



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“EL MÉTODO MT PARA LA PROSPECCIÓN DE
ESTRUCTURAS SUPERFICIALES”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERA GEOFÍSICA

P R E S E N T A:

TANIA ACOSTA SOLÍS.

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F., 2007.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-925

SRITA. TANIA ACOSTA SOLÍS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Claudia Arango Galván y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

EL MÉTODO MT PARA LA PROSPECCIÓN DE ESTRUCTURAS SUPERFICIALES

	RESUMEN
	INTRODUCCIÓN
I	FUNDAMENTOS DEL MÉTODO
II	ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO
III	IMPLEMENTACIÓN DE CAMPO Y ADQUISICIÓN DE DATOS
IV	ANÁLISIS Y MODELADO DE DATOS
V	INTERPRETACIÓN
	CONCLUSIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

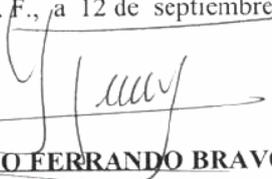
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 12 de septiembre de 2006

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg


Agradecimientos

Agradezco al Departamento de Geofísica de CFE, en especial a los ingenieros Alejandro Reyes y Daniel Saucedo por apoyarme con el equipo y adquisición de los datos para el desarrollo de la tesis, así como por proporcionarme los medios para procesar e interpretar los datos con el software con que cuenta CFE.

Al Dr. René Chávez Segura por adoptarme como estudiante para que yo pudiera recibir el apoyo académico y económico del Instituto; así como por sus consejos y enseñanzas en la Facultad de Ingeniería.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM, por el apoyo académico y económico que me brindó durante el desarrollo de la tesis.

Agradezco en especial a mi Doc. Claudia Arango Galván por la confianza que me tuvo, por todo lo que me enseñó, por su tiempo, por su interés, por dar siempre más del 100% y sobre todo por su amistad. Gracias por los jalones de oreja y por las buenas y largas charlas.

Al Ing. Rafael Aranda L. por su ayuda e interés, pero sobre todo por su amistad.

A Luis Bautista por brindarme su apoyo y amistad en cualquier momento, gracias por siempre estar al tanto y por siempre sugerirme alguna solución a cualquier problema que se presentara.

A mí querida Facultad de Ingeniería, por todo lo que aprendí en el tiempo que pasé en ella y por todos los buenos amigos que gané, nunca voy a olvidar mi Fac.

En las siguientes líneas quiero agradecer a todas las personas que a lo largo de mi corta vida han estado a mi lado compartiendo triunfos y fracasos, que me han brindado su amistad, su apoyo y sus bendiciones.

En primer lugar quiero agradecer a mis eternos e incondicionales amigos, mis padres. Quiero que sepan que siempre viviré agradecida por darme todas las herramientas para ser feliz y ser cada día una mejor persona. Ma, gracias por todos tus sacrificios, cuidados, atenciones y amor en todos estos años, gracias por tu ejemplo; espero que de alguna forma todo lo que has sacrificado haya valido la pena. Pa, gracias por siempre estar como tú dices "al pie del cañón", aunque a veces seas muy duro, siempre he sabido apreciarlo; gracias por siempre intentar entender mis decisiones y no cuestionarme tanto, gracias por confiar en mí.

A mis hermanos, Brenda, Pablo y mi manita Amy por estar a mi lado y darme su cariño. Porque en realidad creo que a pesar de todo siempre vamos a estar juntos en los momentos difíciles y en los no tan difíciles.

A Erick, por todo el amor que me da, por ser paciente conmigo, por todos los momentos bonitos que pasamos y por los tiempos que vendrán. Gracias por ser mi mejor amigo y confidente.

A **TODOS** mis amigos. No los voy a numerar porque todos y cada uno tienen un lugar muy especial en mi corazón, basta con decir que la vida no es vida sin amigos. Siempre hace falta un hombro en el cual llorar, un consejo, un abrazo, banda con quién festejar y alguien a quién culpar por llegar tarde a casa 😊.

A la Fundación Alberto y Dolores Andrade, de quienes recibí no sólo su apoyo económico, sino también un trato muy humano. Llegaron a mi vida en un momento muy difícil y me apoyaron por casi 15 años. Gracias por su confianza, gracias por apoyar a tantos niños y jóvenes que como yo desean superarse. Quiero que sepan que a lo largo del tiempo llegué a sentir un gran cariño por la Fundación y no encuentro las palabras exactas para expresar mi agradecimiento. Espero y confío en que ADA continuará por siempre apoyando a los niños mexicanos.

A todos mis maestros, por todo lo que pude aprender de ellos y por darme las herramientas para seguir superándome.

Gracias a todos los que hoy hacen posible que cumpla una de mis metas.

Índice

Introducción.....	i
Objetivos generales.....	iii
Objetivos particulares.....	iii
I. Fundamentos del Método.....	1
I.1 Teoría electromagnética.....	1
I.1.1 Ecuaciones de Maxwell.....	2
Dominios del tiempo y de la frecuencia.....	4
I.1.2 Leyes o relaciones constitutivas.....	5
I.1.3 Modelos simplificados.....	8
Modelo estacionario o estático.....	8
Modelo ondulatorio.....	9
Modelo cuasi-estático o cuasi-estacionario.....	9
I.2 Fundamentos del Método Magnetotelúrico.....	10
Características de la fuente.....	11
I.2.1 Bases teóricas.....	11
Ecuaciones de Maxwell para el Método MT.....	12
Funciones de respuesta magnetotelúrica.....	12
Tensor de impedancias.....	13
Función de transferencia geomagnética.....	14
Otros parámetros de interés.....	15
I.2.2 Configuración de campo.....	15
Caso particular: CSAMT.....	17
Campo lejano y campo cercano.....	18
I.2.3 Proceso de datos.....	19
Evaluación de la validez de las respuestas.....	21
II. Antecedentes de la zona de estudio.....	23
II.1 Geología de la zona.....	23
Fisiografía.....	24
Litoestratigrafía.....	25
Formación las Trancas (JKit).....	25
Formación o Complejo calcáreo El Doctor.....	25
Formación Tamaulipas (Kit).....	26
Formación Soyatal-Méndez (Kss).....	27
Tectónica.....	27
Hidroestratigrafía de la región.....	31
II.2 Estudios previos.....	32
Geofísica previa en la zona.....	32
Estudio de carsticidad en la región.....	36
Minería y geotermia.....	38
Hidroestratigrafía.....	39
Otros trabajos de interés.....	40
III. Implementación de campo y adquisición de datos.....	41
III.1 Diseño de la campaña.....	41
Características del equipo MT.....	42
Bobinas.....	42
Dipolos.....	43

<i>Equipo empleado</i>	43
<i>Componentes del sistema receptor estándar</i>	44
<i>Componentes del equipo transmisor</i>	44
III.2 <i>Características de la adquisición</i>	45
<i>Evaluación de los Sondeos Magnetotélúricos</i>	51
<i>Ubicación de los sondeos</i>	53
III.3 <i>Curvas de resistividad aparente y fase</i>	54
IV. <i>Análisis y modelado de datos</i>	57
IV.1 <i>Análisis dimensional</i>	58
Caso 1D.....	59
Caso 2D.....	59
Caso 3D.....	61
<i>Parámetros de análisis dimensional</i>	62
<i>Invariantes</i>	62
<i>Asimetría</i>	63
<i>Elípticidad</i>	64
<i>Diagramas polares</i>	64
<i>Función de transferencia geomagnética o tipper</i>	66
<i>Análisis de invariantes WAL</i>	67
IV.2 <i>Análisis direccional</i>	70
<i>Corrección por Static Shift</i>	74
IV.3 <i>Inversión</i>	76
<i>Inversión 1D</i>	77
<i>Inversión 2D</i>	78
V. <i>Interpretación</i>	83
V.1 <i>REBOCC (Reduce Basis Occam's Inversion)</i>	83
<i>Modelo geoelectrico 2D generado con el REBOCC</i>	84
V.2 <i>Gradientes conjugados no lineales (NLCCG)</i>	87
<i>Modelos geoelectricos 2D generados con el NLCCG</i>	88
<i>Inversión del modo TM</i>	89
<i>Inversión del modo TM + TE</i>	89
<i>Análisis de sensibilidad</i>	95
V.3 <i>Análisis comparativo de modelos</i>	95
V.4 <i>Correlación geológica</i>	96
Conclusiones	99
Referencias	101
Apéndice	107

Resumen

Este trabajo se enfoca en la caracterización geoelectrica de un perfil ubicado en Jiliapan, Hidalgo, como parte de un estudio integral para la evaluación de factibilidad de un proyecto hidroeléctrico, específicamente, la zona del túnel de conducción.

Para la obtención de la imagen geoelectrica se utilizó el Método Magnetotelúrico cuyos fundamentos teóricos, adquisición e implementación de campo, así algunas de las herramientas de análisis de datos empleadas en MT para generar un modelo geoelectrico 2D se abordan en esta tesis.

A partir de un análisis de los datos se pudo establecer una técnica de interpretación adecuada a las características dimensionales de los datos, se generó un modelo bidimensional, que fue correlacionado con la información geológico-estructural descrita, pudiendo reconocer una zona de falla asociada al plegamiento y una falla normal que en el reconocimiento geológico sólo había sido inferida.

En el primer capítulo se describen los principios de la teoría electromagnética y cómo se adaptan las ecuaciones de Maxwell para el Método MT, así como las premisas del método.

El Capítulo II incluye todos los antecedentes geológico-estructurales y geofísicos del área de estudio. En este se describen las principales formaciones, estructuras geológicas y características de las rocas que existen en el área.

La implementación de campo y la adquisición de datos seguida en este trabajo se abordan en el Capítulo III, que sirven como recomendación para lograr en lo posible que los datos sean de buena calidad. En los Capítulos IV y V se explican el análisis de datos, la inversión 1D y 2D y la modelación de los datos magnetotelúricos así como la interpretación de los modelos obtenidos, haciendo notar las diferentes capacidades de los algoritmos en la solución del problema en particular.

Finalmente, en las conclusiones, se comentan los resultados obtenidos en función de los objetivos planteados inicialmente y se proponen técnicas adicionales de evaluación para detallar el estudio de factibilidad.

Introducción

En prospección geofísica, existen una gran variedad de métodos que miden diferentes propiedades físicas del subsuelo para su caracterización. La elección del método, en particular, se hace con base en los objetivos del estudio y las posibilidades de los métodos.

En los últimos años, los métodos electromagnéticos han probado tener una gran aplicación en la búsqueda de recursos naturales, así como para la evaluación de riesgos geológicos. Como todos los métodos geofísicos, se basan en la medición de algunas propiedades físicas del medio, en este caso, en la variación de las propiedades magnéticas y eléctricas, tales como la conductividad eléctrica (σ), la permeabilidad magnética (μ) y la permitividad dieléctrica (ε).

En particular, el Método Magnetotelúrico (MT), mide la variación de la conductividad del medio, y ha sido implementado para la caracterización de sistemas kársticos, para conocer la estratigrafía, la arquitectura del basamento rocoso, la distribución de la permeabilidad y la porosidad del medio, el reconocimiento de fallas y acuñamientos de secuencias carbonatadas, entre otras aplicaciones.

La implementación del método MT en estos casos es comprensible si se toma en cuenta que la propiedad física que se ve más afectada por cambios en el contenido de agua y de la temperatura en los materiales, es la conductividad eléctrica σ . Las cavernas que se forman por la disolución de carbonatos masivos y que son rellenadas con agua (con grandes cantidades de sólidos disueltos) pueden verse como un cuerpo relativamente conductor dentro de un resistivo, por lo que existirá un gran contraste de la conductividad. Además, grandes zonas de fracturas y zonas de disolución de roca (zonas kársticas) pueden contener cantidades significativas de agua, que también modifiquen dicha propiedad (Meju, 2002).

Es por ello, que en este trabajo, se emplea el método MT para caracterizar el área de estudio que se encuentra en la región de Jiliapan, Hidalgo; donde la geología corresponde a rocas sedimentarias carbonatadas.

Los fundamentos del método MT fueron establecidos por primera vez por Tikhonov (1950) y Cargniard (1953), de manera independiente. El método mide las componentes de los campos eléctrico \vec{E} y magnético \vec{H} para inferir la conductividad

eléctrica del subsuelo y trabaja en un rango de frecuencias, que va de 10^{-4} a 10^6 [Hz], aproximadamente.

La importancia de realizar este trabajo radica en mostrar la aplicabilidad del método MT en casos en los que otros métodos geofísicos presentan dificultad de implementación, pueden ser más costosos, la topografía es abrupta y la geología del terreno no es la adecuada para el método, debido a que, la propiedad medida no presenta contrastes importantes, o simplemente no es posible cumplir con las premisas de aplicación del método.

El método MT ha sido aplicado en problemas relacionados con hidrogeología (para estimar, en acuíferos: la calidad del agua, su vulnerabilidad, la interfase entre agua dulce y salina, y su profundidad regional), ambientales (para reconocer los límites entre agua-aceite en acuíferos contaminados), petroleras (para la localización de aureolas de alteración en campos de aceite y gas, y reconocimiento de trampas estructurales), geotermales (para conocer la distribución de la conductividad, la geología estructural y la estratigrafía, identificar cuerpos intrusivos, cámaras magmáticas, procesos de fusión parcial y tapones de arcilla), entre otros (Meju, 2002).

Entre las principales ventajas del método MT, se puede citar su gran capacidad para realizar una exploración tanto somera (en comparación con los estudios tradicionales del MT clásico) como a gran profundidad sin la necesidad de fuentes artificiales y que el impacto ambiental que se puede provocar usando este método es prácticamente nulo.

En general, no se necesita de un área muy grande para hacer el arreglo. La profundidad de penetración depende, principalmente, de la frecuencia y de las propiedades del medio. Prácticamente el área del tendido no varía como en el caso de los métodos eléctricos y sísmicos, donde para obtener una mayor profundidad, es necesario abrir el arreglo.

Presenta importantes ventajas en zonas donde la topografía abrupta ocasiona que la implementación de otros métodos requiera de una mayor logística de campo y mayores requerimientos de tiempo y dinero.

Entre las ventajas que muestra el método MT sobre los métodos sísmicos es que no requiere de mucha logística para hacer la adquisición de los datos, por lo que es más barato. La aplicación del método, en el área de exploración petrolera, presenta

ventajas en regiones donde la sísmica de reflexión resulta cara o ineficiente, como en terrenos extremos o en las cercanías de un volcán (Vozoff, 1972).

El método MT emplea fuente natural, por lo que puede presentar ventajas sobre los métodos eléctricos, debido a que no es necesario inyectar corriente al subsuelo para hacer las mediciones. Mide dos componentes horizontales (x, y) de los campos electromagnéticos, generando información no sólo por debajo del punto de atribución del sondeo, evaluando la resistividad del medio en una vecindad.

La principal desventaja que presenta el método MT radica en la dificultad de obtener datos en áreas con una gran contribución de ruido por campos eléctricos o donde es difícil su implementación.

Considerando la profundidad de investigación, la geología y la topografía de la zona, y la logística de campo se justifica la aplicación del método MT al presente caso de estudio, debido a que ofrece algunas ventajas sobre otros métodos.

Objetivos generales:

Caracterizar geoelectricamente una zona a lo largo de un perfil mediante el Método Magnetoteléxico (MT) en Jiliapan, Hidalgo; donde la geología corresponde a rocas sedimentarias carbonatadas de edad mesozoica, con topografía abrupta y que forman parte de la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental; para la detección de estructuras tales como fallas y fracturas en el subsuelo que pudieran afectar la construcción de un túnel de conducción.

Objetivos particulares:

- Hacer un análisis dimensional y direccional del medio
- Con base en el análisis dimensional y direccional, generar un modelo que muestre la distribución de la conductividad
- Obtener una imagen de la zona a partir de las curvas de resistividad aparente ρ_a y fase φ
- Correlacionar el modelo con la información geológica disponible para que pueda ser interpretada

I. Fundamentos del Método

Contexto general de los métodos electromagnéticos

I.1 Teoría electromagnética

Los métodos electromagnéticos se basan en el fenómeno de inducción electromagnética. Dicho fenómeno, origina la producción de una fuerza electromotriz o voltaje en un medio o cuerpo conductor debido a la variación del flujo magnético que lo atraviesa. Las variaciones del flujo magnético pueden deberse a la variación local del campo magnético en el tiempo, o bien, debido al movimiento y/o deformación del propio conductor dentro de un campo magnético estático.

De acuerdo con la Ley de Faraday, en un medio no estacionario, las variaciones temporales del campo magnético son una fuente vectorial del campo eléctrico, y a su vez, la variación temporal del campo eléctrico, es una fuente vectorial del campo magnético. Por lo que, dichas fuentes relacionan ambos campos, eléctrico y magnético, haciendo evidente que se trata de un sólo campo electromagnético.

Debido a su estrecha relación, los campos electromagnéticos presentan ciertas características con respecto de su dependencia temporal y espacial, tal como se ilustra en la figura I.1, donde a) muestra el comportamiento sinusoidal de los campos eléctrico (e) y magnético (h) como funciones del tiempo, b) muestra que e_x y h_y también tienen un comportamiento sinusoidal como funciones de la distancia de propagación z y c) ilustra la perpendicularidad de las componentes e_x y h_y , vistas en una onda plana uniforme.

En la naturaleza, la principal fuente del campo electromagnético consiste en una superficie de corriente eléctrica ubicada en la ionosfera, que se extiende lateralmente al infinito y que no varía sobre una capa paralela a la superficie de la Tierra. Dicha fuente, genera un campo magnético primario (H_0), observándose sus efectos en forma de superficies por encima y por debajo de las corrientes ionosféricas. A su vez, la variación de H_0 induce un campo eléctrico primario (E_0) que provoca corrientes en el medio conductor y que servirán como fuentes para un campo secundario (Vera, 2004).

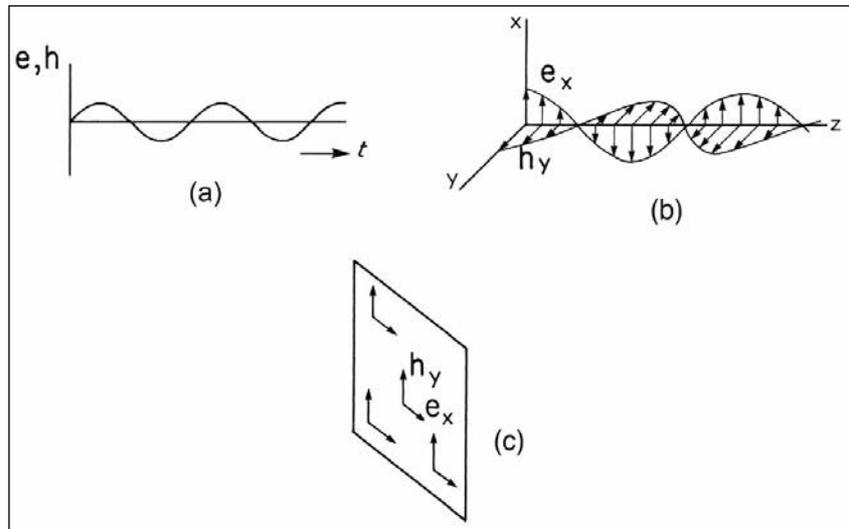


Figura I.1. Comportamiento de los campos eléctrico y magnético (Ward y Hohmann, 1987).

I.1.1 Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell son el punto de partida para comprender cómo es que los campos electromagnéticos pueden ser empleados en el estudio de la estructura de la Tierra y determinar sus propiedades eléctricas y magnéticas.

Los fenómenos electromagnéticos pueden ser descritos a partir de las ecuaciones de Maxwell y se aplican, generalmente, a escalas macroscópicas, ya que, a escalas cercanas al tamaño atómico, varían significativamente.

Las ecuaciones dependen del tiempo y de la posición espacial, y se expresan como:

$$\nabla \times \vec{H}(r,t) = \vec{J}(r,t) + \frac{\partial \vec{D}(r,t)}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere generalizada} \quad 1.1$$

$$\nabla \times \vec{E}(r,t) = -\frac{\partial \vec{B}(r,t)}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad 1.2$$

$$\nabla \cdot \vec{D}(r,t) = q(r,t) \quad \text{Ley de Gauss eléctrica} \quad 1.3$$

$$\nabla \cdot \vec{B}(r,t) = 0 \quad \text{Ley de Gauss magnética} \quad 1.4$$

Donde \vec{E} : es la intensidad de campo eléctrico [V/m]

\vec{H} : es la intensidad de campo magnético [A/m]

\vec{D} : es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m^2]

\vec{B} : es el vector de inducción magnética [Wb/m^2]

J : es la densidad de corriente [A/m^2]

q : es la densidad de carga eléctrica [C/m^3]

La *ley de Ampere* expresa que, en un medio continuo, los campos magnéticos son generados por el flujo de corriente eléctrica; la *ley de Ampere generalizada* puede aplicarse a superficies discontinuas, al agregar la componente $\frac{\partial \bar{D}}{\partial t}$, que representa la respuesta de un material dieléctrico a un campo eléctrico variante, justificando así la discontinuidad del medio conductor (Keller, 1987).

La *ley de Faraday* expresa que los campos eléctricos resultan de la variación temporal de los campos magnéticos de inducción (Keller, 1987); el signo negativo de la ecuación indica que la fem o voltaje inducido se opone a la variación del flujo que la produce.

La *ley de Gauss* magnética expresa la inexistencia del monopolo magnético, por lo que, un campo magnético siempre tendrá dos polos asociados, uno positivo y otro negativo.

La *ley de Gauss eléctrica* relaciona el flujo eléctrico a través de una superficie cerrada y la carga eléctrica encerrada en ella.

Los campos que describen las ecuaciones varían con respecto del tiempo (no estacionarios), por lo que, los campos eléctrico y magnético dependen el uno del otro; en el caso en que los campos no varían con respecto del tiempo, ambos campos serán independientes entre sí.

Las ecuaciones de Maxwell son un conjunto de ecuaciones diferenciales lineales acopladas inhomogéneas, donde las incógnitas son, generalmente, los campos vectoriales (Vozoff, 1989).

La ecuación de continuidad $\nabla \cdot J + \frac{\partial q}{\partial t} = 0$ indica que las fuentes de campo están interrelacionadas en el dominio del tiempo y que el principio de conservación de la carga eléctrica se cumple.

Dominios del tiempo y de la frecuencia

Las soluciones generales de las ecuaciones de Maxwell son campos vectoriales cuyas componentes quedan expresadas en el dominio del tiempo como:

$$g = g(r, t) = g(x, y, z, t) \quad 1.5$$

Donde g es cualquier componente de los campos vectoriales. Sin embargo, en este dominio, las operaciones aritméticas entre los campos son complicadas.

Es posible hacer más sencillas dichas operaciones (por tanto, el tratamiento de las señales) si los campos se transforman del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias.

Entonces, también las ecuaciones de Maxwell pueden expresarse en el dominio de las frecuencias aplicando la transformada de Fourier a cada uno de los campos que las integran, es decir:

$$g(r, t) \Rightarrow G(r, \omega) \quad 1.6$$

donde $G(r, \omega)$ es la transformada directa de Fourier de la componente de cualquier de campo.

La transformada de Fourier se deriva de la serie de Fourier, que a su vez se encuentra definida a partir de funciones complejas, por lo que, la transformada de Fourier esta compuesta de una parte real y otra imaginaria, y queda definida como (Hsu, 1987):

$$G(r, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} g(r, t) e^{-i\omega t} dt = R(r, \omega) + iI(r, \omega) \quad 1.7$$

donde

ω : es la frecuencia angular y es igual a $2\pi f$.

f : es la frecuencia.

También, se cumple $\frac{\partial g}{\partial t} \Leftrightarrow i\omega G(r, \omega)$. Entonces, las ecuaciones de Maxwell

transformadas al dominio de las frecuencias quedan expresadas como:

$\nabla \times \bar{H}(r, \omega) - i\omega\bar{D}(r, \omega) = J(r, \omega)$	Ley de Ampere	1.8
$\nabla \times \bar{E}(r, \omega) + i\omega\bar{B}(r, \omega) = 0$	Ley de Faraday	1.9
$\nabla \cdot \bar{D}(r, \omega) = q(r, \omega)$	Ley de Gauss eléctrica	1.10
$\nabla \cdot \bar{B}(r, \omega) = 0$	Ley de Gauss magnética	1.11

I.1.2 Leyes o relaciones constitutivas

Las relaciones constitutivas particularizan las ecuaciones de Maxwell para un medio con determinadas características físicas, es decir, establecen una relación directa entre el comportamiento de los campos electromagnéticos con base en las propiedades eléctricas y magnéticas del medio de propagación. Estas leyes dependen de la frecuencia y del medio en el que se desarrollen los campos electromagnéticos.

Las relaciones constitutivas relacionan dos campos vectoriales a través de parámetros que, por lo regular, son tensores dependientes de la posición, si se trata de un medio no homogéneo y de la dirección, si se trata de un medio anisótropo. Para el caso en el que los medios son isótropos y homogéneos, estos parámetros son escalares que dependen únicamente de la frecuencia. Por tal, el caso más sencillo para analizar es en el que se tiene un medio homogéneo e isótropo.

En un medio homogéneo, las constantes de campo eléctrico, magnético y de conducción son constantes, es decir:

$$\sigma_{\omega} = \text{cte. conductividad eléctrica } [S/m]$$

$$\mu_{\omega} = \text{cte. permeabilidad magnética } [H/m]$$

$$\varepsilon_{\omega} = \text{cte. permitividad dieléctrica o constante dieléctrica } [F/m]$$

En un medio isótropo, ε_{ω} , μ_{ω} y σ_{ω} son constantes reales y el vector de desplazamiento eléctrico (o densidad de flujo eléctrico) es paralelo al campo eléctrico, el de inducción magnética es paralelo al de intensidad de campo magnético y la densidad de corriente es paralela al campo eléctrico, esto es:

$$\bar{D} \parallel \bar{E}, \bar{B} \parallel \bar{H}, J \parallel \bar{E} \quad 1.12$$

En este caso, se pueden definir las relaciones constitutivas, sin que dependan del medio(s), a partir de la configuración de cargas.

1ª relación constitutiva

$$\vec{J}(r, \omega) = \sigma_{\omega} \vec{E}(r, \omega) \quad 1.13$$

Donde la *conductividad eléctrica*, σ_{ω} , es una medida de la respuesta de las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo.

De acuerdo con lo antes mencionado, las características que presentan las componentes del tensor de conductividades para un medio homogéneo e isótropo son que $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$ y las demás componentes del tensor sean iguales a cero (haciendo coincidir las direcciones principales de los ejes de referencia con los de máxima conductividad). Para el caso en que el medio es anisótropo, se cumple que $\sigma_{xx} \neq \sigma_{yy} \neq \sigma_{zz}$ y las demás componentes sean iguales a cero, ya que la conductividad varía con respecto de la dirección en que se aplique el campo \vec{E} . Y si el medio en el que se propagan las ondas electromagnéticas es el vacío, se tendrá que $\sigma_{\omega} = 0$.

2ª relación constitutiva

$$\vec{B}(r, \omega) = \mu_{\omega} \vec{H}(r, \omega) \quad 1.14$$

Donde la *permeabilidad magnética*, μ_{ω} , es la capacidad de imanación de un medio en presencia de un campo magnético externo. Ésta es una constante de proporcionalidad entre la intensidad del campo magnético externo y la inducción magnética, y se expresa como:

$$\mu_{\omega} = \mu_r \mu_0 \cong \mu_0 \quad 1.15$$

Donde:

μ_r : es la permeabilidad relativa y su valor tiende a uno, excepto para materiales altamente magnéticos.

μ_0 : es la permeabilidad en el vacío y su valor es de $4\pi \times 10^{-7} [H / m]$

Cada una de las propiedades magnéticas de los materiales depende de la interacción entre los campos magnéticos externos y del movimiento interno de las cargas, por lo que, pueden presentarse diferentes comportamientos de entre los campos internos y externos. En el caso en el que el campo interno queda alineado con el campo externo,

si ambos tienen la misma dirección, el campo total se incrementará, pero si tienen direcciones opuestas, el campo total disminuirá. Por otro lado, cuando los momentos magnéticos internos se orienten aleatoriamente, como normalmente sucede, el campo total interno será nulo y los materiales tenderán a ser como el vacío desde el punto de vista magnético.

De ahí que, en forma general, se considera que todo material posee un vector de magnetización \bar{M} (o vector de imanación), en la presencia de un campo magnético externo, por lo que, la ecuación 1.14 queda expresada como:

$$\bar{B} = \mu_0(\bar{M} + \bar{H}) \quad 1.16$$

Donde $\bar{M} = \chi_m \bar{H}$ y χ_m es la susceptibilidad magnética, que expresa el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético. Si el vector de magnetización es proporcional al campo magnético externo \bar{H} , la expresión anterior puede escribirse como:

$$\bar{B} = \mu_0 \chi_m \bar{H} + \mu_0 \bar{H} = \mu_0 (\chi_m + 1) \bar{H} \quad 1.17$$

Por lo que se deduce que, en forma general: $\mu_\omega = \mu_0 (\chi_m + 1)$

3ª relación constitutiva

$$\bar{D}(r, \omega) = \varepsilon_\omega \bar{E}(r, \omega) \quad 1.18$$

Donde la *permitividad dieléctrica*, ε_ω , es la habilidad de un material a polarizarse en respuesta a un campo eléctrico aplicado y, de esa forma, cancelar parcialmente el campo dentro del material. Pero ε_ω puede ponerse en función de la permitividad dieléctrica del vacío $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} [F / m]$.

$$\varepsilon_\omega = \varepsilon_r \varepsilon_0 \quad 1.19$$

donde ε_r es la permitividad dieléctrica relativa y tiende a uno, excepto para materiales que se comporten como dieléctricos.

El proceso en el que una fuerza externa modifica el estado de equilibrio de las cargas de un material, mientras existe otra fuerza que intenta regresar las cargas a su estado

original, se llama polarización dieléctrica, y está controlada por la permitividad eléctrica o dieléctrica (Ida, 1995). Por lo que, los materiales tienen un vector de polarización asociado \bar{P} , pudiendo expresar la ecuación 18 como:

$$\bar{D} = \varepsilon_0(\bar{E} + \bar{P}) \quad 1.20$$

Donde $P = \chi_e \bar{E}$ y χ_e es la susceptibilidad eléctrica y expresa la facilidad de un cuerpo a polarizarse. Si el vector de polarización es proporcional al campo eléctrico externo \bar{E} , la expresión anterior puede escribirse como:

$$\bar{D} = \varepsilon_0 \chi_e \bar{E} + \varepsilon \bar{E} = \varepsilon_0(\chi_e + 1)\bar{E} \quad 1.21$$

Haciendo evidente que, de forma general: $\varepsilon_o = \varepsilon_0(\chi_e + 1)$

1.1.3 Modelos simplificados

En general, es difícil la obtención de las soluciones generales de las ecuaciones de Maxwell y, habitualmente, no es posible obtener sus soluciones analíticas. Además, dichas soluciones generales pueden esconder características fundamentales de los fenómenos de interés, por lo que, cuando es posible, se emplea alguno de los modelos simplificados de los campos, que hacen más sencillo el tratamiento matemático. Entre los modelos más comúnmente usados se pueden citar el modelo estacionario o estático, el modelo ondulatorio y el modelo cuasi-estacionario (Orellana, 1974). Adicionalmente, dichos modelos pueden simplificarse particularizándose a su comportamiento límite para frecuencias muy bajas.

Modelo estacionario o estático

En este modelo, los campos y las fuentes no varían en el tiempo porque las corrientes son estacionarias o continuas y se tiene una distribución de cargas en reposo.

Las ecuaciones de Maxwell quedan simplificadas como:

$$\nabla \times \bar{H}(r) = J(r) \quad \text{Ley de Ampere} \quad 1.22$$

$$\nabla \times \bar{E}(r) = 0 \quad \text{Ley de Faraday} \quad 1.23$$

$$\nabla \cdot \bar{D}(r) = q(r) \quad \text{Ley de Gauss eléctrica} \quad 1.24$$

$$\nabla \cdot \bar{B}(r) = 0 \quad \text{Ley de Gauss magnética} \quad 1.25$$

En las ecuaciones se puede observar que el campo magnético y el campo eléctrico no son dependientes el uno del otro, ya que el campo electrostático depende solamente de la distribución de las cargas y el magnetostático únicamente de la distribución de las corrientes estacionarias o continuas.

Y la ecuación de continuidad queda expresada como:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad 1.26$$

Modelo ondulatorio

El modelo considera que las ondas electromagnéticas se propagan a través de un medio aislante. En un medio aislante, la conductividad eléctrica es igual a cero y por tal, las corrientes de conducción son despreciables en comparación con las corrientes de desplazamiento (Orellana, 1974).

Entonces, la ley de Ampere queda expresada como: $\nabla \times \bar{H} = \frac{\partial \bar{D}}{\partial t}$

Debido a que $\sigma_{\omega} = 0$, las ondas electromagnéticas no sufren atenuación al propagarse en el medio y la profundidad de penetración se hace infinita $\delta \approx \infty$. Además, la velocidad de fase no depende de la frecuencia.

Modelo cuasi-estático o cuasi-estacionario

Es importante la descripción de las condiciones de aplicación del modelo cuasi-estacionario, debido a que la adaptación de las ecuaciones de Maxwell a este modelo expresan características fundamentales de fenómenos de interés para el método MT.

El modelo considera fenómenos variables en el tiempo, donde la aproximación cuasi-estática es válida únicamente para bajas frecuencias. Ya que, se asume que el comportamiento del sistema, para frecuencias muy bajas, se aproxima al comportamiento de frecuencias cero (caso de corriente continua). También, que el

cambio de un comportamiento estacionario a uno cuasi-estacionario (en el que existen fenómenos de radiación) debe ser gradual y paulatino conforme aumenta la frecuencia.

Es posible aplicar la aproximación cuasi-estática de las ecuaciones del electromagnetismo cuando la mínima longitud de onda significativa del espectro de Fourier de los campos involucrados (que en medios lineales es el espectro de Fourier de la fuente de campo), es muy grande frente a las dimensiones de la fuente:

$$\lambda_{\min} \gg d \quad 1.27$$

donde λ es la longitud de onda y d es la dimensión de la fuente.

Entonces, las ecuaciones de Maxwell se aproximan a las ya establecidas para el fenómeno estacionario, pero conservan su dependencia temporal:

$$\nabla \times \vec{H}(r, t) \approx \vec{J}(r, t) \quad \text{Ley de Ampere} \quad 1.28$$

$$\nabla \times \vec{E}(r, t) \approx 0 \quad \text{Ley de Faraday} \quad 1.29$$

$$\nabla \cdot \vec{D}(r, t) = q(r, t) \quad \text{Ley de Gauss eléctrica} \quad 1.30$$

$$\nabla \cdot \vec{B}(r, t) = 0 \quad \text{Ley de Gauss magnética} \quad 1.31$$

y la ecuación de continuidad toma la forma:

$$\nabla \cdot \vec{J} \approx 0 \quad 1.32$$

Es importante notar que para este caso no existen corrientes de desplazamiento $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = 0$, por lo que se asume que el medio es conductor.

1.2 Fundamentos del Método Magnetoteléurico

Como ya se ha mencionado el método magnetoteléurico (MT) permite conocer la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. Pero antes de describir las bases teóricas del método, es importante mencionar las características del campo electromagnético utilizado como fuente, debido a que posee varias características que se detallarán a continuación.

Características de la fuente

La fuente del campo EM medido en el método MT tiene dos orígenes principales, el primero es el resultado de la interacción de la actividad solar con las componentes de la ionosfera, que generan campos con frecuencias menores a 1 Hz , ($f < 1\text{ Hz}$); la otra fuente se debe a los fenómenos meteorológicos, tales como las tormentas eléctricas, que generan campos con frecuencias mayores a 1 Hz , ($f > 1\text{ Hz}$). El método trabaja en un rango de frecuencias relativamente bajo en comparación a otras metodologías, que va de 10^{-4} a 10^6 [Hz], aproximadamente.

Existen algunas variantes del método, pero en general, pondremos MT para referirnos a todas las variantes y MT clásico para la variante entre 10^{-4} - 10^0 [Hz]. Dichas variantes pueden clasificarse de acuerdo al rango aproximado de frecuencias con que trabajan y al tipo de fuente que emplean. En la siguiente figura se presentan estas variantes, donde los métodos MT y AMT (Audio-magnetotélúrico) emplean fuente natural, y los métodos CSAMT (AMT con fuente controlada) y RMT (Radio-magnetotélúrico) usan fuente artificial.

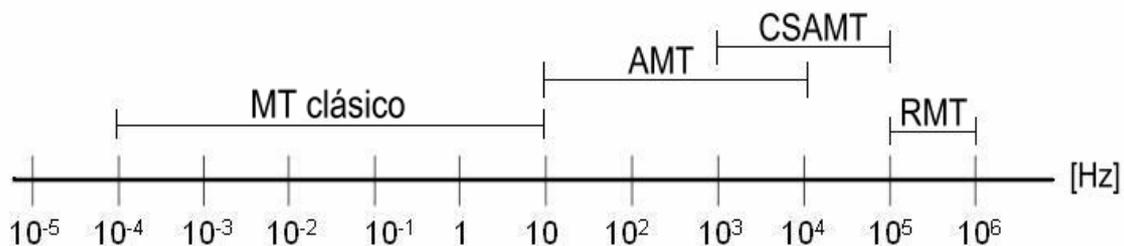


Figura I.2. Rangos de frecuencia en los que trabajan las variantes del método MT.

I.2.1 Bases teóricas

Existen ciertas premisas que fundamentan los principios de aplicación del método MT, mismas que sirven para dar una solución particular a las ecuaciones de Maxwell y se enuncian a continuación (Simpson y Bahr, 2005):

- El método asume que el subsuelo se comporta como un conductor que absorbe y disipa la energía, mas no la genera

- Se ajusta más al modelo de campos cuasi-estacionarios, que trabaja con bajas frecuencias y en el que existen corrientes de conducción, pero no de desplazamiento
- No existe acumulación de carga en el subsuelo
- Los campos se asumen uniformes y el comportamiento de las ondas electromagnéticas, dentro y sobre la tierra, similar al de una onda plana, debido a la lejanía de la fuente electromagnética
- Las ondas inciden normalmente sobre un subsuelo estratificado, donde la conductividad depende de la profundidad
- También, asume que las variaciones de la conductividad σ son mucho mayores que las de ε y μ , es decir, $\frac{\Delta\sigma}{\sigma} \gg \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}$ y $\frac{\Delta\sigma}{\sigma} \gg \frac{\Delta\mu}{\mu}$

Ecuaciones de Maxwell para el Método MT

Con base en las asunciones teóricas antes mencionadas, es posible adaptar las ecuaciones de Maxwell, en el dominio de las frecuencias, al método MT, quedando expresadas como:

$$\text{Ley de Ampere: } \nabla \times \bar{H}(r, \omega) = J(r, \omega) \quad 1.33$$

$$\text{La ley de Faraday: } \nabla \times \bar{E}(r, \omega) + i\omega\bar{B}(r, \omega) = 0 \quad 1.34$$

$$\text{Ley de Gauss eléctrica: } \nabla \cdot \bar{D}(r, \omega) = 0 \quad 1.35$$

$$\text{La ley de Gauss magnética: } \nabla \cdot \bar{B}(r, \omega) = 0 \quad 1.36$$

Es importante hacer notar que las ecuaciones resultantes son funciones complejas y que, adicionalmente, se pueden particularizar de acuerdo a las propiedades eléctricas y magnéticas del medio, si se sustituyen en ellas las relaciones constitutivas.

Funciones de respuesta magnetotelúricas

Existen algunas funciones de respuesta del medio que relacionan los campos eléctrico y magnético, por lo que, su análisis, sirve como elemento de interpretación.

La relación entre las componentes de los campos electromagnéticos queda expresada sistemáticamente en el tensor de impedancias y la función de transferencia geomagnética (*tipper*). Ambos tensores, relacionan las componentes de los campos de

forma que, a cada frecuencia, se tendrá un sistema lineal o combinación lineal de las componentes.

Para obtener información de la resistividad del medio a partir de los campos electromagnéticos, es necesario establecer la relación entre los vectores \vec{E} y \vec{H} , y la resistividad.

Tensor de impedancias

La impedancia relaciona linealmente las componentes ortogonales (de acuerdo con la Ley de Ampere) de cada uno de los campos electromagnéticos en superficie, es decir:

$$[E] = [Z][H] \quad 1.37$$

En general, la componente H_x se encuentra relacionada tanto con la componente E_y como con la E_x , ya que ambas son proporcionales a la primera. Así también, H_y está relacionada con E_x y E_y , de tal forma que, a cada frecuencia, se podría esperar un sistema como:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad 1.38$$

Para el caso en el que se tiene un medio 1D, es decir un medio uniforme o capas horizontales, $Z_{yx} = -Z_{xy}$ y las componentes de la diagonal principal son cero. Entonces, la expresión anterior se reduce a:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix}_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad 1.39$$

Para el caso en el que se tiene un medio 2D, si el eje x o y están en la dirección de la estructura geoelectrica (*strike*), entonces: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$. Pero si ninguno de los ejes coincide con el *strike* $Z_{xx} = -Z_{yy} \neq 0$ (aunque, por lo general tenderán a cero), quedando como:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} \approx 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & -Z_{xx} \approx 0 \end{pmatrix} \quad 1.40$$

Para el caso en el que se tiene un medio 3D, todas las componentes del tensor de impedancias son diferentes $Z_{xx} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{yy}$.

También es posible expresar cada una de las componentes del tensor de impedancias de la siguiente forma:

$$[Z_{ij}] = \frac{\omega\mu}{k} = (1+i)\sqrt{\frac{\rho\omega\mu}{2}} \quad 1.41$$

donde k es la constante de propagación y para el modelo cuasiestacionario vale:

$$k = (1-i)\sqrt{\frac{\mu\omega\sigma}{2}}$$

Análogamente, las componentes $[E]$ y $[H]$ son proporcionales a $\sqrt{\rho}$, por lo que

$$\rho_{ij} = \frac{[Z_{ij}][Z_{ij}^*]}{\mu\omega} \text{ donde } [Z_{ij}^*] \text{ es el complejo conjugado de } [Z_{ij}].$$

Entonces, la ecuación de resistividad, generalizada para un medio complejo es:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_i}{H_j} \right|^2 = \frac{1}{\mu\omega} [Z_{ij}]^2 [\text{Ohm} \cdot \text{m}] \quad 1.42$$

Otro parámetro de importancia es la fase φ_{ij} de Z , que es la diferencia entre la fase de \bar{E} y \bar{H} a una frecuencia determinada:

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right] \quad 1.43$$

Función de transferencia geomagnética

Generalmente, se asume que la componente vertical del vector de intensidad de campo magnético tiende a cero ($H_z \approx 0$), excepto para casos en los que, en las proximidades, existen cambios laterales de la conductividad, es decir, cuando $\nabla \times E$ tiene componente vertical. Así, el *tipper* relaciona la componente vertical del vector de

intensidad de campo magnético con las otras dos componentes horizontales para cualquier frecuencia, quedando expresada como:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad 1.44$$

Por lo antes mencionado, el análisis de esta función de respuesta es un elemento adicional para la determinación de la estructura geoelectrica, ya que es válida en condiciones de contraste lateral de conductividad.

Otros parámetros de interés

La penetración nominal o *skin depth* (δ) es la distancia que una onda plana ha viajado a través del semiespacio cuando su amplitud ha sido atenuada en una relación de $\frac{1}{e} = 0.368$ de la amplitud que tenía en superficie (Orellana, 1974).

En la práctica, el valor de δ más usado es una aproximación que establece que:

$$\delta \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} [m] \quad 1.45$$

donde f es la frecuencia.

Otras equivalencias son $\alpha = \frac{1}{\delta}$, donde α es la constante de fase y proviene de la constante de propagación k que en términos generales se expresa como $k = \alpha + i\beta$, donde β es la constante de atenuación.

1.2.2 Configuración de campo

El cuidado que se debe tener, al hacer el tendido, para obtener buenos resultados con el método MT es similar al que se tiene con otros métodos electromagnéticos, debido a que los campos son muy pequeños. De ahí que, la selección del sitio y la instalación de los sensores son los dos factores de mayor importancia que determinan la calidad de los datos.

La sensibilidad del método lo hace susceptible a perturbaciones en el sitio de medición, ya que hay muchas variables que el equipo no puede controlar, por ejemplo, en las ciudades, el tráfico vehicular, así como el tráfico peatonal pueden actuar como una fuente local generadora de campos que provocan que la impedancia difiera del valor para una onda plana, también estructuras metálicas pueden ocasionar distorsiones locales del campo (Ward y Hohmann, 1987).

El método mide las componentes de los campos \bar{E} y \bar{H} naturales, para inferir la conductividad eléctrica del subsuelo. En general, las componentes de campo magnético muestran mayor estabilidad que las de campo eléctrico, debido a que el campo eléctrico puede ser fuertemente afectado por corrientes telúricas. De modo que, se pueden medir hasta cinco componentes, tres de campo magnético (H_x , H_y y H_z) y dos de campo eléctrico (E_x y E_y); la componente E_z no se mide debido a que presenta una alta inestabilidad (Vozoff, 1972). Para medir las componentes eléctricas, se colocan dos pares de electrodos formando un ángulo recto entre sí, para tener un dipolo receptor en la dirección x y otro en y . Para medir el campo magnético, se colocan dos o tres bobinas (dependiendo de la logística) perpendiculares entre sí, es decir, en las tres direcciones x , y y z , haciendo que la bobina que mide el campo magnético en la dirección x quede paralela al dipolo que mide la componente de campo eléctrico en la misma dirección, de igual forma se hace con la bobina que mide la componente en y , y la bobina que mide la componente en z se entierra en posición vertical; tal como se muestra en el siguiente esquema:

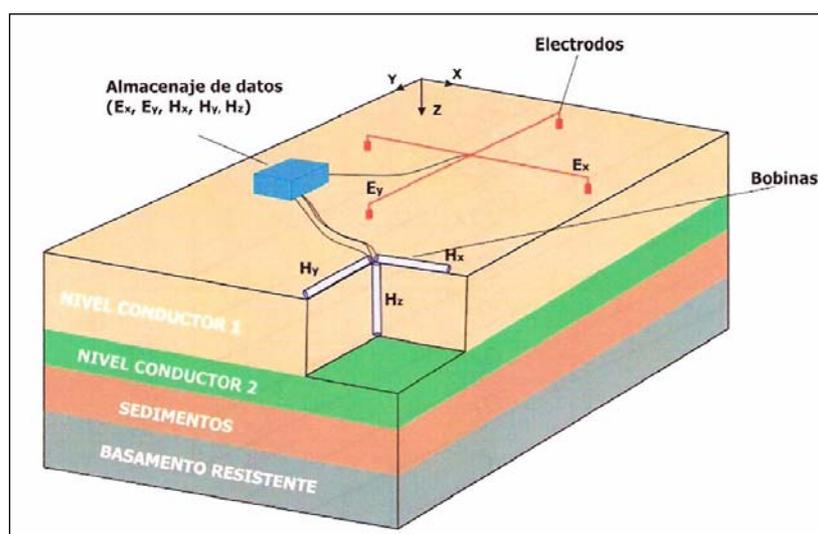


Figura I.3. Implementación de campo del método MT (Gabàs, 2003).

Para las mediciones del campo eléctrico se pueden utilizar electrodos impolarizables, ya que proveen una baja resistencia y minimizan el ruido generado por las conexiones eléctricas (Vozoff, 1972). Por lo general, estos electrodos contienen una aleación de $Cd - CdCl_4$, $Ag - AgCl$, $Pb - PbCl_2$ y $Cu - CuSO_4$; aunque los que contienen cadmio no son recomendables por su alta toxicidad y efecto contaminante.

Los datos se obtienen y guardan automáticamente. El sistema receptor, en el que la mínima intensidad detectada varía de acuerdo al equipo, mide ambos campos \bar{E} y \bar{H} en sincronización con la señal del transmisor (si se emplea la variante con fuente controlada), lo que permite medir la fase absoluta del campo \bar{E} y \bar{H} , así como la fase relativa entre ambos campos.

Es importante cuidar la horizontalidad de los dipolos eléctricos sobre el terreno, ya que si se colocan con cierta inclinación, pueden generar ruido.

La longitud de los dipolos de campo \bar{E} depende de los requerimientos del estudio: resolución deseada, intensidad de la señal necesaria para mitigar el ruido local, etc. Las bobinas de campo \bar{H} deben colocarse en las inmediaciones de los dipolos y en línea con respecto del receptor (caja almacenadora de datos), para minimizar el ruido generado por el movimiento del operador (Zonge, *et al.*, 1986).

Si no hay corrientes de aire en el lugar de medición, las bobinas pueden ponerse casi en cualquier lugar, pero si hay corrientes, las bobinas deben enterrarse o cubrirse.

Caso particular: CSAMT

El método convencional de Audiomagnetotelérrico (AMT) corresponde al método Magnetotelérrico (MT) medido en un rango de frecuencias que va de los 10 [Hz] a los 10⁴ [kHz] aproximadamente. El método AMT emplea como principal fuente generadora de campos electromagnéticos los que son provocados por tormentas eléctricas ocasionales.

Entre las desventajas del método AMT se pueden mencionar la existencia de un modo de atenuación natural de los campos entre los 2 y 5 [kHz] (García y Jones, 2002), la dependencia de la medición de los valores de resistividad en la dirección en la que el frente de onda plana llega al lugar de medición cuando se hacen estudios en zonas con importantes variaciones laterales de resistividad y que la intensidad de los

campos depende de los fenómenos naturales. El método de Audiomagnetotelúrico con fuente controlada (CSAMT) se crea con la finalidad de mitigar algunos de las desventajas que presenta el método AMT. Se observó que colocando una antena dipolar o antena circular (loop) a una distancia considerable del sitio de medición, se puede controlar la fuente, de forma que se generen campos electromagnéticos que dupliquen la intensidad de los campos naturales (los dipolos de la antena funcionan como electrodos de corriente y los dipolos receptores como electrodos de potencial) (Zonge, *et al.*, 1986).

La distancia ideal a la que se debe ubicar la antena con respecto del receptor es, por lo menos, tres veces la penetración nominal de la menor frecuencia usada (Zonge, *et al.*, 1986). Dicha distancia es suficiente para conservar las condiciones de frente de onda plana, en las que la fuente se encuentra muy lejana.

En el método CSAMT, la longitud de los dipolos transmisores se puede incrementar para intensificar la señal recibida; además de que los dipolos receptores se deben fijar paralelos a los dipolos transmisores para obtener la máxima intensidad de campo eléctrico.

Campo lejano y campo cercano

De acuerdo a Zonge, *et al.* (1986), la zona de medición en la que la distancia entre el transmisor y el receptor es mayor a tres veces la penetración nominal se llama *campo lejano* y la zona en la que esta distancia es menor se llama *campo cercano*.

Una forma de aproximar la distancia a la que se puede considerar que se está midiendo en campo lejano es por medio del cálculo matemático (ecuación 1.45) si se conoce la geología del lugar; ya que se tendrá un rango de valores de resistividad del medio, además de conocer la menor frecuencia utilizada.

También, se pueden hacer pruebas de campo en las que los dipolos receptores queden fijos (estación receptora permanente) y los dipolos transmisores varíen su distancia al receptor hasta encontrar la distancia a la que el transmisor no genere ruido en la señal de interés o que realmente el transmisor mejore la intensidad de los campos naturales (Zonge, *et al.*, 1986).

La interpretación de los datos se hace bastante compleja cuando las mediciones se hacen en campo cercano, ya que los datos de campo pueden contaminarse al grado

que los resultados reflejen principalmente la señal proveniente de la antena transmisora y no representen la respuesta del medio. Los efectos de campo cercano se pueden ver como una convolución o superposición de efectos debidos a la alta resistividad del ambiente que rodea el lugar de transmisión (Zonge, *et al.*, 1986).

Algunos experimentos de campo y la modelación numérica ayudan en el desarrollo de técnicas para remover o mitigar los efectos del *campo cercano* y la contaminación por efectos de antena. Otras formas de mitigar los efectos del campo cercano son: siempre situar el transmisor sobre un espacio homogéneo de baja resistividad para garantizar que los efectos del campo cercano no sean perceptibles, y determinar la función de transferencia del sitio de transmisión y deconvolucionarlo con los datos adquiridos por el receptor (se puede usar una estimación de la función de transferencia para corregir los datos). Sin embargo, la implementación de estas técnicas de mitigación de efectos de campo cercano se ven poco viables.

Los efectos de campo cercano y campo lejano están ampliamente explicados en Goldstein y Strangway (1975), así como algunas recomendaciones para hacer el tendido.

1.2.3 Proceso de datos

A continuación se hace una descripción del proceso que se sigue para pasar de las series temporales (que se obtienen en superficie) a la obtención de $\rho_{ij}(\omega)$ y $\varphi_{ij}(\omega)$, que son los parámetros a analizar.

En la superficie, las componentes de los campos \bar{E} y \bar{H} son registradas en forma de series de tiempo individuales y transformadas al dominio de las frecuencias mediante la transformada de Fourier, por lo que tendrán una parte real y otra imaginaria.

De la ecuación que relaciona linealmente las componentes ortogonales de los campos electromagnéticos $E = ZH$, escrita en su forma más general, se tiene que:

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \quad 1.46$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \quad 1.47$$

Donde las componentes Z_{ij} representan las incógnitas de las ecuaciones y las componentes $E_{i,j}$ y $H_{i,j}$ son los valores medidos en superficie transformados al dominio de las frecuencias. Ambas ecuaciones son complejas, ya que tienen magnitud y fase.

Es posible notar que no son suficientes las ecuaciones disponibles para obtener las componentes Z_{ij} , por lo que se pueden obtener otras ecuaciones multiplicando las ecuaciones 1.46 y 1.47 por las componentes horizontales de campo magnético:

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \quad 1.48$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \quad 1.49$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \quad 1.50$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \quad 1.51$$

Donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y y $\langle \rangle$ es el promedio del espectro cruzado en una banda de frecuencias, donde cada banda incluye muchos puntos de la transformada.

Teniendo un sistema de cuatro ecuaciones con cuatro incógnitas, es posible despejar las variables:

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle} \quad 1.52$$

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle} \quad 1.53$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle} \quad 1.54$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle} \quad 1.55$$

Después de obtener los Z_{ij} , los valores se sustituyen en la ecuación 1.46 y 1.47 para obtener las componentes E_x y E_y ; ya que, las componentes del campo eléctrico son recuperadas de las del campo magnético medido (H_x, H_y) , y a su vez, son

completamente independientes de la componente H_z ; por lo que, cualquier diferencia entre el valor de las componentes de campo eléctrico medido y el predicho, puede deberse a cierta contaminación por ruido del campo \vec{E} o \vec{H} (Vozoff, 1972).

Evaluación de la validez de las respuestas

La coherencia sirve para evaluar la calidad de los datos, y toma el valor de uno, cuando las componentes E_x y E_y pueden ser recuperadas completamente por medio de las componentes H_x y H_y , mientras que la parte remanente corresponderá al ruido presente (Vozoff, 1972). La expresión que sirve para evaluar la coherencia es:

$$coh^2(A, B) = \frac{\langle AB^* \rangle \langle BA^* \rangle}{\langle AA^* \rangle \langle BB^* \rangle} \quad 1.56$$

donde A son los valores observados, B los valores predichos y el asterisco indica el complejo conjugado.

Se debe considerar que “el ruido” presenta una muy buena coherencia (casi igual a uno) y podría generar confusión al momento de evaluar la calidad de los datos.

Finalmente, con el tensor de impedancias se pueden calcular fases φ_{ij} con la ecuación 1.43 y con los valores de campo eléctrico obtenidos se pueden calcular las ρ_{ij} con la ecuación 1.42.

Es importante mencionar que las ecuaciones 1.46 y 1.47 no necesariamente tienen que ser multiplicadas por las componentes H_x y H_y del campo magnético. En este caso, se sugiere así debido a que, por lo general, las componentes horizontales de campo magnético son más estables que las componentes del campo eléctrico, y es posible que también los resultados también lo sean. Por otro lado, se podría hacer la prueba de multiplicar dichas ecuaciones por las componentes de campo eléctrico y evaluar qué resultados brindan mayor estabilidad.

Posteriormente, se realiza el análisis de los datos, una vez que se tienen las componentes Z_{ij} . Se puede hacer un análisis dimensional y direccional del medio

para determinar si existe alguna estructura geoelectrica en cuya dirección de medición Z_{xy} y Z_{yx} adquieren valores máximos. Si es así, se hace todo un análisis para determinar el ángulo θ que indica la dirección de la misma (*strike*), pero dicho proceso que se detallará más adelante.

II. Antecedentes de la zona de estudio

El área ha sido ampliamente estudiada debido a los importantes yacimientos minerales encontrados y a las zonas con indicios de mineralización de canteras de materiales usados en la construcción, así como por la construcción de la Presa Hidroeléctrica Fernando Hiriart, mejor conocida como Presa Zimapán y por el campo geotérmico Pathé. A continuación se describirán los antecedentes de la región derivados de algunos estudios geológicos, geofísicos, hidrogeológicos, mineros y de ingeniería civil.

En la figura II.1 se muestra un mapa a escala regional y en un recuadro se delimita el área de estudio. El área queda delimitada al sur por Zimapán, al este por Jacala de Ledesma, ambos en el estado de Hidalgo y al oeste con el Estado de Querétaro.

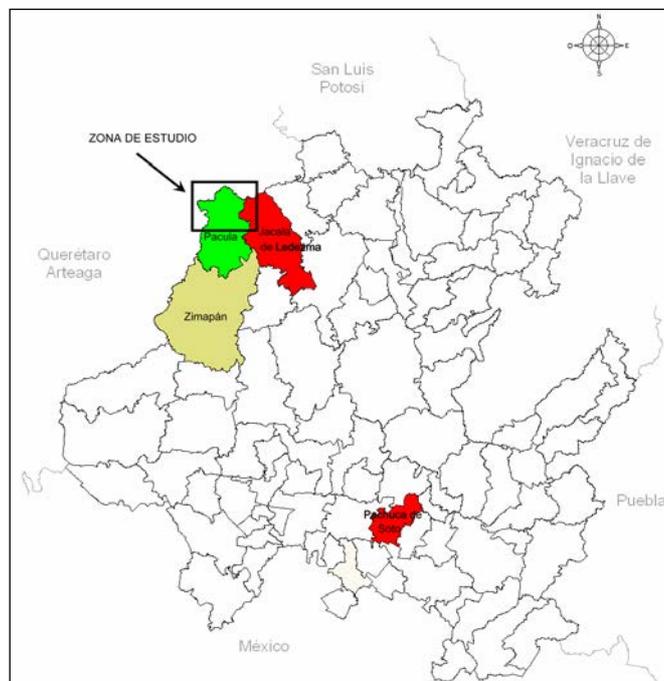


Figura II.1. Localización del área de estudio (modificada de Web3).

II. 1 Geología de la zona

Es importante describir el marco geológico de la zona, debido a que la propagación de las ondas electromagnéticas en el interior de la Tierra está influenciada por los contrastes que existen entre las propiedades físicas de las estructuras geológicas formadas en épocas o en condiciones diferentes. Por lo que, a continuación, se

describirán las principales características de las diferentes formaciones y estructuras geológicas presentes.

Fisiografía

El área de estudio se encuentra ubicada en la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, colindando con las provincias Mesa Central y el Eje Neovolcánico Transmexicano (Arvizu y Alcántara, 1989). La provincia Sierra Madre Oriental, se encuentra caracterizada por montañas del Mesozoico fuertemente plegadas y cortadas por profundos cañones, presentando, por tanto, un relieve abrupto. En el área, las Sierras están constituidas, principalmente, por rocas sedimentarias; aunque, en casos aislados, pueden aflorar rocas ígneas más antiguas que las primeras (Web1). El río Moctezuma (formado de la confluencia de los ríos San Juan y Tula, al sudoriente del área) disecciona dichas estructuras, labrando un angosto valle transversal con cañones profundos que cortan a las formaciones carbonatadas (Carrillo, 1997).

Al sudoccidente del área, existen anchos valles o llanuras como los de Cadereyta, Tequisquiapan y Tecozautla, bordeados por cerros casi siempre de origen volcánico, y mesas frecuentemente basálticas. Formados por la acumulación de sedimentos fluviales, lacustres y aluviales, como producto de la erosión y transporte de las rocas expuestas en la zona montañosa (Web1).

Al sudoriente de la región, donde corren los ríos Tula, San Francisco y Tecozautla, es posible encontrar rocas ígneas Terciarias que, aparentemente, pertenecen al Eje Neovolcánico Transmexicano, de acuerdo al tipo de roca y la edad de probable depósito. Finalmente, al occidente del área, afloran secuencias vulcanosedimentarias Mesozoicas con una intensa deformación, que igualmente sufrieron las rocas del área de estudio (Carrillo, 2000).

Particularmente, en el área, la fisiografía al este de la llamada Cobijadura El Doctor, está caracterizada por sierras alargadas y depresiones topográficas que constituyen, respectivamente, los flancos y los ejes de los pliegues localizados en la cuenca de Zimapán (donde las cimas alargadas están constituidas por calizas cretácicas, en tanto que las depresiones topográficas están en los núcleos de los anticlinales y sinclinales). Las cabalgaduras el Volantín y Jiliapan, que también forman un escarpe en dirección laramídica, se encuentran, mayoritariamente, dentro de la plataforma de Valles-San Luis Potosí (Suter, 1982). Al occidente de la región, las sierras alargadas

La Peña Azul-Cuchilla Alta, que pertenecen la provincia fisiográfica Mesa Central, también se encuentran en dirección laramídica (Raisz ,1964).

Litoestratigrafía

En el área, predominan las formaciones de origen marino que fueron depositadas en el periodo que comprende del Jurásico Superior al Cretácico Superior, y se describen a continuación.

Formación las Trancas (JKit)

Los sedimentos de la formación Las Trancas son los más antiguos de la zona, y fueron depositados durante el Jurásico Superior y la cima del Cretácico Inferior. La formación Las Trancas aflora en los núcleos del anticlinal de Bonanza y del anticlinorio el Piñón (Carrillo y Suter, 1991), tal como se observa en la figura II.2, y se cree que puede alcanzar hasta 1000 *m* de espesor. De acuerdo a Carrillo (1997), está constituida de estratos delgados a medianos de lutita apizarrada gris oscura, caliza micrítica y lentes escasos de tobas y arenisca físil y areniscas conglomeráticas principalmente; aunque, en el flanco sudoccidental del anticlinal El Piñón, también contiene pirita y arsenopirita. En los estratos más inferiores, la litología tiende a ser más arcillosa; en tanto que en los niveles más superiores, las margas y calizas son más abundantes y se pueden apreciar algunos lentes delgados de pedernal y capas delgadas de grauvaca. Las rocas presentan poca resistencia a la erosión, por lo que, tienden a formar bajos topográficos (Web1). Su localidad tipo se encuentra en Puerto Las Trancas, donde presenta amonites pequeños y abiertos en los 200 *m* superiores que, según González y Carrillo (1986), datan del Barremiano.

Formación o Complejo calcáreo El Doctor

Esta formación consiste de un paquete de rocas carbonatadas que fueron depositadas en varias paleogeografías diferentes (marcadas por pronunciados cambios de facies), en la segunda parte del Cretácico Inferior. Ward (1979) cartografió gran parte de este macizo calcáreo e hizo una distinción entre las facies de borde de plataforma (Taninul A y B y la caliza blanca) y las facies de plataforma (formación El Abra o rocas de la plataforma de Valles-San Luis Potosí).

Las calizas son relativamente puras, de textura variada y con o sin lentes de pedernal, con intercalaciones de dolomía y capas delgadas de lutita; en algunos sitios sobreyacen discordantemente a la formación Las Trancas (Web1). Los depósitos de plataforma que afloran en el macizo El Ángel-El Espolón, están constituidos por caliza micrítica beige y gris claro con miliólidos, en estratos gruesos $>0.7\ m$; mientras que, en la periferia de la plataforma, consiste de calcarenitas y calizas brechoideas y conglomeráticas, con abundantes colonias fosilíferas de gasterópodos, rudistas, algas y raros corales, que han sido poco estudiados (Carrillo, 1997). En el cerro El Boludo, existen afloramientos de calizas tanto en estratos delgados con lentes de pedernal como bancos gruesos de calizas (también conocido como Banco de Tolimán) que contienen rudistas, gasterópodos y algas característicos de los depósitos de plataforma carbonatada. Dichos depósitos, de mares poco profundos, pueden alcanzar hasta $1500\ m$ de espesor (Wilson *et al.*, 1955), ya que, en el cerro El Ángel, Ward (1979) calculó, por lo menos, $800\ m$ de espesor. Además, las rocas de esta formación muestran una alta competencia estructural, que se deduce de la formación de pliegues abiertos (Arvizu y Alcántara, 1989).

Formación Tamaulipas (Kit)

La formación Tamaulipas fue depositada en el Cretácico Inferior y consiste de depósitos de facies de talud (formación Tamabra) y de cuenca.

La formación Tamabra se encuentra constituida por los depósitos de talud de las plataformas carbonatadas El Doctor, Valles-San Luis Potosí y Tolimán. Consiste de calizas de textura esencialmente arenosa o que incluyen brechas y olistolitos, en estratos de espesor variable, con lentes o nódulos de pedernal. En varias localidades exhibe estructuras primarias características, pliegues de corta y variable amplitud, limitados por encima y debajo por estratos no plegados, capas de brecha, secuencias de Bouma (Carrillo, 1982) y abanicos, como en el flanco oriental del anticlinal El Chilar. El espesor de ésta formación varía desde unos cuantos metros, en las cercanías de la Higuerillas e Higueras, hasta $300\ m$ (en la mayor parte de la región).

Entre los depósitos de facies de cuenca de la formación Tamaulipas, se incluyen aquellos que son contemporáneos a los depósitos de talud y de plataforma, es decir, los que se depositaron durante el Albiano-Cenomaniano. Consisten de estratos delgados a gruesos de mudstone y wackstone, con nódulos o lentes de pedernal que, por lo regular, exhiben radiolarios y foraminíferos planctónicos. Puede tener,

aproximadamente, unos 400 m de espesor (Carrillo, 1997). En algunos afloramientos, como en el flanco sudoccidental del anticlinal El Piñón, también contienen dolomía.

Formación Soyatal-Méndez (K_{ss})

La formación Soyatal fue depositada en el Cretácico Superior, durante el Turoniano de acuerdo a Wilson *et al.* (1955). Sobreyace a las formaciones carbonatadas del Cretácico Inferior y yace bajo formación Méndez. Consiste de calizas micríticas y calcarenitas con lentes de pedernal y capas delgadas de lutita y margas. Particularmente, en la zona de la cabalgadura El Doctor, contiene estratos brechoides y, en el flanco occidental del anticlinal El Piñón, abundantes bloques de facies de plataforma. Los estratos calcáreos gruesos contienen rudistas, gasterópodos y algas, que sugieren que la plataforma carbonatada El Doctor estuvo activa durante el Turoniano (Ward, 1979).

Es posible observar, en la cima del banco calcáreo El Doctor, un importante desarrollo de paleocarsticidad previo al depósito de la formación Soyatal. Aparentemente, la formación Soyatal sobreyace a la Caliza El Doctor sin discordancia angular (Web1).

Las rocas más representativas de la formación Méndez son margas, lutitas, limonitas y areniscas de grano fino que, por lo general, presentan una estratificación delgada. Con frecuencia, las rocas presentan un color gris verdoso al fresco y tonos amarillos-anaranjados a la intemperie (Carrillo, 1997). Se deduce, que el espesor de ambas formaciones es de, al menos, 1000 m .

Tectónica

En un estudio a escala regional, los sistemas de deformación denotan dos importantes fases de deformación: una compresiva, denominada Laramide, que ocurrió durante el Cretácico Tardío-Paleoceno; y otra distensiva, que aparentemente afecta a toda la secuencia litoestratigráfica, con excepción del aluvión y los suelos (Carrillo, 1997). La deformación laramídica consistió mayoritariamente en plegamiento y, en menor proporción, fallamiento de compresión, donde el orógeno laramídico tiene un estilo de deformación de cobertura, formando cabalgaduras con vergencia noreste (excepto localmente), desplazamientos mínimos kilométricos, e inclinación baja; originándose en zonas con marcados cambios de facies de las rocas mesozoicas. Por otro lado, la deformación distensiva post-miocénica superior consiste en fallas que se orientan N-S

(preferencialmente a N50°W) (Web2), con un desplazamiento que varía de unos cuantos metros a cientos de metros.

En la provincia fisiográfica de la región de estudio, se pueden apreciar estructuras de pliegues y cabalgaduras con direcciones axiales paralelas al NW (en dirección del tren laramídico), marcando, a su vez, un sentido de compresión perpendicular a ellas que tuvo lugar en el Cretácico Superior-Paleoceno (Carrillo, 1989). Entonces, se formaron estructuras tales como los anticlinales El Chilar y El Piñón, los sinclinales de San Lorenzo, de Maconí, El Aguacate y El Fraile, las cabalgaduras de Higuerrillas, El Volantín y de Jiliapan, la cobijadura El Doctor y el pliegue cobijadura Bonanza (Carrillo, 1997). También, estructuras como el macizo El Espolón-El Ángel, las sierras San Antonio-San Nicolás y El Grifo-Quita Sueño, se alinean en dirección NNW-SSE, siguiendo la misma dirección que el tren estructural laramídico (Carrillo, 1997).

Debido a la disposición litoestratigráfica de las diferentes unidades, se formó una secuencia de competencias mecánicamente alternantes; por una parte, las formaciones Las Trancas y Soyatal son mecánicamente incompetentes, mientras que las formaciones Tamaulipas, El Doctor y El Abra son de alta competencia estructural (Carrillo y Suter, 1991).

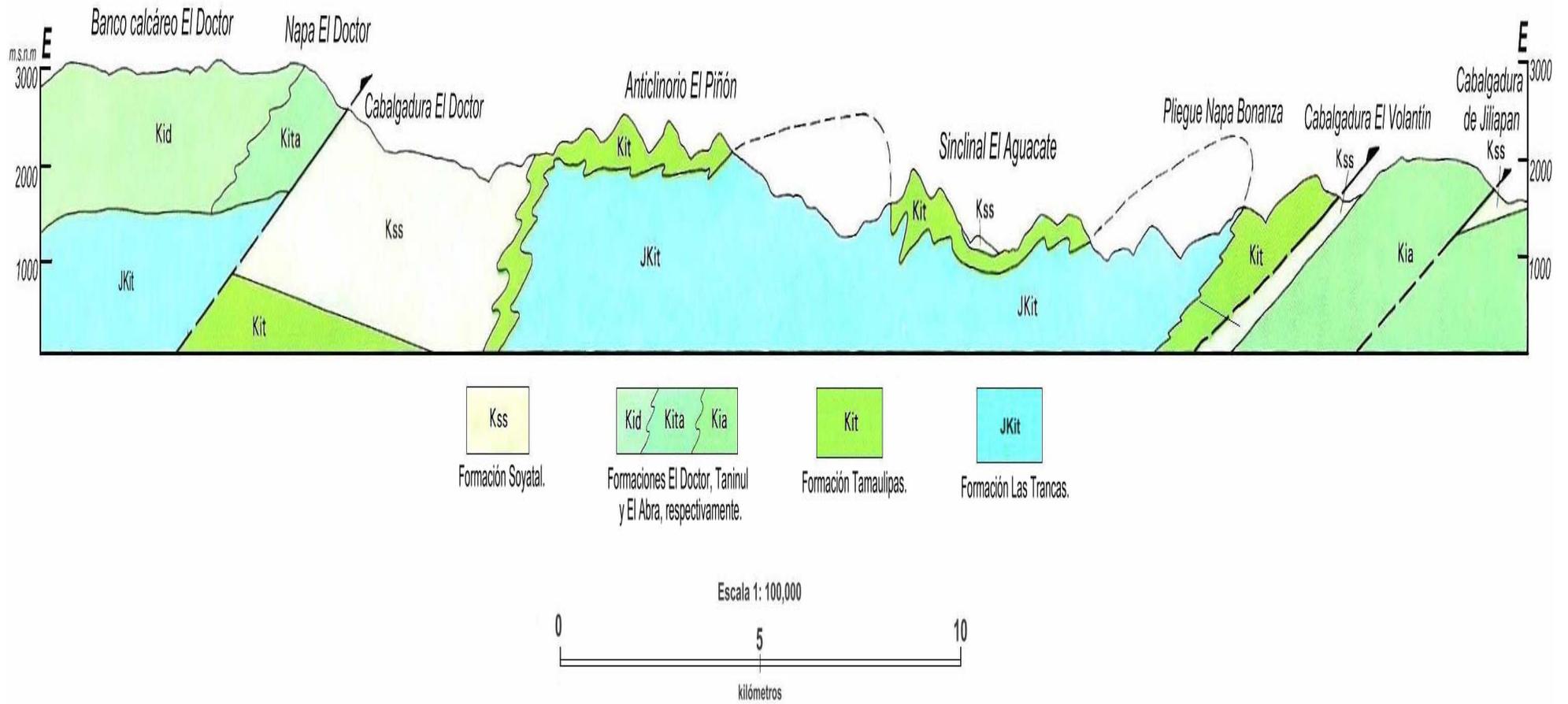


Figura II.2. Sección estructural de la zona, en dirección NE (perpendicular a la dirección axial de los pliegues y cabalgaduras) (Carrillo, 2000).

A continuación, se describirán las estructuras geológicas de mayor importancia para este caso de estudio. Principalmente, aquellas que se encuentran comprendidas en las formaciones calcáreas cretácicas (formaciones El Doctor, Tamaulipas y Soyatal-Méndez).

El *sinclinal de San Lorenzo* tiene su núcleo en las formaciones Soyatal-Méndez, su flanco occidental en la formación Tamabra (mostrando una serie de pliegues secundarios) y su flanco oriental en la formación El Doctor (donde las calizas de plataforma buzan 35° SW en forma monoclinal).

La Cobijadura el Doctor está marcada por el pronunciado escarpe del macizo El Ángel-El Espolón. Sobre el río Moctezuma, las calizas de plataforma de la formación El Doctor están montadas sobre las lutitas y margas de la formación Soyatal-Méndez. El frente de la cobijadura es visible en toda su extensión, constituido por facies de plataforma (Ward, 1979). En el Cerro del Ángel, la cabalgadura yuxtapone a las facies de plataforma contra las calizas de la formación Tamabra, y sobrepone a la formación El Doctor contra las formaciones Soyatal-Méndez desde el Cerro Daxhí hasta las cercanías de Higueras. Se cree que la cobijadura pueda ser la continuación de la cabalgadura de Higuerrillas, con base en un afloramiento de lutitas y margas, ubicado en el punto de confluencia entre los ríos San Juan y Tula, de probable edad Cretácica Superior que yace bajo las calizas de la formación El Doctor (Carrillo, 1997); sin embargo, dicho afloramiento está considerablemente tectonizado y el paso de los estratos de caliza de delgados a gruesos no es gradual.

El *anticlinal El Piñón* es amplio, simétrico y de forma acofrada, tiene su núcleo en la formación Las Trancas, su flanco occidental en la formación Tamaulipas y su flanco oriental únicamente en las en facies de cuenca de la Tamaulipas. Corresponde a un plegamiento secundario de amplitud métrica a hectométrica en ambos flancos; particularmente, en el sudoccidental, se manifiesta como neutro y antitético.

El *anticlinal Bonanza* tiene como núcleo a la formación Las Trancas, como flanco occidental a la formación Tamaulipas y se encuentra limitado al noreste por la Cabalgadura el Volantín. El flanco nororiental del anticlinal se atenúa en la formación Tamaulipas. En su flanco occidental de pliegues del anticlinal existen fallas inversas de bajo ángulo.

Cabalgadura *El Volantín*, corresponde al plano de falla que limita al noreste el pliegue de la cobijadura Bonanza, y que, además, corta a una serie de planos secundarios. El

plano de falla se inclina 23°SW y yuxtapone a las formaciones Tamabra y Tamaulipas contra las formaciones Soyatal-Méndez. Esta cabalgadura trasladó las rocas de la cuenca de Zimapán, así como las del talud occidental de la plataforma de Valles-San Luis Potosí por encima de esta plataforma (Carrillo, 1997).

La cabalgadura de Jiliapan, consiste en un plano de falla que yuxtapone a las calizas de borde de plataforma de la formación El Abra contra las lutitas y margas de la formación Soyatal-Méndez. Se ha observado que el plano de falla es de alrededor de 21° en su parte inferior, mientras que en la parte superior llega hasta 24° (formando una pequeña rampa).

El sinclinal El Aguacate tiene su núcleo en las formaciones Soyatal-Méndez y sus flancos en la formación Tamaulipas. Sobre el río Moctezuma, es posible apreciar que el flanco sudoccidental, que buza a 50-60°, contiene pliegues secundarios recostados al noreste con una amplitud hectométrica, mientras que en el flanco nororiental también presenta pliegues secundarios, pero de amplitud métrica a hectométrica.

El Sinclinal El Fraile se encuentra en las facies de borde de plataforma de Valles- San Luis Potosí, en lo que corresponde a la formación El Abra y a su vez, el sinclinal limita al noreste a las formaciones Soyatal-Méndez.

En general, hasta aquí se han descrito las estructuras geológicas más importantes para este estudio. Cabe mencionar que existen otras estructuras en las rocas de las formaciones mencionadas que no se describirán, debido a que son de menores dimensiones que las antes citadas.

Hidroestratigrafía de la región

Las rocas carbonatadas se caracterizan por una mineralogía con propiedades de fácil solubilidad, condición que las hace susceptibles de ser atacadas por agua rica en dióxido de carbono; por lo que, se hizo necesario explicar los mecanismos de suministro de agua, la fuente y la relación del nivel freático con la tectónica de la región.

Aunque el número de oquedades registradas es alto, son de pequeñas dimensiones, lo que indica que, a través del tiempo, el suministro de agua no ha sido abundante. El suministro ha sido efectuado por dos mecanismos: por aporte lateral del nivel freático y por aporte superficial (donde las oquedades son de geometría alargada, en sentido

vertical y siguiendo las discontinuidades que afectan la roca), o por una combinación de ambos mecanismos.

Probablemente, la fuente de suministro de agua fueron pequeños mantos freáticos colgados que cedieron agua a través de las discontinuidades de la roca o bien, debido a condiciones lluviosas del clima (proceso que en la actualidad continúan con mucha menor intensidad).

Las variaciones del nivel freático han estado relacionadas al levantamiento tectónico regional del terreno. La variación de la velocidad del levantamiento produjo niveles freáticos que permanecieron estables temporalmente, favoreciendo el depósito de los materiales que transportaban las corrientes al llegar a estos niveles o al nivel base de erosión. Al parecer, la velocidad del levantamiento del terreno ha sido más lenta o bien ha cesado, con lo que el trabajo de erosión del río Moctezuma ha sido más lento y el nivel freático ha experimentado un descenso gradual; por lo que, el desarrollo de carst se ha dado preferencialmente en condiciones freáticas, donde el gradiente hidráulico es bajo.

Generalmente, la carstificación tiene lugar en el macizo rocoso hasta un determinado nivel (nivel base de carst), en el que se pueden presentar desarrollos importantes; dicho nivel puede ser un contacto geológico con roca impermeable que evite la circulación del agua o bien, el mismo nivel freático. De acuerdo a las evidencias geológicas, en el área se distinguen dos niveles de carst bien separados, tanto por el brusco levantamiento tectónico regional (discontinuidad en los planos de disolución), como por la presencia de importantes capas arcillosas pseudohorizontales.

Sin embargo, es importante mencionar que, en la actualidad, las características climáticas de la región son poco favorables para el desarrollo de carsticidad.

II. 2 Estudios previos

Geofísica previa en la zona

Como parte del estudio de factibilidad geológica del proyecto hidroeléctrico Zimapán, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó estudios geológicos, topográficos,

geofísicos y de perforación para estudiar la zona en la que actualmente se encuentra la presa.

En particular, los estudios geofísicos se realizaron a lo largo de la zona por la que pasa el túnel de conducción, empleándose los métodos de sondeo eléctrico vertical (SEV), con el arreglo tetraelectrónico Schlumberger, y el método sísmico de refracción; ambos con la finalidad de caracterizar las estructuras geológicas y estimar la competencia de las rocas.

Dichos estudios tuvieron una cobertura aproximada de 21 km, a largo de los que se hicieron 87 sondeos eléctricos con aberturas interelectrónicas ($AB/2$) máximas de 2000 m, intentando alcanzar una profundidad de 800 m; en cuanto al método sísmico, se realizaron 35 tendidos con cubrimientos variables: de 260 m como mínimo y de 1040 m como máximo, empleándose puntos de tiro largos, cortos y centrales.

La figura II.3 muestra el área por la que pasa el túnel de conducción, observándose cómo corta a la estructura geológica conocida como cabalgadura El Doctor.

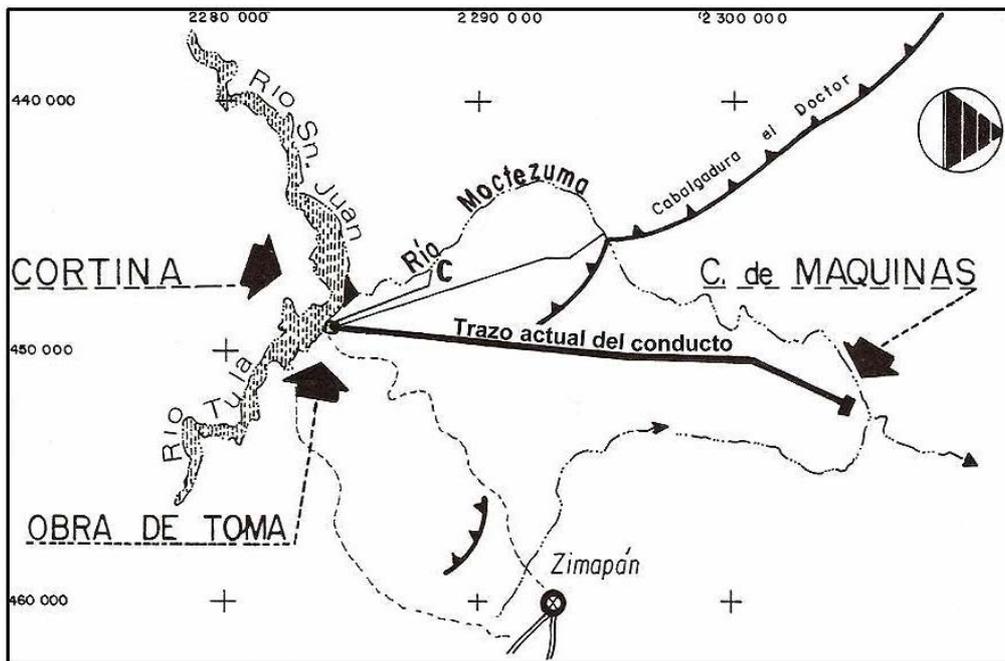


Figura II.3. Trazo del túnel de conducción (Arvizu y Alcántara, 1989).

La línea de los cadenamientos atraviesa las formaciones El Doctor, Soyatal, Méndez, Las Trancas y algunos cuerpos intrusivos; razón por la que se presenta una disposición cambiante de las condiciones geológicas. Las diversas respuestas físicas y las diferentes profundidades alcanzadas por los métodos eléctrico y sísmico, hizo

necesaria la elaboración de secciones separadas de isorresistividad aparente, electroestratigrafía y sismo-estratigrafía; cuya integración fue correlacionada con las formaciones geológicas del área para obtener una mejor definición de los contrastes y las propiedades físicas.

Los estudios geofísicos fueron interpretados cualitativa y cuantitativamente para ser correlacionados e integrados con la información geológica. Para la interpretación cualitativa, se elaboró una tabla en la que se asignaron valores de buena, regular y mala competencia inferida (o resistencia geométrica) de las rocas a cada uno de los tramos del cadenamamiento. Dicha tabla no se incluye, ya que tales resultados no son de interés para este estudio, debido a que no se realizó alguna interpretación comparable y a que los resultados de competencia inferida pueden variar en la localidad de estudio.

Por otro lado, los resultados de la interpretación cuantitativa se muestran en la Tabla 1; aunque, es importante mencionar que, debido a que no todas las unidades interpretadas son de interés para este trabajo, no se presenta completa. Sin embargo, las tablas de ambas interpretaciones pueden ser revisadas en Arvizu y Alcántara (1989), texto en el que también se incluye el detallado de los cadenamamientos.

Existen algunas consideraciones que deben tomarse en cuenta para analizar la siguiente tabla, tales como el hecho de que la alta velocidad sísmica que presentan las rocas más someras en ciertas partes del trazo del túnel de conducción llega a impedir la determinación de este parámetro a mayor profundidad, debido a las limitaciones propias del método de refracción sísmica.

También, que las zonas de baja resistividad podrían deberse a la respuesta de rocas muy arcillosas de baja competencia o bien, a rocas mineralizadas.

Tabla 1. Resultados de la interpretación cuantitativa de los estudios geofísicos (modificada de Arvizu y Alcántara, 1989).

Correlación geológica	Resistividad [<i>Ohm · m</i>]	Velocidad [<i>km / s</i>]	Características generales
Formación El Doctor (de facies de plataforma)	> 2000	1.7 a >5.0	Al inicio del trazo, generalmente reporta resistividades > de 2000 [<i>Ohm · m</i>]; donde, en su parte intemperizada, presenta velocidades de 1.7 a 3.5 [<i>km / s</i>] y espesor variable de 2 a 150 [<i>m</i>]; y en su parte sana, velocidades de 4.0 a más de 5.0 [<i>km / s</i>], sin que su espesor haya sido determinado. Posteriormente, aflora y debe encontrársele hasta los 250 y 400 [<i>m</i>] de profundidad, con variaciones de resistividad de 20 a 1500 [<i>Ohm · m</i>]. Donde, por medio de la sísmica, se determinó un horizonte intemperizado con un espesor casi irregular de 20 [<i>m</i>] y una velocidad de 0.6 a 1.6 [<i>km / s</i>]; por debajo de este horizonte, la velocidad se incrementa bruscamente a más de 5.0 [<i>km / s</i>], sugiriendo un aumento de la competencia con respecto de la profundidad.
Formación Méndez	4 a 24	0.4 a >5.0	En las partes que aflora, presenta resistividades muy variables en superficie, y a profundidad valores bajos y altos de 286 a 4000 [<i>Ohm · m</i>]. Por medio del método sísmico, se determinó un espesor promedio de 20 [<i>m</i>] de alteración. Su velocidad baja a profundidad (de 2.6 a 5.4 [<i>km / s</i>]), indica compacidad de regular a buena. El espesor de ésta unidad en la zona de estudio va de 0 a 200 [<i>m</i>].
Formación Soyatal	90 a 4000	0.4 a >5.0	En su parte alterada, la velocidad es de 0.4 a 1.0 [<i>km / s</i>]; en su parte intermedia, de 2.0 a 2.9 [<i>km / s</i>]; y en la parte más compacta, mayor de 5.0 [<i>km / s</i>]. En la zona de estudio, ésta unidad tiene un espesor que va de 50 a 300 [<i>m</i>].
Formación Las Trancas (caliza arcillosa)	8 a 260	-----	Presentó una baja respuesta de resistividad, de 8 a 260 [<i>Ohm · m</i>]; pudiendo corresponder al horizonte más arcilloso de ésta formación, sin que se descarten la posibilidad de mineralización.
Formación Las Trancas (lutitas, calizas y areniscas)	320 a 6000	-----	Subyaciendo a la F. Las Trancas, presenta una respuesta de alta resistividad, de 320 a 6000 [<i>Ohm · m</i>]; pudiéndose tratar de una las zonas más calcáreas de ésta.

Estudio de carsticidad en la región

La Comisión Federal de Electricidad realizó un estudio de la carsticidad en la zona marcada en la figura II.4, debido a problemas relativos a la calidad de la roca de obra civil de la presa Zimapán (Paéz y González, 1993). La importancia de citar este trabajo radica en que abarca algunas de las principales formaciones geológicas de interés para este estudio, pudiendo esperar condiciones de carsticidad similares en el área.

El desarrollo de carsticidad en las formaciones carbonatadas de la zona produjo algunos problemas para la construcción de la boquilla de la Presa Zimapán; por lo que, se llevaron a cabo estudios de los diferentes elementos geotécnicos de las rocas para comprender el fenómeno de la carsticidad en las rocas calcáreas del estrechamiento del río Moctezuma, en el Cañón del Infiernillo.

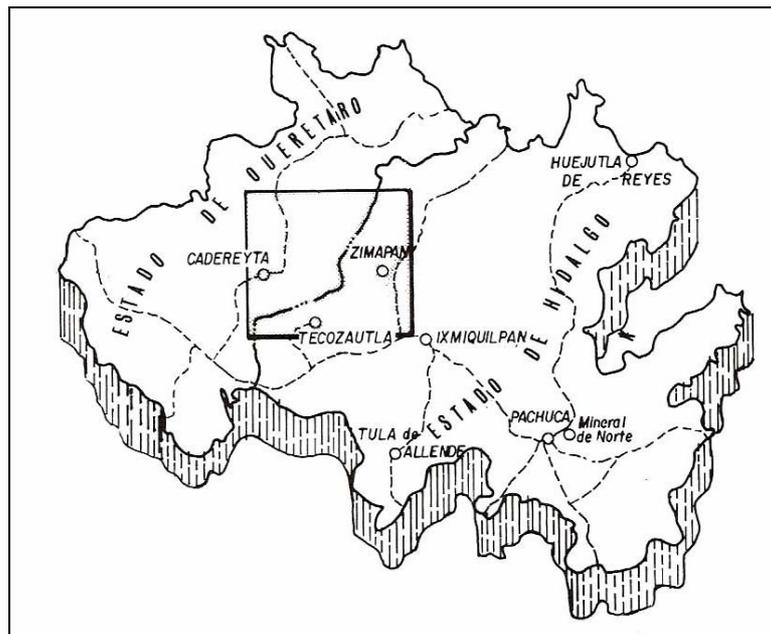


Figura II.4. Área que cubrió el estudio de carsticidad (Paéz y González, 1993).

La boquilla atraviesa la estructura geológica regional conocida como cabalgadura El Doctor, que es el contacto tectónico de la formación El Doctor sobre la formación Soyatal, donde la fricción producida por el desplazamiento entre los estratos desarrolló horizontes arcillosos (milonitas), con cristales euhedrales de dolomía cementados por calcita amorfa y algo de cuarzo, atribuyendo el origen de las calizas y dolomías a un

medio sedimentario químico, afectadas posteriormente por metamorfismo cataclástico (Páez y González, 1993).

En el estudio, se calculó que aproximadamente el 9% de las fracturas de las márgenes de la boquilla presentan desarrollo cárstico. Al hacer una caracterización de las oquedades con base al tipo de relleno, elevación, dimensiones y estructuras en que se desarrollan, se obtuvo que más del 80% de las oquedades tienen dimensiones menores a los 50 *cm*, lo que significa que el desarrollo cárstico es de pequeñas dimensiones y que la presencia de un desarrollo cárstico voluminoso obedecerá a un origen muy particular (como, por ejemplo, la coalescencia de un horizonte arcilloso grueso con fracturas importantes). Generalmente, en las oquedades es posible observar la presencia de la estructura que generó el desarrollo del carst, tales como fracturas, estratos, fallas, intersecciones fractura-estrato y falla-estrato, o bien, sin estructuras aparentes. Por lo que, se cree que el carst desarrollado en zonas profundas, pudo haber sido favorecido por los esfuerzos tensoriales fuertes, fallamiento y vulcanismo, que se presentaron en otros tiempos.

A menudo, las oquedades son rellenadas por los materiales que transportan las corrientes subterráneas cuando éstas alcanzan el nivel freático o el nivel base de erosión, puesto que el movimiento del agua pierde toda energía. En el área de la boquilla se identificaron algunos tipos de relleno como calcita, arcilla, calcita-arcilla, arcilla-limo-arena, y semi-relleno de algunos de todos estos materiales, así como oquedades sin relleno.

Se observó que el desarrollo cárstico (distribución y magnitud) del macizo rocoso está controlado por el gradiente hidráulico de los distintos niveles freáticos antiguos que, a su vez, tiene un control estructural; por lo que, el desarrollo cárstico creó conductos para el transporte de agua (por disolución-erosión) y soluciones de la superficie hacia niveles inferiores de descarga, aprovechándose de los planos de debilidad, tal como se muestra en la figura II.5.

Las condiciones de flujo de agua del macizo (libre, vadoso o gravitacional y freático o a presión), asociadas a las características estructurales, originaron carst con distintas geometrías que están en función del factor de flujo o estructural dominante. Aunque, casi todo el carst de la boquilla se originó en condiciones vadosas que favorecieron la abrasión-disolución, desarrollando formas lenticulares en estratos y fracturas.

Entre los desarrollos cársticos más importantes, destacan los hallados en las intersecciones de fracturas con estratos arcillosos, ya que las características granulométricas del material arcilloso hacen que estos horizontes actúen como barreras impermeables, impidiendo el paso directo del agua hacia niveles inferiores y, al mismo tiempo, ocasionando que el líquido escurra sobre dicha barrera a través de las discontinuidades por las que ésta se infiltró o bien, siguió la máxima pendiente del estrato.

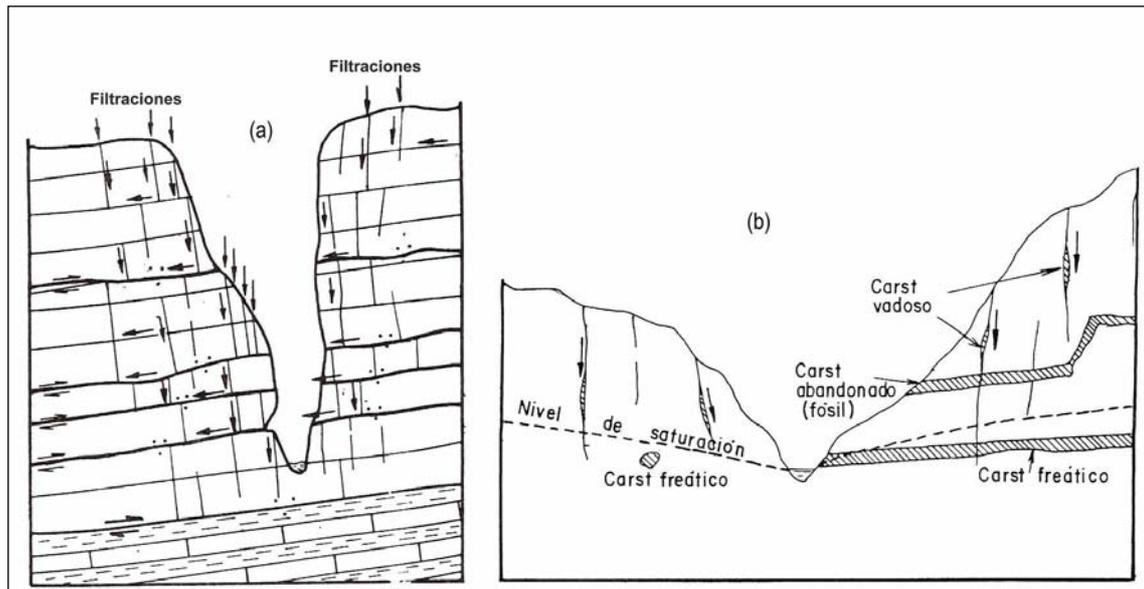


Figura II.5. (a) Filtraciones en el macizo rocoso, (b) relación estructura-carst (Páez y González, 1993).

Dicho estudio proporcionó información útil para la comprensión de los mecanismos que favorecieron el antiguo desarrollo de carsticidad, brindó información a cerca de la posición espacial y tendencias de la carsticidad en los niveles en los que se encuentra más desarrollada, se determinó el patrón que siguen las discontinuidades y el carst, definiéndose así las zonas con alta probabilidad de carsticidad (atribuyéndoles un carácter permeable, aunque cuantitativamente hablando, los desarrollos cársticos ocupan una muy pequeña porción del macizo).

Minería y geotermia

El distrito de Zimapán ha destacado por la importante producción minera que ha tenido desde principios de los noventas, convirtiéndose en una de las principales actividades económicas de la región. Es por ello que, ya desde 1920 se realizaban un gran número de trabajos de exploración en la región.

En las minas de la zona, se extraen, principalmente, minerales metálicos en minas que pueden ser subterráneas o a cielo abierto. Los principales depósitos metálicos son los de oro en la mina San Martín, Municipio de Colón, Querétaro., y de plomo-zinc-plata en la mina de San Antonio. También, se han explotado otros materiales como el mercurio en una región próxima a San Joaquín, fosforita en San Francisco, municipio de Pacula, Hidalgo, caolín y ópalo en el cuadrángulo de Tequisquiapan, mármol en toda la zona que abarca el banco calcáreo El Doctor, y cal en San Antonio de la Cal y en La Cabeza (que corresponde a la Formación Tamaulipas de facies de cuenca); por citar algunos ejemplos.

Los yacimientos metálicos están parcialmente relacionados con intrusiones de composición monzonítica, mientras que los minerales *Pb*, *Zn*, *Ag* (*Cu*) están frecuentemente alojados en las rocas carbonatadas (yacimientos de reemplazo de caliza).

Los yacimientos son principalmente skarns y sulfuros masivos en forma de mantos y chimeneas, así como mineralización subordinada en vetas. Por lo que, la producción global de plomo, zinc, plata (cobre) ha sido extraída de yacimientos mesotermales (90% en el distrito minero de Zimapán).

De ahí que, también es importante mencionar la relevante actividad geotérmica en la zona. En la región de Pathé, Querétaro-Tecozautla, Hgo., se instaló por primera vez en el país una planta de energía de origen geotérmico; debido a que existen fuentes de aguas termales, fumarolas al punto de ebullición, una gran cantidad de geysers, rocas mineralizadas con sulfuros y caolinización.

Hidroestratigrafía

De las rocas mesozoicas existentes en la zona, únicamente las calizas de la formación el Doctor revisten importancia desde el punto de vista hidrogeológico, las formaciones restantes de la misma Era (Las Trancas, Soyatal, Tamaulipas, Méndez) carecen de interés por su textura predominantemente arcillosa.

La mayor parte de los *skarns* auríferos se desarrollan en los cinturones orogénicos en los márgenes de las placas convergentes, asociados a ambientes de arcos de islas.

Diversos litotipos graníticos del Eoceno intruyen las secuencias calcáreas y calcáreo-pelíticas mesozoicas, produciendo metamorfismo de contacto y metasomatismo. El

metamorfismo térmico y los fluidos hidrotermales que acompañaron la intrusión ígnea, afectaron irregularmente la secuencia sedimentaria anteriormente descrita, formando depósitos tipo *skarn* de *Fe – Cu* con granate, epidota, diópsido, cuarzo y calcita. En la aureola de contacto se depositó localmente una asociación de galena, esfalerita, smithsonita, pirita y calcopirita, ésta última asociada con una mineralización de *Te – Ag – Bi – Au* (Flores et al, 2006).

Las rocas carbonatadas de la formación El Doctor presentan denso fracturamiento y gran desarrollo kárstico, características que le confieren alta capacidad de infiltración y elevada permeabilidad. Constituyen acuíferos heterogéneos con respecto a sus características hidráulicas, debido a la errática distribución de las fracturas y conductos de disolución; no obstante dicha heterogeneidad, puede afirmarse que en términos generales su capacidad transmisora es alta.

Otros trabajos de interés

Entre los estudios geotécnicos realizados para conocer la calidad de la roca, se hicieron pruebas de inyección de cemento. Dicho estudio mostró que más del 90% de los tramos probados son impermeables y que sólo el 4.2% del total de los tramos registraron consumos mayores a 26 kg de cemento por metro; por lo que existe una correlación directa con los estudios antes mencionados, en los que se observó fracturamiento en menos del 9% del macizo, oquedades de pocas dimensiones y que, cuantitativamente, los desarrollos cársticos ocupan una muy pequeña porción del macizo (Arvizu y Alcántara, 1989).

III. Implementación de campo y adquisición de datos

En este capítulo se describirá el diseño de la campaña, las características de implementación y adquisición de los sondeos magnetoteléuticos. Se harán notar algunos rasgos observables en los datos (tanto en las series temporales como en el contenido de frecuencias) y en las curvas de resistividad aparente y fase.

También, se detallarán los componentes del equipo de MT empleado y su funcionamiento.

III. 1 Diseño de la campaña

El diseño de la campaña y la realización de los estudios fueron hechos por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), debido a que corresponde a uno de los megaproyectos de dicha empresa. La finalidad del megaproyecto es evaluar la factibilidad de ubicar el portal de salida de un túnel de conducción en la zona de estudio, localizando estructuras geológicas que pudieran afectar la construcción del túnel hasta el nivel de la cota de excavación.

El proyecto se encuentra dividido en varias etapas, en la primera etapa se realizó una campaña para hacer estudios topográficos, geológicos y geofísicos en la región cuya cabecera municipal es Pacula, Hidalgo; y es justamente esta parte del proyecto en la que se ubica el presente estudio.

Los primeros estudios que se hicieron fueron los topográficos, con la finalidad de trazar una ruta por la que se hicieran el resto de prospecciones, así como para contar con el relieve topográfico a detalle; posteriormente, se realizaron los estudios geológicos y geofísicos, simultáneamente.

En cuanto a los estudios geofísicos: durante aproximadamente dos meses se hizo la adquisición de 200 sondeos MT a lo largo de un perfil de 20 *km* y se tomaron 40 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) distribuidos a lo largo del mismo segmento y que, como se verá más adelante, fueron empleados para la corrección de los sondeos magnetoteléuticos.

Sin embargo, en este trabajo únicamente se hizo el procesamiento, análisis e interpretación de un perfil que incluye 21 sondeos MT en un segmento aproximado de 2 km. La elección de los sondeos MT se hizo con base en la calidad de los datos y al número de sondeos eléctricos verticales que se encontraban cercanos.

Tanto la técnica como el equipo geofísico empleado fueron elegidos de acuerdo a los objetivos del proyecto y a las ventajas que ofrece el método magnetotelúrico en cuanto a logística de campo, costos y tiempo. Por lo que, es importante describir con mayor detalle las características del equipo.

Características del equipo MT

A continuación se describirá el funcionamiento y los dispositivos receptores del equipo, con la finalidad de conocer las variables que maneja en su construcción y empleo.

Bobinas (Magnetómetro de inducción)

Las bobinas del equipo miden el campo magnético variable mediante una espira (o bobina) conectada a un instrumento que mide la tensión inducida en ellas. La espira (sensor) adopta la forma de solenoide recto, con n número de espiras de sección A , donde el campo magnético B varía sinusoidalmente con respecto de la frecuencia angular, esto es, $B = B_0 e^{-i\omega t}$. Entonces si el ángulo entre el campo y el eje del solenoide es α , se tiene que el potencial inducido U vale:

$$U = \frac{\partial \phi}{\partial t} = -nA \frac{\partial B}{\partial t} \cos \alpha = i\omega nAB \cos \alpha \quad (\text{Orellana, 1974}) \quad 3.1$$

De la ecuación anterior se tiene que el factor $\cos \alpha$ indica que la bobina es direccional, ya que mide la variación del campo magnético en dirección ortogonal al plano de cada espira. De ahí que, para medir simultáneamente las componentes x, y, z del campo magnético, es necesario el uso de tres magnetómetros direccionales.

El factor ω indica que la sensibilidad de las bobinas varía linealmente con la frecuencia; aunque, es posible variar algunos parámetros para incrementar la sensibilidad del instrumento como aumentar la sección A de las espiras o el número de éstas. Sin embargo, aún en el caso en el que las bobinas son muy numerosas en

espiras, las tensiones inducidas son muy pequeñas, por lo que, el solenoide contiene núcleos compuestos por materiales ferromagnéticos de poca remanencia y permeabilidad muy elevada, haciendo que la sensibilidad del instrumento quede multiplicada por un factor K y entonces el potencial inducido quede expresado como $U = i\omega KnAB \cos \alpha$; además contienen un amplificador de ganancia grande y estabilizada intercalado entre la bobina y el registrador (Orellana, 1974).

Dipolos

El campo eléctrico es medido a partir de dos dipolos (pares de electrodos que sirven como electrodos de potencial) colocados perpendicularmente entre sí, en las direcciones x y y . Cada dipolo mide la resistividad del medio en una dirección al establecerse una diferencia de potencial entre los electrodos. Debe procurarse que la resistencia de contacto entre los electrodos sea mínima, es decir, valores menos a $10\ k\Omega$, para asegurar una resolución suficiente en la adquisición de datos.

Equipo empleado

El equipo empleado fue un sistema Stratagem fabricado por la compañía Geometrics. De acuerdo a las características que describe el proveedor, el sistema Stratagem puede medir la resistividad eléctrica de la Tierra desde unos cuantos metros de profundidad a poco más de un kilómetro y utilizar tanto fuente natural como artificial (fuente controlada) para hacer la adquisición de los sondeos electromagnéticos; además de ser un equipo que es fácilmente portable en campo.

El Stratagem consiste de dos componentes básicos: el receptor y el transmisor. En rangos de alta frecuencia, las señales naturales son, por lo regular, muy débiles y el uso de un transmisor puede mejorar la calidad de los datos. El sistema receptor estándar está configurado para adquirir datos en un rango de frecuencia de $100\ kHz$ a $11.7\ Hz$. Si se requiere hacer la adquisición en el rango de frecuencias extendido de $1000\ Hz$ a $0.1\ Hz$ se emplean los componentes del receptor opcional con los del sistema estándar.

Con este equipo es posible medir sólo cuatro componentes del campo electromagnético, dos de campo eléctrico y dos de campo magnético (E_x, E_y, H_x, H_y).

A continuación se enuncian y se ilustran (figuras III.1 y III.2) los componentes del sistema estándar del Stratagem (Geometrics, 2000).

Componentes del sistema receptor estándar

- 4 electrodos de acero inoxidable tipo estaca.
- Un cable de conexión a tierra para los electrodos.
- 4 cables para electrodos (26 m de cables telúricos).
- 2 bobinas de campo magnético (modelo BF6).
- 2 cables de conexión para bobinas estándar (AFE).
- Una consola de procesamiento de señales Stratagem.
- Un teclado compatible IBM.
- Un cable de interconexión para la consola (AFE).
- Un cable de conexión a la fuente de poder para la consola.
- Una batería de 12V .

Componentes del transmisor (400 Am²)

- 2 antenas transmisoras de ensamble.
- Un módulo transmisor.
- Un cable de conexión a la fuente de poder.
- Un control de transmisión con cable.
- Una batería de 12V .



Figura III.1. Tendido de antena transmisor.

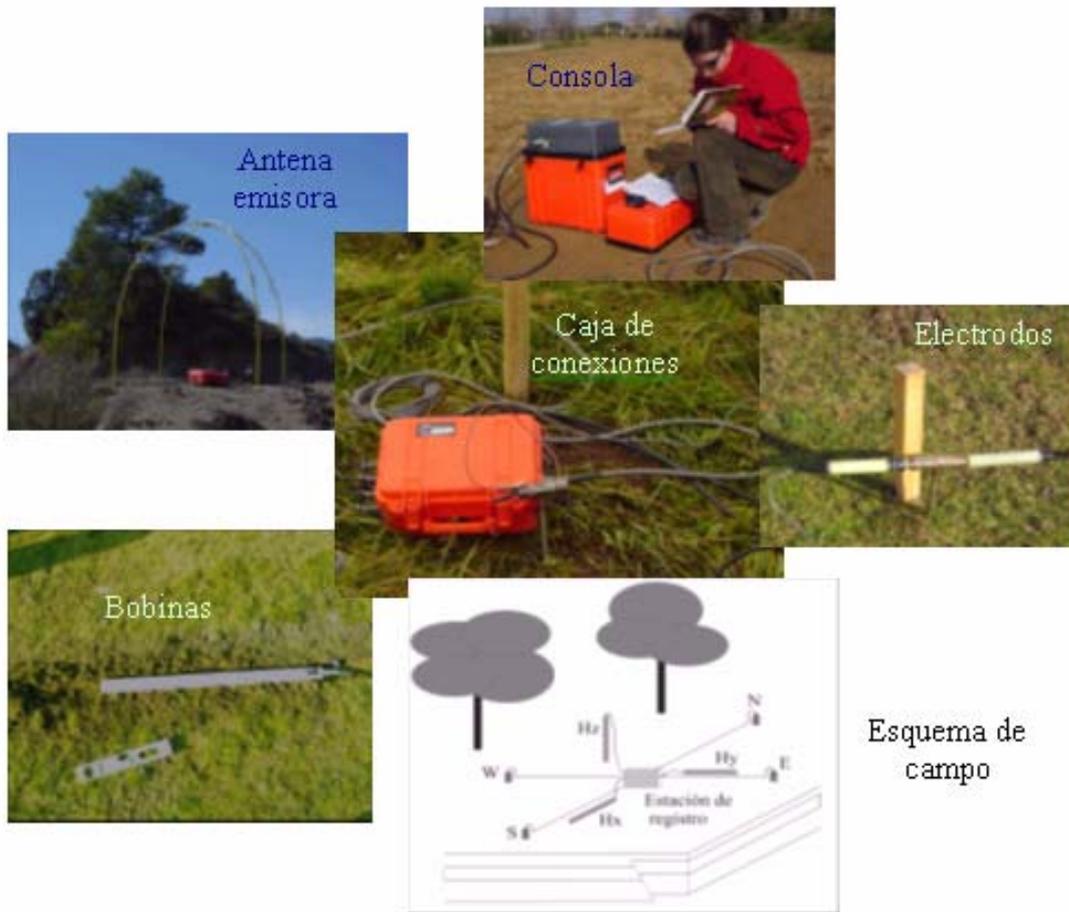


Figura III.2. Componentes del sistema estándar.

III.2 Características de la adquisición

La forma en que se hace la adquisición de los datos y la elección del sitio de medición determinan, en gran medida, la calidad de los mismos. Por ello, se procura que la adquisición esté sujeta a un protocolo previamente establecido y que servirá para que la información pueda ser procesada e integrada con mayor facilidad.

Existen diferentes factores que deben cuidarse al momento de hacer el tendido. A continuación se describirán las condiciones en las que los sistemas receptores y transmisores fueron instalados de acuerdo al protocolo de adquisición.

En cuanto al sistema receptor, los dipolos y las bobinas de inducción fueron orientados en las direcciones norte-sur y este-oeste con la ayuda de una brújula (con un error recomendable de no más de $\pm 2^\circ$), ya que, como se verá más adelante, en los casos en los que el tensor de impedancias tiene que ser rotado, es más sencilla la

orientación del ángulo de rotación si se tiene un sistema de referencia de los dispositivos receptores bien definido para todos los sondeos a procesar e interpretar.

Se cuidó que los dipolos eléctricos y las bobinas guardaran la horizontalidad, con la ayuda de un nivel. En el caso en el que no se tiene la horizontalidad de los dispositivos, para las componentes eléctricas es necesario hacer una corrección por topografía y para las componentes magnéticas se debe considerar que la inclinación de las bobinas genera corrientes secundarias que se ven reflejadas como ruido en la señal.

Las bobinas fueron enterradas para hacer la adquisición, debido a que son muy sensibles y una ligera trepidación puede afectar las mediciones. Estas afectaciones pueden ser producidas por corrientes de aire, ya que generan una fuerza electromotriz que es detectada por los sensores como perturbaciones; incluso, cuando el viento es intenso, se recomienda no enterrar las bobinas cerca de árboles, ya que el movimiento de las raíces puede causar este mismo efecto. Las bobinas deben situarse en las inmediaciones de los dipolos y separadas entre ellas al menos dos metros, para que no interfieran la una con la otra.

Para el caso de los dipolos, no es indispensable que ambos tengan la misma longitud. La longitud de los dipolos depende de la resolución deseada, de la intensidad de la señal necesaria para mitigar el ruido local y de las condiciones del sitio de medición, entre otros; sin embargo, siempre se recomienda hacer pruebas de campo para obtener mejores resultados.

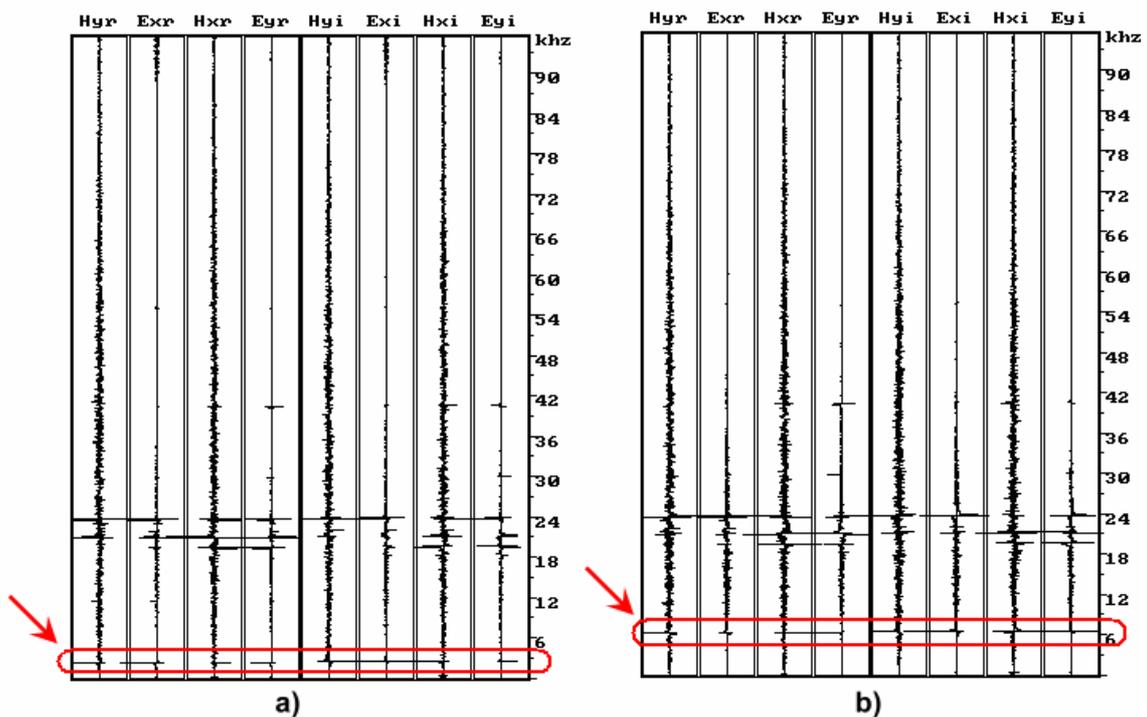
Como ya se mencionó, se debe verificar la resistencia de contacto de los electrodos, si la resistencia es muy alta, se puede ablandar la tierra en la que son enterrados y agregarles salmuera para mitigar el problema, aunque dicho proceso no siempre es suficientemente efectivo (Vozoff, 1989). La consecuencia de un contacto con alta resistencia puede ser severo en términos de ruido y pérdida de señal (el problema tiene mayor importancia en altas frecuencias y cuando los electrodos tienen un espaciamiento grande).

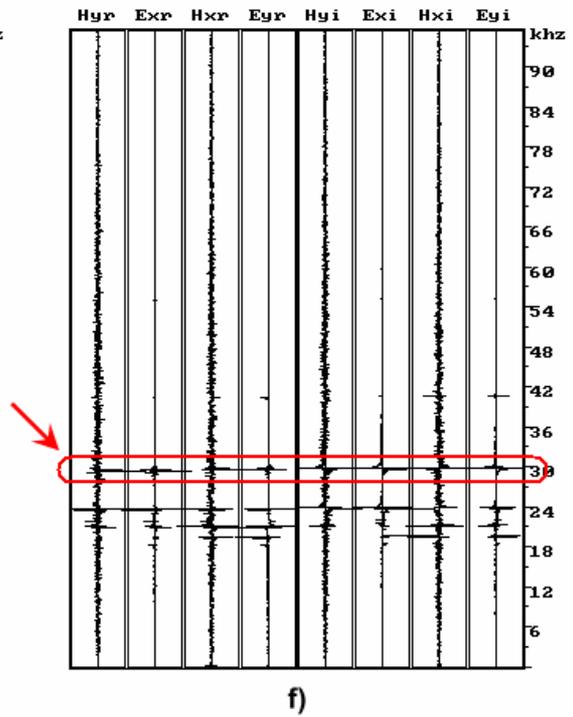
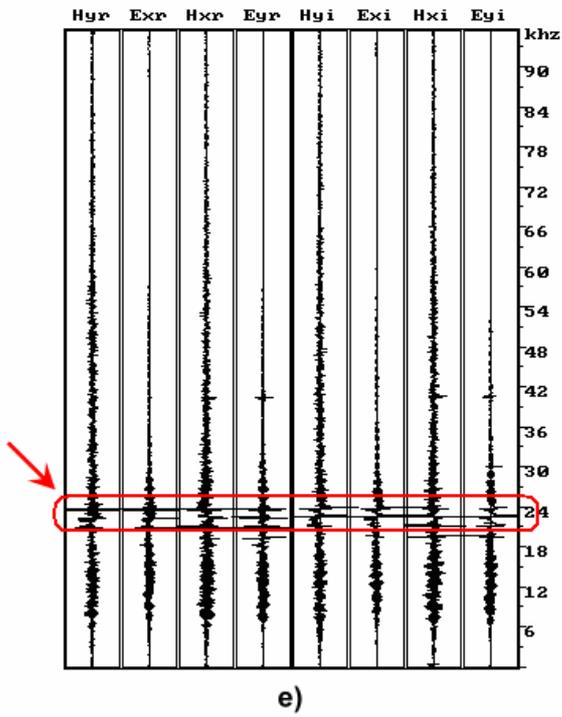
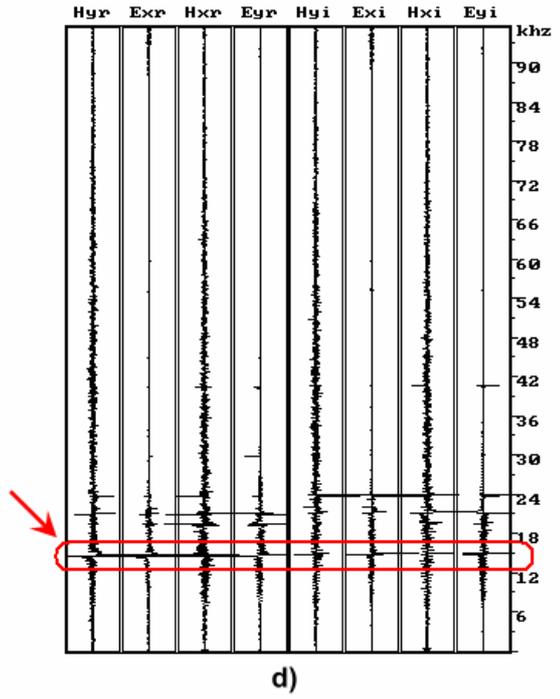
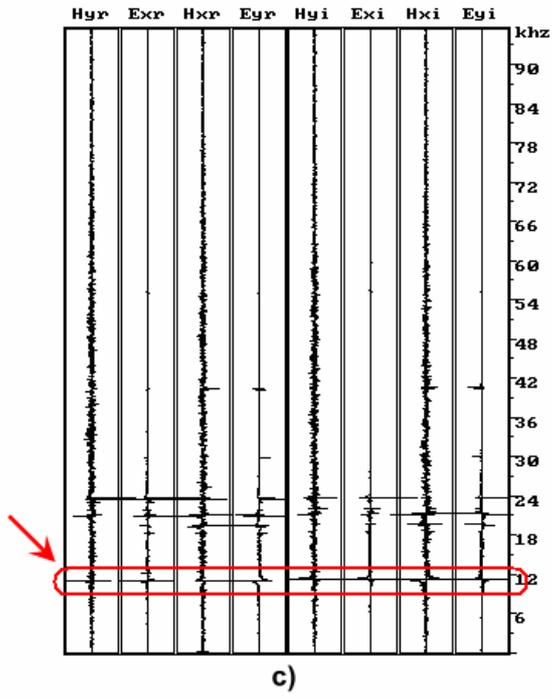
El sistema transmisor (antena) se sincroniza con los dispositivos receptores para hacer la adquisición y básicamente se emplea para mejorar (aumentar la amplitud) la señal de las frecuencias altas, debido a que éstas son las de menor amplitud (Orellana, 1974). Para que este sistema funcione óptimamente, debe situarse en lo que se conoce como campo lejano, es decir, a una distancia aproximada entre la fuente y el

receptor tal que pueda ser considerada infinita, como se establece en las premisas del método. Es recomendable hacer pruebas de campo para identificar la distancia a la que el transmisor sirva para aumentar la señal de la alta frecuencia sin que actúe como una fuente ruido. Una aproximación de esta distancia es, de acuerdo a Zonge, *et al.* (1986), tres veces la penetración nominal; aunque puede variar de acuerdo a las propiedades eléctricas del medio.

En la figura III.3 se observa la frecuencia fundamental de la señal del transmisor. La influencia de la antena se observa a lo largo de la adquisición a los 3, 6, 12, 15 kHz (en III.3a, b, c y d, respectivamente), entre los 18 y 24 kHz (en III.3e) se confunde con otra fuente que transmite en estas frecuencias, y finalmente, se observa a los 30, 51 y 66 kHz (en III.3f, g y h, respectivamente). Cuando éste no se encuentra a la distancia adecuada, podría llegar a ser un factor para desechar el sondeo.

En las pruebas de campo se observa la influencia de otras fuentes, tales como antenas transmisoras. En la figura III.3 se observa el efecto de una fuente que emite entre los 18 y 24 kHz , ya que se mantiene constante en todos los segmentos de alta frecuencia. Para mitigar su efecto, es posible aplicar un filtro en la banda de frecuencias en que transmite. Por lo que, al momento de hacer la planeación de la campaña deben identificarse este tipo de fuentes y con base en ello elegir el sitio de medición.





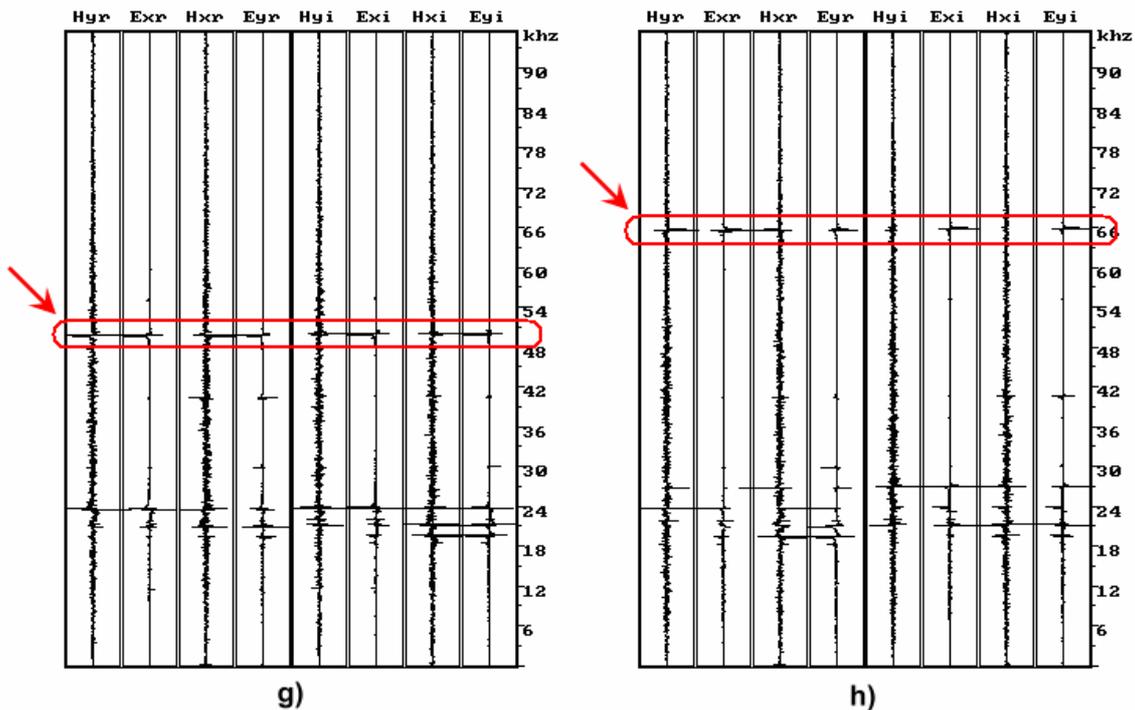


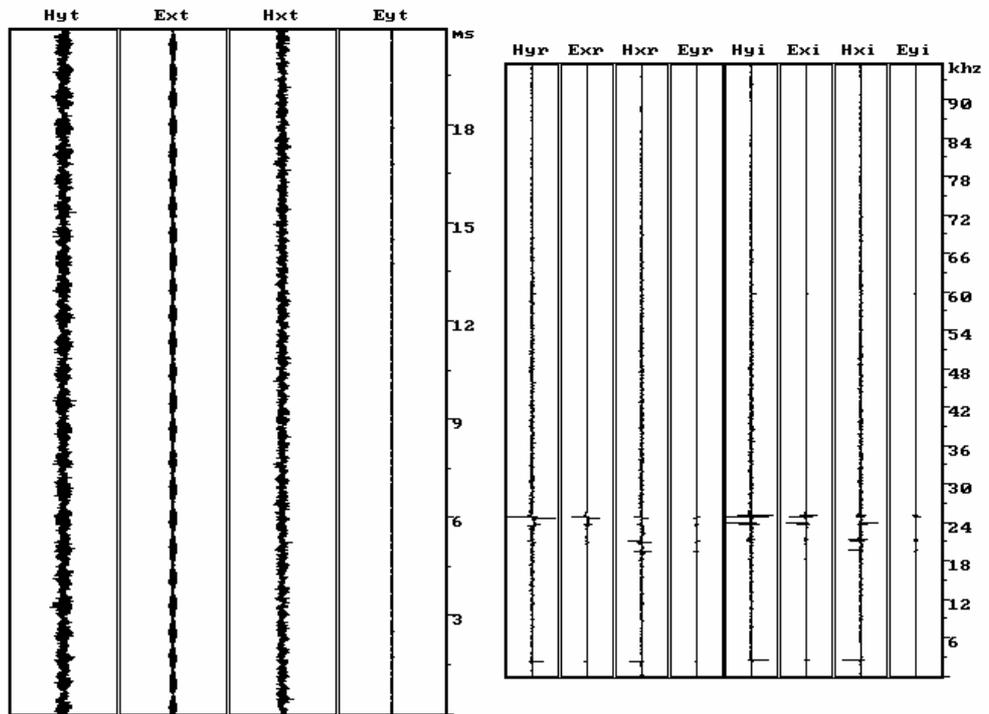
Figura III.3. Señal en la que se observa el efecto de la antena.

El uso de la ganancia automática en las series de tiempo puede darnos una idea de los niveles de la señal y si es que existe alguna polarización. Cuando existe se puede observar que aunque se haga un ajuste de ganancia manualmente, dos componentes del campo electromagnético (una magnética y otra eléctrica) no estarán proporcionadas con respecto a las otras dos; de ahí que, siempre es recomendable hacer un ajuste manual.

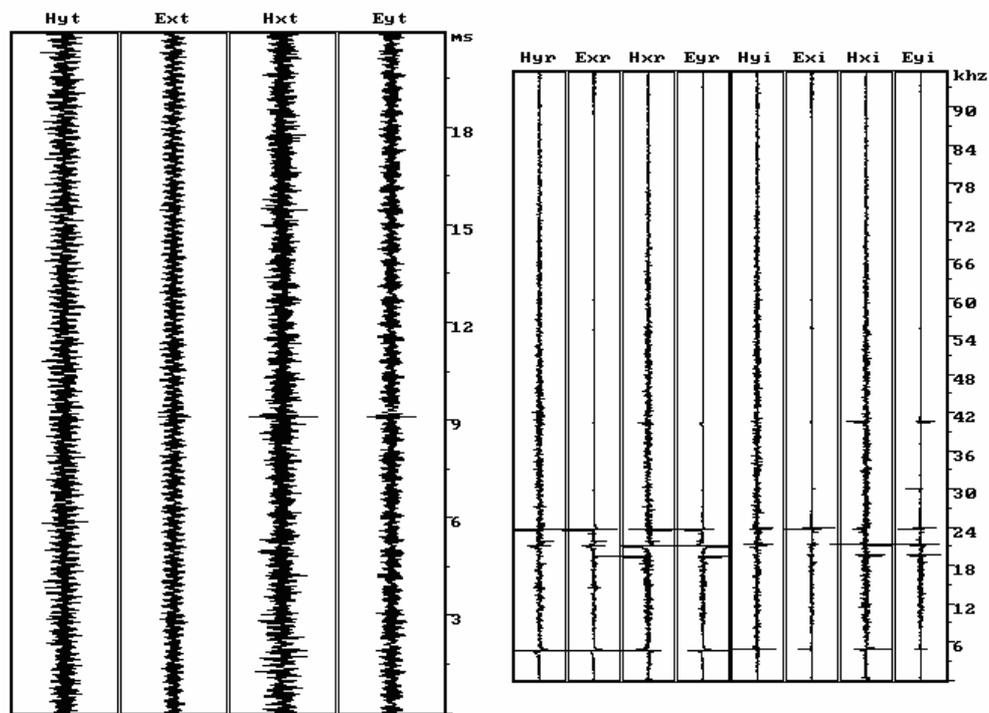
Al momento de hacer la adquisición es imperante realizar pruebas de campo para ajustar la ganancia a modo que se observen las variaciones temporales de las componentes magnéticas y eléctricas y que, al mismo tiempo, no se saturen los canales. En la figura III.4a se observa un ejemplo donde un mal ajuste de ganancia genera que la señal se observe con un nivel muy bajo de intensidad, por lo que todas las componentes necesitan más ganancia, incluso la componente $E_y(t)$ prácticamente no se está detectando y esto se refleja en el espectro de frecuencias. En la figura III.4b se observa un segmento en el que hay un buen ajuste de ganancia, ya que las cuatro componentes temporales se encuentran proporcionadas sin saturar los canales.

Una vez que han sido tomados los sondeos, se puede hacer un proceso de mejoramiento de la señal y para después recalcular las curvas de resistividad

aparente. Esto consiste en la edición manual de las series de tiempo para eliminar aquellos segmentos que contengan una gran cantidad de ruido.



a)



b)

Figura III.4. En a) se observa un mal ajuste de ganancias y en b) un buen ajuste de ganancias. A la izquierda las señales temporales y a la derecha los espectros de frecuencia.

Evaluación de los Sondeos Magnetotelúricos

Como parte del pre-procesamiento de la señal, en todos los sondeos analizados, se hizo un mejoramiento manual de la señal bajo los criterios que se mencionarán a continuación:

- 1) Cambios abruptos de amplitud en periodos cortos de tiempo
- 2) Afectación en los cuatro canales en la serie temporal, debido a que una fuente ruidosa debe afectar a las cuatro componentes (E_x, E_y, H_x, H_y); sin embargo, no necesariamente se va a ver reflejada espectralmente
- 3) Saturación de espectro de frecuencias
- 4) Comparación entre segmentos del mismo rango de frecuencias

Es importante hacer notar que este paso no es obligatorio, pero que puede mejorar la calidad de los datos, sobre todo en sitios en los que la señal esté muy ruidosa; aunque este mejoramiento no se vea forzosamente reflejado en parámetros como la coherencia, ya que el ruido coherente presenta valores de coherencia altos.

En la figura III.5 se puede observar a la derecha las series temporales y a la izquierda su espectro de frecuencias (parte real e imaginaria) de un segmento muy ruidoso. En los óvalos de color rojos se encierran segmentos en los que existe un cambio abrupto de la amplitud en tiempo, así como una saturación de los canales tanto en las series temporales como en el espectro de frecuencias. Por lo que, este puede ser un ejemplo de un segmento que puede ser discriminado para el cálculo de las curvas de resistividad aparente; sin embargo, es indispensable comparar los segmentos que lo anteceden y preceden para tener un mejor punto de comparación. Teniendo en cuenta la calidad general del sondeo, ya que si en general la señal es muy ruidosa no es posible establecer un criterio muy estricto.

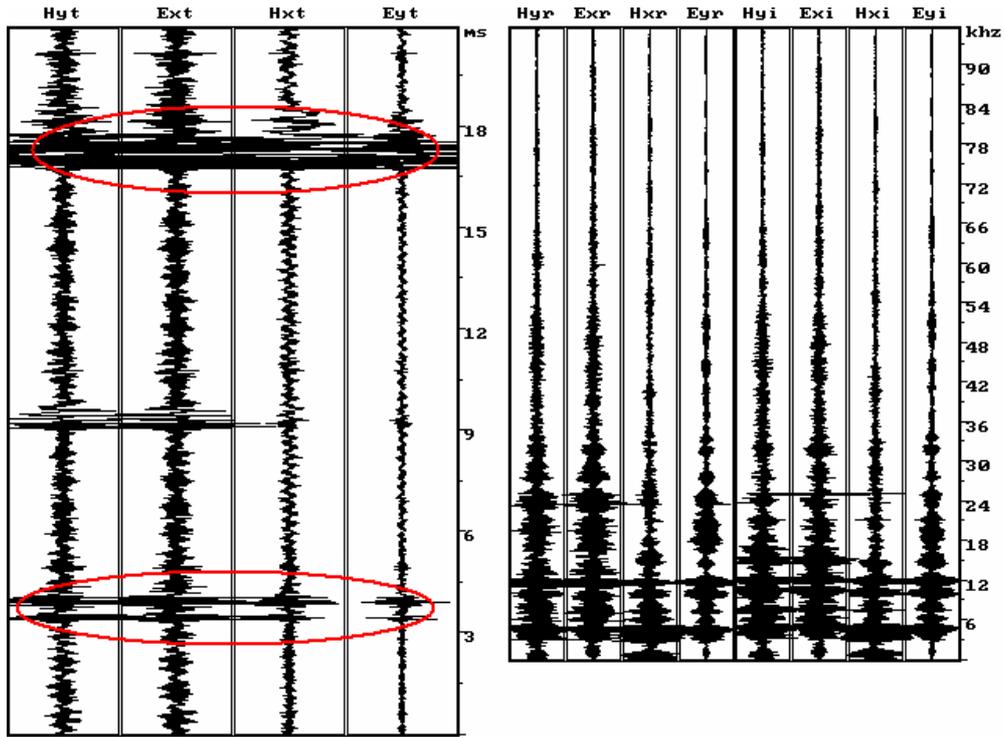


Figura III.5. Segmento ruidoso de la serie temporal.

Una vez hecha esta edición manual, las curvas de resistividad aparente son recalculadas para ser procesadas.

También, de acuerdo a la tendencia de la curva y al valor de la fase para cada frecuencia muestreada, se eliminaron algunos valores (curvas xy y yx de resistividad) para facilitar la inversión de los datos y generar curvas más suaves, tal como se muestra en la figura III.6.

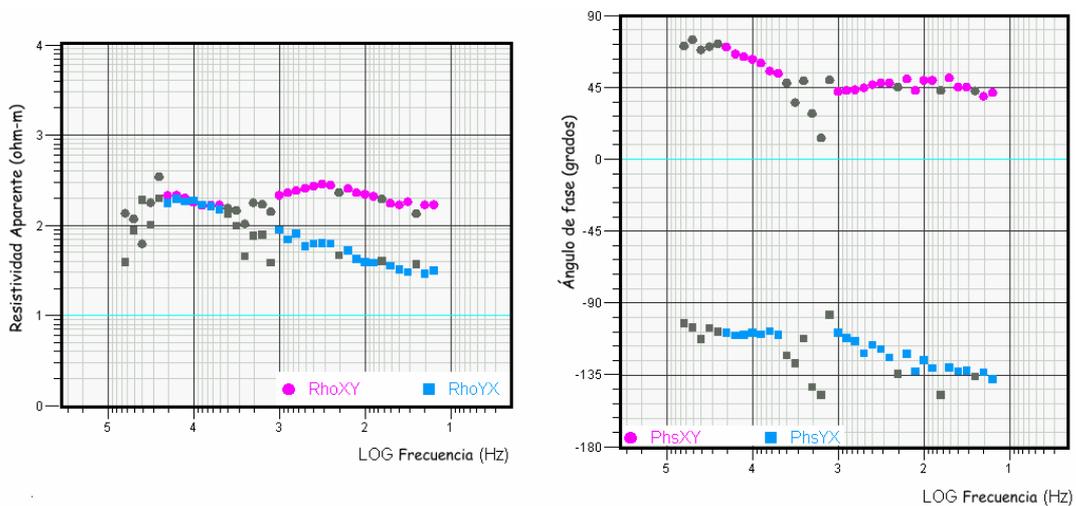


Figura III.6. Curvas de resistividad aparente suavizadas.

Ubicación de los sondeos

La figura III.7 muestra el área de estudio y en la figura III.9 la ubicación de los sondeos magnetoteléuticos sobre el mapa topográfico del área, en el que las curvas de nivel se encuentran a cada 20 m . La línea roja indica la orientación del perfil donde, como se puede apreciar, prácticamente todos los sondeos se encuentran sobre la línea que marca el perfil. Este tiene una orientación de NW4° y una longitud de prácticamente dos kilómetros. Se observa el río Moctezuma al oeste y que el perfil atraviesa al Cerro Loma Larga.



Figura III.7. Área de estudio (modificada de Web3).

En la figura III.8 se puede observar que la topografía es muy abrupta, ya que en menos de un kilómetro se tiene un desnivel de prácticamente trescientos metros entre los sondeos 20 y 9.

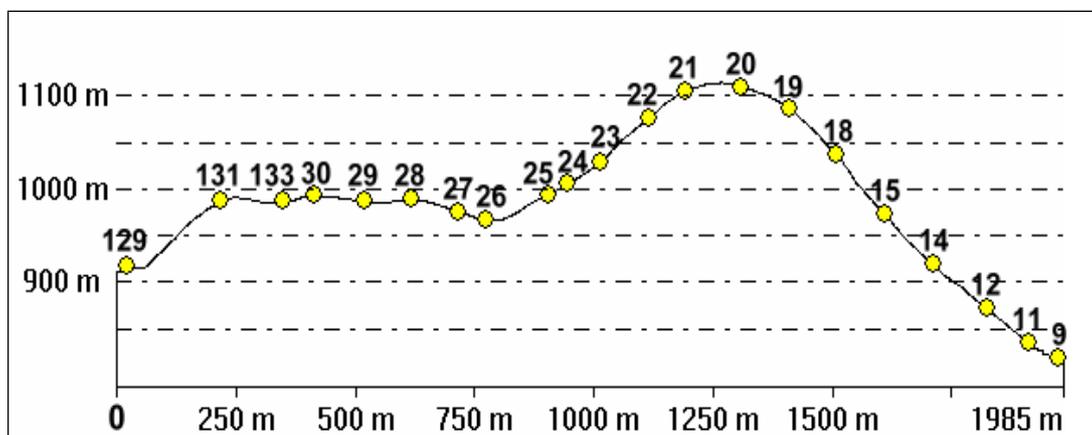


Figura III.8. Perfil topográfico de la sección.

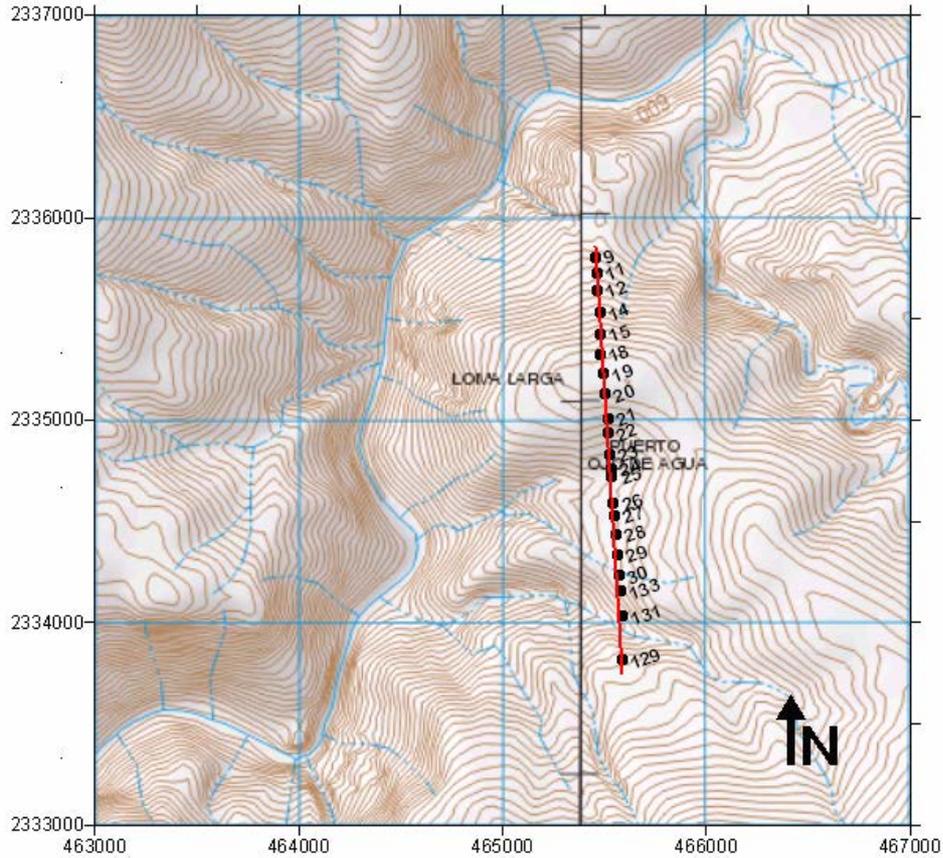


Figura III.9. Ubicación de los sondeos magnetotelúricos.

III.3 Curvas de resistividad aparente y fase

En las curvas de resistividad aparente es posible estimar cualitativamente la complejidad del medio, pudiendo discriminar si corresponde a un medio unidimensional o a otro más complejo (2D ó 3D). Cuando el medio es unidimensional, las curvas xy y yx se observan paralelas (e incluso se juntan) y siguen la misma tendencia, por el contrario, cuando las curvas se separan y no conservan cierto paralelismo se descarta unidimensionalidad, tal como se observa en la figura III.10. Sin embargo, dicha estimación sólo es una primera aproximación al estudio de la complejidad del medio y se tienen que utilizar otras herramientas de análisis para definir la dimensionalidad generalizada del medio. Para corroborar la estimación cualitativa antes mencionada, en la figura III.9 se observan los diagramas polares de los datos a cada frecuencia, con dichos diagramas es posible inferir cierta dimensionalidad, pero esto se explica con mayor detalle en el Capítulo IV.

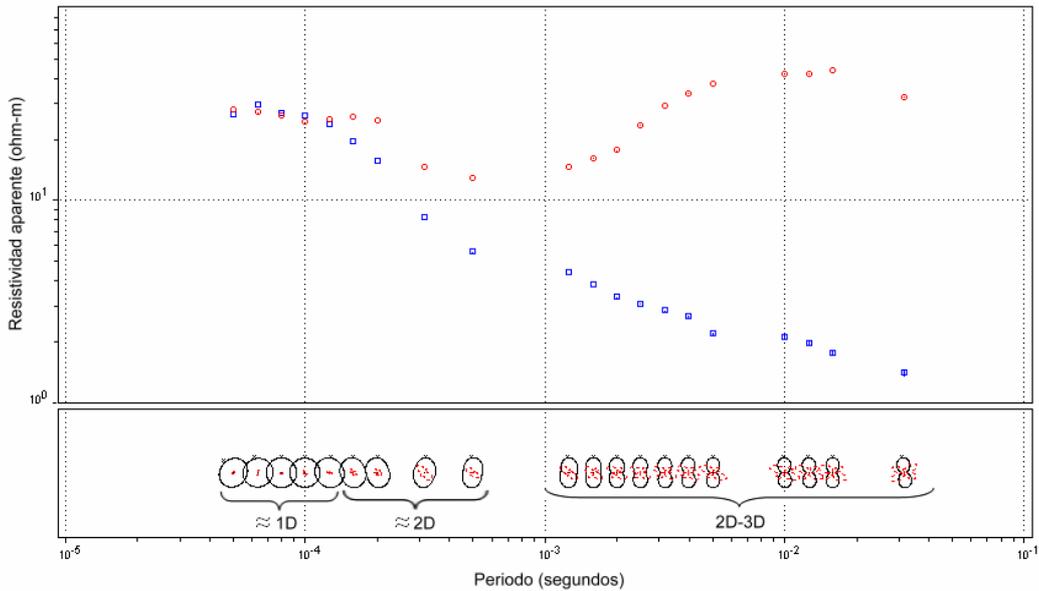


Figura III.10. Estimación cualitativa de la complejidad del medio.

En el apéndice se muestran las curvas de resistividad aparente en una gráfica log-log de resistividad aparente contra frecuencia y las de fase contra frecuencia para cada uno de los sondeos analizados, sin ningún procesamiento.

Se puede observar en todas las curvas que en las altas frecuencias las curvas xy y yx tienden a juntarse y/o llevar la misma dimensionalidad. A diferencia de las bajas frecuencias en las que las curvas se separan, por lo que se esperaría un medio 2D ó 3D.

En las curvas se observa cierta tendencia y continuidad; sin embargo, es posible enmascarar algunas frecuencias con base en la tendencia general de las curvas y la fase. Enmascarar las frecuencias se hace con la finalidad de hacer más suaves las curvas e implica que al momento en que se hace la inversión ese dato no va a ser considerado para el ajuste la curva.

En las curvas también se puede identificar si existe alguna polarización de la señal y distorsión galvánica.

IV. Análisis y modelado de datos

Una vez calculado el tensor de impedancias, como resultado de ciertos procesos de mejoramiento de la señal (como la edición manual de las series de tiempo para eliminar, en lo posible, aquellas señales que contengan una gran cantidad de ruido) y la evaluación de la calidad (confiabilidad) de los datos a partir de parámetros como la coherencia; el siguiente paso consiste en reconocer un comportamiento general del medio, es decir, generalizar el comportamiento de los datos como uni, bi o tridimensional, con la finalidad de aplicar alguna de las diferentes técnicas de interpretación.

El objetivo de realizar un análisis dimensional de los datos radica en recuperar, en lo posible, la mayor cantidad de las características de la estructura y así, obtener un modelo que se ajuste a los rasgos geológicos del área, en muchos casos este ajuste llega a ser decisivo para determinar la viabilidad de aplicar cierta técnica de interpretación (Ledo, 2005).

El tensor de impedancias Z_{ij} es el principal parámetro usado para conocer la dimensionalidad de los datos magnetoteléuticos; por ello, es necesario describir las características generales que debe cumplir dicho tensor para que un medio pueda ser considerado como uni, bi o tridimensional; aunque, como se verá más adelante, existen diferentes métodos por medio de los cuales dicho tensor puede tomar una forma más simple (la de un medio menos complejo) para facilitar la modelación y la interpretación de los datos, siempre y cuando el modelo generado conserve las principales características y cumpla, en gran medida, con los objetivos establecidos.

A continuación se presenta una imagen (figura IV.1) en la que se ejemplifican las tres dimensiones consideradas: (a) muestra un ejemplo de un medio 1D, en el que sólo se observa una secuencia de capas horizontales (capas conductoras) que se asumen de composición homogénea. (b) muestra un medio 2D, en el que una secuencia de capas horizontales son cortadas por un dique en cierta dirección (rumbo) y (c) muestra un ejemplo de comportamiento 3D, en el que las estructuras no tienen ninguna orientación y son masivas.

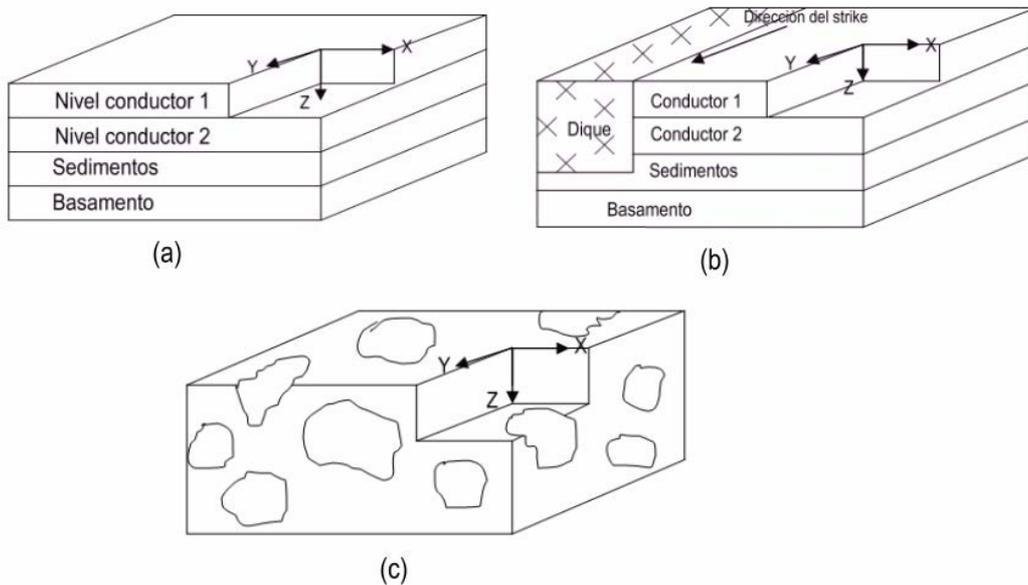


Figura IV.1. Dimensionalidad de los medios. a) Unidimensional, b) Bidimensional y c) Tridimensional.

Una vez que se ha hecho el análisis dimensional, el paso que sigue es hacer un análisis direccional, si es posible. En el caso de un medio 1D, no tiene sentido hacer un análisis direccional. Por otro lado, cuando se tiene un medio 2D, el análisis direccional puede simplificar la forma del tensor y resultar una herramienta de análisis sumamente útil. Para el caso de medios 3D, en particular, no es posible establecer una dirección de estructura principal; sin embargo, es posible encontrar ciertas particularidades o condiciones que cumpla el medio para que un análisis direccional tenga sentido y sea de utilidad tanto en la simplificación del análisis como en la caracterización del medio. Según Ledo (2005) se puede encontrar un análisis detallado sobre la validez de aplicar técnicas 2D para conocer la estructura geoelectrica e información geológica real de medios 3D.

IV.1. Análisis dimensional

A partir del análisis de las componentes del tensor de impedancias es posible determinar la dimensionalidad de la estructura geoelectrica del subsuelo. Dicha dimensionalidad depende de la frecuencia a la que haya sido determinado Z_{ij} , debido a que el comportamiento de la estructura geoelectrica principal puede variar con respecto de la profundidad.

Aunque en el Capítulo I se describieron de manera breve algunas de las características del tensor de impedancias, que dependen de la dimensionalidad geoelectrica, a continuación se explicarán con mayor detalle para clarificar la clasificación de un medio como uni, bi o tridimensional.

Caso 1D

Cuando se tiene un comportamiento unidimensional, se puede considerar que la conductividad eléctrica no varía lateralmente, debido a que las variaciones son prácticamente despreciables, entonces, sólo variará a profundidad. Es decir, se trata de un medio uniformemente estratificado, homogéneo e isótropo. De ahí que, la dirección en la que se hagan las mediciones de los campos es indistinta (se obtendrá la misma respuesta en cualquier dirección de medición en los alrededores del punto de sondeo).

Entonces, el tensor de impedancias toma la forma general de:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} \approx 0 & Z \\ -Z & Z_{yy} \approx 0 \end{pmatrix} \quad 4.1$$

Debido a que se cumple $|Z_{xy}| = |Z_{yx}|$, garantizando la isotropía y homogeneidad lateral; además, las componentes principales son nulas o muy pequeñas en comparación con los valores de las antidiagonales (indicando que no existe una dirección de estructura principal en la que la intensidad de los campos sea máxima o mínima).

También, es importante observar que la componente E_x puede ser recuperada únicamente de la componente H_y , y de igual forma, la componente E_y de la componente H_x , esto es:

$$E_x = Z_{xy} H_y \quad 4.2$$

$$E_y = Z_{yx} H_x \quad 4.3$$

Caso 2D

Cuando se tiene un comportamiento bidimensional, habrá una dirección de estructura principal o *strike*. Si la dirección del *strike* coincide con alguna de las direcciones de

medición de los campos electromagnéticos, se puede hablar de dos modos de descomposición o polarización: 1) Modo TE (Transverso Eléctrico), si se tiene que el campo eléctrico es paralelo a la dirección del *strike*, entonces, las corrientes magnéticas fluirán transversalmente a la estructura principal. 2) Modo TM (Transverso Magnético), si se tiene que el campo magnético es paralelo a la dirección del *strike* o, dicho de otra forma, si el campo eléctrico es perpendicular a la dirección del *strike*. Por tanto, el modo dependerá de si las corrientes de campo electromagnético fluyen paralelas o a través de la estructura principal.

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \quad 4.4$$

Las expresiones que definen el tensor de impedancias para cada uno de los modos son:

$$\text{Para el modo TE} \quad \begin{cases} Z_{xy} = Z_{TE} = \frac{E_x}{H_y} \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad 4.5$$

$$\text{Para el modo TM} \quad \begin{cases} Z_{yx} = Z_{TM} = \frac{E_y}{H_x} \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad 4.6$$

En la figura IV.2 se muestran las principales características de los modos de polarización de acuerdo a la resistividad aparente y a la diferencia de fase. En ella se explica el comportamiento general de la resistividad aparente en un perfil AB con base en la ubicación del contacto (*strike*) y la frecuencia; así como la diferencia de fases con respecto a la distribución de las propiedades eléctricas para cada uno de los modos.

En particular, el modo TE es capaz de unir conductores aislados, mientras que el modo TM es capaz de modelar los límites donde aparecen los principales cambios de resistividad. En general, la descomposición de los modos simplifica los problemas con los valores de frontera (Berbesi, 2005).

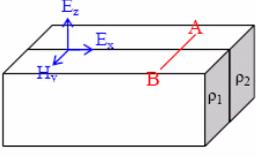
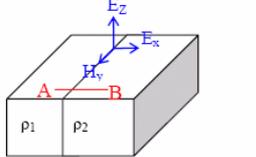
	Modo TE o polarización E	Modo TM o polarización H								
Resistividad Aparente	Decae de forma continua sobre el contacto. Este decaimiento se hace más rápido si la frecuencia aumenta.	Decae de forma abrupta sobre el contacto. La tasa de decaimiento se determina por el skin-depth								
Diferencia de fase	 <p style="text-align: center;">$\rho_1 > \rho_2$</p> <table border="1" style="width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td>Izquierda del perfil AB</td> <td>Derecha del perfil AB</td> </tr> <tr> <td>σ aumenta $\Phi > 45^\circ$</td> <td>ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$</td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	σ aumenta $\Phi > 45^\circ$	ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$	 <p style="text-align: center;">$\rho_1 > \rho_2$</p> <table border="1" style="width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td>Izquierda del perfil AB</td> <td>Derecha del perfil AB</td> </tr> <tr> <td>ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$</td> <td>σ aumenta $\Phi > 45^\circ$</td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$	σ aumenta $\Phi > 45^\circ$
Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB									
σ aumenta $\Phi > 45^\circ$	ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$									
Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB									
ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$	σ aumenta $\Phi > 45^\circ$									

Figura IV.2. Características de los modos TE y TM (Persson, 2001).

Sin embargo, no es común conocer la dirección del *strike* cuando se están haciendo las mediciones de campo y por tal, es difícil coincidir con alguno de los modos de polarización antes citados. En este caso, también las componentes Z_{xx} y Z_{yy} adquieren cierto valor en el tensor de impedancias, tomando la forma:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad 4.7$$

En este caso, es posible minimizar las componentes Z_{xx} y Z_{yy} , para que la forma general del tensor de impedancias para un medio 2D quede como:

$$Z = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad 4.8$$

Caso 3D

Cuando se tiene un comportamiento tridimensional, el medio es anisótropo; por lo que, todas las componentes del tensor Z_{ij} será diferentes de cero y cada una tendrá un valor diferente. Quedando expresado el tensor de impedancia, en forma general, como:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad 4.9$$

Parámetros de análisis dimensional

El análisis dimensional del tensor de impedancias se puede hacer por medio del análisis de parámetros que involucran operaciones entre las componentes del tensor. Los parámetros más comúnmente empleados son los invariantes, la asimetría o *skewness*, la elipticidad, los diagramas polares y la función de transferencia geomagnética o *tipper*, y algunos de ellos también son empleados para estimar la direccionalidad. Cada uno de ellos brinda diferente información a cerca de la dimensionalidad del medio y por lo general, se emplea más de uno para obtener mejores resultados.

A continuación se describe en qué consiste cada uno de los parámetros de análisis dimensional.

Invariantes

Una forma de estudiar la dimensionalidad del medio es a través del análisis de invariantes rotacionales del tensor de impedancias, los cuales son operadores que tendrán el mismo valor independientemente de la dirección en que se hayan hecho las mediciones y/o si el sistema es rotado. Cada uno de las invariantes puede aportar diferente información a cerca del subsuelo. En total, el número de invariantes independientes, para tensores de 2×2 que tengan elementos complejos son siete (Szarka y Menvielle, 1997).

Existen tres invariantes complejos tradicionales; el primero, es la diferencia entre los elementos de la antidiagonal: $Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2$; el segundo, es la suma de los elementos de la diagonal: $Z_2 = (Z_{xx} + Z_{yy})/2$; y el tercero, es el determinante del tensor: $\det(Z) = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}$. De ellos se derivan los siete invariantes rotacionales independientes: $\text{Re}(Z_{xy} - Z_{yx})$, $\text{Im}(Z_{xy} - Z_{yx})$, $\text{Re}(Z_{xx} + Z_{yy})$, $\text{Im}(Z_{xx} + Z_{yy})$, $\det(\text{Re}(Z))$, $\det(\text{Im}(Z))$ y $\text{Im}(\det(z))$. Aunque existen otros invariantes, estos pueden ser expresados en función de los ya mencionados (Martí *et al.*, 2004).

Un invariante menos conocido es la norma de Frobenius del tensor Z , que se expresa como: $\|Z\|_f = (|Z_{xx}|^2 + |Z_{xy}|^2 + |Z_{yx}|^2 + |Z_{yy}|^2)^{1/2}$ (Szarka y Menvielle, 1997).

La utilidad de aplicar los invariantes para estudiar la dimensionalidad de la estructura geoelectrica radica en que, dependiendo de la dimensión generalizada del medio, algunos de estos operadores tendrán un valor nulo, con lo que se inferirá cierta dimensionalidad (Weaver *et al.*, 2000).

Asimetría

Por medio de la condición de asimetría del tensor de impedancias o *skewness* es posible saber si el medio tiene un carácter bidimensional. Esta condición establece que en un medio 2D se cumple que la asimetría es mucho menor a la unidad ($A \ll 1$) y la expresión se encuentra dada por (Orellana, 1974):

$$A = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \ll 1 \quad 4.10$$

De acuerdo a Bahr y Groom (1990), si $A < 0.1$ no existe distorsión en el tensor de impedancias por lo que un modelo 1D es apropiado para interpretar los datos y cuando A varía erráticamente de una frecuencia a otra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, por lo que el denominador sería muy pequeño y A tendería a infinito indicando que el medio también se comporta como 1D, pero si los valores de A son estables y no mayores a 0.4 indica que el medio se puede modelar como 2D.

La condición de asimetría se cumple debido a que, aún cuando los ejes de medición están rotados con respecto de la dirección del *strike* y cada uno de los elementos varíe, algunas operaciones entre los elementos del tensor son constantes (es decir, no varían con la rotación de los ejes) (Vozoff, 1989):

$$Z_{xx} + Z_{yy} = c_1 \quad Z_{xy} - Z_{yx} = c_2$$

y

$$Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx} = c_3$$

Donde c_1 y c_2 corresponden al numerador y denominador de la ecuación de asimetría, respectivamente.

Otro parámetro definido a partir de las operaciones anteriores, es el sesgo de la impedancia, que se encuentra dada por $\alpha = \frac{c_1}{c_2}$, donde c_1 será igual a cero en los casos en los que los modelos se comporten como un medio 1D ó 2D libre de ruido; aunque el sesgo es más bien usado como una medida del grado de tridimensionalidad de un modelo.

Elipticidad

Otro parámetro de utilidad es la elipticidad de la impedancia, que es una cantidad que varía con la dirección de los ejes de medición. Esta cantidad vale cero para los casos en los que se tiene un modelo 1D con datos libres de ruido y cuando se tiene un modelo 2D con los ejes x y y en la dirección del *strike*. Al igual que el sesgo de la impedancia, este parámetro es usado para saber si el comportamiento general del medio es tridimensional y se encuentra definido como:

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}(\theta) - Z_{yy}(\theta)}{Z_{xy}(\theta) + Z_{yx}(\theta)} \quad 4.11$$

Diagramas polares

Los diagramas polares pueden ser empleados para estudiar la dimensionalidad de los datos a diferentes frecuencias; así como para hacer un análisis direccional y de distorsión de los datos.

Dichos diagramas representan el módulo de las componentes de la impedancia en función del ángulo de rotación (Reddy *et al.*, 1977), esto es:

$$Z_{xy}(\theta) = Z_{xy} \cos^2(\theta) + (Z_{yy} - Z_{xx}) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_{yx} \sin^2(\theta) \quad 4.12$$

$$Z_{xx}(\theta) = Z_{xx} \cos^2(\theta) + (Z_{xy} - Z_{yx}) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_{yy} \sin^2(\theta) \quad 4.13$$

Como se puede ver, las componentes Z_{xy} y Z_{xx} dependen del ángulo θ que al variar de 0° hasta 360° describen formas que son interpretadas para hacer el análisis dimensional.

Visualmente, cuando se tiene un medio 1D (figura IV.3a), las componentes de la diagonal principal del tensor de impedancias degenerarán a un punto y las de la

antidiagonal tendrán el mismo valor (observándose una circunferencia); cuando se tienen un modelo generalizado como 2D (figura IV.3b), las componentes de la diagonal principal generarán tréboles de cuatro hojas y las de la antidiagonal formas elípticas (donde el eje mayor de la elipse será paralelo a la dirección principal de la estructura geoelectrica) y en el caso en que se tenga un medio 3D (figura IV.3c), se observará que las componentes de la diagonal principal forman hélices, al igual que las de la antidiagonal.

Sin embargo, no siempre es posible discriminar entre un medio generalizado como 2D o 3D por medio de los diagramas polares, debido a la distorsión de los datos y a la complejidad del medio.

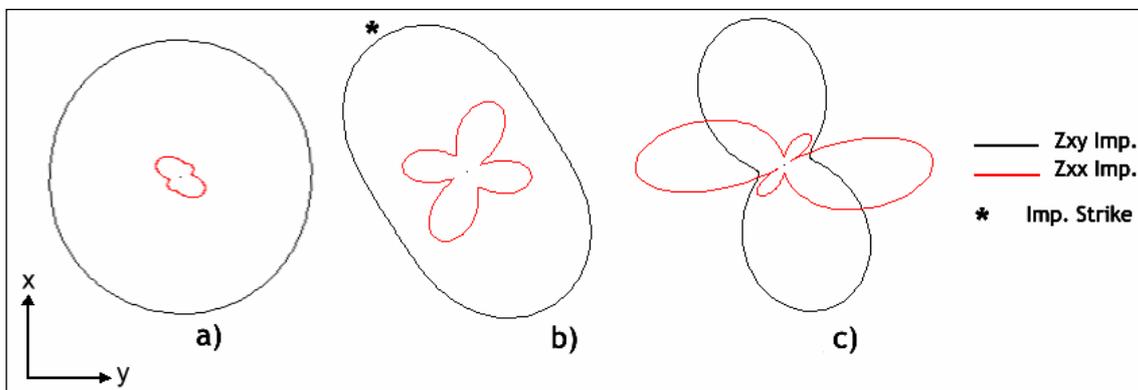


Figura IV.3 Ilustra la forma de los diagramas polares en datos reales: para a) un medio unidimensional, b) un medio bidimensional y c) un medio tridimensional.

Los diagramas polares también se emplean para estimar la dirección del *strike* y analizar su variación con respecto de la profundidad, debido a que pueden ser representados a diferentes frecuencias. En la figura IV.3b se puede observar que hay un asterisco que coincide con la orientación del eje mayor de la forma que traza Z_{xy} , ésta dirección (o su perpendicular) puede ser tomada como una primera aproximación a la dirección del *strike*.

Al analizar la información de dimensionalidad y direccionalidad que se obtuvo de los diagramas polares para cada uno de los sitios procesados, se tiene que el medio tiene un comportamiento generalizado como bidimensional, aunque a bajas frecuencias los datos se observan más tridimensionales; sin embargo, no se pudo definir la dirección del *strike*.

Función de transferencia geomagnética o tipper

La función de transferencia geomagnética también conocida como *tipper*, es uno de los parámetros de mayor utilidad en la determinación tanto de la dimensionalidad como de la direccionalidad del medio. El *tipper* relaciona linealmente la componente vertical del campo magnético H_z con las otras dos componentes horizontales (H_x, H_y) a cada frecuencia. Por lo que, en forma general, queda expresado como:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad 4.14$$

Donde el módulo de T casi siempre es menor a uno y por lo general, adquiere un valor entre 0.1-0.5.

Para los casos en que el modelo es 2D y el *strike* se encuentra en la dirección de alguno de los ejes, por ejemplo el x , la relación lineal entre las componentes del vector de campo magnético se expresará como:

$$H_z = T_y H_y \quad 4.15$$

En casi todos los casos en los que se tiene un modelo 2D, las fases entre T_x y T_y son las mismas, el radio T_y/T_x es un número real, y el ángulo ϕ , para el que las componentes horizontales presentan mayor coherencia con la componente vertical H_z , está dado por:

$$\phi = \arctan(T_y/T_x)[^\circ] \quad 4.16$$

Particularmente, para el caso en que se tiene un medio unidimensional, T tiende a cero.

El *tipper* además de ayudar a resolver el problema de la ambigüedad en el *strike*, muestra qué lado del contacto es más conductor, ya que en la superficie más cercana de un límite conductor-resistivo, la densidad de corriente paralela a la dirección del *strike* es mayor del lado conductor. Adicionalmente, la información contenida en el vector *tipper* puede ayudar a descartar o dar soporte a la existencia de efectos de sitio (Pedersen y Engels, 2005).

Un parámetro de utilidad en la determinación de la direccionalidad de la estructura pueden ser los vectores de inducción, debido a que marcan la dirección de máximo gradiente de conductividad, y se expresan como:

$$T = [T_x \quad T_y] \quad 4.17$$

Existen dos diferentes criterios que pueden tomarse en cuenta para el análisis de los vectores de inducción xy reales a diferentes frecuencias: el criterio de Schmucker y el de Parkinson (Geotools, 1997). Los vectores de Parkinson corresponden a la proyección en el plano horizontal de la recta normal al plano de mayor variación del campo magnético (plano de Parkinson), en el que la parte real apunta en dirección normal al conductor y su magnitud está relacionada directamente con su cercanía al conductor o bien al contraste de conductividad (Corbo, 2006). Mientras que el criterio de Schmucker es lo contrario al criterio de Parkinson.

Análisis de invariantes WAL

A continuación se presenta un análisis de invariantes de los sondeos procesados en este trabajo, por medio de un algoritmo desarrollado por Martí *et al.*, (2004). Este análisis se hizo para conocer la dimensionalidad en cada uno de los sondeos y su variación en cuatro décadas de frecuencia (de 100000 -10000 Hz , 10000 -1000 Hz , 1000 -100 Hz y 100 -10 Hz), con la finalidad de estimar la variación de dimensionalidad a profundidad. Adicionalmente, el programa calcula la dirección de *strike* en los sitios en los que estima un medio 2D.

Martí *et al.*, (2004) calculan el conjunto de invariantes propuestos por Weaver *et al.*, (2000), ya que provee un método en el que la dimensionalidad se encuentra asociada con el tensor de impedancias caracterizado en términos de la nulidad de algunos de los siete invariantes independientes.

Se basa en la idealización de la nulidad de algunos de los invariantes para determinar una dimensionalidad, ya que los invariantes son usados para particulares categorías de dimensionalidad, que se encuentran descritas a detalle en Martí *et al.*, (2004). Sin embargo, por medio de este método la dimensionalidad sería pobremente calculada si no se tomara en cuenta que los datos reales se encuentran afectados por fenómenos de distorsión (que pueden ser considerados como errores) y el hecho de que las

estructuras geoelectricas de la Tierra no son exactamente uni, bi ó tridimensionales, por lo que, difícilmente algunos de los invariantes serán nulos. Entonces, el análisis WAL mostraría un medio tridimensional generalizado de los datos, aún cuando pueda ser recuperada una estructura geoelectrica 1D ó 2D de acuerdo a la información proporcionada por algún otro tipo de análisis.

Para solucionar este problema, se establece un umbral de error para clasificar los valores de los invariantes; esto es, al normalizar los valores de cada uno de los invariantes analizados, se pueden hacer pruebas en el que se considere que el valor del invariante es nulo a partir de cierto valor, tal como se ilustra en la figura IV.4. Cada valor representado corresponde al valor de un invariante rotacional, donde los valores que se encuentran por debajo del valor del umbral de error son considerados como nulos y dependiendo del invariante al que corresponda se determinará cierta dimensionalidad.

Se debe hacer un análisis de WAL utilizando diferentes valores de umbral de error debido a que si se escoge un valor muy alto, se interpretará una estructura geoelectrica muy simple (1D para todos los sitios y todas las frecuencias) y, en el caso contrario, si se escoge un valor muy bajo se interpretará una estructura muy compleja (3D en general); aunque dependerá de la distorsión de los datos y de la complejidad del medio.

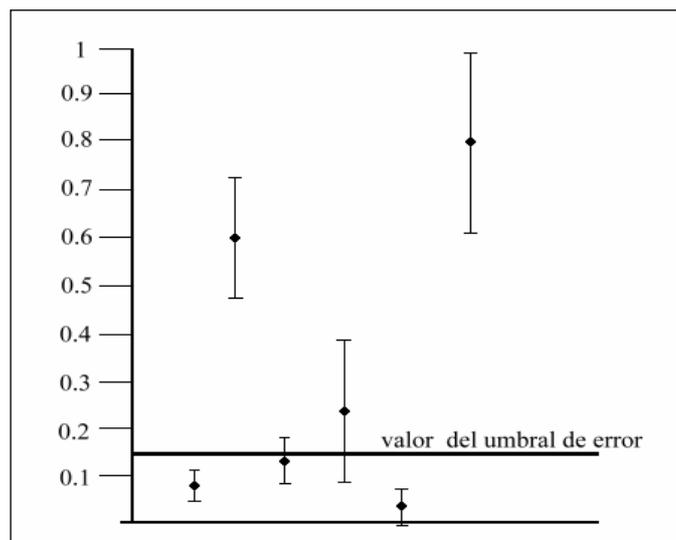


Figura IV.4 Representación de los valores de los invariantes (Martí *et al.*, 2004).

Los resultados de dimensionalidad se sintetizaron en cinco categorías (figura IV.5): el color rosa indica unidimensionalidad, el rojo bidimensionalidad, el verde y amarillo indican un medio bidimensional afectado por distorsión galvánica (un 3D sobre un 2D), el verde que el medio es tridimensional y el azul corresponde a un caso especial en el que el medio se encuentra afectado por distorsión galvánica, por lo que no se puede definir alguna dirección de *strike* (un 3D sobre un 2D ó un 3D sobre un 1D), y en el caso en el que no se pudo calcular alguna dimensionalidad se observa un cuadro rosa sin relleno.

Para este estudio se decidieron hacer pruebas con un umbral de error de 0.1, 0.15, 0.2 y 0.25. En las pruebas con un umbral de 0.1, se observó que prácticamente todos los sitios y a todas las frecuencias se interpreta que los datos son tridimensionales; con 0.15 los sitios son tridimensionales ó 3D/2D - 3D/1D en su mayoría, aunque se pueden observar varios sitios bidimensionales con distorsión galvánica a altas frecuencias; para 0.2 se observa que en las bajas frecuencias el medio se interpreta como un 3D/2D ó 3D/1D en casi todos los sitios, pero en las altas frecuencias, aunque existen varios sitios tridimensionales, se encuentran algunos bidimensionales con distorsión galvánica con una dirección de *strike* bien definida e incluso sitios bidimensionales sin distorsión; y finalmente, utilizando 0.25 se observó que la interpretación es muy similar a la anterior.

Con el análisis hecho con los diferentes umbrales, se puede determinar que el medio se encuentra afectado por distorsión galvánica, por lo que en la mayoría de los sitios en bajas frecuencias la dimensionalidad del medio se interpreta como 3D/2D ó 3D/1D; mientras que para altas frecuencias, algunos sitios se presentan como bidimensionales y tridimensionales; concluyendo que el medio puede ser geoelectricamente representado por un modelo bidimensional, ya que guarda un comportamiento generalizado 2D.

Tomando en cuenta la información obtenida de los diagramas polares y observando el comportamiento general del análisis de invariantes, se determinó que el mejor umbral de error para este caso fue de 0.2, ya que es justamente con este valor con el que se observa un medio generalizado como 2D y se define la dirección del *strike* (figura IV.5).

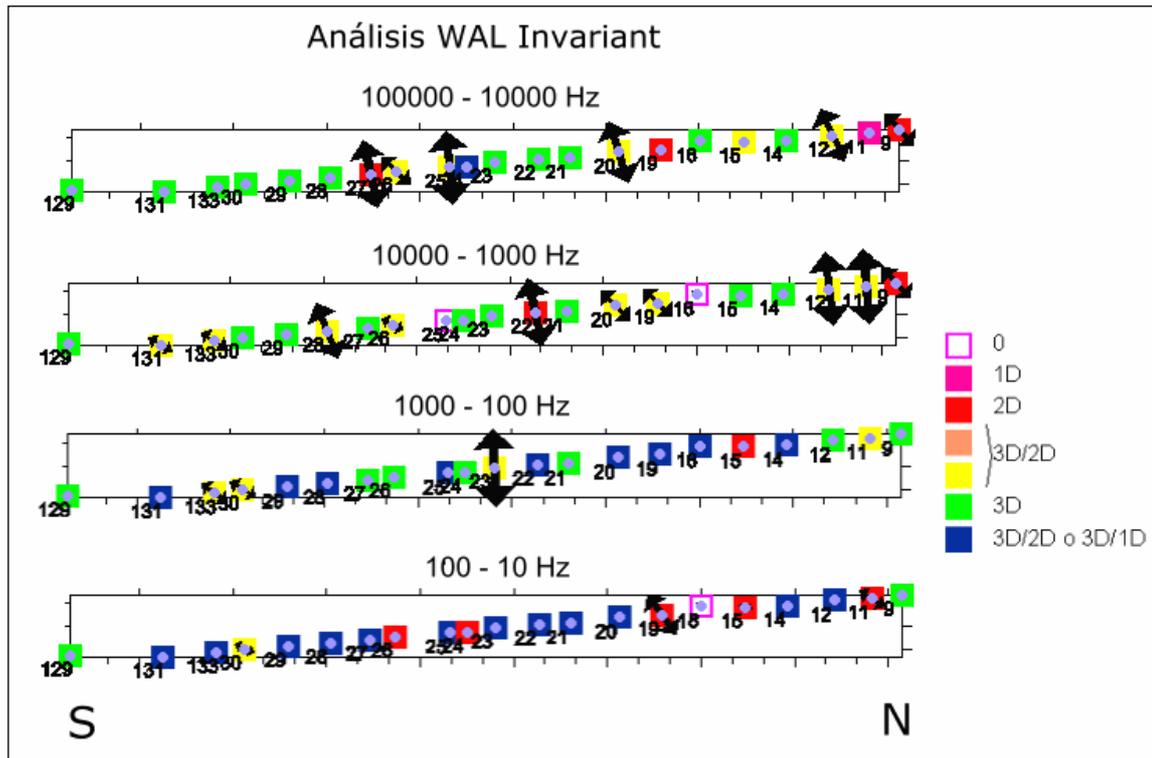


Figura IV.5. Análisis de dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí *et al.*, (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver *et al.*, (2000).

IV.2 Análisis direccional

El análisis direccional se hace cuando, de acuerdo al análisis dimensional, el medio se comporta en general como un 2D y se desea conocer la dirección principal de la estructura geoelectrica.

La forma más común de conocer la dirección de la estructura geoelectrica y a la vez la más intuitiva, es la propuesta por Swift (1967) que consiste en aplicar una rotación que lleve a las componentes de los campos a la dirección del *strike*; quedando minimizadas las componentes Z_{xx} y Z_{yy} del tensor de impedancias, para que éste adquiera la forma general de la ecuación 4.8. El método asume que la dirección de medición de los campos electromagnéticos se encuentra rotado un ángulo θ_0 con respecto de la dirección del *strike*, por lo que, se debe cumplir que θ_0 maximice o minimice alguna combinación del Z_{ij} .

El procedimiento a seguir es rotar cada uno de los elementos de la ecuación:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad 4.18$$

Cuando se hacen las mediciones de campo, los vectores se encuentran referenciados en un sistema cartesiano (x, y, z) y la dirección del *strike* se encuentra referenciado en otro sistema cartesiano (x', y', z') , entonces, se rota el vector de campo eléctrico \bar{E} un ángulo θ (en la dirección de las manecillas del reloj) para obtener un \bar{E}' , expresado como:

$$\begin{pmatrix} E'_x \\ E'_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \text{sen} \theta \\ -\text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix}, \text{ que también se escribe como } E' = RE$$

De la misma forma, el vector de campo magnético puede ser rotado como:

$$H' = RH \quad 4.19$$

Finalmente, obtenemos el tensor:

$$Z'_{2D} = RZ_{2D}R^T \quad 4.20$$

donde R^T es la transpuesta de R , es decir:

$$R^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\text{sen} \theta \\ \text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad 4.21$$

La técnica más tradicional empleada para conocer el ángulo de rotación θ_0 , consiste en ir rotando Z_{ij} para diferentes valores de θ , por ejemplo, cada cinco grados y elaborar los diagramas polares para estimar el ángulo θ_0 óptimo (Vozoff, 1989); aunque dicho procedimiento es un tanto más cualitativo.

Otra forma de encontrar θ_0 es usando una de las soluciones de Swift (1967), en las que las expresiones para $Z_{xy}(\theta)$ y $Z_{yx}(\theta)$ se derivan con respecto de θ para obtener un ángulo θ_0 que maximice la expresión $|Z'_{xy}(\theta_0)|^2 + |Z'_{yx}(\theta_0)|^2$ a cada frecuencia.

$$\text{Su solución } 4\theta_0 = \tan^{-1} \left(\frac{[(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right) \text{ maximiza}$$

$|Z_{xy}|$ y minimiza $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ (Vozzof, 1989).

Sin embargo, todo el desarrollo antes mencionado no toma en cuenta el fenómeno de distorsión. Dicho fenómeno es generado debido a que, principalmente, el campo eléctrico es afectado por la presencia de discontinuidades estructurales superficiales (inhomogeneidades), que inducen desviaciones angulares y cambios significativos en la magnitud del campo medido (Rionda, 2001).

Una estructura conductora puede provocar dos tipos de distorsión: distorsión galvánica y distorsión inductiva. Se puede presentar una distorsión galvánica o estática debido a la acumulación de cargas en la interfase que forma el conductor y el medio que lo rodea, manifestándose como un corrimiento paralelo de las curvas de resistividad en dirección ascendente o descendente, es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un mismo factor (*static shift*); siendo éste fenómeno independiente de la frecuencia, por lo que no se ve afectada la fase entre el campo eléctrico y el campo magnético. Las curvas de resistividad aparente sufren un corrimiento hacia arriba cuando las mediciones se hacen directamente sobre una superficie con cuerpos resistivos y un corrimiento hacia abajo cuando las mediciones son hechas sobre cuerpos conductores. Los efectos galvánicos en medios 2D ocurren cuando el campo eléctrico primario es perpendicular a la tendencia (*o strike*) de la topografía (Jiracek, 1990).

La distorsión por inducción se presenta cuando el conductor aparece como una fuente de energía que distorsiona localmente el campo primario, debido a la circulación de cargas dentro y en la periferia del conductor (corrientes inducidas), que generalmente son despreciables (Rionda, 2001) y se manifiestan como pequeños cambios de la fase a altas frecuencias (Vozzof, 1989), por lo que, para frecuencias lo suficientemente bajas, las respuestas inductivas pueden ser ignoradas (Groom y Bailey, 1989).

Los efectos galvánicos producidos por los campos eléctricos secundarios persisten en periodos largos, mientras que los campos eléctricos y magnéticos secundarios producidos por efectos inductivos desaparecen a periodos largos (Jiracek, 1990).

Las estructuras regionales y la topografía de la región pueden inducir distorsiones (Vozoff 1972; Jiracek 1990). Los efectos topográficos pueden verse como una distorsión galvánica (Jiracek, 1990), ya que los campos eléctricos son reducidos en zonas con topografía de colinas y son incrementados en los valles (figura IV.6). De ahí, que los valores de resistividad aparente al igual que los efectos galvánicos son incrementados a través de los valles y suavizados en los picos topográficos.

Los picos y los valles topográficos son locaciones de acumulación de carga mínima como se ilustra en la figura IV.6, por lo que, para que ocurra distorsión galvánica por topografía no es necesario que existan inhomogeneidades (o estructuras regionales) en el subsuelo.

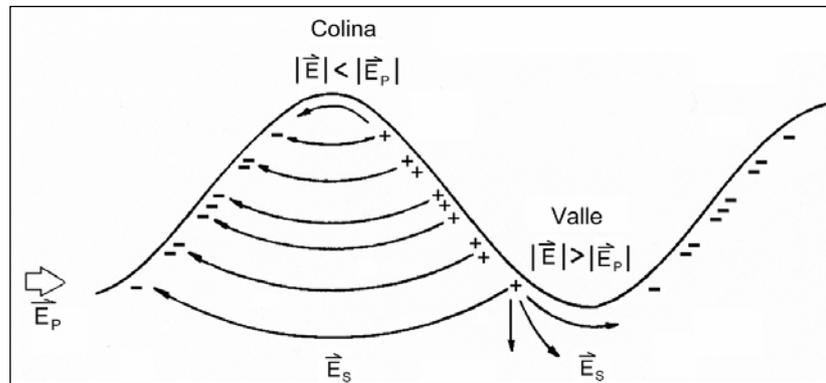


Figura IV.6. Distribución de la carga eléctrica en secuencias colina - valle (Jiracek, 1990).

Por otro lado, los efectos de distorsión debidos a estructuras superficiales (pequeñas inhomogeneidades tridimensionales) pueden complicar la interpretación de los datos MT cuando se tiene un modelo regional 1D ó 2D. Por lo que para obtener la direccionalidad de la estructura en un medio generalizado como 2D y considerando dichos efectos, se han desarrollado diferentes técnicas de descomposición del tensor de impedancias. Algunos de los parámetros de descomposición, empleados en las diversas técnicas, asumen que la estructura conductora (inhomogeneidad 3D) tiene una geometría limitada, como en el caso de los métodos empleados por Groom y Bailey (1989); mientras que otros, como LaTorraca *et al.* (1986), emplean otros parámetros de descomposición (valores característicos) sin asumir ninguna geometría en particular (Groom y Bailey, 1989).

Los métodos que emplean valores característicos asumen que los tensores de la ecuación $[E] = [Z][H]$ son simplemente un par de ecuaciones lineales complejas, que los elementos E , H y Z cambian sistemáticamente cuando el sistema

coordinado es rotado, y que los elementos del tensor de impedancias se simplifican en una dirección específica; por lo que, el objetivo es encontrar esa dirección. Sin embargo, este tipo de análisis no se detallará en el presente trabajo, pero en Swift (1967) se puede encontrar una amplia discusión del uso de los valores característicos del vector de impedancias.

En este caso, se presenta la descomposición del tensor de impedancias de Groom y Bailey (1989), en la que se asume que la distorsión es debida a una semiesfera dentro de un medio generalizado como 2D. La técnica de descomposición expresa que el tensor de impedancias medido puede ser expresado como:

$$Z = RCZ_{2D}R^T \quad 4.22$$

Siendo Z_{2D} la impedancia regional y C el tensor de distorsión, en el que se incluyen las perturbaciones que sufren tanto el campo eléctrico como el campo magnético, y se expresa, de forma general, como el producto de la factorización de tres suboperadores y un escalar:

$$C = gTSA \quad 4.23$$

Donde T y S son los parámetros físicos *Twist* (fenómeno en el que las componentes horizontales del campo eléctrico se cruzan y sufren una desviación angular) y *Shear* (fenómeno en el que las componentes horizontales del campo eléctrico son polarizadas en una misma dirección), respectivamente, A es el tensor de anisotropía y g es un escalar también llamado ganancia de sitio. Sin embargo, los términos gA son englobados, para su modelación, con la impedancia regional ($Z'_{2D} = gAZ_{2D}$), por lo que, el tensor de impedancias se modela de la forma:

$$Z = R(\theta)TSZ'_{2D}R^T(\theta) \quad 4.24$$

Corrección por Static Shift

Existen varias formas de corregir las distorsiones, tales como el corrimiento estático, y se encuentran clasificadas en seis categorías: mediante el uso de la respuesta de los invariantes, corrimiento de las curvas, promedios estadísticos, filtros espaciales, uso de tensores de distorsión y los modelos computacionales (Jiracek, 1990).

En este caso, se hizo la corrección de distorsión galvánica por medio del corrimiento de curvas. Para conocer estimar el factor por el cual deben ser multiplicadas (corridas)

cada una de las curvas de resistividad aparente ρ_{xy} y ρ_{yx} se tomó de referencia la información obtenida de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's); aunque también es posible emplear Transitorios Electromagnéticos. Con los sondeos eléctricos se obtienen los valores de resistividad de las primeras capas del subsuelo y se comparan con los valores de las curvas de resistividad aparente en las más altas frecuencias.

Procedimiento para hacer la corrección de los sondeos magnetoteléuticos:

1.- Se corrigieron los sondeos eléctricos por empalme. En este caso, se mantuvo fija la primera capa

2.- Se escogió el SEV más cercano al sondeo a corregir, para todos los casos a una distancia no mayor a 250 m

3.- Se elaboró la gráfica conjunta del SEV y las curvas de resistividad aparente ρ_{xy} y ρ_{yx} de cada sondeo (figura IV.7). Esto fue realizado debido a que es posible calcular una pseudo-respuesta electromagnética del sondeo eléctrico

A continuación se presenta un sondeo sin corrección por *static shift*, donde la línea negra corresponde a la pseudo-respuesta electromagnética del sondeo eléctrico. Se observa que las curvas de resistividad aparente por efectos de distorsión galvánica se encuentran desplazadas hacia arriba, ya los valores del sondeo eléctrico se encuentran entre los 700-3000 $\text{ohm} \cdot \text{m}$, mientras que los valores de las más altas frecuencias en las curvas ρ_{xy} y ρ_{yx} oscilan entre los 3000-50000 $\text{ohm} \cdot \text{m}$, por lo que se hace evidente que las curvas tienen que ser desplazadas hacia arriba.

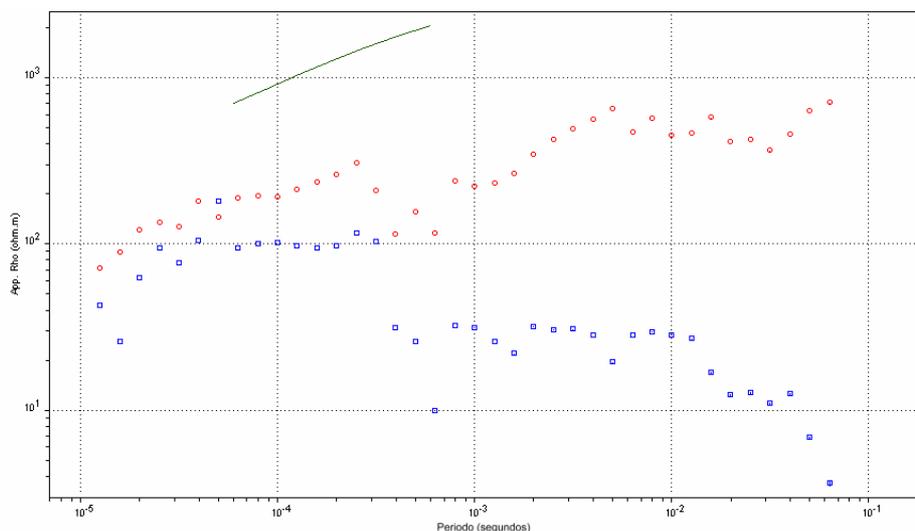


Figura IV.7. Sondeo antes de ser corregido por *static shift*.

De la misma forma se corrigieron el resto de los sondeos electromagnéticos analizados en los que se presentara corrimiento estático.

Corbo (2006) sugiere hacer la corrección de *static shift* representando conjuntamente todas las curvas de resistividad del perfil para observar si existe un nivel particular que se repita más que otros; si este es el caso, se asume que el resto de las estaciones están afectadas por variaciones locales de resistividad y se considera que el nivel de resistividad que se repite es el correcto, al cual el resto de las curvas son desplazadas verticalmente.

IV.3 Inversión

Los datos magnetotelúricos son invertidos para encontrar una superficie que sea isotrópica y continua en función de la profundidad. La inversión consiste de dos partes: en la primera, el objetivo es generar una estructura geoelectrica cuya respuesta sea aceptablemente cercana a la observada (amplitud y/o fases), dicha construcción se hace iterativamente por medio de un algoritmo caracterizado por una estabilidad numérica y una rápida convergencia; en la segunda parte, se evalúa el grado de no unicidad inherente al problema (no existe una solución única del problema inverso) y esto se logra considerando sólo los promedios espaciales de la resistividad, ya que todos los modelos linealmente cercanos al generado tendrán los mismos promedios de resistividad (Oldenburg, 1979).

El problema de la inversión es calcular la respuesta para un sistema con determinado modelo inicial y determinadas condiciones de frontera. Generalmente, el problema es no lineal e implica la solución de ecuaciones diferenciales parciales (Linde, 2005) y para casos 2D ó 3D el problema se resuelve usando diferencias finitas o métodos con elementos finitos.

El problema de la inversión se puede escribir como (Rodi y Mackie, 2001):

$$d = F(m) + e \quad 4.25$$

Donde d es un vector de datos de tamaño $N \times 1$, m es el vector modelo de tamaño $M \times 1$, e es un vector de error y F la función que se está modelando (corresponde a un vector de $N \times M$ datos Kernel). Tenemos que $d = [d^1 d^2 \dots d^N]^T$ y cada d^i puede

ser el logaritmo de la amplitud o la fase de la resistividad aparente para un particular modo de polarización (modo TE o TM), un sitio de observación y una frecuencia (ω). Tenemos también que $m = [m^1 m^2 \dots m^M]^T$ y es el vector de parámetros que define la función de resistividad. Siendo que M es el número de bloques del modelo y cada m^j es el logaritmo de la resistividad ($\log \rho$) para un único bloque.

Por lo que se tienen que inferir de un conjunto de datos finitos y ruidosos (d_{obs}) uno de los varios modelos (m_{est}) que pueden ser obtenidos (debido al problema de la no unicidad de solución inherente) y que a su vez cumplan con las condiciones estimadas de error y se ajuste a un contexto geológico.

Inversión 1D

En los modelos 1D, es común usar alguna propiedad escalar del tensor de impedancias para hacer la inversión, por ejemplo, la diferencia entre los elementos de la antidiagonal o el determinante (Pedersen y Engels, 2005). Para generar un modelo 1D es necesario interpretar (invertir) cada uno de los sitios y, a partir de estos, construir las secciones y/o superficies requeridas.

Sin embargo, sólo en raras ocasiones los datos de MT obedecen estrictamente a condiciones unidimensionales o bidimensionales; aunque, por otro lado, es posible generar un modelo 1D de datos bidimensionales (2D/1D) y, de igual forma, un modelo 1D de datos tridimensionales (3D/1D), esto bajo ciertas consideraciones y siempre tomando en cuenta las características particulares del sitio.

Para hacer una mejor interpretación es imprescindible conocer la penetración efectiva en cada sitio, dicha penetración difiere de la penetración nominal ó *skin depth*, debido a la disipación de la energía y la finitud de la distancia entre el emisor y el receptor, si se usa la fuente controlada. La penetración efectiva está dada por la expresión (Geometrics, 2000):

$$D = 356 \sqrt{\frac{\rho}{f}} [m] \quad 4.26$$

Sin embargo, esta expresión se ve afectada por las variaciones de conductividad que haya a profundidad, por lo que su valor puede variar dependiendo de las propiedades de la roca. Una manera complementaria de estimar la profundidad válida de las

imágenes eléctricas es hacer un análisis de sensibilidad del modelo en cada uno de los sitios. El análisis de sensibilidad consiste en variar la profundidad de la última capa de la curva de inversión hasta que dicha curva ya no muestre una variación significativa.

Generalmente, los datos medidos muestran efectos tridimensionales, de ahí que los elementos de la diagonal no serán despreciables y la adición de los elementos de la antidiagonal no será igual a cero. Entonces, existirán ocho variables del tensor de impedancias, correspondientes a la parte real e imaginaria de cada uno de los elementos del tensor, es decir, se tendrán ocho grados de libertad. En tal caso, si los datos son interpretados con modelos 1D, existen muchas posibilidades de combinar los ocho grados de libertad que tiene el tensor de impedancias a cada frecuencia dentro de los dos grados en que pueden ser ajustados para un modelo 1D (Pedersen y Engels, 2005).

Por otro lado, un modelo 1D puede brindar mayor resolución que un modelo 2D, debido a que el modelo 2D debe satisfacer los datos de todas las estaciones (Pedersen y Engels, 2005).

Inversión 2D

Para generar un modelo bidimensional de datos magnetotelúricos es posible hacer uso de varias técnicas de inversión. En muchos casos de estudio, la tendencia ha sido invertir cada uno de los modos de polarización (modo *TE* y *TM*) para tratar de unificar un modelo 2D haciendo uso simultáneo de los resultados de la inversión de ambos modos; sin embargo, lograr la unificación de la información resulta bastante compleja, debido a la variación de la frecuencia en cada uno de los modos (Pedersen y Engels, 2005) y a que los modos pueden no estar igualmente afectados por efectos galvánicos e inductivos (Ledo, 2005); por lo que, cuando se presentan estructuras muy complejas, resulta difícil discriminar cuál de los dos modos se encuentra menos afectado.

Los modos de polarización realzan las variaciones laterales de conductividad de diferente forma; generalmente, el modo *TE* acopla mejor los conductores, mientras que el modo *TM* acopla mejor los cuerpos resistivos (Pedersen y Engels, 2005), por tal razón, la información que proporciona cada uno de los modos debe utilizarse de manera particularizada.

No hay que olvidar que para hacer la inversión de los modos de polarización es necesario hacer una descomposición del tensor de impedancias para obtener un Z_{2D} y rotarlo para que la dirección de medición coincida con la de los ejes principales. Además, se debe tomar en cuenta que, por lo general, los datos no obedecen estrictamente a un medio bidimensional.

De ahí que, se hace imprescindible la aplicación de alguna herramienta de procesamiento robusto que facilite la interpretación de los datos magnetoteléuticos. Una opción es invertir algún invariante del tensor de impedancias, ya que ahorra los pasos de descomposición del tensor de impedancias, la rotación del tensor y la información queda unificada para así ser interpretada.

En este trabajo se propone invertir el determinante del tensor de impedancias. Así, se hace necesario explicar con mayor detalle las bondades que ofrece la inversión de este parámetro sobre la inversión de los modos de polarización.

El trabajo desarrollado por Pedersen y Engels (2005) compara los modelos obtenidos al invertir los modos (TE y TM por separado) con el modelo que se obtiene al invertir el determinante del tensor de impedancias, utilizando datos sintéticos de un modelo que contiene un cuerpo conductor y otro resistivo.

A continuación se muestran los resultados de uno de los modelos obtenidos por Pedersen y Engels (2005), con la finalidad de mostrar la ventaja de usar el determinante. En la figura IV.8 se muestra en a) el modelo con un cuerpo conductor de $100 [Ohm \cdot m]$ a la izquierda y un cuerpo resistivo de $1000 [Ohm \cdot m]$ a la derecha dentro de un semiespacio homogéneo, en b) la inversión del modo TE , en c) la inversión del modo TM , en d) la inversión de los modos $TE+TM$ y en e) la inversión del determinante del tensor de impedancias.

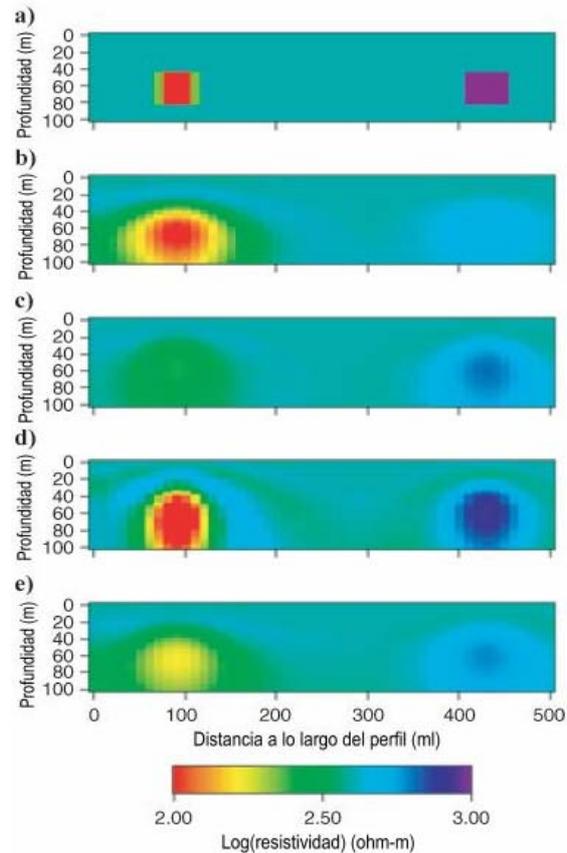


Figura IV.8 Comparación de la inversión de cada uno de los modos de polarización (TE y TM) contra la inversión del determinante (Pedersen y Engels, 2005).

Tal y como se menciona anteriormente, el modo TE (figura IV.8b) acopla muy bien al cuerpo conductor y el modo TM (figura IV.8c) al cuerpo resistivo. Con respecto al determinante (figura IV.8e), el modelo generado es similar al que se obtiene al unificar la información de la inversión de ambos modos ($TE + TM$) (figura IV.8d); donde es posible distinguir los rasgos observables en cada uno de los modos. Concluyendo entonces que con el determinante se resuelven claramente y de forma rápida tanto el resistivo como el conductor, aunque no con la precisión con que lo hacen cada uno de los modos; haciendo notar que, indudablemente, el mejor resultado es obtenido cuando se integra la información de ambos.

El determinante del tensor de impedancias es uno de los siete invariantes rotacionales del tensor de impedancias descritos por Szarka y Menvielle (1997), representa un promedio logarítmico de las componentes del tensor de impedancias, minimiza la fase correctamente si la estructura regional es 1D ó 2D (Geotools, 1997) y provee buenos resultados para la solución de estructuras resistivas tridimensionales (Pedersen y Engels, 2005), constituyendo una técnica de procesamiento robusto.

Para un modelo 2D, el determinante del tensor de impedancias puede ser escrito de forma general como:

$$Z_{DET} = |Z_{DET}| \exp[i\phi_{DET}] = \sqrt{Z_{TE}(-Z_{TM})} = \sqrt{|Z_{TE}||Z_{TM}|} \exp\left[\frac{1}{2}i(\phi_{TE} + \phi_{TM})\right] \quad 4.27$$

donde ϕ_{TM} está definida como el negativo del tensor TM, para que las fases para un medio 1D sean positivas.

Transformando a variables logarítmicas la resistividad aparente y la fase, tenemos que:

$$\log \rho_{DET}^{app} = \frac{1}{2} (\log \rho_{TE}^{app} + \log \rho_{TM}^{app}) \quad 4.28$$

$$\phi_{DET} = \frac{1}{2} (\phi_{TE} + \phi_{TM}) \quad 4.29$$

De ahí que, el determinante 2D puede ser considerado como el promedio aritmético de los modos *TE* y *TM* (Pedersen y Engels, 2005).

Es importante mencionar que la modelación 2D no sólo es aplicable a datos que tienen una dimensión generalizada 2D, ya que es posible generar un modelo 2D de datos 3D ó cuasi-2D (3D/2D). El trabajo de Ledo (2005) ejemplifica algunas situaciones muy generales que sirven para comprender las bases de la interpretación 2D de datos magnetoteléuricos 3D; y así, determinar qué subconjunto de datos (modo *TE* o *TM*) son los más convenientes para obtener la distribución de la conductividad eléctrica del subsuelo de manera rápida.

El principal objetivo de la interpretación de datos cuasi-2D con técnicas 2D es recuperar la mayor cantidad de características de la estructura regional 2D sin introducir rasgos debidos a estructuras 3D. Ledo (2005) hace el análisis desde dos perspectivas: en la primera considera que existe una estructura regional 2D (estructura objetivo) que contiene cuerpos 3D de menor escala, lo suficientemente grandes como para afectar los datos a escala regional (donde dichos efectos no pueden ser removidos mediante las clásicas técnicas de descomposición galvánica), donde los cuerpos 3D pueden ser considerados ruido geológico; en el segundo caso, los objetivos del estudio son cuerpos 3D de escala media.

Concluye que la afectación, por efectos tridimensionales, de cada uno de los modos depende de la posición de la estructura tridimensional con respecto de la dirección del *strike* regional. Cuando la estructura 3D es normal al *strike* regional, el modo *TE* es afectado principalmente por efectos galvánicos, mientras que el modo *TM* es afectado por efectos galvánicos e inductivos; en tal caso, la interpretación 2D del modo *TM* es más propensa al error. Cuando la estructura 3D es paralela al *strike* regional, el modo *TE* se ve afectado por efectos galvánicos e inductivos, mientras que el modo *TM* es afectado principalmente por efectos galvánicos, haciendo a este último el más viable para la interpretación 2D. Por tanto, la afectación de cada uno de los modos depende de la distribución de las estructuras en el subsuelo, de la distancia entre el sitio de medición y las estructuras y de la posición del sondeo con respecto de la estructura (Ledo, 2005). Entonces, se hace evidente que la validez de la interpretación bidimensional de un medio predominante tridimensional depende tanto de las propiedades conductoras del medio como de la distribución de las estructuras en el subsuelo; aunque, el mejor modelo bidimensional de datos tridimensionales siempre será el que mejor se ajuste al contexto geológico.

Cuando se interpretan estructuras complejas, se debe buscar una herramienta que integre la mayor cantidad de información aportada por ambos modos, es decir, invertir un parámetro que pueda unificar dicha información, como por ejemplo, el determinante del tensor de impedancias.

V. Interpretación

De la información obtenida del análisis dimensional y el direccional de los datos, se intuye que el medio puede ser caracterizado por medio de herramientas de inversión bidimensionales para así, generar modelos geoelectricos que expliquen las respuestas y se ajusten al contexto geológico.

Se emplearon dos algoritmos de inversión 2D, en uno se invirtió el determinante del tensor de impedancias y en otro los modos de polarización TM y $TM + TE$.

A continuación se describirán los algoritmos de inversión empleados en este trabajo y se mostrarán los modelos generados con cada uno.

V.1 REBOCC (*Reduce Basis Occam's Inversion*)

Para hacer la inversión del determinante se empleó el REBOCC o Reduce Basis Occam's Inversion de Siripunvaraporn y Egbert (2000) que es una variante del algoritmo de OCCAM de deGroot-Hedlin y Constable (1990) para la inversión de datos magnetotelúricos 2D.

El método considera límites de capas suavizados y encuentra una solución al problema inverso buscando la estructura más simple que ajuste los datos a un nivel específico de error.

Para ello, el subsuelo es discretizado en M bloques (figura V.1) que aumentan su tamaño en forma logarítmica con respecto a la profundidad, lo que provoca que la resolución del modelo decrezca con la misma.

Este método se basa en la minimización de la norma del modelo, la cual se encuentra definida como: $X_m^2 = (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0)$, donde m_0 es el modelo inicial y C_m es la matriz de covarianza del modelo.

La norma X_m^2 es minimizada bajo la condición de que $X_d^2 = X_*^2$, donde X_*^2 es el nivel de ajuste deseado.

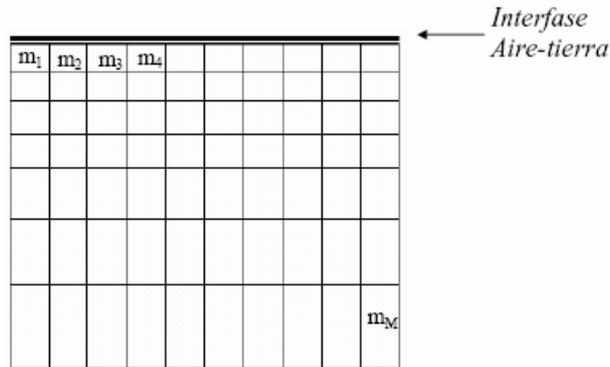


Figura V.1. Discretización del subsuelo (Berbesi, 2005).

Para resolver el problema de minimización usa el multiplicador de Lagrange λ^{-1} , esto es:

$$U(m, \lambda) = X_m^2 + \lambda^{-1}(X_d^2 - X_*^2) \quad 5.1$$

También, reduce el sistema de ecuaciones a resolver haciendo las siguientes consideraciones: 1) en vez de resolver la minimización de la norma en el espacio modelo, transforma el problema al espacio dato, reduciendo así el tamaño del sistema, ya que el número de datos usualmente es menor que el número de parámetros del modelo, pasando de un sistema de $M \times M$ a uno de $N \times N$, donde N es el número de datos; 2) toma en cuenta que por lo general los datos son suaves (es decir, se encuentran representados a varias frecuencias y los sitios de sondeo se encuentran espacialmente cercanos) y el uso de una gran cantidad de datos se hace redundante, entonces no considera necesario emplear todos los datos representados a todas las frecuencias observadas y utiliza únicamente un subconjunto de datos de dimensión L que serán suficientes para construir el modelo sin pérdidas significantes de detalle, reduciéndose el sistema a uno de $L \times L$, donde $L \ll N$ y M .

Dichas simplificaciones del sistema se traducen en un ahorro de tiempo y memoria computacional, aún cuando se trabaja con una gran cantidad de datos.

Modelo geoelectrico 2D generado con el REBOCC

El REBOCC está diseñado para hacer la inversión de la resistividad aparente y la fase de los modos TE y TM simultáneamente. Sin embargo, Pedersen y Engels (2005) lo modificaron de tal forma que, para hacer la inversión del invariante determinante

fueron ingresados los datos como si fueran los modos (resistividad aparente y fase del determinante).

Para generar el modelo por medio de la inversión del determinante no fue necesario hacer una descomposición del tensor de impedancias ni rotar los elementos del mismo; incluso no es necesaria información *a priori*, debido a que se está invirtiendo un parámetro que resulta ser un invariante.

Con este programa se hizo la inversión de los datos de 21 sondeos y se calcularon las curvas de resistividad y fase para 30 valores de frecuencia, con un error de respuesta deseado de 5%.

Se empleó un modelo inicial con bloques de resistividad constante (semi-espacio homogéneo) de $100 \text{ ohm} \cdot \text{m}$, extendido lateralmente y a profundidad para dar continuidad al modelo. En el modelo inicial no se incluyeron los rasgos topográficos del perfil debido a que el programa no los toma en cuenta.

El modelo geoelectrico bidimensional generado al invertir el determinante (figura V.2) tiene un RMS de 3.17. El RMS del error es un parámetro que sirve para evaluar la validez del modelo, ya que es deseado que el error en la respuesta sea mínimo.

En el modelo no se pueden observar claramente límites de interfaces; sin embargo, con base en la distribución de resistividad se muestra que existen dos zonas conductoras (C_1 y C_2) y dos resistivas (R_1 y R_2).

Al comparar las curvas, se observó en general que las curvas teóricas muestran una tendencia similar a las observadas; por otro lado, las curvas de fase observadas y teóricas tiene un buen ajuste. El modelo representa una buena aproximación para la caracterización de la estructura geoelectrica.

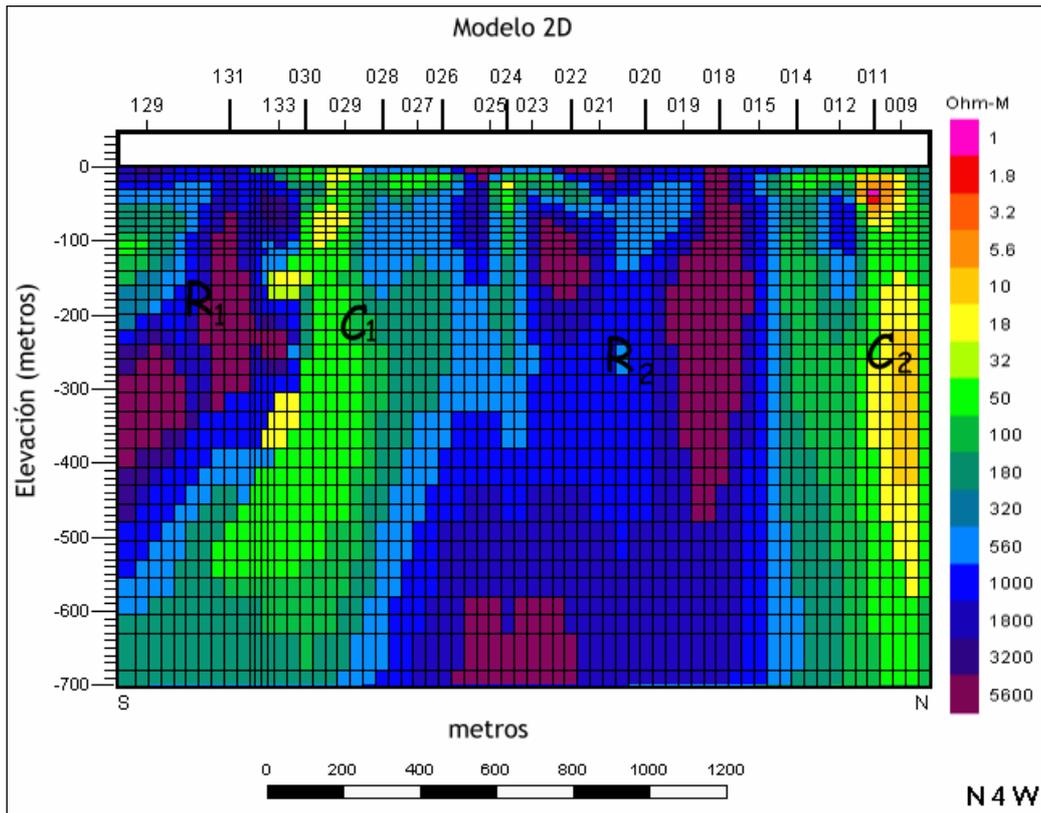


Figura V.2. Modelo generado con el REBOCC sin rasgos topográficos.

Adicionalmente, se hizo una prueba en la que se intentó incluir la topografía, porque de antemano el algoritmo REBOCC no la considera. Para tal efecto se incluyeron bloques de aire de resistividad infinita (dándoles el valor de $1,000,000 \text{ ohm} \cdot \text{m}$). El modelo generado se presenta en la figura V.3.

En la figura V.3, donde el aire está representado en tonos grises, se puede observar que existen interfaces bien definidas y la distribución de la resistividad es similar a la de la figura V.2; sin embargo, el RMS del error es de 23.09. Prácticamente todas las curvas de resistividad y fase teóricas no tienen un buen ajuste con las observadas, porque la capa de aire superficial modifica el nivel de inicio de la curva de resistividad aparente. En este sentido, debe buscarse un algoritmo de inversión que sí tome en cuenta el efecto de la topografía para poder obtener un modelo cuyas curvas de resistividad ajusten con mayor precisión las curvas de campo.

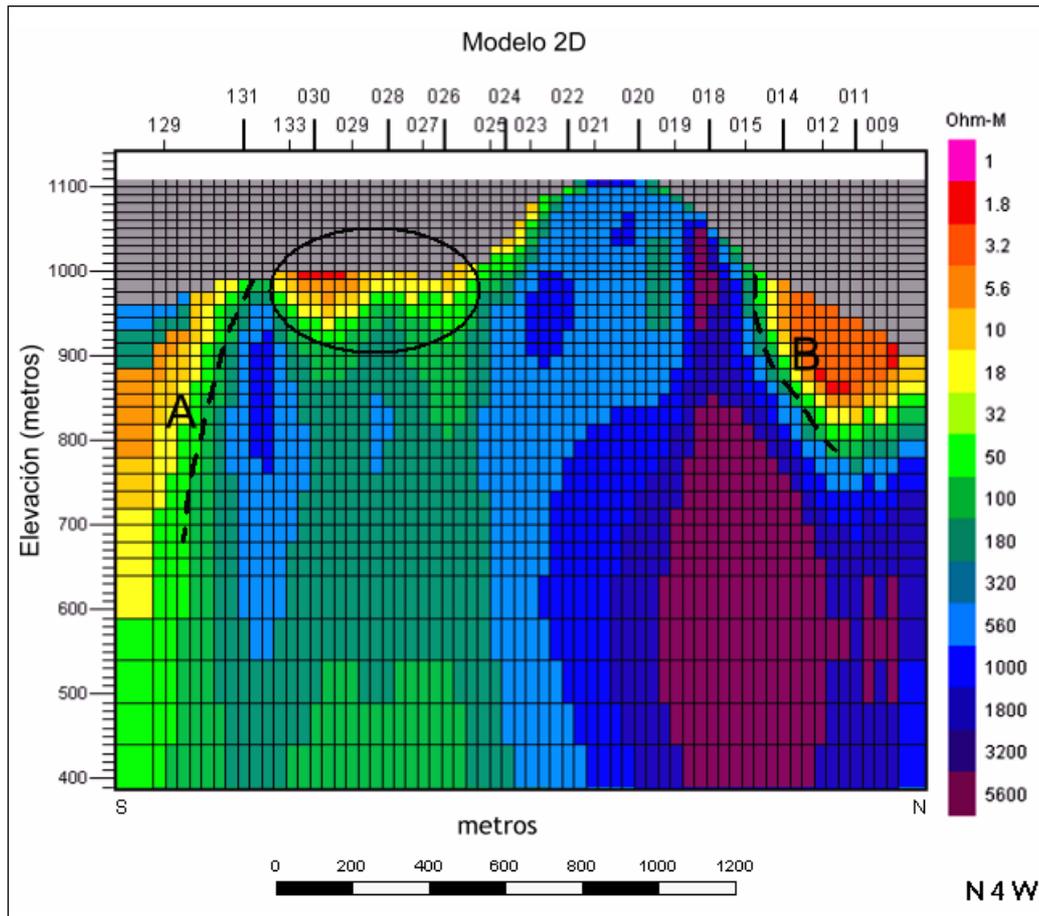


Figura V.3. Modelo 2D con rasgos topográficos.

V.2 Gradientes conjugados no lineales (NLCG)

Una segunda aproximación al modelo geológico de la zona fue elaborada con el algoritmo NLCG diseñado por Rodi y Mackie (2001). Este programa emplea un esquema de gradientes conjugados no lineales (NLCG), es decir, gradientes conjugados aplicados directamente a la minimización de una función objetivo descrita de un problema inverso no lineal y sí toma en cuenta el efecto de la topografía.

El algoritmo resuelve el problema inverso tomando una solución regularizada de Tikhonov y Arsenin (1977) que minimiza la función objetivo Ψ , que representa la suma de los errores de los datos normalizados y del modelo suavizado; quedando expresada como:

$$\Psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad 5.2$$

para determinada λ , V y L .

Donde λ es un parámetro (número positivo) de regularización, V es una matriz positiva que corresponde a la variancia del vector de error e y el término $\lambda m^T L^T L m$ define la estabilidad funcional del modelo espacial (Rodi y Mackie, 2001).

El NLCG busca que la matriz L sea un operador simple (segunda diferencia), que cumpla con que el término $L m$ se aproxime al Laplaciano del $\log \rho$ cuando la malla (bloques de modelo discretizado) sea uniforme.

Modelos geoeléctricos 2D generados con el NLCG

Se utilizó el módulo de MT del WinGLink versión 1.62 de Geosystem que emplea el algoritmo de Rodi y Mackie (2001) para hacer la inversión 2D.

Para hacer la inversión 2D, se tomaron en cuenta algunos aspectos que se describirán a continuación:

1.- Los datos no fueron rotados, ya que con base en el análisis dimensional y direccional de WAL se estimó que la dirección del *strike* se encuentra entre EW o NS y N5°W ó N85°E, tomando en cuenta que la adquisición se hizo orientando los sensores en las direcciones NS y EW, los datos prácticamente se encuentran en la dirección del *strike*; además, existe un umbral de medición de los datos de +/- 2°.

2.- De acuerdo a Ledo (2005), es posible basarse en la complejidad observada del medio para determinar la conveniencia de usar alguna técnica de interpretación. Con base en la complejidad del medio (en general 2D/3D) y en la información geológica-estructural de la zona de estudio, se determinó que es conveniente invertir el modo *TM*, ya que acopla mejor los cuerpos resistivos y puede encontrarse menos afectado por distorsión.

De manera adicional, se invirtieron los modos de polarización simultáneamente para comparar los resultados.

El modelo inicial fue un semi-espacio homogéneo de 100 $ohm \cdot m$, extendido lateralmente y a profundidad, con un mallado fino en el que se incluyeron los rasgos topográficos del perfil. Además, se ajustaron los parámetros de control de inversión para que el modelo fuera lo más suave posible.

Inversión del modo TM

Se estableció un error deseado de 5% para las resistividades y de 10% para las fases, ya que por lo general son más difíciles de ajustar.

En el modelo generado (figura V.4a) tiene un RMS de error de 7.08. En él se puede identificar límites de interfaces bien definidos debido a los fuertes contrastes de resistividad.

Al comparar las pseudo-secciones de resistividad observada y teórica (figura V.4b) se observa claramente que, como ya se ha mencionado, el modo TM resuelve muy bien los cuerpos de mayor resistividad e incluso brindó una buena solución de los más conductores. Para el caso de las pseudo-secciones de fase, se aprecia que en general, las fases se encuentran en los mismos rangos de valor para los datos observados y los teóricos.

Inversión del modo $TM + TE$

De igual forma, se estableció un error deseado de 5% para las resistividades y de 10% para las fases. En el modelo generado (figura V.5a) tiene un RMS de error de 14.052, en él se distinguen algunos límites de interfaces, aunque no con tanta claridad como con el modelo en el que sólo se hizo la inversión del modo TM .

Al comparar las pseudo-secciones de resistividad observada y teórica del modo TM (figura V.5b) se observa que los resistivos no se resuelven tan bien como cuando se hace la inversión sólo de este modo; para el caso de los cuerpos conductores, introduce un cuerpo conductor de valores más bajos de resistividad que los observados (entre los sondeos 9 y 11) en un mayor rango de frecuencias. En cuanto a las fases, en general, se encuentran en los mismos rangos de valor para los datos observados y los teóricos.

Para el caso de las pseudo-secciones de resistividad observada y teórica del modo TE (figura V.5c), en general no resuelve bien ni los conductores ni los resistivos. En cuanto a las fases, los rangos en los que se encuentran los valores teóricos no se aproximan tanto como para el otro modo.

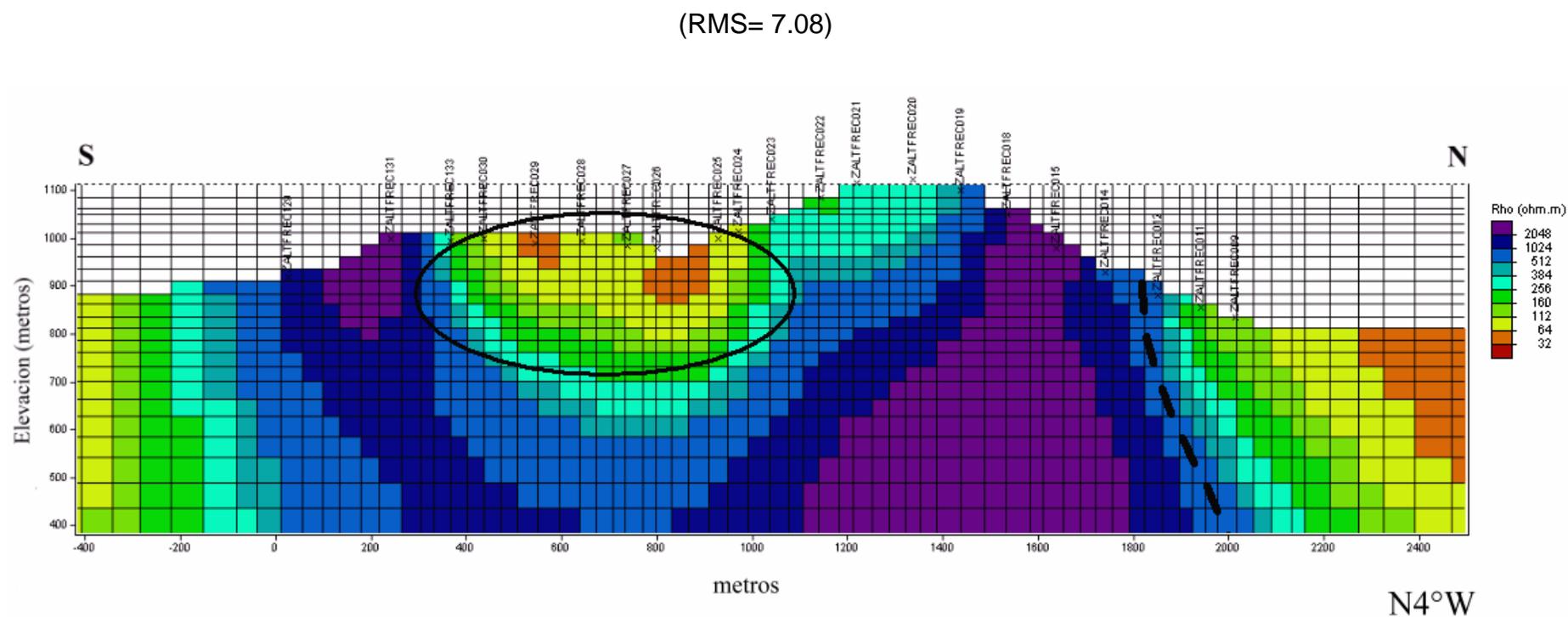


Figura V.4a. Modelo geoelectrico 2D generado al invertir el modo TM con el NLCG.

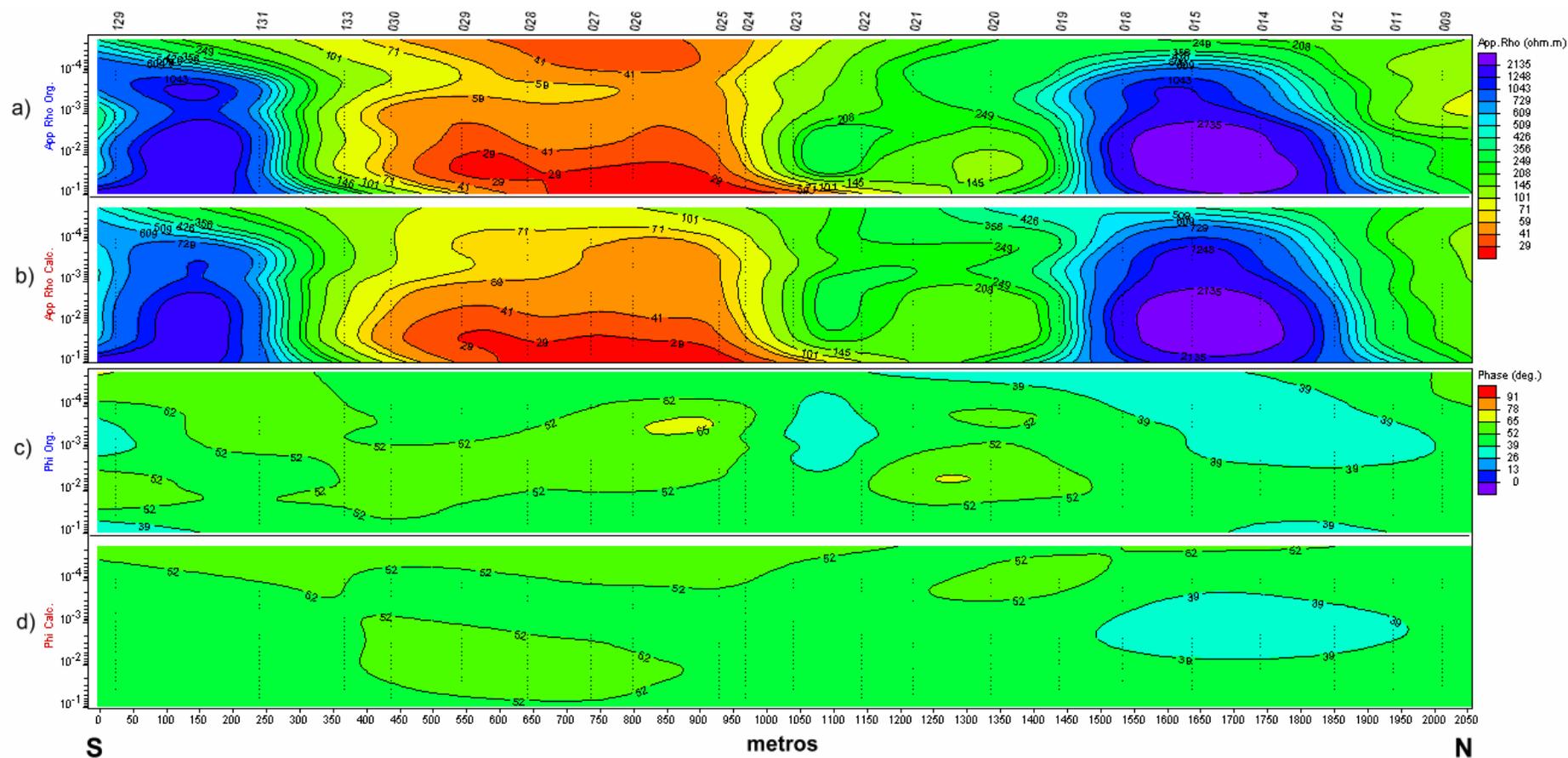


Figura V.4b. Comparación de las pseudo-secciones de resistividad y fase observadas (a y c) y teóricas (b y d) del modelo geoelectrico 2D generado al invertir el modo TM con el NLCCG.

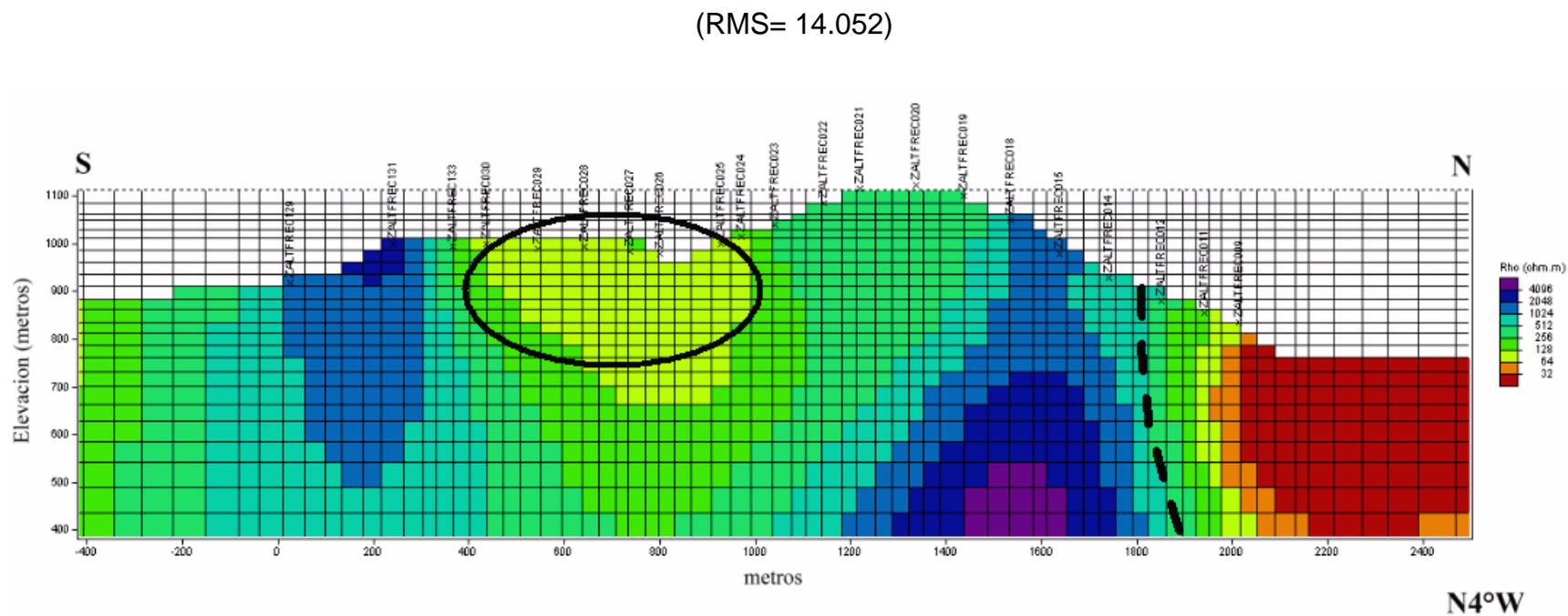


Figura V.5a. Modelo geoelectrico 2D generado al invertir el modo TM + TE con el NLCG.

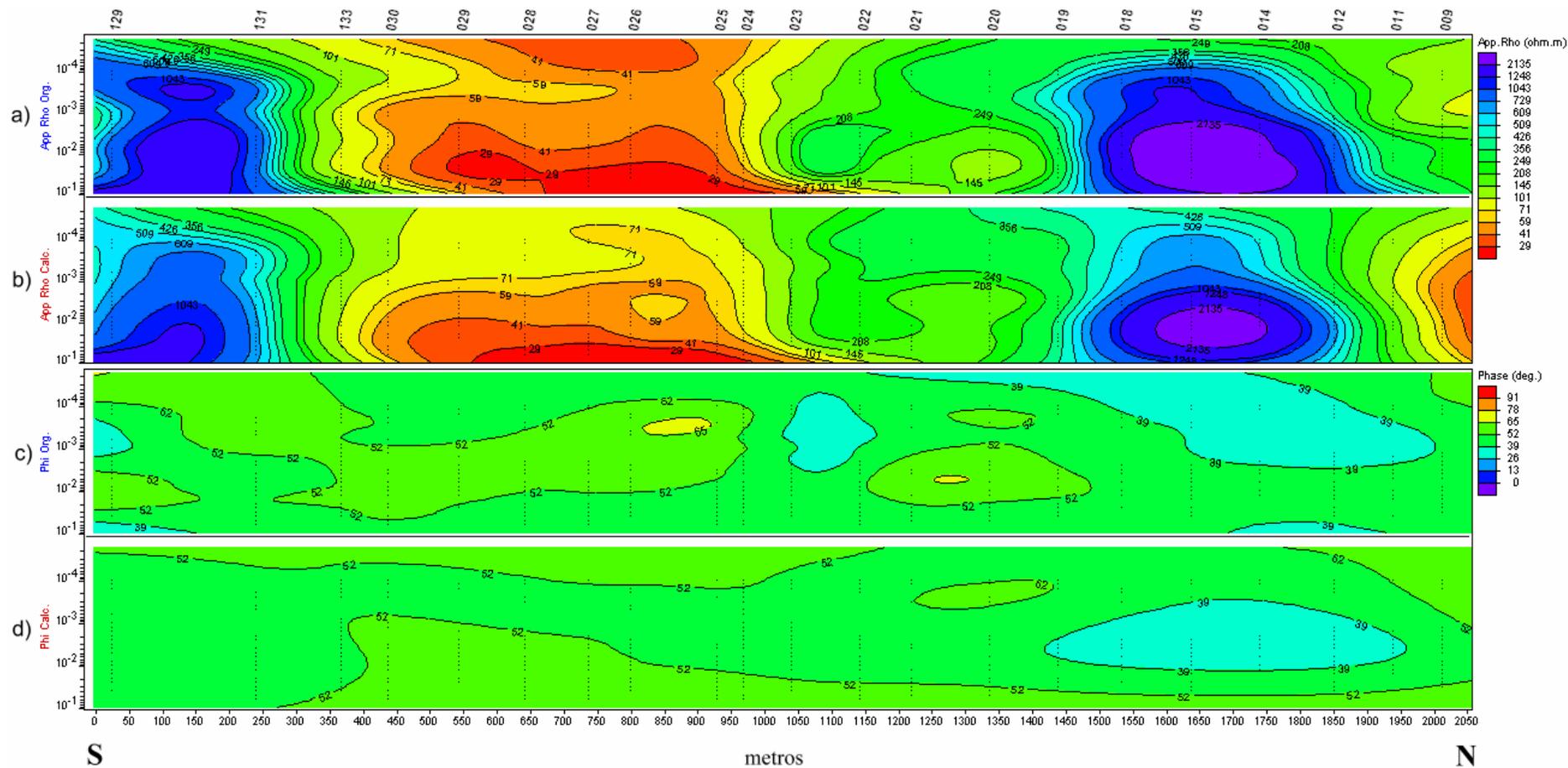


Figura V.5b. Comparación de las pseudo-secciones de resistividad y fase observadas (a y c) y teóricas (b y d), modo TM, del Modelo geoelectrico 2D generado al invertir TE +TM con el NLCCG.

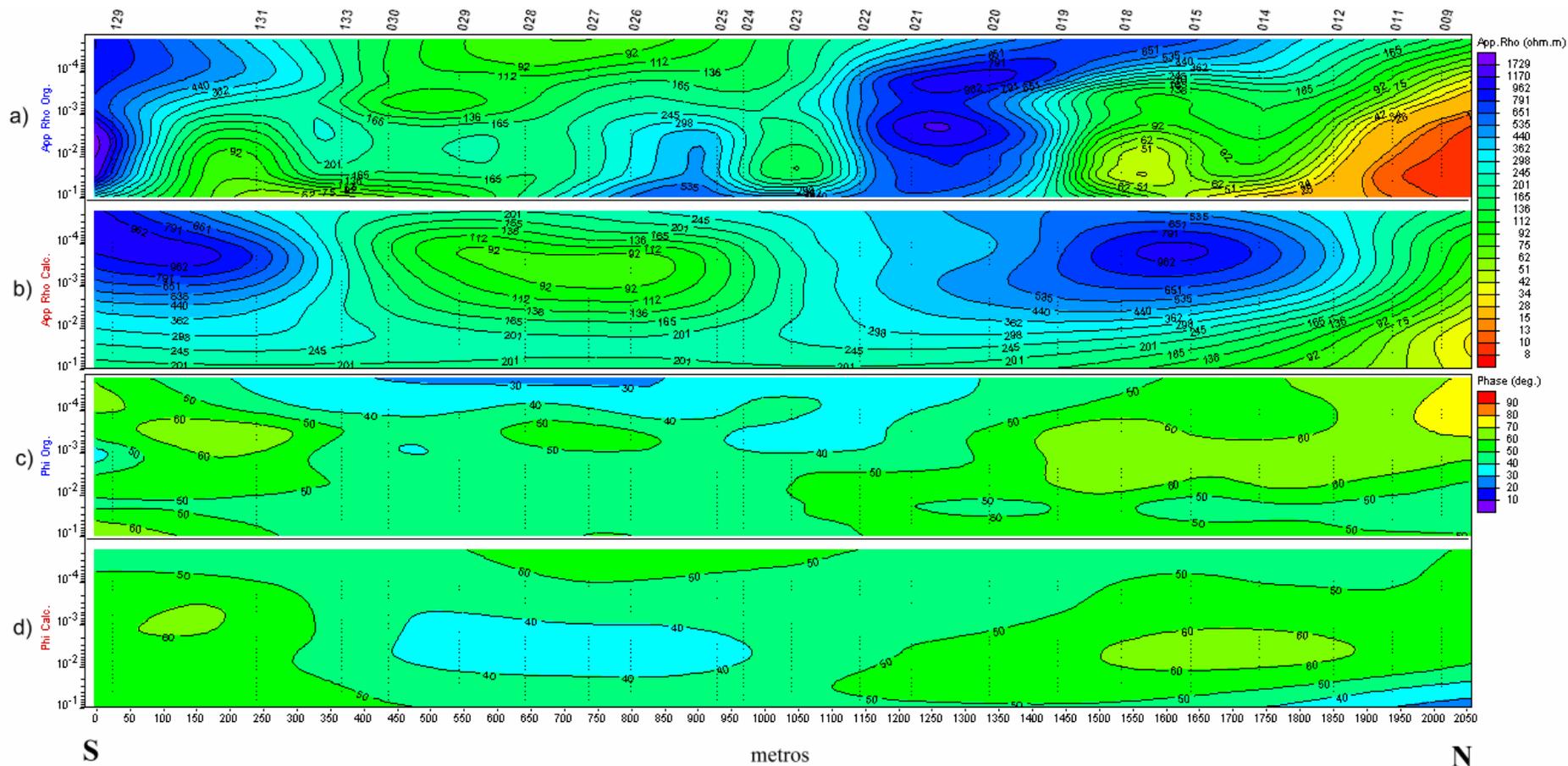


Figura V.5c. Comparación de las pseudo-secciones de resistividad y fase observadas (a y c) y teóricas (b y d), modo TE, del modelo geoelectrico 2D generado al invertir TE +TM con el NLGG.

Análisis de sensibilidad

La sensibilidad (validez) del modelo se establece en la capa más profunda en la que al hacer variar su valor de resistividad y/o espesor se modifique significativamente la forma de la curva de resistividad teórica calculada.

Para el modelo generado con el algoritmo de Siripunvaraporn y Egbert (2000) se hizo un análisis de sensibilidad del modelo 2D; se analizaron principalmente las zonas más conductoras, partiendo del hecho que en éstas se tiene una menor penetración.

Al variar los valores de resistividad de los bloques que componen el modelo geoelectrico, se observó que los modelos generados con el REBOCC tienen una sensibilidad general de 600 *m* de profundidad, mientras que los generados con el NLCCG tienen una sensibilidad general de 600-650 *m* de profundidad. Sin embargo, siempre se tendrá cierto margen de error, ya que la sensibilidad estimada depende hasta cierto punto de quien interpreta.

También se hizo un análisis de sensibilidad para un modelo 1D con el algoritmo de OCCAM, que muestra una sensibilidad de hasta 800 *m* en las zonas más conductoras y más de 1000 *m* en las zonas resistivas. La importancia del análisis de sensibilidad para un modelo 1D reside en notar que cuando datos 2D-3D son interpretados con herramientas unidimensionales, los modelos pueden no ser tan confiables.

V.3 Análisis comparativo de modelos

Para aplicar la técnica de inversión del NLCCG es necesario contar con información morfológica *a priori* y hacer un análisis direccional para conocer la dirección del *strike* y rotar el tensor; mientras que para invertir el determinante con el REBOCC no es necesario ningún tipo de información morfológica *a priori*, ni la rotación de los datos.

Se observó que al invertir simultáneamente los dos modos con el algoritmo de NLCCG se pierde resolución en las estructuras geoelectricas y aumenta el error de la respuesta. Mientras que al invertir un solo modo, en este caso el *TM*, se obtuvieron mejores resultados debido a que es más fácil ajustar una menor cantidad de información y a que posiblemente uno de los modos presente menos distorsión. Lo

anterior no sucede con el REBOCC, porque el determinante incluye la información de las cuatro componentes del tensor sin sacrificar la resolución de las estructuras geoelectricas, acoplado bastante bien los cuerpos resistivos y conductores.

Una de las ventajas que brinda el algoritmo de Rodi y Mackie (2001) es que puede modelar los rasgos topográficos, mientras que el REBOCC no se encuentra diseñado para modelar la topografía. Y como es posible observar, el poder modelar la topografía juega un papel muy importante para la definición de las estructuras geoelectricas cuando ésta es abrupta.

Con ambos algoritmos se obtuvieron modelos suaves, y en general se pueden describir las mismas estructuras geoelectricas.

V.4 Correlación geológica

En la figura V.6 se muestra la sección geológico-estructural de la zona y en un recuadro se delimita el área de estudio.

Básicamente, se tiene un paquete de calizas de espesor mayor a los 1000 m del Cretácico Inferior, que corresponden a la Formación El Abra de borde y de interior de plataforma y, posiblemente, parte de la Formación Tamabra que corresponde a depósitos de facies de talud.

Se puede observar que la zona se encuentra fuertemente plegada (tren Laramídico), por lo que es una zona de anticlinales y sinclinales. En el área estudio se encuentra la estructura Sinclinal Loma Larga y el Cerro Loma Larga. En el anticlinal se muestra una serie de fallas asociadas al plegamiento (F_1 , F_2 y F_3) y que son inferidas a profundidad. En el Cerro Loma Larga se muestran las fallas F_4 y F_5 que también se infieren a profundidad. Al final del Cerro Loma Larga se observa una falla normal inferida (F_6) y algunas fallas de talud.

Si comparamos la información geológico-estructural anterior con los modelos geoelectricos generados, encontramos que tanto en los modelos generados con el algoritmo del REBOCC como con los generados con el NLCCG se observa que existe en las estaciones 12 y 14 un fuerte contraste de resistividad (límite de interfaces

marcado con líneas discontinuas en las figuras V.3, V.4a, V.5a y en la figura V.2 corresponde al límite entre R_2 y C_2) que se encuentra asociado a la falla normal inferida en la figura V.6. En el análisis dimensional y direccional WAL se puede observar que en las estaciones 9, 11 y 12 en el rango de frecuencias que va de 100000-1000 Hz el medio es caracterizado como un 2D y se puede definir una dirección del *strike* que varía entre N20°W y en el rango de 10000 a 1000 Hz es prácticamente NS.

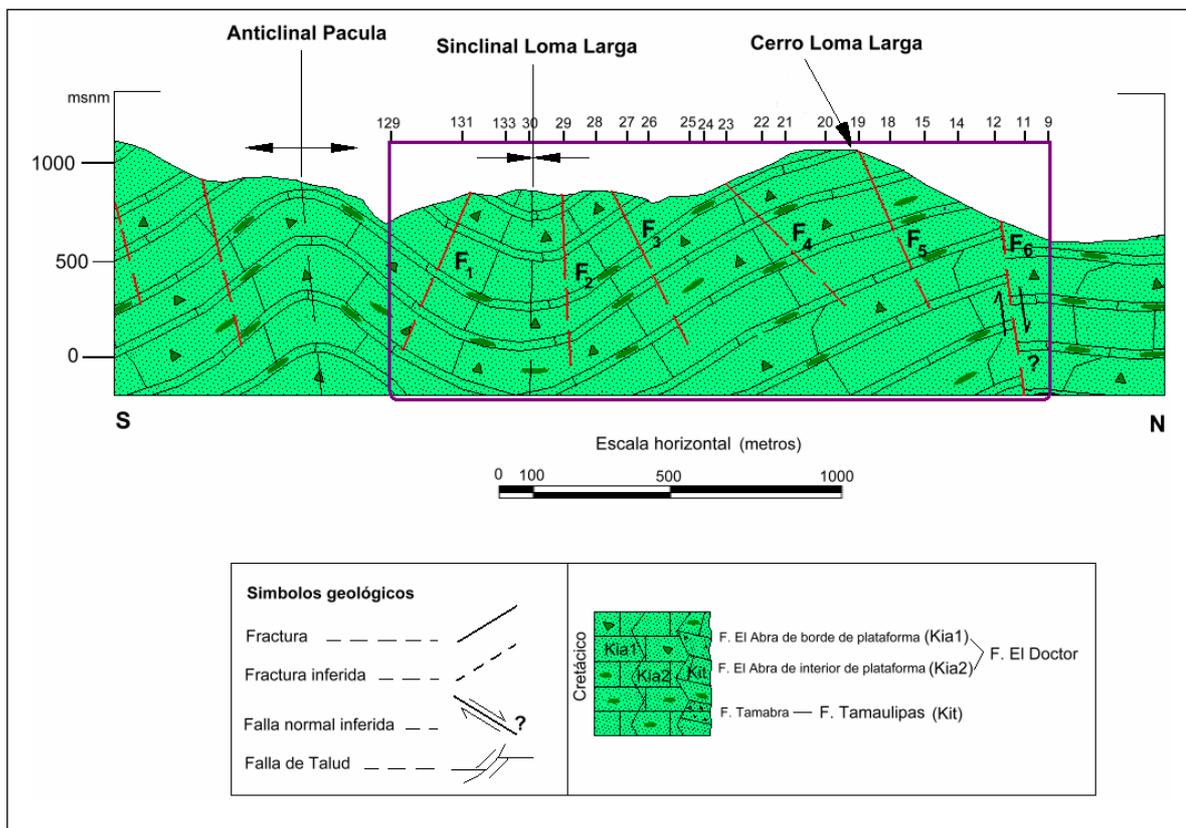


Figura V.6. Sección geológico-estructural del área de estudio (CFE).

En las estaciones 23-133 estructuralmente existe una serie de fallas asociadas al plegamiento. En la figura V.2 en dichas estaciones existen una estructura geoelectrica conductora C_2 , en las figuras V.3, V.4a y V.5a (con menor definición), se observa como una estructura conductora con espesor entre 300-400 m como máximo y por debajo de esta estructura el medio se muestra como un horizonte más resistivo. Es posible sugerir entonces que esta estructura conductora se relaciona con el sistema de fallas asociadas al plegamiento y que, debido a la resolución de los modelos, se observa como una sola estructura geoelectrica.

En la figura V.3 se puede observar que se delimita una estructura en las estaciones 133-131 que puede pudiera corresponder a la falla F_1 , sin embargo en los demás modelos no se observa, por tanto se tendría que reestructurar la malla del modelo para ver si es posible recuperar dicha estructura en los otros esquemas de inversión.

Conclusiones

Los objetivos generales y particulares de este trabajo quedan englobados en la generación del modelo geoelectrico que caracteriza la zona de Jiliapan, Hidalgo.

En el sentido metodológico, tanto el modelo obtenido con el algoritmo de NLGC como el modelo generado por el programa REBOCC mostraron buenos resultados en términos morfológicos, ya que con la información brindada por ambos esquemas de inversión permitieron delimitar geoelectricamente las estructuras presentes en la zona de estudio.

Uno de los principales problemas inherentes al caso de estudio, fue la topografía de la zona. Se observó que la inclusión de dicha información en la generación de modelos geoelectricos resulta de vital importancia pues de no ser considerados se corre el riesgo de no identificar de manera adecuada la ubicación de las estructuras geoelectricas. Sin embargo, cuando se incluyeron los rasgos topográficos, se obtuvieron modelos similares con ambos esquemas de inversión. En conclusión, es determinante modelar un espacio completo (que considere el aire y las cotas reales de los sondeos), en casos en los que la topografía es abrupta.

Otro punto de discusión es el parámetro de inversión para la generación de una imagen geoelectrica. Invertir el determinante constituye una aproximación robusta al problema debido a que incluye la información de las cuatro componentes del tensor de impedancias, obteniendo un modelo simple y suave. El algoritmo REBOCC se caracteriza por ser rápido, estable, de fácil uso y tener moderados requerimientos de memoria. Por lo tanto, los modelos 2D basados en la inversión del determinante del tensor de impedancias puede llegar a ser incluso una razonable aproximación de estructuras 3D.

Con el algoritmo NLGC, de Rodi y Mackie (2001), se observó que al invertir únicamente el modo TM se resolvieron mejor los cuerpos resistivos, aunque también se detectaron bastante bien los conductores. Lógicamente, al poder involucrar el aspecto de la topografía, los resultados obtenidos a partir de este esquema de inversión resultan mucho más confiables. Sin embargo, requiere de mucha información

a priori que obliga a realizar un análisis dimensional y direccional exhaustivo antes de su aplicación.

El método magnetotelúrico mostró ser una herramienta de gran utilidad en la caracterización de estructuras de profundidad media. Su rápida implementación así como su facilidad para operar en campo hacen de esta técnica una herramienta de alta aplicabilidad.

En las estaciones 12 y 14 se mostró un fuerte contraste de resistividad (confirmado por ambos modelos) que se asocia a la falla normal inferida en campo y plasmada en la sección geológica. Entre las estaciones 23 y 133 se presentan una secuencia de fallas asociadas al plegamiento. En dichas estaciones existe una estructura geoelectrica conductora que podría estar relacionada con el sistema de fallas asociadas al plegamiento.

En conclusión, la imagen geoelectrica final (figura V.4a) se correlaciona con la sección geológica de la zona, confirmando la presencia de las fallas y estructuras sugeridas con antelación.

Recomendaciones

Se recomienda verificar los hallazgos de la imagen geoelectrica obtenida mediante pozos direccionales de investigación. De la misma manera se sugiere extender la prospección haciendo sondeos de MT de baja frecuencia para estudiar a profundidad la falla normal inferida y las fallas asociadas al plegamiento.

Otros estudios geofísicos que pueden servir para corroborar el modelo obtenido con MT, son los gravimétricos si se tiene la topografía georeferenciada a detalle para hacer las correcciones y/o estudios sísmicos de reflexión.

Referencias

Arvizu, J. y Alcántara, J., 1989. Factibilidad geológica del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán, Hgo. *Comisión Federal de Electricidad*, Subdirección de Construcción (Unidad de Estudios de Ingeniería Civil), 102 pp.

Bahr, K. y Groom, R.W., 1990. Corrections for near surface effects: Tutorial paper, 10th Workshop on EM Induction in the Earth, IAGA WG-12.

Berbesi, A., 2005. *Comparación entre inversión SB e inversión REBOCC para una medición 2-D RMT+CSTMT en Skediga, Suecia.* Tesis de Licenciatura. Ilustre Universidad Simón Bolívar, 65 pp.

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18: 605-635.

Carrillo, M., 1982. Itinerario Zimapán-Las Adjuntas-Xahá, México, D.F., *Sociedad Geológica Mexicana*, Libro-guía de la excursión geológica de la región de Zimapán y áreas circundantes, 65-70.

Carrillo, M., 1989. Estratigrafía y tectónica de la parte centrooriental del Estado de Querétaro. *Revista Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma de México, 8 (2): 188-193.

Carrillo, M., 1997. *Resumen de la Geología de la hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro.* Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.

Carrillo, M., 2000. *Hoja Zimapán 14Q-e(7), escala 1:100,000.* Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.

Carrillo, M. y Suter, M., 1991. *Región de Zimapán, Hidalgo. Observación de un ejemplo de la tectónica de la Sierra Madre Oriental (Excursión Geológica).* Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, 68 pp.

Corbo, F., 2006. *Modelo geofísico del acuífero Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina.* Posgrado en Ciencias de la Tierra. Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro. Universidad Nacional Autónoma de México, 148 pp.

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

Flores, K., Ramírez, M., Ortiz, L.E., Canet, C., Roy, P.D. y Zamudio, J.L., 2006. Paragénesis de minerales de Te-Ag-Bi-Au en la mina Nuevo Encino Prieto, Jacala de Ledezma, Hidalgo, México. Boletín de Mineralogía. *Sociedad Mexicana de Mineralogía A. C.*, 17: 3-9.

Gabàs, A., 2003. Nous aspectes metodològics en l'exploracion elèctrica i electromagnètica. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 254 pp.

García, X. y Jones, A.G., 2002. Atmospheric sources for Audio-magnetotelluric (AMT) sounding. *Geophysics*, 67 (2): 448-458.

Geometrics, 2000. Stratagem. Manual de operación. 38 pp.

Geotools, 1997. MT User's Guide. 450 pp.

Goldstein, M.A. y Strangway, D.W., 1975. Audio-frecuency magnetotellurics with a grounded electric dipole source. *Geophysics*, 40 (4): 669-683.

González, C. y Carrillo, M., 1986. Amonitas del Jurásico Superior (Titoniano Superior) y del Cretácico Inferior (Huateriviano-Barremiano) del área de San Joaquín-Vizarrón, Estado de Querétaro. *Revista Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma de México, 6 (2): 171-177.

Groom, R.W. y Bailey, R.C., 1989. Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensor in the Presence of Local 3-D Galvanic Distortion. *J. Geophys. Res.*, 94 (B-2): 1913- 1925.

Hsu, P., 1987. *Análisis de Fourier*. Addison-Wesley Iberoamericana, 274 pp.

Ida, N., 1995. *Numerical Modeling for Electromagnetic Non-Destructive Evaluation*. Chapman and Hall, Great Britain, 511 pp.

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

- Keller, G.V., 1987.** Rock and Mineral Properties. En: Nabighian, M. N (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Vol.1. Society of Exploration Geophysicists, 13-51.
- LaTorraca, G.A., Madden, T.R. y Korringa, J., 1986.** An analysis of the magnetotelluric impedance for three-dimensional conductivity structures. *Geophysics*, 51: 1819-1829.
- Ledo, J., 2005.** 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics*, 26: 511-543.
- Linde, N., 2005.** Characterization of Hydrogeological Media Using Electromagnetic Geophysics. PhD Tesis. Uppsala Universitet.
- Martí, A., Queralt, P. y Roca, E., 2004.** Geoelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain. *Geophysical Journal International*, 157: 961-974.
- Meju, M.A., 2002.** Geoelectromagnetic exploration for natural resources: models, case studies and challenges. *Surveys in Geophysics*, 23 (2-3): 133-205.
- Oldenburg, D.W., 1979.** One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations. En: Keava Vozoff (ed.). *The Magnetotelluric Method*. Vol. 5. Society of Exploration Geophysicists, 480-506.
- Orellana, E., 1974.** *Prospección Geoeléctrica (por campos variables)*. Paraninfo, Madrid, 571 pp.
- Páez, V. y González, C.M., 1993.** Carsticidad en la boquilla del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán. *Comisión Federal de Electricidad*. Subdirección Técnica (Gerencia de Ingeniería Civil), 34 pp.
- Pedersen, L.B. y Engels, M., 2005.** Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *Geophysics*, 70 (2): G33-G41.
- Persson, L., 2001.** *Plane wave electromagnetic measurements for imaging fracture zones*. Ph. D. Tesis. ISBN 91-554-5028-8. Uppsala University.
- Raisz, E., 1964.** Landforms of Mexico. 2^a ed. *Cambridge, Massachusetts*, edición privada, mapa con texto, escala 1:3000000.

- Reddy, I., Rankin, D. y Phillips, R.J., 1977.** Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society*, 51: 313-325.
- Rionda, E., 2001.** Exploración geofísica e hidrogeológica integrando sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos en San José Buenavista, Puebla. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, 62 pp.
- Rodi, W. y Mackie, R.L., 2001.** Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66 (1): 174-187.
- Simpson, F. y Bahr, K., 2005.** *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, 254 pp.
- Siripunvaraporn, W. y Egbert, G., 2000.** An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65: 791-803.
- Swift, C.M., 1967.** *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States*. Tesis doctoral. M.I.T.
- Szarka, L. y Menvielle, M., 1997.** Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, 129: 133-142.
- Suter, M., 1982.** Itinerario Zimapán-Jiliapan. *Sociedad Geológica Mexicana*. Convención Geológica Nacional, 6, México, D.F., Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro, 43-51.
- Tikhonov, A.N., 1950.** On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, 73 (2): 295-297.
- Tikhonov, A. N. y Arsenin, V. Y., 1977.** *Solutions of ill-posed problems*. Willey, new York.
- Vera, I.A., 2004.** *Modelación directa del fenómeno magnetotelúrico para aplicaciones someras*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, pp.
- Vozoff, K., 1972.** The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins. *Geophysics*, 37 (1): 98-141.

Vozoff, K., 1989. The magnetotelluric method. En: Nabighian, M. N (ed.); *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*. Vol. 2. Society of Exploration Geophysicists, 3: 641-711.

Ward, J.A., 1979. Stratigraphy, depositional environments and diagenesis of the Doctor platform, Querétaro, Mexico. Binghamptom, State University of New York. Tesis doctoral (inérita), 172 pp.

Ward, S.H., y Hohmann, G.W., 1987. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. En: Nabighian, M. N (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Vol.1. Society of Exploration Geophysicists, 513 pp.

Weaver, J.T., Agarwal, A.K. y Lilley, F.E.M., 2000. Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141: 321-336.

Web1: Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Ixmiquilpan, Estado de Hidalgo, Comisión Nacional del Agua, 2002., 14pp.

www.cna.gob.mx/eCNA/espaniol/Programas/Subdirecciones/HTML-GAS/disp_gas/pdf_docs/Ixmiquilpan.pdf

Web2: Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Villa de Arista, Estado de San Luis Potosí, Comisión Nacional del Agua, 2002., 20pp.

www.cna.gob.mx/eCNA/espaniol/programas/subdirecciones/html-gas/disp_gas/pdf_docs/Villa-Arista.pdf

Web3: Mapas y fotos satelitales de los municipios de México.

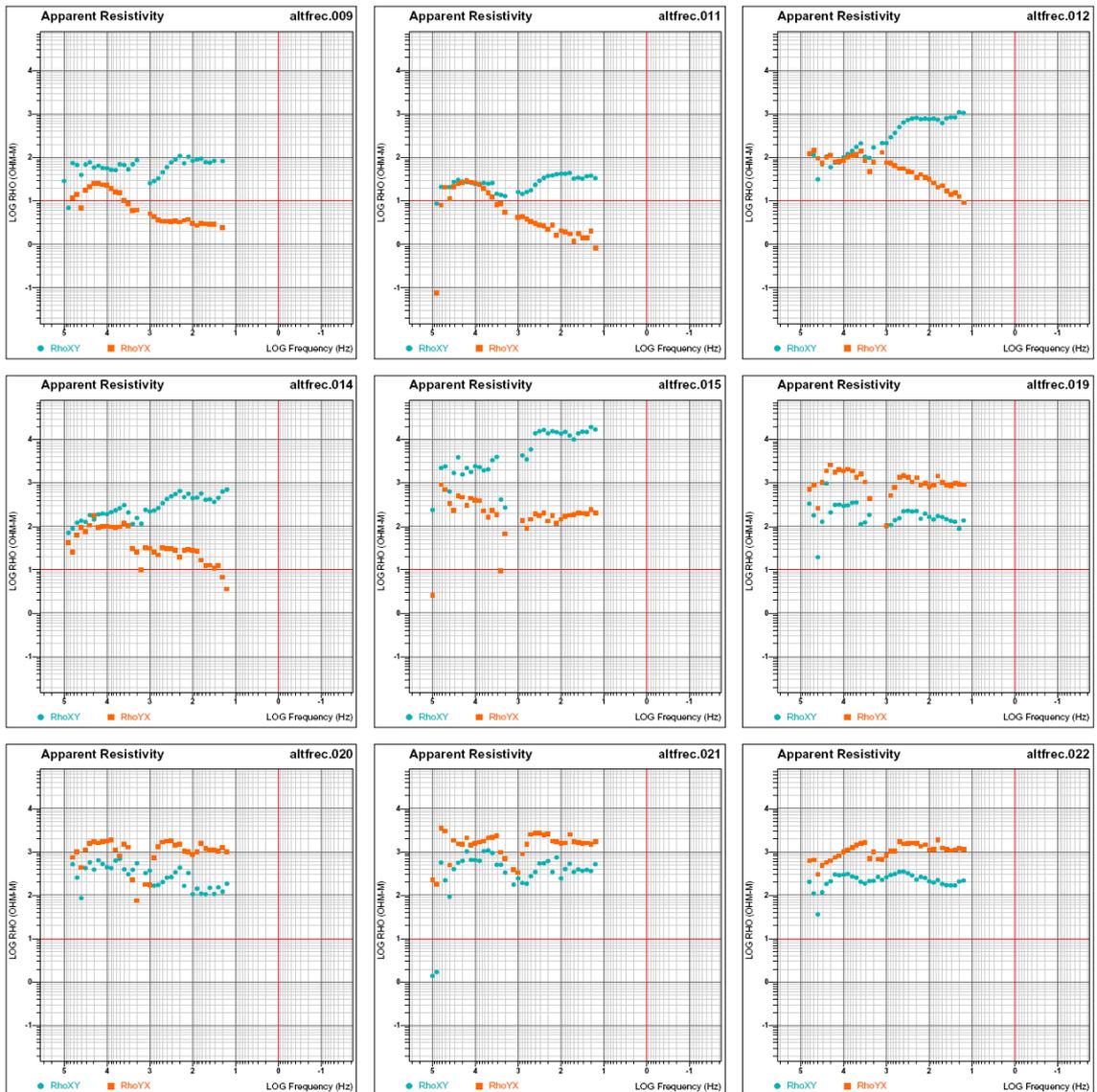
<http://www.mapasmexico.net/mapa-hidalgo.html#municipios>

Wilson, B.W., Hernández, P. y Meave, T.E., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 18: 1-10.

Zonge K.L, Ostrander, A.G. y Emer, D.F., 1986. Controlled-Source Audio-Frequency Magnetotelluric Measurements. En: Keeva Vozoff (ed.). *The Magnetotelluric Method*. Vol. 5. Society of Exploration Geophysicists, 749-764.

Apéndice

Curvas de resistividad aparente observada





Curvas de fase observadas

