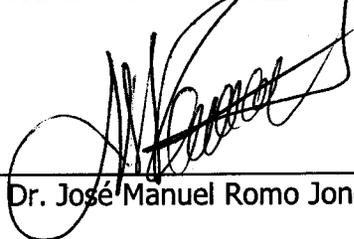


TESIS DEFENDIDA POR

**Francisco Miguel Oliver Ocaño**

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. José Manuel Romo Jones

*Director del Comité*



M.C. José Douglas Frez Cárdenas

*Miembro del Comité*



Dr. Carlos Francisco Flores Luna

*Miembro del Comité*



M.C. Francisco Suárez Vidal

*Miembro del Comité*



Dr. Modesto Ortiz Figueroa

*Miembro del Comité*



Dr. Juan García Abdeslem

*Jefe del Departamento de  
Geofísica Aplicada*



Dr. Luis Alberto Delgado Argote

*Director de Estudios de Posgrado*

25 de Marzo del 2004

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE  
ENSENADA**



**CICESE**

**DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

**DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA APLICADA**

---

**Correlación entre conductividad eléctrica y actividad sísmica en  
la falla de San Miguel, Ensenada, B. C.**

TESIS

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

Presenta:

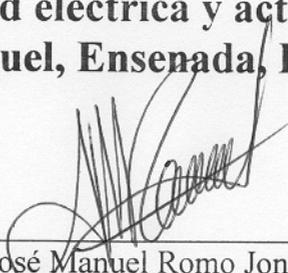
**Francisco Miguel Oliver Ocaño**

Ensenada, Baja California, Marzo del 2004.

**Resumen** de la tesis de **Francisco Miguel Oliver Ocaño**, presentada como requisito parcial para obtener el grado de **Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra**, con orientación en **Geofísica Aplicada**. Ensenada, Baja California, Marzo de 2004.

## **Correlación entre conductividad eléctrica y actividad sísmica en la falla de San Miguel, Ensenada, B. C.**

Resumen aprobado por:



---

Dr. José Manuel Romo Jones  
Director de Tesis

La conductividad eléctrica del subsuelo está controlada por la presencia de fluidos y/o de minerales arcillosos, así como por su grado de interconexión. Ambos elementos comúnmente se asocian a zonas de debilidad por donde se pueden liberar esfuerzos más fácilmente. Por esta razón resulta interesante estudiar la conductividad eléctrica del subsuelo en una zona sísmica activa. Para esto, seleccionamos la falla de San Miguel, una de las estructuras más activas en el noroeste de Baja California, la cual genera una gran cantidad de micro-sismos.

El principal objetivo de este trabajo es determinar la distribución de la conductividad eléctrica en la zona de falla y en sus alrededores, y averiguar si existe una correlación entre conductividad y actividad sísmica. Para determinar la conductividad se utilizó el método magnetotelúrico (MT) y el de resistividad con corriente directa en arreglo dipolo-dipolo. Los datos fueron interpretados utilizando inversión en dos dimensiones. La información sísmica consiste de 600 eventos locales de muy buena calidad registrados con una red local por Frez et al. (2000b).

Los resultados del MT muestran una zona conductora ( $\sim 3$  Ohm-m) entre los 5 y 15 km de profundidad que puede asociarse a la zona de la Falla Tres Hermanos (FTH), también se observa una zona medianamente conductora (200 Ohm-m) asociada a la zona de la Falla de San Miguel (FSM). Por su parte, la inversión de los datos de dipolo-dipolo, muestra un contraste entre la resistividad del material que cubre al bloque caído ( $\sim 20$  Ohm-m) de la FSM, y la de la roca granítica que constituye al bloque levantado ( $>1000$  Ohm-m). La información sísmica muestra que la mayor parte de los hipocentros se aglomeran en una banda de  $\sim 10$  km de ancho a lo largo del trazo superficial de la FSM y a profundidades entre los 10 y 16 km. La sismicidad se encuentra agrupada en dos regiones, una de ellas ocurre en una zona de gradiente de conductividad asociada a la FTH, mientras que la otra, asociada a la FSM, se encuentra localizada dentro de una zona medianamente conductora ( $\sim 100$  Ohm-m).

*Palabras clave: magnetotelúrico, conductividad eléctrica, actividad sísmica, fallas activas, Baja California.*

**Abstract** of the thesis submitted by **Francisco Miguel Oliver Ocaño** as a partial requirement to obtain the grade of **Maestro en Ciencias in Ciencias de la Tierra**, with specialization in **Geofísica Aplicada**. Ensenada, Baja California, March de 2004.

## **Electrical conductivity and seismic activity correlations in the San Miguel Fault, in Ensenada, B. C.**

The subsurface electrical conductivity is controlled by the presence of fluids and/or clay minerals, as well as by their interconnection extent. Both factors are commonly associated to weak zones of the crust where large stress release can easily occur. Therefore, it is interesting to study the subsurface distribution of the electrical conductivity in a region with high seismic activity. We select the San Miguel fault region, a very active micro-earthquake generating structure in northwest Baja California, to study these correlations.

The purpose of this work is to find the subsurface distribution of the electrical conductivity around the fault zone and their possible correlation with the occurrence of micro-earthquakes. The electrical conductivity is investigated using magnetotellurics (MT) as well as dipole-dipole d.c. resistivity. Interpretation was based in 2-D inversion algorithms. Seismicity information consisted of 600 high quality local events recorded with a local array by Frez et al. (2000b).

The MT results show a conductive zone ( $\sim 3$  Ohm-m), around 5 to 15 km deep, interpreted as associated to the Tres Hermanos fault zone (FTH). A medium resistivity zone (200 Ohm-m) is observed as associated to de San Miguel fault zone (FSM). On the other hand, the dipole-dipole data inversion shows a high resistivity contrast between the material covering the /// block of the FSM ( $\sim 20$  Ohm-m) and the granitic rock of the hanging block ( $>1000$  Ohm-m). The seismic information shows the hypocenters distributed in a band  $\sim 10$  km wide along the FSM's mapped trace, and at depths from 10 to 16 km. There are two separate seismicity clusters, one of them occurring in a zone with high conductivity gradient associated to the FTH, and other interpreted as related to the FSM, which is located within a middle conductivity zone ( $\sim 100$  Ohm-m).

*Key words: magnetotellurics, electrical conductivity, seismic activity, active faults, Baja California.*

## DEDICATORIAS

A **Gemita y Miguelito**, por todo el amor que siempre me han brindado, porque ustedes son el motivo principal para llevar a cabo mis metas, a ti, mi chaparrita, *GRACIAS* por estar siempre conmigo, apoyándome y brindándome esas fuerzas que alguna vez necesité para seguir adelante, a ti mi niño, que llenaste de felicidad nuestras vidas al momento de tu llegada, eres lo más importante para tu “papapá” y para tu “mamamá”, a ustedes a quien AMO con toda la intensidad de mi alma les dedico este trabajo.

A mis Papás, que siempre me han apoyado en cada etapa de mi vida, y por todo el amor que me brindan, gracias por todo lo que han hecho por mi, los quiero mucho.

A mis Papas Suegros, que siempre me han demostrado su cariño, han estado al pendiente de nosotros, y que con su apoyo he podido salir adelante en mi vida.

A mis hermanos, que de alguna u otra forma han colaborado para que siempre salga adelante.

A Perlita, Armando, Armandito, Héctor y Alba, que siempre me apoyan y están conmigo en momentos difíciles.

A todos ustedes MUCHÍSIMAS gracias por todo su amor y su apoyo incondicional.

## AGRADECIMIENTOS

A **Dios**, por haberme dado la vida, por otorgarme la oportunidad de conocer y vivir junto a las personas que quiero y que en todo momento me han demostrado su apoyo incondicional. En ocasiones la vida se torna algo oscura, pareciera que el mundo te da la espalda, sin embargo, dentro de todo ser existe una luz que nos ayuda a seguir viviendo, tenemos muchos motivos por que vivir y muchas metas que alcanzar, por eso Señor te doy las GRACIAS por permitirme vivir.

A **mi Gemita**, yo sé que con unas cuantas líneas no terminaré de agradecerte todo lo que has hecho por mí, todo el amor que me has brindado y tu apoyo son una parte muy importante en mi vida. Eres una mujer muy fuerte y valiente, y con un corazón que vale oro, me otorgaste la dicha de ser padre de un hermoso niño. Tú y mi niño forman la parte más importante de mi existencia. Por ser como eres, gracias Mi Amor.

A mi director de tesis, José Manuel Romo Jones, por todo el tiempo y la dedicación hacia este trabajo, con su ayuda he logrado muchas cosas, que antes no sabría si podría hacerlas, también le doy gracias por la amistad que me ha demostrado y por su apoyo para sacar adelante este trabajo.

A los miembros del comité de tesis, José Frez, Carlos Flores, Francisco Suárez y Modesto Ortiz, por sus oportunas correcciones y comentarios para que este trabajo sea de una mejor calidad.

A todos mis amigos, por estar siempre conmigo y apoyarme en todo momento, también por sus críticas y comentarios sobre este trabajo.

Al personal de los laboratorios, Jaime, Alex, Humberto y Gustavo, a Lupita, Conchita, Marthita, por brindarme su ayuda en todo momento, y en general a todo el Departamento de Ciencias de la Tierra

A CICESE por abrirme las puertas y poder estudiar un posgrado de calidad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACYT, por haber facilitado los recursos necesarios para llevar a cabo estos estudios y terminar con éxito este trabajo.

# Contenido

I.- Introducción .....	1
II.- Antecedentes geológicos y geofísicos .....	4
II.1.- Localización del área de estudio .....	4
II.3.- Marco sismo-tectónico .....	11
III.- Método de resistividad .....	16
III.1.- Arreglo dipolo-dipolo .....	17
III.2.- Datos observados .....	18
III.3.- Inversión de datos dipolo-dipolo .....	22
III.4.- Interpretación .....	28
IV.- Método magnetotelúrico .....	30
IV.1.- Teoría .....	30
IV.2.- El tensor de impedancia .....	35
IV.3.- El tensor de impedancia en 1-D, 2-D y 3-D .....	37
IV.4.- Reducción de datos 3-D para interpretarlos con modelos 2-D .....	41
Transformación de Swift .....	41
Rotación a rumbo fijo .....	42
Transformación Serie-Paralelo .....	44
Estimación de modos seudo TE-TM .....	51
IV.5.- Datos observados .....	53
IV.6.- Inversión de datos MT .....	55
Inversión de impedancias a rumbo fijo .....	59
Inversión de impedancias S-P .....	63
Inversión de impedancias seudo TE-TM .....	67
IV.7.- Discusión de resultados de MT .....	71
V.- Sismicidad .....	76
V.1.- Observaciones .....	76
V.2.- Distribución espacial de hipocentros .....	77
V.3.- Relaciones entre la sismicidad y la conductividad eléctrica .....	80
VI.- Conclusiones .....	83
Literatura citada .....	85
Apéndice A .....	91
Apéndice B .....	96

## Lista de Figuras

Figura		Página
1	Localización del área de estudio, con las principales estructuras geológicas.	5
2	Principales rasgos tectónicos y provincias estructurales en Baja California. La zona sombreada indica la región de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La zona de interés se encuentra en la Cordillera Peninsular al norte de la falla de Agua Blanca (Modificado de Stock et al., 1991).	8
3	Mapa geológico regional en el área de estudio (Gastil 1975).	10
4	Esquema que muestra el funcionamiento del método de resistividad con el arreglo Dipolo-Dipolo.	20
5	Seudosección de resistividad aparente obtenida con el método de dipolo-dipolo.	20
6	Localización geográfica del perfil de dipolo-dipolo.	21
7	a) Diagrama que muestra la forma de onda de la corriente inyectada por el transmisor. b) Forma de onda del voltaje producido en el terreno. El receptor hace la medición en la zona achurada.	21
8	Curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización $\tau$ para la inversión de los datos de resistividad con arreglo dipolo-dipolo	25
9	a) Modelo de resistividad obtenido al invertir los datos de dipolo-dipolo con parámetro de regularización óptimo $\tau = 0.1$ . b) Interpretación geológica del modelo. FSM= Falla San Miguel.	26
10	Comparación entre la seudosección observada y la calculada. El residual es la razón de datos observados entre los calculados (obs/cal).	27
11	Diagrama que muestra los modos de polarización en una estructura 2D. Para el modo TE la corriente fluye a lo largo del rumbo de la estructura y en el modo TM la corriente cruza a través de las interfases.	40
12	Variación del ángulo óptimo de Swift con respecto a la frecuencia, y entre los sitios sm23 y sm19 del perfil de MT.	43
13	Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas con rumbo fijo y con el ángulo óptimo de Swift.	43
14	Ejemplo de la transformación Serie-Paralelo en un sitio del perfil. a) curvas de resistividad aparente y fase correspondientes a los cuatro elementos del tensor en el dominio x-y. b) curvas de resistividad aparente y fase en el dominio s-p. Además, se muestra las partes real e imaginaria del promedio angular $\bar{\theta}$ y de la diferencia angular $\Delta\theta$ .	51
15	Comparación de curvas de resistividad aparente y fase S-P, con las llamadas seudo TE-TM, calculadas después de aplicar condiciones 2-D en el dominio S-P.	52
16	Localización geográfica de los sitios de MT.	54
17	Distribución típica del equipo para obtener las componentes del campo eléctrico ( $E_x$ , $E_y$ ) y del campo magnético ( $H_x$ , $H_y$ , $H_z$ ) naturales.	54

## Lista de Figuras (continuación)

Figura		Página
18	Modelo obtenido con las impedancias a rumbo fijo. En la parte superior derecha se muestra la curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización. Se muestran tres modelos de resistividad, dos de ellos son los extremos de la curva L (uno suave $\tau = 30$ y uno rugoso $\tau = 1$ ) y el modelo con parámetro óptimo ( $\tau = 5$ ).	60
19	Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 18.	61
20	Seudosecciones de fase observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 18.	62
21	Modelos obtenidos con las impedancias Serie-Paralelo. En la parte superior derecha se muestra la curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización. Se muestran tres modelos de resistividad, dos de ellos son los extremos de la curva L (uno suave $\tau = 30$ y uno rugoso $\tau = 3$ ) y el modelo considerado óptimo ( $\tau = 10$ ).	64
22	Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 21.	65
23	Seudosecciones de fase observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 21.	66
24	Modelos obtenidos con las impedancias seudo TE-TM. En la parte superior derecha se muestra la curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización. Se muestran tres modelos de resistividad, dos de ellos son los extremos de la curva L (uno suave $\tau = 30$ y uno rugoso $\tau = 1$ ) y el modelo considerado óptimo ( $\tau = 5$ ).	68
25	Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 24.	69
26	Seudosecciones de fase observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 24.	70
27	Comparación de los modelos obtenidos con los tres conjuntos de datos. a) Modelo resultante de invertir las impedancias a rumbo fijo. b) Modelo resultante de invertir las impedancias Serie-Paralelo. c) Modelo resultante de invertir las impedancias seudo TE-TM.	73
28	a) Interpretación del modelo de resistividad mostrando hasta 40 km de profundidad. b) Interpretación del modelo de resistividad mostrando los primeros 3 km	75
29	Sismicidad registrada en la zona de estudio, el recuadro delimita la sismicidad utilizada para este trabajo. Los puntos rojos representan los epicentros y los triángulos amarillos son las estaciones de registro sísmológico.	78
30	Distribución vertical de los hipocentros e histograma de profundidades.	79
31	Modelo de resistividad con integración de la sismicidad para un sector de la falla de San Andrés (tomado de Unsworth et al. 1999).	82
32	Modelo de resistividad integrando la sismicidad registrada en la zona de la falla de San Miguel.	82

## **I.- Introducción**

La conductividad eléctrica de las rocas de la corteza aumenta con la presencia de fluidos y/o con la concentración de minerales arcillosos. Ambas condiciones pueden tenerse en una zona con fallas activas. Por otra parte, la presencia de fluidos es uno de los factores más importantes en el proceso de fractura de las rocas de la corteza. La asociación entre zonas conductoras y zonas de debilidad mecánica de la corteza, y en general el análisis de otras propiedades físicas y de su papel en los procesos de ruptura, es un tema que vale la pena documentar con ejemplos de campo, por sus implicaciones para la predicción de sismos. Por esta razón es interesante investigar la distribución de la conductividad en una zona sísmica activa y correlacionarla con la ubicación de microsismos.

La falla de San Miguel (FSM) es una estructura geológica activa que se localiza en el valle de Ojos Negros, 100 km al ESE de la ciudad de Ensenada, Baja California. Actualmente es la falla con mayor actividad micro-sísmica de la Cordillera Peninsular, en el norte de Baja California (Frez et al., 2000a). En 1954 esta falla generó dos sismos de magnitudes 6.0 y 6.1, y en 1956 una secuencia de cuatro sismos de magnitudes entre 6.0 y 6.8. La última secuencia produjo una ruptura visible en la superficie a lo largo de 20 km (Shor y Roberts, 1958; Brune et al., 1979). Por estas razones resulta atractivo estudiar la conductividad eléctrica asociada con esta falla y averiguar si tiene alguna correlación con la sismicidad.

Los principales objetivos de este trabajo de tesis son: 1) determinar la distribución de la conductividad eléctrica en la zona de falla y en sus alrededores, y 2) averiguar la correlación entre la distribución de la sismicidad y la conductividad eléctrica.

Para investigar la resistividad se utilizaron dos métodos geofísicos: corriente directa con arreglo dipolo-dipolo (método de resistividad) y campos electromagnéticos naturales (método magnetotelúrico, MT). El primer método se utilizó para investigación somera y local; el segundo, para investigar los primeros 30 o 40 km de profundidad a lo largo de un perfil de 30 km de largo y perpendicular al trazo superficial de la FSM. En ambos casos los datos observados en el campo se interpretan utilizando técnicas de inversión en 2-D. En el caso del MT, un objetivo adicional de este trabajo fue investigar distintos procedimientos que nos permitan interpretar mejor los datos que por naturaleza son 3-D, con herramientas diseñadas para el problema 2-D, tales como los esquemas de inversión disponibles.

Los datos sísmicos utilizados en este trabajo consisten en un conjunto de eventos micro-sísmicos registrados durante cuatro meses, por una red de estaciones digitales ubicada en el área de estudio. Frez (comunicación personal) proporcionó los datos, seleccionó los eventos y realizó la localización de sus hipocentros.

El Capítulo II contiene una breve descripción de los antecedentes geológicos y geofísicos del área de estudio. Las bases del método de resistividad con arreglo dipolo-dipolo, los datos observados y la interpretación respectiva se tratan en Capítulo III. En el Capítulo IV se describe la teoría del MT así como diferentes alternativas para reducir el tensor de impedancia. En este mismo capítulo, se describen los modelos resultantes al aplicar tres de estas alternativas y se discuten sus respectivas ventajas y limitaciones. En el

Capítulo V, se describe la sismicidad registrada en la región y se discute su relación con la distribución de conductividad obtenida. Finalmente, se presentan las conclusiones más importantes derivadas de este trabajo.

## **II.- Antecedentes geológicos y geofísicos**

### **II.1.- Localización del área de estudio**

En este trabajo nos enfocaremos al área señalada en el recuadro de la Figura 1, la cual delimita una pequeña zona en el sector sur de la falla de San Miguel (FSM). Esta falla es una estructura geológica activa, de unos 100 km de longitud y rumbo N 60° W, que se localiza al Este de la ciudad de Ensenada, entre los 31.5° N y 32° N de latitud y los 115.5° W y 116.5° W de longitud, en Baja California. Esta estructura es parte de un sistema de fallas que comprende a las fallas Calabazas, San Miguel y Vallecitos. La expresión superficial de la falla de San Miguel no es un trazo continuo, sino que está formado por varios segmentos de alrededor de 20 km de longitud cada uno, sin aparente conexión entre ellos, al menos en la superficie.

El régimen tectónico que actualmente caracteriza a la región norte de Baja California se originó hace ~12 Ma, cuando se inició la deformación trans-tensional en la frontera entre la Placa Pacífico y la Placa de Norteamérica (Suárez-Vidal et al., 1991). Actualmente esta región es una de las zonas con mayor actividad sísmica dentro de la cordillera peninsular de Baja California (Frez et al., 2000a). A pesar de su intensa producción de micro-sismos, la deformación a lo largo de la FSM parece muy pequeña. Su contribución a la deformación total entre placas es menor al 1 %. Hirabayashi et al., (1996) encontraron desplazamientos en la FSM en un rango de 0.05 a 0.55 mm/año, lo cual contrasta con los desplazamientos de ~ 6 mm/año que se han inferido en la falla de Agua Blanca, una estructura aparentemente asísmica que está localizada al sur del sistema San Miguel.

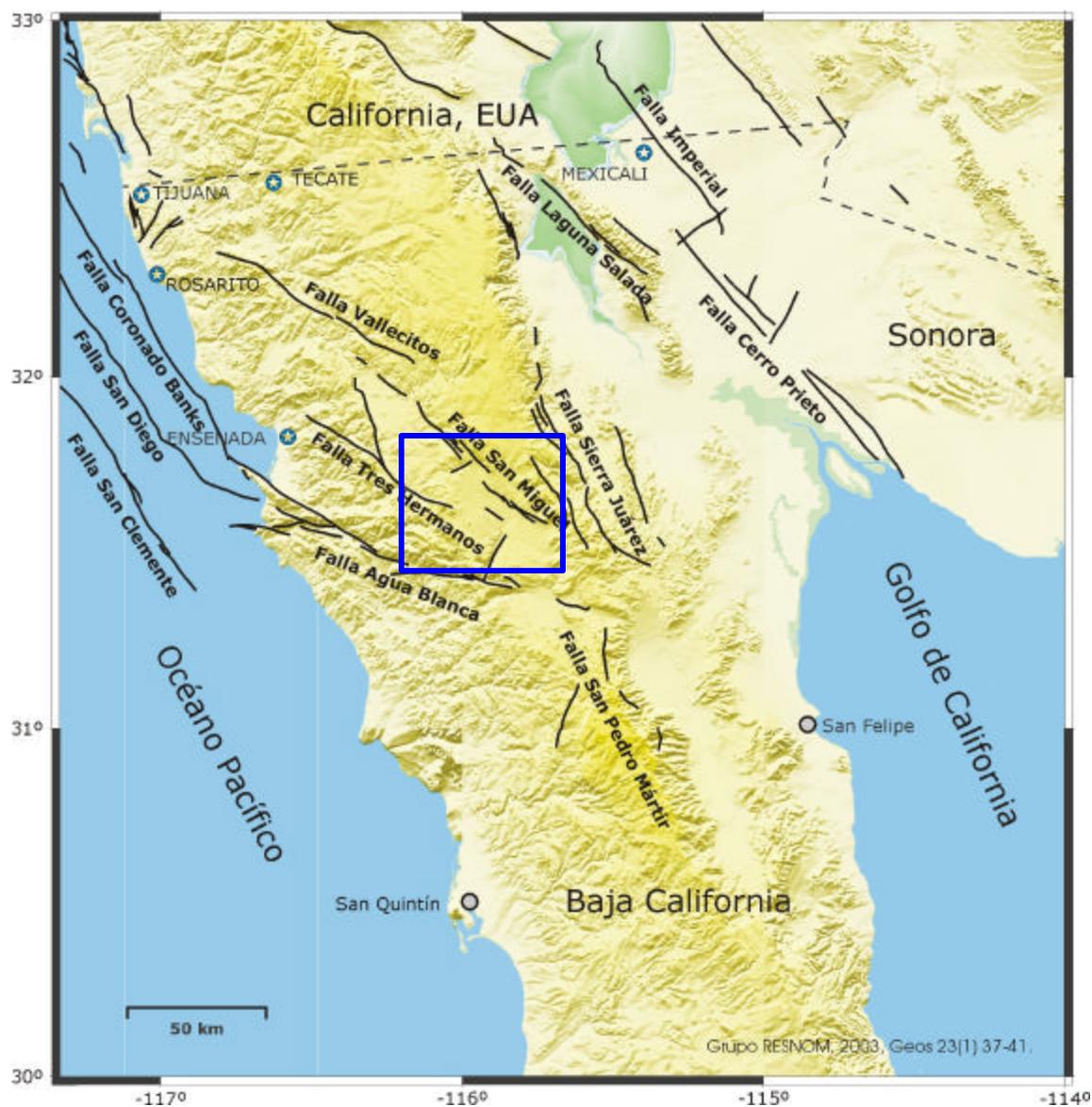


Figura 1. Localización del área de estudio, con las principales estructuras geológicas.

## **II.2.- Marco geológico y estructural**

Por sus rasgos estructurales, Gastil et al. (1975) dividen a la región norte de Baja California en tres provincias: Borde Continental (BC) a lo largo de la costa del Pacífico; la Cordillera Peninsular (CP), que constituye la parte central de la península, y la Depresión del Golfo de California (DG), a lo largo de la costa oriental de la península. Por otra parte, si se considera la actividad tectónica y la historia de la deformación, la península puede dividirse en tres dominios estructurales (Stock et al., 1991): la Provincia Extensional del Golfo, que corresponde a la DG; una región estable prácticamente sin deformación, que incluye a la CP y al BC al sur de la falla de Agua Blanca, y una región al norte de la falla de Agua Blanca, con grandes fallas de deslizamiento de rumbo, las cuales forman parte del sistema San Andrés en el sur de California (Figura 2).

El área de interés se encuentra ubicada en la Cordillera Peninsular, al norte de la falla de Agua Blanca, en la región deformada por fallas de rumbo lateral derecho. La deformación a través de fallas de deslizamiento de rumbo responde al régimen tectónico trans-tensional que actualmente caracteriza a la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica, en un sector que comprende la costa de California, E.U. y la de Baja California, Méx. (entre los 23° y los 40° de latitud norte).

Las fallas San Miguel y Tres Hermanos son la principales estructuras en la región de interés (Figura 1). Las fallas Sierra de Juárez y San Pedro Mártir forman al Escarpe Principal del Golfo, el cual constituye la frontera occidental de la Provincia Extensional del Golfo (PEG), mientras que la falla de Agua Blanca es la frontera norte del bloque

peninsular estable. La falla de San Miguel se une a estas dos estructuras en el vértice formado por los tres dominios estructurales descritos antes (Figura 2).

Gastil et al., (1975) describen que al final del Mesozoico, durante el Cretácico Tardío (~100 Ma), se llevó a cabo el emplazamiento del Batolito Peninsular, una intrusión magmática que corre a todo lo largo de la península originando la Cordillera Peninsular, la cual modificó profundamente la geología preexistente. El batolito está formado por rocas intrusivas predominantemente félsicas, cuya composición varía principalmente de granodiorita a tonalita y gabros y dacitas en menor proporción (Gastil et al., 1975).

En el oeste de la península, el batolito penetra en algunos sitios y en otros es contemporáneo a las rocas volcanoclásticas de la Formación Alisitos, de edad Cretácico Temprano (100-120 Ma). Al norte de la falla de Agua Blanca, la Formación Alisitos casi no contiene rocas sedimentarias, sino que se compone de secuencias volcánicas: tobas y flujos piroclásticos. Al sur de Agua Blanca, en cambio, esta formación contiene secuencias de limolitas, lutitas calcáreas y lodolitas intercaladas con areniscas y conglomerados volcánicos, tobas y brechas volcánicas y calizas (Gastil et al., 1975).

Hacia el Este del cinturón volcanoclástico, existe una franja de rocas originalmente sedimentarias: areniscas, lutitas y algunas calizas; que después de sufrir diversos grados de metamorfismo se encuentran ahora como mármoles, pizarras cuarcitas, esquistos y gneisses. En algunas de ellas se han encontrado fósiles del Jurásico (145-200 Ma) y aún del Triásico (> 200 Ma). En general, el alto grado de metamorfismo de la mayoría de estas rocas impide la preservación de fósiles y dificultan la determinación de su edad y de su relación estratigráfica con la Formación Alisitos (Gastil et al., 1975).

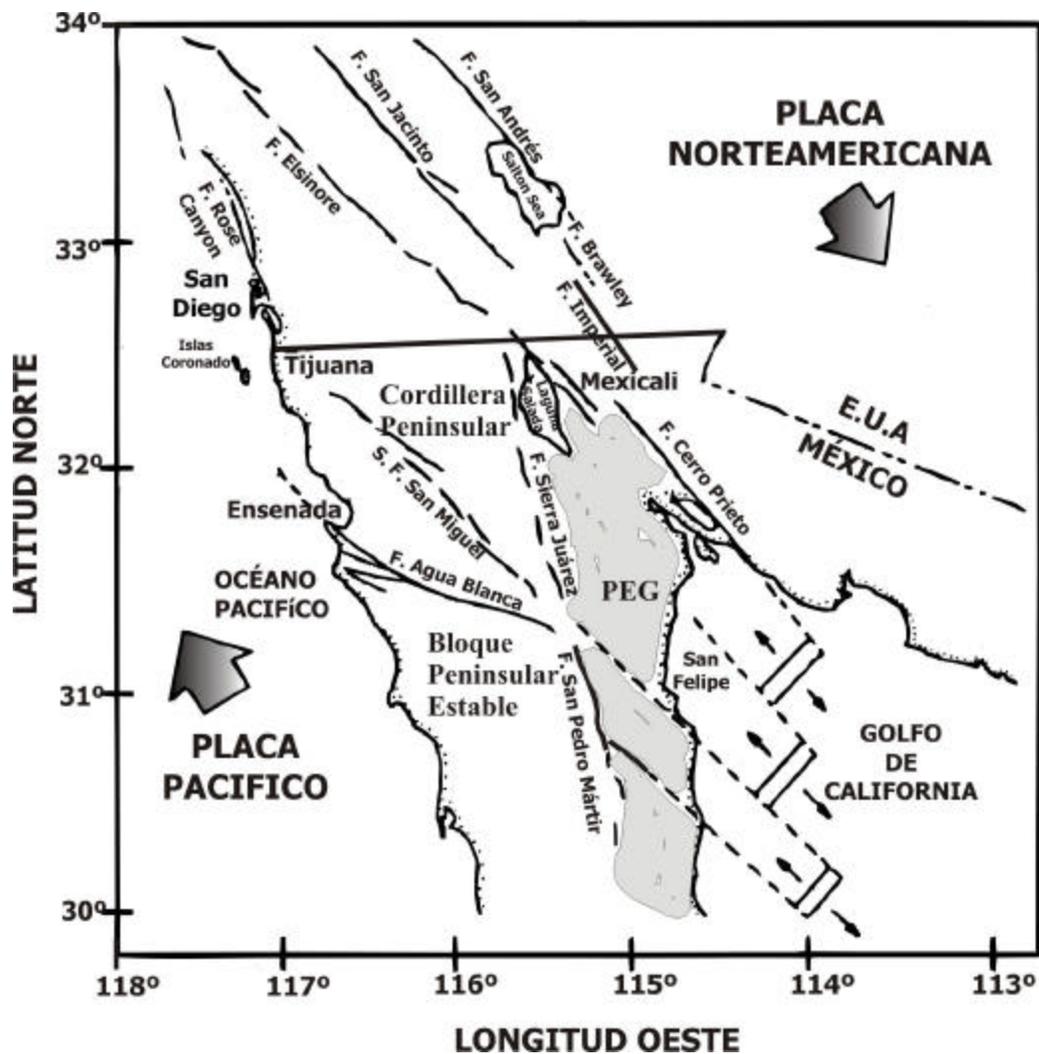


Figura 2. Principales rasgos tectónicos y provincias estructurales en Baja California. La zona sombreada indica la región de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La zona de interés se encuentra en la Cordillera Peninsular al norte de la falla de Agua Blanca (Modificado de Stock *et al.*, 1991).

Las rocas pre-batolíticas y batolíticas previamente descritas se encuentran cubiertas localmente por parches de rocas sedimentarias del Cretácico Tardío (65-100 Ma) y volcánicas del Paleógeno (25-65 Ma). Gastil et al. (1975) describen que después del emplazamiento del batolito, evento que terminó probablemente hace 90 Ma, la Cordillera Peninsular se elevó, se enfrió y se erosionó. Los productos de la erosión se depositaron sobre todo en la costa del Pacífico, por ríos que fluyeron de este a oeste transportando conglomerados y arcosas que formaron deltas tipo molasse en la plataforma continental. En el Eoceno (35-55 Ma) las montañas Mesozoicas se habían reducido a colinas aisladas, separadas por planicies aluviales por donde fluían los ríos del interior del continente transportando los sedimentos que formaron secuencias sedimentarias aisladas que en algunos sitios sobreyacen a rocas batolíticas.

Durante el Oligoceno (24-34 Ma) y Mioceno Temprano (16-24 Ma), al mismo tiempo que ocurría un proceso de extensión y subsidencia dentro del continente (Basin and Ranges), la subducción de la placa Farallón en la costa de Norteamérica producía un arco volcánico que expulsaba cenizas, flujos piro-clásticos y coladas de lava a través de numerosos campos volcánicos a lo largo de la península. Cuando la placa Farallón prácticamente se consume por debajo de Norteamérica hace aproximadamente 12 Ma, la subducción cesa y por otro lado el proceso de extensión y subsidencia en la Provincia Extensional del Golfo aparentemente se acelera. La península adquiere el movimiento de la placa Pacífico y se acelera la apertura del Golfo de California (~6 Ma), para dar paso al régimen trans-tensional que actualmente prevalece a lo largo del Golfo de California (Stock et al., 1991).

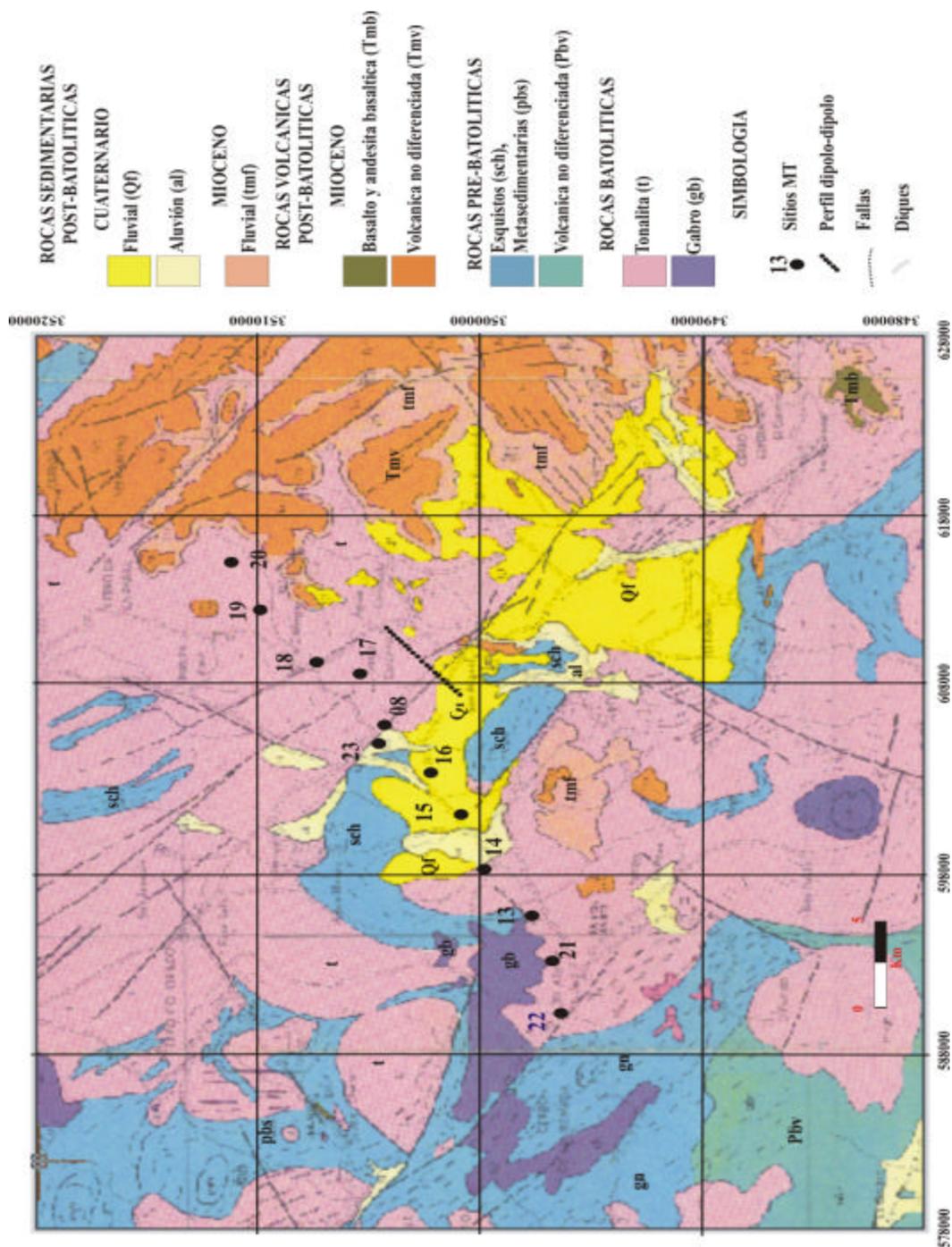


Figura 3. Mapa geológico regional en el área de estudio (Gastil 1975).

En el área de estudio (Figura 3), un conglomerado basal descansa sobre el basamento granítico de la Sierra de Juárez, el conglomerado contiene clastos volcánicos así como algunos derivados del mismo basamento. La edad de este conglomerado es de  $53.8 \pm 1.5$  Ma, según un análisis del contenido de K-Ar de cristales de biotita en un clasto de andesita, y corresponde al periodo de intensa erosión de la cordillera peninsular Mesozoica (Gastil et al., 1975). Sobre el conglomerado, se tiene una secuencia de cuatro unidades volcánicas (en orden ascendente): una brecha andesítica de lahar; un basalto discontinuo; una toba riolítica densa, localmente soldada, que se encuentra cubriendo mesetas; y un basalto discontinuo. El basalto que sobreyace a la brecha de lahar tiene una edad de  $13.6 \pm 0.4$  Ma, y la toba riolítica tiene  $10.0 \pm 0.5$  Ma. Toda la secuencia tiene unos 300 m de espesor y se puede asociar a los productos del arco volcánico del Mioceno (Gastil et al., 1975).

### **II.3.- Marco sismo-tectónico**

La actividad sismo-tectónica en el norte de Baja California está correlacionada con tres grupos de fallas activas (Figura 2). El primer grupo está localizado a lo largo del Valle Imperial en Mexicali e incluye fallas transcurrentes activas como las de Cerro Prieto, Imperial, Cucapá, Laguna Salada y Brawley. El segundo grupo incluye fallas normales de bajo ángulo relacionadas con el Escarpe Principal del Golfo, por ejemplo la falla de San Pedro Mártir, la falla de San Felipe y la zona de falla de Sierra Juárez. El tercer grupo, se compone de fallas que cruzan la península, por ejemplo las fallas de Agua Blanca y San

Miguel-Vallecitos que han registrado movimientos horizontales y verticales (Stock et al., 1991).

La falla de San Miguel ha tenido, durante las últimas décadas una alta micro-sismicidad, sismos de magnitud moderada ( $4.0 < M_L < 5.5$ ) y esporádicamente ha generado sismos de magnitud grande ( $M_L > 6.0$ ). En 1954, ocurrieron dos sismos de magnitudes 6.0 y 6.3. En 1956, una secuencia de cuatro sismos de magnitudes entre 6.1 y 6.8 produjeron rupturas visibles en la superficie a lo largo de 20 km. Como consecuencia de estos sismos, la superficie tuvo desplazamientos hasta de 90 cm en el sentido horizontal y de 10-20 cm en sentido vertical, reportándose daños en ranchos y poblados cercanos a la traza de la falla (Shor y Roberts, 1958; Brune et al., 1979; Doser, 1992).

La micro-sismicidad asociada con la falla de San Miguel se ha estudiado desde hace unos 30 años. Entre los primeros trabajos podemos mencionar el de Reyes et al., (1975), quienes instalaron 22 estaciones portátiles en la región. En el periodo de diciembre de 1970 a diciembre de 1973, dichos autores reportan mucha actividad, más de 100 eventos por día, en el sector sur de la falla, y localizan hipocentros entre 8 y 14 km de profundidad. Otro estudio de micro-sismicidad realizado por Johnson et al. (1976) encuentra hipocentros entre 0 y 20 km de profundidad y a lo largo de unos 80 km sobre la traza de falla, lo que sugiere que la ruptura inicial ocasionada por los sismos de 1956 representa solamente la cuarta parte de la zona actualmente activa. El sistema San Miguel-Vallecitos comprende una longitud aproximada de 135 km, por lo que el sector de 20 km que rompió durante los sismos de 1956 representa sólo el 15% de la longitud total del sistema. Esto sugiere que si

se considera el sistema San Miguel-Vallecitos en su conjunto, el peligro sísmico aumenta considerablemente.

Soares (1981) realizó un estudio de microsismicidad en el sector de la FSM ubicado en el Valle de Ojos Negros, utilizando una red de 5 instrumentos portátiles Sprengnether con sismómetros tipo Ranger con periodo libre de 1 s y registro sobre papel ahumado. Reporta actividad sísmica a profundidades entre 1 y 19 km, los mecanismos focales de algunos de los eventos indican movimiento de rumbo lateral derecho y otros son de tipo normal, lo cual concuerda con evidencias superficiales, tanto a lo largo del trazo de la falla como a lo largo de pequeñas fallas normales perpendiculares al trazo principal, las cuales podrían jugar un papel importante en la distribución del movimiento (Doser, 1992).

Recientemente, Frez et al. (2000b) analizaron un conjunto de datos registrados durante un mes por una red de 13 estaciones digitales, colocadas en un área al norte de nuestra zona de estudio. Ellos encuentran que los hipocentros relacionados con el sector norte de la falla de San Miguel se encuentran en una banda de 6 a 8 km de ancho a lo largo de su trazo y la mayor parte de ellos a profundidades entre 13 y 18 km. Otro conjunto de hipocentros se localiza en el valle de Ojos Negros, cuya profundidad (12 a 17 km) parece aumentar hacia el noreste. La mayor parte de los mecanismos focales localizados a lo largo del trazo de la falla son transcurrentes con una pequeña componente normal, mientras que los que se localizan en el valle y en el área entre los segmentos norte y centro de la falla son predominantemente normales. Utilizando todas las soluciones del plano de falla, encuentran que la zona está sometida, aproximadamente, a un eje N-S de presiones con las tensiones, aproximadamente, en dirección E-W.

También se han hecho algunas estimaciones de la tasa de deslizamiento de la FSM. Harvey (1985), basándose en un estudio geológico, sugiere que el desplazamiento para el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos durante el último millón de años es de 0.1 a 3 mm/año, aproximadamente. Otros estudios sugieren una razón de deslizamiento de 0 a 6 mm/año (Wesnousky, 1986). Sin embargo, Hirabayashi et al. (1996), a partir de excavaciones paleo-sísmicas, estiman una razón de deslizamiento de 0.2 mm/año, demasiado baja en comparación con otras fallas de rumbo del sur de California y norte de Baja California (por ejemplo: 6 mm/año para Agua Blanca, 1.5 mm/año para Rose Canyon). Esta pequeña tasa de deslizamiento implicaría que la falla de San Miguel sólo transfiere el 1 % del movimiento entre placas y que el periodo de recurrencia para un evento de magnitud 6.8 es de ~5.8 miles de años. Por otro lado, cuando se compara la generación de sismos de magnitud pequeña  $M=3$  (normalizada con respecto a la longitud de la falla y a la razón de desplazamiento, es decir,  $n/año/longitud/tasa$  de desplazamiento), resulta que la productividad del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos (0.0354), es 50 a 70 veces mayor que la falla de San Andrés (0.0007), según Hirabayashi et al. (1996). Mientras que en la falla de San Andrés tiene un desplazamiento lateral acumulado de varias decenas de km, en la de San Miguel sólo se observa 0.5 km a lo sumo. Estas grandes diferencias sugieren que la FSM es una estructura muy joven sobre la cual actúa un campo de esfuerzos muy heterogéneo.

Recientemente, Soares (2002) propone un escenario de peligro sísmico para la ciudad de Ensenada, utilizando una simulación para evaluar los daños que un sismo de magnitud 6.8, generado por el rompimiento de un sector de la falla de San Miguel, podría

causar en instalaciones civiles críticas como hospitales, puentes, escuelas, etc. Sus resultados indican que las estructuras no sufrirían daños severos si el sismo se origina en el sector sur de la falla de San Miguel, debido a la lejanía de la zona de ruptura; en cambio si el temblor ocurriera en la falla de Agua Blanca, se tendrían daños severos en las estructuras críticas.

Poco se comprende sobre la manera en que el movimiento neto entre placas se distribuye entre las fallas activas de la zona y particularmente a lo largo de los distintos segmentos de la falla de San Miguel, tampoco se entienden las conexiones entre los campos de esfuerzos de la falla de San Miguel con los de fallas vecinas como la de Agua Blanca al sur, la de Vallecitos al norte, la de Tres Hermanos al oeste y la de Sierra de Juárez al este. Lo que es claro es que los cambios en el campo de esfuerzos en el área de una falla desencadena cambios en otras fallas vecinas, los cuales pueden ser suficientemente grandes como para causar nuevos sismos (Stein, 2003).

### III.- Método de resistividad

El método de resistividad con corriente directa es una técnica ampliamente utilizada en la prospección minera, geohidrológica, geotérmica y en problemas de geotecnia y arqueología. Este método está basado en la inyección de corriente eléctrica (directa o de baja frecuencia) en el terreno y en la medición de las diferencias de potencial asociadas al paso de la corriente a través de zonas del subsuelo con distinta conductividad eléctrica. La corriente se inyecta entre dos puntos de la superficie por medio de dos electrodos y se usan otros dos electrodos para medir la diferencia de potencial en otros dos puntos de la superficie. Conociendo la corriente inyectada, la diferencia de potencial observada y las posiciones relativas de los electrodos de inyección y de medición, se puede calcular una *resistividad aparente*:

$$\mathbf{r}_a = G \frac{\Delta V}{I} \quad , \quad (1)$$

donde  $I$  es la corriente inyectada en Amperes,  $\Delta V$  es la diferencia de potencial medida en Volts, y  $G$  es un factor geométrico, en metros, que depende del arreglo de electrodos. En un medio homogéneo  $\mathbf{r}_a$  es la resistividad del medio en Ohm-m. Pero, en general, cuando el medio es heterogéneo, la *resistividad aparente* es una especie de promedio ponderado de la resistividad verdadera del medio,

$$\mathbf{r}_a(\mathbf{r}) = \int_{V'} F(\mathbf{r}', \mathbf{r}, \mathbf{r}) \mathbf{r}(\mathbf{r}') d^3 r' \quad (2)$$

Esta relación entre la distribución espacial de la resistividad en el subsuelo  $\mathbf{r}(\mathbf{r}')$  y la resistividad aparente medida en un punto dado de la superficie  $\mathbf{r}_a(\mathbf{r})$  es generalmente no

lineal, como lo muestra el hecho de que la función  $F(\mathbf{r}', \mathbf{r}, \mathbf{r})$  dependa de  $\mathbf{r}$  (Gómez-Treviño, 1987). Sin embargo, como veremos más adelante, bajo algunas condiciones particulares, la ecuación (2) puede invertirse con objeto de encontrar la distribución de la resistividad en el subsuelo  $\mathbf{r}(\mathbf{r}')$  a partir de observaciones de  $\mathbf{r}_a(\mathbf{r})$  en la superficie.

### III.1.- Arreglo dipolo-dipolo

Una de las técnicas que se usan con el método de resistividad para explorar el subsuelo a lo largo de un perfil, consiste en utilizar un arreglo de electrodos conocido como arreglo dipolo-dipolo. La técnica consiste en inyectar corriente mediante un par de electrodos separados entre ellos una distancia  $a$ , y medir la diferencia de potencial en otro par de electrodos, separados entre sí por la misma distancia  $a$ . El dipolo que inyecta corriente (transmisor Tx) y el que mide el potencial (receptor Rx) se encuentran separados por una distancia  $na$ , donde  $n$  es un número entero (Figura 4). El arreglo se mueve a lo largo del perfil conservando su geometría; para investigar a mayor profundidad, se aumenta la separación entre los dipolos Tx y Rx, incrementando el número  $n$ . Una vez medida la corriente inyectada y el potencial generado, se calcula la resistividad aparente usando la ecuación (1), con el factor geométrico (Orellana, 1972)  $G$ , dado por

$$G = \pi a n(n+1)(n+2) \quad (3)$$

La resistividad aparente usualmente se grafica en forma de pseudosección, en donde el eje horizontal es la distancia a lo largo del perfil y el eje vertical es una distancia proporcional a  $na$  conocida como pseudoprofundidad, como se muestra en el esquema de la Figura 4, en donde se puede observar que a medida que se aumenta  $n$ , disminuye la

“cobertura” en el subsuelo. Así que en el caso extremo cuando  $n=16$ , se cubre un sólo punto del subsuelo.

La interpretación cualitativa de una pseudosección de resistividad aparente (Figura 5) no es obvia, debido a la naturaleza no-lineal de la relación entre resistividad aparente  $r_a(\mathbf{r})$  y resistividad del subsuelo  $r(\mathbf{r}')$ . Lo que puede decirse es que al aumentar  $n$  (la distancia entre dipolos), aumenta la profundidad de investigación, de ahí que se denomine “seudopropundidad” al eje vertical de la pseudosección. Para  $n$  pequeña la resistividad aparente está influenciada por estructuras someras, mientras que para  $n$  grande, son estructuras más profundas las que afectan a la resistividad aparente. Por otra parte, la profundidad de investigación también depende de la resistividad del medio. Por ejemplo, cuando la corriente encuentra una zona conductora somera, la mayor parte fluye a través de ella y no es posible investigar a mayor profundidad. Sin considerar estos efectos, se puede hacer una estimación gruesa de la profundidad de penetración, simplemente suponiendo que ésta es directamente proporcional a la mitad de la distancia entre dipolos. Esto se basa en lo que ocurre en un medio homogéneo.

### **III.2.- Datos observados**

La Figura 5 es la pseudosección de resistividad aparente obtenida para este trabajo, y la Figura 6 muestra la ubicación geográfica del perfil. El perfil tiene una longitud de ~4500 m; usamos una separación entre electrodos de  $a = 250 \text{ m}$ ; la separación máxima entre Tx y Rx se hizo con  $n=16$ . Se obtuvieron 136 valores de  $r_a$ . El Apéndice A contiene una tabla que muestra la corriente inyectada y el voltaje medido en cada dipolo, así como el

valor del factor geométrico y la resistividad aparente calculada con la ecuación (1). Con objeto de tener datos de buena calidad, se hicieron en cada punto varias lecturas del potencial y éstas se promediaron antes de calcular la  $r_a$ , cuidando que la corriente se mantuviera estable. También se cuidó que la variación de  $r_a$  fuera consistente de punto a punto, tanto a lo largo del perfil como a profundidad.

El equipo utilizado fue un transmisor Scintrex TSQ-4 de 10 kW de potencia, capaz de inyectar una corriente hasta de 10 Amperios (A) con una resolución de 1 mA. La corriente máxima que pudimos inyectar fue de 8 A, para las mediciones con aperturas de más de 3 km. El receptor es un equipo Scintrex IPR-10 con una capacidad para medir hasta 30 microvolts con una sensibilidad de 0.1%, lo que nos permitió medir confiablemente voltajes tan pequeños como 0.32 mV. El transmisor inyecta corriente con una forma de onda periódica, cuyo periodo puede seleccionarse entre 1, 2, 4, 8, 16 y 32 s. El receptor mide el potencial en cada periodo y apila durante varios segundos hasta proporcionar un voltaje promedio (Figura 7).

La seudosección de la Figura 5, muestra que la resistividad aparente varía en un rango entre 1 y 10000 Ohm-m. Como se mencionó, es difícil interpretar visualmente la seudo-sección, porque a medida que aumenta la apertura entre dipolos es mayor el volumen del subsuelo que influye en el paso de la corriente y su contribución al voltaje medido no es lineal. En la siguiente sección se describe una manera cuantitativa de interpretar estos datos utilizando técnicas de inversión.

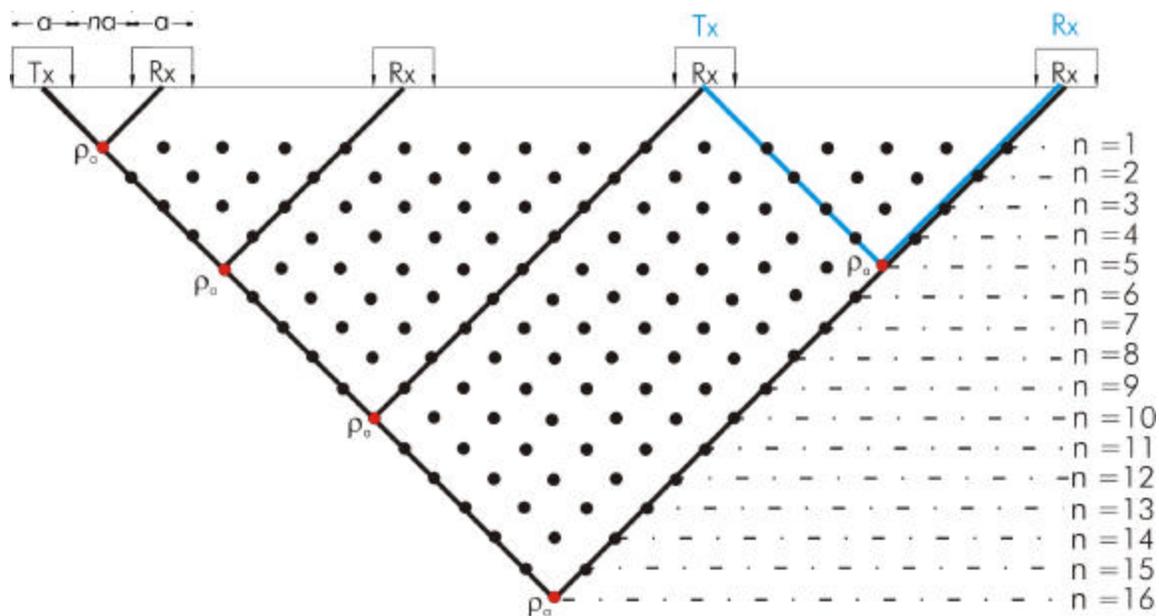


Figura 4. Esquema que muestra el funcionamiento del método de resistividad con el arreglo Dipolo-Dipolo

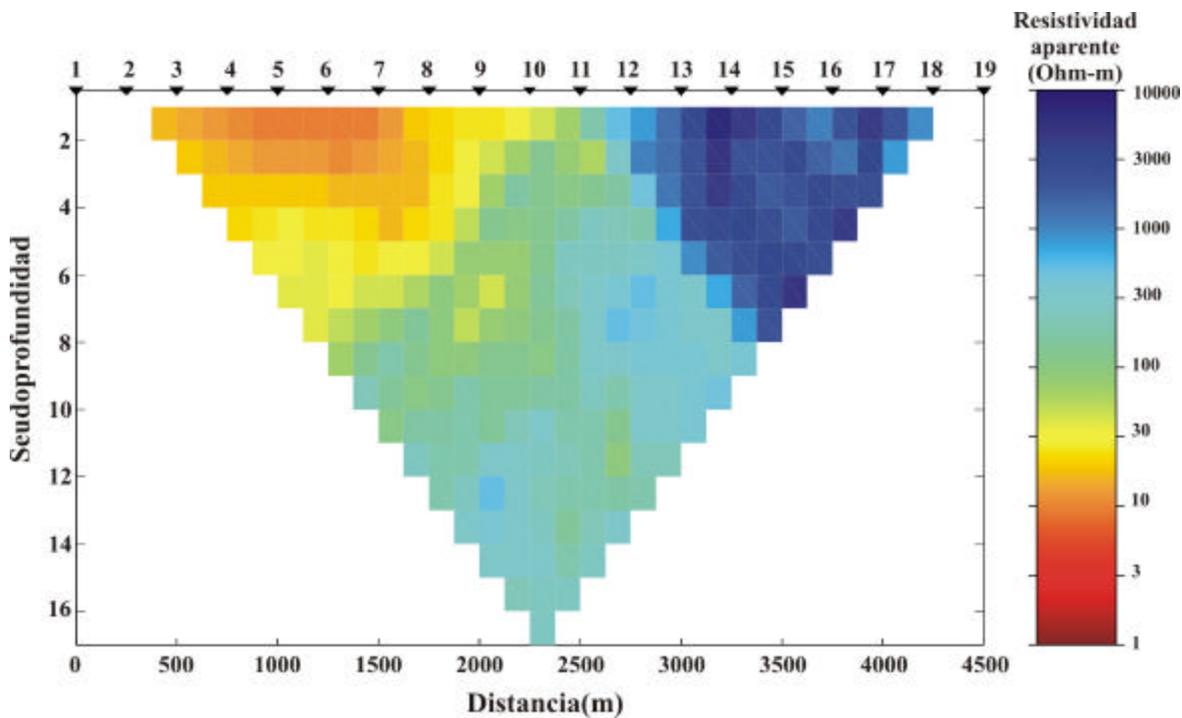


Figura 5. Seudosección de resistividad aparente obtenida con el método de dipolo-dipolo.

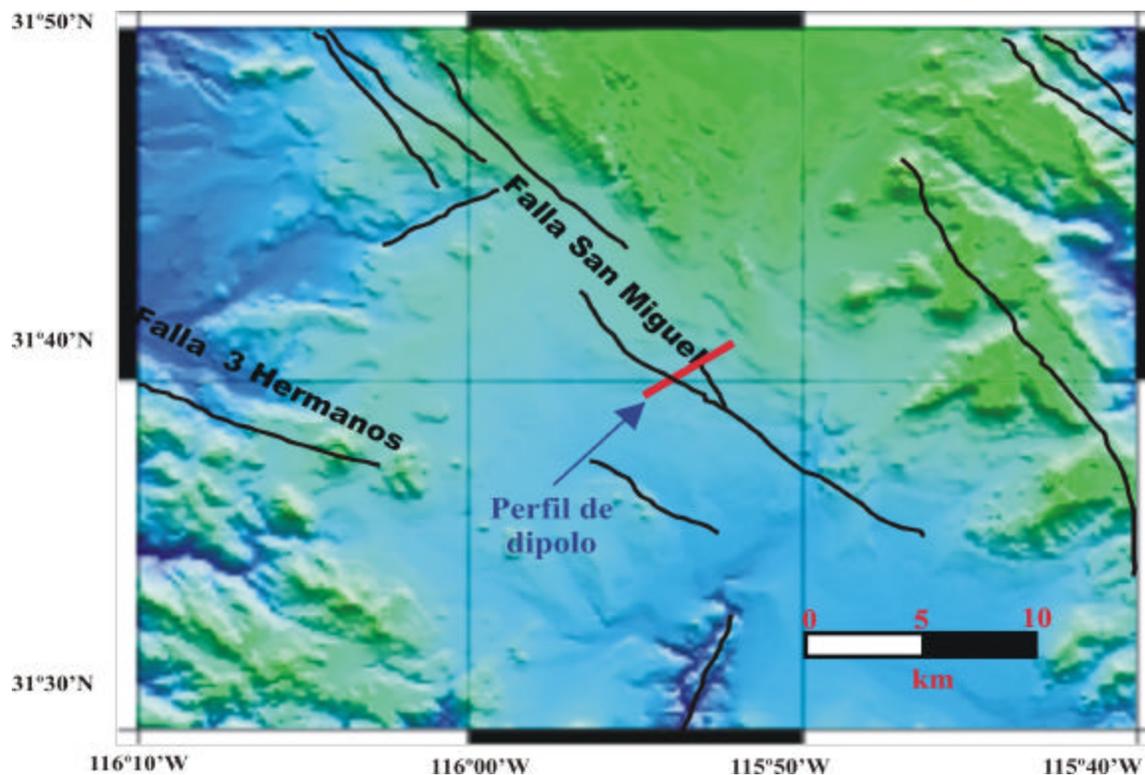


Figura 6. Localización geográfica del perfil de dipolo-dipolo.

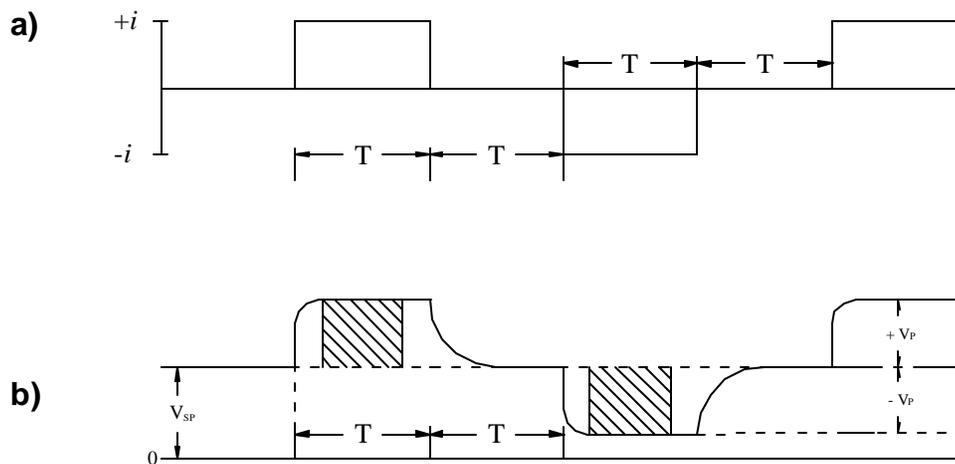


Figura 7. a) Diagrama que muestra la forma de onda de la corriente inyectada por el transmisor. b) Forma de onda del voltaje producido en el terreno. El receptor hace la medición en la zona achurada.

### III.3.- Inversión de datos dipolo-dipolo

Como se mencionó antes, la relación entre datos observados y parámetros del modelo, en este caso entre  $\mathbf{r}_a(\mathbf{r})$  y  $\mathbf{r}(\mathbf{r}')$ , tiene la forma de la ecuación (2). Pérez-Flores et al. (2001) proponen una aproximación que lleva a la ecuación (2) a una forma lineal

$$\log \mathbf{r}_a(\mathbf{r}) = \int_{V'} F_h(\mathbf{r}, \mathbf{r}') \log \mathbf{r}(\mathbf{r}') d^3 r' \quad (4)$$

La aproximación consiste en suponer, por una parte, que resulta más natural relacionar los logaritmos de  $\mathbf{r}_a(\mathbf{r})$  y de  $\mathbf{r}(\mathbf{r}')$ , y por otra parte, que la función  $F_h(\mathbf{r}, \mathbf{r}')$  no depende de la distribución espacial de  $\mathbf{r}$  como en (2).  $F_h(\mathbf{r}, \mathbf{r}')$  es la función de peso correspondiente a un medio homogéneo de resistividad arbitraria. La ecuación (4) se puede plantear numéricamente como un sistema de ecuaciones lineales

$$d_i = \int_{V'} K_i(\mathbf{r}') m(\mathbf{r}') d^3 r' \quad (5)$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{m} \quad (6)$$

La solución mínimo cuadrática de la ecuación (6) produce resultados inestables (una pequeña variación en los datos  $\mathbf{d}$  produce grandes cambios en los parámetros  $\mathbf{m}$ ). Para evitar la inestabilidad se agrega una condición sobre los parámetros  $\mathbf{m}$  que se conoce como regularización. En consecuencia, la función que se minimiza, conocida como función objetivo es

$$S(\mathbf{m}) = \|\mathbf{d} - \mathbf{A} \cdot \mathbf{m}\|^2 + t \left[ \|\partial_x \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2 \right] \quad (7)$$

La ecuación (7) tiene dos términos, el primero se encarga de ajustar la respuesta del modelo a las observaciones, mientras que el segundo se encarga de que la variación espacial del modelo no sea demasiado grande, es decir mantiene un modelo suave.

Ambos términos están balanceados mediante el factor  $\mathbf{t}$ , llamado factor de regularización. Al aplicar las dos condiciones simultáneamente, el resultado final es que los datos se ajustan con el modelo más suave posible. Un problema que surge es cómo determinar el valor del factor  $\mathbf{t}$ . La estrategia que seguimos en este trabajo consistió en iniciar el procedimiento con un valor grande de  $\mathbf{t}$  para obtener un modelo muy suave, aunque el desajuste a los datos sea grande. Entonces, el valor de  $\mathbf{t}$  se va reduciendo paulatinamente, con lo que el ajuste a los datos es cada vez mejor, a costa de la rugosidad del modelo que va aumentando. Esta estrategia continúa hasta que el desajuste no mejora sensiblemente, mientras que la rugosidad del modelo aumenta hasta hacerse inaceptable. Esta estrategia se ilustra en una gráfica de la rugosidad del modelo contra el desajuste, ambos obtenidos con diferentes  $\mathbf{t}$ . La curva obtenida se conoce por su forma como ‘curva L’ (Hansen, 1992). La idea es que el vértice de la ‘L’ representa el punto donde hay un compromiso entre menor desajuste y menor rugosidad.

La Figura 8 muestra la curva L obtenida utilizando varios valores de  $\mathbf{t}$ , así como las soluciones que corresponden a dos casos extremos, uno muy suave ( $\mathbf{t} = 5$ ) y otro muy rugoso ( $\mathbf{t} = 10^{-3}$ ), junto con la solución que se obtiene cerca del vértice de la L ( $\mathbf{t} = 10^{-1}$ ). En este caso, el desajuste entre datos observados  $d_i$  y la respuesta del modelo  $c_i = \mathbf{A}_i \cdot \mathbf{m}$  (donde  $\mathbf{A}_i$  es el  $i$ -ésimo renglón de la matriz  $\mathbf{A}$ ), se estima con

$$rms = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (d_i - c_i)^2} \quad (8)$$

mientras que la rugosidad es

$$rug = [\|\partial_x \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2] \quad (9)$$

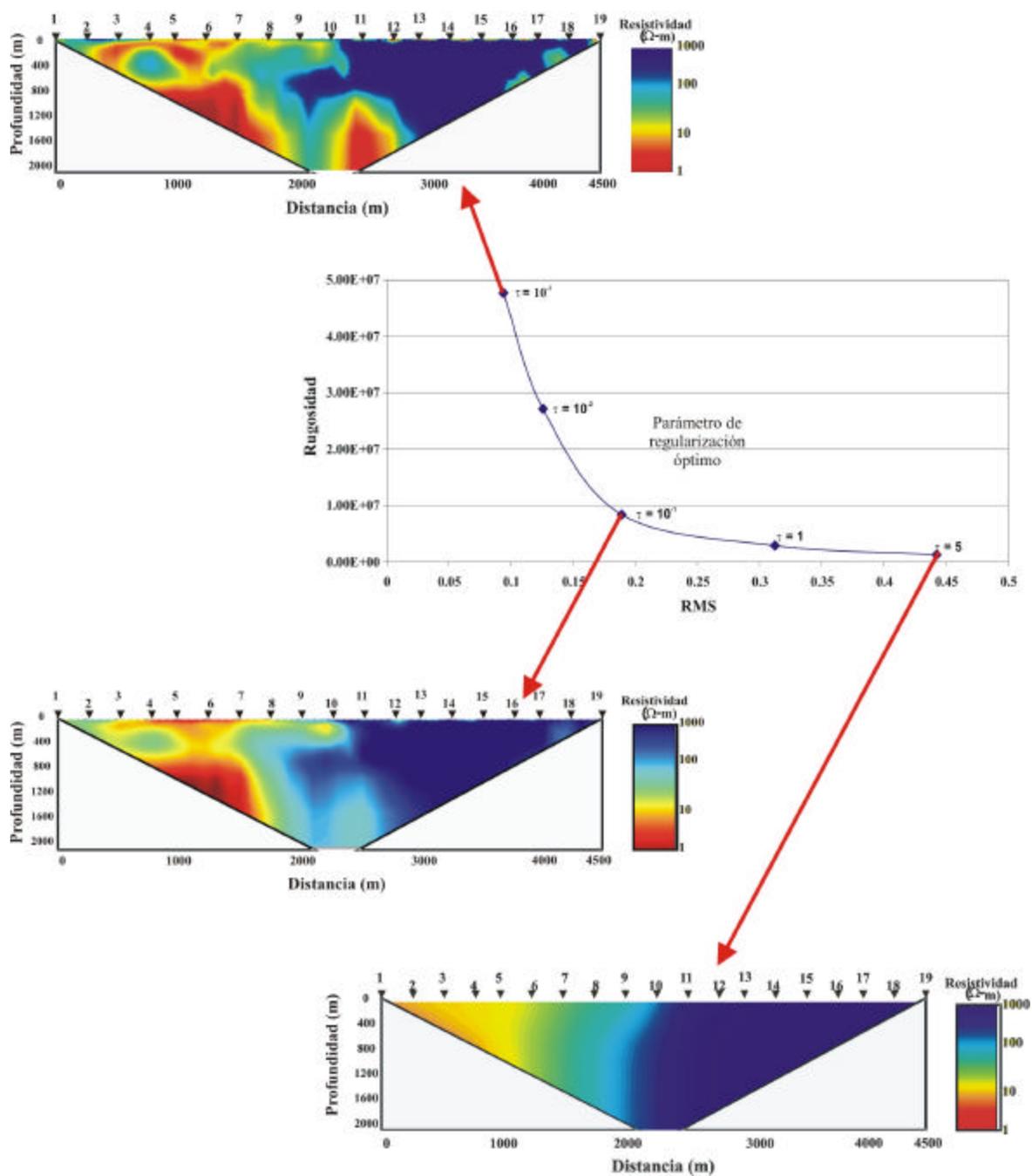


Figura 8. Curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización  $\tau$  para la inversión de los datos de resistividad con arreglo dipolo-dipolo

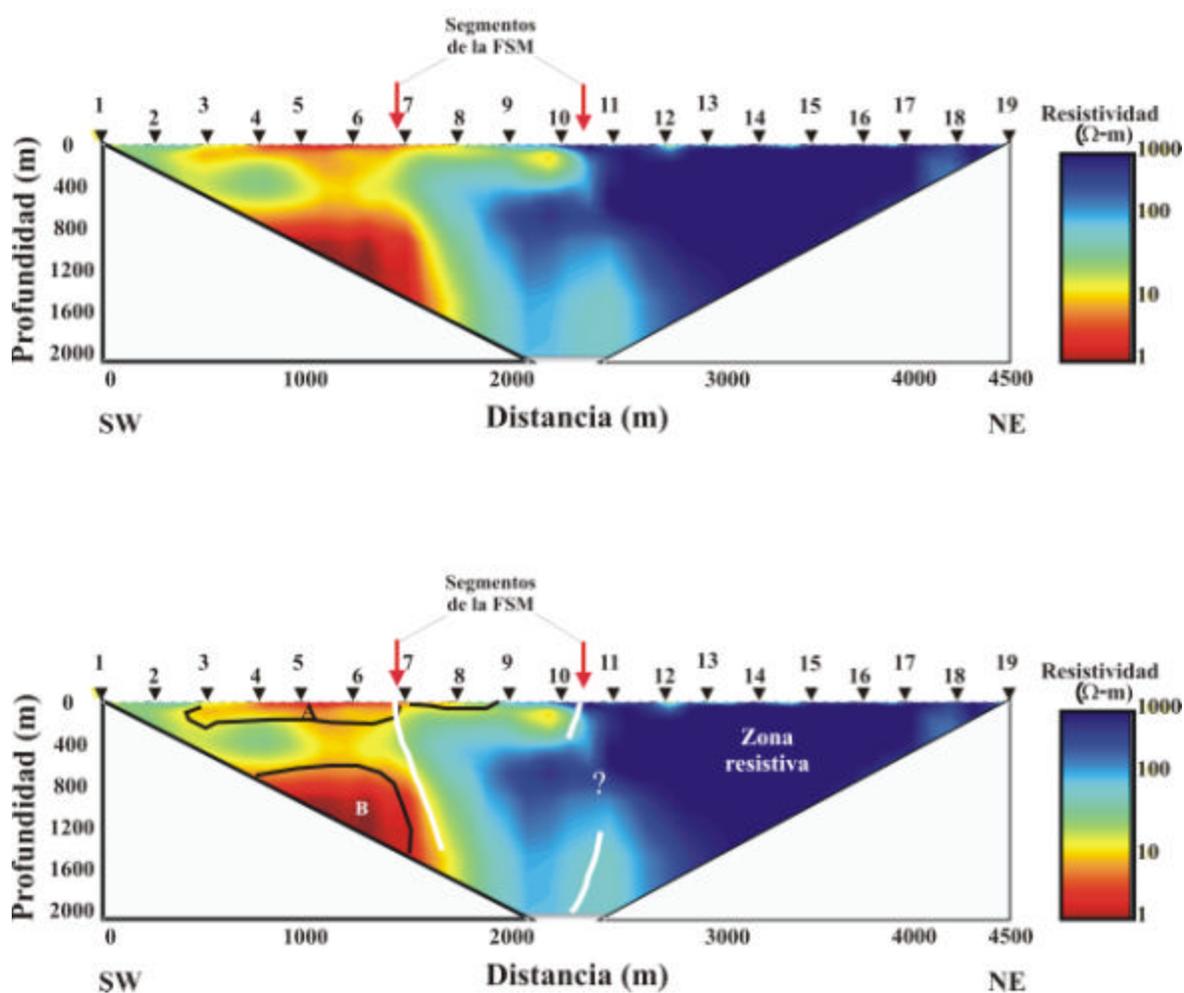


Figura 9. a) Modelo de resistividad obtenido al invertir los datos de dipolo-dipolo con parámetro de regularización óptimo  $t=1 \times 10^{-1}$ . b) Interpretación geológica del modelo. FSM= Falla San Miguel.

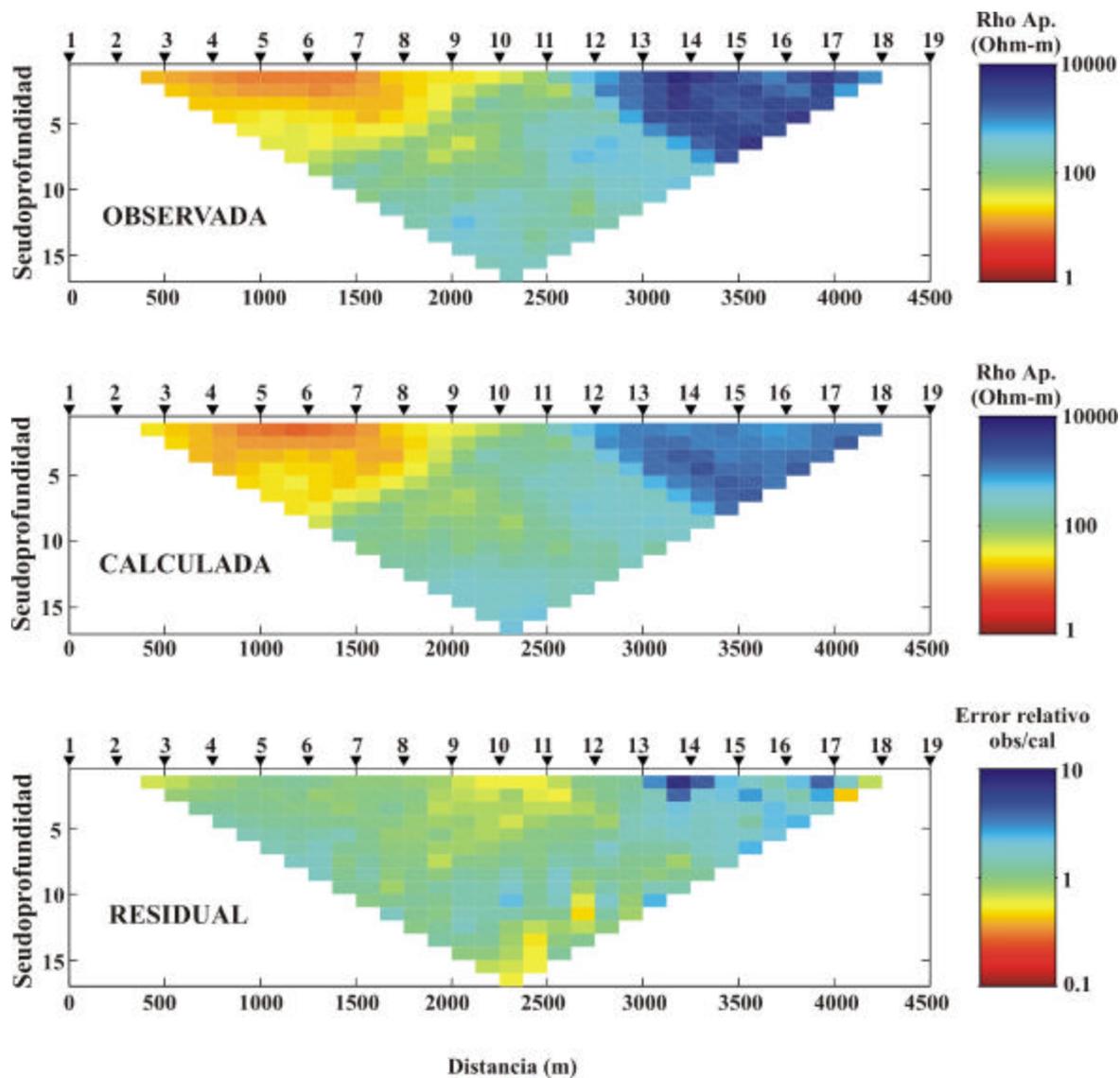


Figura 10. Comparación entre la seudosección observada y la calculada. El residual es la razón de datos observados entre los calculados (obs/cal).

### III.4.- Interpretación

El modelo óptimo se obtuvo con  $t = 1 \times 10^{-1}$  (Figura 9a). En este caso, el desajuste global fue  $rms = 0.19$  y la rugosidad  $rug = 8.41 \times 10^6$ . Considerando la ecuación (8) y el hecho de que las observaciones y la respuesta del modelo son logaritmos de la resistividad aparente, un  $rms$  de cero significa ajuste perfecto, mientras que un  $rms$  de uno significa un factor de 10 de diferencia. En la Figura 10 se muestran los datos observados junto con la respuesta del modelo y el residual. El residual mostrado es simplemente el error relativo

$$err = \log \left( \frac{\mathbf{r}_{obs}}{\mathbf{r}_{cal}} \right) \quad (10)$$

En general se observa que el modelo seleccionado explica adecuadamente los datos observados. La magnitud del residual se encuentra dentro límites razonables y se distribuye de manera bastante aleatoria, aunque se nota cierta tendencia a subestimar los mínimos y los máximos, es decir que la respuesta del modelo es un poco más suave que las observaciones.

En el modelo obtenido (Figura 9a) se puede ver un fuerte contraste entre una zona muy resistiva en la sección noreste del perfil y una zona más conductora hacia el suroeste. La zona resistiva puede asociarse con las rocas intrusivas del batolito, de composición granodiorítica-tonalítica (Gastil et al., 1975). La zona conductora más somera de nuestro modelo (Figura 9b), representada como la zona A, se asocia a rocas formadas por sedimentos fluviales post-batolíticos originados por la descomposición de la tonalita (Gastil et al., 1975). Según nuestro modelo, este material alcanza una profundidad de 150 m, aproximadamente. A profundidades mayores, encontramos una anomalía muy conductora,

representada como la zona B. Esta anomalía se puede relacionar con la presencia de esquistos y gneises que son rocas metamórficas pre-batolíticas que fueron sometidas a altas presiones y temperaturas. Estas rocas generalmente contienen grafito y minerales conductores en láminas delgadas y muy extendidas, lo que incrementa su conductividad eléctrica.

Desde el punto de vista estructural, puede apreciarse el trazo principal de la falla de San Miguel debajo del sitio 7 del perfil, así como otro trazo entre los sitios 10 y 11. Ambos trazos se tienen cartografiados en la superficie, según se puede apreciar en el mapa geológico de la Figura 3.

## **IV.- Método magnetotelúrico**

El magnetotelúrico (MT) es un método electromagnético que utiliza la energía electromagnética natural que llega a la superficie de la Tierra. Este método se usa para investigar la conductividad eléctrica del subsuelo. Las ondas electromagnéticas se propagan por la atmósfera hasta llegar a la superficie de la Tierra e inducen corrientes eléctricas en el subsuelo. Para el MT son de interés las variaciones que van de  $10^{-3}$  a  $10^2$  Hz. En este rango, el campo natural tiene dos orígenes: las frecuencias por arriba de 1 Hz, se originan por tormentas eléctricas a escala mundial en puntos distantes al lugar de estudio; y las frecuencias por debajo de 1 Hz se relacionan con las perturbaciones electromagnéticas generadas por fluctuaciones de corriente en la ionósfera, estas últimas se originan por la interacción del viento solar con la ionósfera y con el campo magnético terrestre. Las altas frecuencias se atenúan a unos cuantos metros por debajo de la superficie, mientras que las bajas frecuencias pueden alcanzar profundidades de varias decenas de kilómetros (Vozoff, 1991).

### **IV.1.- Teoría**

Las bases teóricas del método MT son las ecuaciones de Maxwell. El campo electromagnético oscilante induce los campos eléctricos (11), los cuales en la tierra conductora producen corrientes eléctricas denominadas corrientes telúricas. A su vez, la corriente eléctrica y el campo eléctrico oscilante producen los campos magnéticos (12). Esta interacción se propaga en forma de ondas electromagnéticas que se atenúan progresivamente.

Las ecuaciones que rigen la propagación de las ondas electromagnéticas son las ecuaciones de Maxwell:

$$\tilde{\mathbf{N}} \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (11)$$

$$\frac{1}{\mathbf{m}} \tilde{\mathbf{N}} \times \mathbf{B} = \mathbf{J} + \mathbf{e} \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (12)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (13)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (14)$$

en donde  $\mathbf{E}$  es el campo eléctrico,  $\mathbf{B}$  el campo magnético,  $\mathbf{m}$  la permeabilidad magnética,  $\mathbf{e}$  la permitividad eléctrica, y  $\mathbf{J}$  la densidad de corriente, la cual, según la ley de Ohm es proporcional al campo eléctrico

$$\mathbf{J} = \mathbf{sE} \quad (15)$$

la constante de proporcionalidad es la conductividad eléctrica del medio  $\mathbf{s}$ .

El medio conductor disipa la energía electromagnética de manera que los campos se propagan obedeciendo la ecuación de onda con disipación,

$$\tilde{\mathbf{N}}^2 \mathbf{E} - \mathbf{m} \mathbf{e} \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mathbf{m} \mathbf{s} \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (16)$$

$$\tilde{\mathbf{N}}^2 \mathbf{H} - \mathbf{m} \mathbf{e} \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mathbf{m} \mathbf{s} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (17)$$

Sin pérdida de generalidad, se puede considerar que los campos varían con el tiempo  $\mathbf{E}(t), \mathbf{H}(t)$ , y compuestos de campos sinusoidales de diferentes frecuencias  $\mathbf{w}$ , amplitud y fase. Se puede escribir cada armónico como  $|\mathbf{E}|e^{-i\mathbf{w}t}, |\mathbf{H}|e^{-i\mathbf{w}t}$ . Las ecuaciones de propagación (16) y (17) quedan de la siguiente forma en el dominio de la frecuencia

$$\tilde{\mathbf{N}}^2 \mathbf{E} + \mathbf{mew}^2 \mathbf{E} + i\mathbf{wms} \mathbf{E} = 0 \quad (18)$$

$$\tilde{\mathbf{N}}^2 \mathbf{H} + \mathbf{mew}^2 \mathbf{H} + i\mathbf{wms} \mathbf{H} = 0 \quad (19)$$

Si se considera el rango de frecuencias utilizado en el método MT y los valores de la conductividad de las rocas del subsuelo, se tiene que  $\mathbf{mew}^2 \ll \mathbf{wms}$ , por lo que las ecuaciones de propagación se aproximan a:

$$\tilde{\mathbf{N}}^2 \mathbf{E} + i\mathbf{wms} \mathbf{E} = 0 \quad (20)$$

$$\tilde{\mathbf{N}}^2 \mathbf{H} + i\mathbf{wms} \mathbf{H} = 0 \quad (21)$$

lo que se conoce como aproximación cuasi-estática. Las ecuaciones (20) y (21) tienen una solución en términos de ondas planas. Por ejemplo, considerando un medio homogéneo con ondas propagándose sólo en la dirección positiva del eje  $z$ ,

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{i(\mathbf{g}z - \mathbf{w}t)} \quad (22)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_1 e^{i(\mathbf{g}z - \mathbf{w}t)} \quad (23)$$

La constante  $\mathbf{g} = (i\mathbf{wms})^{1/2}$  es conocida como constante de propagación y, por su carácter complejo, puede escribirse como  $\mathbf{g} = \mathbf{a} + i\mathbf{b}$ , de aquí que,

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{i(\mathbf{a}z - \mathbf{w}t)} e^{-\mathbf{b}z} \quad (24)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_1 e^{i(\mathbf{a}z - \mathbf{w}t)} e^{-\mathbf{b}z} \quad (25)$$

$\mathbf{a}$  es conocida como constante de fase y  $\mathbf{b}$  como constante de atenuación. Puede demostrarse que en este caso,

$$\mathbf{a} = \mathbf{b} = \left( \frac{\mathbf{wms}}{2} \right)^{1/2} \quad (26)$$

Usando la ecuación (26) podemos definir la velocidad de fase de las ondas,

$$v_f = \frac{w}{a} = \left( \frac{2w}{ms} \right)^{1/2} \quad (27)$$

la longitud de onda,

$$l = \frac{2p}{a} = \left( \frac{2}{wms} \right)^{1/2} \quad (28)$$

y la penetración nominal o “skin depth”, que se define como la distancia a la cual la amplitud de la onda se atenúa un factor de  $e^{-1}$ ,

$$d = \frac{1}{b} = \left( \frac{2}{wms} \right)^{1/2} \quad (29)$$

considerando  $m = m_0 = 4\pi * 10^{-7}$ ,  $w = 2\pi f$  y la resistividad  $r = \frac{1}{s}$ ,

$$d \simeq 0.5 \sqrt{\frac{r}{f}} \quad (\text{km}) \quad (30)$$

La penetración de la onda depende inversamente de la conductividad y de la frecuencia, de ahí que las bajas frecuencias penetren más que las altas en un medio de la misma conductividad. Por otro lado, para la misma frecuencia, las ondas casi no se atenúan en un medio poco conductor y se atenúan mucho un medio muy conductor. En conclusión, el método magnetoteléurico es muy sensible a zonas conductoras y menos sensible a zonas resistivas y por otra parte el amplio espectro del campo natural permite penetraciones de varias decenas de kilómetros.

Como un ejemplo del alcance que tiene este método, supongamos un medio homogéneo con resistividad  $\mathbf{r}=100$  Ohm-m y una onda de frecuencia  $f = 0.001$  Hz, usando (30) se obtiene que la penetración nominal es  $\delta = 160$  km.

Cuando se sustituyen las soluciones (24) y (25) en las ecuaciones de Maxwell, se puede demostrar que las componentes horizontales de los campos se relacionan mediante

$$E_x = \frac{\mathbf{wm}}{\mathbf{g}} H_y \quad (31)$$

$$E_y = -\frac{\mathbf{wm}}{\mathbf{g}} H_x \quad (32)$$

el cociente del campo eléctrico sobre el magnético es conocido como la impedancia intrínseca del medio

$$\mathbf{h} = \frac{\mathbf{wm}}{\mathbf{g}} \quad (33)$$

es una cantidad compleja que depende de la conductividad y de la frecuencia (en el método MT, la permeabilidad magnética  $\mathbf{m}$  es aproximadamente constante e igual a la del vacío  $\mathbf{m}_0$ ). Usando (26) puede demostrarse que

$$\mathbf{h} = \sqrt{\mathbf{wmr}} e^{-i\frac{\mathbf{p}}{4}} \quad (34)$$

Esto indica que en un medio homogéneo la magnitud de la impedancia es proporcional a la raíz cuadrada de la resistividad del medio y la fase es constante.

En lo anterior, sólo se considera a las componentes horizontales de los campos (31) y (32), esto se debe a que en la superficie aire-tierra, el contraste de conductividad es tan grande ( $\mathbf{s}_{aire} \simeq 0$ ) que, independientemente del ángulo de incidencia, las ondas se

propagan verticalmente en el subsuelo y los vectores  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$  permanecen en planos perpendiculares a la dirección de propagación.

Cuando el medio no es homogéneo, puede estimarse una impedancia  $Z$  con los campos horizontales medidos en la superficie,

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} \quad (35)$$

Esta cantidad es conocida como *impedancia de superficie*, su amplitud es proporcional a una *resistividad aparente*. Tanto la resistividad aparente como la fase dependen de la resistividad del medio, y son función de la frecuencia.

$$\mathbf{r}_a(\mathbf{w}) = \frac{1}{\mathbf{w}\mathbf{m}_0} |Z(\mathbf{w})|^2 \quad (36)$$

$$\mathbf{f}(\mathbf{w}) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}\{Z(\mathbf{w})\}}{\text{Re}\{Z(\mathbf{w})\}} \right) \quad (37)$$

#### IV.2.- El tensor de impedancia.

Cagniard (1953), en Francia, y Tikhonov (1950), en la entonces Unión Soviética, fueron los primeros en investigar la posibilidad de usar la inducción electromagnética natural para explorar el subsuelo. Si se considera un medio compuesto por capas planas y homogéneas, o uno en el que la resistividad sólo cambie con la profundidad  $z$  (medio 1-D), la impedancia de superficie  $Z(\mathbf{w})$  dependerá de la resistividad y del espesor de las capas, o en general de la función  $\mathbf{r}(z)$ , de manera no-lineal. Hay distintas alternativas para invertir la relación no-lineal entre la impedancia de superficie  $Z(\mathbf{w})$  y la

resistividad  $\mathbf{r}(z)$  del modelo, con el objeto de encontrar  $\mathbf{r}(z)$  a partir de un conjunto de observaciones  $Z(\mathbf{w})$  en la superficie. La más común es usar una aproximación lineal de las ecuaciones de Maxwell y reducir el problema a un sistema de ecuaciones lineales (Oldenburg, 1979; Constable et al., 1987). Otra alternativa es utilizar una solución aproximada de la relación no-lineal exacta (Esparza y Gómez-Treviño, 1996). Sin embargo, la suposición de que la resistividad sólo cambia con la profundidad (1-D) es generalmente una simplificación demasiado fuerte en el caso real, sobre todo porque la impedancia  $Z(\mathbf{w})$  observada en la superficie es muy sensible a variaciones laterales de la resistividad del medio. Esto hace que la interpretación de datos MT mediante modelos 1-D tenga poca utilidad práctica y hace necesaria la utilización de modelos más complicados.

El siguiente grado de complejidad es suponer que la resistividad del medio cambia en dos direcciones; es decir,  $\mathbf{r}(x, z)$ . Debido a la forma en que las componentes de los campos interactúan en las ecuaciones de Maxwell, esta suposición cambia radicalmente la naturaleza de la impedancia de superficie, pasando de una forma escalar (35) a una relación tensorial,

$$\begin{pmatrix} E_x(\mathbf{w}) \\ E_y(\mathbf{w}) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\mathbf{w}) & Z_{xy}(\mathbf{w}) \\ Z_{yx}(\mathbf{w}) & Z_{yy}(\mathbf{w}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\mathbf{w}) \\ H_y(\mathbf{w}) \end{pmatrix} \quad (38)$$

en notación vectorial

$$\mathbf{E} = \underline{\underline{\mathbf{Z}}}\mathbf{H} \quad (39)$$

El tensor de impedancia relaciona las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético observados en la superficie del terreno, con la única suposición de

que esta relación es lineal. Es generalmente aceptado que esta suposición se cumple para el rango de frecuencias y resistividades que comúnmente se manejan en MT (Swift, 1967; Madden y Nelson, 1969).

Con base en esta relación tensorial, la práctica actual del método MT consiste en medir ambas componentes horizontales de los campos  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$ , generalmente como series de tiempo; transformarlas al dominio de la frecuencia  $\omega$ , y estimar con ellas los cuatro elementos del tensor de impedancia. Existen varias técnicas que permiten la estimación robusta de los espectros de  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$ , así como de los cuatro elementos del tensor de impedancia (Chave et al., 1987). Sin embargo, en este trabajo no se describirá cómo se estima el tensor  $\underline{\underline{\mathbf{Z}}}$  a partir del registro de series de tiempo de  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$ , sino que nos referiremos a los elementos de  $\underline{\underline{\mathbf{Z}}}$ , como a los “datos observados”. Más aún, también se llaman “datos observados” a la resistividad aparente y a la fase derivadas de los elementos de  $\underline{\underline{\mathbf{Z}}}$  mediante las ecuaciones (36) y (37).

#### **IV.3.- El tensor de impedancia en 1-D, 2-D y 3-D**

En el caso de un medio 1-D, cualquier componente del campo eléctrico sólo interactúa con la del magnético perpendicular a ella y la ecuación (38) se reduce a las relaciones de Cagniard (35). Los elementos diagonales del tensor se anulan  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$  y los de fuera de la diagonal tienen igual magnitud y signo contrario  $Z_{xy} = -Z_{yx}$ .

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

Suponiendo una situación en dos dimensiones (2-D), en donde la resistividad del medio es función de dos direcciones  $\mathbf{r}(x,z)$ . Si el tensor de impedancia  $\underline{\underline{\mathbf{Z}}}$  se expresa en un sistema coordenado alineado con las direcciones  $(x,z)$ , los elementos de la diagonal siguen siendo cero, y ahora, a diferencia del caso 1-D,  $Z_{yx} \neq Z_{xy}$ . Esto es así porque la corriente que fluye a lo largo de la estructura 2-D es distinta a la que fluye cruzándola y no interactúan entre sí. Es decir, la ecuación (40) puede desacoplarse en dos ecuaciones independientes entre sí. Estos dos sistemas de corriente o modos de polarización se conocen como TE (Transversal Eléctrico) y TM (Transversal Magnético). En el modo TE, la corriente fluye a lo largo del rumbo de la estructura y mientras que la corriente cruza a través de las interfases para el modo TM (Figura 11).

Cuando los ejes coordenados en los que se miden las componentes de los campos electromagnéticos no coinciden con el rumbo de la estructura, el tensor tiene sus cuatro elementos distintos de cero. Sin embargo, una simple rotación de coordenadas lo reduce a la forma (40). Es decir

$$\underline{\underline{\mathbf{R}}}\underline{\underline{\mathbf{E}}} = \underline{\underline{\mathbf{R}}}\underline{\underline{\mathbf{Z}}}\underline{\underline{\mathbf{R}}}^{\dagger}\underline{\underline{\mathbf{R}}}\underline{\underline{\mathbf{H}}}$$
(41)

$$\underline{\underline{\mathbf{E}'}} = \underline{\underline{\mathbf{Z}'}}\underline{\underline{\mathbf{H}'}}$$

donde  $\underline{\underline{\mathbf{R}}}$  es una matriz que rota el sistema a un ángulo  $\theta$

$$\underline{\underline{\mathbf{R}}} = \begin{pmatrix} \cos \mathbf{q} & \text{sen } \mathbf{q} \\ -\text{sen } \mathbf{q} & \cos \mathbf{q} \end{pmatrix}$$
(42)

tal que lo alinea a la bi-dimensionalidad, con lo que el tensor de impedancia se reduce a

$$\underline{\underline{\mathbf{Z}'}} = \begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (43)$$

Una vez alineado el sistema coordenado, uno de los elementos del tensor (43) corresponde al modo TE y el otro al modo TM.

En el caso general (3-D), la conductividad varía en todas las direcciones posibles, el concepto de modos TE y TM pierde significado, y los cuatro elementos del tensor tienen información relevante, por lo que es necesario analizar el tensor completo. En la realidad, este es el caso más común, ya que la impedancia de superficie está muy influenciada por variaciones laterales de la resistividad del medio. Idealmente, la interpretación de este tipo de datos 3-D, debería realizarse mediante modelos numéricos capaces de simular la resistividad del medio también en 3-D. Actualmente hay algunos algoritmos que lo hacen, pero su costo en términos de capacidad de memoria y tiempo de cómputo es muy alto para ser utilizados en forma práctica (Mackie *et al.*, 1993; Newman y Alumbaugh, 1997; Mitsuhashi y Uchida, 2004). La herramienta más usada actualmente para la interpretación es la simulación en 2-D, particularmente algunos algoritmos de inversión de datos como los de Rodi y Mackie, (2001), y deGroot-Hedlin y Constable, (1990). El problema que surge entonces es cómo reducir los efectos 3-D inherentes en los datos observados antes de interpretarlos en términos de modelos 2-D.

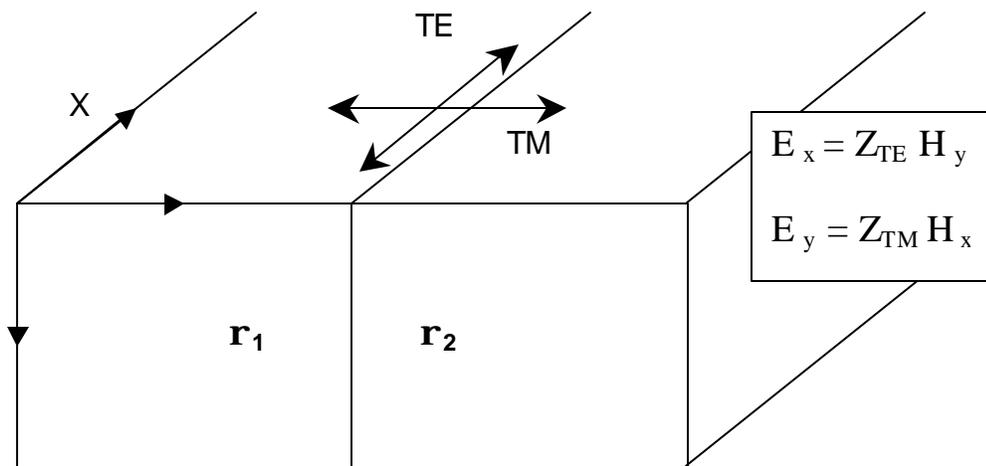


Figura 11. Diagrama que muestra los modos de polarización en una estructura 2D. Para el modo TE la corriente fluye a lo largo del rumbo de la estructura y en el modo TM la corriente cruza a través de las interfases.

#### IV.4.- Reducción de datos 3-D para interpretarlos con modelos 2-D

Los esfuerzos para reducir el tensor de impedancia observado  $\underline{\underline{Z}}$ , de tal manera que dos de sus elementos puedan compararse con las impedancias TE y TM producidas por un modelo bi-dimensional, han evolucionado por distintos caminos. En este trabajo, solamente utilizamos el propuesto por Swift (1967), el que recientemente propone Romo (2002), y una variación de éste último. Cada una de estas tres estimaciones produce un distinto conjunto de impedancias susceptibles de someterse a una inversión 2-D.

##### Transformación de Swift

Swift (1967) propone rotar el sistema de coordenadas buscando un ángulo óptimo, tal que minimice los elementos de la diagonal. La rotación se describe con las ecuaciones (41) y (42), buscando el ángulo  $\mathbf{q}$  que minimice la función

$$S(\mathbf{q}) = |Z'_{xx}(\mathbf{q})|^2 + |Z'_{yy}(\mathbf{q})|^2 \quad (44)$$

La solución mínimo cuadrática de este problema es

$$\mathbf{q}_0 = \frac{1}{4} \tan^{-1} \left( \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right) \quad (45)$$

El ángulo  $\mathbf{q}_0$  reduce el tensor observado  $\underline{\underline{Z}}$  a un tensor  $\underline{\underline{Z}}'$  cuya diagonal tiene valor mínimo en el sentido de (44). Si la situación real es cercana al caso 2-D, la transformación de Swift resuelve el problema. Encuentra la rotación necesaria para alinear las coordenadas al plano del modelo 2-D. Las impedancias  $Z'_{xy}(\mathbf{q}_0)$  y  $Z'_{yx}(\mathbf{q}_0)$  son comparables con las impedancias  $Z_{TE}$  y  $Z_{TM}$  generadas por un modelo 2-D.

Sin embargo, cuando la situación real no está cerca de ser 2-D, el ángulo “óptimo” que se obtiene varía de frecuencia a frecuencia y entre un sitio y otro, como lo muestra la Figura 12. Para el sitio sm23 puede observarse que el ángulo óptimo tiende a  $-45^\circ$  para periodos mayores a 1 s. Cabe mencionar que los puntos alrededor de  $+45^\circ$  se deben a la ambigüedad implícita en (45), por la periodicidad  $\left(\frac{p}{4}\right)$  de la  $\tan(4\mathbf{q}_0)$ . Por otro lado, para el sitio sm19 se observa una tendencia a disminuir con el periodo, el ángulo promedio podría situarse alrededor de  $+15^\circ$ . El problema es que para comparar con los modos TE y TM generados por un modelo 2-D es necesario que todos los sitios estén en el mismo sistema de referencia. Por lo tanto es preferible buscar otras alternativas.

### **Rotación a rumbo fijo**

Generalmente el trabajo de campo se diseña para obtener datos en varios sitios alineados a lo largo de un perfil, con la idea de que serán interpretados con un modelo en 2-D. Cuando la transformación de Swift no resulta conveniente, es preferible olvidarse de minimizar la ecuación (44) y conformarse con rotar el tensor, para todos los sitios, a un ángulo  $\mathbf{q}_r$ , independiente de la frecuencia, que coincida con la orientación del perfil que contiene a todos los sitios alineados. Las nuevas impedancias  $Z'_{xy}(\mathbf{q}_r)$  y  $Z'_{yx}(\mathbf{q}_r)$  se comparan entonces con las  $Z_{TE}$  y  $Z_{TM}$  generadas por un modelo 2-D. En este caso la información contenida en la diagonal  $Z'_{xx}(\mathbf{q}_r)$  y  $Z'_{yy}(\mathbf{q}_r)$  no se toma en cuenta, a pesar de que puede no ser mínima. Las impedancias resultantes hacen el papel de los modos TE y TM observados y se invierten en 2-D.

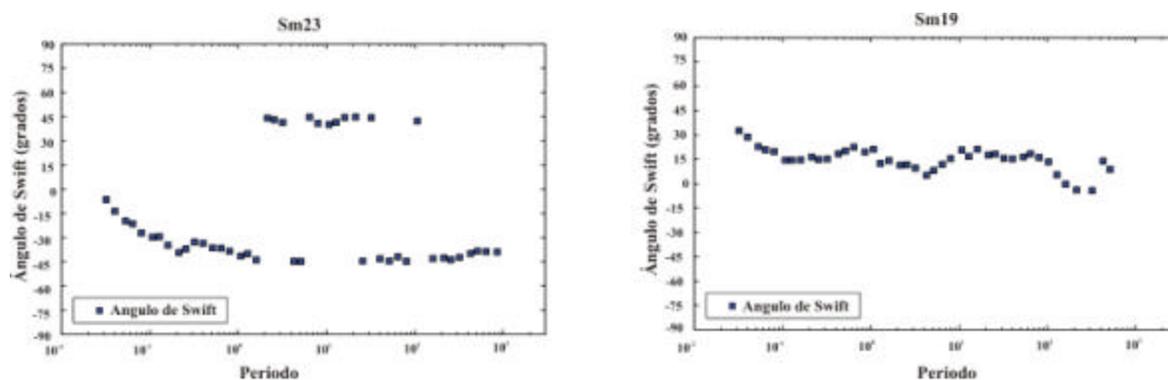


Figura 12. Variación del ángulo óptimo de Swift con respecto a la frecuencia, y entre los sitios sm23 y sm19 del perfil de MT.

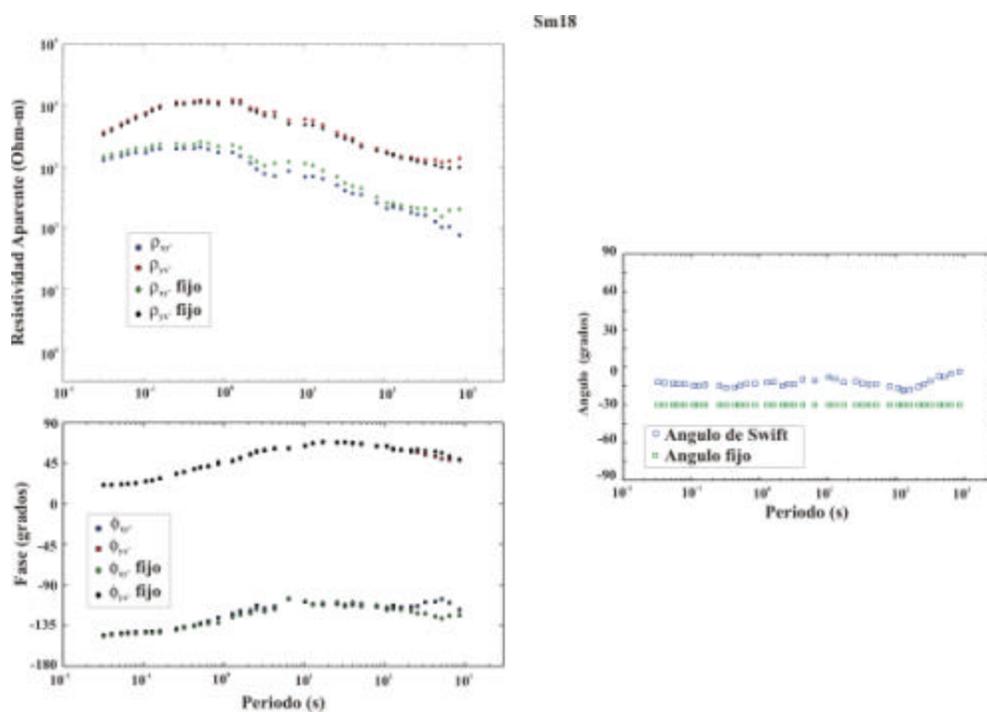


Figura 13. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas con rumbo fijo y con el ángulo óptimo de Swift.

En la Figura 13, se comparan las resistividades aparentes y las fases obtenidas aplicando la optimización de Swift, con las que se obtienen aplicando una rotación a un azimut fijo de  $-30^\circ$  para todas las frecuencias. La diferencias en las curvas no son grandes pero aumentan cuando el ángulo varía más, para los periodos más largos.

### Transformación Serie-Paralelo

Recientemente, Romo (2002) propone una transformación que toma en cuenta la información en los cuatro elementos del tensor y sin embargo lo reduce a dos impedancias comparables con las  $Z_{TE}$  y  $Z_{TM}$ . La transformación se basa en la siguiente ecuación

$$\mathbf{R}_e \mathbf{E} = \mathbf{R}_e \mathbf{Z} \mathbf{R}_h^\dagger \mathbf{R}_h \mathbf{H} \quad (46)$$

en donde  $\mathbf{R}_e$  y  $\mathbf{R}_h$  son matrices unitarias con la misma forma que (42), pero con la particularidad de que el argumento puede ser un número complejo  $\mathbf{q} = \mathbf{a} + i\mathbf{b}$ . Puede demostrarse que en estos términos las matrices  $\mathbf{R}_e$  y  $\mathbf{R}_h$  se componen de dos partes,

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos \mathbf{a} & \sin \mathbf{a} \\ -\sin \mathbf{a} & \cos \mathbf{a} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cosh \mathbf{b} & i \sinh \mathbf{b} \\ -i \sinh \mathbf{b} & \cosh \mathbf{b} \end{pmatrix} \quad (47)$$

la primera de ellas produce una rotación a un ángulo  $\mathbf{a}$  y la segunda modifica la fase del campo al que se aplica. Además, como se observa en la ecuación (46), la transformación que se aplica a  $\mathbf{E}$  es distinta a la que se aplica a  $\mathbf{H}$ . La impedancia transformada puede escribirse en términos de la original, como

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}_e \mathbf{Z} \mathbf{R}_h^\dagger \quad (48)$$

Usando la ecuación (48), se pueden encontrar los valores de  $\mathbf{q}_e$  y  $\mathbf{q}_h$  que se requieren para anti-diagonalizar  $\mathbf{Z}'$ , es decir para hacer

$$\mathbf{R}_e \mathbf{Z} \mathbf{R}_h^\dagger = \begin{pmatrix} 0 & Z_1 \\ Z_2 & 0 \end{pmatrix} \quad (49)$$

Las impedancias  $Z_1$  y  $Z_2$  contienen parte de la información del tensor original y la otra parte está en los parámetros complejos  $\mathbf{q}_e$  y  $\mathbf{q}_h$ , es decir, esta transformación puede representarse como

$$\{Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_1, Z_2, \mathbf{q}_e, \mathbf{q}_h\} \quad (50)$$

Como se muestra en (49), la transformación anterior, desacopla el tensor en dos ecuaciones independientes.

$$\begin{aligned} E_1 &= Z_1 H_2 \\ E_2 &= Z_2 H_1 \end{aligned} \quad (51)$$

Sin embargo, no queda claro que las impedancias  $Z_1$  y  $Z_2$  puedan compararse con las impedancias  $Z_{TE}$  y  $Z_{TM}$  de un modelo 2-D, ya que los campos  $E_i$  y  $H_i$  ( $i=1,2$ ) no tienen direcciones físicas identificables en el subsuelo.

Romo (2002) combina los campos  $E_i$  y  $H_i$  ( $i=1,2$ ) de tal manera que la combinación tenga algún sentido físico. Si los campos eléctricos se suman, como en un circuito con resistencias en serie, se puede obtener una impedancia *equivalente*, a la que llamaremos impedancia serie. La suma de campos eléctricos

$$E_1 + E_2 = Z_1 H_2 + Z_2 H_1 \quad (52)$$

puede escribirse como

$$E = \begin{pmatrix} Z_2 & Z_1 \end{pmatrix} \mathbf{R}_f^\dagger \mathbf{R}_f \begin{pmatrix} H_1 \\ H_2 \end{pmatrix} \quad (53)$$

y se puede buscar una matriz de transformación  $\mathbf{R}_f$  que produzca la impedancia equivalente, es decir la impedancia serie  $Z_s$

$$\mathbf{R}_f \begin{pmatrix} Z_2 \\ Z_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_s \\ -Z_s \end{pmatrix} \quad (54)$$

Esta condición lleva a

$$Z_s = \frac{Z_1 + Z_2}{2 \cos \mathbf{f}} \quad (55)$$

donde

$$\tan(\mathbf{f}) = \left( \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \right) \quad (56)$$

Siguiendo la misma idea, las ecuaciones (51) se pueden escribir en términos de admitancias (el inverso de la impedancia); al sumar los campos magnéticos,

$$H_1 + H_2 = Y_1 E_2 + Y_2 E_1 \quad (57)$$

Esto es análogo a sumar corrientes en un circuito con resistencias en paralelo, por lo que podemos calcular una *admitancia equivalente*, a la que se le llama *admitancia paralelo*. La ecuación (57) puede escribirse como

$$H = \begin{pmatrix} Y_2 & Y_1 \end{pmatrix} \mathbf{R}_g^\dagger \mathbf{R}_g \begin{pmatrix} E_1 \\ E_2 \end{pmatrix} \quad (58)$$

y se puede buscar una matriz de transformación  $\mathbf{R}_g$  que produzca la admitancia equivalente, es decir la admitancia paralelo  $Y_p$

$$\mathbf{R}_g \begin{pmatrix} Y_2 \\ Y_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Y_p \\ -Y_p \end{pmatrix} \quad (59)$$

Esta condición nos lleva a

$$Y_p = \frac{Y_2 - Y_1}{2 \cos g} \quad (60)$$

donde

$$\tan g = \begin{pmatrix} Y_2 + Y_1 \\ Y_2 - Y_1 \end{pmatrix} \quad (61)$$

Se puede demostrar (Romo, 2002) que  $g = f$  y como  $Y_1 = Z_2^{-1}$  y  $Y_2 = Z_1^{-1}$ , podemos escribir la ecuación (60) en términos de  $Z_1, Z_2$  y  $f$ , de la siguiente manera

$$Z_p = \frac{2Z_1 Z_2 \cos f}{Z_2 - Z_1} \quad (62)$$

Las ecuaciones (55), (56) y (62) nos permiten pasar de (50) a

$$\{Z_1, Z_2, \mathbf{q}_e, \mathbf{q}_h\} \Leftrightarrow \{Z_s, Z_p, \mathbf{q}_e, \mathbf{q}_h\} \quad (63)$$

La transformación representada en (63) también puede conectarse con el tensor original, de modo que se obtiene una transformación del tipo:

$$\{Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_s, Z_p, \mathbf{q}_e, \mathbf{q}_h\} \quad (64)$$

La impedancia serie es un promedio particular que pondera la impedancia más grande, tal como ocurre en un circuito serie en donde la resistencia equivalente depende sobre todo de la resistencia mayor y es insensible a la resistencia menor. Por otra parte, la impedancia paralelo es más sensible a la menor impedancia y mucho menos sensible a la mayor, tal como ocurre en la analogía con un circuito paralelo. Estos dos efectos son complementarios: el primero tiene que ver con corrientes que cruzan fronteras, mientras

que el segundo está asociado a las corrientes que fluyen paralelas a las interfaces entre cuerpos de distinta resistividad. De aquí que  $Z_S$  pueda asociarse a la  $Z_{TM}$ , mientras que  $Z_P$  se pueda relacionar con  $Z_{TE}$ .

Por otra parte, los parámetros  $\mathbf{q}_e$  y  $\mathbf{q}_h$  son funciones complejas que se asocian a la geometría del sistema de corrientes en el subsuelo. Es conveniente utilizar la diferencia entre ellos y su promedio

$$\begin{aligned}\Delta\mathbf{q} &= \mathbf{q}_e - \mathbf{q}_h \\ \bar{\mathbf{q}} &= \frac{\mathbf{q}_e + \mathbf{q}_h}{2}\end{aligned}\quad (65)$$

La transformación puede representarse entonces como

$$\{Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_S, Z_P, \Delta\mathbf{q}, \bar{\mathbf{q}}\} \quad (66)$$

las ecuaciones para pasar del dominio  $(x, y)$  al dominio  $(S, P)$  y viceversa son

$$\begin{aligned}Z_S &= \left( \frac{Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yy}^2 + Z_{yx}^2}{2} \right)^{1/2} \\ Z_P &= 2 \frac{Z_{yx}Z_{xy} - Z_{xx}Z_{yy}}{(Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yy}^2 + Z_{yx}^2)^{1/2}} \\ \bar{\mathbf{q}} &= \frac{1}{2} \arctan \left( \frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{Z_{xy} + Z_{yx}} \right) \\ \Delta\mathbf{q} &= \arctan \left( \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right)\end{aligned}\quad (67)$$

$$\begin{aligned}
Z_{xx} &= \left( \frac{Z_S (Z_S - Z_P)}{2} \right)^{1/2} \sin(\Delta \mathbf{q}) - \left( \frac{Z_S (Z_S + Z_P)}{2} \right)^{1/2} \sin(2\bar{\mathbf{q}}) \\
Z_{xy} &= \left( \frac{Z_S (Z_S + Z_P)}{2} \right)^{1/2} \cos(2\bar{\mathbf{q}}) + \left( \frac{Z_S (Z_S - Z_P)}{2} \right)^{1/2} \cos(\Delta \mathbf{q}) \\
Z_{yx} &= \left( \frac{Z_S (Z_S + Z_P)}{2} \right)^{1/2} \cos(2\bar{\mathbf{q}}) - \left( \frac{Z_S (Z_S - Z_P)}{2} \right)^{1/2} \cos(\Delta \mathbf{q}) \\
Z_{yy} &= \left( \frac{Z_S (Z_S - Z_P)}{2} \right)^{1/2} \sin(\Delta \mathbf{q}) + \left( \frac{Z_S (Z_S + Z_P)}{2} \right)^{1/2} \sin(2\bar{\mathbf{q}})
\end{aligned} \tag{68}$$

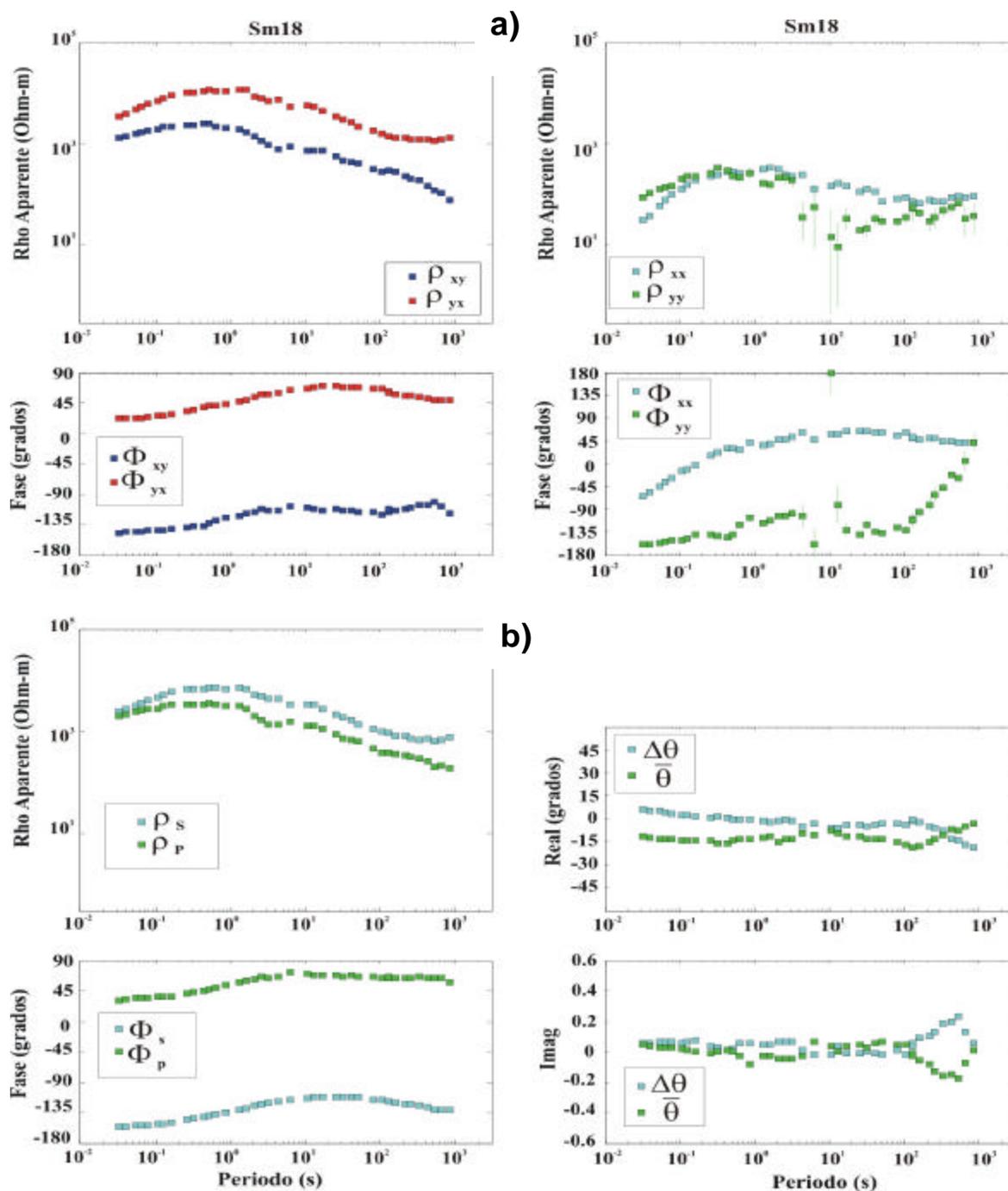


Figura 14. Ejemplo de la transformación Serie-Paralelo en un sitio del perfil. a) curvas de resistividad aparente y fase correspondientes a los cuatro elementos del tensor en el dominio x-y. b) curvas de resistividad aparente y fase en el dominio s-p. Además, se muestra las partes real e imaginaria del promedio angular  $\bar{q}$  y de la diferencia angular  $\Delta q$ .

La Figura 14 presenta un ejemplo del resultado obtenido al aplicar la transformación S-P en el sitio sm18. En ella, se pueden comparar las resistividades aparentes y las fases, calculadas con cada elemento del tensor, con las obtenidas a partir de las impedancias serie y paralelo. Las curvas en el dominio S-P son promedios ponderados de las cuatro curvas en el dominio X-Y, con la particularidad de que son independientes del ángulo de rotación. Las curvas S pueden compararse con el modo TM mientras que las curvas P se comparan con el modo TE. La diferencia angular también es independiente de la rotación y es distinta igual a cero en 2-D, mientras que el promedio angular es independiente de la fase y su parte real es idéntica al ángulo óptimo de Swift.

### **Estimación de modos seudo TE-TM**

La transformación S-P nos permite experimentar tratamientos novedosos del tensor de impedancia. Por ejemplo, podemos transformar el tensor al dominio S-P e imponer, en este dominio, las condiciones de bi-dimensionalidad. Una vez impuestas estas condiciones podemos regresar al dominio X-Y e interpretar las impedancias resultantes como si fueran los modos TE y TM. Sólo cuando la situación es verdaderamente 2-D estas impedancias corresponden a los modos TE y TM; en cualquier otro caso, sólo son seudo TE-TM .

Para hacer esto utilizamos (67) para obtener  $Z_S$ ,  $Z_P$ ,  $\Delta\mathbf{q}$  y  $\bar{\mathbf{q}}$ . En una situación 2-D, en que el sistema coordenado coincide con el rumbo de la bi-dimensionalidad, se tiene que la diferencia angular  $\Delta\mathbf{q}=0$  y el promedio angular  $\bar{\mathbf{q}}=0$ . Esto se puede deducir fácilmente de las definiciones de ambas cantidades. Sustituyendo estos valores en las ecuaciones (68) podemos regresar al dominio X-Y, para obtener sólo dos impedancias

distintas de cero,  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ , una de ellas corresponde al modo pseudo-TE y la otra al modo pseudo-TM. La validez de esta estimación dependerá de qué tan cierta es la suposición de bi-dimensionalidad. Mientras más cierta sea, menos información habremos perdido al suponer que  $\Delta \mathbf{q}$  y  $\bar{\mathbf{q}}$  son cero.

La Figura 15 muestra la comparación entre las resistividades aparentes y las fases obtenidas aplicando la transformación serie-paralelo con las que se obtienen regresando al dominio x-y después de aplicar las condiciones de 2-D en el dominio S-P.

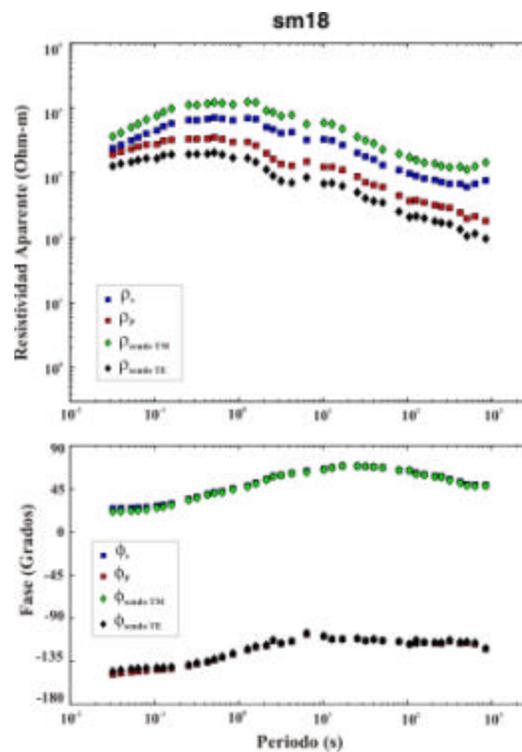


Figura 15. Comparación de curvas de resistividad aparente y fase S-P, con las llamadas pseudo TE-TM, calculadas después de aplicar condiciones 2-D en el dominio S-P.

#### **IV.5.- Datos observados**

Con objeto de investigar la distribución de la conductividad eléctrica en la zona de la falla de San Miguel, se realizaron observaciones en 12 sitios distribuidos a lo largo de un perfil de ~30 km de longitud perpendicular a la falla (Figura 16); los sitios están separados por una distancia promedio de 3 km.

Los datos se obtuvieron utilizando el sistema MT-1 (Electromagnetic Instruments) de 10 canales y el sistema de telemetría digital de 5 canales (CICESE), para registrar el campo electromagnético natural en dos sitios de manera simultánea. Esto permitió utilizar la técnica de "referencia remota" (Gamble et al., 1979) para procesar las señales en cada sitio. Solamente los sitios sm17, sm18 y sm23 fueron registrados en forma individual debido a problemas con el enlace telemétrico. En la mayor parte de las estaciones observadas se obtuvieron datos de excelente calidad.

En cada sitio, se midieron las tres componentes del campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ), mediante bobinas de inducción que son sensibles a la variación temporal del campo natural. También se midieron las dos componentes horizontales del campo eléctrico ( $E_x$ ,  $E_y$ ); cada una de ellas se obtuvo midiendo la diferencia de potencial en un dipolo de 150 m de longitud (Figura 17). La señal medida se filtra y se amplifica antes de convertirse al formato digital. Para obtener una buena estadística es necesario registrar durante suficiente tiempo, esto depende de la calidad de la señal durante la grabación. En este caso, los tiempos de grabación en cada sitio oscilaron entre 8 y 13 horas. Los problemas principales que se presentaron durante la campaña de adquisición de los datos fueron debidos al enlace telemétrico, así como al bajo rendimiento de las baterías del equipo.

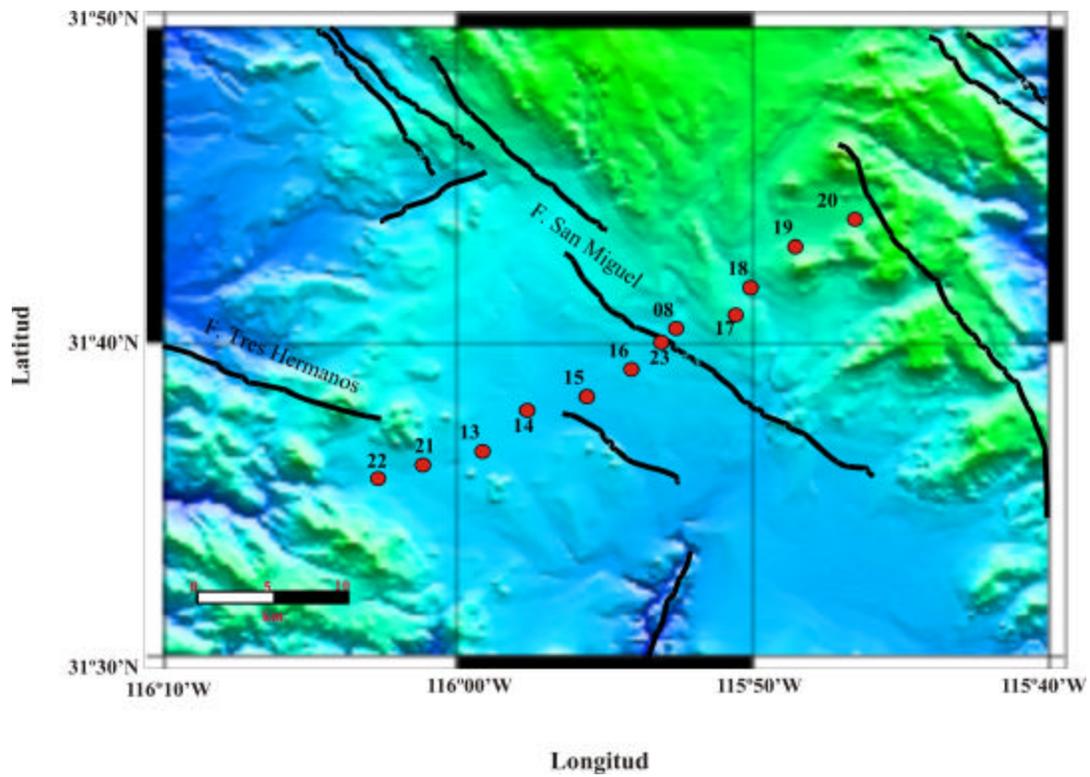


Figura 16. Localización geográfica de los sitios de MT.

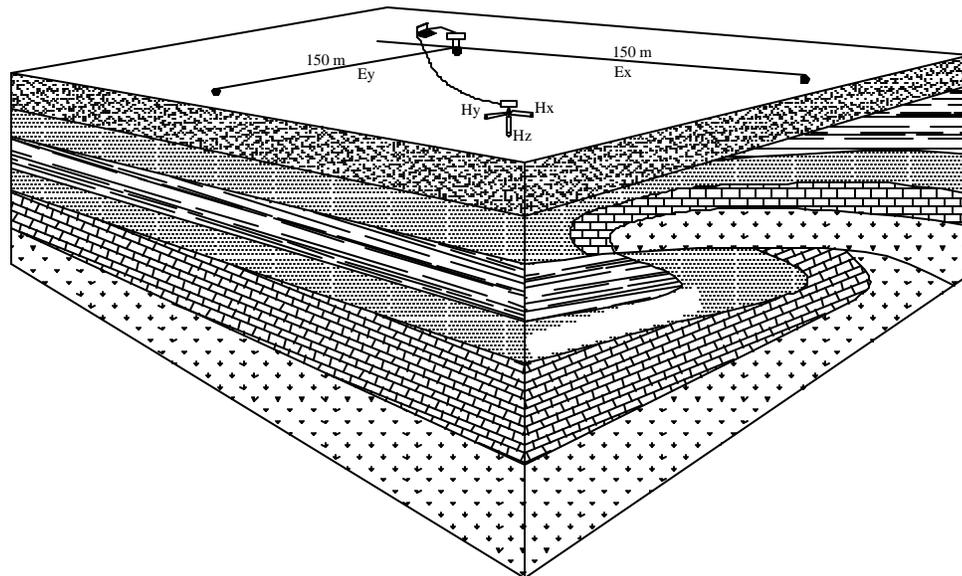


Figura 17. Distribución típica del equipo para obtener las componentes del campo eléctrico ( $E_x$ ,  $E_y$ ) y del campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) naturales.

#### IV.6.- Inversión de datos MT

En el caso del MT, la relación entre los campos  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$  medidos en la superficie y la distribución de conductividad del subsuelo puede representarse por ecuaciones integrales (Nabighian, 1987) de la forma:

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}) = \mathbf{E}_p(\mathbf{r}) + \int_{v'} \mathbf{G}_E(\mathbf{r}, \mathbf{r}') \Delta \mathbf{s}(\mathbf{r}') \mathbf{E}(\mathbf{r}') dv' \quad (69)$$

donde

$$\begin{aligned} \mathbf{E}(\mathbf{r}) &= \text{esel campototal} \\ \mathbf{E}_p(\mathbf{r}) &= \text{esel campo primario} \\ \mathbf{G}_E(\mathbf{r}, \mathbf{r}') &= \text{esla función deGreen} \\ \Delta \mathbf{s}(\mathbf{r}') &= \text{esel contrastedeconductividad} \end{aligned}$$

El campo primario corresponde al de un semi-espacio homogéneo y el contraste de conductividad está en relación con la conductividad de este semi-espacio homogéneo. La ecuación correspondiente al campo magnético  $\mathbf{H}(\mathbf{r})$  es similar a la anterior. Como el campo eléctrico  $\mathbf{E}(\mathbf{r}')$  dentro del volumen  $v'$  depende de la conductividad, la ecuación (69) es no-lineal y alguna aproximación debe usarse para resolverla.

El algoritmo utilizado para la inversión en 2-D de los datos magnetotelúricos fue escrito por Rodi y Mackie (2001), y utiliza una aproximación lineal de (69). El algoritmo encuentra soluciones iterativamente a partir de un modelo inicial, utilizando iteraciones de Gauss-Newton. Realmente, cada iteración resuelve dos problemas, uno correspondiente al modo TE y otro al modo TM. La función objetivo que se minimiza es

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^\dagger \mathbf{R}_{dd}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \mathbf{t} \|L(\mathbf{m} - \mathbf{m}_o)\|^2 \quad (70)$$

donde:

$$\begin{aligned} \mathbf{d} &= \text{datos observados} \\ F(\mathbf{m}) &= \text{respuesta del modelo} \\ \mathbf{R}_{dd} &= \text{incertidumbre en los datos} \\ L &= \text{operador de segunda derivada} \\ \mathbf{t} &= \text{parámetro de regularización} \end{aligned}$$

Los datos observados que se invierten son el logaritmo de la resistividad aparente y la fase, ecuaciones (36) y (37), para distintas frecuencias y en distintos sitios.

El primer término de la función objetivo es el desajuste entre datos y respuesta del modelo, mientras que el segundo término hace que las variaciones entre una solución y la siguiente no sean demasiado distintas. Cuando se parte de un modelo inicial homogéneo, el segundo término tiende a mantener la suavidad de la solución. Ambos factores compiten entre sí, de manera que el factor de regularización  $\mathbf{t}$  nos permite controlar el peso relativo entre ambos.

Para la modelación numérica se considera un medio bidimensional dividido en celdas discretas y homogéneas con resistividad constante. Las observaciones se encuentran en la superficie de una sección transversal a lo largo del perfil. Para evitar efectos numéricos indeseables, originados en los bordes del modelo, la malla se extiende lateralmente hasta distancias de 450 km en ambos extremos, y hasta una profundidad de 290 km. En la dirección horizontal, el área de interés se discretizó de modo que cada sitio observado quedara ubicado al centro de una celda, de manera que las celdas miden  $\sim 1$  km de ancho. Hacia ambos lados y fuera de la zona de interés, el ancho de las celdas aumenta exponencialmente con la distancia horizontal. El espesor de las celdas es muy pequeño en

la superficie,  $\sim 10$  m y va creciendo con la profundidad hasta alcanzar un espesor de 8 km a la profundidad de 50 km; a partir de ahí, el espesor de las celdas aumenta rápidamente. La inversión inicia con un modelo homogéneo con una resistividad de 100 Ohm-m.

Para cada sitio, se utilizaron datos de resistividad aparente y fase en alrededor de 20 periodos, en el intervalo entre 0.03 y 1000 s. Se considera una incertidumbre del 5% en los datos de resistividad aparente y de 2.5 % en los de fase. Estos valores son generalmente mayores a las incertidumbres estimadas estadísticamente al tiempo de la adquisición de datos.

La malla muy fina cerca de la superficie aumentó considerablemente la cantidad de incógnitas pero permitió modelar adecuadamente las frecuencias más altas, inclusive se logró ajustar bastante bien las curvas de resistividad aparente separadas entre sí por el llamado “efecto estático”.

Todas las soluciones que se muestran a continuación se obtuvieron después de 500 iteraciones a partir de un medio homogéneo de 100 Ohm-m. En todos los casos se consiguieron ajustes razonables para las cuatro curvas de cada sitio con modelos relativamente suaves. La bondad del ajuste se estima con

$$rms = \frac{1}{s} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (res_i)^2} \quad (71)$$

donde el residual es

$$\begin{aligned} res &= \mathbf{f}_{obs} - \mathbf{f}_{cal}, & \text{para la fase y} \\ res &= \log \left( \frac{\mathbf{r}_{obs}}{\mathbf{r}_{cal}} \right), & \text{para la resistividad} \end{aligned} \quad (72)$$

y  $s$  es la incertidumbre en los datos. Esto significa que un  $rms=1$ , representa un desajuste equivalente a la incertidumbre en los datos, que como se mencionó antes se consideró de 5% para la resistividad aparente y 2.5% para la fase.

El  $rms$  puede calcularse individualmente para cada una de las cuatro funciones de respuesta de un sitio:  $\mathbf{r}_{xy}$ ,  $\mathbf{r}_{yx}$ ,  $\mathbf{f}_{xy}$  y  $\mathbf{f}_{yx}$ ; o para un sitio en particular, sumando los residuales de las cuatro curvas del sitio; o aún para todo el perfil sumando los residuales de las cuatro curvas y de todos los sitios.

Por otra parte, la rugosidad del modelo se estima con

$$rugosidad = \|L(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)\|^2 \quad (73)$$

donde L es el operador laplaciano

$$\|L(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)\|^2 = \int (\Delta(\mathbf{m}(x) - \mathbf{m}_0(x)))^2 dx \quad (74)$$

Cuando se parte de un modelo inicial homogéneo  $\mathbf{m}_0$ , este término trata de mantener la suavidad en cada nueva solución.

Se realizaron tres experimentos numéricos con los datos MT, para comparar los distintos procedimientos de reducción de datos tratados en la sección IV.4. En el primer experimento se invirtieron las impedancias estimadas rotando a rumbo fijo. En el segundo de ellos se utilizaron las impedancias serie y paralelo según la propuesta de Romo (2002). En el tercer caso, se estimaron las impedancias seudo TE-TM, imponiendo condiciones de 2-D en el dominio S-P. A continuación, se describen los resultados obtenidos en cada uno de estos tres experimentos.

### **Inversión de impedancias a rumbo fijo**

Teniendo en cuenta el rumbo de la falla, así como también la dirección del perfil magnetotelúrico, se eligió un azimut de  $-30^\circ$  para aplicar una rotación a los datos en todas las frecuencias y en todos los sitios del perfil. Las dos impedancias  $Z'_{xy}$  y  $Z'_{yx}$  que resultaron de este proceso se utilizaron como los datos de entrada para la inversión 2-D.

Se probaron diferentes parámetros de regularización y, al igual que en el caso del dipolo-dipolo, se usó el criterio de la curva L para seleccionar la mejor solución. La Figura 18 muestra la curva L, con diferentes soluciones y puede observarse que la mejor solución se tiene para un parámetro de regularización  $\mathbf{t=5}$ . La misma figura muestra la solución óptima junto con dos soluciones extremas, una demasiado suave  $\mathbf{t=30}$  y otra demasiado rugosa  $\mathbf{t=1}$ . El *desajuste* en cada sitio se muestra en la parte superior de cada modelo y el *rms* global también se muestra en el interior de cada modelo.

Las Figuras 19 y 20, presentan seudo-secciones obtenidas con los datos observados y con los calculados por el modelo óptimo ( $\mathbf{t=5}$ ), también se muestra el residual (72) correspondiente a cada función de respuesta. En estas figuras, se puede apreciar que las principales características de las observaciones se reproducen en las seudo-secciones calculadas; se observa, además, que las resistividades aparentes se ajustan un poco mejor que las fases. Dentro de las seudo-secciones que representan el desajuste puede observarse que la impedancia del modo TM se ajusta mejor que el modo TE, tanto en la resistividad aparente como en la fase. Los mayores desajustes se observan en la fase del modo TE bajo el sitio 08 y entre los sitios 14 y 15. Los detalles del ajuste conseguido individualmente en cada sitio aparecen en las figuras incluidas en el Apéndice B.

### MODELOS OBTENIDOS USANDO IMPEDANCIAS A RUMBO FIJO

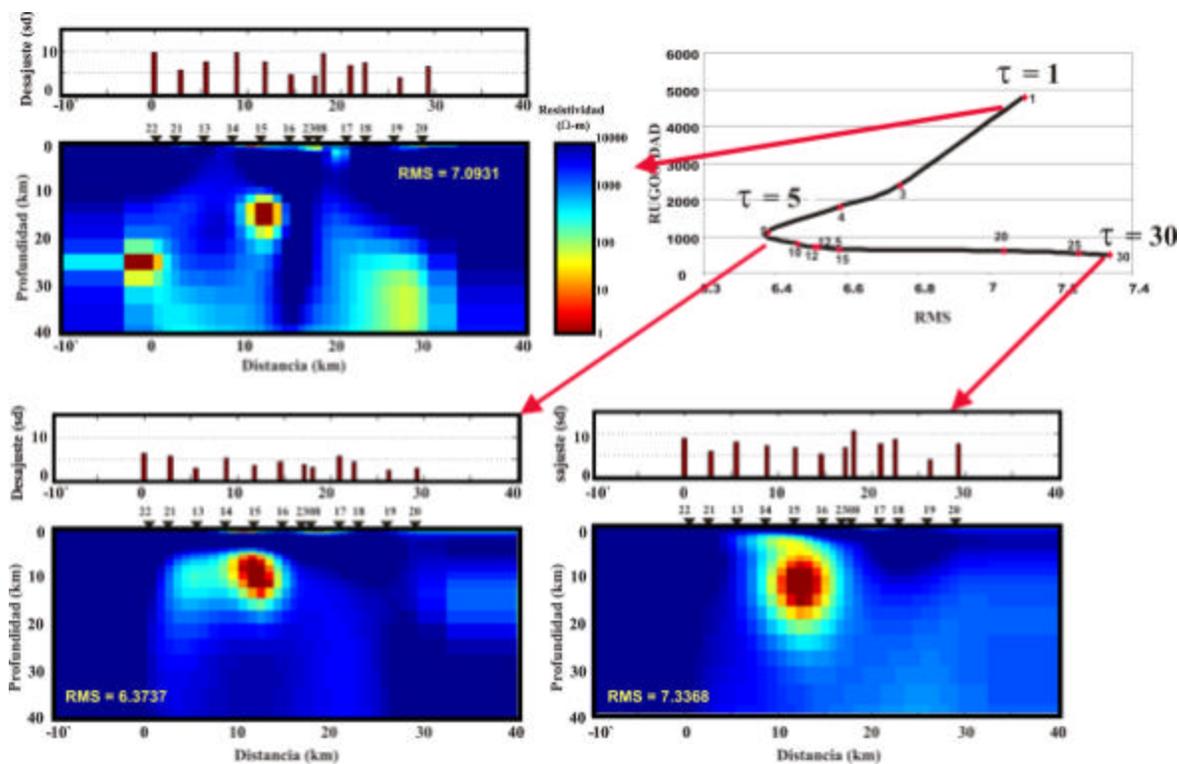


Figura 18. Modelo obtenido con las impedancias a rumbo fijo. En la parte superior derecha se muestra la curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización. Se muestran tres modelos de resistividad, dos de ellos son los extremos de la curva L (uno suave  $\tau = 30$  y uno rugoso  $\tau = 1$ ) y el modelo con parámetro óptimo ( $\tau = 5$ ).

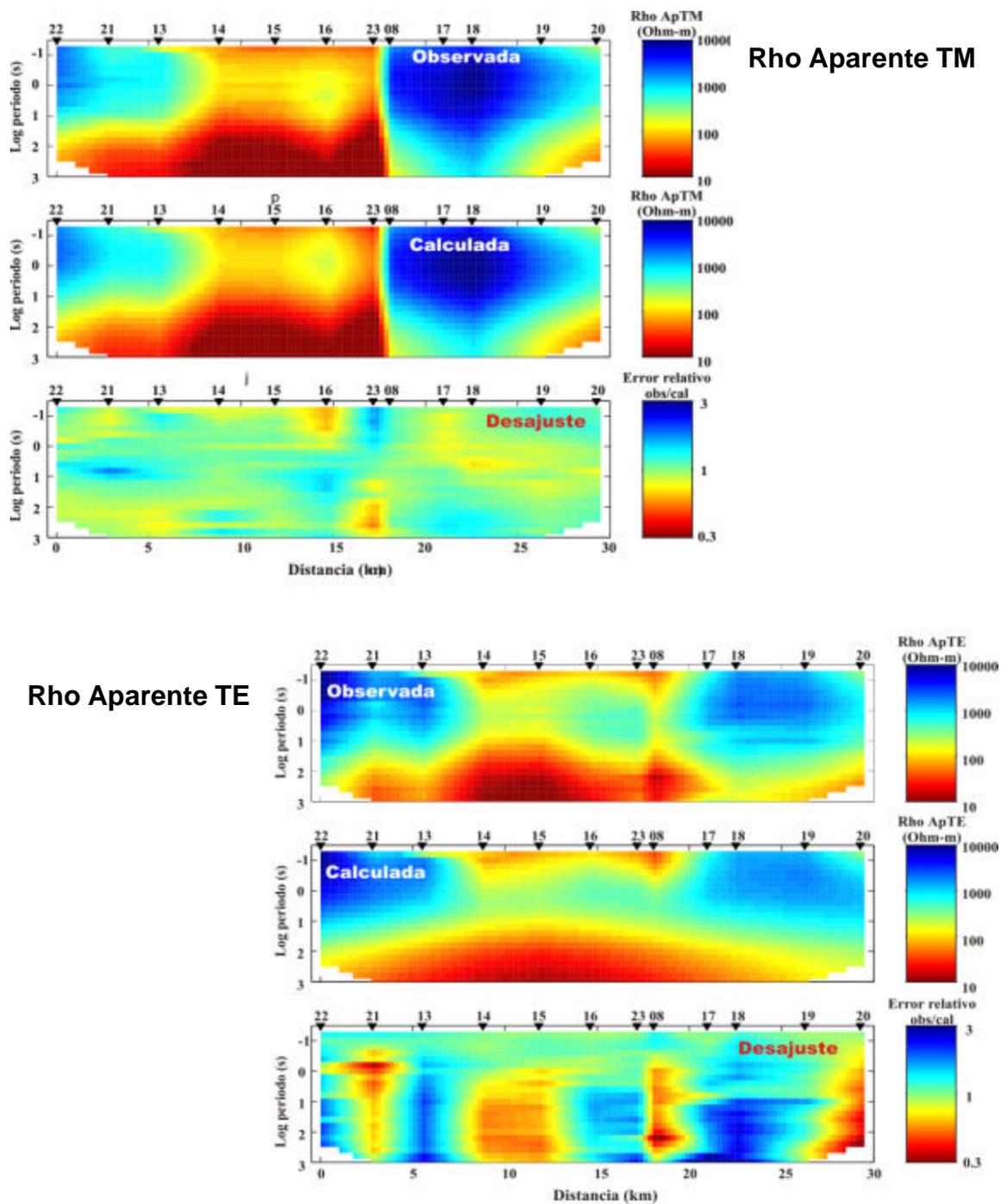


Figura 19. Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 18.

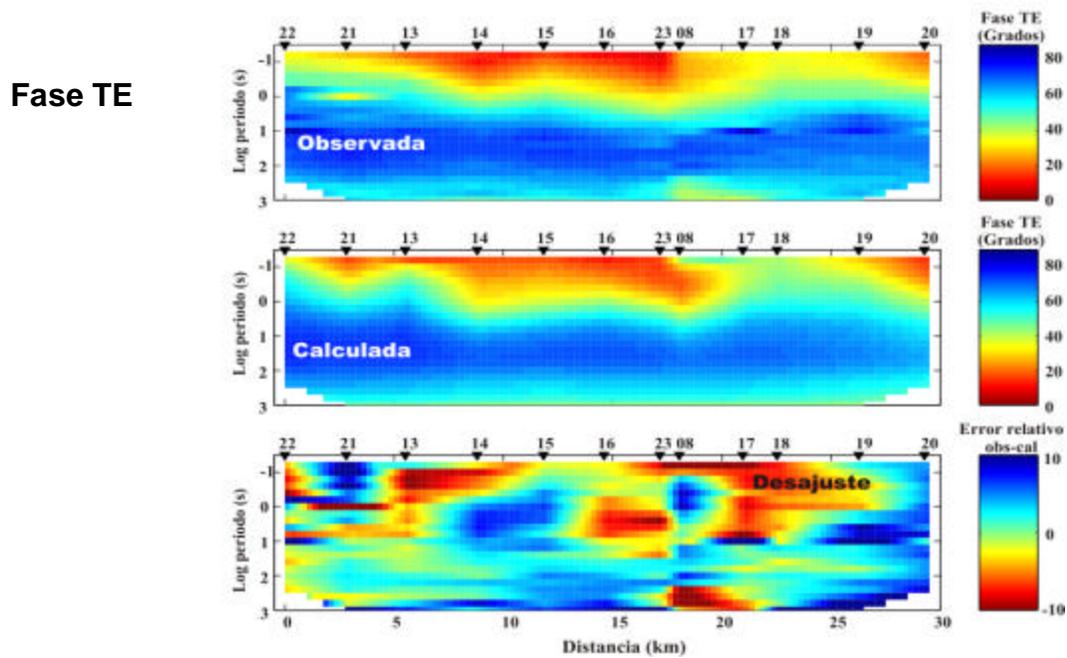
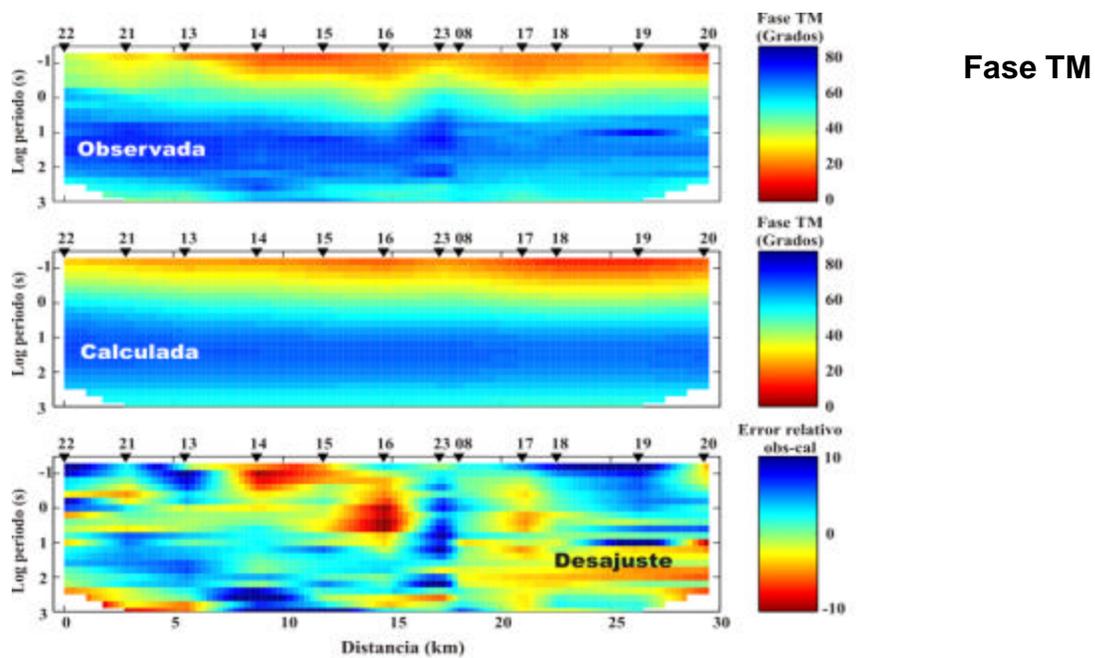


Figura 20. Seudosecciones de fase observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 18.

## **Inversión de impedancias S-P**

Para invertir las impedancias S-P, el algoritmo de Rodi y Mackie fue modificado por Esparza (2003) para incluir las derivadas parciales correspondientes a estas nuevas funciones de respuesta. Al igual que en el caso anterior, se utilizaron diferentes parámetros de regularización con el fin de encontrar un modelo óptimo.

La Figura 21 indica que el mejor modelo se obtiene con un parámetro de regularización  $t = 10$ . Como en el caso anterior, en la parte superior de cada modelo se gráfica el *rms* obtenido en cada sitio. La cifra incluida en cada modelo corresponde al *rms* global.

Las Figuras 22 y 23 contienen seudo-secciones obtenidas con los datos observados y con los calculados por el modelo óptimo ( $t = 10$ ), también se muestra el residual (72) correspondiente a cada función de respuesta. En estas figuras se puede apreciar que, al igual que en el experimento anterior, las principales características de los datos observados se encuentran en las seudo-secciones calculadas. Las resistividades aparentes se ajustan un poco mejor que las fases, y el desajuste de la resistividad aparente serie es mejor que el de la resistividad aparente paralelo. El desajuste de la fase es muy similar en ambos modos, sin embargo, se presentan agrupamientos en el desajuste de la fase serie a periodos de  $\sim 1$  s debajo del sitio 14 y entre los sitios 16 y 23. En el caso de la fase paralelo, hay dispersión en el desajuste. Los detalles del ajuste conseguido en cada sitio individualmente se pueden revisar en las figuras incluidas en el Apéndice B.

### MODELOS OBTENIDOS USANDO IMPEDANCIAS SERIE-PARALELO

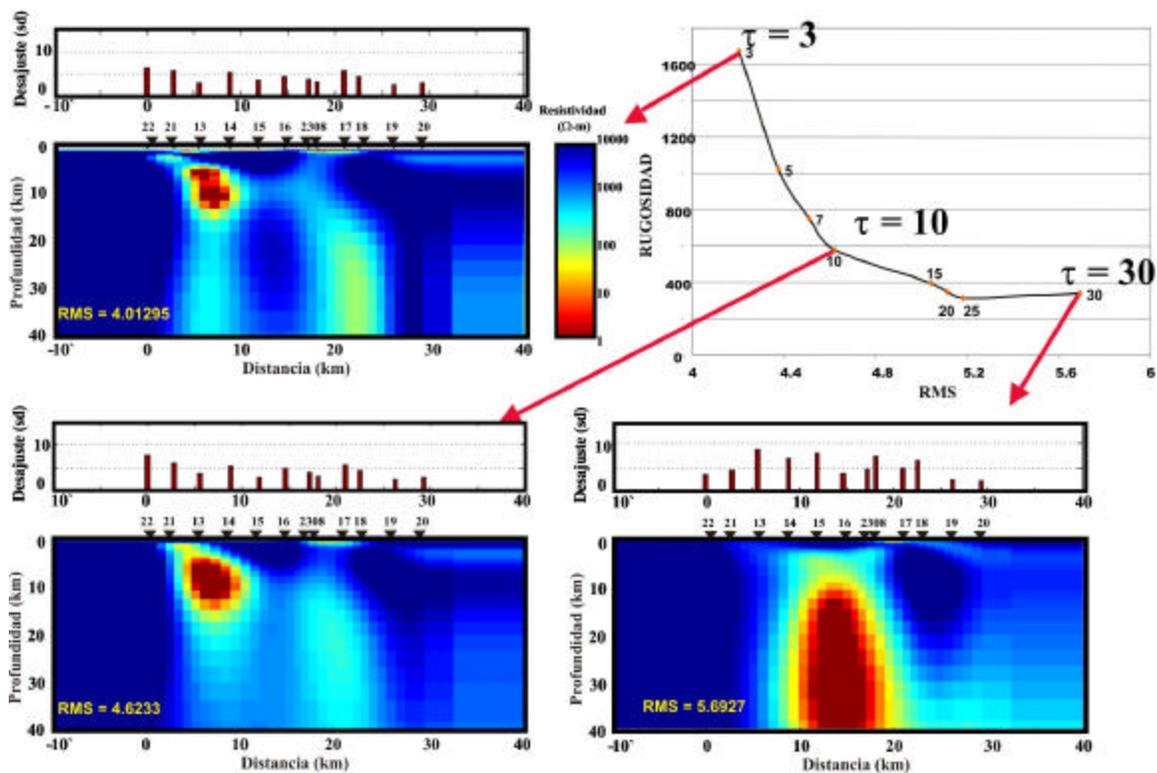
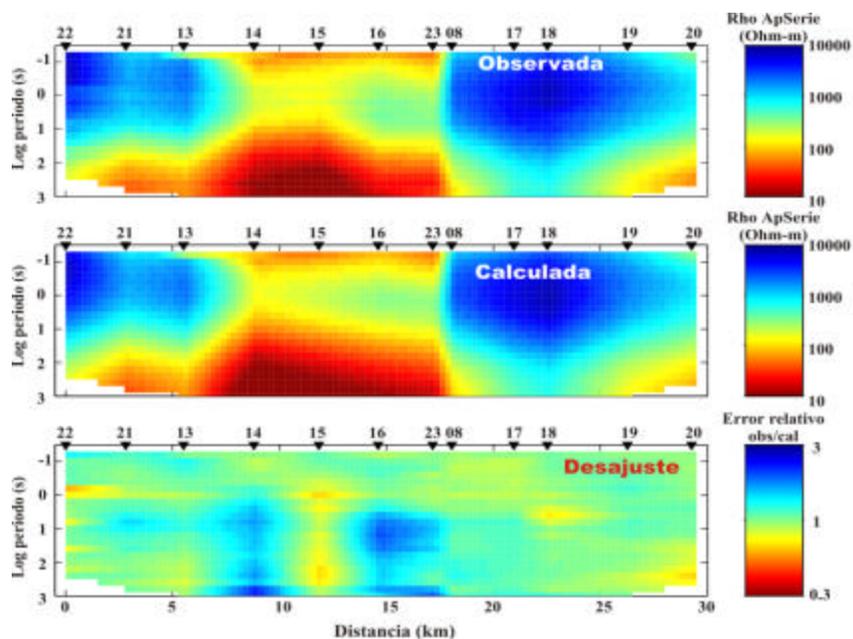


Figura 21. Modelos obtenidos con las impedancias Serie-Paralelo. En la parte superior derecha se muestra la curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización. Se muestran tres modelos de resistividad, dos de ellos son los extremos de la curva L (uno suave  $t = 30$  y uno rugoso  $t = 3$ ) y el modelo considerado óptimo ( $t = 10$ ).



Rho Aparente Serie

Rho Aparente Paralelo

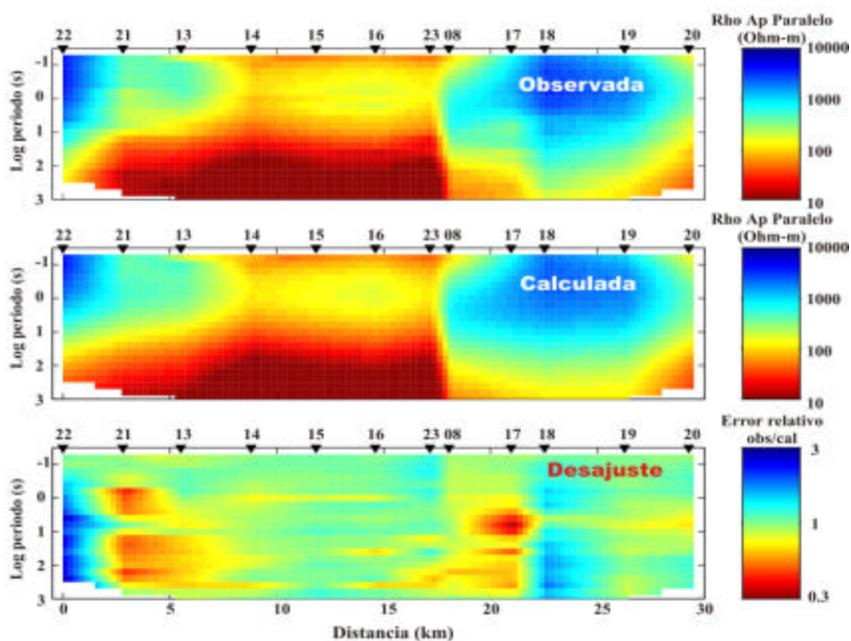


Figura 22. Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 21.

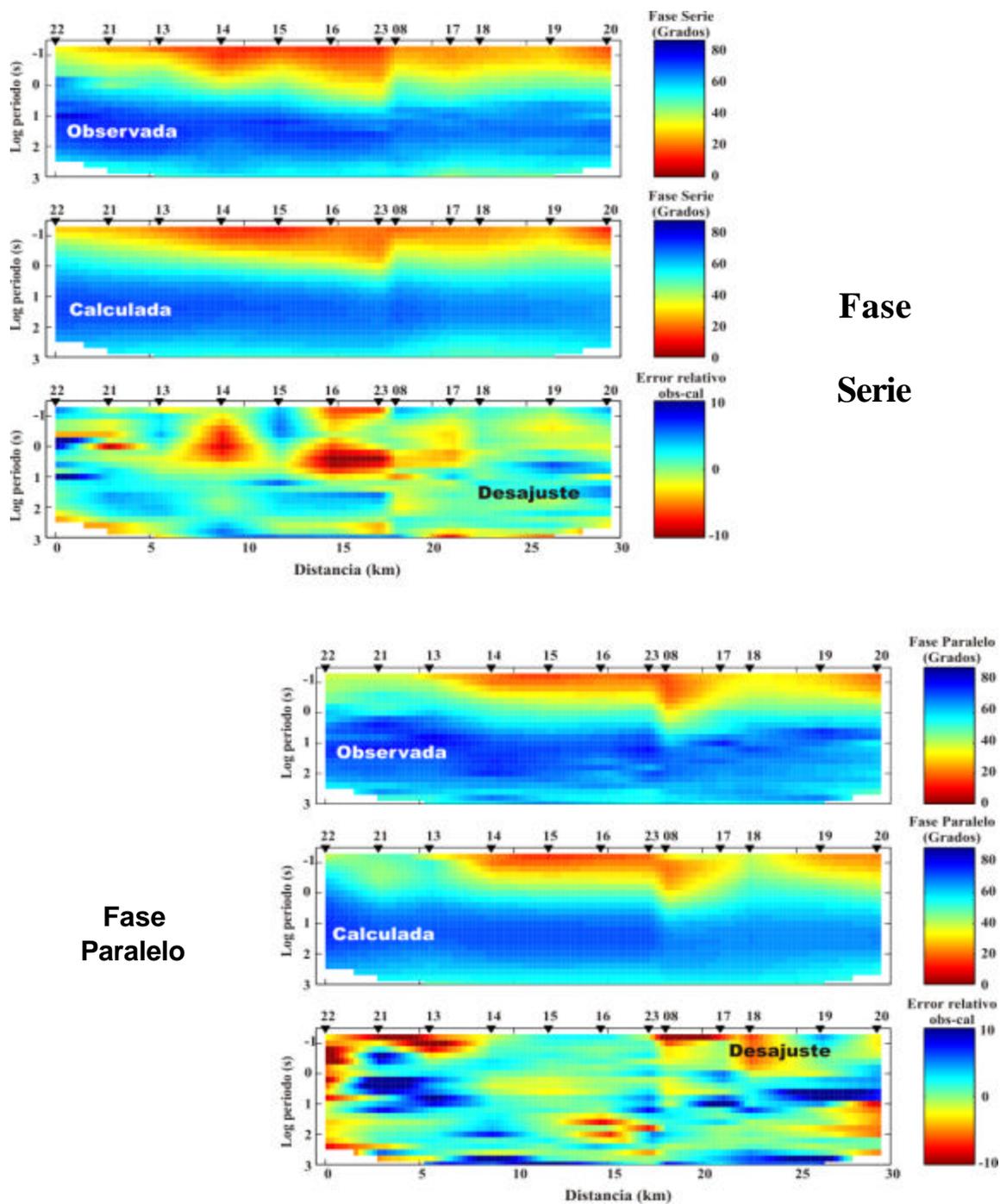


Figura 23. Seudosecciones de fase observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 21.

### **Inversión de impedancias pseudo TE-TM**

Como se describió antes, las impedancias que hemos llamado pseudo TE-TM se obtuvieron regresando al dominio X-Y después de aplicar las condiciones de 2-D en el dominio S-P. En este caso, la inversión se realizó con el algoritmo original de Rodi y Mackie, que invierte los modos TE y TM. Al igual que en los casos anteriores, se utilizaron diferentes parámetros de regularización con el fin de encontrar un modelo óptimo.

La Figura 24 muestra que el mejor modelo se obtiene con un parámetro de regularización  $t = 5$ . Como en el caso anterior, en la parte superior de cada modelo se gráfica el *rms* obtenido en cada sitio. La cifra incluida en cada modelo corresponde al *rms* global.

Las Figuras 25 y 26 presentan pseudo-secciones obtenidas con los datos observados y con los calculados por el modelo óptimo ( $t = 5$ ), también se muestra el residual (72) correspondiente a cada función de respuesta.

Como en los dos casos anteriores, las pseudo-secciones calculadas reproducen las principales características de las observaciones. Las resistividades aparentes se ajustan un poco mejor que las fases. La resistividad aparente TM se ajusta mejor que la del modo TE. Para la fase el desajuste es muy similar en ambos modos. Sin embargo, se pueden observar mínimos en la fase TM bajo los sitios 21 y 14 y entre los sitios 16 y 23. En el caso de la fase TE se observa un máximo en el sitio 21 y entre los sitios 16 y 23. Los detalles del ajuste conseguido en cada sitio individualmente se pueden revisar en las figuras incluidas en el Apéndice B.

MODELOS OBTENIDOS USANDO IMPEDANCIAS SEUDO TE-TM

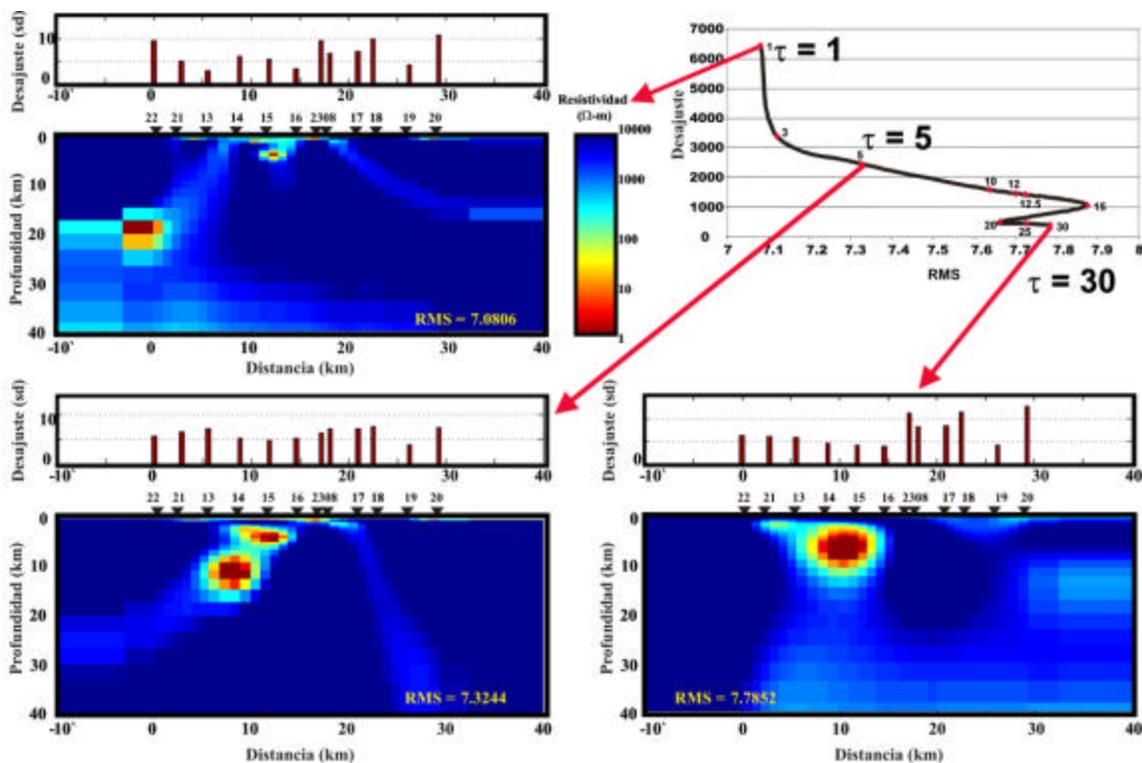


Figura 24. Modelos obtenidos con las impedancias seudo TE-TM. En la parte superior derecha se muestra la curva L obtenida con diferentes parámetros de regularización. Se muestran tres modelos de resistividad, dos de ellos son los extremos de la curva L (uno suave  $\tau = 30$  y uno rugoso  $\tau = 1$ ) y el modelo considerado óptimo ( $\tau = 5$ ).

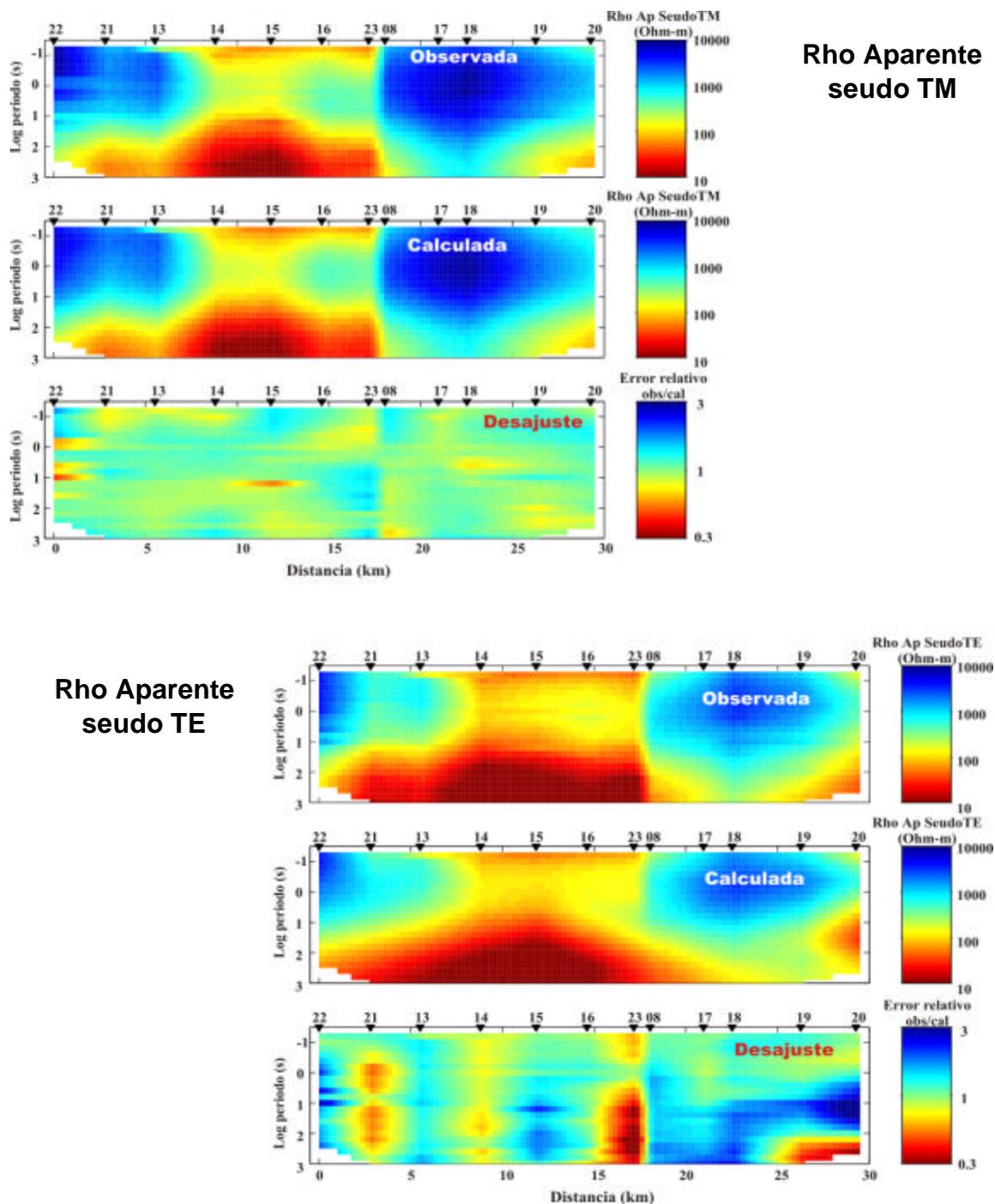
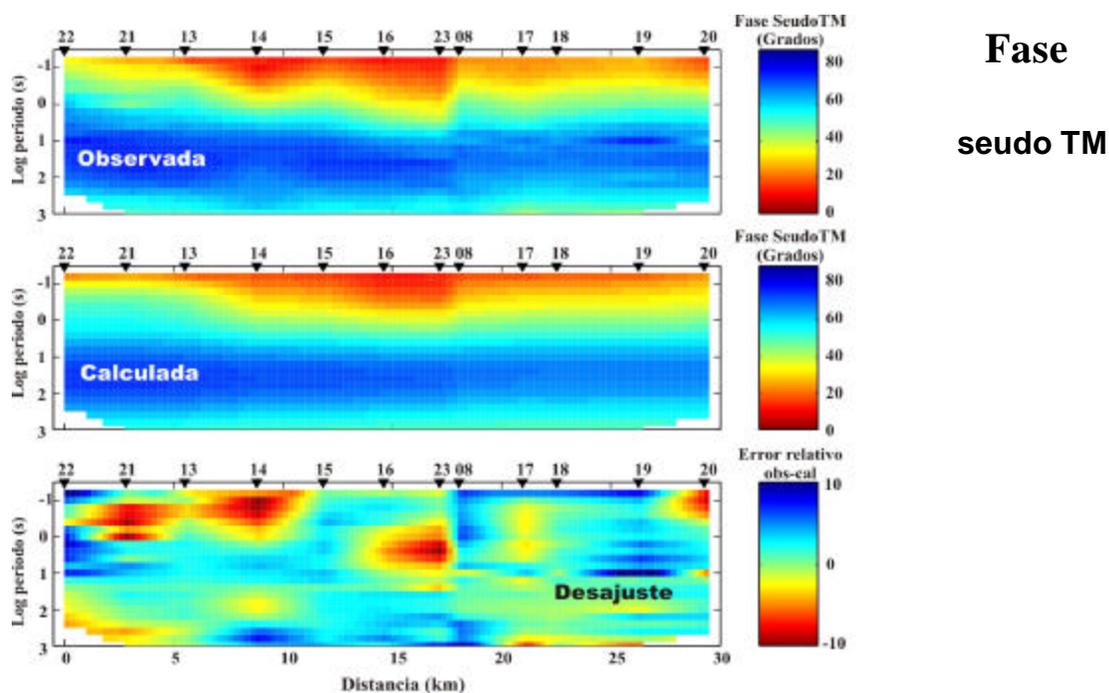


Figura 25. Seudosecciones de resistividad aparente observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 24.



**Fase  
Seudo TE**

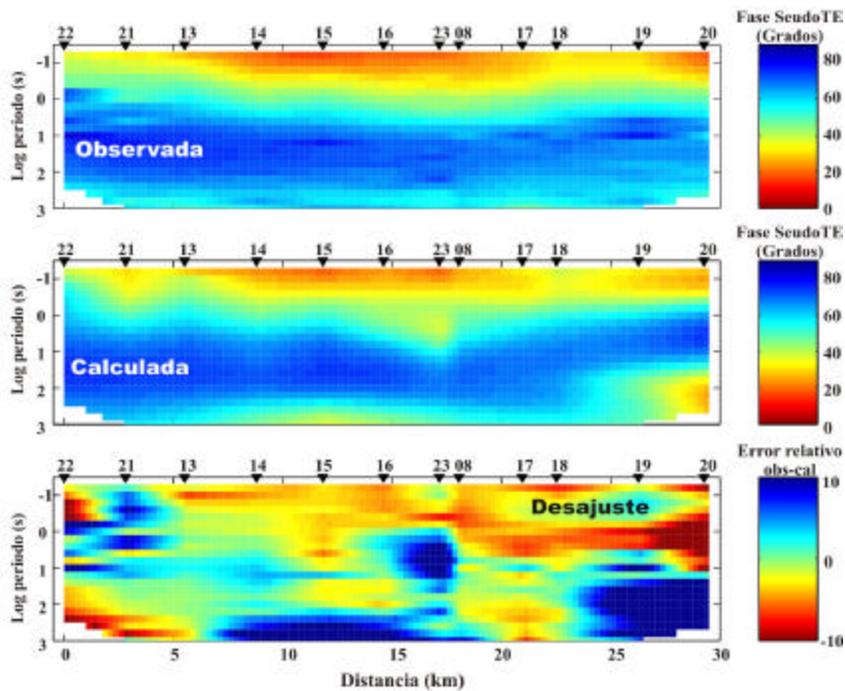


Figura 26. Seudosecciones de fase observada y calculada y su respectivo desajuste, para el modelo óptimo de la Figura 24.

#### IV.7.- Discusión de resultados de MT

La Figura 27 compara los tres modelos óptimos obtenidos a partir de cada uno de los tres conjuntos de impedancias descritos. Como se discutió antes, los tres métodos utilizados para reducir los cuatro elementos del tensor producen un par de impedancias que pueden compararse con los modos TE y TM de un modelo 2-D. Sin embargo, hay diferencias importantes: 1) en el caso de las impedancias a rumbo fijo, los elementos de la diagonal no son mínimos y no se toman en cuenta en la inversión; 2) en el caso de la transformación S-P los cuatro elementos del tensor se usan para calcular  $Z_s$  y  $Z_p$ ; y 3) en el caso del modo pseudo TE-TM, se imponen condiciones 2-D en el dominio S-P y las impedancias resultantes son las que se invierten. A continuación se discuten los modelos óptimos que resultaron de cada uno de estos tres conjuntos de datos.

En el modelo óptimo obtenido con la inversión de las impedancias a rumbo fijo (Figura 27a) se observa una anomalía conductora (1-10 Ohm-m) debajo del sitio 15, a una profundidad de ~10 km. El desajuste total entre las observaciones y la respuesta de este modelo es de  $rms= 6.37$ . Como se mencionó anteriormente, este desajuste se calculó considerando las cuatro funciones de respuesta: dos resistividades y dos fases. La rugosidad (74) es de 1104 (adimensional).

El modelo óptimo obtenido con la inversión de las impedancias S-P (Figura 27b) tiene un desajuste  $rms= 4.62$  y una rugosidad de 577. En este modelo, se aprecian dos cuerpos conductores. El primer cuerpo se refiere a la anomalía más marcada con resistividad entre 1 y 10 Ohm-m, que se encuentra entre los sitios 13 y 14 y a profundidades entre 5 y 15 km. El segundo cuerpo se encuentra debajo del sitio 08 y

representa a una zona conductora de  $\sim 100$  Ohm-m que empieza en la superficie y se prolonga a profundidad.

La Figura 27c muestra el modelo óptimo obtenido con la inversión de las impedancias pseudo TE-TM. Este modelo presenta un desajuste  $rms=7.32$  y una rugosidad de 2465. En este modelo, se aprecia una anomalía conductora (1-10 Ohm-m) separándose en dos cuerpos. Uno de ellos se ubica entre los sitios 13 y 14, a una profundidad de  $\sim 10$  km; y el segundo cuerpo debajo del sitio 15, a una profundidad de  $\sim 5$  km.

A juzgar por el grado de desajuste logrado en cada caso, puede decirse que, bajo las mismas circunstancias, los datos del conjunto S-P se reproducen mejor que los datos a rumbo fijo y que los datos pseudo TE-TM. Si se juzga la rugosidad, nuevamente el modelo S-P es el mejor por ser el más suave. Además el proceso S-P tiene ventajas sobre los otros dos que lo hacen más robusto y que se resumen a continuación.

Como se mencionó antes la rotación a rumbo fijo implica que la información contenida en los elementos  $Z'_{xx}(\mathbf{q}_r)$  y  $Z'_{yy}(\mathbf{q}_r)$  no se toma en cuenta, a pesar de que puede no ser mínima, debido a esto puede perderse información importante.

Para el caso de la transformación S-P, las funciones de respuesta contienen toda la información contenida en el tensor original, sólo que la organizan en términos de dos impedancias,  $Z_s$  y  $Z_p$ , y dos funciones geométricas  $\Delta\mathbf{q}$  y  $\bar{\mathbf{q}}$ .

Finalmente, la validez de la estimación de las impedancias pseudo TE-TM dependerá de qué tan cierta es la suposición de bi-dimensionalidad. Mientras más cierta sea, menos información habremos perdido al suponer que  $\Delta\mathbf{q}$  y  $\bar{\mathbf{q}}$  son cero.

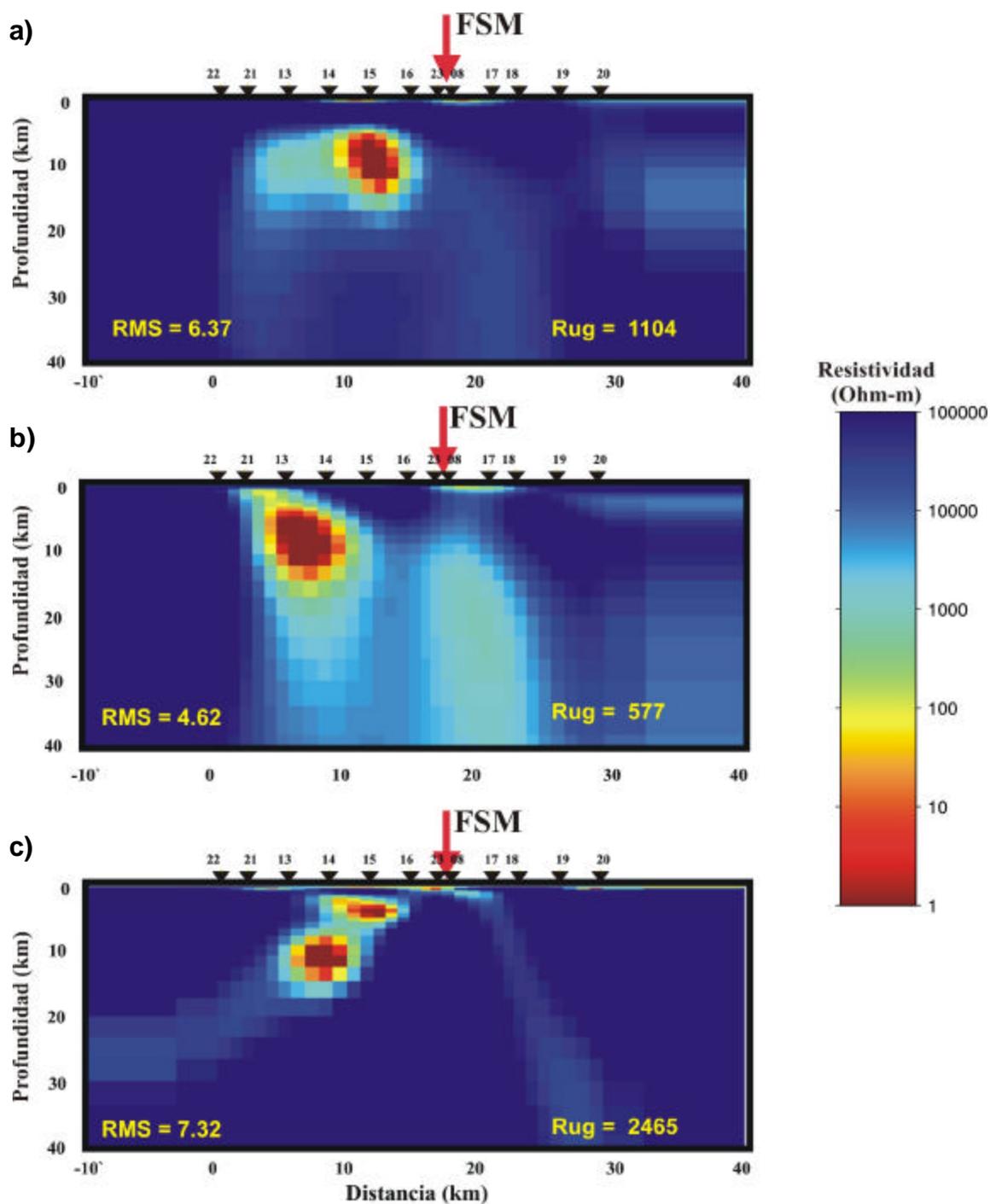


Figura 27. Comparación de los modelos obtenidos con los tres conjuntos de datos. a) Modelo resultante de invertir las impedancias a rumbo fijo. b) Modelo resultante de invertir las impedancias Serie-Paralelo. c) Modelo resultante de invertir las impedancias seudo TE-TM.

Como resultado del análisis anterior se seleccionó el modelo basado en las impedancias serie-paralelo para interpretarlo geológicamente. El modelo puede apreciarse en la Figura 28a, y en la Figura 28b, que es un acercamiento a la parte superficial para apreciar mejor el comportamiento en los primeros 3 km. En esta Figura 28b se puede observar una zona conductora muy somera entre los sitios 13 y 23 (denominada zona A). Esta zona se interpreta asociada a rocas sedimentarias, producto de la descomposición de la tonalita (Gastil et al., 1975). Además encontramos una zona conductora debajo de los sitios 23 y 18 (zona B) que se prolonga hasta una profundidad de 3 km y que se encuentra directamente relacionada con la zona de la falla de San Miguel. Si nos basamos en el mapa geológico (Figura 3), encontraremos que el trazo principal de la FSM pasa por el sitio 08 y se tienen una serie de trazos inferidos hacia el noreste, los cuales deben ser ramificaciones de una zona de falla más extendida. La anomalía D, en la Figura 28a, nos permite extender verticalmente la zona de falla a más de 30 km de profundidad.

La zona C es una anomalía conductora muy marcada en la Figura 28a, que se ubica entre 3 y 15 km de profundidad entre los sitios 21 y 15, este cuerpo conductor puede deberse a un bloque remanente de esquistos pre-batolíticos rodeado por rocas del batolito. La anomalía C se prolonga hacia la superficie, aunque con menor intensidad y menor extensión lateral, entre los sitios 21 y 13. Estructuralmente, podemos inferir una falla bajo el sitio 21 que pudiera asociarse a un segmento de la falla Tres Hermanos. En el mapa geológico (Figura 3) esta falla tiene un trazo inferido que pasa por el sitio 22 y un trazo bien marcado que termina al noroeste del sitio 13.

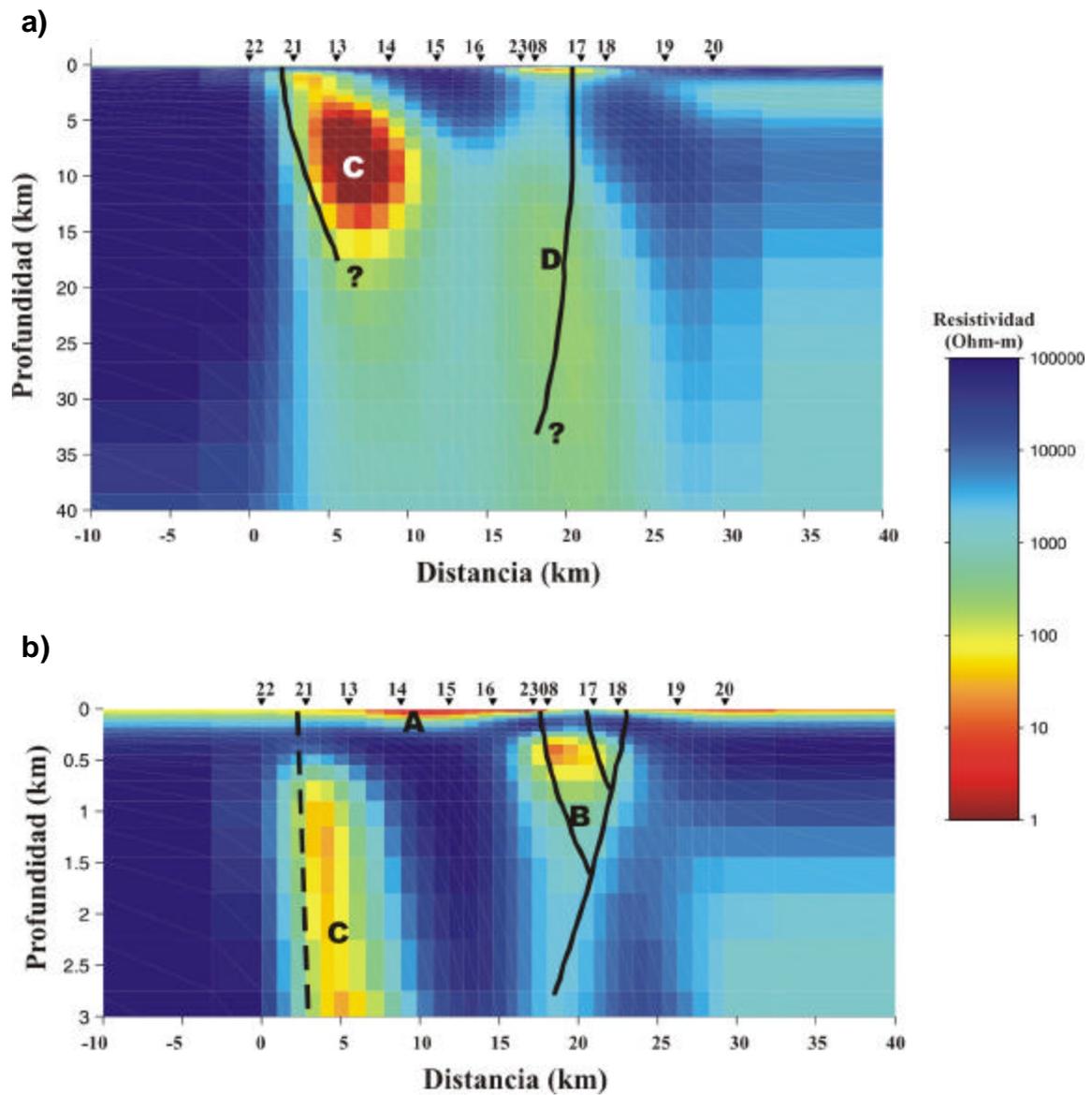


Figura 28. a) Interpretación del modelo de resistividad mostrando hasta 40 km de profundidad. b) Interpretación del modelo de resistividad mostrando los primeros 3 km

## V.- Sismicidad

### V.1.- Observaciones

La sismicidad que se presenta en la cercanía de la falla de San Miguel se ha venido estudiando detalladamente en los últimos años, utilizando redes locales de estaciones sismológicas con registro digital (Frez et al., 2000b). La instrumentación utilizada en las redes consiste de registradoras digitales Reftek 72A-07, equipados con receptores GPS y sismómetros de periodo corto marca MARK L-22 de tres componentes. Para el registro digital se usó una frecuencia de muestreo de 200 muestras/s. Estos instrumentos fueron proporcionados para el proyecto a través del consorcio IRIS/PASSCAL.

La base de datos seleccionada para integrarla a este trabajo es el resultado de un mes de registro en 1997 y cuatro meses en 1998 de una red de 13 estaciones digitales ubicadas en la zona (Frez, comunicación personal). Consiste de 600 eventos locales de muy buena calidad, para los cuales la profundidad hipocentral pudo estimarse confiablemente. Para la localización de hipocentros se utilizó el programa HIPO71 (Lee y Lahr, 1975), con un modelo de velocidad modificado del modelo de Nava y Brune (1982), que es el usado habitualmente para la localización de sismos en la Cordillera Peninsular. El modelo modificado incorpora una capa superficial de baja velocidad  $V_p = 4.6$  km/s, propuesta por Camacho (1989), para la región de la falla de San Miguel, y ha sido llamado modelo *Sierra97* (Frez et al 2000a).

<b>Modelo de velocidades Sierra97</b>			
<b>Vp (km/s)</b>	<b>Vs (km/s)</b>	<b>Profundidad (km)</b>	<b>Espesor (km)</b>
4.6	2.66	0 - 0.5	0.5
5.75	3.32	0.5 - 5.23	4.73
6.57	3.79	5.23 - 19.88	14.65
6.95	4.01	19.88 - 42.02	22.14
8.02	4.63	42.02 - $\infty$	$\infty$

## **V.2.- Distribución espacial de hipocentros**

La Figura 29 muestra, sobre un mapa con el relieve topográfico, la distribución de los epicentros seleccionados, así como la ubicación de las estaciones sismológicas y el trazo superficial de las fallas más importantes. Se pueden notar tres agrupamientos: uno al NW de la zona, dentro del valle de Ojos Negros; otro, con cierto alineamiento a lo largo del segmento sur de la falla de San Miguel, pero concentrado sobre todo en el extremo norte de ese segmento; y un tercero, más pequeño, que puede correlacionarse con el pequeño trazo de una falla que puede ser una extensión al sur de la falla Tres Hermanos. En este último caso la concentración de sismos se encuentra en el hueco entre dos segmentos de falla.

Recientemente Frez et al. (2003), analizando estos datos deducen que existe una propagación de fracturas en dirección perpendicular a los trazos superficiales conocidos, por lo que el origen de la micro-sismicidad puede asociarse a esto, más que al rompimiento a lo largo de las fallas conocidas.

La distribución vertical de los hipocentros se ilustra en la Figura 30. Todos los sismos ubicados dentro del rectángulo de la Figura 29 se proyectaron a un plano  $xz$  que pasa longitudinalmente por el centro del rectángulo (línea discontinua). El histograma adjunto sugiere que la mayor parte de los eventos se encuentran entre 10 y 16 km de

profundidad. En la sección se notan los dos agrupamientos descritos antes, el mayor de ellos bajo el trazo superficial del segmento sur de la falla San Miguel y el más pequeño cercano al pequeño segmento sur de la falla Tres Hermanos. En ninguno de los dos grupos se nota una alineación vertical clara. La estadística de la profundidad indica que en esta zona la interfaz entre corteza frágil y dúctil se encuentra alrededor de los 16 km de profundidad.

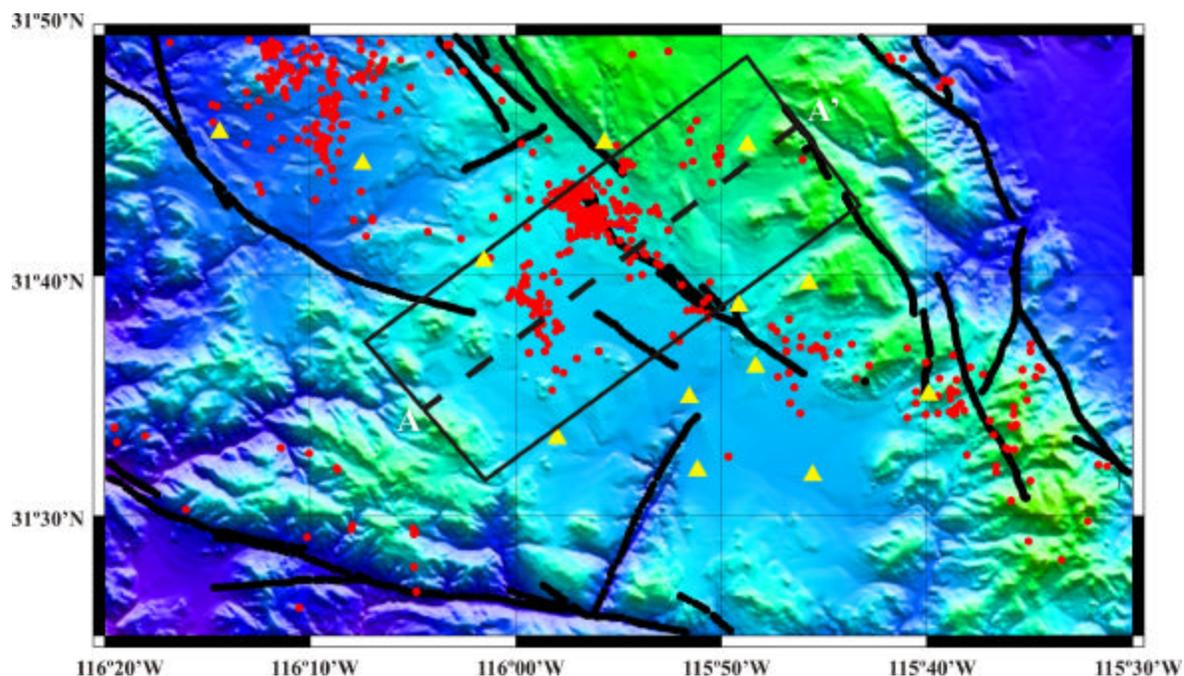


Figura 29. Sismicidad registrada en la zona de estudio, el recuadro delimita la sismicidad utilizada para este trabajo. Los puntos rojos representan los epicentros y los triángulos amarillos son las estaciones de registro sísmológico.

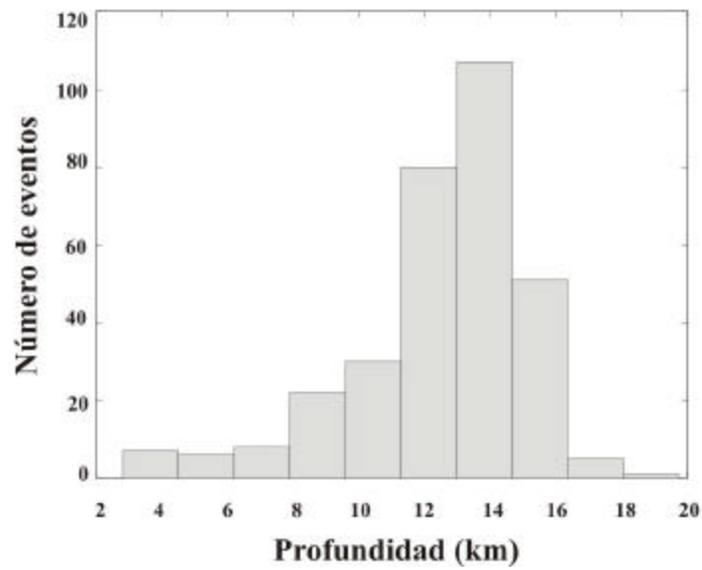
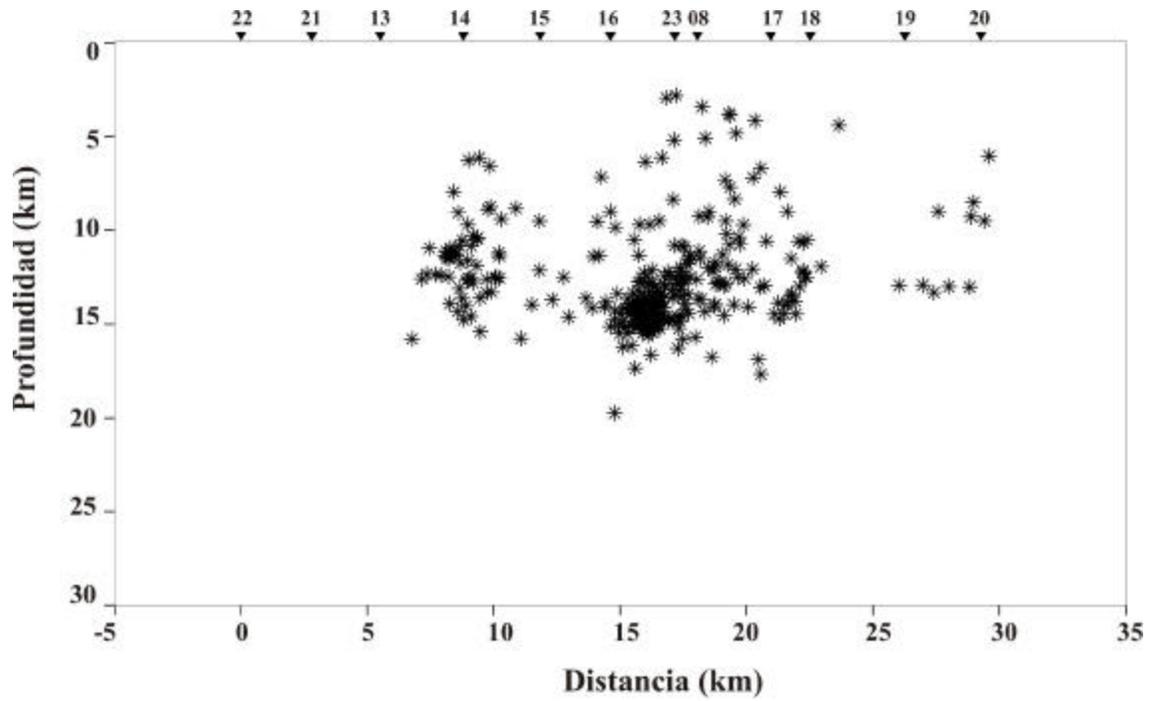


Figura 30. Distribución vertical de los hipocentros e histograma de profundidades.

### **V.3.- Relaciones entre la sismicidad y la conductividad eléctrica**

La causa de las anomalías conductoras en la corteza ha sido discutida en muchos trabajos. Por ejemplo, Kariya y Shankland, (1983), Hyndman, (1988), y Jödicke, (1992) sugieren que existen tres causas principales: 1) altas temperaturas o presencia de fusión parcial, 2) existencia de minerales conductores como ferromagnéticos o grafito, y 3) existencia de fluidos en zonas permeables, ya sea producto de percolación desde la superficie o de la deshidratación de minerales del manto y de la corteza profunda.

En una zona de fallamiento activo, la presencia de fluidos en zonas fracturadas y la concentración de minerales arcillosos pueden aumentar sensiblemente la conductividad eléctrica de las rocas de la corteza. Por ejemplo, Ichiki et al. (1999) muestran que en una región sísmicamente activa en el noroeste de Japón, una capa eléctricamente conductora a profundidades entre 4 y 10 km corresponde a la zona en donde ocurren la mayor parte de los hipocentros. Unsworth et al. (1997) encontraron que en un sector de la falla de San Andrés, la zona donde ocurren los sismos coincide con el contacto entre una zona conductora y una resistiva (Figura 31). Ellos creen que la generación de sismos está muy ligada a la penetración de fluidos en la falla.

En el presente estudio se puede decir que, al igual que en la falla de San Andrés, los sismos ocurren en zonas en donde la resistividad cambia bruscamente y en zonas de resistividad intermedia, como puede observarse en la Figura 32. Los sismos junto al conductor fuerte se encuentran en la zona de mayor gradiente de conductividad y el grupo más grande de hipocentros, asociado a la FSM, se encuentra localizado dentro de una zona medianamente conductora (~100 Ohm-m). Otro detalle importante, que se observa en el

mapa de la Figura 29 es que la sismicidad se encuentra concentrada en los huecos que separan distintos segmentos de las fallas, es decir en zonas de deformación donde puede haber una concentración de esfuerzos. El incremento de esfuerzos puede provocar una mayor interconexión entre poros y un aumento relativo de la conductividad. Una vez que la falla rompe la permeabilidad se incrementa grandemente, los fluidos penetran libremente y además se crean minerales arcillosos que también son conductores, estos factores aumentan mucho la conductividad en esta zona.

Por otra parte la distribución vertical (Figura 30) muestra que la mayor parte de la sismicidad ocurre entre 10 y 16 km de profundidad. De acuerdo con esto, puede decirse que la interfaz dúctil-frágil de la corteza se encuentra a unos 16 km de profundidad. Esta interfaz no parece tener ninguna expresión en el modelo de conductividad, aunque la anomalía más conductora termina aproximadamente a la profundidad de 16 km, no podemos afirmar que esta interfaz se expresa en el modelo de conductividad resultante. La interpretación del modelo (Figura 32), a profundidades mayores a 30 km debe tomar en cuenta dos factores: 1) la resolución decrece de manera logarítmica y, 2) las zonas conductoras más someras actúan como pantallas que impiden “ver” a mayor profundidad. Bajo la zona conductora intensa (entre los sitios 21 y 15) se extiende una sombra que es probablemente un efecto espurio. Por el contrario la zona conductora (~200 Ohm-m) que se extiende bajo la mayor aglomeración de sismos (entre los sitios 16 y 18) es posiblemente más real, aunque hay que tener en cuenta la pérdida de resolución.

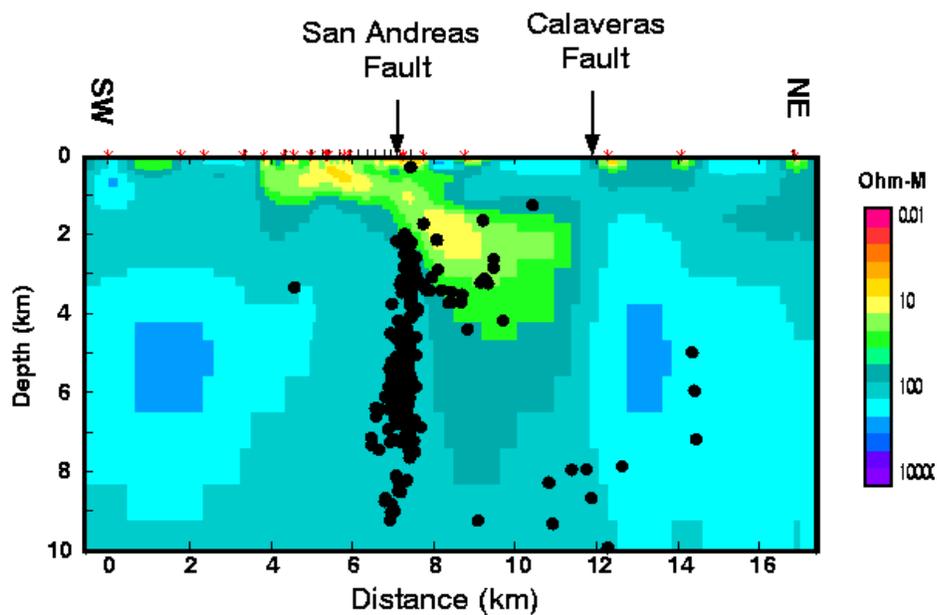


Figura 31. Modelo de resistividad con integración de la sismicidad para un sector de la falla de San Andrés (tomado de Unsworth et al. 1999).

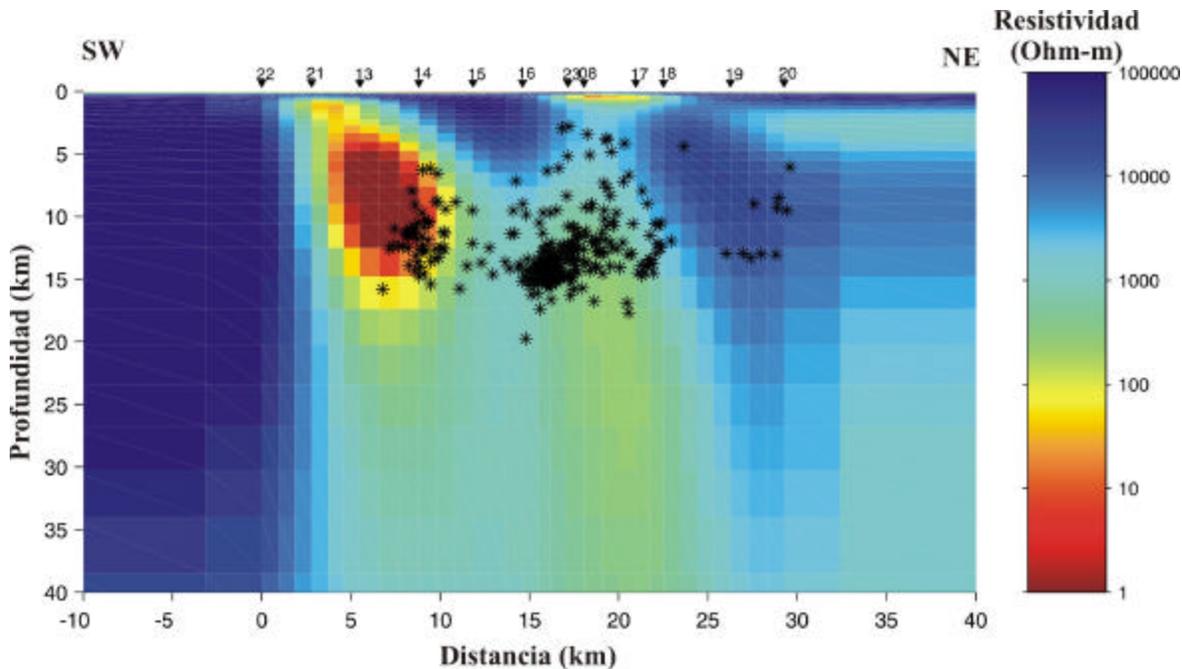


Figura 32. Modelo de resistividad integrando la sismicidad registrada en la zona de la falla de San Miguel.

## VI.- Conclusiones

En la inversión de los datos de dipolo-dipolo se obtuvo un modelo que describe los primeros 2 km de profundidad. Aquí observamos un fuerte contraste entre una zona muy resistiva en la sección noreste del perfil y una zona más conductora hacia el suroeste. La zona resistiva corresponde a un bloque levantado y puede asociarse con rocas intrusivas del batolito, de composición tonalítica. La zona conductora más somera del modelo, representada como la zona A (Figura 9b), se asocia a rocas formadas por sedimentos fluviales post-batolíticos originados por la descomposición de la tonalita, y alcanza una profundidad aproximada de 150 m. La zona B se caracteriza por ser una anomalía muy conductora, que se puede relacionar con la presencia de esquistos y gneises, que son rocas metamórficas pre-batolíticas, que fueron sometidas a altas presiones y temperaturas. Desde el punto de vista estructural, puede apreciarse el trazo principal de la falla de San Miguel debajo del sitio # 7 de nuestro perfil, así como otro trazo entre los sitios 10 y 11.

Como resultado de los tres experimentos que se realizaron con las distintas formas de reducir el tensor de impedancia, llegamos a la conclusión de que el modelo más suave y el que mejor ajusta los datos, fue el obtenido con la transformación Serie-Paralelo. Además, esta transformación utiliza la información contenida en los cuatro elementos del tensor y es independiente de la rotación. Por lo tanto el modelo que resultó del conjunto de datos S-P fue el que se seleccionó para la interpretación.

El modelo óptimo producido por la inversión de las impedancias S-P explica bastante bien los datos, con un  $rms = 4.62$ , es suave y tiene sentido geológico. En el modelo se definen tres zonas principales, la zona A ubicada entre los sitios 13 y 23 a una

profundidad no mayor de los 200 m, la cual puede ser producto de la descomposición de la tonalita. La zona B, que es una zona conductora debajo de los sitios 23 y 18 se prolonga a profundidad convirtiéndose en la zona D, la cual nos permite extender a profundidad la zona de la FSM. La zona C está compuesta por una anomalía conductora muy intensa, ubicada entre 5 y 15 km de profundidad entre los sitios 21 y 15; este cuerpo conductor puede deberse a un bloque remanente de esquistos pre-batolíticos rodeado por rocas del batolito. Además, del mapa geológico regional, podemos inferir una falla en el sitio 21 y el trazo principal de la FSM pasando por el sitio 08 con una serie de trazos secundarios.

La sismicidad se encuentra agrupada en dos zonas principales, una en el extremo norte del segmento sur de la FSM y otra localizada cerca del extremo sur de la falla Tres Hermanos (FTH). La distribución vertical de sismos indica que la mayor parte de éstos ocurren entre los 10 y 16 km de profundidad, por lo que puede decirse que en esta zona la interfaz dúctil-frágil de la corteza se encuentra a unos 16 km de profundidad.

En el caso de la FTH los sismos junto a la anomalía más intensa ocurren en una zona de gradiente de conductividad. En la FSM la sismicidad se encuentra localizada dentro de una zona medianamente conductora (~100 Ohm-m).

## Literatura citada

- Brune, J. N., R. S. Simons, C. Rebolgar y A. Reyes. 1979. "Seismicity and faulting in northern Baja California, in Earthquakes and Other Perils, San Diego Region". P. L. Abbot and W. J. Elliott (Editors), San Diego Association of Geologists, San Diego, California, 83-100.
- Cagniard, L. 1953. "Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting". *Geophysics* 18: 605-635 p.
- Camacho, J. S. 1989. "Estudio de la estructura somera(0-250 m) en un sector de la falla San Miguel". Tesis de Maestria. CICESE, Ensenada, B. C. 75 pp.
- Chave, A.D., D.J. Thomson y M.E. Ander. 1987. "On the robust estimation of power spectra, coherences and transfer functions". *Journal of Geophysical Research*. 92B: 633-648 p.
- Constable, S.C., R.L. Parker y C.G. Constable. 1987. "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data". *Geophysics* 52: 289-300 p.
- deGroot-Hedlin, C., y S. Constable. 1990. "Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data". *Geophysics* 55: 1613-1624 p.
- Doser, D.I. 1992. "Faulting Processes of the 1956 San Miguel, Baja California, Earthquake sequence". *PAGEOPH* 139 (1): 1-16 p.
- Esparza., F.J., J.M. Romo y E. Gomez Treviño. 2002. "2-D inversion of the series and parallel modes of the magnetotelluric impedance tensor". 27th Gral. Assembly European Geophys. Soc., Nice, France.

- Esparza., F.J., y E. Gómez Treviño. 1996. "Inversión of magnetotelluric sounding using a new integral form of the induction equation". *Geophysical Journal International* 127: 452-460 p.
- Frez, J., J.J. González., J. Acosta., F.A. Nava., I. Mendez., J. Carlos., R.E. Garcia Artur y S. Alvarez. 2000a. "A Detailed Microseismicity Study and Current Stress Regime in the Peninsular Ranges of Northern Baja California, México: The Ojos Negros Región". *Bull. Seism. Soc. Am.* 90: 1113-1142 p.
- Frez, J.D, J.J. González., J. Acosta., F.A. Nava., H. Fabriol., S. Alvarez., G. Arellano., J. Carlos., R.E Garcia Artur., I. Mendez y F. Farfán. 2000b. "Monitoreo de sismicidad con redes locales en el norte de Baja California". Reunión Anual UGM, Pto. Vallarta, Jalisco, Octubre.
- Gastil, R.G., R. Phillips y E. Allison. 1975. "Reconnaissance geology of the State of Baja California". The Geological Society of America, Inc. Memoir 140
- Gomez Treviño, E. 1987. "Non-linear integral equations for electromagnetic inverse problems". *Geophysics* 52: 1297-1302 p.
- Grupo RESNOM, 2003
- Hansen, C. 1992. "Regularization Tools". A matlab Package for Análisis and Solution of Discrete Ill-Posed Problems, Versión 3.1 for Matlab 6.0, Technical University of Denmark, DK-2800 Lyngby, Denmark. 107 pp.
- Harvey T.W. 1985. "Geology of the San Miguel Fault zone, northern Baja California, México". Master Thesis, San Diego State University, 330 pp

- Hirabayashi, K., T.K. Rockwell., S.G. Wesnousky., M.W. Stirling y F. Suárez Vidal. 1996. "A Neotectonic Study of the San Miguel-Vallecitos Fault, Baja California, México". *Bull. Seism. Soc. Am.* 86: 1770-1783 p.
- Hyndman, R.D. 1988. "Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones and trapped water in the crust over a subducting plate". *J. Geophys. Res.* **93**: 13391–13405 p.
- Ichiki, M., M. Mishina., T. Goto., N. Oshiman., N. Sumitomo y H. Utada. 1999. "Magnetotelluric investigations for the seismically active area in northern Miyagi prefecture, northeastern Japan". *Earth Planets Space.* 51: 351-361 p.
- Jödicke, H. 1992. "Water and graphite in the earth's crust-an approach to interpretation of conductivity models". *Surv. Geophys.* **13**: 381–407 p.
- Johnson T., J. Madrid y Koczynski. 1976. "A study of microseismicity in northern B.C. México". *Bull Seism. Soc. Am.* 66: (6): 1921-1929 p.
- Kariya, K.A. y T.J. Shankland. 1983. "Electrical conductivity of dry lower crustal rocks". *Geophys.* **48**: 52–61 p.
- Lee, W.H., y J.C. Lahr. 1975. "HIPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquake". U.S. Geol. Surv. Open-file Rept 75-311: 114 pp.
- Mackie, R.L. y T.R. Madden. 1993. "Three-dimensional magnetotelluric modeling and inversion". *Proc. IEEE*, 77: 318-333 p.
- Madden, T.R. y P. Nelson. 1969. "A defense of Cagniard's magnetotelluric method". *Geophysics Reprint Series No. 5, Soc. Expl. Geophys.*, 1986: 89-102 p.

- Mitsuhata, Y. y T. Uchida. 2004. "3D magnetotelluric modeling using the T-O finite element method". *Geophysics* 69: (1): 108-119 p.
- Nava, F.A., y J.N. Brune. 1982. "An earthquake-explosion reversed refraction line in the peninsular ranges of Southern California and Baja California Norte". *Bull. Seism. Soc. Am.* 72: 1195-1206 p.
- Newman, G.A., y D.L. Alumbaugh. 1997. "Three dimensional massively parallel electromagnetic inversion-I. Theory: *Geophys. J. Internat.* 114: 12-20 p.
- Oldenburg, D.W. 1979. "One-Dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations". *Geophysics* 44: 1218-1244 p.
- Orellana, E. 1972. "Prospección Geoeléctrica en corriente continua". Ed. Paraninfo Madrid. 523 p.
- Pérez Flores, M. A., S. Méndez Delgado y E. Gómez Treviño. 2001. "Imaging of low-frequency and de electromagnetic fields using a simple linear approximation". *Geophysics* **66 (4)**: 1067-1081 p. (CPGAA20002).
- Reyes, A., J.N. Brune., L. Canales., J. Madrid., C. Rebollar., L. Munguia y T. Baker. 1975. "A microearthquake survey of the San Miguel Fault, Baja California, México". *Geoph. Res. Letters* 2: 56-59p.
- Rodi, W., y R.L. Mackie. 2001. "Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion". *Geophysics* 66: 174-187 p.
- Romo, J.M. 2002. "Conductividad eléctrica de la litosfera de baja California en la región de Vizcaíno, B.C.S". Tesis Doctoral. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada B.C: 151 pp.

- Shor R.R. y E. Roberts. 1958. "San Miguel Baja California Norte earthquakes of february 1956". A field report . Bull. Seism. Soc. Am. 48: 101-116 p.
- Soares J.J. 1981. "Estudio de microsismicidad a lo largo de dos sectores de la falla de San Miguel, B.C". Tesis. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada B.C. 60 pp.
- Soares J.J. 2002. "Aplicación de la microzonacion sísmica a la seguridad de estructuras críticas en la ciudad de ensenada". Tesis de Maestria. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada B.C.
- Stein R.S. 2003. "Earthquake conversations". Scientific American 288 (1):72-79 p.
- Stock J.M., A. Martín Barajas., F. Suárez Vidal y M. Miller. 1991. "Miocene to Holocene Extensional Tectonics and Volcanic Stratigraphy of NE Baja California, Mexico". En: Walawender M. J. y Hanan B. (eds.). "Geological excursions in Southern California and Mexico". 1991 Annual Meeting Geological Society of America San Diego, California. 44-67.
- Suárez Vidal, F., R. Armijo., G. Morgan., P. Bodin y R.G. Gastil. 1991. "Framework of recent and active faulting in Northern Baja California, in The Gulf and Peninsular Province of the Californias". B. Simoneit y J.P. Dauphin (editors), American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Oklahoma, 285-300.
- Swift, C.M. 1967. "A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States". Ph.D. thesis, Mass.Inst of Tech.

- Tikhonov, A.N. 1950. "On determining electrical characteristics of the Dep. layers of the earth's crust". En Vozoff, K. (ed.), "magnetotelluric methods" Geophys. Reprint Ser. 5, Soc. Expl. Geophys.: 2-3 p.
- Unsworth, M., P.E. Malin., G.D. Egbert y J.R Booker. 1997. "Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California". *Geology* 25: 359-362 p.
- Vozoff, K. 1991. "The magnetotelluric method". En: Nabighian, M.N., (ed.), "Electromagnetic methods in applied geophysics, 2, Applications". Soc Expl. Geophys.: 641-711 p.
- Wesnousky, S.G. 1986. "Earthquake Quaternary faults and seismic hazard in California". *Journal of Geophysical Research*. 91 (B12): 12587-12963 p.

## **Apéndice A**

**Datos de resistividad de corriente directa con arreglo dipolo-dipolo**

<b>Datos del perfil dipolo-dipolo</b>						
<b>Lectura</b>	<b>Transmisor (Tx)</b>	<b>Receptor (Rx)</b>	<b>G (m)</b>	<b>I (A)</b>	<b>DV (mV)</b>	<b>r a (Ohm-m)</b>
1	1-2	3-4	4712.389	5.60	20.30	17.08
2	1-2	4-5	18849.56	5.82	6.26	20.27
3	1-2	5-6	47123.89	6.40	2.71	19.95
4	1-2	6-7	94247.78	5.11	1.21	22.32
5	1-2	7-8	164933.6	7.26	1.54	34.99
6	1-2	8-9	263893.8	7.27	1.10	39.93
7	1-2	9-10	395840.7	7.90	0.78	39.08
8	1-2	10-11	565486.7	7.90	1.03	73.73
9	1-2	11-12	777544.2	8.13	2.18	208.49
10	1-2	12-13	1036726	8.13	0.85	108.39
11	1-2	13-14	1347743	8.54	1.60	252.50
12	1-2	14-15	1715310	8.56	1.00	200.39
13	1-2	15-16	2144137	8.75	1.48	362.67
14	1-2	16-17	2638938	8.75	0.96	289.53
15	1-2	17-18	3204425	7.60	0.52	219.25
16	1-2	18-19	3845309	7.84	0.50	245.24
17	2-3	18-19	3204425	5.78	0.49	271.66
18	2-3	17-18	2638938	5.79	0.60	273.47
19	2-3	16-17	2144137	8.67	1.41	348.70
20	2-3	15-16	1715310	8.83	2.63	510.90
21	2-3	14-15	1347743	6.44	0.96	200.91
22	2-3	13-14	1036726	6.41	1.08	174.67
23	2-3	12-13	777544.2	6.50	0.89	106.46
24	2-3	11-12	565486.7	6.50	2.30	200.10
25	2-3	10-11	395840.7	6.60	1.10	65.97
26	2-3	9-10	263893.8	6.60	0.91	36.39
27	2-3	8-9	164933.6	6.52	1.48	37.44
28	2-3	7-8	94247.78	6.52	2.02	29.20
29	2-3	6-7	47123.89	6.52	2.51	18.14
30	2-3	5-6	18849.56	6.52	5.20	15.03
31	2-3	4-5	4712.389	6.58	17.60	12.60
32	3-4	5-6	4712.389	3.57	7.02	9.27
33	3-4	6-7	18849.56	3.57	2.31	12.20
34	3-4	7-8	47123.89	5.16	2.21	20.18
35	3-4	8-9	94247.78	5.16	1.48	27.03
36	3-4	9-10	164933.6	5.11	0.84	27.11
37	3-4	10-11	263893.8	5.11	0.93	48.03
38	3-4	11-12	395840.7	4.95	1.71	136.75
39	3-4	12-13	565486.7	4.95	0.78	89.11
40	3-4	13-14	777544.2	4.90	1.14	180.90

41	3-4	14-15	1036726	4.96	0.73	152.58
42	3-4	15-16	1347743	4.62	1.06	309.22
43	3-4	16-17	1715310	4.63	0.58	214.88
44	3-4	17-18	2144137	5.92	0.40	144.87
45	3-4	18-19	2638938	5.74	0.58	266.65
46	4-5	18-19	2144137	5.70	0.75	282.12
47	4-5	17-18	1715310	5.70	0.65	195.61
48	4-5	16-17	1347743	5.44	0.90	222.97
49	4-5	15-16	1036726	5.41	1.50	287.45
50	4-5	14-15	777544.2	5.27	1.03	151.97
51	4-5	13-14	565486.7	5.27	1.10	118.03
52	4-5	12-13	395840.7	5.93	0.81	54.07
53	4-5	11-12	263893.8	4.85	1.61	87.60
54	4-5	10-11	164933.6	4.75	0.83	28.82
55	4-5	9-10	94247.78	4.75	0.86	17.06
56	4-5	8-9	47123.89	3.24	1.12	16.29
57	4-5	7-8	18849.56	3.28	1.98	11.38
58	4-5	6-7	4712.389	2.11	3.91	8.73
59	5-6	7-8	4712.389	2.76	5.40	9.22
60	5-6	8-9	18849.56	2.76	2.18	14.89
61	5-6	9-10	47123.89	3.85	1.41	17.26
62	5-6	10-11	94247.78	3.85	1.10	26.93
63	5-6	11-12	164933.6	5.13	2.59	83.27
64	5-6	12-13	263893.8	5.13	0.94	48.35
65	5-6	13-14	395840.7	5.35	1.30	96.19
66	5-6	14-15	565486.7	5.35	0.99	104.64
67	5-6	15-16	777544.2	5.67	1.27	174.16
68	5-6	16-17	1036726	5.67	1.00	182.84
69	5-6	17-18	1347743	5.00	0.32	86.26
70	5-6	18-19	1715310	5.00	0.51	175.99
71	6-7	18-19	1347743	3.40	0.55	218.02
72	6-7	17-18	1036726	3.41	0.95	288.82
73	6-7	16-17	777544.2	3.50	0.80	177.72
74	6-7	15-16	565486.7	3.50	1.94	313.44
75	6-7	14-15	395840.7	3.27	1.35	163.42
76	6-7	13-14	263893.8	3.26	1.69	136.80
77	6-7	12-13	164933.6	3.33	1.55	76.77
78	6-7	11-12	94247.78	3.33	4.25	120.29
79	6-7	10-11	47123.89	3.30	2.51	35.84
80	6-7	9-10	18849.56	3.30	4.11	23.48
81	6-7	8-9	4712.389	3.38	12.70	17.71
82	7-8	9-10	4712.389	3.10	16.60	25.23
83	7-8	10-11	18849.56	3.10	7.50	45.60
84	7-8	11-12	47123.89	3.10	11.10	168.73

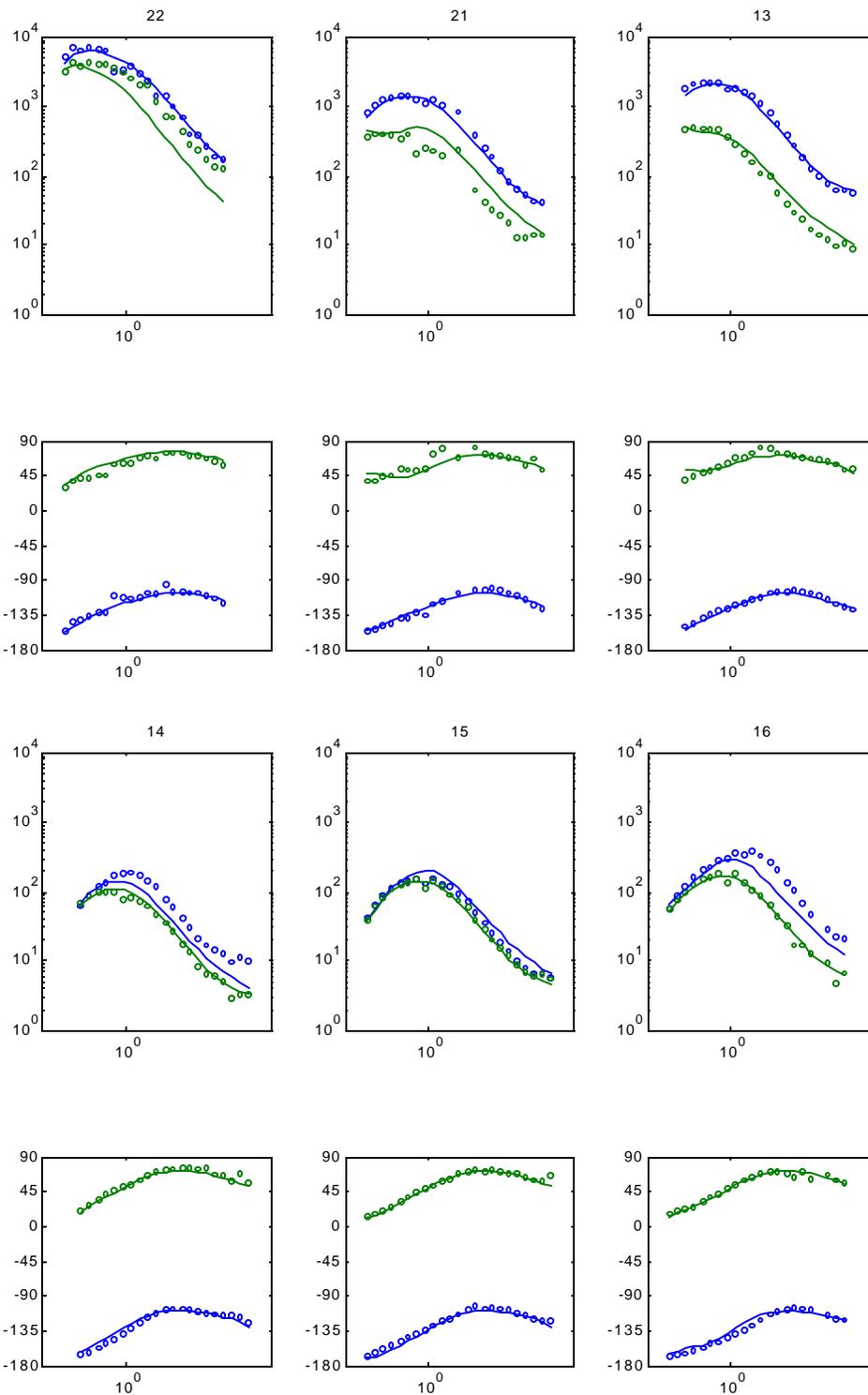
85	7-8	12-13	94247.78	3.10	4.07	123.74
86	7-8	13-14	164933.6	3.00	4.87	267.74
87	7-8	14-15	263893.8	3.00	3.27	287.64
88	7-8	15-16	395840.7	3.07	4.01	517.04
89	7-8	16-17	565486.7	3.00	2.03	382.65
90	7-8	17-18	777544.2	3.00	1.38	357.67
91	7-8	18-19	1036726	3.00	1.18	407.78
92	8-9	18-19	777544.2	3.67	2.21	468.22
93	8-9	17-18	565486.7	3.65	2.46	381.12
94	8-9	16-17	395840.7	3.53	3.71	416.03
95	8-9	15-16	263893.8	3.53	7.38	551.71
96	8-9	14-15	164933.6	2.60	4.26	270.24
97	8-9	13-14	94247.78	2.60	6.63	240.33
98	8-9	12-13	47123.89	2.53	5.54	103.19
99	8-9	11-12	18849.56	2.53	17.00	126.66
100	8-9	10-11	4712.389	2.54	15.40	28.57
101	9-10	11-12	4712.389	2.27	34.00	70.58
102	9-10	12-13	18849.56	2.27	7.80	64.77
103	9-10	13-14	47123.89	2.32	7.88	160.06
104	9-10	14-15	94247.78	2.32	4.76	193.37
105	9-10	15-16	164933.6	3.25	8.06	409.04
106	9-10	16-17	263893.8	3.25	3.84	311.80
107	9-10	17-18	395840.7	3.28	2.35	283.61
108	9-10	18-19	565486.7	3.28	2.21	381.01
109	10-11	18-19	395840.7	2.66	14.80	2202.42
110	10-11	17-18	263893.8	2.66	16.70	1656.78
111	10-11	16-17	164933.6	2.71	31.40	1911.04
112	10-11	15-16	94247.78	2.71	72.00	2504.00
113	10-11	14-15	47123.89	2.72	74.10	1283.78
114	10-11	13-14	18849.56	2.72	146.00	1011.78
115	10-11	12-13	4712.389	2.72	288.00	498.96
116	11-12	13-14	4712.389	3.00	876.00	1376.02
117	11-12	14-15	18849.56	3.00	334.00	2098.58
118	11-12	15-16	47123.89	2.95	278.00	4440.83
119	11-12	16-17	94247.78	2.95	113.00	3610.17
120	11-12	17-18	164933.6	2.93	61.50	3461.92
121	11-12	18-19	263893.8	2.93	54.40	4899.60
122	12-13	18-19	164933.6	2.48	40.60	2700.12
123	12-13	17-18	94247.78	2.48	47.70	1812.75
124	12-13	16-17	47123.89	2.46	101.00	1934.76
125	12-13	15-16	18849.56	2.46	291.00	2229.76
126	12-13	14-15	4712.389	2.45	3600.00	6924.33
127	13-14	15-16	4712.389	2.06	1200.00	2745.08
128	13-14	16-17	18849.56	2.06	331.00	3028.74

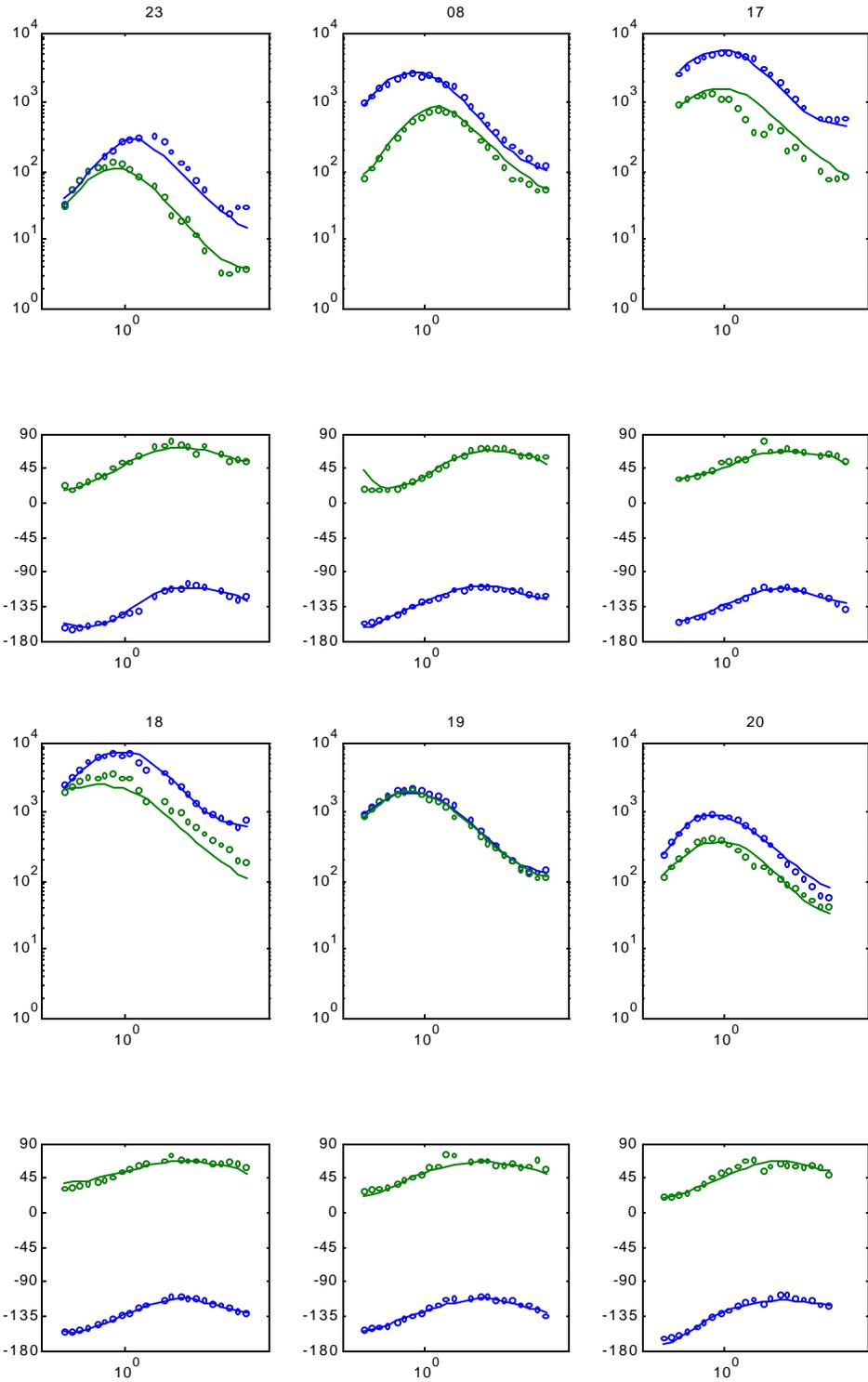
129	13-14	17-18	47123.89	2.07	129.00	2936.71
130	13-14	18-19	94247.78	2.07	106.00	4826.21
131	14-15	18-19	47123.89	1.99	103.00	2439.08
132	14-15	17-18	18849.56	1.99	140.00	1326.10
133	14-15	16-17	4712.389	1.99	444.00	1051.41
134	15-16	17-18	18849.56	2.37	600.00	4772.04
135	15-16	18-19	4712.389	2.37	404.00	803.29
136	16-17	18-19	4712.389	2.01	397.00	930.76

## **Apéndice B**

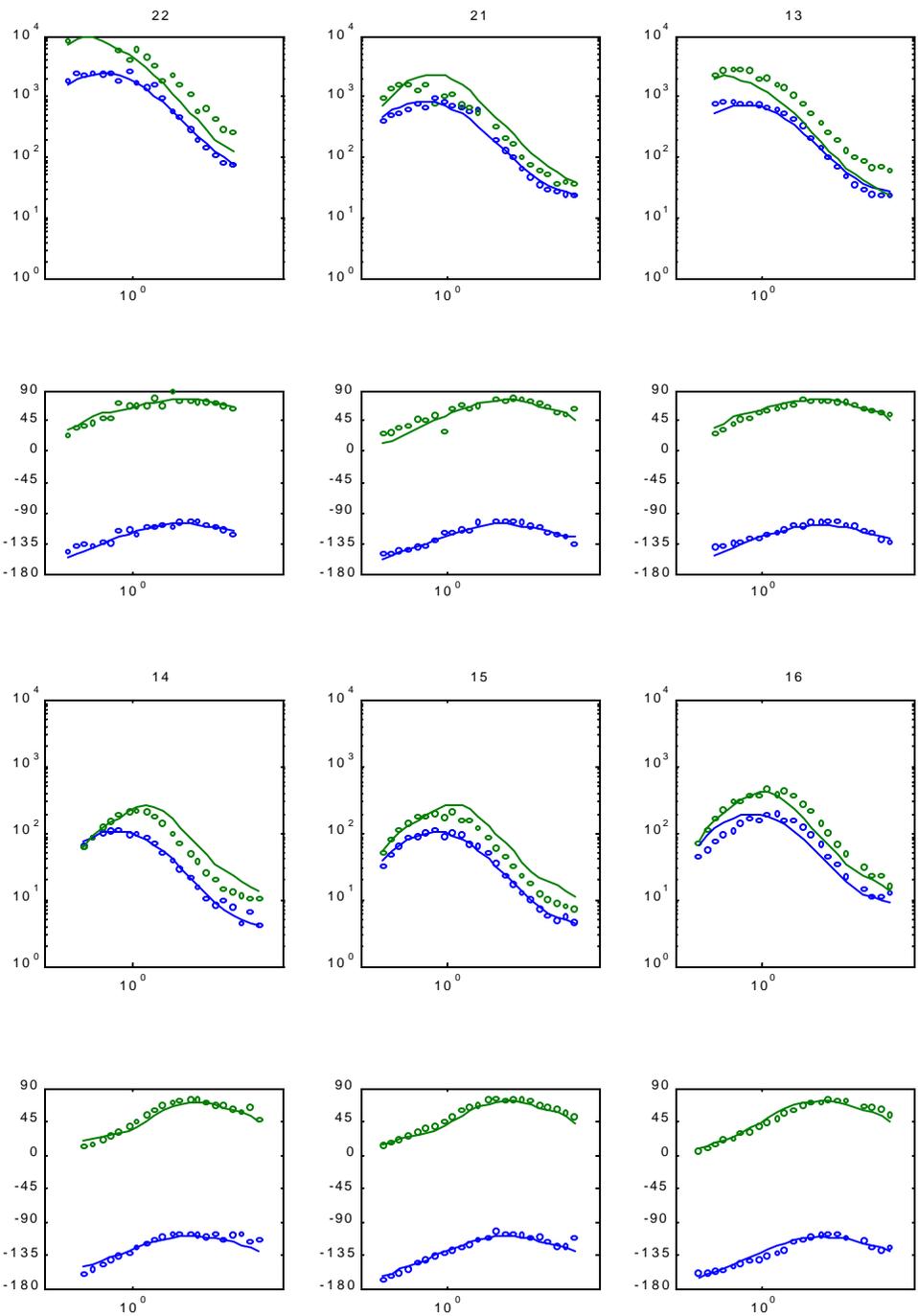
**Curvas de resistividad aparente y fase, observada y calculada, para los tres experimentos realizados con el tensor de impedancia**

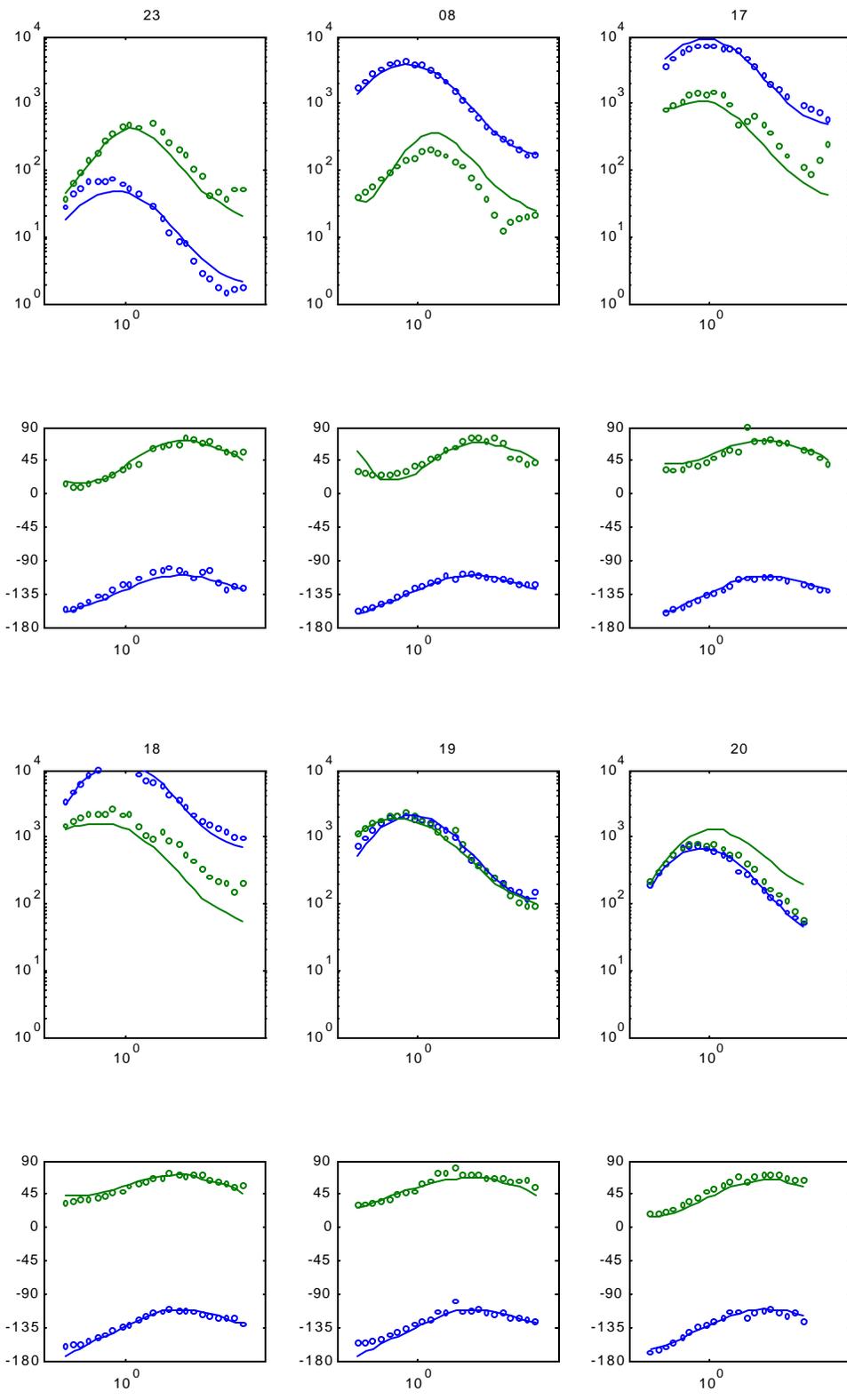
## CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE Y FASE PARA LA TRANSFORMACION SERIE PARALELO





### CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE Y FASE PARA LA TRANSFORMACION ROTACIÓN A RUMBO FIJO





## CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE Y FASE PARA LA TRANSFORMACION SEUDO TE-TM

