septiembre de 2009, marzo de 2010 y mayo de 2010. Previo a cada campaña de trabajo, se realizó una campaña de reconocimiento para localizar las posiciones de las estaciones, caminos disponibles y condiciones del terreno.

La campaña de septiembre de 2009 se realizó en el área de la Sierra Juárez (Figura 16), donde se realizaron mediciones en 4 sitios, 2 de ellas registradas simultáneamente y las otras dos registradas de forma individual, con una distancia entre estaciones de aproximadamente 3 kilómetros.



Figura 16. Instalación de sensores magnéticos en la Laguna Hanson, septiembre de 2009.

La segunda campaña se realizó en la zona del valle de Mexicali (Figura 17), con un registro de 12 sitios, realizado por medición simultánea cada dos sitios con distancia aproximada de separación de 3 kilómetros entre sí.



Figura 17. Instalación de sensores magnéticos, eléctricos, de la antena de recepción de señal de la estación remota y carpa con los equipos de registro. Valle de Mexicali, abril de 2010.

La tercera campaña se llevó a cabo en la zona de Laguna Salada, parte de la Sierra El Mayor, parte de la sierra Cucapah, y nuevamente en el valle de Mexicali (Figura 18) con un total de 15 estaciones registradas, 10 de ellas registradas de forma simultánea cada dos sitios y 5 sitios registrados individualmente, con una separación aproximada de 3 km, en esta ocasión aumentando en ocasiones hasta 6 kilómetros para algunas estaciones debido a las condiciones de terreno. Los

sondeos realizados en el valle de Mexicali en esta última campaña ocuparon la misma posición que los realizados en la segunda etapa, con la finalidad de estudiar las condiciones del terreno posteriormente al evento sísmico del 4 de abril de 2010.



Figura 18. Sitio de registro magnetotelúrico LS-1. Laguna Salada, mayo 2010.

En total se midieron 21 sitios, los cuales fueron complementados con datos registrados con anterioridad en Laguna Salada por Vázquez González et al. (1993, 1994) y por Antonio Carpio (2009) en la Sierra de Juárez.



Figura 19. Imagen de Google Earth, que muestra la posición de las estaciones MT de este trabajo. Los puntos verdes indican la posición de los sitios de Antonio Carpio (2009) y Antonio Carpio et al. (2011), los puntos azules indican la posición de sitios de Vázquez González (1993,1994). Los puntos rojos indican la posición de los sitios registrados en este trabajo.

Sitio	Latitud (N)	Longitud (W)
LS15	31.7991	116.308
LS14	31.8083	116.296
LS13	31.8168	116.268
LS12	31.8277	116.238
LS1	31.8391	116.211
LS2	31.8464	116.184
LS3	31.8491	116.165
LS4	31.8717	116.14
LS5	31.8813	116.118
LS6	31.9013	116.100
LS7	31.9213	116.072

Tabla II. Coordenadas de los sitios MT

LS8	31.9385	116.048
LS9	31.9555	116.019
LS10	31.9695	115.990
LS11	31.9812	115.97
LS16	31.9998	115.952
LS17	32.0262	115.937
LH1	32.0451	115.914
LH2	32.0624	115.893
LH3	32.0851	115.864
LH4	32.1042	115.851
LS43	32.172	115.773
LS44	32.1797	115.741
LS45	32.1932	115.705
LS31	32.2003	115.679
LS46	32.2099	115.645
LS47	32.2218	115.616
LS1	32.2398	115.580
LS78	32.2597	115.545
LS2	32.2629	115.509
LS3	32.2829	115.481
LS4	32.2878	115.451
LS5	32.2442	115.409
LS6	32.2884	115.346
MX1 (LM1)	32.3077	115.318
MX2 (LM2)	32.319	115.294
MX3 (LM3)	32.3347	115.266
MX4 (LM4)	32.3563	115.232
MX5	32.3655	115.216
MX6 (LM6)	32.3731	115.197
MX7	32.3785	115.182
MX8 (LM8)	32.3924	115.169
MX9	32.3999	115.159
MX10 (LM10)	32.4101	115.143
MX11	32.4264	115.135
MX12 (LM12)	32.4425	115.109

* los sitios con las letras LM corresponden a sitios medidos después del sismo del 4 de abril 2010

IV. Procesamiento de datos de campo

Una vez almacenadas las series de tiempo, estas son procesadas para obtener los elementos del tensor de impedancias que permitan conocer la resistividad aparente y la fase en función de la frecuencia para cada uno de los sitios.

Debido al comportamiento cuasi-aleatorio de los campos electromagnéticos naturales, la estimación de los valores de impedancia debe llevarse a cabo utilizando metodologías especialmente diseñadas que permitan realizar estimaciones estadísticamente significantes.

IV.1. Primera etapa: Software RRMT8 y MTacq2007

La primera etapa de procesamiento consiste en obtener los valores del tensor de impedancia a partir de las series de tiempo magnéticas y eléctricas registradas en campo, para lo cual se utiliza un algoritmo de estimación robusta (Chave et al., 1987). Más adelante, a partir de las estimaciones del tensor de impedancia, se obtienen los valores de resistividad aparente y fase en función de la frecuencia para cada sitio de observación.

La estimación robusta se realiza mediante el algoritmo RRRMT8 (Robust Remote Reference Magnetotelluric data processing), escrito por Alan Chave y basado en los trabajos de Chave et al. (1987) y Chave y Thomson (1989), que permite estimar los elementos del tensor de impedancias y sus incertidumbres.

Para una aplicación más eficiente del algoritmo, se utilizó el software ProMT versión 2007, desarrollado en el Departamento de Geofísica Aplicada de CICESE por Daniel Peralta, que utiliza un código ejecutable del RRRMT8 por medio de una interfaz gráfica (Figura 20). El ProMT recibe las series de tiempo registradas en cada sitio, estima los cuatro elementos del tensor de impedancia y los utiliza para calcular y graficar las resistividades aparentes y fases, así como otros parámetros de interés, como coherencias predichas, tipper, etc.



Figura 20. Interface principal del software ProMT, mostrando gráficas de coherencias y resistividades de datos de mayo de 2010 y desplegando las posibles opciones a graficar.

La rapidez en la ejecución del software ProMT permite realizar las estimaciones de las curvas de resistividad aparente y fase en el campo, así como revisar la calidad de los datos mediante las coherencias. Posteriormente el mismo programa permite un procesamiento más fino de los datos antes de pasar a una segunda etapa de procesamiento, selección de frecuencias e inversión de resistividades aparentes y fases.

IV.2. Segunda etapa: MTG2010

La segunda etapa de procesamiento consiste en visualizar las curvas de resistividad aparente y fase para cada sitio y editarlas eliminando las estimaciones con menor coherencia y/o mayor incertidumbre. En esta etapa se realiza la

transformación serie-paralelo (Romo et al., 2005) y se pueden aplicar otras metodologías como la descomposición de Groom-Bailey (Groom and Bailey, 1989) o la rotación de Swift (Swift, 1967). Además es conveniente revisar otros parámetros de interés como el tipper, funciones angulares, transformadas de Bostick, etc.

El software MTG2010, creado por José Manuel Romo Jones en el Departamento de Geofísica Aplicada de CICESE, es un programa escrito en MATLAB para realizar las tareas antes mencionadas (Figura 21).



Figura 21. Interface del software MTG2010, mostrando las diferentes opciones de procesado disponibles y las ventanas utilizadas en la edición de las curvas de resistividad y fase.

Este programa permite la aplicación de diversas herramientas del procesamiento de datos MT: transformación Serie-Paralelo, descomposición de Groom-Bailey, ángulo de rotación de Swift, transformada de Bostick, Coherencia predicha, amplitud y fase del tipper, etc. Además, el programa incluye un módulo que permite editar las curvas de resistividad aparente y fase para seleccionar, con base en la incertidumbre y en la coherencia, los datos que se utilizarán en el algoritmo de inversión en 2 dimensiones de Gauss-Newton (Rodi y Mackie, 1997).

IV.3 Selección de datos

A partir de las curvas de resistividad aparente y fase de cada sitio, se seleccionaron alrededor de 20 frecuencias para cada sitio con objeto de procesarlas con el algoritmo de inversión en 2D. La Figura 22 muestra como ejemplo cuatro sitios con las frecuencias seleccionadas para la inversión. Se tienen tanto los modos TE y TM, como las curvas Serie-Paralelo (Figura 23).



Figura 22. Ejemplos de curvas de resistividad y fase TE-TM de diferentes sitios del perfil Ojos Negros – Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali.



Figura 23. Ejemplos de curvas de resistividad y fase Serie-Paralelo de diferentes sitios del perfil Ojos Negros – Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali.

IV.4. Dimensionalidad de los datos

Se utilizó el valor de la parte real de $\Delta\theta$ de la transformación Serie-Paralelo para determinar si los datos tienen efectos tridimensionales. Este valor se presenta en grados, donde valores entre $-15^{\circ} < \Delta\theta < 15^{\circ}$ indican que los datos no tienen efectos tridimensionales y pueden ser tratados con algoritmos de inversión en 2D. Los resultados muestran que las zonas donde un análisis 2D puede llevarse a cabo de manera segura, son la zona de Laguna Salada y el valle de Mexicali, pero

otro lado la zona de Sierra de Juárez, Sierra El Mayor y Sierra Cucapah, presentan efectos tridimensionales. En estos casos es posible hacer la inversión en 2D si consideramos los modos Serie-Paralelo, los cuales se comportan de manera más robusta ante los efectos tridimensionales (Romo et al., 2005). Los histogramas y gráficas por periodo de la parte real de $\Delta\theta$ para cada sitio se presentan en el anexo B. La siguiente figura (Figura 24) ilustra el comportamiento de este parámetro para cuatro sitios, en cada una de las regiones descritas antes.



Figura 24. Ejemplos de histogramas de $\Delta\theta$ de las diferentes frecuencias utilizadas, correspondientes a diferentes sitios del perfil Ojos Negros – Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali.

La primera sección del perfil, valle de Ojos Negros y Sierra Juárez (sitios ON15-LH04) presenta comportamiento predominantemente bidimensional en los periodos cortos (menores a 1 s.), con efectos tridimensionales presentes en los periodos más bajos, lo cual indica que los cambios tridimensionales ocurren en la estructura intermedia y profunda de la sierra.

La zona de la Laguna Salada (sitios LS43-LS78) presenta una estructura con cambios tridimensionales en la estructura regional, probablemente debido al basamento formado por las sierras a los flancos de la cuenca.

A partir del sitio LS02 hasta el Sitio LS06 (Sierra El Mayor) hay fuertes efectos tridimensionales presentes en los periodos más bajos, e incluso en los periodos cortos, como los sitios LS03 y LS04.

El valle de Mexicali (sitios MX01-MX12, y LM01-LM12) presenta una estructura predominantemente bidimensional, con efectos tridimensionales significativos en los sitios MX10 y MX12. Esto último puede ser debido a un basamento cristalino más somero en la zona este de la sección.

La comparación de datos antes del sismo del 4 de abril (sitios MX) y datos después del sismo (sitios LM) confirma la existencia de la zona tridimensional en el límite este de la sección, pero en general los sitios LM presentan menos efectos tridimensionales. Se considera que esto último es debido a que la razón señal/ruido de los datos fue mejor después del sismo, probablemente por la reducción en la actividad humana en la zona a causa de los efectos del sismo.

IV.5. Azimuth dominante de la estructura

Se analizó el azimuth dominante de las estructuras utilizando los valores de la parte real de $\overline{\theta}$ de la transformada Serie-Paralelo en cada uno de los sitios. Este valor es igual al ángulo óptimo que se puede determinar utilizando la rotación de Swift, y cuando se tienen estructuras bidimensionales el valor coincide con el azimuth de la estructura. Para este análisis los datos de cada sitio se separaron en dos bandas de frecuencia: una con periodos menores a 1 segundo y la otra con periodos entre 1 y 1000 segundos, esto debido a que el primer caso es afectado por estructuras más someras, mientras que se considera que el segundo rango corresponde al comportamiento de la estructura regional.

La estructura en la zona del valle de ojos Negros presenta una azimuth dominante entre 20° y 330°, excepto en el sitio ON02, donde se encuentra a 0°. En la parte SW del valle se presentan direcciones de 320° y 40°. En la Sierra Juárez, se presentan dos direcciones en el sitio ON06 (320° y 40°), y se mantiene constante en los sitios ON07 hasta ON16 (30° a 40°). En la zona de la Laguna Hanson (LH01) hasta la zona cercana al escarpe de la sierra (LH04) muestra direcciones entre 330° y 40°.

La estructura en Laguna Salada presenta direcciones dominantes entre 330° y 30°. En la Sierra El Mayor, el rumbo varía entre 330° a 35° con respecto al norte.

La estructura en el Valle de Mexicali presenta un rumbo aproximado de 340°, excepto en el límite este del perfil. Esta dirección general se mantiene consistente en los datos previos y posteriores al sismo, y coincide en los datos a periodos <1 s. como en los periodos más largos.

El límite este del perfil presenta dos rumbos principales en los datos previos al sismo: el primero, más somero, de aproximadamente 5°, y el segundo de 330°. En los datos posteriores al sismo las direcciones son 30° y 330°. Sin embargo debido al ruido presente en los datos del sitio MX12 no se puede determinar si este cambio es significativo o producto de la incertidumbre de los datos.

La comparación de los datos para cada estación en el valle de Mexicali muestran pequeños cambios en el rumbo para los periodos menores a 1 segundo, con una dirección consistente de 330° a 340°, siendo el cambio más significativo en el sitio LM06. Los diagramas de rosa de la parte real de $\overline{\theta}$ para cada sitio se presentan en el anexo C. La Figura 25 muestra diagramas de rosa para cuatro sitios seleccionados de las secciones del perfil.



Figura 25. Ejemplos de histogramas en diagramas de rosa del azimuth dominante de la estructura para los sitios del perfil Ojos Negros – Mexicali. a) Valle de Ojos Negros. b) Laguna Hanson. c) Laguna Salada. D) Valle de Mexicali. Datos de periodos entre 1-1000 segundos (negro), menor a 1 segundo (gris).

IV.6. Corrimiento estático

Las curvas de resistividad aparente pueden estar afectadas por un corrimiento vertical (corrimiento estático) debido al efecto galvánico causado por la acumulación de cargas eléctricas en las interfaces de inhomogeneidades locales o desniveles topográficos (Simpson y Bahr, 2005). No hay una forma generalmente aceptada para estimar el factor de corrección por corrimiento estático. Cuando se utilizan los datos Serie-Paralelo, el problema se complica más aún, porque los cuatro elementos del tensor se combinan en la estimación de las impedancias serie y paralelo, lo cual hace que los modelos convencionales para tratar el efecto estático no funcionen. En nuestro caso, la presencia de efectos de corrimiento estático del perfil,

por lo que fue necesario estimar un factor aproximado de corrección y aplicarlo. Uno de los criterios utilizados fue mantener la resistividad aparente de las frecuencias más altas (efecto somero) lo más uniforme posible a lo largo del perfil. Si alguna curva de resistividad aparente no cumplía con este criterio, se le aplicaba un factor para corregirla. En el caso del sitio ON09, el criterio fue distinto, pues el proceso de inversión inicialmente pudo ajustar las dos curvas de fase y la resistividad aparente paralelo, pero la resistividad serie calculada resultaba paralela a la observada, por lo que se estimó un factor que hizo coincidir ambas curvas. Los valores utilizados para los sitios corregidos son enlistados en la tabla III.

Tabla III. Factores de corrección por corrimiento estático.				
Sitio afectado por corrimiento estático	Factor de corrección	Curva corregida (Serie o Paralelo)		
ON03	0.44	Serie		
On06	0.18	Serie		
ON09	0.27	Serie		
ON10	0.65	Serie		
LS02	20	Paralelo		
LS03	4	Paralelo		
LS05	3.1	Paralelo		
MX12	0.55	Serie		

IV.7. Profundidad aproximada de estudio

En el método magnetotelúrico, la forma tradicional de determinar la profundidad aproximada de investigación es por medio de la profundidad nominal (Skin depth). Sin embargo, esta fórmula es sólo válida para medios homogéneos, por lo que se debe realizar otro tipo de pruebas para medios heterogéneos en resistividad. Por ello, se dividió el perfil Ojos Negros - Valle de Mexicali en tres secciones independientes (sección Ojos Negros-Sierra Juárez, sección Laguna Salada – Sierra El Mayor y sección Valle de Mexicali). Esta división se realizó considerando las diferencias en resistividad de las curvas de campo para cada zona, además de la historia y características tectónicas en cada sección, las cuales son diferentes. Se realizó el proceso de inversión para cada sección en repetidas ocasiones, variando parámetros del modelo tales como la resistividad del modelo inicial, y haciendo cambios en el modelo resultante para determinar si los datos eran sensibles a esos cambios.

Estas pruebas mostraron que la sección Ojos Negros - Sierra de Juárez es la que tiene una mayor profundidad de estudio (mayor a 40 kilómetros), mientras que la sección Laguna Salada-Cañada David alcanza una profundidad de penetración de aproximadamente 8-10 kilómetros, y la sección Valle de Mexicali de 6-8 kilómetros. Esta diferencia se debe a que la profundidad de penetración de los sondeos magnetotelúricos depende de la resistividad del medio. El modelo obtenido en el perfil completo Ojos Negros-Mexicali, así como los modelos obtenidos en las secciones individuales muestran que los sedimentos de las cuencas Laguna Salada y del valle de Mexicali son muy conductores, (resistividades de ~ 1 Ω -m), mientras que la zona de la Sierra Juárez presenta resistividades muy altas (valores de hasta 10⁴ Ω -m).
V. Inversión de los datos

V.1. Algoritmos de inversión

Para realizar el proceso de inversión de los datos se utilizó el algoritmo en dos dimensiones de Gauss-Newton (Rodi & Mackie, 1997) y el algoritmo Occam versión 3 (deGroot y Constable, 2006).

V.1.1. Algoritmo de Rodi & Mackie

Este algoritmo se basa en la aplicación de la regularización de Tikhonov para mantener un proceso estable y evitar la aparición de valores exagerados de resistividad en los resultados:

Donde

$$S(m) = (d - F(m))^{T} R_{dd}^{-1} (d - F(m)) + \tau || L(m - m_{o}) ||^{2}$$
⁽⁴⁷⁾

S(m) = Función objetivo

d = datos observados

F(m) = Respuesta del modelo

- R_{dd}^{-1} = Incertidumbre de los datos
- τ = Factor de regularización
- L = Operador de Laplace
- m = Parámetros del modelo
- m_o = Modelo inicial

En el algoritmo de Rodi & Mackie, la inversión se realiza utilizando el método de Marquardt-Levenberg:

$$m_{j+1} = m_j - \frac{1}{2} (A_j^T R_{dd}^{-1} A_j + \tau L^T L + \varepsilon I)^{-1} g_j$$
(48)

Donde:

$$A_j$$
 = Derivada de Frechet evaluada en m_j
 g_j = gradiente de S evaluado en m_j
 \mathcal{E} = valor pequeño (0.001)

La rugosidad del modelo es calculada como

$$rugosidad = \left\| L(m - m_o) \right\|^2$$
⁽⁴⁹⁾

El problema directo se resuelve utilizando diferencias finitas, por lo que se realiza una discretización del modelo inicial en celdas rectangulares, cuyas dimensiones varían dependiendo de la profundidad de cada celda, separación entre sitios de medición, dimensiones del cuerpo a detectar, capacidad del equipo de cómputo, etc. Es importante agregar celdas de grandes dimensiones en los extremos del modelo para evitar que los efectos de borde tengan efectos en los resultados. El error cuadrático medio es calculado como

$$rms = \sqrt{\frac{(d - F(m))^{T} - R_{dd}^{-1}(d - F(m))}{N}}$$
(50)

Donde N es el número de datos (considerando tanto resistividad aparente como fase de ambos modos). El RMS representa el valor promedio de la desviación estándar entre la respuesta del modelo y los datos observados. En los modelos

finales, el RMS es expresado en porcentaje, donde una desviación estándar es igual a un 5% de error de ajuste.

El factor de regularización τ tiene un papel muy importante en el resultado final, pues es el que proporciona el compromiso entre la suavidad del modelo y el ajuste a los datos. Un factor grande privilegia la suavidad del modelo a costa del ajuste a los datos observados, mientras que un factor pequeño le da más importancia al ajuste de datos a costa de obtener modelos rugosos (no suaves). Un modelo muy suave tiene un menor ajuste con los datos reales que un modelo rugoso; sin embargo, un modelo muy rugoso puede presentar resultados sobreajustados que no corresponden a la realidad, por lo que es necesario encontrar un modelo que sea suave pero que ajuste aceptablemente a los datos observados. Para ello se debe repetir el proceso de inversión con diferentes valores de y graficar los resultados de rugosidad contra RMS para encontrar el modelo cuyo valor de sea óptimo. Esta gráfica es conocida como curva L debido a la forma que toma (Hansen Christian, 1992).

Para realizar el proceso de inversión se utilizaron dos programas: el algoritmo original de Rodi & Mackie (1997), el cual permite calcular la respuesta de los modos TE y TM, y una versión modificada por Esparza (2001) que permite invertir los modos Serie y Paralelo (Romo et al., 2005).

Se realizaron cuatro experimentos numéricos, uno con el perfil completo y los otros tres con segmentos más cortos a lo largo del modelo.

V.1.2. Algoritmo Occam

El algoritmo Occam (deGroot y Constable, 2006) es un esquema regularizado e iterativo de inversión, pero que funciona de forma diferente al algoritmo anterior. En primer lugar, el algoritmo calcula de forma automatizada una serie de modelos directos, cada con un diferente valor de μ , con la finalidad de encontrar un modelo óptimo. Los valores de μ son seleccionados en un intervalo cuyos límites son definidos por una búsqueda de sección o proporción dorada:

$$\varphi = \frac{a+b}{a} = \frac{a}{b} \tag{51}$$

Una vez calculados los modelos, se selecciona aquel cuyo RMS sea el menor y se procede a minimizar la rugosidad del modelo seleccionado:

$$m_{i+1} = \left[\mu \left(\hat{\mathcal{Q}}_{y}^{T} \hat{\mathcal{Q}}_{y} + \hat{\mathcal{Q}}_{z}^{T} \hat{\mathcal{Q}}_{z} \right) + \left(W J_{i} \right)^{T} W J_{i} \right]^{-1} \left(W J_{i} \right)^{T} W \hat{d}_{1}$$
(52)

Donde:

 μ^{-1} = Multiplicador de Lagrange \hat{Q}_y = Matriz de rugosidad horizontal \hat{Q}_z = Matriz de rugosidad vertical J_i = Jacobiano \hat{W}_z = Matriz diagonal de varianzas

y tenemos que:

$$\hat{d}_{1} = d - F[m_{1}] + J_{1}m_{1}$$

$$d = \text{datos}$$

$$F[m_{1}] = \text{Respuesta del modelo inicial}$$

$$m_{1} = \text{Modelo inicial}$$
(53)

El algoritmo calcula el modelo directo mediante la técnica de elemento finito (Wannamaker et al, 1986; Wannamaker et al., 1987), que permite reproducir de mejor forma la topografía, y que en esta versión (DeLugão y Wannamaker, 1996) realiza el cálculo de forma más rápida.

En el proceso de inversión tipo Occam, el error de ajuste entre observaciones y respuesta del modelo se calcula de la misma forma que en el algoritmo de Gauss-Newton, expresándose en términos de una distribución χ^2 .

V.2. Equipo de cómputo

Debido a la alta capacidad de cómputo que requieren estos algoritmos, se utilizó el equipo de supercómputo "Argentum", equipo tipo Cluster IBM modelo E 1350, del Centro Nacional de Supercómputo del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, y el equipo "Electromag", una estación de trabajo Sun Ultra 40, de la división de Ciencias de la Tierra de CICESE.

VI. Resultados

VI.1. Perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali

Para la inversión en 2D se utilizaron 42 estaciones, con datos de 16 a 20 frecuencias distintas por cada estación, utilizando la información de los modos Serie y Paralelo en el algoritmo tipo Gauss-Newton modificado (Romo et al., 2005).

Se utilizó un modelo inicial de 66 x 75 celdas (899 km x 330.842 km), con una resistividad homogénea de 100 Ω m. Las dimensiones de las celdas tienen valores de entre 1.5 km a 200 km de longitud y de 8 m a 51.2 km de espesor. Las celdas más delgadas en la superficie con espesores incrementándose a medida que aumenta la profundidad. En la zona de interés las longitudes de las celdas son menores y se incrementan en ambos extremos del modelo.



Figura 26. Curva L modelo Ojos Negros – Mexicali.

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =2 (Figura 26).

Se realizó además una inversión incluyendo parte del océano, fijando las celdas correspondientes con una resistividad de 0.3 Ω m, para determinar si las observaciones presentaban efecto de costa, que es la perturbación de los campos eléctricos perpendiculares a la costa debido a corriente extra en la corteza superior, en comparación con la que sería inducida si el océano estuviese ausente (Mackie y Madden, 1997). Los resultados indican que la influencia de este efecto es despreciable, por lo que no fue tomado en cuenta en el proceso final de interpretación.

El modelo del perfil Ojos Negros-Mexicali se presenta en la Figura 27. Los triángulos muestran la posición de los sitios observados. El km 50 y el km 100 en el perfil corresponden a la parte más elevada de las sierras Juárez y El Mayor, respectivamente, en estas zonas no se tienen observaciones debido a la imposibilidad de acceso, sin embargo el modelo produce zonas resistivas, (> 1000 Ω m) congruentes con la presencia de rocas batolíticas en la sierra. En el panel superior se muestra el desajuste obtenido en cada sitio de observación en unidades de desviación estándar (1 ds = 5%). En la mayor parte de los sitios se tienen desajustes menores a 5 ds, lo que produce un desajuste (o RMS) global de 20.8% (~ 4 ds). El RMS se calcula tomando en cuenta, para cada sitio, las dos resistividades aparentes y las dos fases consideradas en el proceso de inversión. El grado de suavidad o su inverso, la rugosidad del modelo, resulta ser de 2752.4.



Figura 27. Modelo de resistividad resultante del perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali con el algoritmo de Gauss-Newton, utilizando datos Serie-Paralelo. Los triángulos indican la posición de los sitios observados. El panel superior muestra el desajuste obtenido en cada uno de los sitios en unidades de desviación estándar (1 ds = 5%).

Para tener una idea más general del grado de juste entre datos observados y calculados, éstos se presentan en modo de pseudosecciones de resistividad aparente y de fase (Figuras 28 a 31). En estas figuras se aprecia que la respuesta del modelo (datos calculados) es en general muy parecida a las observaciones, se tienen zonas de desajuste muy localizadas, debidas probablemente a valores ruidosos de las observaciones, solo en algunos sitios y para ciertas frecuencias. Estos resultados permiten afirmar que el modelo de resistividad mostrado en la Figura 27, explica en muy buena medida las observaciones.



Figura 28. Sección de resistividad aparente Serie. (a) Resistividad aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.



Figura 29. Sección de resistividad aparente Paralelo. (a) Resistividad aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.



Figura 30. Sección de fase del modo Serie. (a) Fase observada, (b) fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.



Figura 31. Sección de fase del modo Paralelo. (a) Fase observada, (b) fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.

VI.2. Interpretación

VI.2.1. Sección Ojos Negros-Sierra Juárez

En la sección Ojos Negros - Sierra Juárez, el modelo presenta una delgada capa superficial (0 a 0.3 km) relativamente conductora entre el km 0 y 20 del modelo, asociada a los sedimentos que rellenan del valle de Ojos Negros, en la Figura 32 esta capa es casi imperceptible debido a la escala. A lo largo de toda la sección (0 a 50 km) se tiene la presencia de un resistivo (> 1000 Ohm-m) que va desde la superficie hasta 10 km de profundidad en el extremo occidental de la sección y tiene su expresión más profunda a 20 km de profundidad en la región central de la sección. Esta zona resistiva descansa sobre una región conductora (< 100 Ohm-m) que ocupa la mitad más profunda del modelo y que se extiende hacia la superficie en algunas zonas, particularmente en el km 3, en el km 40 y sobre todo en el km 50, alcanzando profundidades entre los 5 y 10 km.

La zona resistiva (>1000 Ohm-m) puede asociarse a las rocas graníticas del batolito peninsular. El cuerpo conductor (1 a 10 Ω m) que lo subyace a 20 km de profundidad no se distribuye de igual forma en la parte profunda del modelo, sino que muestra penetraciones importantes en el cuerpo resistivo, las cuales pueden corresponder a rocas pre-batolíticas, deformadas y metamorfizadas.



Figura 32. Modelo Ojos Negros-Valle de Mexicali.

En la Figura 33 se muestran los vectores de inducción obtenidos utilizando la relación entre el campo magnético vertical y sus componentes horizontales. Esta relación conocida como tipper (Vozzof, 1991) es sensible a la presencia de cambios laterales de resistividad. Los vectores de inducción están calculados de tal manera que deben apuntar hacia las zonas conductoras y se estiman para diferentes frecuencias. En la figura se muestran los vectores de inducción estimados a periodos entre 43.4783 y 0.0016 Hz, en el que cada vector corresponde al valor de una frecuencia específica. Los vectores señalan en dos direcciones preferenciales cerca de las fallas Ojos Negros y San Miguel, mientras que en la zona de Sierra Juárez se dividen en dos grupos apuntando hacia ambos flancos de la sierra.



Figura 33. Vectores de inducción, sección Ojos Negros – Sierra Juárez. Las flechas apuntan hacia probables zonas conductoras.

VI.2.2. Sección Laguna Salada-Sierra El Mayor

La zona de la cuenca Laguna Salada presenta una zona conductora (1 a 10 Ω m) desde la superficie hasta los 10 km de profundidad aproximadamente, la parte superior de este conductor (0 a 5 km de profundidad) corresponde a los sedimentos que rellenan la cuenca, la cual es más somera en la zona cercana al Escarpe Principal del Golfo y se vuelve más profunda a partir del km 80, hasta el km 100, donde el cuerpo tiene un contacto abrupto con un cuerpo resistivo (> 1000 Ω m) que corresponde a las rocas intrusivas que forman la Sierra El Mayor. El cuerpo conductor más profundo (5 a 10 km de profundidad) en la parte central de la cuenca puede asociarse a un basamento posiblemente metamórfico (Figura 34).



Figura 34. Modelo Ojos Negros-Mexicali, hasta 15 km de profundidad.

Destaca además un cuerpo conductor (~1 Ω m) que se localiza por debajo de la cuenca sedimentaria entre los 75 y 90 km de distancia, localizado aproximadamente a 3 km. de profundidad.

En el margen oeste de la cuenca, se observa un cuerpo resistivo a 65 y 70 km de distancia, correspondiente al basamento cristalino. Este cuerpo se localiza entre dos zonas conductoras que no se asocian a los sedimentos. La primera de estas

zonas conductora se localiza entre 65 y 70 km de distancia, entre 2 y 4 km de profundidad, y la segunda entre 7 y 10 km de profundidad en el mismo intervalo de distancia. Zonas conductoras similares fueron determinadas por Vázquez González et al. (1993) en el mismo perfil.

Además se observa una zona conductora horizontal entre los 95 y 100 km de distancia localizado entre la superficie y 1 km. de profundidad. Esta zona muestra una conexión con la zona de sedimentos entre los sitios 90 y 95 km de distancia.

En Laguna Salada (Figura 38) la mayor parte de los vectores de inducción señalan hacia el NE, los sitios LS31 y LS46 señalan al N y el LS78 hacia el W. En la Cañada David, sitios LS04 y LS05, los vectores se señalan hacia la zona de falla. En LS02 no se midió el campo magnético vertical y en el LS03 el nivel de ruido solo permitió estimar a una frecuencia.



Figura 35. Vectores de inducción de la sección Laguna Salada – Sierra El Mayor. Las flechas apuntas hacia las posibles anomalías conductoras.

VI.2.3. Sección Valle de Mexicali

En el valle de Mexicali el modelo muestra un cuerpo conductor (1 a 10 Ω m) que corresponde a los sedimentos que rellenan la cuenca. Estos sedimentos consisten en sedimentos clásticos no consolidados, compuestos por arcillas, limos, arenas y escasas gravas, encontrándose a mayor profundidad lutitas y lutitas limoníticas con intercalaciones de areniscas (Lira Herrera, 2005).

El modelo muestra que los sedimentos en el margen oeste de la cuenca tienen un espesor de hasta 2 km entre el km 105 y el km 120, a partir del cual aumenta considerablemente hasta alcanzar una profundidad de poco más de 5 km bajo el km 125. El espesor de los sedimentos se vuelve un poco más delgado, ~ 4 km entre los km 125 a 130,

En el valle de Mexicali los vectores de inducción señalan principalmente hacia la zona de la falla Cerro Prieto y el graben Saltillo, delimitado por las fallas Saltillo y Guerrero (Figura 36).



Figura 36. Vectores de inducción de la sección Valle de Mexicali.

VI.3. Datos sismológicos

Como información complementaria a los datos magnetotelúricos, se utilizaron bases de datos sismológicas realizadas con redes locales registradas por Munguía (Laguna Salada en 1991 y 1992) y Frez et al. (2006) (zona Sísmica de Mexicali y la región de Ojos Negros en 1997, falla San Miguel en 1998, costa del Pacífico entre Tijuana y Ensenada en 1999, fallas Agua Blanca y Vallecitos en 2001, segmento sur de la falla Sierra Juárez en 2002, y Punta China y alineación ortogonal en 2002 y2003), complementadas con datos de RESNOM y SCSN. En total, la base de datos consiste de 3484 eventos (Figura 37) y muestra los epicentros de eventos de magnitudes entre 0.7 y 5.



Figura 37. Datos sismológicos (1991-2003) del norte de la Península (puntos negros) utilizados en este trabajo, mostrando la posición de los sitios MT del perfil Ojos Negros – Mexicali (Triángulos rojos).

Se utilizó la base completa de datos sísmicos (periodo 1991-2003) para estimar la zona de transición frágil-dúctil de la corteza a lo largo del perfil (Figura 38), considerando que la zona frágil de la corteza se limita a la zona sismogénica. Los resultados muestran que esta zona de transición es más somera en la Provincia Extensional del Golfo (~15 km en el valle de Mexicali y ~20 km en la Laguna Salada), que en la parte central del Batolito Peninsular (~25 km). Considerando el histograma de posición de zonas conductoras profundas de Marquis y Hyndman (1991), basado en estudios MT en todo el mundo, se estimó que la temperatura de la zona de transición frágil-dúctil es de ~450°, por lo que se estima que el gradiente geotérmico del Batolito Peninsular es de ~17.5°C/km, menor al gradiente promedio de Laguna Salada (~30°C). Este valor es similar al gradiente de temperatura registrado en el pozo San José (14.92°C/km) por Smith (1974), localizado 112 km al sur del perfil MT.

El gradiente de temperatura en la Laguna Salada es de ~30° de acuerdo a estimaciones de sismicidad, cálculo del punto de Curie y datos de pozo (García Abdeslem et al. 2001), y en el valle de Mexicali es en promedio de 45°C/km fuera de la zona productora del campo geotérmico, y en promedio de 70°C/km dentro de la zona productora (Espinosa Cardeña y Campos Enríquez, 2008).



Figura 38. Modelo Ojos Negros Mexicali, con la proyección en el perfil de todos los sismos (1991-2003). Las líneas rojas muestran la zona que es interpretada como la transición de la corteza frágil a dúctil, siendo más profunda (25 km) en la Zona de Deformación Activa que en la Provincia Extensional del Golfo (20 km).

En la Figura 39 se muestran en rojo los epicentros de los eventos ocurridos dentro de una franja de 16 km de ancho alrededor del perfil MT, los cuales fueron seleccionados para mostrarse con el modelo de resistividad.



Figura 39. Datos sísmicos de Luis Munguía (1991, 1992) y Frez Cárdenas et al. (2006). Los puntos en rojo indican los epicentros de los sismos comprendidos en una franja de 16 km de ancho alrededor del perfil MT.

En las Figuras 40, 41 y 42 se muestran histogramas de profundidades de los hipocentros de los eventos sísmicos seleccionados en tres secciones del perfil: Ojos Negros-Sierra Juárez, Laguna Salada-Sierra El Mayor y Valle de Mexicali. Estos histogramas muestran que la actividad sísmica ocurre en los límites de profundidad mostrados en la figura 38. Se observa que los sismos en la Sierra Juárez ocurrieron principalmente entre 10 km y 18km de profundidad, aunque se tiene otro pequeño máximo alrededor de los 4 km de profundidad, hay algunos

eventos a profundidades mayores a 20 km. En la sección de Laguna Salada se tiene un agrupamiento a los 4-5 km de profundidad y el resto se distribuye de manera dispersa entre 5 y 16 km de profundidad. En el valle de Mexicali se distinguen dos agrupamientos principales, uno de ellos entre 4 y 6 km de profundidad, en la mitad occidental del valle y el otro entre 8 y 10 km de profundidad en la mitad oriental del valle, los sismos más profundos alcanzan 16 km de profundidad.

Los datos de los sismos seleccionados parecen contradecir las estimaciones de la profundidad de la zona frágil-dúctil realizada anteriormente, pero esta aparente discrepancia debe ser descartada debido a que el número de eventos sísmicos seleccionados es pequeño y por lo tanto no es representativa, por lo que se considera que una mejor estimación de la interfase frágil-dúctil es lograda con todos los sismos, mientras que el grupo seleccionado sólo sirve como indicador de agrupaciones de eventos sísmicos.



Figura 40. Histograma con los sismos seleccionados para la sección Ojos Negros-Sierra Juárez. Los resultados indican que el límite de la zona sismogénica es cercana a los 20 km. de profundidad.



Figura 41. Histograma con los sismos seleccionados (1991-20003) para la sección Laguna Salada-Cañada David. Los resultados indican que el límite de la zona sismogénica es cercana a los 20 km. de profundidad.



Figura 42. Histograma con los sismos seleccionados (1991-20003) para la sección del valle de Mexicali. Los resultados indican que el límite de la zona sismogénica es cercana a los 15 km. de profundidad.

La comparación de los hipocentros seleccionados con el modelo de resistividad (Figura 43) muestra que los sismos ocurren en las zonas de máximo gradiente de resistividad que bordean a los cuerpos conductores. Bajo la cordillera peninsular todos los sismos ocurren por encima del cuerpo conductor asociado con fluidos calientes, alojados o retenidos en rocas metamórficas pre-batolíticas. Además, los eventos se asocian a la actividad de las fallas Ojos Negros y San Miguel, lo cual indica que la actividad sísmica de estas fallas puede estar relacionada con la presencia de fluidos calientes en las rocas.



Figura 43. Perfil Ojos Negros-Valle de Mexicali, incluyendo los hipocentros de los sismos seleccionados (1991-2003).

Los datos sismológicos entre 1991 y 2003 muestran mayor actividad en el margen oeste de la cuenca Laguna Salada, es decir, asociados al Escarpe Principal de Golfo. Se observa que la mayor parte de los eventos están en los primeros 10 km y se localizan bordeando las anomalías conductoras.

VI.4. Discusión

La presencia de cuerpos conductores en la corteza de la zona norte de la península ha sido reportada en trabajos previos. Martínez et al. (1989), destacan la presencia de una zona conductora cerca de la línea fronteriza con Estados Unidos en la zona del batolito peninsular, modelándola como bloques con resistividad de 10 y 1 Ω m entre 12 y 32 km de profundidad. Este cuerpo es congruente con nuestros resultados, en los que obtenemos un conductor profundo por debajo del batolito peninsular.

El cuerpo conductor presentado en este trabajo fue reportado de forma parcial por Antonio Carpio (2009) y Antonio Carpio et al. (2011) hasta una profundidad de 25 km. Oliver Ocaño (2004), reportó una anomalía similar en un estudio realizado 30 km al sur, cerca de la falla San Miguel. Oliver Ocaño (2004) no realizó corrección por corrimiento estático en las curvas de resistividad, lo cual es una razón por la que en ocasiones no es posible identificar cuerpos conductores profundos (Berdichevsky y Dimitriev, 2008) Debido a esto, no se puede definir si el cuerpo conductor profundo mostrado en el presente trabajo está limitado a una zona específica en dirección N-S o si se encuentra presente en toda la Zona de Deformación Activa.

Aunque la presencia de fluidos en la zona superior de la corteza suele relacionarse con agua que ha penetrado en el subsuelo a través de zonas de subducción o zonas de debilidad (por ejemplo, Jones, 1992), Oliver Ocaño (2004), Antonio Carpio (2009) y Antonio Carpio et al. (2011), interpretan que la anomalía detectada en ambos trabajos es originada por la liberación de fluidos retenidos en rocas metasedimentarias prebatolíticas. Los procesos necesarios para la liberación de dichos fluidos involucran procesos metamórficos, lo cual puede indicar que los fluidos tiene un origen más profundo, es decir, como ya se propuso en la interpretación, que los cuerpos conductores que se extienden hacia menores profundidades tengan su principal fuente de fluidos en el cuerpo conductor profundo.

La presencia de zonas conductoras en la corteza ha sido tema de debate en las últimas décadas, pero en los últimos años esta propuesta ha comenzado a ser aceptada (por ejemplo, Jiracek et al., 2007). Jiracek et al. (1995) comentan tres posibles fuentes de zonas conductoras en la corteza: agua salina (valor mínimo de 10^{-2} Ω -m, Nesbitt, 1994), magma (0.5 Ω -m, Hermance, 1979) y materiales conductores como el grafito ($10^{-5} \Omega$ -m, Duba y Shankland, 1982). Shankland y Ander (1983) hacen una revisión de los posibles mecanismos que pueden originar la presencia de cuerpos conductores en la corteza profunda, indicando que un incremento en la concentración de fluidos in situ es una causa plausible para el aumento en conductividades. Marguis y Hindman (1992) analizaron estudios electromagnéticos previos de diferentes partes del mundo, detectando una coincidencia en bajas resistividades, velocidades sísmicas bajas para zonas inferidas como máficas y una fuerte reflectividad sísmica profunda, considerando esta correlación como un apoyo a la existencia de fluidos en la corteza profunda. Además, estiman que la presencia de fluidos en la corteza profunda puede originarse por rocas oceánicas húmedas llevadas hacia la corteza profunda durante episodios de acreción y crecimiento continental, por liberación de fluidos debido a reacciones metamórficas de deshidratación que producen minerales conductores como la serpentinita, y finalmente debido a volátiles que ascienden desde el manto. Además de los trabajos de interpretación y modelado, datos de pozos localizaron zonas saturadas de fluidos a 12.3 km en la península de Kola, en Rusia y a 8.9 km. de profundidad en Bavaria, Alemania (Simpson y Bahr, 2005).

El grafito es otra fuente que puede originar bajas resistividades, ya que es un mineral común encontrado en rocas metasedimentarias, primariamente como un producto de metamorfismo regional de pizarras negras carbonáceas (Shankland y Ander, 1983). Sin embargo, en ocasiones no es posible apoyar su presencia en zonas recientemente activas debido a las cantidades que son necesarias para producir los niveles de conductividad observados, y la distribución de las rocas metasedimentarias a profundidad no es bien conocida.

El descenso en resistividad debido a fusión parcial puede estar presente en regiones tectónicamente activas, en las zonas de más altas temperaturas. Sin embargo, se necesita mayor cantidad de magma que de fluidos o de grafito para generar los mismos valores de conductividad (Jiracek et al., 1995).

Por lo general, no se puede determinar inequívocamente a un solo mecanismo que origine las zonas conductoras (Jiracek, 1995; Simpson y Bahr, 2005), ya que la presencia de los mecanismos de conducción depende de los ambientes tectónicos y de la profundidad a la que ocurran (Jones, 1992).

La estimación general de la profundidad a la que se encuentra la transición de la corteza quebradiza a la zona dúctil (~25 km) en la zona de la Cordillera Peninsular permite considerar un gradiente de temperatura de ~ 16°C/km. Esto indica que el cuerpo conductor localizado en la corteza profunda puede tener temperaturas entre 400°C y 560°C, a 25 km y 35 km, respectivamente. Marquis y Hyndman (1992) estiman que la temperatura máxima a la que pueden existir fluidos en la corteza profunda es de ~700°C-750° C, por lo cual la presencia de fluidos en la zona profunda de la Cordillera Peninsular es plausible.

Además, se interpreta que la zona conductora localizada debajo del batolito peninsular puede ser originada además por minerales conductores como la serpentinita, y no se puede excluir la presencia de grafito, lo cual es factible debido a la complejidad de la historia geológica de la zona, y puede ser un factor que explique la presencia de fluidos en la corteza profunda sin la presencia de bajas velocidades, de acuerdo a lo observado en el modelo sísmico (Frez et al., 2000). Sin embargo, fracciones muy pequeñas de fluidos (~ 1%) podría explicar el mismo fenómeno (Jiracek et al, 1995), ya que se calcula que fracciones de fluido entre 0.01-0.1% pueden explicar la presencia de zonas conductoras en la corteza (Shankland y Ander, 1983).

La diferencia en conductividad entre la zona este y oeste del batolito puede estar relacionada a que las rocas de la parte oeste se formaron en litósfera oceánica y la parte este en litósfera continental (Gastil, 1979; Silver et al. 1979), implicando condiciones litológicas diferentes que conlleven diferentes cantidades de fluidos

presentes. Ortega Rivera (2003) presenta una síntesis de la evidencia existente de la diferencia entre la parte oeste del batolito peninsular y la parte este del mismo, que incluye además diferencias geocronológicas.

Una característica importante del cuerpo conductor profundo es que se localiza por debajo de la zona de transición de la corteza frágil a dúctil, de acuerdo a estimaciones realizadas con datos sismológicos. La acumulación de fluidos en esta parte de la corteza puede ser explicada considerando que la presión efectiva es muy grande en la zona de transición frágil-dúctil, lo cual tiende a cerrar los poros, con ello cerrando los espacios entre fluidos. Por debajo de la zona de transición la presión efectiva se reduce a casi cero, reabriendo los poros y permitiendo el movimiento y retención de fluidos en esa zona.

El ascenso de fluidos de la zona dúctil hacia la zona frágil puede originarse por la generación de zonas de debilidad en la corteza, como las generadas por las fallas activas, que permitan el ascenso de los fluidos. Por ejemplo (Figura 44), una anomalía en forma de "U", similar a la que se describe en el presente estudio, fue reportada en Nueva Zelanda por Wannamaker (2002). Si bien en ese trabajo se reporta que el fenómeno ocurre por fallamiento oblicuo y que el proceso que origina la presencia de los fluidos es más joven (~ 7 Ma), el presente trabajo coincide con aquel en que los fluidos de origen profundo se acumulan por debajo de la zona de transición frágil-dúctil, y en que el ascenso de los fluidos a la zona dúctil se debe a zonas de debilidad originadas por fallamiento. Los valores mínimos de resistividad del cuerpo conductor en el batolito peninsular son más bajos (~ 1 Ω -m) que los reportados por Wannamaker (~ 30 Ω -m), además de que el área ocupada por el cuerpo en el batolito peninsular es mayor. Esto puede explicarse considerando que el cuerpo presente debajo del batolito ha tenido más tiempo para acumular fluidos, teniendo su fuente en rocas prebatolíticas (Antonio Carpio, 2011) así como en el proceso de subducción que cesó hace 12 Ma (Martín Barajas, 2000), lo que provocó una nueva etapa de deformación transtensiva que aportó nuevos fluidos y permitió el paso de fluidos a la zona frágil de la corteza a través de zonas de debilidad.



Figura 44. Modelo de resistividad de un perfil magnetotelúrico que cruza la falla Alpine (González 2002, en Jiracek et al., 2007), en la isla sur de Nueva Zelanda. La línea negra horizontal indica la zona de transición frágil-dúctil.

No se detectó una zona clara y continua de transición entre la corteza frágil y dúctil, a diferencia del modelo realizado por Pamplona Pérez (2007) en un perfil realizado sobre la región de la Península Central Estable. La falta de un límite claro de transición posiblemente se debe a que el emplazamiento de los plutones en varias partes del batolito pudo provocar el enmascaramiento de esta zona (Ortega Rivera, 2003).

Las zonas conductoras en la corteza frágil coinciden con la posición en superficie de las fallas Ojos Negros y San Miguel, lo cual se confirma al comparar con los hipocentros seleccionados.

Como lo muestran los valores de la parte real de $\Delta\theta$ en el capítulo IV, la presencia de una segunda dirección principal de la estructura en la zona del valle de Ojos Negros-Sierra Juárez, con orientación SW-NE, no coincide con el trazo de

las fallas en superficie, lo cual ha sido reportado previamente en la zona. Un estudio magnetotelúrico realizado cerca de la falla San Miguel (Oliver Ocaño, 2004), muestra patrones similares de rumbo. La evidencia sismológica (Frez et al. 2000) muestra una zona de sismicidad con un patrón de orientación que no corresponde al de las fallas en superficie y que corresponde con las orientación detectada en este trabajo. Estas observaciones coinciden con información geológica, ya que Gastil et al. (1975) reportan la presencia de fallas con esta segunda orientación y Mendoza Borunda (1995a, 1995b, 2000) ha realizado estudios geológicos en el sur de la Sierra Juárez, detectando la presencia de fallas con orientación de ruptura ENE-WSW, las cuales son más antiguas que las fallas principales con dirección ESE-WNW, y que interpreta forman un sistema conjugado de fallas a la dirección principal de deformación. Los resultados de este trabajo apoyan esta interpretación.

La presencia de fluidos en la corteza puede controlar los procesos de ruptura de falla, propagación y detención del mismo (Hickman et al., 1995). Este tipo de relación parece estar presente en las zonas sismogénicas a los flancos de la Sierra Juárez, como parece indicarlo la coincidencia en posición de los gradientes de resistividad (zonas de contacto entre cuerpos conductores y resistivos) con los eventos sísmicos.

En la zona este de la cuenca Laguna Salada, el gradiente gravimétrico observado en el mapa de anomalía completa de Bouguer (García Abdeslem, 2001) fue interpretado como una zona de contraste lateral abrupto entre los sedimentos de la cuenca y el basamento de la sierra (Figura 45). El modelo de resistividad concuerda con esta interpretación, mostrando una zona de cambio lateral abrupto entre la zona conductora (sedimentos) y una zona más resistiva (el basamento).

Además, el cambio lateral abrupto es explicado debido a la presencia de la falla Chupamirtos muy cerca del kilómetro 90 (Figura 46). Fletcher y Spelz (2009) estiman para esta falla un buzamiento de ~65°, lo cual coincide con lo observado en el modelo.



Figura 45. Sección del mapa de anomalía completa de Bouguer de Abdeslem et al. (2001) en sierra Juárez, Laguna Salada, Sierra El Mayor, Sierra cucapah y parte del valle de Mexicali. Contornos cada 10 mGals. Los puntos rojos indican la posición de los sitios TM del perfil Ojos Negros-Mexicali.



Figura 46. Perfil Ojos Negros-Mexicali con los hipocentros (1991-2003) seleccionados (puntos negros) y los trazos interpretados de las fallas tectónicas (líneas discontinuas). Trazos interpretados: Plutón Laguna Juárez (PLJ), Falla Ojos Negros (FON), Falla San Miguel (FSM), Falla Sierra Juárez (FSJ), Falla Chupamirtos (FCH), Detachment Cañada David (DCD), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Imperial (FIM). Se incluye una posible falla entre los sitios LS45 y LS31 (???) en base a Chávez et al. (2000) y a los datos sísmicos, además del trazo interpretado de la falla Indiviso? (FI?) donde ocurre el sismo del 4 de abril de 2010 (indicado con una estrella).

El cuerpo conductor más somero, formado por los sedimentos que rellenan la cuenca Laguna Salada, mantiene la forma de un semigraben que se vuelve más profundo en el margen este, lo cual concuerda con interpretaciones previas y datos de pozo (Vázquez et al., 1993, 1994; Chávez et al., 2000; García-Abdeslem et al., 2001; Martín-Barajas et al., 2001). Sin embargo, con excepción de Vázquez González et al. (1993, 1994), este modelo difiere de las propuestas previas en cuanto a que los resultados muestran que la zona de mayor espesor de sedimentos se extiende hasta aproximadamente el centro de la cuenca, en lugar de limitarse al margen este.

Si bien el gradiente gravimétrico tiene su mínimo en el centro de la cuenca, éste es originado debido al efecto de la raíz de la Sierra Juárez y no a un aumento en el espesor de los sedimentos (García Abdeslem, comunicación personal), como lo demuestra un gradiente menor en la zona del valle de Mexicali, aún cuando en esta última zona los sedimentos tienen espesores iguales o aún mayores a los observados en Laguna Salada (siguiente sección).

Los cuerpos conductores localizados en el basamento del margen oeste de la cuenca pueden estar relacionados a zonas de debilidad generadas por la actividad de la falla Sierra Juárez. Las zonas conductoras han sido observadas en un trabajo magnetotelúrico previo (Vázquez González et al., 1993). Esta es la zona con mayor actividad sísmica en la cuenca, y las zonas conductoras parecen ser originadas por penetración de fluidos provenientes de los sedimentos a través de las zonas fracturadas. La ocurrencia de actividad hidrotermal en el cañón de Guadalupe, sitio muy cercano al margen oeste del perfil, parece apoyar esta interpretación.

Kelm (1971) reportó una estimación de la profundidad al basamento en el centro de la cuenca de 5-6 kilómetros de profundidad, lo cual podría implicar que esta zona corresponde a un aumento del espesor de sedimentos en la parte central de la cuenca. Sin embargo, Chávez et al. (2000) sugieren una espesor máximo de 4.2 km de profundidad, mientras que García Abdeslem et al., (2001) determinan un espesor máximo de 3 km de profundidad. Existen tres pozos perforados por CFE

(Figura 45), el ELS-3 y ELS-2 cortaron basamento a ~900 m y ~1300 m de profundidad, respectivamente, y el ELS-1 terminó a una profundidad de 2404 m y no cortó el basamento.

Si bien estos dos trabajos más recientes de métodos potenciales coinciden en la presencia de un gradiente suave en la parte oeste de la cuenca, lo cual parece indicar la ausencia de cambios importantes en la estructura, el mapa de anomalías magnéticas verticales de Chávez et al. (2000) sugieren la presencia de una serie de lineamientos magnéticos cercanos en la cuenca, una de las cuales se puede ubicar entre los kilómetros 70 y 80 (Figura 44). Ellos interpretan estas alineaciones como posibles fallas profundas.

Sin embargo, el mapa de anomalías magnéticas de García Abdeslem et al. (2001) no señala la presencia de este lineamiento. Se considera en este trabajo que las diferencias entre los mapas de anomalías magnéticas entre estos dos estudios se debe a dos razones: la primera, que el mapa de García Abdeslem et al. (2001) utiliza datos geomagnéticos de campo total, mientras que el mapa de Chávez et al. (2000) utiliza datos únicamente de la componente vertical. La segunda, y más importante, es que el mapa de Chávez et al. (2000) utiliza los datos de Kelm (1971), los cuales no fueron utilizados en el mapa de García Abdeslem et al. (2001) debido a que el magnetómetro utilizado por Kelm presentó una deriva equivalente a 100 nT/h a temperaturas mayores a 40° C, y por lo tanto "en la estación base fue imposible distinguir si este cambio era debido a la deriva instrumental o debido a cambios en el campo geomagnético" (Kelm, 1972).

A pesar de este importante hecho, se debe notar que la posición del lineamiento propuesto por Chávez et al (2000) coincide en el modelo magnetotelúrico aquí propuesto con una zona con baja resistividad cercana a los 10 km de profundidad y que los eventos sísmicos reportados en García Abdeslem et al. (2001) tienen como característica estar agrupados en sitios que interpretaron como zonas anómalas de debilidad en las cuales los esfuerzos son acumulados y liberados repetidamente.

El modelo muestra la presencia de un cuerpo conductor más profundo en la parte central de la cuenca, el cual no presenta relación aparente con los datos sismológicos o potenciales, sin embargo su presencia es confirmada durante las pruebas de sensibilidad realizadas en este trabajo, y es reproducido parcialmente por Vázquez et al. (1993) en el margen este de su perfil Este-3. Además, en ese mismo trabajo se señala una zona de interés geotérmico al sur de esta zona del perfil. La presencia de este cuerpo conductor puede ser originada por la presencia de fluidos en el basamento, lo cual puede ayudar a explicar el cuerpo conductor a 10 km de profundidad que penetra en el basamento en el margen oeste de la cuenca (Figura 44). Esto parece ser apoyado por Chávez et al. (2000) quienes estiman, en base a datos geotermales, la existencia de un flujo convectivo de los fluidos en el centro de la cuenca hacia los flancos y circulación local dentro de granito fracturado.

Se puede observar una zona conductora entre los kilómetros 95 y 100 en el margen este de la cuenca por debajo del detachment Cañada David que parece cambiar a una inclinación de forma vertical por debajo de los sedimentos y luego cambiar nuevamente hacia el centro de la cuenca cerca de los 10 km de profundidad para conectarse con el cuerpo conductor mencionado en el párrafo anterior. Esta zona puede estar relacionada con la interpretación del detachment Cañada David de Fletcher y Spelz (2009).

La interpretación y discusión sobre los resultados obtenidos en el valle de Mexicali se incluye en el siguiente capítulo, donde se comparan modelos obtenidos antes y después de un sismo de magnitud 7.2 ocurrido el 4 de abril de 2010.

VII. Modelo del Valle de Mexicali

La ocurrencia y los efectos de un sismo de magnitud 7.2 ocurrido el 4 de abril de 2010 llevaron a repetir la medición de sondeos magnetotelúricos en el valle de Mexicali en el mes de Mayo de 2010, utilizando las mismas posiciones que en el registro realizado en Marzo del mismo año, ya que la que la oportunidad de realizar este tipo de análisis no es muy común en zonas donde no existen estaciones magnetotelúricas permanentes. Esto permitió realizar un análisis de la variación en el tiempo del comportamiento eléctrico del valle de Mexicali, con el objetivo de localizar posible cambios y analizar si estos se deben a los efectos del sismo principal y sus réplicas. Para complementar el análisis, se incluyó información sismológica y de pozos (Figura 47).



Figura 47. Posiciones de las estaciones magnetotelúricas registradas en el valle de Mexicali (círculos rojos). Los indicadores amarillos señalan la posición de pozos realizados por CFE, los números entre paréntesis indican la profundidad de los sedimentos (Frez y González, 1991). El círculo amarillo al sur del sitio 02 marca el epicentro del sismo del 4 de abril de 2010.

Para realizar la evaluación, las curvas de resistividad y fase para cada sitio, previas y posteriores al sismo, fueron editadas procurando que tuviesen información en las misma frecuencias, las cuales fueron suficientes como para que las curvas presentasen las mismas tendencias que las observadas con todas las frecuencias disponibles.

A continuación se presentan los resultados obtenidos con ambos conjuntos de datos y se comparan los respectivos modelos.

VII.1. Comparación de datos observados antes y después del sismo

La comparación de los datos registrados previa y posteriormente al sismo del 4 de abril de 2010 se realizó de forma cuantitativa (comparación de las curvas de resistividad y fase) y cualitativa (comparación de los modelos).

Es importante señalar que las curvas, tanto de resistividad como de fase, registradas después del evento sísmico tuvieron una mejor relación señal/ruido. Esto puede deberse a diferencias en la actividad solar (fuente de energía del método), pero también es asociado a la disminución de actividad humana debido a los efectos sísmicos que causaron daños muy importantes en el valle de Mexicali.

VII.1.1. Comparación de curvas de resistividad aparente y de fase

La evaluación cuantitativa de los cambios en resistividad se realizó estimando las diferencias porcentuales en cada sitio para los valores de resistividad, tanto para las resistividades Serie como Paralelo, realizando la evaluación en cada frecuencia, y evaluando la diferencia en los valores de fase (resta). Se propagaron los errores en las operaciones realizadas para determinar si los cambios detectados estaban dentro o por encima del nivel de incertidumbre.

La figura 47 muestra una gráfica que reúne la comparación de las curvas de resistividad Serie y Paralelo para cada sitio. El eje horizontal indica el cambio en el valor de las curvas en porcentaje, y el eje vertical indica el periodo en que se está realizando la evaluación. En cada gráfica hay una línea vertical central que corresponde al 0%, es decir, que el valor es el mismo en ambas curvas. Un desplazamiento de la curva hacia la izquierda indica un cambio porcentual

negativo (la resistividad disminuyó después del sismo) y un desplazamiento hacia la derecha indica un cambio porcentual positivo (la resistividad aumentó después del sismo).

El cambio más notable ocurrió en el sitio 06, entre los periodos intermedios (de 1 y 100 segundos), indicando un descenso en la resistividad (Figura 48). El sitio 01 muestra un aumento de resistividad en un intervalo similar al del sitio 06, aunque la falta de datos con calidad suficiente y la incertidumbre en algunos de los datos evaluados no permiten estimar a más detalle estos cambios. Los sitios 02, 03 y 10 no muestran cambios considerables por encima del nivel de incertidumbre. La comparación en el sitio 12 es más difícil, debido a la baja calidad de los datos en los datos previos al sismo. El sitio 08 muestra un descenso en las resistividades, en periodos similares a los del sitio 06, pero los cambios son de menor magnitud.

Una característica de la comparación en todos los sitios es que los valores parecen oscilar alrededor del eje central (0% de cambio), lo cual indica que la tendencia de las curvas, de forma general, se mantuvo a pesar del sismo. Esto originalmente no ocurrió con los datos del sitio 12, en el que las curvas presentaban un "corrimiento" hacia la izquierda de la gráfica. Es importante recordar aquí que el sitio 12 presentó efectos de corrimiento estático, los cuales fueron corregidos para el proceso de inversión, pero en la comparación entre las curvas del sitio 12, los datos previos al sismo se utilizaron inicialmente sin aplicar esta corrección. Se encontró que el valor de "corrimiento" hacia la izquierda en las curvas de comparación del sitio 12 concuerda con el valor calculado del factor de corrección estáticos. La figura presenta la gráfica del sitio 12 después de eliminar este corrimiento.



Figura 48. Gráficas de diferencia porcentual de las resistividades aparentes por periodos para cada sitio, comparación entre los datos previos y posteriores al sismo. La línea punteada indica los cambios en el sitio 06, en el que se detectó mayor nivel de cambio por encima del nivel de error.

La evaluación demuestra que existen cambios en resistividad de todos los sitios por arriba del nivel de incertidumbre en los periodos más cortos (0.01-0.1 segundos), indicando cambios en resistividad en la zona somera de la cuenca, siendo estos cambios someros un aumento de resistividad en los sitios 01 y 04, y un descenso en la resistividad en los sitios 03, 04, 06 y 10. El sitio 08 presenta un aumento de resistividad sólo en el periodo más corto, y el sitio 02 no parece presentar cambios significativos. Los cambios en los periodos intermedios fueron comentados arriba, y en los periodos bajos se observa el cambio más importante en el sitio 12, pero que puede ser debido a la incertidumbre en los datos previos al sismo.


Figura 49. Gráficas de diferencia de las fases por periodos para cada sitio, comparación entre los datos previos y posteriores al sismo. La línea punteada indica los cambios en el sitio 06, en el que se detectó mayor nivel de cambio por encima del nivel de error.

El comportamiento de los cambios en la fase del sitio 06 coincide con el de resistividad (Figura 49), confirmando que este efecto es real y se debe a cambios en la estructura resistiva del valle. De nuevo, se pueden observar cambios claros en los periodos más cortos, lo cual indica cambios en la zona somera de la cuenca.

VII.1.2. Comparación de vectores de inducción

Los resultados de los vectores de inducción muestran cambios después del sismo que indican variaciones en la posición de las zonas conductoras (Figura 50). Antes del sismo, los vectores de inducción apuntaban hacia zonas en el centro de la cuenca, asociadas con el yacimiento geotérmico. Después del sismo los vectores señalan una zona conductora en el sitio 01, otra al SW del sitio 04, hacia el SW del sitio 06, hacia el graben Guerrero-Saltillo en el sitio 08 y hacia la zona de la falla Imperial en el sitio 10. Es importante mencionar que no todos los sitios tienen información del campo magnético vertical, ya sea debido a que no tienen el nivel

mínimo de coherencia requerido (0.5), o bien por tratarse de estaciones en las cuales no se registró el campo magnético vertical (estaciones remotas).



Figura 50. Comparación de las direcciones de los vectores de inducción antes del sismo (flechas negras) y después del sismo (flechas rojas).

VII.2. Modelo Pre-sismo Valle de Mexicali

Para seleccionar el modelo óptimo del valle de Mexicali previo al sismo del 4 de abril, se realizó una comparación entre cuatro modelos distintos: los modelos con los modos TE-TM usando el algoritmo de Gauss-Newton y el algoritmo Occam, y los modelos con los modos Serie-Paralelo también usando ambos algoritmos.

Para los modos TE-TM el modelo Occam es mucho más suave que el modelo obtenido con el algoritmo de Gauss-Newton, aunque ambos tienen un nivel de

desajuste considerable. Cuando se usan los datos Serie-Paralelo el modelo Occam tiene el mayor desajuste, por lo que se determinó que el mejor modelo es el obtenido con los modos Serie-Paralelo con el algoritmo de Gauss-Newton, el cual tiene una rugosidad similar a la del modelo Occam, pero tiene un desajuste 10% menor al modelo Gauss-Newton con los modos TE-TM.

Además, se considera que el modelo Serie-Paralelo con el algoritmo Gauss-Newton mostrado en la Figura 51 es el que presenta la estructura que mejor concuerda con el modelo geológico de la zona (resultados de los cuatro modelos se presentan en el Apéndice D).



Figura 51. Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos Serie-Paralelo con el algoritmo de Gauss-Newton, seleccionado como el modelo entre los cuatro disponibles que mejor representa la estructura geológica previa al sismo del 4 de abril de 2010.

La zona de sedimentos termina ente el sitio MX10 y MX12, aunque se observa la presencia de un cuerpo conductor en el sitio MX12 que tiene una ligera conexión con la zona de sedimentos.

El basamento aparece en dos zonas en la parte inferior del perfil: uno formado por rocas graníticas del cretácico, que corresponde al cuerpo resistivo (100 a 1000 Ω m) localizado entre los sitios MX01-Mx04, y otro formado por rocas metamórficas del Paleozoico-Mesozoico, que corresponde al cuerpo resistivo (100 a 1000 Ω m) localizado entre los sitios MX06-MX12.

Una característica del modelo es la presencia de dos zonas conductoras (1 a 10 Ω m): la primera, más somera (< 1 km de profundidad), entre los sitios MX01 y MX10, y la segunda, que conforma la mayor parte de los sedimentos hasta la zona más profunda de la cuenca.

Destacan 3 cuerpos conductores (resistividad de 1 Ω -m): el primero localizado entre los sitios MX02 y MX03, a menos de 2 km. de profundidad, el segundo en el sitio MX04, por debajo de 1 km. de profundidad, y un tercero entre 3 y 5 km. de profundidad, entre los sitios MX04 y MX08 corresponde a la zona del yacimiento geotérmico. Tiene dimensiones de aproximadamente 4.5 km. de longitud por 1.7 km. de espesor.

El sitio MX06 presenta una zona menos conductora (50-100 Ω -m) en los primeros dos kilómetros, que contrasta con el medio conductor que lo rodea, la cual se interpreta forma parte de la zona más somera del yacimiento geotérmico, y que el aumento en resistividad se debe a la disminución en fluidos originada por la explotación realizada para la planta geotérmica.

La información reportada en los pozos 189, 204 y 205 (Frez y González, 1991) concuerda con la profundidad de los sedimentos del modelo, interpretándose que los sedimentos en la zona más profunda del pozo 205 corresponde a sedimentos bien compactados. La comparación de la información del pozo 262 sugiere que el basamento en esta zona presenta bajas resistividades, probablemente debido a la presencia de fluidos en zonas fracturadas. Los hipocentros indican que la actividad sísmica ocurre principalmente a ~5 km de profundidad, en la zona de contacto

entre los sedimentos y el basamento somero en la parte oeste (sitios MX01 a MX04), y a ~10 km de profundidad, en el contacto entre sedimentos y basamento profundo (sitios MX06 a MX10). Estos sismos ocurren alrededor de las fallas Cerro Prieto, Imperial, Guerrero y Saltillo (Figura 52).



Figura 52. Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, incluyendo hipocentros (1991-2003) seleccionados (puntos negros), profundidad de pozos (líneas verticales continuas), e interpretación de las fallas Cerro Prieto (FCP) e Imperial (FIM). Se indica también el trazo inferido de las fallas Guerrero (FG) y Saltillo (FS).

VII.3. Modelo Post-sismo Valle de Mexicali

El modelo Post-sismo se obtuvo partiendo del modelo anterior como modelo inicial en el proceso de inversión. Esto se hizo considerando que se busca obtener variaciones del terreno en función del tiempo, es decir, que los nuevos datos sólo realizarían cambios en el modelo en aquellas zonas donde hubo cambios, manteniendo la misma estructura en zonas donde no se detectaron cambios.

De los modelos realizados con diferentes tipo de datos (datos Serie-Paralelo y datos TE-TM) y diferentes algoritmos (Gauss-Newton y Occam), el modelo que

presentó los mejores ajustes y mejor coincidencia con la información geológica es el obtenido con los datos Serie-Paralelo con el algoritmo Gauss-Newton (Figura 53), con un error de ajuste 6.9 % menor al obtenido con los datos TE-TM (22.2%).



Figura 53. Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, con datos Serie-Paralelo.

Una comparación cuantitativa se realizó comparando la respuesta magnetotelúrica del modelo Pre-sismo con los datos Post-sismo. Este análisis mostró un desajuste de un 27.4%, lo cual, considerando el nivel de la incertidumbre máximo en los modelos Pre-sismo y Post-sismo (18.4%, del modelo Pre-sismo), indica un cambio de 9% por encima del nivel de error.

El modelo conserva las características más generales del modelo Pre-sismo (espesor de los sedimentos, límite de la zona del yacimiento geotermal, zona conductora somera y zona conductora profunda), pero presenta importantes cambios en zonas específicas.

Uno de los cambios que más destaca es la clara presencia de una zona con resistividad menor a 100 Ω m por debajo del sitio LM01. Esta zona es cercana al hipocentro del evento sísmico principal del 4 de abril de 2010.

Se puede observar un descenso en la resistividad en la parte somera del sitio 06, volviendo a la zona de los sedimentos más homogénea, esto coincide con las diferencias encontradas en los valores de las curvas en ese sitio. Además, la zona este del yacimiento geotérmico muestra un cambio considerable.

La zona conductora somera (< 1 km. de profundidad) se extendió del sitio 10 al sitio 12, indicando un movimiento de fluido en la zona somera del valle.

La figura 54 muestra la posición de los pozos, fallas, los sismos seleccionados y el hipocentro del sismo del 4 de abril de 2010 (estrella). Se observa que la zona conductora debajo del sitio LM01 y la zona conductora en el sitio LM10, por debajo de los 5 km, coinciden con grupos de sismos. Por debajo de los 6 km es difícil realizar una interpretación, debido a que a partir de esta profundidad los datos no fueron muy sensibles a cambios en el modelo.



Figura 54. Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, incluyendo los sismos (1991-2003) seleccionados (puntos negros), hipocentro del sismo del 4 de abril de 2010 (estrella amarilla), profundidad alcanzada por pozos cercanos al perfil (líneas verticales continuas) y el trazo interpretado de las fallas Cerro Prieto (FCP), Guerrero (FG), Saltillo (FS) e Imperial (FIM) e Indiviso (FI) (líneas discontinuas).

VI.5.4. Discusión

Los modelos seleccionados tanto para la etapa previa al sismo como la posterior, fueron los modelos Serie-Paralelo. Esto se debe a que los datos Serie-Paralelo incluyen información de los cuatro elementos del tensor de impedancias, es decir, incluye información de la variación de resistividad en las tres dimensiones, mientras que los modelos con datos TE-TM son una aproximación a un medio bidimensional. Como lo demuestran los datos de dimensionalidad y rumbo, la estructura en el margen este del valle presenta condiciones tridimensionales de mayor consideración que el resto de la cuenca, lo cual se debe a un cambio en la naturaleza del basamento (Lira-Herrera, 2005) y que indica que los datos TE-TM no pueden ajustar de forma apropiada estos efecto. La efectividad de los modos Serie-Paralelo en medios tridimensionales fue probada por Romo et al. (2005).

Los cuerpos conductores en la zona del valle de Mexicali son originados por la presencia de fluidos atrapados en los sedimentos. Esto se manifiesta por la presencia de la abundante actividad geotérmica en el centro de la cuenca (yacimiento geotérmico de Cerro Prieto). Los dos modelos del valle de Mexicali indican la presencia de sedimentos saturados en la zona menos profunda, localizada en el margen oeste de la cuenca. Sin embargo, debido a la distancia de la fuente de calor del yacimiento (cuerpo intrusivo máfico) y el poco espesor de los sedimentos, no se considera que la temperatura de los fluidos en esta zona sea comparable a la de los fluidos en la zona del yacimiento geotérmico. Sin embargo, se considera como una posibilidad que una pequeña cantidad de fluidos geotérmicos pudieron moverse a esta zona a través de la zona fracturada originada por la actividad de la falla Cerro Prieto. Esto parece ser apoyado por Lira Herrera (2005), quien en el modelo conceptual del yacimiento de Cerro Prieto considera a la falla Cerro Prieto como una fuente de recarga de fluidos para el yacimiento.

La fuente de calor para el yacimiento Cerro Prieto está asociada al adelgazamiento de la corteza y elevación de la astenósfera en las incipientes dorsales que se desarrollan en las cuencas de extensión a lo largo de la frontera

entre placas del Golfo de California, y se ha interpretado como un cuerpo intrusivo máfico (Lira Herrera, 2005). La presencia de este cuerpo ha sido detectada por la manifestación de una amplia anomalía magnética dipolar, llamada anomalía magnética Nuevo León (Fonseca y Razo Montiel, 1979).

De acuerdo a Lira-Herrera (2005) el cuerpo intrusivo máfico, fuente de calor para el yacimiento geotérmico, se encuentra en una zona al norte de donde se realizó este estudio, razón por la cual no es identificado en el perfil.

La comparación de la información del pozo 262 con los modelos Pre-sismo y Postsismo sugiere que la zona somera del basamento en esa zona presenta valores bajos de resistividad. La comparación con los datos de hipocentros muestra actividad sísmica en esa zona, lo cual puede ser el origen del fracturamiento en la roca, lo cual favorece el paso de los fluidos en la roca, disminuyendo la resistividad.

Observaciones geológicas posteriores al evento sísmico sugieren la presencia de microfracturamiento en la zona del valle de Mexicali producto de la intensa actividad sísmica (Francisco Suárez, comunicación personal).

Debido a los periodos de tiempo de registro del estudio, los datos más someros registrados corresponden a una profundidad de aproximadamente 50 metros, por lo cual no se puede obtener información de los procesos más someros del movimiento de los fluidos, como la licuefacción.

La posición de las fallas Cerro Prieto e Imperial se determinaron en base al trazo en la superficie (Suárez Vidal et al., 2008), la información geológica del yacimiento geotérmico (Lira Herrera, 2005), la posición de los hipocentros (Frez Cárdenas et al, 2006; Luis Munguía, 1993, 1994) y de los cuerpos resistivos y conductores detectados en el modelo. La falla Imperial aparece como un claro límite del yacimiento geotérmico en la zona este del yacimiento, entre los sitios 10 y 12. La falla Cerro Prieto se localiza entre los sitios 04 y 05. Esto se observa claramente en el modelo pre-sismo, donde esta falla parece separar a los dos cuerpos conductores presentes.

VIII. Conclusiones

Se detectó un cuerpo conductor (1 a 10 Ω) profundo en la Sierra Juárez en el límite de transición frágil-dúctil de la corteza (~25 km), originado probablemente por la acumulación de fluidos acuosos calientes, producto de los eventos y a rocas conductoras, como puede ser la serpentinita. Se interpreta que parte de los fluidos de este cuerpo han migrado hacia la zona frágil de la corteza por medio de zonas de debilidad ocasionadas por la actividad de las fallas activas y forman zonas conductoras alrededor de las cuales se agrupan eventos sísmicos, lo cual sugiere que la presencia de los fluidos juegan un papel considerable en la generación de actividad sísmica en la zona.

El rumbo de la estructura en la zona del valle de Ojos Negros presentan dos direcciones principales: una con orientación de 330° y otra de 30°. La orientación de 330° coincide con la orientación del sistema de fallas San Andrés, mientras que la orientación de 30° coincide con el patrón de eventos sísmicos reportado por Frez et al. (2000). La evidencia geológica de Mendoza-Borunda (1995, 2000) sugiere que se trata de fracturamiento y fallas conjugadas al sistema principal de deformación NW-SE. Estas fallas secundarias son más antiguas que las del sistema de deformación actual, lo cual apoya la interpretación de Frez et al. (2000) acerca de zonas de el patrón de sismos con dirección NE se debe a zonas de debilidad más antiguas.

La comparación entre el modelo geoeléctrico para el perfil Ojos Negros-Mexicali y el modelo geoeléctrico de Pamplona (2007) sugieren condiciones de conductividad eléctrica diferentes entre el Bloque Peninsular Estable (BPE) y la Zona de Deformación Activa (ZDA).

Se observan zonas conductoras (1 a 10 Ω) en el basamento del margen oeste de la cuenca Laguna Salada, asociadas a zonas de debilidad con presencia de fluidos.

El cuerpo conductor (1 Ω) en el centro de la cuenca es interpretado como basamento fracturado con presencia de fluidos. La evidencia que apoya esta interpretación es la actividad hidrotermal cercana al margen oeste de la cuenca y

una zona al sur del perfil que es considerada de interés geotérmico (Vázquez González et al., 1993, 1994). El modelo muestra una zona de contacto abrupto entre la zona de sedimentos y el basamento en el margen este, lo cual coincide con el modelo de García-Abdeslem et al. (2001), y explica el gradiente gravimétrico en esa zona. El cuerpo conductor (1 a 10 Ω) formado por los sedimentos mantiene la forma de un semigraben, el cual es el modelo que ya había sido propuesto previamente para la zona. Sin embargo muestra que la zona más profunda de contacto entre sedimentos y el basamento resistivo (>100 Ω) es más extensa en la zona este de la cuenca que la propuesta en modelos previos.

El modelo del valle de Mexicali muestra un cambio en la profundidad de los sedimentos de 2 km en el margen este de la cuenca a poco más de 5 km en el centro de la misma. Los bajos valores en resistividad (~1 Ω) de los sedimentos indican que estos se encuentran saturados de fluidos, incluyendo a los del margen este más somero. Sin embargo, sólo los sedimentos en el centro de la cuenca presentan fluidos geotérmicos. La falla Cerro Prieto parece actuar como un medio de paso de fluidos en el margen oeste de la cuenca y el yacimiento geotérmico. La falla Imperial forma el límite en el margen este del yacimiento geotérmico, aunque se observa un posible intercambio de fluidos con una zona conductora a 2 km de profundidad en el sitio 12. En el modelo Pre-sismo, se interpreta que la zona en el sitio MX06, entre 500 m y 3 km de profundidad y con resistividades cercanas a los 100 Ω m, es originada por un descenso en la cantidad de fluidos contenidos en los sedimentos debido al proceso de extracción de la planta geotérmica Cerro Prieto.

El análisis cuantitativo de los datos previos y posteriores al sismo del 4 de abril de 2010 indica un cambio de un 9% por encima del nivel de incertidumbre. El sitio 06 presenta el cambio más notable. En las curvas Post-sismo de este sitio ocurrió un descenso en la resistividad en los periodos entre 10 y 100 segundos. Este cambio se refleja en el modelo Post-sismo como el descenso en resistividad de la zona en el sitio 06 entre 1 y 2 km de profundidad, asociado posiblemente al movimiento de fluidos hacia esta zona.

Se interpreta que las diferencias en resistividad detectadas en el valle de Mexicali fueron originadas debido a microfracturamiento en los sedimentos y parte del basamento, permitiendo una mayor conexión entre diferentes zonas portadoras de fluidos, lo cual causó el descenso de resistividad en zonas específicas.

La comparación entre modelos obtenidos con los diferentes algoritmos (Occam, y Gauss-Newton), y con dos conjuntos de datos (TE-TM y Serie-Paralelo) mostró que los mejores modelos se obtuvieron con el algoritmo Gauss-Newton modificado para Serie-Paralelo. Esto concuerda con resultados de otros trabajos (Antonio-Carpio, 2009; Oliver, 2004; Pamplona, 2007; Romo et al., 2005), que indican que los modelos obtenidos con los modos Serie-Paralelo tienen un desajuste menor y una convergencia más rápida.

Finalmente, los fluidos retenidos en la corteza profunda tienen un papel importante en la actividad tectónica actual en el norte de la Península de Baja California.

Bibliografía

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 p.

Antonio Carpio, R., Romo Jones, J. M., Frez Cárdenas, J., Gómez Treviño, E. y Suárez Vidal, F. 2011. Electrical resistivity imaging of a seismic region in northern Baja California, Mexico. Geofísica Internacional. 50 (1): 23-39 p.

Axen, G. J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., Farley, K., Abbott, P. L. 2000. Thermal evolution of Monte Blanco Dome: Low angle faulting during Gulf of California Rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. Tectonics. 19(2): 197-212 p.

Axen, G. 1995. Extensional segmentation of the Main Gulf Scarpment, Mexico and United States. Geology. 23(6): 515-518 p.

Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I. 2008. Models and methods of magnetotellurics. Springer-Verlag. Primera edición. Berlin. 563 p.

Cagniard, L. 1985. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. En: Vozzoff, Keeva (Ed.). Magnetotelluric methods. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma.. 4-34 p.

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. 92 (B1). 633-648 p.

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

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 p.

Chávez, R. E., Flores, E. L., Campos, J. O., Ladrón de Guevara, M. Fernández-Puga, M. C., Herrera J. 2000. Three dimensional structure of the Laguna Salada Basin and its thermal regime. Geophysical Prospecting. 48: 835-870 p. deGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional model from magnetotelluric data. Geophysics. 52 (12): 1613-1624 p.

DeLugao, P. P., Wannamaker, P.E. 1996. Calculating the two-dimensional magnetotelluric Jacobian in finite elements using reciprocity. Geophysical Journal International. 127: 806-810 p.

Dmitriev, V. I., Berdichevsky, M. N., 1985. The fundamental model of magnetotelluric sounding. En: Vozoff, K. (Ed.). Magnetotelluric methods. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma. 118-128 p.

Espinoza Cardeña, J. M., 1986. Panorama actual de potencial geotérmico del Valle de la Laguna Salada, Baja California, México. Informe técnico. C. F. E. Mexicali, B. C. 38 p.

Espinoza Cardeña, J. M., Campos Enríquez, J. O. 2008. Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, México. Journal of Vulcanology and Geothermal Research. (176): 601-609 p.

Fletcher, John M. y Spelz, Ronald 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 p.

Fonseca, H. L., Razo-Montiel, A. 1979. Estudios gravimétricos, magnetométricos y de sísmica de reflexión en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Memorias del Segundo Simposium sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto. Berkeley, California. 303-322 p.

Frez, J., González, J. J. 1991. Crustal structure and seismotectonics of northern Baja California. En: Dauphin, Simoneit, B. (Eds.) The Gulf and Peninsular Province of The California. American Association of Petroleum Geologist, Memoir No. 47. Tulsa, Oklahoma. 261-283 p.

Frez, J., González, J. J., Acosta, J. G, Nava, F. A., Méndez, I., Carlos, J., García-Arthur, R. E., Alvarez, M. 2000. A detailed microseismicity study and stress regime in the Peninsular Ranges of northern Baja California, Mexico: The Ojos Negros region. Bulletin of the Seismological Society of America. 90 (5): 1133-1142 p. Frez, J., Acosta, J., González, J. y Nava, F. A. 2006. Estudios de microsismicidad en el norte de Baja California: Resultados generales. American Geophysical Union Fall Meeting. San Francisco, California.

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

García Abdeslem, J., Espinosa Cardeña, J. M., Munguía Orozco, L., Wong Ortega, V. M., Ramírez Hernández, J. 2001. Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling, magnetic power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, Northern Baja California, Mexico. Geofísica Internacional. 40(2): 67-85 p.

Gastil, G. R., Phillips, R. P. y 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 p.

Gómez Treviño, E. 1996. Approximate depth averages of electrical conductivity from surface magnetotelluric data. Geophysical Journal International. 127: 762-772 p.

Groom, R. W., Bailey, R. C. 1989. Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. Journal of Geophysical Research. 94: 1913-1925 p.

Jiracek, G. R., Haak, V., Olsen, K. H. 1995. Practical magnetotellurics in a continental rift environment. En Olsen, K. H., (Ed.). Continental rifts: evolution, structure and tectonics. Elsevier, New York. 103-129 p.

Jiracek, G. R., Gonzalez, V. M., Caldwell, T. G., Wannamaker, P. E., and Kilb, D., 2007. Seismogenic, electrically conductive, and fluid zones at continental plate boundaries in New Zealand, Himalaya, and California, USA. En D. Okaya, T. Stern, and F. Davey, (eds.). A continental plate boundary: Tectonics at South Island, New Zealand. Geophysical Monography Series, 175. American Geophysical Union, Washington, DC. 347-369 p.

Jones, A. G. 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. En: Fountain, D. M, Arculus, R. J., Kay R. W. (Eds.). Continental lower crust. Elsevier. Amsterdam. 81-143 p.

Johnson, S. E., Tate, M. C., Fanning, C. M.1999. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb data in the Peninsular Ranges batholiths, Baja California, Mexico: Evidence for a suture? Geology. 27 (8): 743-746 p.

Kelm, L. D. 1971. A gravity and magnetic study of the Laguna Salada, B. C. Tesis de maestría. San Diego State University. 103 p.

Lewis, Jennifer L., Day S. M., Magistrale, H., Castro, R. R., Astiz, L., Rebollar, C., Eakins J., Vernon F. L., Brune, J. N. 2001. Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias. Journal of Geophysical Research, 106 (B7): 13599-13611 p.

Madden, T. R., Nelson, P. 1985. A defense of Cagniard's magnetotelluric method. En: Vozzof, Keeva (Ed.). Magnetotelluric methods. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma. 89-102 p.

Mackie, R. L., Rieven, S., Rodi, W. 1997. User's manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. 14 p.

Mackie, R. L., Madden, T. R. 1997. A magnetotelluric survey of the Loma Prieta Eathquake area: implications for earthquakes processes and lower crustal conductivity. En: Reasenberg, Paul (Ed.). The Loma Prieta, California Earthquake of Octuber 17, 1989: earthquake occurrence. Professional paper 1550-D, United States Geological Survey. Denver, Colorado. D289-D312 p.

Marquis, G., Hyndman, R. D. 1992. Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships. Geophysical Journal International. 110: 91-105 p.

Martínez, M., Romo Jones, J. M., Fernández, R., Herrera, C. 1989. A magnetotelluric profile across the western boundary of the Salton Trough in northern Baja California, Mexico. Physics of the Earth and planetary interiors. 53 (3-4): 376-383 p.

Martín Barajas, A., Vázquez Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, B. J., Suárez Vidal, F., Alvarez Rosales, J. 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna salada Basin, northern Baja California, México. Sedimentary Geology. 144: 5-35 p.

Mendoza Borunda, R., Axen, J. G. 1995. Análisis preliminar de la historia estructural del Cenozoico tardío en la parte sur de la zona de falla de Sierra Juárez, en la vecindad del escarpe principal del golfo. Resumen. Tercera Reunión Internacional sobre Geología de la península de Baja California. Sociedad Geológica Peninsular. La Paz, Baja California Sur. 127-128 p.

Mendoza Borunda, R., Axen, J. G., Frías Camacho, V. M. 1995. Fallamiento normal en la parte sur de la zona de falla de Sierra Juárez, en la vecindad del escarpe principal del golfo: evidencia de cambios en la dirección de extensión, en esta latitud (?).GEOS. 15(2): 69 p.

Mendoza Borunda, R., Axen, J. G., Fletcher J. M., Suárez Vidal, F. 2000. Scales of segmentation of the Sierra Juárez Scarpment and mechanical evolution of Mesa triangular synthetic accommodation zone, NE Baja California, México. GEOS. 20(3): 219 p.

Munguía Orozco, L., Wong ortega, V., 1992. Estudio de microsismicidad en la Laguna Salada, B. C. Informe técnico. Ensenada, B. C., 33 p.

Myer, David. 2006. Occam2D MT file format notes. Informe técnico. SCRIPPS Institution of Oceanography. La Joya, California. 16 p.

Nava, F. A., Brune, J. N. An earthquake explosion reversed refraction line in the peninsular ranges of Southern California and Baja California Norte. Bulletin of the Seismological Society of America. 72(4): 1195-1206 p.

Ogawa, Y. 2002. On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data. Surveys in Geophysics. 23: 251-272 p.

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

Ortega Rivera, A. 2003. Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholiths of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico. En Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., y Martín Barajas, A. (Eds.). Tectonic evolution of Northwestern México and the Southwestern USA. Geological Society of America. Special paper 374. Boulder, Colorado, 297-335 pp.

Pamplona Pérez, U. 2007. Perfil magnetotelúrico a través de la Sierra San Pedro Mártir, Baja California, México. Tesis de Maestría. CICESE. Ensenada B. C. 84 p.

Peralta Castro, A. D. 2000. ProMT. Manual de instalación. Informe técnico. Comunicaciones Académicas. Serie Geofísica Aplicada. CICESE. Ensenada B. C., 15 p.

Ritter, O., Hoffmann-Rothe, A., Bedrosian, P. A., Weckmann, U., Haak, V. 2005. Electrical conductivity images of active and fossil fault zones. En: Bruhn, D. y Burlini, L. (Eds.). High strain zones: structure and physical properties. Geological Society of London Special Publications, Vol. 245, Londres. 165-186 p.

Rodi, W., Mackie, R. L. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics. 66 (1): 174-187 p.

Romero Espejel, H. J. G., Delgado Argote, L. A. Granitoides en el noreste de sierra Juárez, Baja California: una historia de emplazamiento para la parte norte del batolito oriental del Cretácico tardío. GEOS. 17(3): 139-154 p.

Romo Jones, José M., Gómez Treviño, Enrique y Esparza Hernández, Francisco J. 2005. Series and parallel transformation of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 150: 63-83 p.

Romo Jones, José Manuel. 2002. Conductividad eléctrica de la litósfera de Baja California en la región de Vizcaíno, B. C. S. Tesis Doctoral. CICESE. Ensenada B. C., 151 p.

Romo Jones, José Manuel. 2007. Introducción al método magnetotelúrico. CICESE. Notas de clase. Ensenada B. C., 44 p.

Sedlock, Richard L. 2003. Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas. En: S. E. Johnson, S. R. Patterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough y A. Martín-Barajas (Eds.). Tectonic evolution of Northwestern México and the Southwestern USA. The Geological Society of America, Inc. Special paper 374. Boulder Colorado. 1-41 p.

Shankland, T. J., Ander, M. 1983. Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. Journal of Geophysical Research. 88 (B11): 9475-9484 p.

Simpson, Fiona y Bahr, Karsten. 2005. Practical magnetotelurics. Cambridge University Press. Primera edición. Cambridge. 254 p.

Smith, D. L. 1974. Heat flow, radioactive heat generation, and theoretical tectonics for northwestern Mexico. Earth and Planetary Science Letters. 23: 43-52 p.

Stock, Joann M., Martín-Barajas, Arturo, Suárez-Vidal, Francisco, Miller, Meghan M. 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. En: Walawender, Michael J. y Hanan, B. (Eds.). Geological excursions in Southern California and Mexico. The Geological Society of America. Guidebook. Boulder, Colorado. 44-67 p.

Suárez-Vidal F., Armijo, R., Morgan, J., Bodin, P., Gastil, G. 1991. Framework of recent and active Faulting in Northern Baja California. En: Paul Dolphin and B. Simoneit (Eds.). The Gulf and Peninsular Province of the California. American Assoc. of Petroleum Geologist, Memoir No. 47. Boulder, Colorado. 285-300 p.

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 p.

Swift, C. M. Jr. 1985. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. En: Vozoff, Keeva (Ed.). Magnetotelluric methods. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma. 156-166 p.

Thikonov, A. N., 1985. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. En Vozzof, Keeva (Ed.). Magnetotelluric methods. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma. 2-3 p.

Vázquez González, R., Vega Aguilar, R., Herrera Barrientos, F. y López Tipa, A. 1993. Estudio magnetotelúrico en Laguna Salada, Zona Sur. CICESE. Informe técnico. Ensenada B. C. 26 p.

Vázquez González, R., Vega Aguilar, R.. López Tipa, A. 1994. Evaluación magnetotelúrica del sector suroeste de la Laguna Salada, B.C. CICESE. Informe técnico. Ensenada B. C. 40 p.

Villela y Mendoza, A. 2004. Interpretación geofísica de la cuenca sedimentaria Vizcaíno, B. C. S., utilizando datos magnetotelúricos y gravimétricos. Tesis de Maestría. CICESE. Ensenada B. C. 107 pp.

Vozzof, K. 1991. The magnetotelluric method. En: M. N. Nabighian (ed.). Electromagnetic method in applied geophysics, 2, Applications. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma. 641-711 p.

Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., Rijo, L. 1986. Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements. Geophysics. 51 (11): 2131-2144 p.

Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., Rijo, L. 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 88 (1): 277-296 p

Watt, Alec.1982. Diccionario ilustrado de la Geología. Editorial Everest. Bogotá Colombia. 208 p.

Anexo A

Curvas de resistividad y fase, modos TE-TM y modos Serie-Paralelo



Curvas TE-TM Ojos Negros – Sierra Juárez



Curvas TE-TM Ojos Negros – Sierra Juárez (continuación)



Curvas TE-TM Ojos Negros – Sierra Juárez (continuación)



Curvas TE-TM Laguna Salada – Sierra El Mayor



Curvas TE-TM Laguna Salada – Sierra El Mayor (continuación)



Curvas TE-TM Valle de Mexicali (Pre-sismo)



Curvas TE-TM Valle de Mexicali (Post-sismo)



Curvas Serie-Paralelo Ojos Negros- Sierra Juárez



Curvas Serie-Paralelo Ojos Negros- Sierra Juárez (Continuación)



Curvas Serie-Paralelo Ojos Negros- Sierra Juárez (Continuación)



Curvas Serie-Paralelo Laguna Salada – Sierra El Mayor



Curvas Serie-Paralelo Laguna Salada – Cañada David (continuación)



Curvas Serie-Paralelo Valle de Mexicali (Pre-sismo)



Curvas Serie-Paralelo Valle de Mexicali (Post-sismo)

Anexo B

Datos de dimensionalidad del perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali (Curvas de datos e histogramas de $\Delta \theta$).




Ojos Negros - Sierra Juárez (Continuación)



Ojos Negros - Sierra Juárez (Continuación)



Ojos Negros - Sierra Juárez (Continuación)







Laguna Salada – Sierra El Mayor



Laguna Salada – Sierra El Mayor (Continuación)







Valle de Mexicali (Pre-sismo) (continuación)





Valle de Mexicali (Post-sismo) (Continuación)

Histogramas de rosa del azimuth de las estructuras geológicas en el perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali ($\overline{\theta}$).

Ojos Negros-Sierra Juárez







Valle de Mexicali (Pre-sismo)



Valle de Mexicali (Post-sismo)



Anexo D

Modelos obtenidos de las secciones Ojos Negros -Sierra Juárez, Laguna Salada - Sierra El Mayor, y modelos del Valle de Mexicali. **D.1. Perfil Ojos Negros-sierra Juárez, Serie-Paralelo, algoritmo Rodi & Mackie** Para esta sección se utilizaron datos de 21 estaciones, con datos de 16 a 20 frecuencias distintas por cada estación, utilizando la información de los modos Serie y Paralelo en el algoritmo Gauss-Newton modificado.

Se utilizó un modelo inicial de 62 x 75 celdas (568 km x 330.842 km), con una resistividad homogénea de 100 Ω m. Las celdas tienen valores de entre 500 metros a 200 km de longitud y de 8 m a 51.2 km de espesor.

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =2.



Figura D1. Modelo Sierra Juárez, a partir de datos Serie-Paralelo, con el algoritmo de Gauss-Newton (Rodi & Mackie, 1997).



Figura D2. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D3. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D4. (Arriba) Fases observadas, (en medio) fases calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D5. (Arriba) Fases observadas, (en medio) fases calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.

D.2. Sección Laguna Salada-Sierra Cucapah

Se utilizaron datos de 11 estaciones, con datos de 16 a 20 frecuencias distintas por cada estación, utilizando la información de los modos Serie y Paralelo en el algoritmo Gauss-Newton modificado.

Se utilizó un modelo inicial de 61 x 75 celdas (502.422 km x 330.842 km), con una resistividad homogénea de 100 Ω m. Las celdas tienen valores de entre 500 metros a 200 km de longitud y de 8 m a 51.2 km de espesor.

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =2.



Figura D6. Modelo de la sección Laguna Salada.



Figura D7. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D8. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D9. (Arriba) Fases observadas, (en medio) fases calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D10. (Arriba) Fases observadas, (en medio) fases calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.

D.3. Sección Valle de Mexicali

D.3.1. Inversión tipo Gauss-Newton

Se utilizaron datos de 8 estaciones, con datos de 16 a 20 frecuencias distintas por cada estación. Debido a que las condiciones de bidimensionalidad en el valle son lo suficientemente buenas, realizamos la inversion 2D con datos Serie-Paralelo con el algoritmo Gauss-Newton modificado, y también utilizando los datos TE-TM con el algoritmo original de Gauss-Newton.

Para la inversión de datos pre-sismo se utilizó un modelo inicial de 42 x 75 celdas (293 km x 330.842 km), con una resistividad homogénea de 100 Ω m. Las celdas tienen valores de entre 700 metros a 70 km de longitud y de 42 m a 51.2 km de espesor. Para el conjunto de datos post-sismo se utilizó la misma discretización pero en vez de iniciar con un medio homogéneo se inició con el modelo final obtenido antes con los datos previos al sismo.

Modos TE-TM pre-sismo

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =3.



Figura D11. Modelo TE-TM, Pre-sismo del valle de Mexicali, algoritmo Gauss-Newton.



Figura D12. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D13. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D14. (Arriba) Fases observadas, (en medio) fases calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D15. (Arriba) Fases observadas, (en medio) fases calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.

Modos Serie-Paralelo pre-sismo

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =2.



Figura D16. Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos Serie-Paralelo, con el algoritmo de Rodi & Mackie.

Las secciones de resistividad aparente observada y calculada se muestran en la siguiente página. Puede observarse que el desajuste es insignificante.



Figura D.17 (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D18. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D19. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D20. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.

Modos TE-TM post-sismo

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =2.

El modelo (Figura D21) muestra desajuste mayor a 5 desviaciones estándar en el sitio LM06 y LM12. Muestra la zona de contacto entre el cuerpo conductor en el margen oeste de la cuenca (sitios LM01-04) y la zona del yacimiento (sitios LM06-10). No muestra una zona clara del trazo de la falla Imperial, Guerrero o Saltillo, ya que coloca un cuerpo resistivo en el margen este, entre y 3 km de profundidad, y tampoco es observable el basamento en el margen este de la cuenca, la zona que presenta mayores efectos tridimensionales.



Figura D21. Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos TE-TM, con el algoritmo de Gauss-Newton (Rodi & Mackie, 1997).



Figura D22. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D23. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D24. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D25. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.

Modos Serie-Paralelo post-sismo

El proceso de inversión consistió de 200 iteraciones, se repitió siete veces variando τ , utilizando los valores 0.1, 1, 2, 3, 4, 5 y 10. La curva L fue obtenida y se seleccionó como óptimo el valor τ =2.



Figura D26. Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos Serie-Paralelo, con el algoritmo de Rodi & Mackie.



Figura D27. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D28. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D29. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D30. (Arriba) Resistividades observadas, (en medio) resistividades calculadas y (abajo) desajuste entre datos observados y calculados.

D.3.2. Inversión tipo Occam

El modelo inicial se discretiza utilizando un script de MatLab IlamadoUimesh (Figura 27), creado por Kerry Key (comunicación personal) en SCRIPPS Institution of Oceanography, el cual permite discretizar el modelo en forma gráfica y crea los archivos de bloques y de malla utilizando en la inversión, a partir de los datos de topografía y posición de los sitios de medición. Se generó una discretización de 279 x 73 bloques (6660 x 380 km). Las dimensiones de los modelos generados con Ulmesh son mayores que los modelos utilizados en el algoritmo de Gauss-Newton debido a que este programa agrega automáticamente bloques en los bordes del modelo, siendo el mayor de 218 km de ancho y de 80 km de espesor, con la finalidad de evitar efectos de borde en los resultados.



Figura D31. Interface del programa Ulmesh, mostrando las ventanas de la discretización para la malla de elemento finito (arriba) y los bloques de la malla de regularización (abajo).
Modos TE-TM pre-sismo

Se generó una modelo con una discretización de 279 x 73 bloques (6660 x 380 km). La inversión se inicia utilizando un espacio homogéneo de 100 Ω m. Consistió de 22 iteraciones, siendo el mejor valor de regularización $10^{-0.8724239}$, con un error de ajuste, o RMS de 6.249507, un ajuste perfecto produciría un valor RMS = 1. La Figura 28 muestra la convergencia del RMS y la Rugosidad a medida que aumenta el número de iteraciones (Figuras 28^a y 28b), además se muestra el compromiso entre Rugosidad y RMS (Figura 28c).



Figura D32. a) Iteración vs. RMS. b) Iteración vs. Rugosidad. c) Rugosidad vs. RMS.

El modelo resultante (Figura D33), muestra resultados más acordes con la información geológica, delimitando al yacimiento geotérmico entre los sitios MX04 y MX08. Además también define la zona resistiva del sitio MX06 entre 1 y 2 km de profundidad y la presencia de un cuerpo conductor en el sitio MX12. Se considera que este modelo fue el segundo que mejor se ajustó a la información geológica, después del modelo Serie Paralelo con el algoritmo Gauss-Newton.



Figura D33. Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos TE-TM, con el algoritmo de Occam.



Figura D34. (Izquierda) Resistividades aparentes y fases observadas, (en medio) resistividades aparentes y fases calculadas y (derecha) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D35. (Izquierda) Resistividades aparentes y fases observadas, (en medio) resistividades aparentes y fases calculadas y (derecha) desajuste entre datos observados y calculados.

Modos Serie-Paralelo pre-sismo

Se generó una modelo con una discretización de 279 x 73 bloques (6660 x 380 km). La inversión se inicia utilizando un espacio homogéneo de 100 Ω m. Consistió de 9 iteraciones, siendo el mejor valor de regularización 10^{-0.3481781}, con un error de ajuste de 11.39052.

El modelo resultante (Figura D36) fue el modelo con mayor desajuste, observándose en sus respuestas de resistividad (Figura D37), mostrando un medio muy homogéno, sin distinguir el basamento entre los sitios MX02 y MX04, por lo general con resistividades más bajas que las obtenidas en los otros modelos.



Figura D36. Modelo Pre-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos Serie-Paralelo, con el algoritmo de Occam.



Figura D37. Resistividades y fases observadas Serie (puntos azules) y Paralelo (puntos rojos), comparadas con resistividades y fases calculadas Serie (líneas azules) y Paralelo (líneas rojas).

Modos TE-TM post-sismo

Se generó una discretización de 279 x 73 bloques (6660 x 380 km). La inversión se inició utilizando un espacio homogéneo de 100 Ω m. Consistió de 26 iteraciones, siendo el mejor valor de regularización $10^{1.943410}$, con un error de ajuste de 4.031660

El modelo (Figura D38) muestra claramente la posición del yacimiento geotérmico (entre sitios MX06 y MX08), una zona conductora en el margen oeste (sitios MX01 y MX02) y el conductor somero (sitios MX03 y Mx04), pero no realiza muchos cambios en el resistivo entre los sitios MX06 y Mx08.



Figura D38. Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos TE-TM, con el algoritmo de Occam.



Figura D39. (Izquierda) Resistividades aparentes y fases observadas, (en medio) resistividades aparentes y fases calculadas y (derecha) desajuste entre datos observados y calculados.



Figura D40. (Izquierda) Resistividades aparentes y fases observadas, (en medio) resistividades aparentes y fases calculadas y (derecha) desajuste entre datos observados y calculados.

Modos Serie-Paralelo post-sismo

Se generó una discretización de 279 x 73 bloques (6660 x 380 km). La inversión se inició utilizando un espacio homogéneo de 100 Ω m. Consistió de 39 iteraciones, siendo el mejor valor de regularización 10 ^{-0.5340428}, con un error de ajuste de 3.724220.

Este modelo (Figura D41) es el que mejor ajuste tuvo, sin embargo tiene un desajuste con respecto a la información geológica y resultados observados en los mejores modelos, como el conductor en el sitio LM03. Reduce la resistividad en el sitio MX06, como el modelo Serie Paralelo con el algoritmo Gauss Newton, pero no muestra claramente un cuerpo conductor en el sitio LM12, ni tampoco el basamento.



Figura D41. Modelo Post-sismo del valle de Mexicali, a partir de datos Serie-Paralelo, con el algoritmo de Occam.



Figura D42. Resistividades y fases observadas Serie (puntos azules) y Paralelo (puntos rojos), comparadas con resistividades y fases calculadas Serie (líneas azules) y Paralelo (líneas rojas).

Resultados del proceso de inversión del perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali y del Valle de Mexicali antes y después del sismo (Comparación entre datos observados y datos calculados).



Modelo Perfil Ojos Negros – Valle de Mexicali











Modelo Pre-sismo, datos Serie-Paralelo, Valle de Mexicali



Modelo Post-sismo, datos Serie-Paralelo, Valle de Mexicali